



**UNIVERSIDAD NACIONAL AUTÓNOMA
DE MÉXICO**

FACULTAD DE CIENCIAS

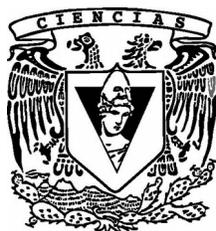
**IMPACTO DEL CAMBIO DE USO DE SUELO Y
COBERTURA VEGETAL EN EL PRONÓSTICO
NUMÉRICO DEL TIEMPO**

T E S I S

**QUE PARA OBTENER EL TÍTULO DE:
LICENCIADA EN CIENCIAS DE LA TIERRA**

P R E S E N T A:

REBECA GUADALUPE BARRALES HASSAN



**DIRECTOR DE TESIS:
DRA. ERIKA DANAÉ LÓPEZ ESPINOZA**

Ciudad Universitaria, Cd. Mx., 2017



Universidad Nacional
Autónoma de México



UNAM – Dirección General de Bibliotecas
Tesis Digitales
Restricciones de uso

DERECHOS RESERVADOS ©
PROHIBIDA SU REPRODUCCIÓN TOTAL O PARCIAL

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

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

1. Datos del alumno

Barrales

Hassan

Rebeca Guadalupe

01 735 30 10 976

Universidad Nacional Autónoma de México

Facultad de Ciencias

Ciencias de la Tierra

412050213

2. Datos del tutor

Dra.

Erika Danaé

López

Espinoza

3. Datos del sinodal 1

Dr.

Jorge

Zavala

Hidalgo

4. Datos del sinodal 2

Dr.

Rodolfo Omar

Arellano

Aguilar

5. Datos del sinodal 3

Dra.

Claudia Inés

Rivera

Cárdenas

6. Datos del sinodal 4

Dra.

Melanie

Kolb

7. Datos del trabajo escrito

Impacto del cambio de uso de suelo y cobertura vegetal
en el pronóstico numérico del tiempo

142 p

2017

Dedicatoria

Mi tesis la dedico a mis papás Dayse y Rafael quienes me apoyaron y motivaron durante toda la carrera y a mi abuelita Catita (Q.E.P.D.) con quien compartí momentos especiales, por todo su amor y sabiduría.

Agradecimientos

Agradezco a Dios por darme la fuerza para culminar mi carrera.

A la Universidad Nacional Autónoma de México, por brindarme un lugar dentro de sus instalaciones, a la Facultad de Ciencias por brindarme todas las herramientas necesarias para mi formación académica.

A mis papás por su infinito apoyo, amor, educación y consejos.

A la Dra. Erika López una gran persona, quien me ha brindado una excelente guía y asesoramiento durante la realización de esta tesis.

A mi amiga Edna por todos sus consejos y apoyo emocional.

Agradezco a mis sinodales por sus valiosas contribuciones al trabajo final.

A mis profesores por sus valiosas lecciones y orientación, al Dr. Ángel por aclararme dudas entorno a la discusión de esta tesis, a las maestras Silvia, Nadia y Yolanda, quienes fueron un pilar importante en mi educación desde las primeras etapas.

Gracias a todos lo que hicieron posible este logro.

Investigación realizada gracias al Programa UNAM-DGAPA-PAPIIT IA1000915.

Resumen

Considerando el acentuado cambio de cobertura y uso del suelo (LULC, por sus siglas en inglés) que se ha dado en la zona urbana de Cancún, y la disponibilidad de mapas de LULC para esta región, en esta tesis se estudió el impacto del cambio de LULC en el pronóstico del tiempo mediante simulación numérica con el modelo atmosférico *Weather Research and Forecasting* (WRF). Por otro lado, los modelos numéricos para el pronóstico del tiempo requieren de una representación precisa de la superficie terrestre debido a que esta información controla un amplio espectro de parámetros como la absorción y emisión de radiación, los flujos superficiales de vapor de agua, además de describir parámetros de vegetación y suelo en los modelos de superficie del suelo. Para analizar la sensibilidad del modelo WRF ante cambios de LULC en la zona urbana de Cancún, se realizaron simulaciones numéricas empleando información de LULC obtenida en 1993, 2001, 2005 y 2010. El modelo WRF fue configurado con tres dominios de 9, 3 y 1 km, con dominio de resolución más fina centrado en la zona urbana de Cancún. Las simulaciones numéricas fueron hechas para una semana en los meses de secas y cinco días en los meses de lluvia. Cada día fue simulado en modo pronóstico a 45 horas con salidas horarias. Se analizaron las 24 horas de simulación después de un periodo para el proceso de estabilización (*spin-up*) de 18 horas. Para las condiciones iniciales y de frontera se utilizaron datos de las 00Z del modelo Sistema de Pronóstico Global (GFS, por sus siglas en inglés) de 0.25 grados cada tres horas. Con las salidas obtenidas se analizó el comportamiento de las diferentes variables meteorológicas pronosticadas: temperatura en superficie, magnitud del viento en superficie y precipitación acumulada. Entre los resultados que se obtuvieron se encontró que la expansión urbana provocó un aumento en la temperatura en superficie de 1993 a 2010 de hasta 1.05 °C. Por otro lado, la magnitud del viento de 1993 a 2010 disminuyó hasta 2.76 km/h en el centro de la ciudad donde dominó el efecto de fricción debido a la cobertura urbana, mientras que en la periferia de la ciudad la magnitud del viento aumentó hasta 2.01 km/h debido a que el gradiente térmico tuvo un papel importante en esta zona. Con respecto a la precipitación, se simularon dos casos en meses de lluvias: el primero bajo la influencia de lluvia menor a 25 mm y el segundo bajo condiciones de lluvia fuerte a muy fuerte con tasas de precipitación entre 25 y 75 mm. Para el primer caso de lluvias, de 1993 a 2010, la precipitación acumulada aumentó más en la periferia de la ciudad que en el centro de esta debido a características propias de la circulación de la isla de calor. Para el segundo caso la precipitación acumulada aumentó sobre el centro de la ciudad debido a que la baja presión urbana inducida sobre esta zona interactuó con el frente de brisa de mar.

Palabras clave: Cobertura y uso del suelo, modelo atmosférico WRF, análisis de sensibilidad del WRF, expansión urbana, zona urbana de Cancún.

Abstract

Considering the marked change in Land Use and Land Cover (LULC) in the urban area of Cancun, and the availability of LULC maps for this region, this thesis examined the impact of change of LULC in the weather forecast by numerical simulation with the atmospheric model Weather Research and Forecasting (WRF). On the other hand, numerical models for the weather forecast require a precise representation of the earth's surface because this information controls a broad spectrum of parameters such as radiation absorption and emission, surface water vapor fluxes, as well as to describe vegetation and soil parameters in soil surface models. In order to analyze the sensitivity of the WRF model to LULC changes in the urban area of Cancun, numerical simulations were performed using LULC information obtained in 1993, 2001, 2005 and 2010. The WRF model was configured with three domains of 9, 3 and 1 km, with finer resolution domain centered in the urban area of Cancun. Numerical simulations were done for one week in the dry months and five days in the rainy months. Each day was simulated in forecast mode at 45 hours with hourly outputs. The 24-hour simulation was analyzed after a period of 18 hours of spin-up. For initial and boundary conditions, 00Z data were used from the Global Forecast System (GFS) model of 0.25 degrees every three hours. With the obtained outputs the behavior of the different predicted meteorological variables was analyzed: surface temperature, surface wind magnitude and accumulated precipitation. Among the obtained results it was found that the urban expansion caused an increase in the surface temperature from 1993 to 2010 of up to 1.05 °C. On the other hand, the magnitude of the wind from 1993 to 2010 decreased to 2.76 km/h in the city center where the friction effect dominated due to urban coverage, while on the periphery of the city the magnitude of the wind increased until 2.01 km/h because the thermal gradient played an important role in this area. With respect to precipitation, two cases were simulated in rainy months: the first one under the influence of rainfall of less than 25 mm and the second under heavy rainfall conditions, with precipitation rates between 25 and 75 mm. For the first case of rainfall, from 1993 to 2010, cumulative rainfall increased more in the periphery of the city than in the center of the city due to characteristics of the circulation of the heat island. For the second case, cumulative precipitation increased over the city center because the low urban pressure induced on this zone interacted with the sea breeze front.

Keywords: Land Use and Land Cover, WRF atmospheric model, WRF sensitivity analysis, urban expansion, urban area of Cancun.

Índice

Contenido	Pág.
Dedicatoria.....	3
Agradecimientos.....	4
Resumen.....	5
Abstract.....	6
Índice.....	7
Índice de Tablas.....	10
Índice de Figuras.....	12
Capítulo 1: Introducción.....	17
1.1 Objetivo general.....	22
1.1.1 Objetivos específicos.....	22
1.2 Organización de la tesis.....	23
Capítulo 2: Marco Teórico.....	24
2.1 Modelo WRF.....	24
2.2 Isla de calor.....	32
2.3 Mezcla mecánica y térmica.....	32
2.3.1 Mezcla térmica.....	32
2.3.2 Mezcla mecánica.....	33
2.4 PBL.....	33
2.5 Circulaciones locales: brisas de mar y tierra.....	33
2.5.1 Brisa de mar.....	34

	8
2.5.2 Brisa de tierra.....	36
2.6 Corrientes ascendentes.....	37
2.7 Rugosidad superficial.....	37
Capítulo 3: Marco Metodológico	39
3.1 Bases de Datos de LULC a emplear.....	39
3.2 Área de estudio.....	44
3.3 Homologación del esquema de clases.....	50
3.4 Configuración del modelo.....	52
3.5 Análisis sinóptico.....	56
Capítulo 4: Resultados y Discusión.....	58
4.1 Mapas promedios para las variables meteorológicas pronosticadas.....	58
4.1.1 Temperatura en superficie.....	58
4.1.2 Magnitud del viento en superficie.....	65
4.1.3 Precipitación acumulada promedio en 24 horas.....	69
4.2. Análisis del cambio de LULC en puntos virtuales.....	73
4.2.1 Mapas de la diferencia del promedio para las variables meteorológicas pronosticadas.....	74
4.2.1.1 Temperatura en superficie.....	75
4.2.1.2 Magnitud del viento en superficie.....	80
4.2.1.3 Precipitación acumulada promedio en 24 horas.....	84
4.3 Series de tiempo.....	86
4.3.1 Temperatura en superficie.....	86
4.3.1.1 Rango diurno de temperatura.....	94
4.3.2 Magnitud del viento en superficie.....	96
4.3.3 Precipitación acumulada.....	105
4.3.4 Frente de brisa.....	117
Capítulo 5: Conclusiones y Recomendaciones.....	121

5.1 Recomendaciones.....	126
Referencias.....	128
Apéndice A: Precipitación acumulada en 24 horas (mm) por día para los casos de lluvias.....	140

Índice de Tablas

Contenido	Pág.
Tabla 1. Exactitud de las clases del mapa NALCMS2005 de acuerdo a los productores y a los usuarios.....	48
Tabla 2. Periodo de las simulaciones numéricas analizadas y LULC empleado para cada simulación numérica.....	54
Tabla 3. Configuración del modelo WRF para realizar las simulaciones numéricas.....	55
Tabla 4. Periodo de las simulaciones numéricas analizadas y LULC empleado para la variable de temperatura en superficie.....	59
Tabla 5. Periodo de las simulaciones numéricas analizadas y LULC empleado para la variable de magnitud del viento en superficie.....	65
Tabla 6. Periodo de las simulaciones numéricas analizadas y LULC empleado para la variable de precipitación acumulada.....	69
Tabla 7. LULC en los dos puntos virtuales seleccionados.....	74
Tabla 8. Comparación de resultados del 01 al 07 de febrero de 2015 para la temperatura en superficie.....	93
Tabla 9. Comparación de resultados del 12 al 18 de abril de 2015 para la temperatura en superficie.....	93
Tabla 10. Comparación de resultados del 09 al 13 de junio de 2015 para la temperatura en superficie.....	93
Tabla 11. Comparación de resultados del 17 al 21 de octubre de 2015 para la temperatura en superficie.....	94
Tabla 12. DTR para el 01 al 07 de febrero de 2015.....	95
Tabla 13. DTR para el 12 al 18 de abril de 2015.....	95
Tabla 14. DTR para el 09 al 13 de junio de 2015.....	96

Tabla 15. DTR para el 17 al 21 de octubre de 2015.....	96
Tabla 16. Comparación de resultados del 01 al 07 de febrero de 2015 para la magnitud del viento en superficie.....	97
Tabla 17. Comparación de resultados del 12 al 18 de abril de 2015 para la magnitud del viento en superficie.....	98
Tabla 18. Comparación de resultados del 09 al 13 de junio de 2015 para la magnitud del viento en superficie.....	98
Tabla 19. Comparación de resultados del 17 al 21 de octubre de 2015 para la magnitud del viento en superficie.....	98
Tabla 20. Promedio de la magnitud del viento en superficie en 24 horas para PV1 y PV2.....	99
Tabla 21. Comparación de resultados del 09 al 13 de junio de 2015 para la precipitación acumulada promedio en 24 horas.....	106
Tabla 22. Comparación de resultados del 17 al 21 de octubre de 2015 para la precipitación acumulada promedio en 24 horas.....	110

Índice de Figuras

Contenido	Pág.
Figura 1. Flujo de la ejecución del modelo WRF.....	26
Figura 2. Cobertura y uso del suelo MODIS con la leyenda correspondiente a las clases que aparecen en este mapa.....	29
Figura 3. Cobertura y uso del suelo USGS con la leyenda correspondiente a las clases que aparecen en este mapa.....	30
Figura 4. Formación de la brisa de mar (izquierda) y de la brisa de tierra (derecha).	36
Figura 5. Mapas NALCMS2005 y NALCMS2010 cortados para la República Mexicana.....	41
Figura 6. Mapa de las áreas de transición de LULC de mayor extensión entre el 2005 y el 2010 para la República Mexicana.....	42
Figura 7. Imágenes satelitales de la zona urbana de Cancún para los años a) 1993, b) 2000, c) 2005 y d) 2010.....	46
Figura 8. Mapa de las áreas de transición de LULC de mayor extensión entre el 2005 y el 2010 para la República Mexicana.....	47
Figura 9. LULC para el esquema de clasificación de USGS empleado en el modelo WRF. USGS1993 (arriba), NALCM2005 (izquierda-abajo) y NALCM2010 (derecha-abajo).....	51
Figura 10. Ubicación del dominio padre (dominio 1) con sus dos anidamientos (dominios 2 y 3) configurados para las simulaciones.....	53
Figura 11. Pronóstico del tiempo representativo para los dos casos de lluvias, a) para el primer caso de lluvias del 9 al 13 junio de 2015 y b) para el segundo caso de lluvias del 17 al 21 de octubre de 2015.....	57
Figura 12. Mapas promedio para la temperatura en superficie (°C) del 01 al 07 de febrero de 2015. USGS1993 (arriba-izquierda), MODIS2001 (arriba-derecha), NALCMS2005 (abajo-izquierda) y NALCMS2010 (abajo-derecha).....	61

Figura 13. Comparación del campo de viento en superficie a partir del vector diferencia USGS1993-NALCMS2010 para los meses de abril (arriba) y junio (abajo).....	63
Figura 14. Mapas promedio para la variable de temperatura en superficie (°C) del 12 al 18 de abril de 2015. Izquierda para LULC con USGS1993 y derecha para NALCMS2010.....	64
Figura 15. Mapas promedio para la variable de temperatura en superficie (°C) del 09 al 13 de junio de 2015. Izquierda para LULC con USGS1993 y derecha para NALCMS2010.....	64
Figura 16. Mapas promedio para la variable de temperatura en superficie (°C) del 17 al 21 de octubre de 2015. Izquierda para LULC con USGS1993 y derecha para NALCMS2010.....	65
Figura 17. Mapas promedio para la variable de magnitud del viento en superficie (km/h) del 01 al 07 de febrero de 2015. USGS1993 (arriba-izquierda), MODIS2001 (arriba-derecha), NALCMS2005 (abajo-izquierda) y NALCMS2010 (abajo-derecha).....	67
Figura 18. Mapas promedio para la variable de magnitud del viento en superficie (km/h) del 12 al 18 de abril de 2015. USGS1993 (izquierda) y NALCMS2010 (derecha).....	68
Figura 19. Mapas promedio para la variable de magnitud del viento en superficie (km/h) del 09 al 13 de junio de 2015. USGS1993 (izquierda) y NALCMS2010 (derecha).....	68
Figura 20. Mapas promedio para la variable de Magnitud del Viento en superficie (km/h) del 17 al 21 de octubre de 2015. USGS1993 (izquierda) y NALCMS2010 (derecha).....	69
Figura 21. Mapas de precipitación acumulada promedio en 24 horas (mm) del 09 al 13 de junio de 2015. USGS1993 (izquierda) y NALCMS2010 (derecha).....	72
Figura 22. Mapas precipitación acumulada promedio en 24 horas (mm) del 17 al 21 de octubre de 2015. USGS1993 (izquierda) y NALCMS2010 (derecha).....	72
Figura 23. Ubicación de los dos puntos virtuales analizados.....	73
Figura 24. Mapas de la diferencia del promedio de temperatura en superficie (°C) del 01 al 07 de febrero de 2015 para NALCMS2010-USGS1993 (arriba-izquierda), NALCMS2010-MODIS2001 (arriba-derecha) y NALCMS2010-NALCMS2005 (abajo).....	77
Figura 25. Mapa de la diferencia del promedio de temperatura en superficie (°C) del 12 al 18 de abril de 2015 para NALCMS2010-USGS1993.....	79

Figura 26. Mapa de la diferencia del promedio de temperatura en superficie (°C) del 09 al 13 de junio de 2015 para NALCMS2010-USGS1993.....	79
Figura 27. Mapa de la diferencia del promedio de temperatura en superficie (°C) del 17 al 21 de octubre de 2015, para NALCMS2010-USGS1993.....	80
Figura 28. Mapas de la diferencia del promedio de la magnitud del viento en superficie (m/s) del 01 al 07 de febrero de 2015 para NALCMS2010-USGS1993 (arriba-izquierda), NALCMS2010-MODIS2001 (arriba-derecha) y NALCMS2010-NALCMS2005 (abajo).....	82
Figura 29. Mapa de la diferencia del promedio de la magnitud del viento en superficie (m/s) del 12 al 18 de abril de 2015 para NALCMS2010-USGS1993.....	83
Figura 30. Mapa de la diferencia del promedio de la magnitud del viento en superficie (m/s) del 09 al 13 de junio de 2015 para NALCMS2010-USGS1993.....	83
Figura 31. Mapa de la diferencia del promedio de la magnitud del viento en superficie (m/s) del 17 al 21 de octubre de 2015 para NALCMS2010-USGS1993.....	84
Figura 32. Mapa de la diferencia de precipitación acumulada promedio en 24 horas (mm) del 09 al 13 de junio de 2015 para NALCMS2010-USGS1993.....	85
Figura 33. Mapa de la diferencia de precipitación acumulada promedio en 24 horas (mm) del 17 al 21 de octubre de 2015 para NALCMS2010-USGS1993.....	86
Figura 34. Series de tiempo para la variable de temperatura en superficie (°C) del 01 al 07 de febrero de 2015 para el PV1 considerando los diferentes LULC.....	88
Figura 35. Series de tiempo para la variable de temperatura en superficie (°C) del 01 al 07 de febrero de 2015 para el PV2 considerando los diferentes LULC.....	89
Figura 36. Series de tiempo para la variable de temperatura en superficie (°C) del 12 al 18 de abril de 2015 para el PV1 considerando el LULC de USGS1993 y NALCMS2010.....	89
Figura 37. Series de tiempo para la variable de temperatura en superficie (°C) del 12 al 18 de abril de 2015 para el PV2 considerando el LULC de USGS1993 y NALCMS2010.....	90
Figura 38. Series de tiempo para la variable de temperatura en superficie (°C) del 09 al 13 de junio de 2015 para el PV1 considerando el LULC de USGS1993 y NALCMS2010.....	90

Figura 39. Series de tiempo para la variable de temperatura en superficie (°C) del 09 al 13 de junio de 2015 para el PV2 considerando el LULC de USGS1993 y NALCMS2010.....	91
Figura 40. Series de tiempo para la variable de temperatura en superficie (°C) del 17 al 21 de octubre de 2015 para el PV1 considerando el LULC de USGS1993 y NALCMS2010.....	91
Figura 41. Series de tiempo para la variable de temperatura en superficie (°C) del 17 al 21 de octubre de 2015 para el PV2 considerando el LULC de USGS1993 y NALCMS2010.....	92
Figura 42. Series de tiempo para la variable de magnitud del viento en superficie (km/h) del 01 al 07 de febrero de 2015 en el PV1 para el LULC de USGS1993, MODIS2001, NALCMS2005 y NALCMS2010.....	101
Figura 43. Series de tiempo para la variable de magnitud del viento en superficie (km/h) del 01 al 07 de febrero de 2015 en el PV2 para el LULC de USGS1993, MODIS2001, NALCMS2005 y NALCMS2010.....	102
Figura 44. Series de tiempo para la variable de magnitud del viento en superficie (km/h) del 12 al 18 de abril de 2015 en el PV1 para el LULC de USGS1993 y NALCMS2010.....	102
Figura 45. Series de tiempo para la variable de magnitud del viento en superficie (km/h) del 12 al 18 de abril de 2015 en el PV2 para el LULC de USGS1993 y NALCMS2010.....	103
Figura 46. Series de tiempo para la variable de magnitud del viento en superficie (km/h) del 09 al 13 de junio de 2015 en el PV1 para el LULC de USGS1993 y NALCMS2010.....	103
Figura 47. Series de tiempo para la variable de magnitud del viento en superficie (km/h) del 09 al 13 de junio de 2015 en el PV2 para el LULC de USGS1993 y NALCMS2010.....	104
Figura 48. Series de tiempo para la variable de magnitud del viento en superficie (km/h) del 17 al 21 de octubre de 2015 en el PV1 para el LULC de USGS1993 y NALCMS2010.....	104
Figura 49. Series de tiempo para la variable de Magnitud del Viento en superficie (km/h) del 17 al 21 de octubre de 2015 en el PV2 para el LULC de USGS1993 y NALCMS2010.....	105
Figura 50. Velocidad relativa de la magnitud de la brisa de tierra comparada con la brisa de mar. Del 09 al 13 de junio de 2015 (izquierda) y del 17 al 21 de octubre de 2015 (derecha) para NALCMS2010.....	108

Figura 51. Series de tiempo para la precipitación acumulada promedio en 24 horas(mm) del 09 al 13 de junio de 2015 en el Punto virtual 1 para USGS1993 y NALCMS2010.....	109
Figura 52. Series de tiempo para la precipitación acumulada promedio en 24 horas(mm) del 09 al 13 de junio de 2015 en el Punto virtual 2 para USGS1993 y NALCMS2010.....	110
Figura 53. Velocidad relativa de la magnitud de la brisa de tierra comparada con la brisa de mar. Del 17 al 21 de octubre de 2015 para NALCMS2010.....	112
Figura 54. Comparación del campo de viento en superficie a partir del vector diferencia USGS1993-NALCMS2010 para los meses de junio (arriba) y octubre (abajo).....	114
Figura 55. Series de tiempo para la precipitación acumulada promedio en 24 horas(mm) del 17 al 21 de octubre de 2015 en el Punto virtual 1 para USGS1993 y NALCMS2010.....	116
Figura 56. Series de tiempo para precipitación acumulada promedio en 24 horas(mm) del 17 al 21 de octubre de 2015 en el Punto virtual 2 para USGS1993 y NALCMS2010.....	118
Figura 57. Velocidad relativa de la magnitud de la brisa de tierra comparada con la brisa de mar. Del 01 al 07 de febrero de 2015, para USGS1993 (izquierda-arriba), MODIS2001 (derecha-arriba), NALCMS2005 (izquierda-abajo) y NALCMS2010 (derecha-abajo).....	116
Figura 58. Velocidad relativa de la magnitud de la brisa de tierra comparada con la brisa de mar. Del 12 al 18 de abril de 2015, para USGS1993 (izquierda) y NALCMS2010 (derecha).....	119
Figura 59. Velocidad relativa de la magnitud de la brisa de tierra comparada con la brisa de mar. Del 09 al 13 de junio de 2015, para USGS1993 (izquierda) y NALCMS2010 (derecha).....	119
Figura 60. Velocidad relativa de la magnitud de la brisa de tierra comparada con la brisa de mar. Del 17 al 21 de octubre de 2015, para USGS1993 (izquierda) y NALCMS2010 (derecha).....	120

Capítulo 1

Introducción

Estudios previos han demostrado que el clima regional puede ser muy sensible incluso a pequeños cambios en las propiedades de la superficie terrestre (Charney *et al.*, 1977; Chase *et al.*, 1996; Ge *et al.*, 2014; Georgescu *et al.*, 2009; Zhou *et al.*, 2003; Zhou *et al.*, 2015).

Estudios en donde se hace uso de una mejor descripción de la cobertura del suelo sugieren mejores estimaciones de las variables meteorológicas pronosticadas (Ran *et al.*, 2010; Sertel *et al.*, 2010), demostrando la importancia de este parámetro en el pronóstico meteorológico con el modelo *Weather Research and Forecasting* (WRF). Existen diversos estudios que analizan el desempeño del modelo WRF ante cambios de LULC (Grossman-Clarke *et al.*, 2010; Cao *et al.*, 2015). Una de las principales conclusiones de estos trabajos es que la correcta representación de la Cobertura y Uso del Suelo (LULC, por sus siglas en inglés) es importante en regiones áridas y semiáridas con desarrollos urbanos o con zonas agro-pastoriles.

Estudios observacionales y de modelización numérica demuestran que el cambio de LULC desempeña un importante papel biogeofísico y biogeoquímico en el sistema climático desde escalas regionales hasta continentales (Pielke *et al.*, 2011; Mahmood *et al.*, 2014, Foley *et al.*, 2005, Brovkin *et al.*, 2013, Mahmood *et al.*, 2016). Cao *et al.* (2015) remarcan que emplear propiedades de superficie apropiadas para realizar simulaciones con el modelo WRF son importantes también para mejorar el rendimiento del modelo numérico.

Las transformaciones de LULC, como cambios sistemáticos a largo plazo, por ejemplo la deforestación y la reforestación, o como cambios abruptos a corto plazo como la rápida urbanización; alteran las variables climáticas de la superficie y sus propiedades, como el albedo, la radiación neta y el flujo de momento. Investigaciones realizadas durante las últimas décadas

remarcan la importancia del impacto de estos cambios de LULC en las variables atmosféricas como la temperatura, la humedad, la nubosidad, la precipitación y las propiedades biogeofísicas como la rugosidad de la superficie, el Índice de Área Foliar (IAF) y el albedo (Mahmood *et al.*, 2014).

Una forma de entender los impactos de LULC es considerar los siguientes balances: (1) Balance neto radiativo, (2) Balance de humedad, (3) Balance del Carbono y (4) Balance del Nitrógeno. El primer balance se relaciona principalmente con parámetros de la radiación y de flujos de calor, el segundo con interacciones relacionadas con la precipitación. El tercer balance esta principalmente relacionado con cambios en la asimilación de CO₂, como procesos de combustión industrial y vehículos, respiración de CO₂ por plantas y animales. Finalmente, el cuarto se relaciona con cambios en el crecimiento de las plantas, biomasa, IAF, fotosíntesis, etcétera. Es importante mencionar que estos cuatro balances están fuertemente acoplados, ya que si se modifica un balance entonces se modifican todos los demás (Mahmood *et al.*, 2014).

Para entender más la interacción de estos impactos en las variables atmosféricas antes mencionadas, podemos escribir, de acuerdo a Mahmood *et al.* (2014) y a Pielke (2001), el balance neto radiativo (RN), el cual es equivalente a parámetros de la radiación, pero también a parámetros de flujos de calor, como:

$$R_N = Q_s(1-A) + Q_{Iwin} + Q_{Iwout} = Q_G + H + L(E+T) \dots\dots(Ec. 1)$$

y el Balance de humedad, el cual es equivalente a la interacción entre la evaporación, la transpiración, la escorrentía, y la infiltración, como:

$$P = E + T + RO + I \dots\dots\dots(Ec. 2)$$

donde Q_s=insolación, A=albedo, Q_{Iwin}=radiación de onda larga hacia abajo, Q_{Iwout}=radiación de onda larga hacia arriba, Q_G=flujo de calor del suelo (energía disponible para el flujo de calor del suelo (Molotch, 2010)), H=flujo de calor sensible turbulento, L= calor latente de vaporización, E=evaporación física (conversión de agua líquida en vapor de agua por procesos no físicos, tales

como aquellos desde la superficie de las hojas y desde la superficie del suelo), T =transpiración, RO =escorrentía, P =precipitación, I =infiltración, $L(E+T)$ =flujo de calor latente turbulento.

Las ecuaciones (1) y (2) son dependientes entre ellas. Si tomamos el ejemplo de la transición de un bosque hacia suelo desnudo, en donde al haber menos E , menos T y un subsecuente aumento de RO en la ecuación (2), se aumenta Q_G y H en la ecuación (1) (Mahmood *et al.*, 2014). Por ejemplo, en Mérida, Yucatán se tienen ejemplos de este cambio de LULC debido a que los bosques tropicales son los más deforestados a nivel nacional y el 90% de estos ha sido objeto de cambios de LULC (Mendoza-Weber, 2011).

Un segundo ejemplo que podemos mencionar es la aforestación, es decir, plantar árboles en un lugar originalmente carente de ellos (SERTO, 2012). La aforestación es un caso en el cual, al tener un mayor IAF, se tiene una superficie más oscura y por lo tanto el albedo es menor, esto implica un mayor flujo neto radiante, por lo que se tiene más energía para la evaporación, la transpiración y el flujo de calor del suelo. Esto modifica a su vez el flujo de calor, la tasa de Bowen ($H/[L(E+T)]$), la cual regula la temperatura de la hoja (Taiz *and* Zeiger, 2006) y la humedad, resultando en cambios en la altura de la Capa Límite Planetaria (PBL, por sus siglas en inglés), alterándose los patrones climáticos, el viento local/regional y una mayor Energía Potencial Convectiva Disponible (CAPE, por sus siglas en inglés) (Mahmood *et al.*, 2014). El CAPE se puede considerar como la energía máxima disponible para una parcela de aire obtenible durante su ascenso vertical (Chandrasekar, 2010).

Un tercer ejemplo es la irrigación, en este caso al haber un mayor contenido de agua en el suelo se va a tener una mayor capacidad calorífica y se tiene un mayor reciclado de humedad en el suelo, por lo que se bombea más agua al subsuelo (Mahmood *et al.*, 2014); sin embargo es importante mencionar que esto depende del tipo de subsuelo y de qué tan permeable es este.

El cuarto ejemplo es la transición a tierras de cultivo, este cambio provoca que haya un menor IAF aumentando el albedo y se tiene un menor reciclado de humedad en el suelo.

Además, esto implica una PBL profunda y seca así como un menor CAPE (Mahmood *et al.*, 2014).

Un último ejemplo se trata de la expansión urbana, lo cual implica un mayor flujo de calor sensible, un menor flujo de calor latente, así como un menor enfriamiento por evaporación que normalmente lo da la vegetación. La expansión urbana aumenta la temperatura en superficie. El impacto de la urbanización en el clima de las ciudades se encuentra bien documentado en la literatura (Oke, 1973; Jauregui, 2005).

Lo anteriormente expuesto entorno a las interacciones entre balances, concuerda con investigaciones basadas en simulaciones numéricas y cómo las modificaciones de LULC impactan en variables atmosféricas como la temperatura, el viento y la precipitación. Es bien sabido que la urbanización incrementa la temperatura superficial (Zhou *et al.*, 2004; Hale *et al.*, 2008; Hale *et al.*, 2006). Algunos autores remarcan que una actualización de LULC que represente adecuadamente la región puede pronosticar mejor la variable de temperatura (Sertel *et al.*, 2010; López-Espinoza *et al.*, 2012; Cao *et al.*, 2015).

Un fenómeno muy estudiado relacionado con la variable de temperatura, se trata de la isla de calor. Diversas investigaciones sobre este fenómeno han concluido que cuando las ciudades crecen y tienen menos áreas verdes el efecto de la isla de calor es más frecuente y más intenso (Jauregui, 2005; Estrada *et al.*, 2009; Oke, 1973), ya que la temperatura en las ciudades es mucho mayor comparada con sus entornos rurales. Por otro lado, Tursilowati *et al.* (2012) relacionaron una disminución de la temperatura al haber más vegetación dentro de la urbanización. Ellos realizaron un escenario con modificación de LULC para el año 2002 en Yakarta, Indonesia empleando el modelo WRF y obtuvieron que al incrementar un 58% la vegetación en las áreas urbanas se disminuye en aproximadamente un 48 % (255 km²) el área de la isla de calor, mientras que al incrementar un 25% el área urbana se produce un incremento de aproximadamente el 5% (43 km²) de la zona de la isla de calor.

Una segunda variable que presenta cambios debido a modificaciones de LULC es el viento. Grossman-Clarke *et al.* (2010) emplearon el modelo WRF para estudiar un desarrollo urbano en Phoenix Arizona, con LULC para los años 1973, 1985, 1998, y 2005. Ellos encontraron una reducción de los vientos por obstrucción de la ciudad los cuales eran ya relativamente débiles durante la noche y por lo tanto una reducción de la advección de aire más frío en la ciudad.

Una tercera variable que se modifica es la precipitación, pues varios autores señalan que la expansión urbana puede aumentar la precipitación sobre el área urbana (Xie *et al.*, 2014; Shepherd, 2006). Xie *et al.* (2014) emplearon 5 diferentes LULC en el modelo WRF y obtuvieron que la precipitación urbana es mayor con la transición de LULC de campos de cultivo por urbanización en Beijing, China. No obstante, algunos autores remarcan la necesidad de estudios adicionales (Xie *et al.*, 2014), debido a que existe debate sobre como afecta el cambio de LULC a la variable de precipitación.

El modelo numérico de mesoescala WRF que sirve para realizar investigación y pronóstico meteorológico tiene disponible información de LULC de (1) imágenes obtenidas durante 1992 y 1993 mediante el sensor Radiómetro Avanzado de Muy Alta Resolución (AVHRR, por sus siglas en inglés) e (2) imágenes obtenidas del 2001, mediante el sensor Espectrorradiómetro de Imágenes de Media Resolución (MODIS, por sus siglas en inglés). A partir de estudios revisados en la literatura se ha demostrado que el LULC de 1992/1993 no describe la situación actual de la cobertura terrestre para México (López-Espinoza *et al.*, 2014); por lo que existe la necesidad de actualizar el LULC continuamente haciendo uso de información más precisa que refleje mejor la situación actual a nivel nacional.

Para nuestro país se han realizado estudios ante cambios de LULC empleando el modelo WRF para la zona centro de México. Haciendo uso de una mejor descripción de la cobertura urbana se ha concluido que el pronóstico de temperatura se incrementa entre 0.5 °C y 5.0 °C en los sitios analizados para el periodo de 1993 a 2009 (López-Espinoza *et al.*, 2012).

Un problema alrededor de la información de LULC es que no se encuentra disponible frecuentemente debido a que la adquisición de imágenes de satélite suele ser muy costosa, además de que el proceso de clasificación es muy laborioso. Sin embargo, un esfuerzo de colaboración entre las agencias gubernamentales de Canadá, México y Estados Unidos, coordinado por el Atlas Ambiental de América del Norte de la Comisión para la Cooperación Ambiental (CEC, por sus siglas en inglés) son los productos del Sistema de Monitoreo de Cambio en la Cobertura del Suelo de América del Norte (NALCMS, por sus siglas en inglés). El producto NALCMS2005 es un conjunto de datos regional que se obtuvo a partir de imágenes MODIS de 2005 a una resolución espacial de 250 m. Este producto es definido mediante diecinueve clases de cobertura terrestre empleando el Sistema de Clasificación de la Cobertura Terrestre (LCCS, por sus siglas en inglés). El producto NALCMS de 2010 es una actualización del producto NALCMS de 2005 y representa la superficie terrestre en Norteamérica en el 2010. Para generar el conjunto de datos final, cada país utilizó sus propios métodos de clasificación, por lo que el conjunto de datos final es una combinación de los conjuntos de datos generados por los tres países. Para México se utilizaron como datos de entrada los compuestos mensuales de radiancia de MODIS, el Índice de Vegetación de Diferencia Normalizada (NDVI, por sus siglas en inglés); así como información de un modelo de elevación digital. Además, se utilizaron clasificaciones previas de uso del suelo, cobertura de la tierra, tierras agrícolas y mapas de áreas urbanas. Para México se ha comunicado una precisión del 82 % del producto (Colditz *et al.*, 2010).

1.1 Objetivo general

Estudiar la sensibilidad del modelo atmosférico WRF (en su versión 3.8) ante cambios de LULC, para una de las zonas con mayor área de cambio en México.

1.1.1 Objetivos específicos

- Cuantificar las diferencias entre los productos NALCMS de 2005 y de 2010, e identificar el área con mayor cambio de cobertura del suelo.

- Realizar simulaciones numéricas con datos de NALCMS, incluyendo simulaciones de control que usen la información de cobertura del suelo que trae por defecto el modelo WRF (1992/1993).
- Evaluar la sensibilidad del modelo numérico WRF, considerando los diferentes LULC.

1.2 Organización de la tesis

El resto de la tesis se encuentra organizado de la siguiente manera:

- En el capítulo 2 se dan a conocer las bases teóricas del modelo WRF, sus aplicaciones, su desarrollo, la función de sus módulos, así como la forma en que se introducen nuevos conjuntos de datos al modelo. En este capítulo también se introducen los conceptos de isla de calor, capa límite planetaria, mezcla mecánica y térmica, cómo se forman las corrientes ascendentes y qué es la rugosidad superficial. También se abordan conceptos sobre el mecanismo de formación detrás de las brisas de mar y de tierra, debido a que estas son una de las circulaciones más importantes en zonas costeras.
- En el capítulo 3 se presenta la metodología empleada en esta investigación. Se describe cómo se obtuvieron las bases de datos de LULC a usar, para después identificar y seleccionar las zonas de transición de mayor extensión, así como la homologación del esquema de clases de NALCMS2010 al esquema de clases del WRF y la configuración empleada para realizar las simulaciones numéricas.
- En el capítulo 4 se analiza el comportamiento de las diferentes variables meteorológicas pronosticadas. Haciendo uso de mapas promedios y de mapas de diferencias se obtienen las primeras discusiones sobre el impacto debido al cambio de LULC en las variables meteorológicas. Se obtienen también gráficos de series de tiempo para conocer el comportamiento de estas variables durante el ciclo diurno. Finalmente, se analiza cómo cambia la ubicación del frente de brisa al actualizar el LULC haciendo uso de mapas del campo de viento.
- Por último, en el capítulo 5 se presentan las conclusiones, la relevancia de los resultados obtenidos, así como recomendaciones que se hacen para futuras investigaciones.

Capítulo 2

Marco teórico

2.1 Modelo WRF

Con el desarrollo de los modelos climáticos y de los modelos de procesos de superficie terrestre, la simulación numérica se ha utilizado ampliamente para estudiar la influencia del cambio de LULC en el clima (Zhan *et al.*, 2014). El modelo WRF es un sistema de simulación atmosférica y predicción numérica del tiempo diseñado para realizar investigación de procesos atmosféricos y para el desarrollo de sistemas de pronóstico operacional. El modelo WRF sobresale en una amplia gama de aplicaciones a través de escalas que van desde decenas de metros hasta miles de kilómetros, incluyendo los estudios meteorológicos, simulaciones idealizadas, asimilación de datos (WRF-model, 2017), investigaciones de parametrizaciones físicas así como de proveer campos meteorológicos para modelos de la calidad del aire (Zhan *et al.*, 2014).

Su desarrollo inició a finales de 1990 como un esfuerzo de colaboración entre el Centro Nacional de Investigaciones Atmosféricas (NCAR, por sus siglas en inglés), el Laboratorio de Meteorología de Mesoescala y Microescala (MMM, por sus siglas en inglés), la Administración Nacional Oceánica y Atmosférica (NOAA, por sus siglas en inglés), los Centros Nacionales de Predicción Ambiental (NCEP, por sus siglas en inglés), el Laboratorio de Investigación de Sistema de la Tierra (ESRL, por sus siglas en inglés), el Departamento de la Agencia del Tiempo para la Defensa de la Fuerza Aérea (AFWA, por sus siglas en inglés), el Laboratorio de Investigación Naval (NRL, por sus siglas en inglés), el Centro de Análisis y Predicción de Tormentas (CAPS, por sus siglas en inglés), la Universidad de Oklahoma y la Administración Federal de Aviación (FAA, por sus siglas en inglés), así como con la participación de científicos de universidades (Chen *et al.*, 2012; WRF Users Page, 2017).

Actualmente se encuentra funcionando de manera operacional en diversas instituciones y centros de investigación como el NCEP y la AFWA (WRF-model, 2017). En el Centro de Ciencias de la Atmósfera (CCA) de la UNAM, el grupo Interacción Océano-Atmósfera (IOA) lo mantiene funcionando operacionalmente y se encuentra disponible al público a través de una página de Internet (<http://grupo-ioa.atmosfera.unam.mx/pronosticos/>).

El modelo WRF es un modelo totalmente compresible y no hidrostático (con una opción de ejecución hidrostática) (The COMET Program, 2009b). El modelo WRF incluye el módulo de pre-procesamiento WPS (*WRF Preprocessing System*) y un componente para resolver la dinámica atmosférica ARW (*Advanced Research WRF*) (véase Figura 1). El propósito del módulo WPS es el de preparar las entradas al WRF y cuando se realizan simulaciones con datos reales, en este módulo, se interpolan datos terrestres a los dominios de la simulación definidos previamente. En el WPS también se interpolan los campos meteorológicos variantes en el tiempo provenientes generalmente de modelos globales (Duda, 2012). El módulo WPS incluye a su vez tres sub-módulos: geogrid, ungrib y metgrid. En el módulo geogrid los usuarios pueden definir el dominio de simulación, la proyección, la ubicación regional, el anidamiento así como otros parámetros (Zhan *et al.*, 2014). Su función principal es de interpolar horizontalmente a los dominios de simulación definidos, los datos terrestres estáticos como el tipo del suelo, la categoría de la cobertura del suelo, la altura de la topografía, la fracción de vegetación, el albedo en superficie mensual, entre otros (Duda, 2012). Los conjuntos de datos globales estáticos para cada uno de estos campos se proporcionan a través del sitio web del modelo WRF (<http://www2.mmm.ucar.edu/wrf/users/>) y sólo es necesario descargarlos una vez (MMM, 2017). Los dominios para realizar una simulación se definen utilizando información especificada por el usuario en las secciones "share" y "geogrid" del archivo namelist.wps (WRF/ARW, 2017).

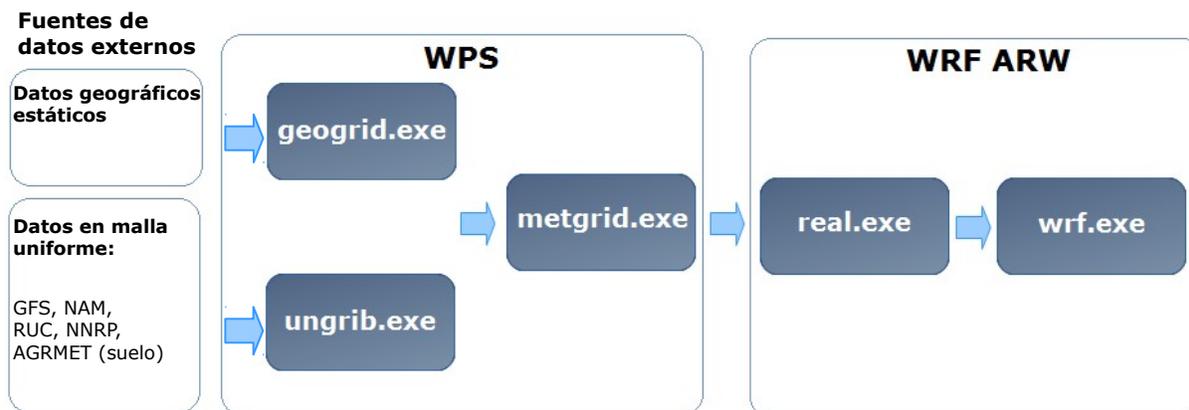


Figura 1. Flujo de la ejecución del modelo WRF. Fuente: Elaboración propia a partir de MMM (2017).

Los conjuntos de datos estáticos, nuevos y adicionales que el usuario quiera actualizar se pueden interpolar al dominio de simulación mediante el uso del archivo de tabla GEOGRID.TBL (MMM, 2017). Estos conjuntos de datos estáticos y en particular la cobertura y el uso del suelo son los que se modifican para evaluar la sensibilidad del modelo en esta tesis. El archivo GEOGRID.TBL determina qué campos se producirán mediante `geogrid` (Duda, 2012), además se describen los métodos de interpolación que se utilizarán para un determinado campo estático, así como la ubicación en el sistema de archivos donde se encuentra el conjunto de datos de ese campo estático (MMM, 2017).

Los nuevos conjuntos de datos deben escribirse en formato binario simple y el usuario necesita agregar una entrada al archivo GEOGRID.TBL para hacer uso de esa nueva información estática (Duda, 2012).

La función principal del módulo `ungrib` es de desempaquetar los datos meteorológicos GRIB (GRIB1 y GRIB2) y empaquetarlos en un formato de archivo intermedio que el programa `metgrid` pueda leer. `Ungrib` no depende de `geogrid` y no es dependiente de ningún dominio de simulación definido en el modelo WRF. Este se controla mediante las secciones "share" y "ungrib" del archivo `namelist.wps` (WRF/ARW, 2017).

La Información General Distribuida Regularmente en Binario (GRIB, por sus siglas en inglés) es un formato de archivo estándar de la Organización Meteorológica Mundial (WMO, por sus siglas en inglés) para almacenar campos distribuidos regularmente en formato de malla. Los campos en un archivo se identifican sólo por números de código, los cuales deben referenciarse en una tabla externa para determinar el campo correspondiente (Duda, 2012); es decir, ungrib hace uso de las tablas de Variables (Vtables, por sus siglas en inglés) para especificar qué campos descomprimir de los archivos GRIB. Los archivos Vtables enumeran los campos y sus códigos GRIB que deben ser desempaquetados de los archivos GRIB (WRF/ARW, 2017). Típicamente los archivos GRIB tienen muchos formatos diferentes, por lo que, WPS proporciona la correspondiente Vtable. Dentro de las Vtables que se encuentran definidas en el modelo WRF están para datos GFS, CFSR NCEP, NARR, ERA-interim, entre otros (Zhan *et al.*, 2014). Los archivos de salida de ungrib son denominados como FILE:AAAA-MM-DD_HH, donde AAAA es el año de los datos en el archivo, MM es el mes, DD es el día y HH es la hora (Duda, 2012).

El módulo metgrid interpola horizontalmente los datos meteorológicos extraídos por ungrib a los dominios de la simulación definidos por geogrid (Duda, 2012). El rango de las fechas que serán interpoladas por metgrid se obtienen de la sección “share” del archivo namelist.wps del WPS (MMM, 2017). Los archivos de salida de metgrid se definen con met_em.d0n.AAAA-MM-DD_HH:mm:ss.nc donde n es el número identificador del dominio de simulación, mm son los minutos y ss los segundos, AAAA, MM y DD definidos como en la salida de ungrib. La salida de metgrid.exe se utiliza como entrada para el modelo WRF ARW (véase Figura 1).

El módulo WRF-ARW tiene dos sub-módulos: real y wrf. Los archivos generados por el programa metgrid.exe se interpolan verticalmente (WRF/ARW, 2017; NASA, 2009) a los niveles eta del WRF en el programa real.exe (Duda, 2012). Finalmente el pronóstico del tiempo es generado mediante integración numérica en el programa wrf.exe (WRF/ARW, 2017; NASA, 2009).

Los datos de LULC que emplea el modelo WRF en su versión 3.8 para realizar cualquier simulación son por defecto del año 2001 conocidos como MODIS (Figura 2) con un esquema de

21 clases definidas por el Programa Internacional de Geosfera Biosfera (IGBP, por sus siglas en inglés) (MMM, 2017). En esta investigación, para evaluar la sensibilidad del modelo, también se emplearon los datos de cobertura del suelo generados por el Servicio Geológico de los Estados Unidos (USGS, por sus siglas en inglés) a partir de imágenes del satélite NOAA-AVHRR tomadas entre 1992 y 1993 (Ran *et al.*, 2010; Chen, 2007) (Figura 3). Además de los datos de LULC de los productos NALCMS para 2005 y 2010 (Figura 5).

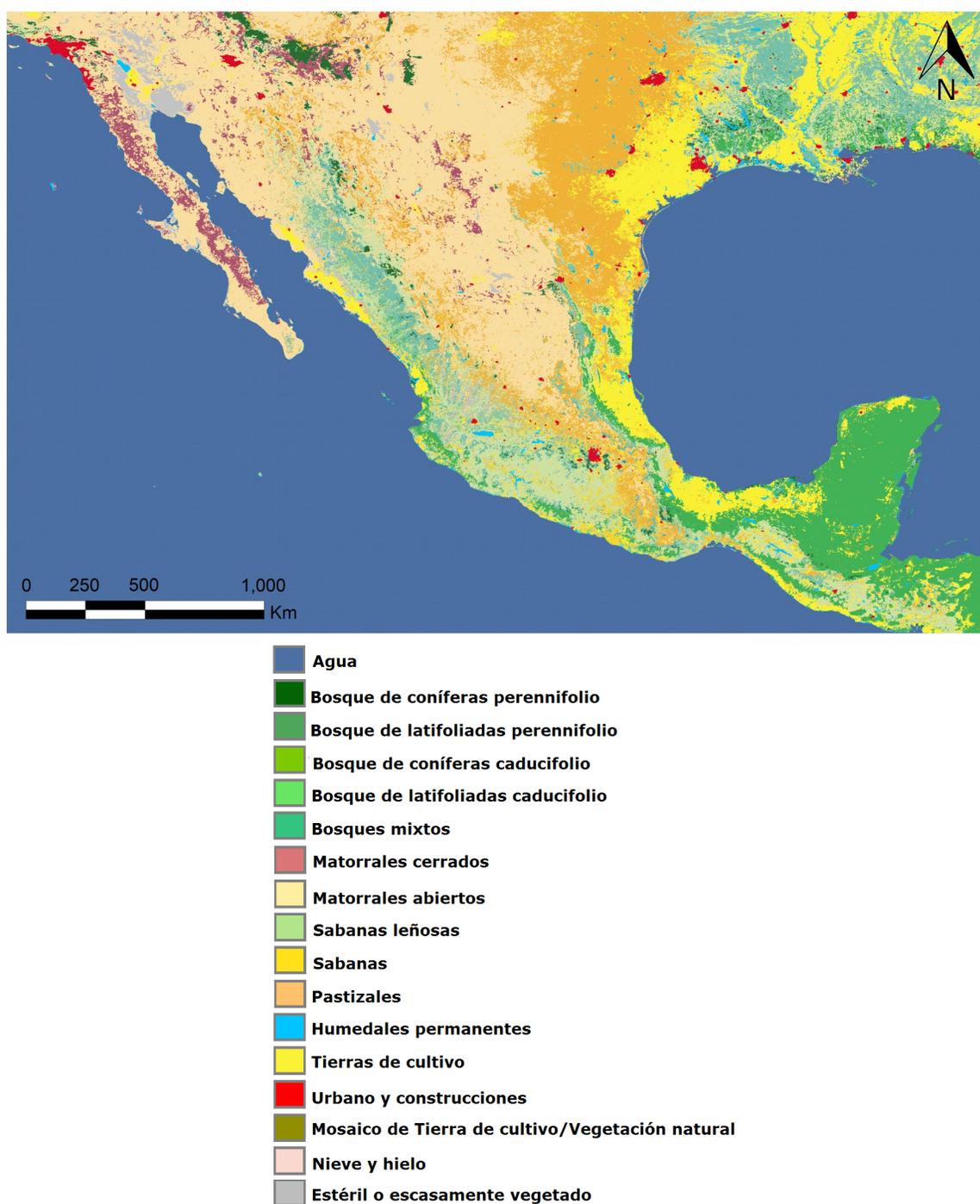
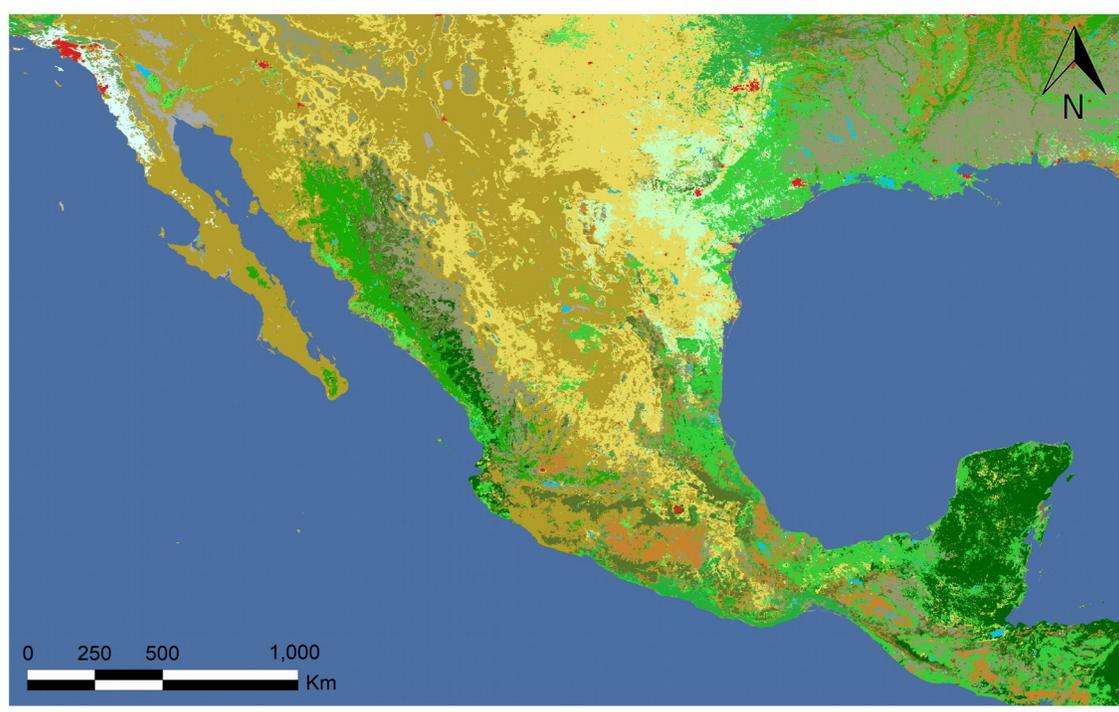


Figura 2. Cobertura y uso del suelo MODIS con la leyenda correspondiente a las clases que aparecen en este mapa.
Fuente: NASA (2017).



	Urbano y construcciones		Humedal herbáceo
	Tierra de cultivo y de pastoreo seco		Humedal de madera
	Tierra de cultivo y de pastoreo de regadío		Estéril o escasamente vegetado
	Tierra de cultivo seca/de regadío y de pastoreo		Tundra herbácea
	Mosaico de Tierra de cultivo/Pradera		Tundra de madera
	Mosaico de Tierra de cultivo/Bosque		Tundra mixta
	Pastizal		Tundra de suelo desnudo
	Matorral		Nieve o hielo
	Pastizal/Matorral mixto		
	Sabana		
	Bosque de latifoliadas caducifolio		
	Bosque de coníferas caducifolio		
	Bosque de latifoliadas perennifolio		
	Bosque de coníferas perennifolio		
	Bosque mixto		
	Cuerpos de agua		

Figura 3. Cobertura y uso del suelo USGS con la leyenda correspondiente a las clases que aparecen en este mapa.
Fuente: USGS (2015).

2.2 Isla de calor

Como ya se mencionó, ante una expansión urbana el efecto de la isla de calor es más frecuente y más intenso (Jáuregui, 2005; Estrada *et al.*, 2009; Oke, 1973). La isla de calor tiene lugar en la microescala por lo que es un cambio climático local. El fenómeno de la isla de calor se trata de la modificación del espacio térmico superficial por la urbanización, suficiente para que se pueda diferenciar el centro urbano de la zona rural circundante (Martínez *et al.*, 2002). Esta diferencia térmica se debe a que la cobertura en la zona urbana responde diferente que la cobertura rural ante la radiación solar (Capelli de Steffens, 2005). En Macri *et al.* (2009) se mencionan los siguientes factores que contribuyen a la formación de la isla de calor:

- **Vegetación:** esta gracias a la evapotranspiración ayuda a disminuir la temperatura del aire y del suelo debido a que el agua liberada disipa el calor en la atmósfera. Mientras que las superficies urbanas presentan superficies impermeables y secas como calles y techos, las cuales a medida que van reemplazando a la vegetación provocan una disminución de humedad atmosférica para mantener la ciudad fresca por lo que consecuentemente aumenta la temperatura de las ciudades.
- **Materiales urbanos:** los materiales urbanos como el cemento, el hormigón y el asfalto poseen diferentes propiedades que las superficies naturales, como el albedo, el grado de emisión térmica y la capacidad específica de calor. Debido a estas propiedades la expansión urbana modifica la forma en que se refleja, emite y absorbe la energía solar.
 - Albedo: entre menor sea el albedo de la superficie, se absorbe más cantidad de energía radiante de onda corta que se convierte en calor (Gandía *and* Meliá, 1993).
 - Grado de emisión térmica: determina la temperatura de las superficies siendo la habilidad para emitir calor. Esta disminución de la emisividad del suelo disminuye la radiación neta y ascendente en la superficie del suelo y aumenta la temperatura del suelo y del aire; al disminuir la emisión de onda larga (Zhou *et al.*, 2003).

- Capacidad específica de calor: es la habilidad para almacenar calor de los materiales. Muchos materiales urbanos tienen una capacidad específica de calor mayor que la de los materiales naturales, por lo que en las ciudades se almacena mucho el calor (Macri *et al.*, 2009).
- **Geometría urbana:** los edificios aumentan la probabilidad de que la radiación recibida permanezca cerca de la superficie. En zonas con edificios existe una mayor superficie de absorción de calor, que es irradiado lentamente durante la noche. La forma en que se distribuyen los edificios en las ciudades afecta la formación de la isla de calor, al afectar la absorción de energía y la formación de corrientes de viento.
- **Calor antropogénico:** es el calor emitido por las actividades humanas como el producido en procesos industriales, calefacción y al usar aparatos eléctricos.

2.3 Mezcla mecánica y térmica

Debido a que la isla de calor es favorecida en condiciones de viento débil y con poca nubosidad (Comarazamy *et al.*, 2013), el aumento de la magnitud del viento y su consecuente aumento de la mezcla de la atmósfera impactan en la formación y la distribución de la isla de calor. A continuación se definen la mezcla mecánica y térmica de la atmósfera.

2.3.1 Mezcla térmica

Es dominante durante el día, en presencia de insolación solar la superficie del suelo se calienta provocando un gradiente en la temperatura. El calor de la superficie es transferido a la capa de aire en contacto con esta y en consecuencia la temperatura desciende con la altura (Chen and Liew, 2002). Esto crea que el aire calentado intente subir mientras que el aire superior más frío y denso se hunda (Brandon, 2017).

2.3.2 Mezcla mecánica

Se genera cuando el flujo de viento crea turbulencia en la atmósfera (Brandon, 2017) generando remolinos de aire (eddies) (Shannon *and* Erin, 2002), debidos principalmente a la rugosidad de la superficie (Taylor *et al.*, 2006) y a la consecuente fricción con la atmósfera (Shannon *and* Erin, 2002). En condiciones sin viento esta mezcla no puede ocurrir (Brandon, 2017). Durante la noche la mezcla mecánica es la única que puede ocurrir, debido a que la temperatura de la superficie es menor que la del aire y no se genera convección (Texas A&M Meteorology Dept., 2017).

2.4 Capa Límite Planetaria

Los cambios de LULC alteran las circulaciones verticales de aire dentro la Capa Límite Planetaria (PBL, por sus siglas en inglés) y variables como la precipitación pueden verse afectadas (Mahmood *et al.*, 2014). La troposfera se puede dividir en dos partes (Shannon *and* Erin, 2002): (1) la PBL que es la porción más baja de la atmósfera que se ve afectada por la fricción (Brown *et al.*, 2009) se extiende desde la superficie terrestre hasta los 100 a 3000 m (Shannon *and* Erin, 2002). Su estructura controla el intercambio de energía entre la superficie y la atmósfera (Brown *et al.*, 2009). (2) La atmósfera libre: es el resto de la troposfera por encima de la PBL. La PBL además de verse afectada por la fricción también responde a la evapotranspiración y al calentamiento por el sol. Por lo que dentro de la PBL se presentan las mezclas mecánica y térmica antes mencionadas (Shannon *and* Erin, 2002).

2.5 Circulaciones locales: brisas de mar y tierra

Existen numerosos estudios que sugieren que los cambios de LULC generan cambios en las brisas de mar (Tokairin *et al.*, 2010; Gero *et al.*, 2006; Van der Molen *et al.*, 2006; Marshall *et al.*, 2004; Yoshikado, 1994). Marshall *et al.* (2004) mostraron que durante un largo período de cambio de LULC (pre-1900 vs 1993) en la península de Florida, los flujos superficiales de calor

sensible y latente se alteraron significativamente y dieron lugar a cambios principalmente en el frente de brisa de mar de la tarde, lo cual se asoció con cambios en la distribución espacial de la precipitación convectiva.

Por lo tanto debido a que las brisas de mar y de tierra se ven afectadas por el cambio de LULC, es importante conocer su mecanismo de formación. Las brisas de mar y tierra son causadas por el calentamiento y enfriamiento desiguales de las superficies adyacentes terrestres y marítimas (Batt, 2017). Estas diferencias de temperatura se deben a que la superficie terrestre se calienta y enfría más rápido que la superficie del mar (The COMET Program, 2009a). En el océano, se necesita una gran cantidad de calor para elevar la temperatura debido a que la transparencia del agua permite a los rayos del sol penetrar profundamente (NOAA, 2017) y a que el agua presenta una gran capacidad para almacenar calor (Hidy, 1968); en la tierra por el contrario, los rayos del sol se limitan a los primeros centímetros del suelo, por lo que, las fluctuaciones de temperatura entre el día y la noche son menores sobre el agua que sobre la tierra (NOAA, 2017). Para las zonas costeras, esta diferencia de calentamiento puede tener un gran impacto en el clima mediante la formación de la brisa de mar y la brisa de tierra (NOAA, 2017).

2.5.1 Brisa de mar

Una brisa de mar es aquella que sopla del mar a la tierra en consecuencia de este calentamiento diferencial (Batt, 2017). Esta se forma a medida que el aire sobre la superficie terrestre se calienta, por lo que su densidad disminuye y se crea una zona local de baja presión denominada “baja térmica” la cual comienza la circulación con aire fresco con mayor densidad del mar que es atraído sobre la tierra (NOAA, 2017). Al mismo tiempo sobre la tierra, el aire forzado por el frente de la brisa de mar comenzará a enfriarse, lo que significa que la densidad aumenta de nuevo formando una pequeña área de alta presión, típicamente de 1000 a 1500 metros de elevación (NOAA, 2017). En este nivel, la presión y la densidad del aire, que son mayores que sobre el agua a la misma elevación, hace que el aire fluya de nuevo sobre el agua (NOAA, 2017) conociéndose como la corriente de retorno superior (Batt, 2017).

Un límite estrecho se desarrolla debido a la gran diferencia entre la temperatura del aire sobre la tierra y sobre el agua. Este límite se llama frente de la brisa del mar. Un cambio que ocurre con el paso de este frente es un aumento de la humedad y también puede existir un cambio significativo en la dirección y/o velocidad del viento (NOAA, 2017). Una brisa marina bien establecida puede contribuir a la formación de nubes, por ejemplo grandes cúmulos y cumulonimbos, que requieren de una entrada de aire húmedo en los niveles inferiores (Batt, 2017). En otras palabras se puede observar que un frente de brisa marina puede desarrollar líneas de tormentas mientras se desplaza sobre la tierra (The COMET Program, 2009a).

Una brisa marina comienza sobre la costa poco después de que la temperatura de la tierra comienza a exceder la temperatura del mar, es decir tarde en la mañana a temprano por la tarde. A medida que la diferencia aumenta, la brisa marina se hace más fuerte y se extenderá tierra adentro (véase Figura 4). Una brisa marina débil desaparecerá poco después de la puesta del sol, pero una brisa marina mejor desarrollada persistirá en la costa hasta las 8 o las 10 pm (Batt, 2017).

La fuerza de la interacción entre el frente de la brisa de mar y un efecto urbano inducido, como la precipitación causada parcial o totalmente por algún factor urbano como la isla de calor o la rugosidad urbana (Shepherd *et al.*, 2010) dependen de: (1) la intensidad de la brisa marina, (2) de la intensidad de la circulación de la isla de calor y (3) de la velocidad penetrante de la brisa marina (Yoshikado, 1994). Estos tres factores están principalmente controlados por tres características de una zona urbana: (1) el tamaño o la anchura de la isla de calor, (2) su intensidad y (3) la distancia al mar; es por eso que patrones de flujo convergentes bajo condiciones adecuadas pueden aparecer con mayor frecuencia y más claramente sobre ciudades costeras (Yoshikado, 1994).

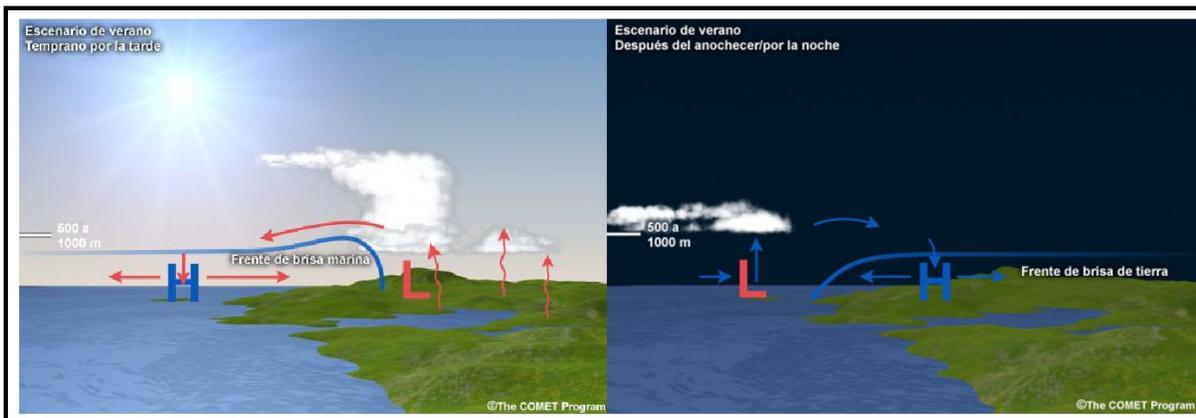


Figura 4. Formación de la brisa de mar (izquierda) y de la brisa de tierra (derecha). Fuente: The COMET Program (2009a).

2.5.2 Brisa de tierra

El contrario de una brisa de mar, es una brisa de tierra (NOAA, 2017) que se forma después del anochecer (Strachan, 2007; The COMET Program, 2009a). Cuando la tierra se enfría más rápidamente que el océano, comienza a soplar una brisa de la tierra hacia el mar (The COMET Program, 2009a), es decir el aire más fresco y más denso se origina sobre la tierra y fluye hacia el océano (Heiblum *et al.*, 2011) (véase Figura 4). Sin embargo, a diferencia de la brisa de mar, la brisa de tierra es con frecuencia mucho más débil (NOAA, 2017), ya que la diferencia de temperatura entre la tierra y el mar después del anochecer es menor que durante el día (The COMET Program, 2009a).

Se ha observado que las brisas de tierra favorecen la actividad convectiva alrededor de las regiones costeras (Strachan, 2007; Heiblum *et al.*, 2011). Las observaciones de radar muestran que las brisas de tierra opuestas a los vientos gradiente, propician zonas frontales de cúmulos nocturnos que se forman cercanas a las costas y que se propagan a una velocidad dependiente de la diferencia de temperatura entre la tierra y el mar (Heiblum *et al.*, 2011).

2.6 Corrientes ascendentes

En este estudio se tratan las corrientes ascendentes generadas por la urbanización y las que se crean en los frentes de brisas. Las primeras se refieren al ascenso de aire en el centro de baja presión inducido por la urbanización gracias al aumento en la temperatura en superficie en el núcleo de las ciudades. El aire más caliente y menos denso asciende en el centro urbano por flotabilidad debido a que su densidad es menor que la del aire alrededor, estas parcelas de aire reciben el nombre de corrientes ascendentes (Universidad Complutense de Madrid, 2017). Estas corrientes también se ven favorecidas gracias a la rugosidad superficial de la ciudad, debido a que la superficie urbana representa un obstáculo y el aire entrante de los alrededores más el aire iniciado por el centro de baja presión son obligados a elevarse (Thielen *et al.*, 2000). Algunos autores han encontrado que la precipitación urbana ocurre sobre la zona de viento ascendente sobre la ciudad favorecida por el efecto que tiene el tipo de cobertura urbana (Matheson *and* Ashie, 2008; Ochs III, 1975; Zhong *et al.*, 2015).

Por otro lado, están las corrientes ascendentes relacionadas al frente de brisa de mar definido en la sección previa. El empuje de aire frío y denso del océano que avanza tierra adentro durante la brisa de mar fuerza al aire menos denso sobre la tierra a subir, es decir que estos frentes se comportan como lo haría un frente frío (NOAA, 2017). A menudo se desarrollan cúmulos y cumulonimbos a lo largo del frente de brisa con corrientes ascendentes (Batt, 2017).

2.7 Rugosidad superficial

En los modelos numéricos la longitud de rugosidad aerodinámica (Z_0) es un parámetro importante para calcular la velocidad de viento a diferentes alturas (Gaona *et al.*, 2015). En nuestros resultados se encontraron cambios en la magnitud del viento ante cambios de la rugosidad superficial por la expansión urbana. La rugosidad superficial es función de la altura y orientación de los obstáculos presentes en la superficie así como de la densidad espacial de la

superficie. La rugosidad es importante para determinar como el flujo de aire interacciona con la urbanización (Barnes *et al.*, 2014).

Z_0 puede considerarse como el grado en que influyen los elementos rugosos presentes en la superficie en la disminución de la velocidad del viento. En esta tesis, Z_0 se encuentra definido sobre tierra de cultivo como 0.05 y 0.15 m para Z_{0MAX} y Z_{0MIN} , respectivamente; mientras que en la ciudad se define como 0.50 presentándose una mayor disminución de la magnitud del viento en las zonas urbanas.

Capítulo 3

Marco metodológico

Debido a la ausencia de información regional de datos de LULC, en estudios de investigación los productos de LULC de escala global y continental son empleados como una fuente muy valiosa para realizar investigación sobre como impacta el LULC en las condiciones atmosféricas, a pesar de que la mayoría de estos productos se ponen a disposición del público varios años después de que se tomaron las imágenes satelitales estando disponibles fuera de fecha (USGS, 2005). Como consecuencia de esto la información proporcionada por los productos puede no representar la situación actual de LULC necesaria en las investigaciones.

Una iniciativa tri-nacional entre Canadá, México y Estados Unidos, coordinada por la CEC tiene disponible en su sitio de Internet productos de LULC en el marco de NALCMS. Estos productos de 2005 y 2010 con resolución espacial de 250 m son obtenidos a partir de imágenes MODIS bajo el esquema de 19 clases del LCCS (USGS, 2014).

3.1 Bases de datos de LULC

Los mapas NALCMS2005 y NALCMS2010 (<http://www.cec.org/es/herramientas-y-recursos/atlas-ambiental-de-américa-del-norte/cobertura-del-suelo-y-cambios-en-la-cobertura-del-suelo>) son para todo Norteamérica, por lo que se recortaron empleando un sistema de manipulación de información geográfica para obtener la información sólo para México como se observa en la Figura 5.

El objetivo de analizar estas dos fuentes de información es obtener las áreas de cambio entre estos dos productos de LULC para posteriormente analizar el impacto del LULC en las condiciones atmosféricas. Para lograr el objetivo anterior se restaron los mapas NALCMS (2010-

2005) y se identificaron cinco zonas de transición a lo largo de toda la República Mexicana como se observa en la Figura 6.

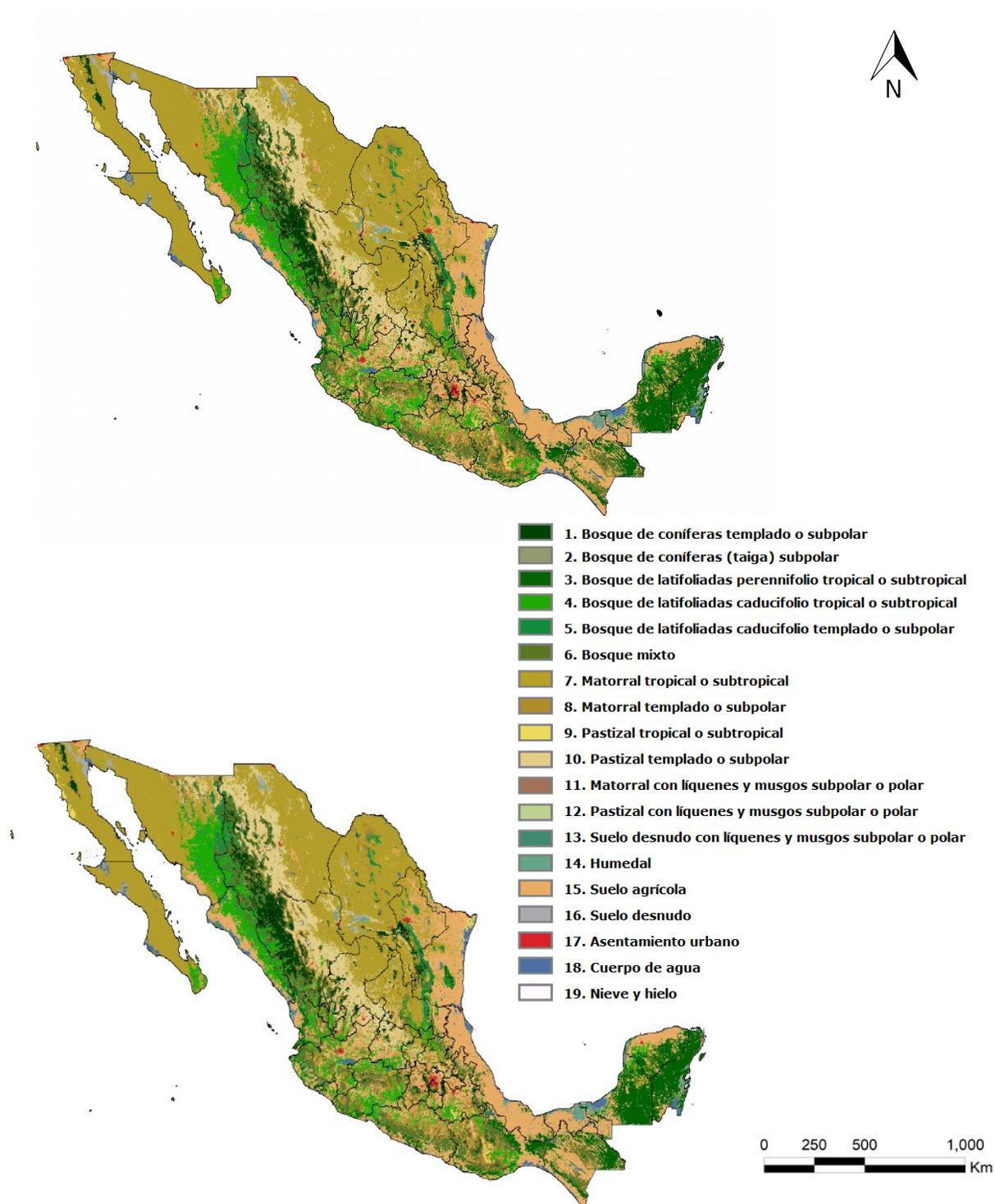


Figura 5. Mapas NALCMS2005 (arriba) y NALCMS2010 (abajo) cortados para la República Mexicana. Fuente: Elaboración propia.

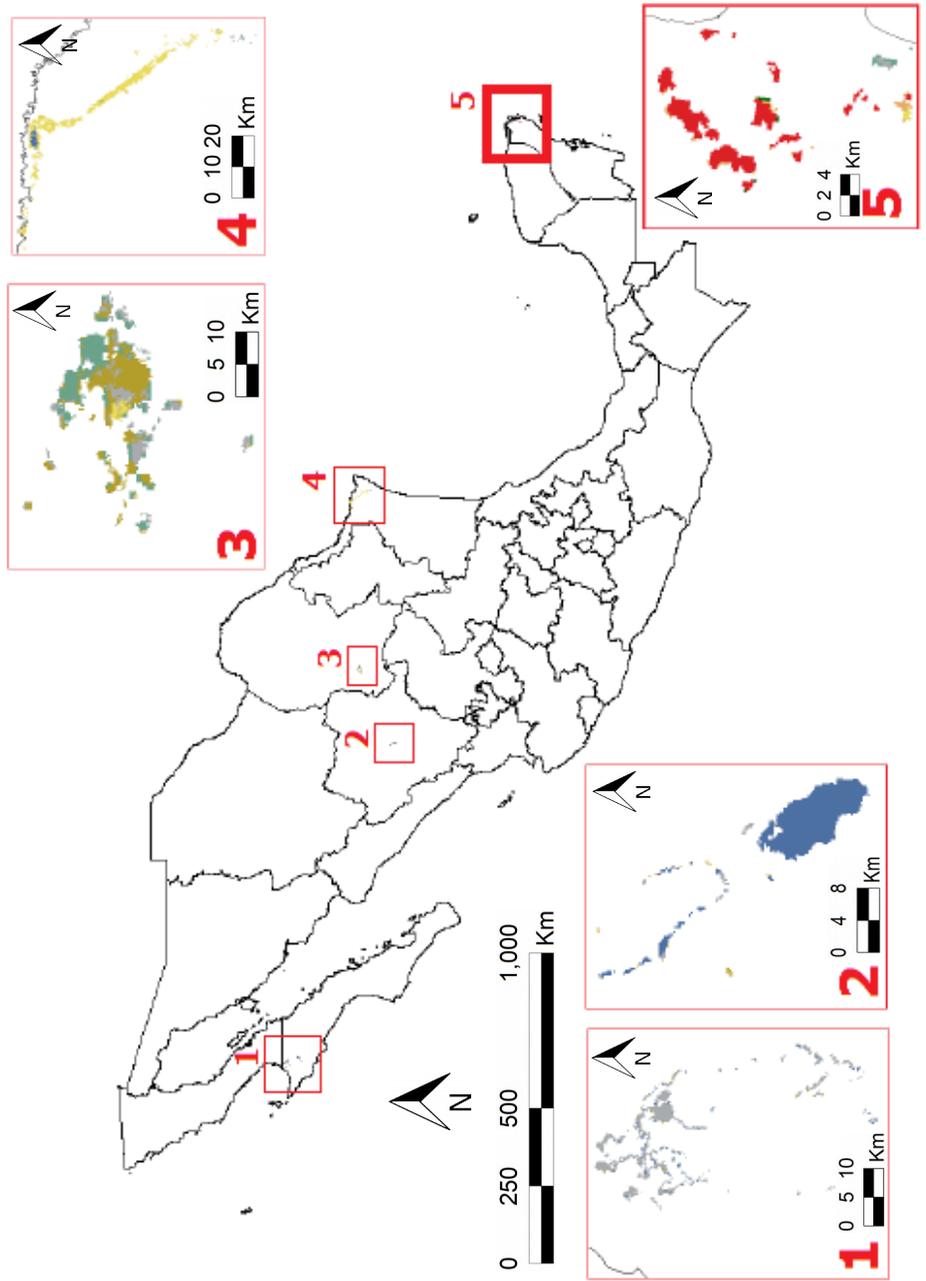


Figura 6. Mapa de las áreas de transición de LULC de mayor extensión entre el 2005 y el 2010 para la República Mexicana. La leyenda para esta Figura es la misma que en la Figura 5. Fuente: Elaboración propia.

Los cambios experimentados en estas cinco zonas de transición fueron las siguientes:

Al norte de la República Mexicana se identificaron 4:

1. En la primera se observa la desecación de la Laguna Ojo de Liebre en Baja California Sur por una salina (CONABIO, 2017). Su principal cambio fue de cuerpo de agua (80.5625 km² en el 2005) a suelo desnudo (80.3125 km² en el 2010). Esta zona de transición tuvo un cambio total de LULC de 95.25 km².
2. En la segunda se dan cambios estacionales en un cuerpo de agua en Durango (Servin, 2009). Su principal cambio fue del suelo desnudo (58.6875 km² en el 2005) a cuerpo de agua (63.375 km² en el 2010). Esta zona de transición tuvo un cambio total de LULC de 68.5 km².
3. En la tercera zona al norte se tiene la desecación de un humedal en la Comarca Lagunera, Coahuila (CONABIO, 2017). Su principal cambio fue de humedal (77.0625 km² en el 2005) a matorral tropical o subtropical (53.0625 km² en el 2010). Esta zona de transición tuvo un cambio total de LULC de 124.625 km².
4. La última zona de transición al norte del país fue de campos de cultivo a pastizal por inundaciones del Rio Bravo en Tamaulipas (CONABIO, 2017). Su principal cambio fue del suelo agrícola (138.5 km² en el 2005) a pastizal tropical o subtropical (133.75 km² en el 2010). Esta zona de transición tuvo un cambio total de LULC de 152.125 km².

Al sur de la República Mexicana se identificó una sola zona de transición:

5. La cual se trata de la expansión urbana en Cancún: su principal cambio fue del suelo agrícola (16.5625 km²) y bosque de latifoliadas perennifolio tropical o subtropical (12.3125 km²) en el 2005, a principalmente urbano y construcciones (25.125 km² en el 2010) con un cambio total de 31.125 km².

De entre estas cinco zonas de transición identificadas entre 2005 y 2010, se seleccionó la de mayor importancia respecto al crecimiento urbano siendo la zona urbana de Cancún pues presenta un notable crecimiento demográfico entre estos 2 periodos.

3.2 Área de estudio

La ciudad de Cancún se encuentra al noreste de la península de Yucatán en el estado de Quintana Roo, ubicada con coordenadas geográficas 21°09'38"N, 86°50'51"O (Universidad Autónoma de Yucatán, 2014). Cancún se encuentra en una zona de planicie de la península de Yucatán, donde la elevación sobre el nivel del mar no supera los 10 metros. Presenta un clima cálido subhúmedo con lluvias más abundantes en verano (INAFED, 2017).

La temperatura media anual oscila entre los 25.5 °C mientras que la precipitación media anual es de 1380.6 mm, en promedio llueven 104 días al año (Universidad Autónoma de Yucatán, 2014). En la ciudad de Cancún no se presentan diferencias claras entre las cuatro estaciones del año. La diferencia más marcada es en temporada de lluvias, de mediados de junio a noviembre. En abril y marzo se registran valores de precipitación más bajos, mientras que en septiembre y octubre se registran los más altos (IWRA World Water Congress, 2017; Universidad Autónoma de Yucatán, 2014).

La ciudad de Cancún tuvo del 2005 al 2010 una tasa de crecimiento en expansión urbana de 500 hectáreas por año. Esta expansión urbana se debió principalmente a la creciente demanda turística en la zona, lo cual elevó la población de 572,973 habitantes en 2005 a 661,176 en 2010; siendo esto un incremento de 88,203 habitantes en cinco años. Cancún se divide en tres principales zonas: (1) el centro urbano, (2) la zona hotelera y (3) el aeropuerto. Estas zonas se señalan en la imagen del 2010 en la Figura 7. El polígono rojo del centro urbano marcado en la imagen de 2010 representa el polígono del centro urbano total en 1993. Se puede observar espacialmente el crecimiento que tuvo la mancha urbana durante este periodo.

De acuerdo al análisis realizado, la expansión urbana se presentó principalmente en la periferia de la ciudad y entorno a la nueva pista de aterrizaje (CONABIO, 2017). En la Figura 8

se muestra un análisis detallado por clase de esta zona y cuál fue el cambio que experimentó cada clase de cobertura.

Como se observa, el bosque de latifoliadas perennifolio disminuyó 11.75 km² del 2005 al 2010, el humedal aumentó 0.56 km² para el 2010, el suelo agrícola el cual era la clase de cobertura dominante en el año 2005 disminuyó 13.56 km² para el 2010, mientras que el asentamiento urbano creció del 2005 al 2010 23.31 km², siendo esta expansión urbana a expensas de bosque de latifoliadas y suelo agrícola principalmente. Por último, surgieron 2 clases de cobertura para el 2010: el suelo desnudo con alrededor de 1 km y el pastizal tropical o subtropical con poco más de 500 m².

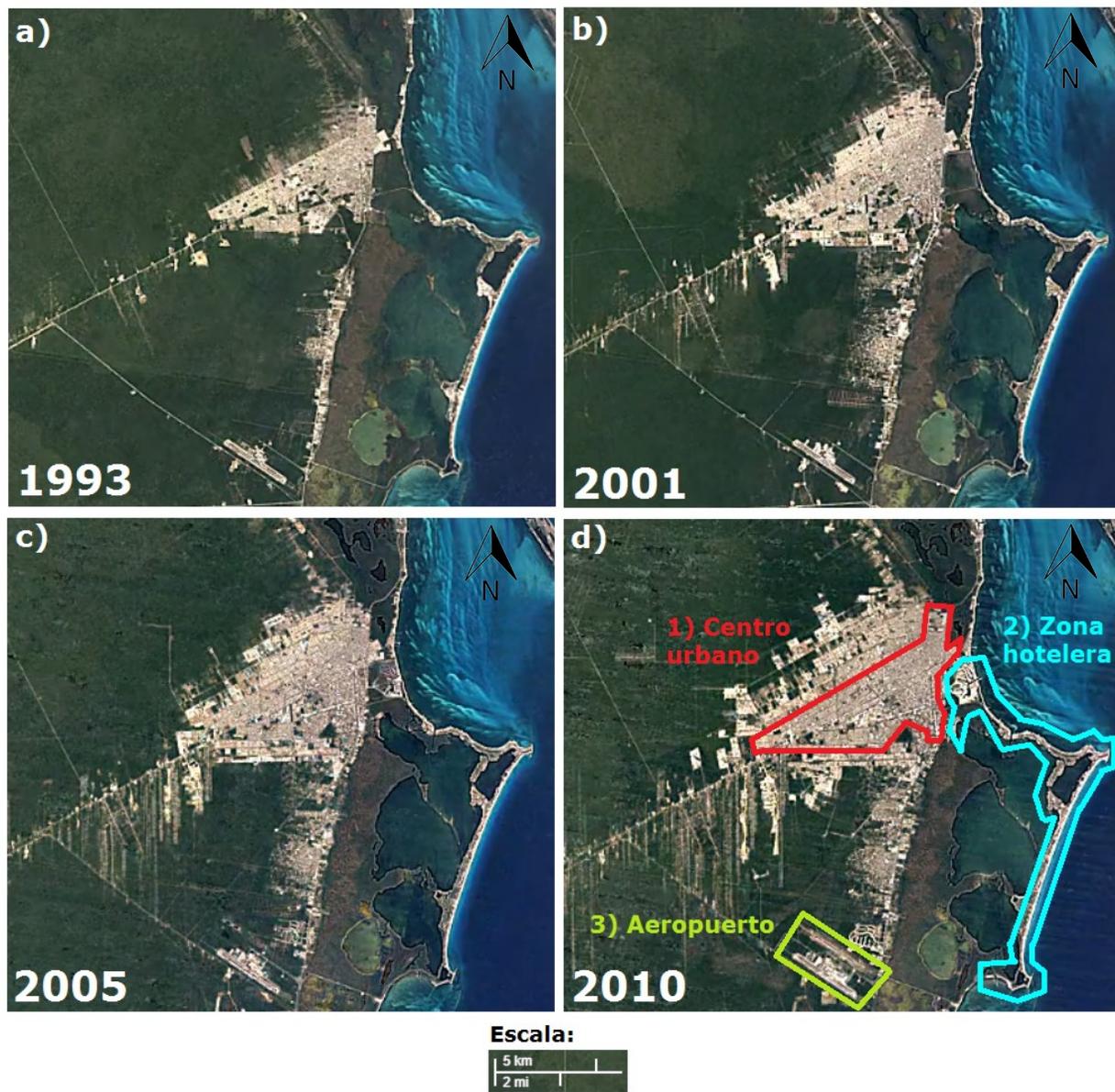
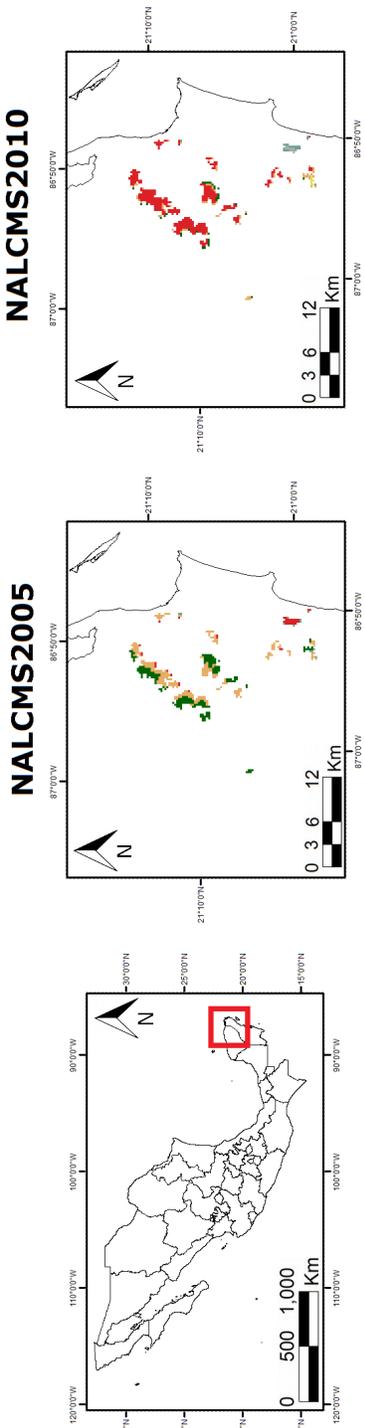


Figura 7. Imágenes satelitales de la zona urbana de Cancún para los años a) 1993, b) 2000, c) 2005 y d) 2010.
Fuente: Elaboración propia a partir de Google Earth Engine (2016).



- Bosque de latifoliadas perennifolio tropical o subtropical
- Pastizal tropical o subtropical
- Humedal
- Suelo agrícola
- Suelo desnudo
- Asentamiento humano

2005		2010	
Clase	km ²	Clase	km ²
Bosque de latifoliadas perennifolio tropical o subtropical	12.31	Bosque de latifoliadas perennifolio tropical o subtropical	0.56
Humedal	0.43	Humedal	1
Suelo agrícola	16.56	Suelo agrícola	3
Asentamiento urbano	1.81	Asentamiento urbano	25.12
		Suelo desnudo	0.81
		Pastizal tropical o subtropical	0.62
		Cambio total=	31.12 km²

Figura 8. Zona de transición para el periodo 2005-2010 para la zona urbana de Cancún. Fuente: Elaboración propia.

Cabe destacar que desde un punto de vista cualitativo, para la República Mexicana no existen clasificaciones erróneas significativas en el mapa NALCMS2005. En López-Espinoza *et al.* (2014) se comparan las principales características de bases de datos de LULC escala global. El análisis revela que el producto NALCMS2005 presenta la mejor exactitud de clasificación de un 82 %, para la República Mexicana, en comparación con la evaluación global de la exactitud de otras bases de datos analizadas: un 66.9 % para el mapa Sistema de Datos e Información del Programa Internacional Geosfera-Biosfera (IGBP–DISCover, por sus siglas en inglés), un 68.6 % para el mapa Cobertura Global de la tierra (GLC2000, por sus siglas en inglés), un 67.1 % para el mapa Cobertura Global de la tierra (GLOBCOVER 2005, por sus siglas en inglés) y un 70.7 % para el mapa GLOBCOVER 2009. Sin embargo como se observa en la Tabla 1, la exactitud del producto NALCMS2005 puede variar de acuerdo a la clase (Colditz *et al.*, 2010).

Tabla 1. *Exactitud de las clases del mapa NALCMS2005 de acuerdo a los productores y a los usuarios. Fuente: Colditz et al. (2010).*

ID	Clase	Prod.	Usuarios
1	Bosque de coníferas templado o subpolar	60.4	73.9
3	Bosque de latifoliadas perennifolio tropical o subtropical	88.9	74.6
4	Bosque de latifoliadas caducifolio tropical o subtropical	84.3	67.1
5	Bosque de latifoliadas caducifolio templado o subpolar	66.7	74.6
6	Bosque mixto	80.1	62.9
7	Matorral tropical o subtropical	94.9	79.7
8	Matorral templado o subpolar	34.7	49.4
9	Pastizal tropical o subtropical	63.1	81.9
10	Pastizal templado o subpolar	59.9	36.1
14	Humedal	62.2	96.4
15	Suelo agrícola	73.5	97.2
16	Suelo desnudo	50	94.6
17	Asentamiento urbano	58.2	89.1

Como se observa en la Tabla 1, la exactitud para la mayoría de las clases se encuentra entre el 80 y el 85%. Existen errores de clasificación en la clase de bosque mixto, el cual es confundido con las clases de bosque de latifoliadas y de coníferas. Es importante remarcar que a

pesar de que existieron muestras de campo, durante la generación del producto NALCMS2005, las estructuras de los asentamientos mexicanos en el campo se mezclan con otros tipos de superficies terrestres, tales como bosque, suelo agrícola en parches pequeños, pastizal y matorral (Colditz *et al.*, 2010).

En este estudio, como se muestra en la Figura 8, en 2005 sin la presencia de la expansión urbana que se dio en 2010, la presencia de asentamientos presentes en zonas rurales pueden ser difíciles de detectar, o incluso ser confundidos con otras clases, tales como el suelo agrícola. Como se muestra en la Tabla 1, la clase del suelo agrícola presenta una exactitud del 73.5 % de acuerdo a los productores y del 97.2 % de acuerdo a los usuarios.

Por otro lado, otra fuente de error de los productos NALCMS se da en relación con los datos de entrada de NDVI, estos valores pueden ser inestables en superficies muy brillantes o muy oscuras, tales como nieve, playas en desiertos o cuerpos de agua tierra adentro. También se pueden presentar datos de NDVI de baja calidad sobre nubes y sobre o cerca de cuerpos de agua (NASA, 2016). Esto se relaciona con este estudio, debido a que la zona urbana de Cancún se encuentra en una zona costera, y debido a sus abundantes lluvias en verano (INAFED, 2017) pueden contribuir a la formación de nubes y por lo tanto a disminuir la calidad de los valores de NDVI.

Lo anteriormente mencionado entorno a la exactitud de la clasificación de los mapas NALCMS implica que en este estudio la presencia de la clase de suelo agrícola en 2005 en la zona de transición del 2005 al 2010, puede estar presentando una exactitud media, o estar siendo confundida con otro tipo de LULC, sin embargo esto es difícil de concluir, tan solo a partir de este estudio, por lo que se remarca la necesidad de continuar evaluando la exactitud del producto NALCMS especialmente entorno a la clase del suelo agrícola en esta región.

3.3 Homologación del esquema de clases

El esquema de 19 clases LCCS del NALCMS2010, se homologó al esquema de clases USGS de 24 clases haciendo uso de la metodología descrita en López-Espinoza *et al.* (2014). Esta metodología hace uso de la mejor información disponible de mapas regionales y de información acerca de la comparación de bases de datos de LULC globales y continentales descrita en la literatura científica. El escenario al actualizar el LULC con NALCMS2005 y NALCMS2010 se muestra en la Figura 9.

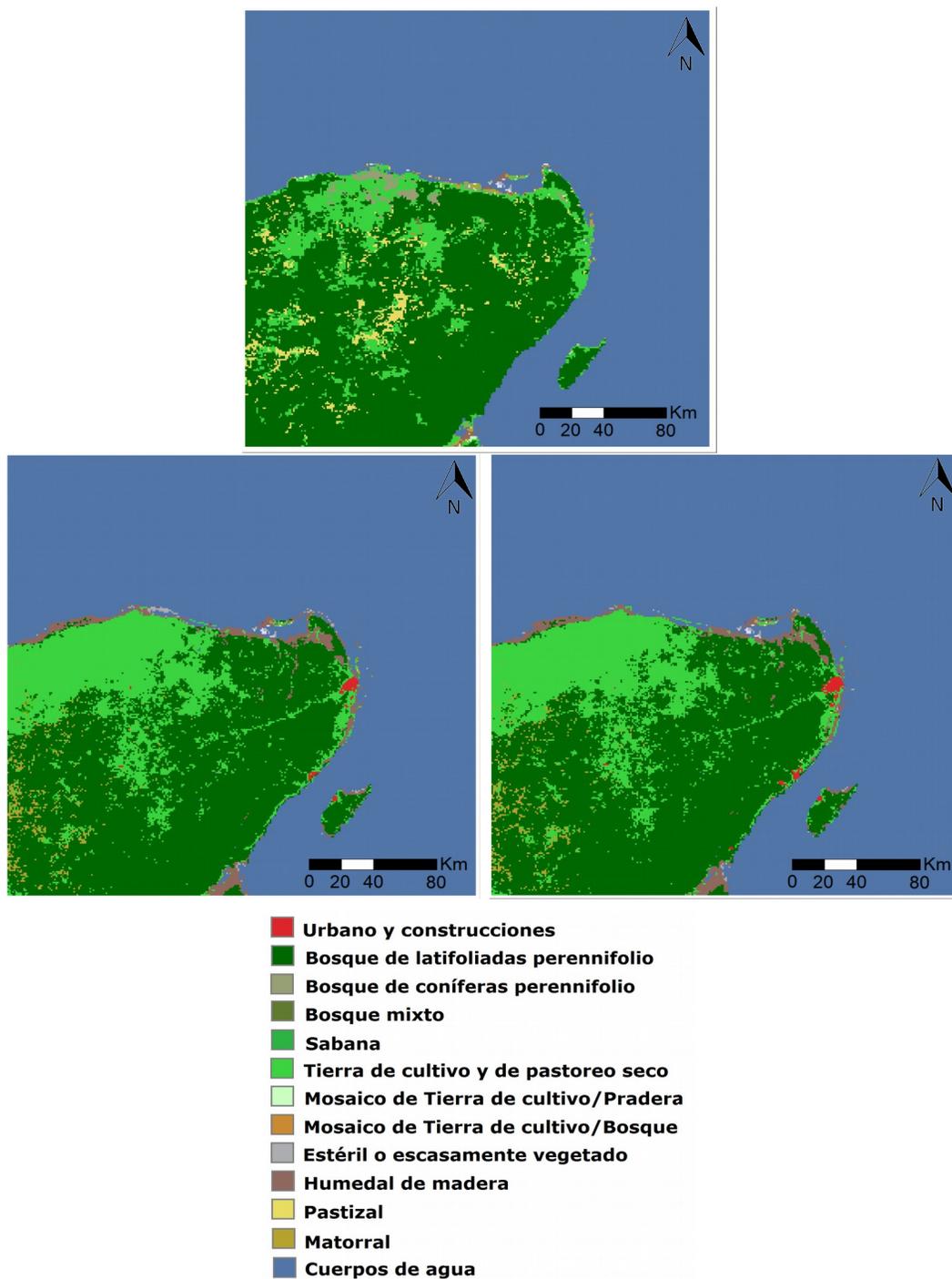


Figura 9. LULC para el esquema de clasificación de USGS empleado en el modelo WRF. USGS1993 (arriba), NALCM2005 (izquierda-abajo) y NALCM2010 (derecha-abajo). Fuente: Elaboración propia.

Una vez realizada la homologación podemos observar que los cambios de LULC entre NALCMS2005 y NALCMS2010 fueron en las coberturas del suelo agrícola, el bosque de latifoliadas perennifolio y urbano y construcciones. Entre estos tipos de LULC se observan límites de transición bien definidos entre un LULC urbano y construcciones en interacción con zonas bien definidas de bosque y suelo agrícola. Esto es importante de resaltar pues estas zonas de transición entre diferentes tipos de LULC pueden favorecer corrientes ascendentes e influir en la precipitación (Pozo *and* Calmé, 2011).

3.4 Configuración del modelo

El modelo numérico WRF fue configurado con 3 dominios, de los cuales 2 son anidamientos del dominio padre. Las resoluciones son de 9, 3 y 1 km siendo este último centrado en la zona urbana de Cancún (Figura 10).

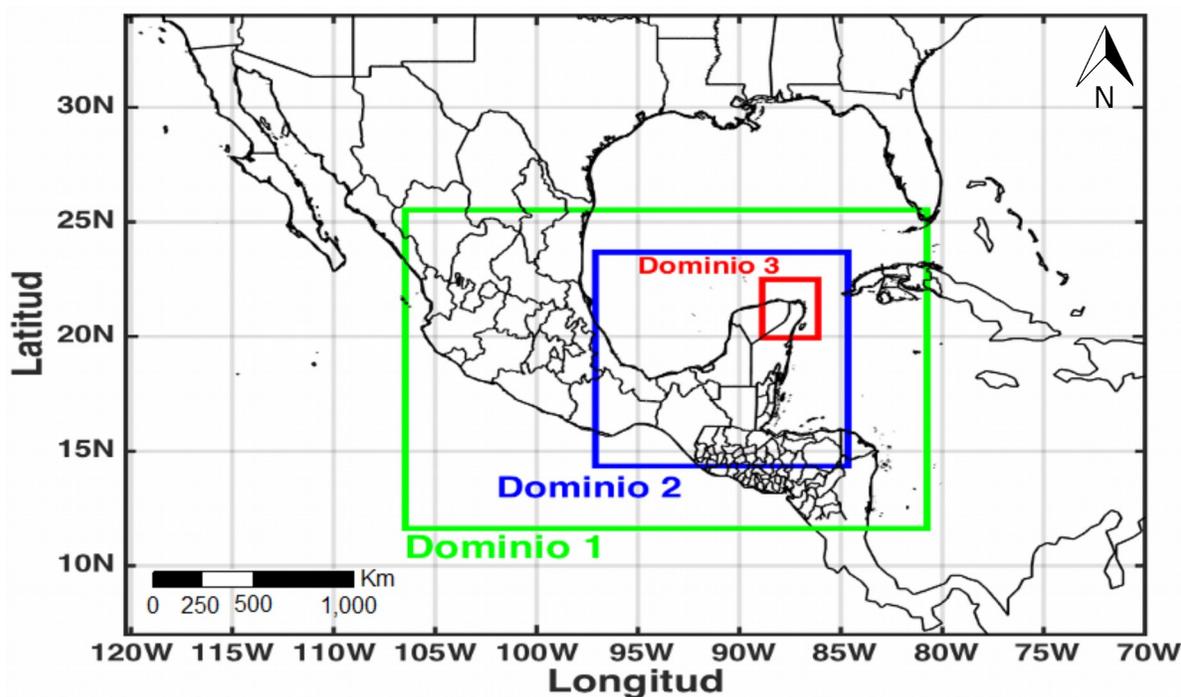


Figura 10. Ubicación del dominio padre (dominio 1) con sus dos anidamientos (dominios 2 y 3) configurados para las simulaciones. Fuente: Elaboración propia.

Las simulaciones numéricas fueron hechas para una semana en meses de secas (febrero y abril) y 5 días en meses de lluvias (junio y octubre). Con las simulaciones obtenidas para estos meses, se analizó el comportamiento de las diferentes variables meteorológicas pronosticadas: (1) temperatura en superficie, (2) magnitud del viento en superficie y (3) precipitación acumulada. Se realizaron simulaciones numéricas empleando información de LULC desarrollada entre 1992 y 1993, en 2001, 2005 y 2010. Esta última se identifica en lo siguiente como 1993. Como se observa en la Tabla 1 el LULC de NALCMS es de 2010 y 2005, el LULC de MODIS es del 2001 y el LULC del USGS es de 1993. La Tabla 1 además describe las variables analizadas en cada simulación.

Tabla 2. *Periodo de las simulaciones numéricas analizadas y LULC empleado para cada simulación numérica.*

Variable	Periodo			
	Del 01 al 07 de febrero de 2015	Del 12 al 18 de abril de 2015	Del 09 al 13 de junio de 2015	Del 17 al 21 de octubre de 2015
Temperatura en superficie	USGS1993 MODIS2001 NALCMS2005 NALCMS2010	USGS1993 NALCMS2010	USGS1993 NALCMS2010	USGS1993 NALCMS2010
Magnitud del Viento en superficie	USGS1993 MODIS2001 NALCMS2005 NALCMS2010	USGS1993 NALCMS2010	USGS1993 NALCMS2010	USGS1993 NALCMS2010
Precipitación acumulada			USGS1993 NALCMS2010	USGS1993 NALCMS2010

Para las condiciones iniciales y de frontera se utilizaron datos de las 00Z del modelo GFS cada 3 horas con una resolución espacial de 0.25 grados. Las simulaciones numéricas fueron hechas en modo pronóstico para 45 horas con salidas horarias y se analizaron las 24 horas de simulación después de un periodo para el proceso de estabilización (*spin-up*) de 18 horas.

Las parametrizaciones que se utilizaron en las simulaciones numéricas son las que empleó el grupo IOA en 2007. Se modificó el modelo de superficie del suelo pues juega un papel muy importante en los procesos de interacción entre la superficie terrestre y la atmósfera. Para este estudio se configuró el esquema NOAH de 4 capas. En la Tabla 3 se presenta toda la configuración del modelo WRF.

Tabla 3. *Configuración del modelo WRF para realizar las simulaciones numéricas.*

Versión	3.8
Núcleo	ARW
Condiciones iniciales y de frontera	GFS 0.25 grados 00Z
Niveles en la vertical	27
Paso de tiempo	30 s
Parametrización de cúmulos	Dominios 1 y 2: Kain-Fritsch Dominio 3: Sin parametrización de cúmulos
Microfísica	WRF Single-Moment 3-class
Radiación de onda larga	RRTM (Rapid Radiative Transfer Model)
Radiación de onda corta	Dudhia
Capa límite	YSU (Yonsei University)
LSM	NOAH
Proyección	Mercator
Dominio 1	9 km con LULC de 5m
Dominio 2	3 km con LULC de 2m
Dominio 3	1 km con LULC de 30s
Salidas	Cada hora
Interacción	Two-way

3.5 Análisis sinóptico

Para las dos semanas en secas del 1 al 7 de febrero, y del 12 al 18 de abril, no se encontraron eventos sinópticos relevantes, sin embargo para el periodo del 17 al 21 de octubre, se presentó sobre Cancún lluvia fuerte a muy fuerte. Esto es debido a la combinación de dos bajas presiones en interacción con la onda tropical No. 44 que propiciaron la formación del Huracán Patricia del año 2015 (CONAGUA, 2015a; 2015b). Para el primer periodo de lluvias, del 9 al 13 de junio, la onda tropical No. 4 que se aproxima a la península de Yucatán generó lluvias menores a 25 mm (véase Figura 11).

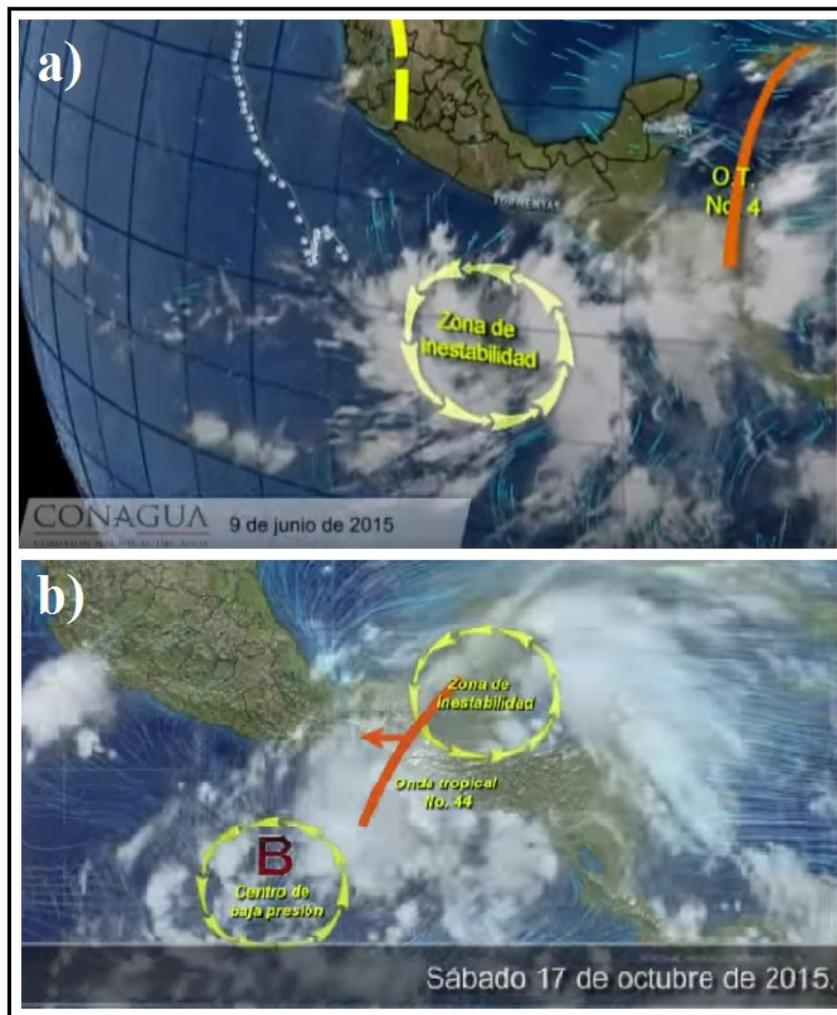


Figura 11. Pronóstico del tiempo representativo para los dos casos de lluvias, a) para el primer caso de lluvias del 9 al 13 junio de 2015 y b) para el segundo caso de lluvias del 17 al 21 de octubre de 2015. Fuente: CONAGUA (2015a; 2015b).

Capítulo 4

Resultados y discusión

El cambio de LULC puede ser de origen natural o antropogénico, pero debido a la creciente actividad humana la superficie de la Tierra se ha modificado perceptiblemente en los últimos años (Zhu *and* Woodcock, 2014). En esta tesis se aborda al cambio de LULC por causa antropogénica que afecta directamente la biofísica, biogeoquímica y biogeografía de la superficie terrestre y que tiene impacto en la atmósfera regional (Pielke *et al.*, 2011). Estas alteraciones atmosféricas se reflejan en la variabilidad de la temperatura superficial, la humedad atmosférica, y las características de profundidad y estabilidad de la capa límite planetaria (Mahmood *et al.*, 2014). De acuerdo a Pielke *et al.* (2011), la expansión urbana y la intensificación de la agroindustria, son los principales impulsores del cambio de LULC en nuestra zona de estudio.

Para poder analizar cómo es que el cambio de LULC altera los patrones atmosféricos a través de factores como la obstaculización del flujo de aire, la isla de calor o la alteración de las circulaciones locales, tales como brisas de mar y de tierra (Gero *et al.*, 2006), se generan mapas y series de tiempo para las tres variables meteorológicas pronosticadas: (1) temperatura en superficie, (2) magnitud del viento en superficie y (3) precipitación acumulada. Estas variables son analizadas de acuerdo a los periodos descritos en la Tabla 2.

4.1 Mapas promedios para las variables meteorológicas pronosticadas

4.1.1 *Temperatura en superficie*

Para analizar la temperatura en superficie se eligen periodos de simulación en un mes seco frío (febrero), un mes seco cálido (abril) y dos meses en época de lluvias (junio y octubre). En la

Tabla 4 se muestran los periodos seleccionados para cada mes, así como el LULC empleado para la variable de temperatura en superficie.

Tabla 4. *Periodo de las simulaciones numéricas analizadas y LULC empleado para la variable de temperatura en superficie.*

Variable	Periodo			
	Del 01 al 07 de febrero de 2015	Del 12 al 18 de abril de 2015	Del 09 al 13 de junio de 2015	Del 17 al 21 de octubre de 2015
Temperatura en superficie	USGS1993 MODIS2001 NALCMS2005 NALCMS2010	USGS1993 NALCMS2010	USGS1993 NALCMS2010	USGS1993 NALCMS 2010

Primeramente se selecciona el mes de febrero para la temporada de secas frías y se realizan simulaciones numéricas empleando los cuatro LULC: USGS1993, MODIS2001, NALCMS2005 y NALCMS2010. Se realiza una simulación de 7 días para cada LULC y se obtiene el promedio de la temperatura superficial durante estos 7 días (Figura 12).

En la Figura 12 se observa que el modelo WRF es sensible a los efectos de cambio de LULC incluso en tan sólo cinco años (2005 a 2010). Se observa como la isla de calor, la cual es una de las características más notables del microclima urbano (Adams *et al.*, 2015) se presenta al tener un cambio de LULC. Además, se puede observar como la expansión urbana aumenta el área de la isla de calor desde 1993 hasta 2010 (polígono en color negro). A pesar de que entre NALCMS2005 y NALCMS2010 solo hay cinco años de diferencia, esto es suficiente para mostrar como la expansión urbana en este periodo amplifica la isla de calor alrededor de la zona urbana de Cancún e incrementa el contraste térmico urbano-rural (Oke, 1973; Jáuregui, 2005; Estrada *et al.*, 2009).

Al expandirse el área urbana de Cancún, la temperatura promedio está aumentando, ya que el aire caliente es advectado desde la nueva zona expandida (nuevo contorno urbano), hacia la zona

centro de la ciudad de Cancún. Este resultado también fue observado en Tokairin *et al.* (2010). Entre las principales propiedades térmicas que afectan la temperatura en superficie en esta zona están: la capacidad calorífica, la difusividad térmica y la emisividad superficial de las ciudades, por lo que observamos que la máxima temperatura está ocurriendo en el área de mayor urbanización (Georgescu, 2008).

Para el mes de abril se realiza una simulación de 7 días y para los meses de junio y octubre una simulación de 5 días. Para estos 3 meses sólo se emplean los LULC de USGS1993 y NALCMS2010 con el objetivo de observar mayores diferencias en la temperatura superficial.

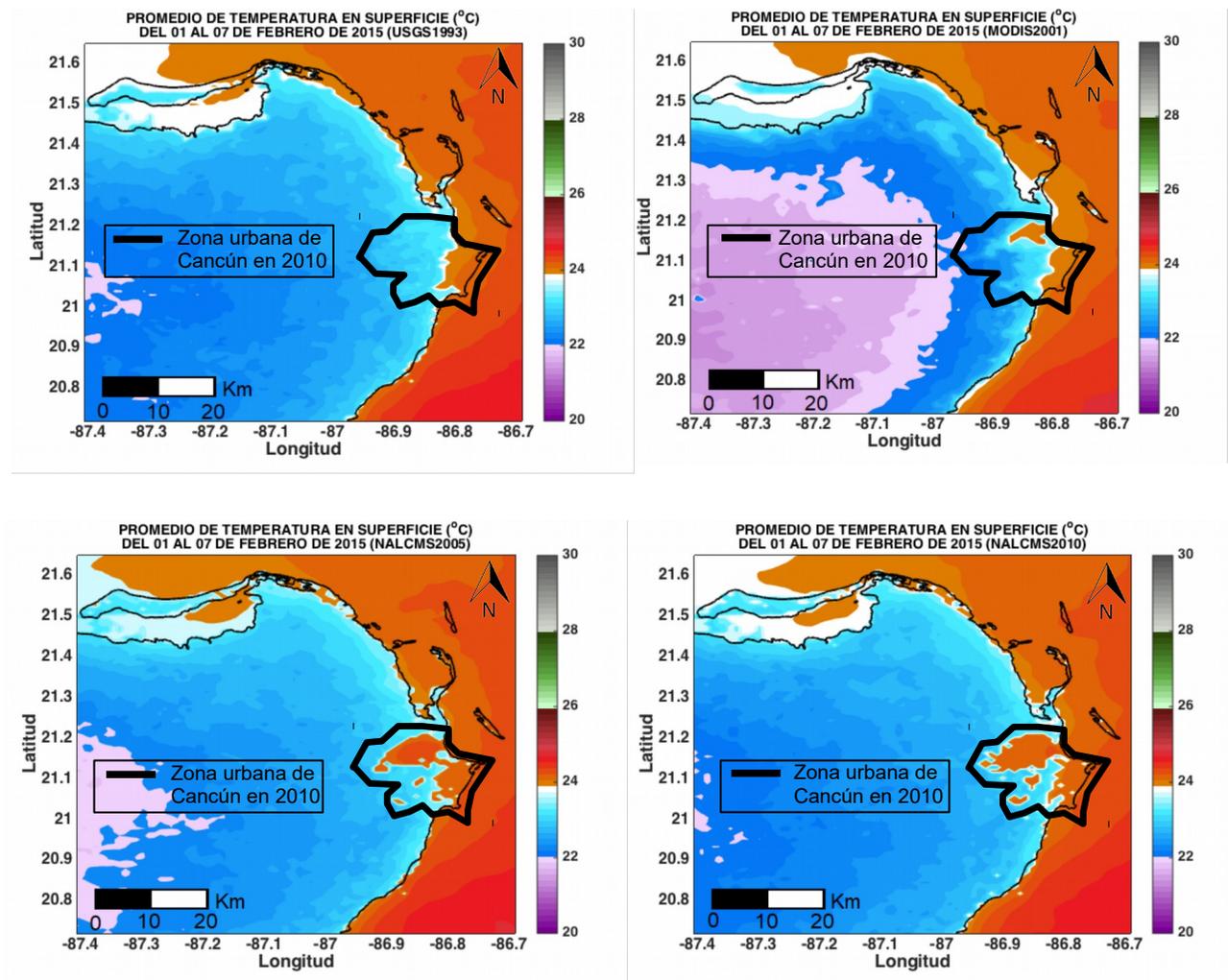


Figura 12. Mapas promedio para la temperatura en superficie (°C) del 01 al 07 de febrero de 2015. USGS1993 (arriba-izquierda), MODIS2001 (arriba-derecha), NALCMS2005 (abajo-izquierda) y NALCMS2010 (abajo-derecha).

La Figura 14 presenta los mapas promedio de la temperatura en superficie para el mes de abril, la Figura 15 los mapas promedio para el mes de junio y la Figura 16 los mapas promedio para el mes de octubre.

En junio el hecho de que la isla de calor se encuentre desfavorecida es efecto de características del campo de viento en superficie así como también de su dirección, la cual para este caso es del sureste. También en estos días de lluvia se tiene una mayor magnitud del viento en superficie; es decir, a pesar de que la dirección del campo de viento para abril y junio es del sureste (Figura 13), para el caso de junio se encuentra menos favorecida la isla de calor debido a que su efecto es mayor cuando el tiempo está en calma (vientos débiles) y sin nubosidad pues la mezcla mecánica y térmica tiende a dispersar la isla de calor en días con viento y nubosidad (Comarazamy *et al.*, 2013).

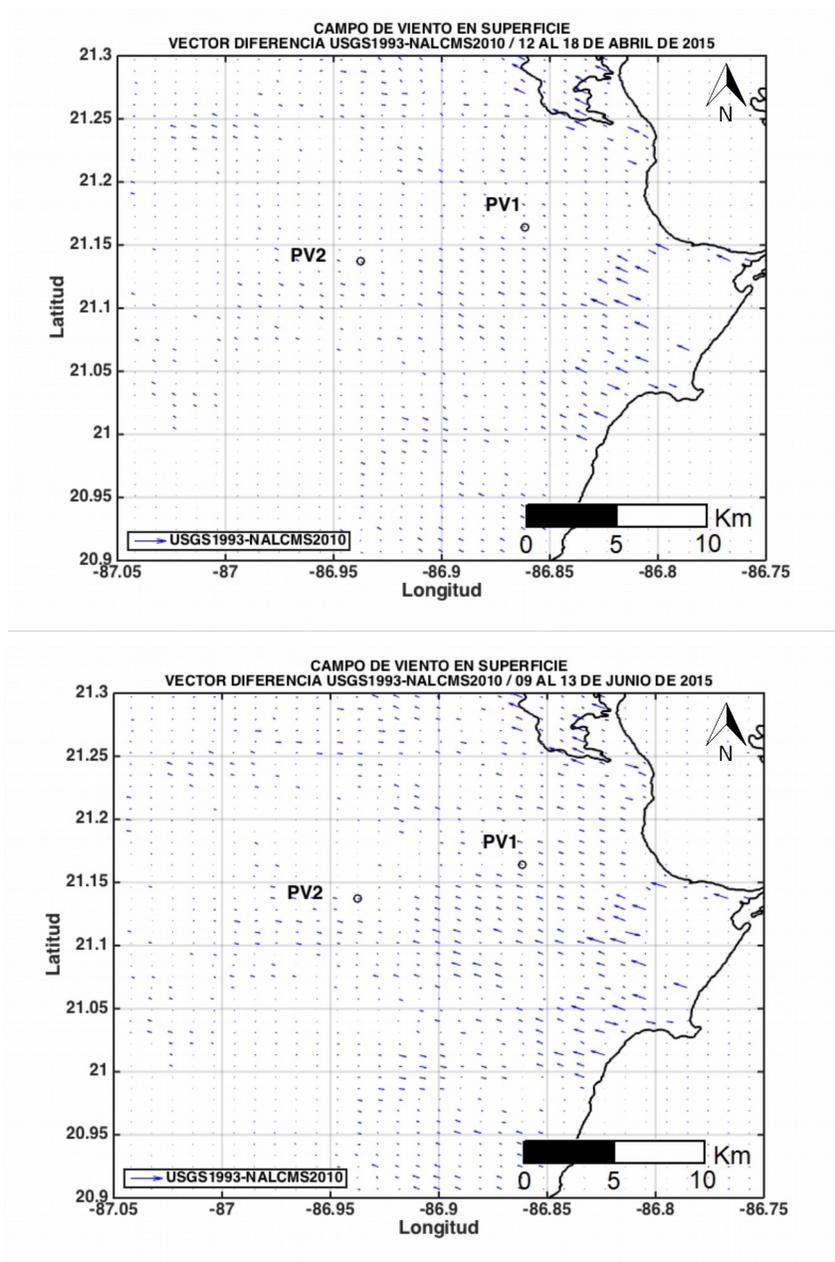


Figura 13. Comparación del campo de viento en superficie a partir del vector diferencia USGS1993-NALCMS2010 para los meses de abril (arriba) y junio (abajo).

Para el mes de octubre (Figura 16), se observa que a pesar de que es un caso de lluvias al igual que el mes de junio, la isla de calor para octubre está mejor definida. Esto puede explicarse pues se tiene una menor magnitud del viento promedio en superficie en comparación con el mes de junio. De esta manera se tiene una menor dispersión de la isla de calor para el caso de octubre que para junio.

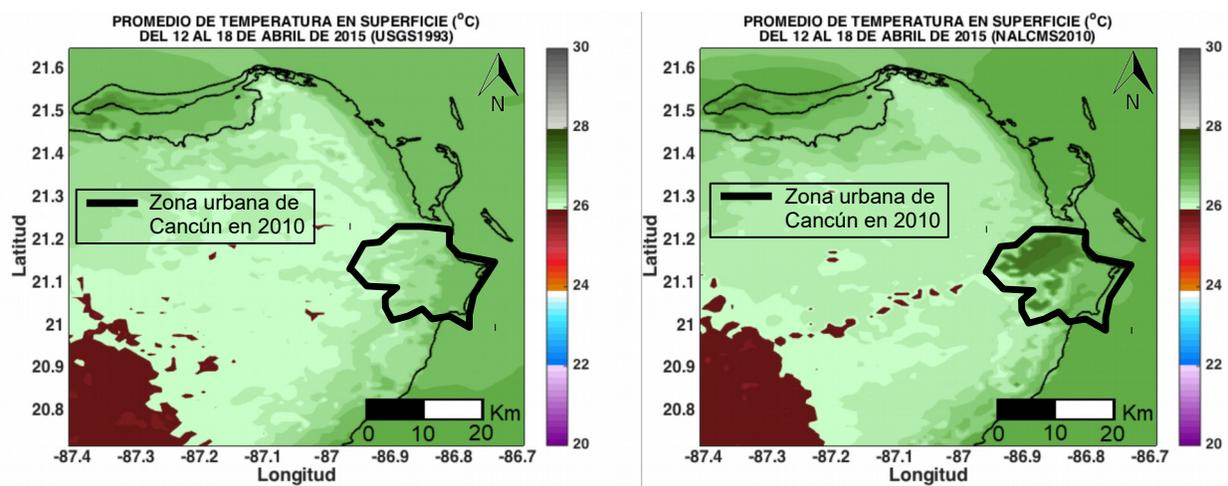


Figura 14. Mapas promedio para la variable de temperatura en superficie (°C) del 12 al 18 de abril de 2015. Izquierda para LULC con USGS1993 y derecha para NALCMS2010.

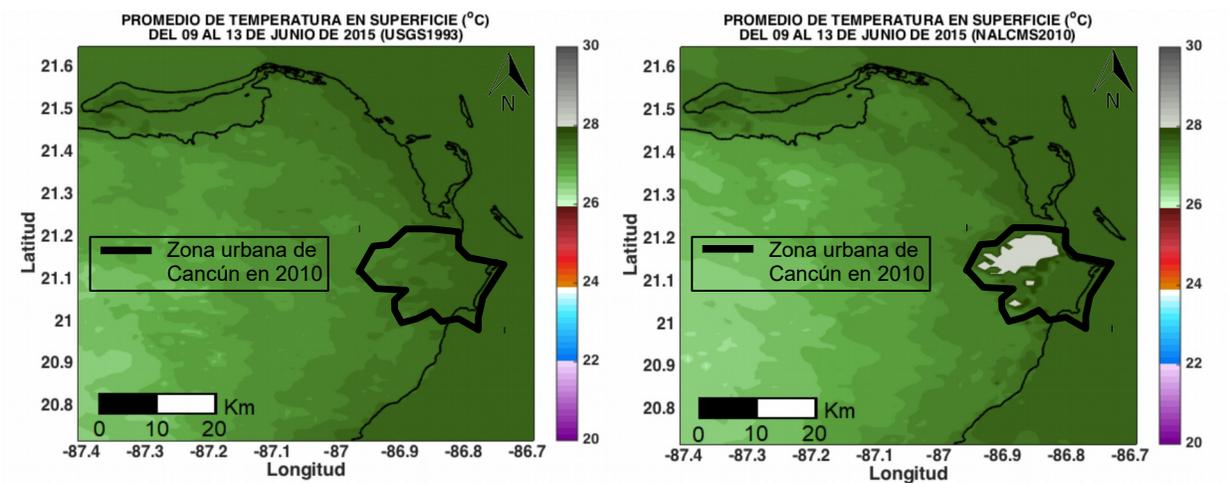


Figura 15. Mapas promedio para la variable de temperatura en superficie (°C) del 09 al 13 de junio de 2015. Izquierda para LULC con USGS1993 y derecha para NALCMS2010.

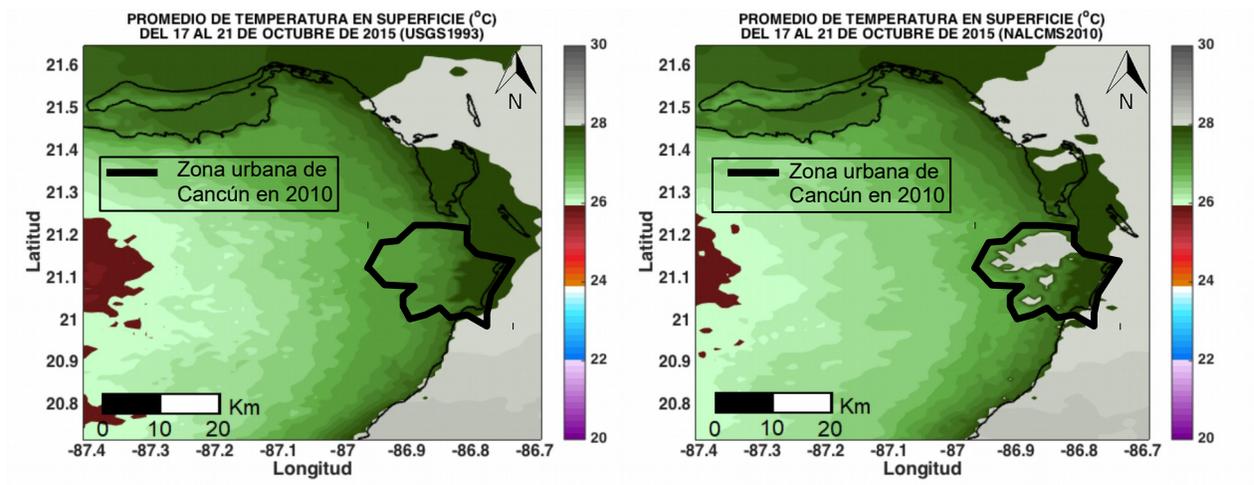


Figura 16. Mapas promedio para la variable de temperatura en superficie (°C) del 17 al 21 de octubre de 2015. Izquierda para LULC con USGS1993 y derecha para NALCMS2010.

4.1.2 Magnitud del viento en superficie

En la Tabla 5 se presentan las simulaciones numéricas hechas para cada mes y el periodo que abarcó esa simulación para la variable de magnitud del viento en superficie.

Tabla 5. *Periodo de las simulaciones numéricas analizadas y LULC empleado para la variable de magnitud del viento en superficie.*

Variable	Periodo			
	Del 01 al 07 de febrero de 2015	Del 12 al 18 de abril de 2015	Del 09 al 13 de junio de 2015	Del 17 al 21 de octubre de 2015
Magnitud del Viento en superficie	USGS1993 MODIS2001 NALCMS2005 NALCMS2010	USGS1993 NALCMS 2010	USGS1993 NALCMS2010	USGS1993 NALCMS 2010

De igual forma que para la temperatura en superficie, en el mes seco frío de febrero se corren simulaciones numéricas con los cuatro LULC (USGS1993, MODIS2001, NALCMS2005 y NALCMS2010). Para el mes seco cálido de abril y los dos meses de lluvia de junio y octubre se realizan simulaciones con USGS1993 y NALCMS2010.

Podemos observar desde los mapas promedio (Figuras 17-20) que la magnitud del viento en superficie disminuye para todos los casos sobre el centro urbanizado de la zona urbana de Cancún. Otra característica en común entre estos mapas es que el modelo WRF es sensible cuando un tipo de cobertura del suelo es más lisa y por lo tanto acelera más la atmósfera en comparación con una cobertura aerodinámicamente más rugosa (Gero *et al.*, 2006). En estos mapas, un caso particular de lo anterior se da cuando hay cambio de cobertura de bosque por suelo agrícola (véase Figura 9, mapa USGS1993 y NALCMS2010). En la Figura 17 observamos un polígono en color verde donde ocurrió este cambio. La rugosidad del suelo agrícola es menor que la del bosque y por lo tanto en NALCMS2010 se tiene mayor magnitud del viento.

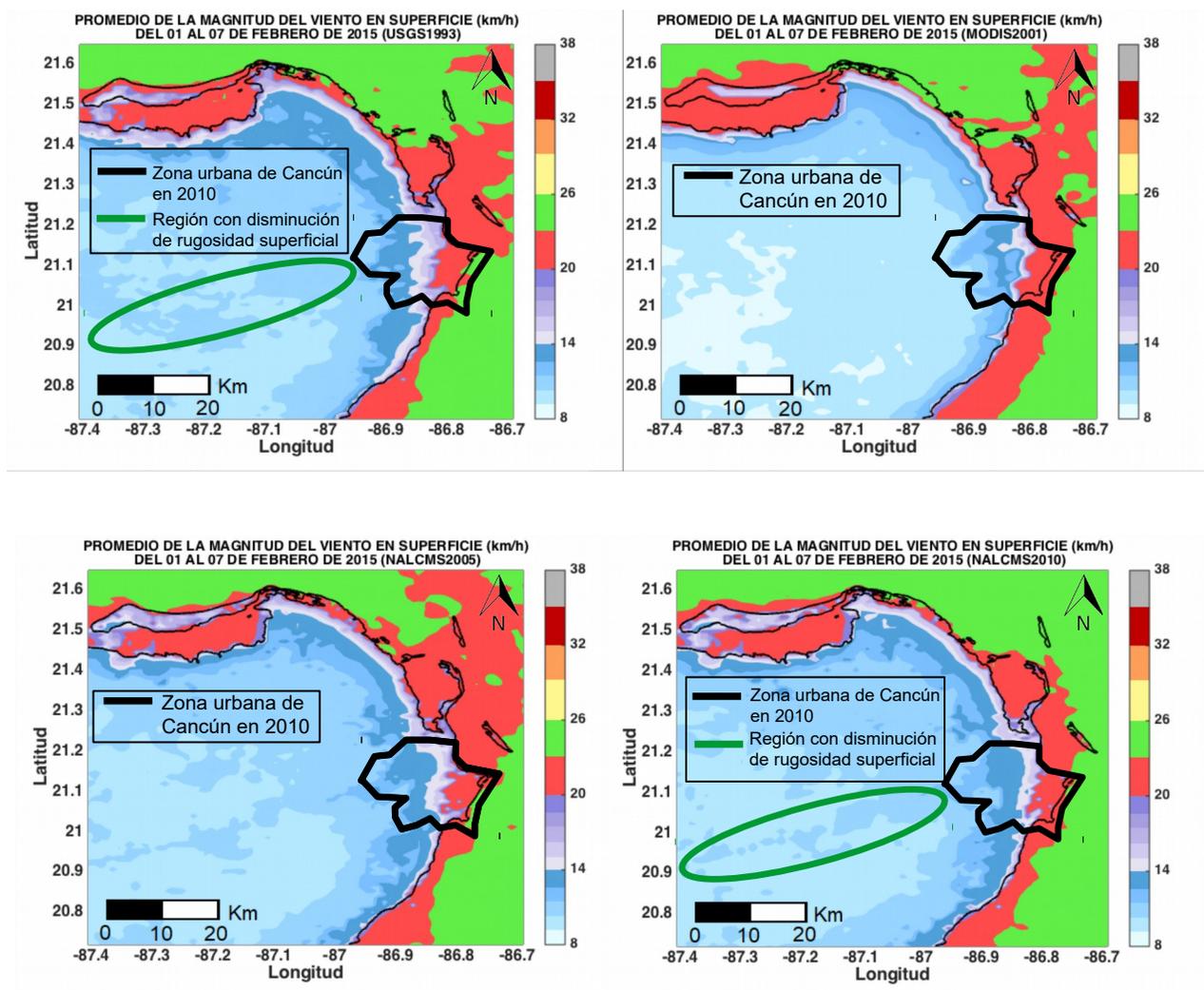


Figura 17. Mapas promedio para la variable de magnitud del viento en superficie (km/h) del 01 al 07 de febrero de 2015. USGS1993 (arriba-izquierda), MODIS2001 (arriba-derecha), NALCMS2005 (abajo-izquierda) y NALCMS2010 (abajo-derecha).

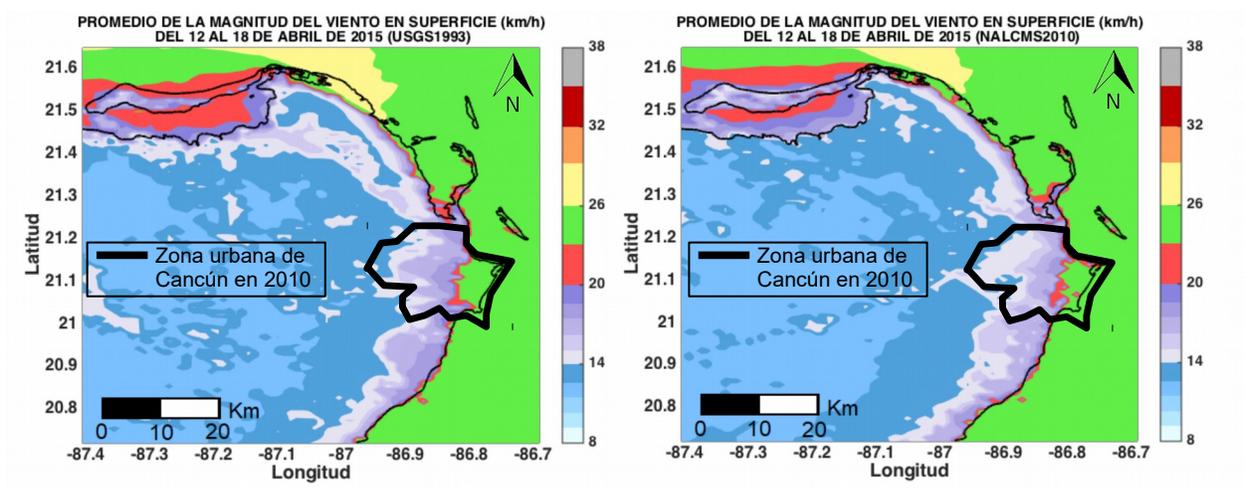


Figura 18. Mapas promedio para la variable de magnitud del viento en superficie (km/h) del 12 al 18 de abril de 2015. USGS1993 (izquierda) y NALCMS2010 (derecha).

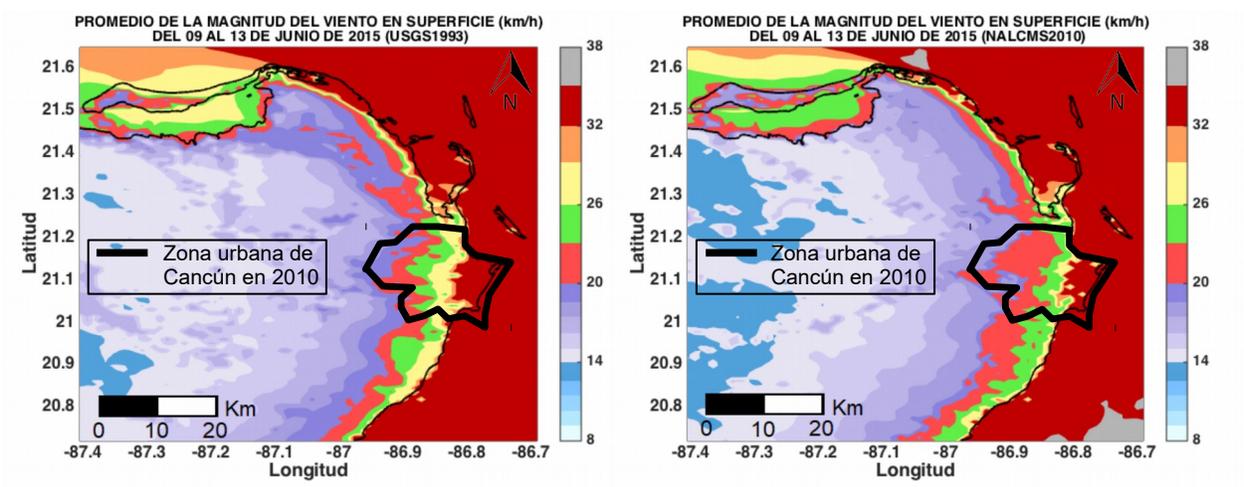


Figura 19. Mapas promedio para la variable de magnitud del viento en superficie (km/h) del 09 al 13 de junio de 2015. USGS1993 (izquierda) y NALCMS2010 (derecha).

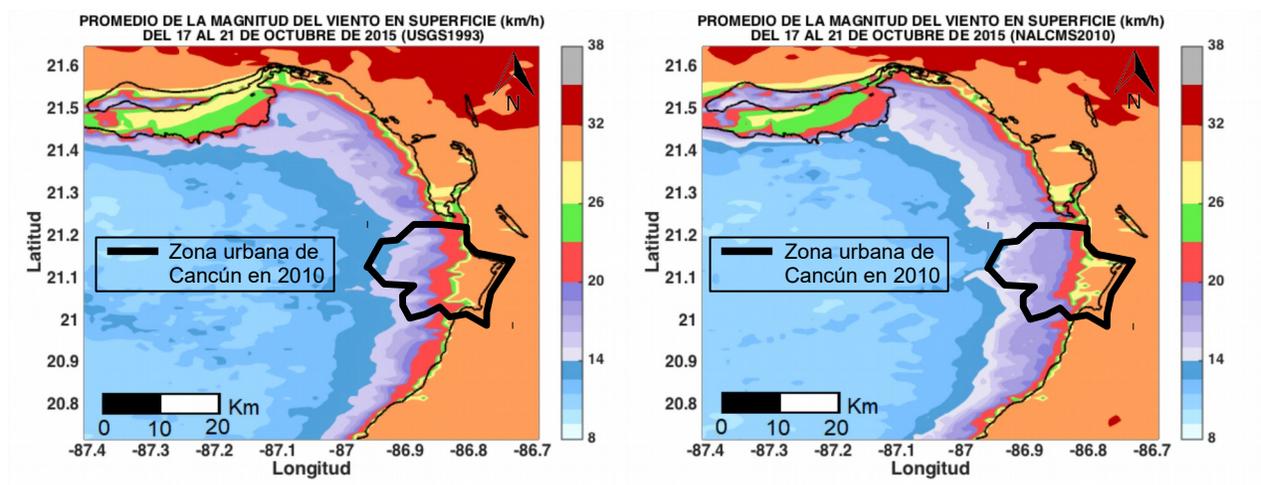


Figura 20. Mapas promedio para la variable de Magnitud del Viento en superficie (km/h) del 17 al 21 de octubre de 2015. USGS1993 (izquierda) y NALCMS2010 (derecha).

4.1.3 Precipitación acumulada promedio en 24 horas

En la Tabla 6 se presentan las simulaciones numéricas hechas para cada mes y el periodo que abarcó esa simulación para la variable de precipitación acumulada.

Tabla 6. *Periodo de las simulaciones numéricas analizadas y LULC empleado para la variable de precipitación acumulada.*

Variable	Periodo			
	Del 01 al 07 de febrero de 2015	Del 12 al 18 de abril de 2015	Del 09 al 13 de junio de 2015	Del 17 al 21 de octubre de 2015
Precipitación acumulada			USGS1993 NALCMS2010	USGS1993 NALCMS2010

Para la variable de precipitación acumulada se corren simulaciones numéricas para dos meses de lluvias (junio y octubre) con LULC de USGS1993 y NALCMS2010. Como se observa en la Tabla 6 para estos dos meses de lluvias se seleccionan 5 días para realizar las simulaciones numéricas.

Vale la pena recordar que el cambio de LULC de origen vegetal por expansión urbana implica que la vegetación natural sea reemplazada por superficies no-evaporativas tales como el concreto (García-Cueto *et al.*, 2009). Estas superficies tienen diferentes propiedades térmicas como la capacidad calorífica, en comparación con las superficies naturales (Shepherd *et al.*, 2010). Además, estas superficies tienen menor transferencia de flujo de calor latente (Gero *et al.*, 2006) debido a que las superficies urbanas modifican la radiación neta relacionada con el albedo (Gero *et al.*, 2006) y alteran también el balance de energía en la ciudad y alrededor de esta. Todo lo anterior puede entonces alterar consecuentemente la precipitación (Shepherd *et al.*, 2010).

Considerando lo anterior, en esta tesis se analizan dos casos de precipitación consecuencia de la urbanización. El primero para el periodo del 9 al 13 de junio de 2015 (Figura 21) empleando el LULC de NALCMS2010. En este primer caso se observa que se genera más precipitación en la periferia de la ciudad (polígono color naranja en la Figura 21) que en el centro de ella (polígono color café en la Figura 21). Lo anterior debido a que la circulación de la isla de calor inició en un centro de baja presión que se origina en el núcleo altamente urbanizado de la zona urbana de Cancún (Shepherd *et al.*, 2010), provocando un ascenso de aire, que después alcanzó las condiciones necesarias para que se favorezca la precipitación sobre la periferia de la ciudad. Sin embargo, esto es difícil de observar en la Figura 21 y se discute más a detalle en la sección 4.3.3 de las series de tiempo.

El segundo caso que se simula abarca el periodo del 17 al 21 de octubre de 2015 (Figura 22), empleando también el LULC de NALCMS2010. Este es un caso también de precipitación inducida por urbanización, pero a diferencia del caso anterior, la región de mayor precipitación se encuentra en la zona de aire ascendente de circulación de la isla de calor; es decir en el centro de la ciudad (polígono color café en Figura 22) debido a que la precipitación en este punto se ve favorecida por la interacción entre la isla de calor y el frente de brisa de mar (ver Figura 53). Al igual que en junio, esto último se observa mejor en las series de tiempo para la precipitación acumulada en las Figuras 55 y 56.

Por otro lado, para ambos casos simulados de lluvia empleando el LULC del USGS1993 se observa que, en una región con suelo agrícola que tiene un mayor albedo y una menor evapotranspiración presenta una menor precipitación (polígono color rosa en Figuras 21 y 22) en comparación con la región que se encuentra en una zona de transición entre un bosque y un suelo agrícola (polígono color amarillo en Figuras 21 y 22). Niyogi *et al.* (2006) observaron en un estudio realizado en una región en las cercanías de Oklahoma que, un sistema de predicción de mesoescala aumentó la precipitación debido a que los flujos de humedad se vieron favorecidos por los límites entre las heterogeneidades de LULC, es decir, transiciones entre diferentes tipos de coberturas. Resultados relacionados con lo que se observa en estas últimas simulaciones son los de Mahmood *et al.* (2014). Ellos mencionan que en las regiones de deforestación tropical existe una menor evapotranspiración de la superficie provocando menores lluvias sobre el área deforestada. Además, en los límites de las zonas de transición entre dos distintos tipos de LULC existen alteraciones en la circulación vertical de mesoescala dentro de la PBL que favorecen el movimiento vertical del aire. Estas alteraciones afectan la dinámica atmosférica de mesoescala, así como la precipitación. A su vez, también existen nubes de poca profundidad en zonas deforestadas que en áreas forestadas donde se encuentran nubes convectivas profundas. En otras palabras existe un relación entre la superficie, la humedad atmosférica y la formación de nubes convectivas (Allard *and* Carleton, 2010). También en la mesoescala de acuerdo a Mahmood *et al.* (2014) y a Adegoke *et al.* (2007) la transición de un tipo de cobertura natural por agricultura puede alterar los vientos superficiales, la precipitación, la altura de las nubes y la cantidad de humedad generando climas más severos debido a los efectos desestabilizadores del vapor de agua en la PBL. De esta manera se observa que los límites entre una zona de transición de LULC pueden servir como regiones de desarrollo de nubes convectivas (Shepherd *et al.*, 2010).

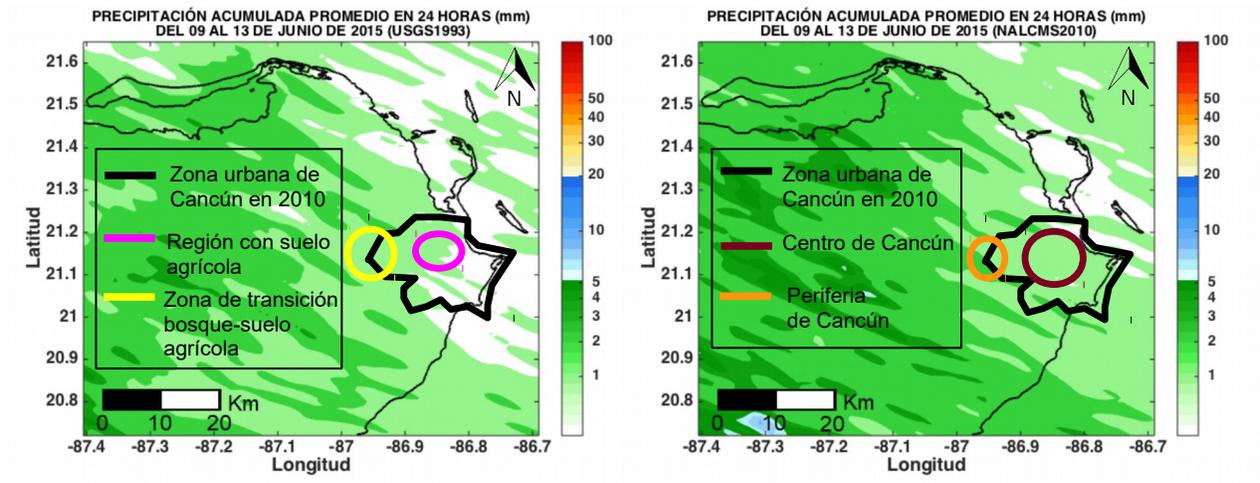


Figura 21. Mapas de precipitación acumulada promedio en 24 horas (mm) del 09 al 13 de junio de 2015. USGS1993 (izquierda) y NALCMS2010 (derecha).

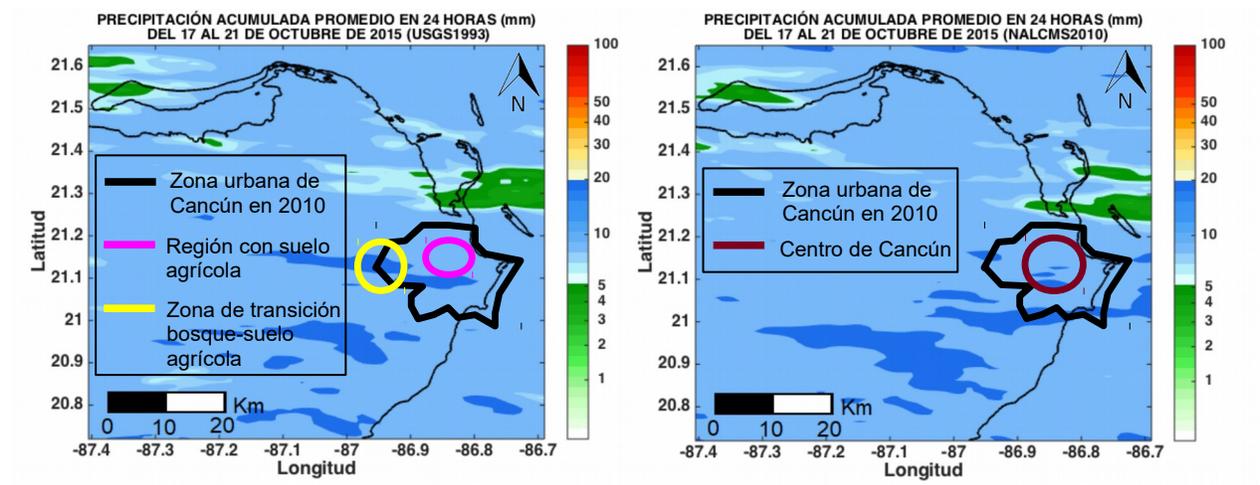


Figura 22. Mapas precipitación acumulada promedio en 24 horas (mm) del 17 al 21 de octubre de 2015. USGS1993 (izquierda) y NALCMS2010 (derecha).

4.2. Análisis del cambio de LULC en puntos virtuales

Se analizan dos puntos virtuales (PV) (Figura 23) para medir el impacto del cambio de LULC en las variables meteorológicas pronosticadas. Posteriormente, se obtienen mapas de diferencia y series de tiempo para esos puntos durante el periodo simulado.

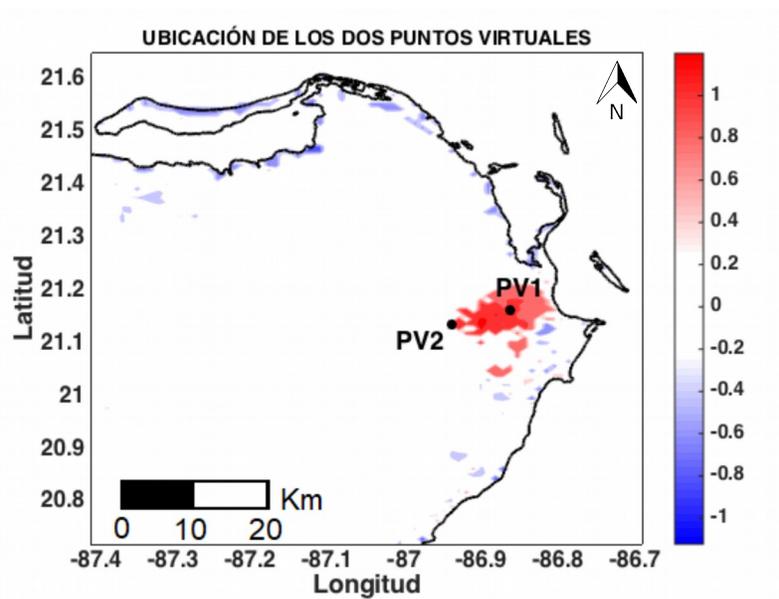


Figura 23. Ubicación de los dos puntos virtuales analizados. En el fondo se muestra el mapa de la diferencia del promedio de temperatura en superficie (°C) del 01 al 07 de febrero de 2015 para NALCMS2010-USGS1993.

Las distancias entre ambos puntos y de cada punto virtual a la costa son las siguientes: entre el primer punto virtual (PV1) y el segundo punto virtual (PV2) se tiene una distancia de 7 km, del PV1 a la costa se tiene una distancia de 5 km, mientras que del PV2 a la costa de 12 km.

El PV1 presenta un cambio de LULC de tierra de cultivo y de pastoreo seco en el USGS1993, mientras que en MODIS2001, NALCMS2005 y NALCMS2010 se encuentra asignado a cobertura urbano y construcciones. El PV2 con LULC en USGS1993, MODIS2001 y NALCMS2005 es de bosque de latifoliadas perennifolio, presenta una transición por cobertura

urbana y construcciones en NALCMS2010. En la Tabla 7 se muestran estas transiciones de LULC para los 2 puntos virtuales seleccionados.

Tabla 7. *LULC en los dos puntos virtuales seleccionados.*

LULC	Punto virtual 1	Punto virtual 2
USGS1993	Tierra de cultivo y de pastoreo seco	Bosque de latifoliadas perennifolio
MODIS2001	Urbano y construcciones	Bosque de latifoliadas perennifolio
NALCMS2005	Urbano y construcciones	Bosque de latifoliadas perennifolio
NALCMS2010	Urbano y construcciones	Urbano y construcciones

4.2.1 Mapas de la diferencia del promedio para las variables meteorológicas pronosticadas

Para cuantificar el cambio que hubo en las tres variables atmosféricas pronosticadas para los diferentes periodos de cambio de LULC se generan mapas de la diferencia de su promedio (i.e. se cuantifica el cambio que hubo entre USGS1993 y NALCMS2010, el cambio entre MODIS2001 y NALCMS2010 y el cambio entre NALCMS2005 y NALCMS2010). En las Figuras de la 24 a la 33 se muestra el mapa resultante para cada una de las transiciones mencionadas.

4.2.1.1 Temperatura en superficie

El modelo WRF muestra ser sensible ante cambios de LULC en cinco años (NALCMS2010-NALCMS2005) ya que se observa un incremento en la temperatura en superficie de hasta 1.05 °C en la periferia de la ciudad, donde el cambio de LULC es de tipo expansión urbana a expensas de bosque (PV2 en Figura 24). En el centro de la ciudad (PV1 en Figura 24) la temperatura en superficie no cambia en estos cinco años debido a que este punto en ambos mapas es del mismo tipo, es decir urbano y construcciones. Es importante mencionar que para cuantificar el cambio en la temperatura en superficie al actualizar el LULC se obtienen valores puntuales y no el promedio del punto de estudio (PV1 o PV2) y sus 8 vecinos como se hace al cuantificar las variables de magnitud del viento en superficie y precipitación acumulada. Esto debido a que la isla de calor es un fenómeno bien delimitado por lo que realizar este promedio no daría los resultados esperados especialmente para PV2 que se encuentra en el borde de la isla de calor.

Por otro lado, la diferencia entre NALCMS2010-MODIS2001 presenta el mayor aumento de temperatura en superficie en PV2 de 1.55 °C, siendo PV2 bosque de latifoliadas perennifolio en MODIS2001 y en NALCMS2010 urbano y construcciones. En el centro de la ciudad (PV1) la temperatura en superficie no sufre cambios debido a que en ambos mapas de MODIS2001 y NALCMS2010 es del mismo tipo de cobertura (i.e. urbano y construcciones).

En la diferencia entre NALCMS2010 y USGS1993 se observa que la expansión urbana aumenta la temperatura en superficie en 1.05 °C en PV1 y en 0.9 °C en PV2. Es decir se presenta un mayor incremento en la temperatura en superficie en el centro de la ciudad (PV1) que en la periferia de esta (PV2). Esto se debe a que la isla de calor es más fuerte en el centro de la ciudad y al restar los valores de la temperatura entre ambos mapas (NALCMSM2010-USGS1993), ésta diferencia es mayor en 2010. Algunos autores también han encontrado aumentos en la temperatura ante cambios de LULC; por ejemplo Fall *et al.* (2010) obtuvieron en Estados Unidos que un cambio de LULC de agricultura a suelo desnudo incrementa la temperatura un 0.085 °C, que un cambio de agricultura a urbano incrementó 0.103 °C la temperatura y que un cambio de

bosque a urbano incrementó la temperatura en 0.066 °C. Este estudio fue basado en tendencias de promedios mensuales de 1979-2003. Es decir que esto concuerda con lo que encontramos, ya que el mayor incremento en la temperatura se da en el PV1, es decir donde la transición fue de agricultura a urbano. Mientras que el cambio de bosque a urbano en el PV2 genera de 1993 a 2010 un menor incremento en la temperatura.

A su vez el IAF, también juega un papel importante en los modelos climáticos, ya que regula la cantidad de transpiración desde la superficie y, por lo tanto, controla la división de los flujos de calor de la superficie. Cuanto mayor es el área de la hoja en la columna puede ocurrir más transpiración (Chase *et al.*, 1996). Cao *et al.* (2015) encontraron una reducción generalizada de la temperatura con un enfriamiento local del orden de 1 °C debido a un aumento en la fracción de vegetación y el IAF. Lo anterior se relaciona con el aumento en la temperatura en superficie en el área urbana en el área de estudio, ya que el LULC de tipo urbano y construcciones presenta menor IAF y menor fracción de vegetación que el bosque o que las tierras de cultivo. De acuerdo a las propiedades físicas de las superficies que se encuentran definidas en el modelo WRF, el IAF para el esquema de clasificación USGS; la clase urbano y construcciones presenta 1.0 de IAF, el bosque de latifoliadas perennifolio un 3.08 de IAF, mientras que la tierra de cultivo y de pastoreo seco un 1.56 de IAF. Por otro lado la fracción de vegetación para el esquema de clasificación USGS para la clase urbano y construcciones es de 0.10 %, para el bosque de latifoliadas perennifolio de 0.95 % y de 0.80 % para la tierras de cultivo.

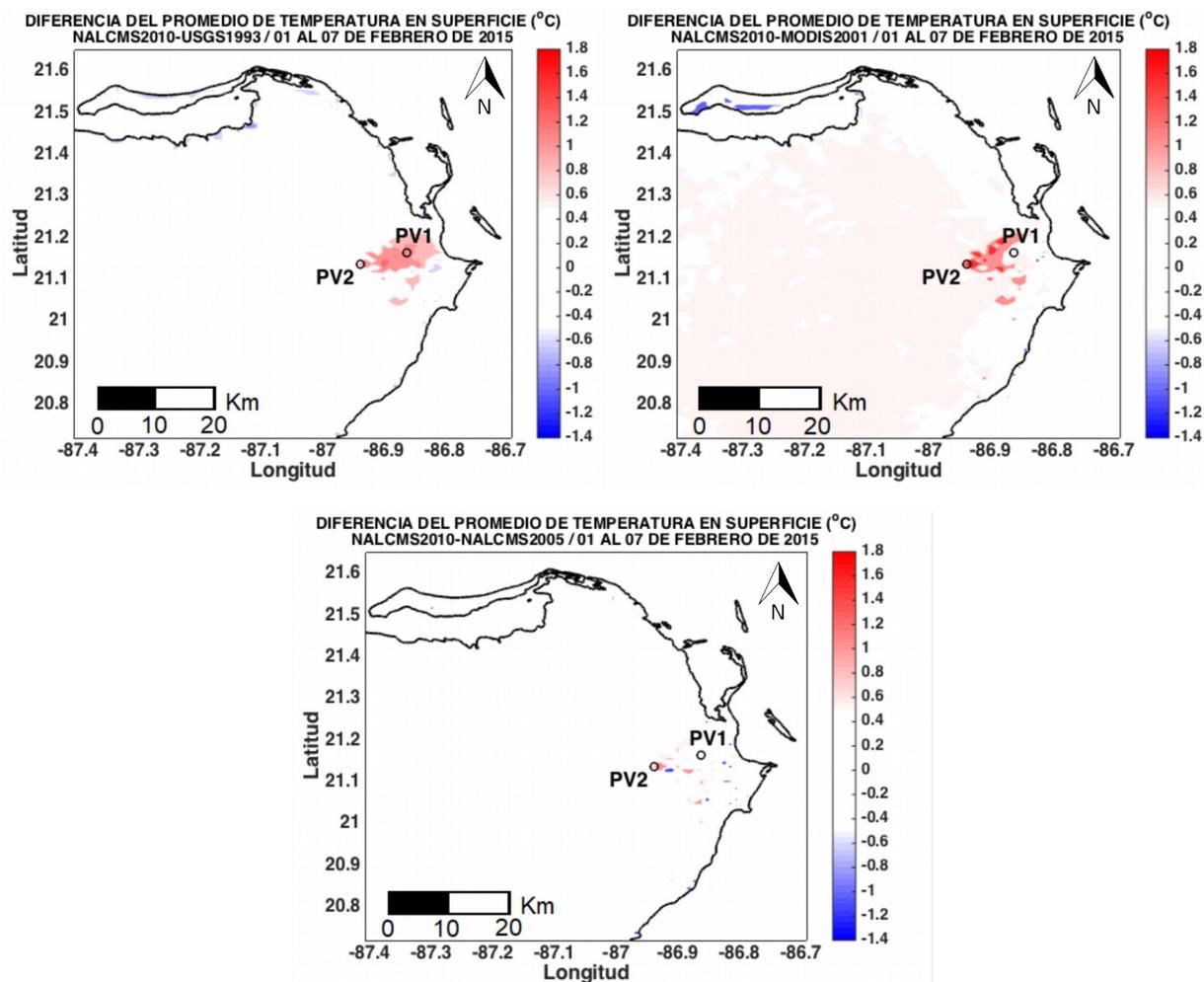


Figura 24. Mapas de la diferencia del promedio de temperatura en superficie (°C) del 01 al 07 de febrero de 2015 para NALCMS2010-USGS1993 (arriba-izquierda), NALCMS2010-MODIS2001 (arriba-derecha) y NALCMS2010-NALCMS2005 (abajo).

Por otro lado, en la Figura 25 se muestran los mapas de la diferencia para la temperatura en superficie para el mes seco cálido de abril. Se observa que en el PV1 la temperatura se incrementa en 1.05 °C. La similitud en este aumento de temperatura con el mes seco frío de febrero se debe a que ambos son meses de secas y su temperatura ambiente es muy parecida. El cambio de LULC en estos meses secos responde de forma similar (Adams *et al.*, 2015). Por otro

lado, en la periferia de la ciudad (PV2 en Figura 25) la temperatura se incrementa en $0.75\text{ }^{\circ}\text{C}$; esto es un incremento de menor magnitud que en el centro de la ciudad debido a que el efecto de la isla de calor es mayor en el centro de la ciudad que en la periferia como se menciona para el mes de febrero.

Para el mes de junio (Figura 26) se presenta la menor diferencia de temperatura en superficie entre NALCMS2010 y USGS1993 en PV1, con un incremento de $0.65\text{ }^{\circ}\text{C}$. Esto se debe a que la dirección de los vientos junto con una mayor magnitud del viento en superficie, no favorecen la isla de calor. Lo anterior se puede observar también en la serie de tiempo de la Figura 38 para el PV1 del mes de junio donde no se observa gran diferencia entre las series de tiempo, en contraste con los otros tres casos en época de secas. Por otro lado, en la periferia de la ciudad (PV2 en Figura 26) la temperatura se incrementa en $0.6\text{ }^{\circ}\text{C}$.

Para el segundo caso de lluvias en octubre (Figura 27), la temperatura en superficie aumenta $1.05\text{ }^{\circ}\text{C}$ en PV1. Esto es más que en junio debido a que la dirección de los vientos alisios (del este), así como una menor magnitud del viento en superficie favorecieron la formación de la isla de calor. En la periferia de la ciudad (PV2 en Figura 27) la temperatura se incrementa en $1\text{ }^{\circ}\text{C}$.

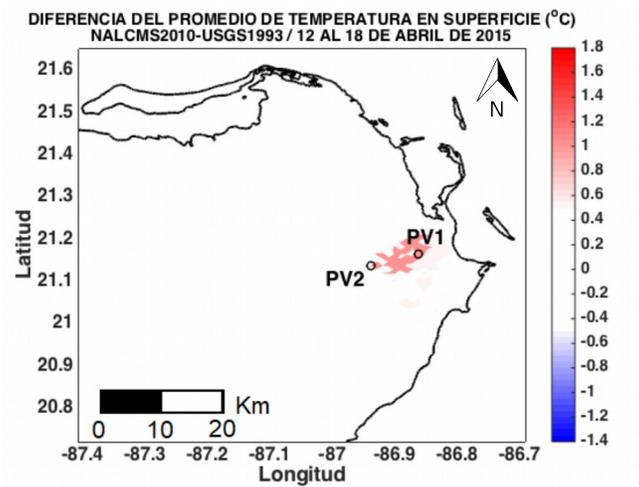


Figura 25. Mapa de la diferencia del promedio de temperatura en superficie (°C) del 12 al 18 de abril de 2015 para NALCMS2010-USGS1993.

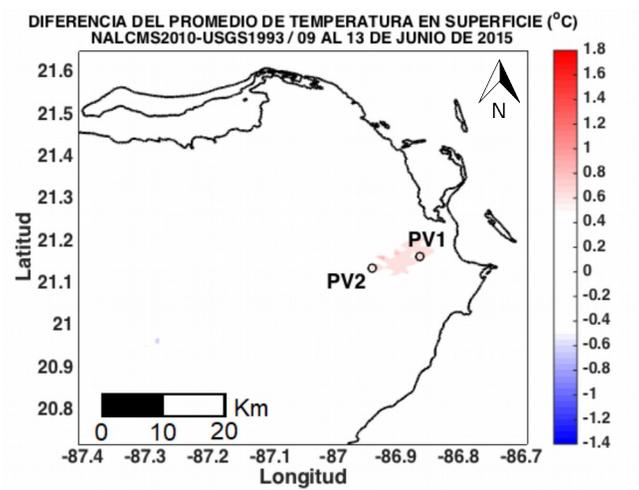


Figura 26. Mapa de la diferencia del promedio de temperatura en superficie (°C) del 09 al 13 de junio de 2015 para NALCMS2010-USGS1993.

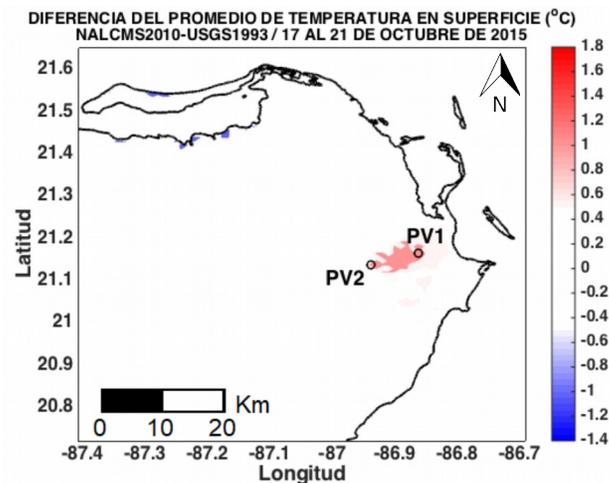


Figura 27. Mapa de la diferencia del promedio de temperatura en superficie (°C) del 17 al 21 de octubre de 2015, para NALCMS2010-USGS1993.

4.2.1.2 Magnitud del viento en superficie

En las Figuras 28-31 para PV1 se observa una reducción en la magnitud del viento en superficie al cambio de LULC para la mayoría de los casos. Para el mes frío de secas de febrero disminuye 0.89 km/h de 1993 a 2010, mientras que del 2005 a 2010 disminuye 0.15 km/h. Para el mes cálido de secas de abril disminuye 1.54 km/h de 1993 a 2010. Para el primer mes de lluvias de junio se presenta la mayor disminución en la magnitud del viento de 2.76 km/h de 1993 a 2010 y para el segundo mes de lluvias de octubre la magnitud del viento disminuye 0.61 km/h. Estos valores son calculados con el promedio entre el valor de PV1 y sus 8 vecinos con el objetivo de representar mejor la magnitud del viento tanto en el centro de la ciudad como en la periferia.

Esta reducción de la magnitud del viento se debe a que al expandir un área urbana, su elevada rugosidad genera un aumento en la fricción con la atmósfera (Fairman *et al.*, 2011), sin embargo el efecto del cambio de LULC en esta variable se observa más claro en las series de tiempo de la siguiente sección.

Por otro lado, en PV2 para la mayoría de los casos, el promedio de la magnitud del viento incrementa con el cambio de LULC. Para el mes de secas en febrero aumenta 0.68 km/h de 1993 a 2010 mientras que, del 2001 a 2010 aumenta 1.79 km/h. Para el segundo mes de secas de abril aumenta 1.42 km/h de 1993 a 2010; para el primer mes de lluvias de junio se presenta el mayor aumento en la magnitud del viento de 2.01 km/h de 1993 a 2010 y para el mes de lluvias de octubre la magnitud del viento aumentó 0.21 km/h. Este aumento en la magnitud del viento se debe a que en esta zona la fricción juega un papel menos importante que el efecto que tiene el gradiente térmico incrementado por la cobertura urbana para aumentar la magnitud del viento; es decir al expandirse la ciudad en 2010 a expensas del bosque se amplifica el efecto de la isla de calor por lo que se genera un incremento en el gradiente térmico zona urbana-alrededores y por lo tanto aumenta la magnitud del viento. Además, como PV2 se encuentra en la periferia de la ciudad, la rugosidad la cual puede disminuir la magnitud del viento debido a que genera fricción con la atmósfera tiene menor influencia en la magnitud en este punto.

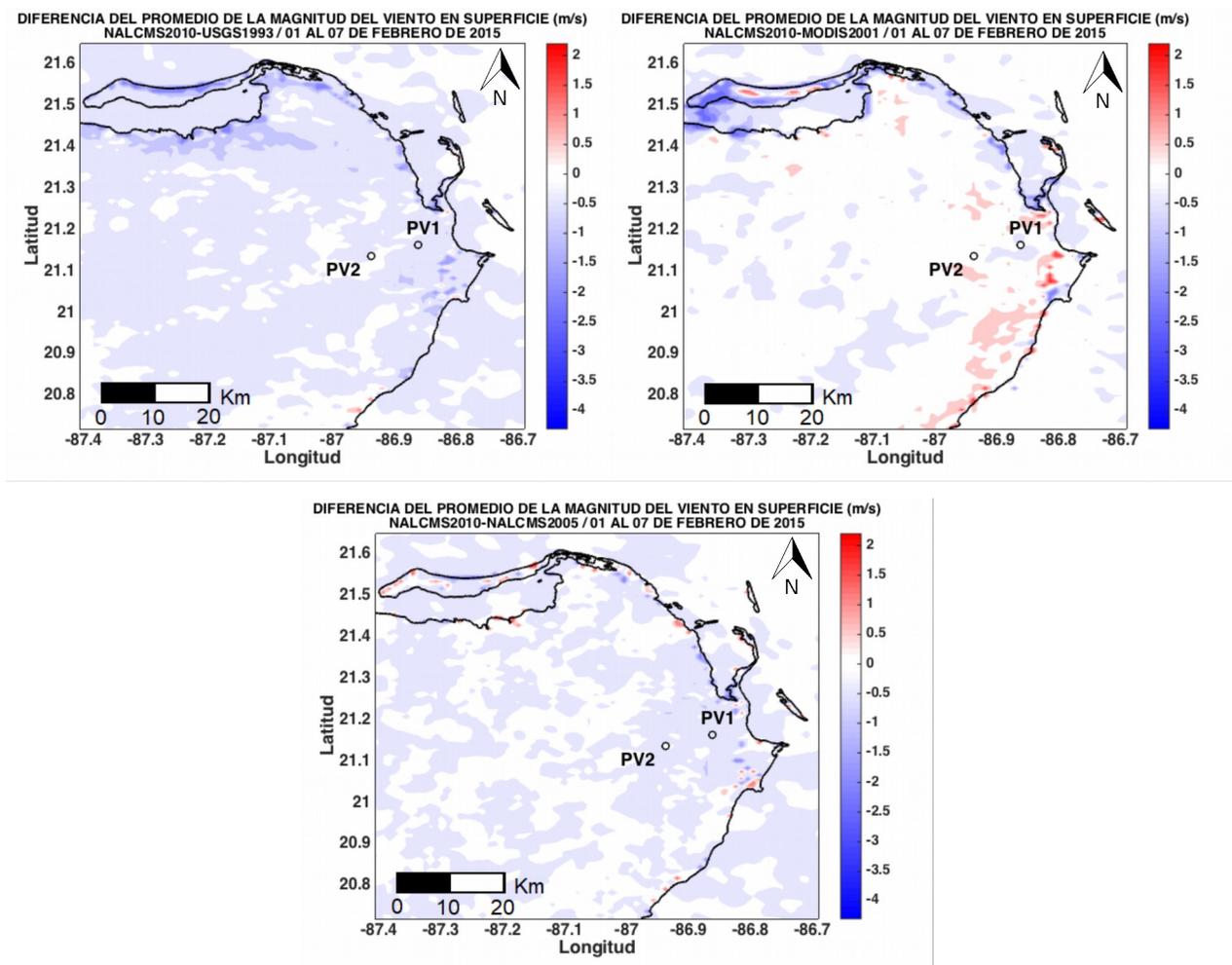


Figura 28. Mapas de la diferencia del promedio de la magnitud del viento en superficie (m/s) del 01 al 07 de febrero de 2015 para NALCMS2010-USGS1993 (arriba-izquierda), NALCMS2010-MODIS2001 (arriba-derecha) y NALCMS2010-NALCMS2005 (abajo).

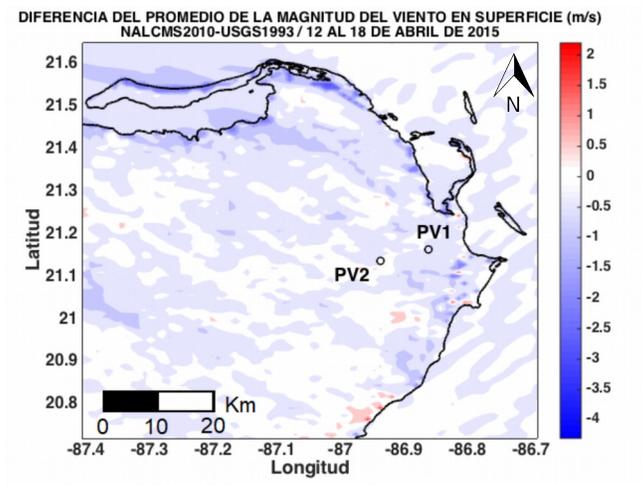


Figura 29. Mapa de la diferencia del promedio de la magnitud del viento en superficie (m/s) del 12 al 18 de abril de 2015 para NALCMS2010-USGS1993.

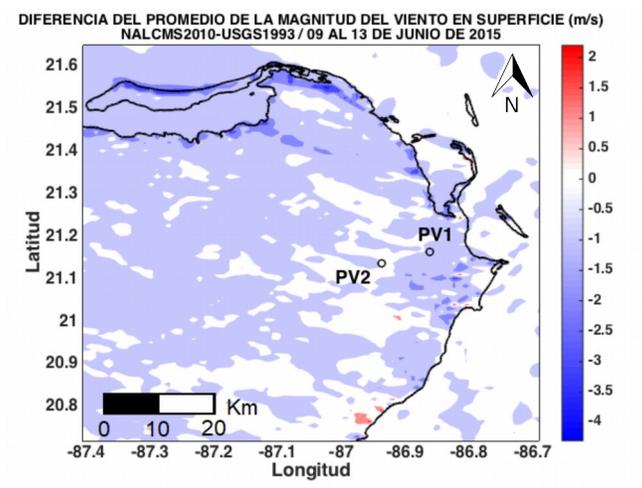


Figura 30. Mapa de la diferencia del promedio de la magnitud del viento en superficie (m/s) del 09 al 13 de junio de 2015 para NALCMS2010-USGS1993.

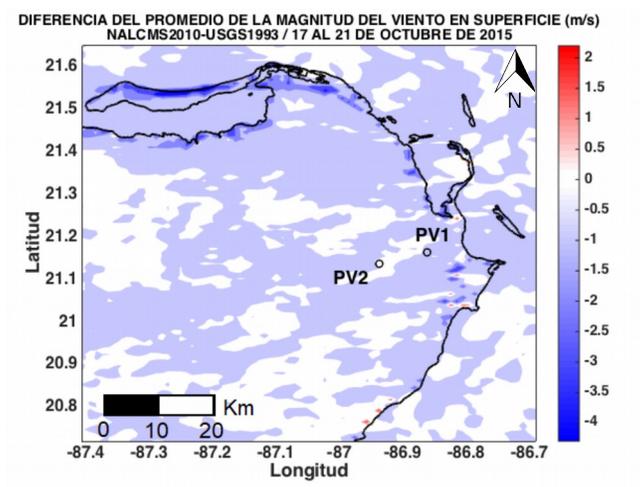


Figura 31. Mapa de la diferencia del promedio de la magnitud del viento en superficie (m/s) del 17 al 21 de octubre de 2015 para NALCMS2010-USGS1993.

4.2.1.3 Precipitación acumulada promedio en 24 horas

Los efectos de calentamiento en zonas costeras tienen su mayor efecto en la temperatura mínima, pero también afectan a la variable de precipitación acumulada al desestabilizar la atmósfera baja (Georgescu, 2008). Cuando los vientos que predominan son los vientos alisios como en el caso de octubre, estos aportan humedad del océano e influyen en la precipitación (Ongoma *et al.*, 2015).

Cada vez hay más evidencia de que las actividades antropogénicas alteran significativamente los procesos de precipitación (Shepherd, 2006). Estudios remarcan que la creciente urbanización está provocando aumentos en la precipitación (Shepherd, 2006; Xie *et al.*, 2014).

La señal de la urbanización en la precipitación total acumulada para el mes de junio se puede observar en la Figura 32, ya que en PV2 se incrementa 2.23 mm y en PV1 0.60 mm (tomando en cuenta que estos valores son el promedio del punto en PV2 y sus 8 vecinos en ambos casos). El mayor aumento en PV2 se debe principalmente al efecto de la circulación de la isla de calor en la precipitación, pero esto se explicará más a detalle en la sección de series de tiempo.

El mes de octubre (Figura 33) es el caso contrario, ya que cuando hay cambio de LULC, la precipitación acumulada aumenta en PV1, mientras que en PV2 disminuye siendo en PV1 un aumento de 0.29 mm y en PV2 una disminución de 2.07mm. Esto debido al efecto de la interacción de la brisa de mar con la isla de calor en PV1, pues en las ciudades costeras las brisas marinas son una de las características de circulación más importantes, y en muchas tardes se produce convección en asociación con ellas (Marshall *et al.*, 2004). Sin embargo, en la siguiente sección se discute más sobre la formación de las brisas marinas y su efecto en la precipitación acumulada.

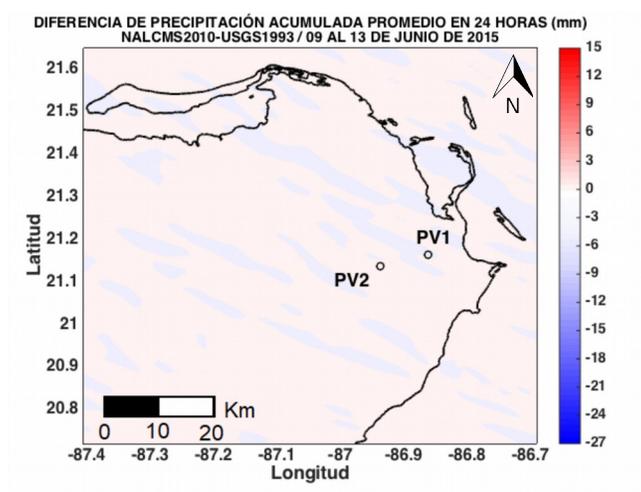


Figura 32. Mapa de la diferencia de precipitación acumulada promedio en 24 horas (mm) del 09 al 13 de junio de 2015 para NALCMS2010-USGS1993.

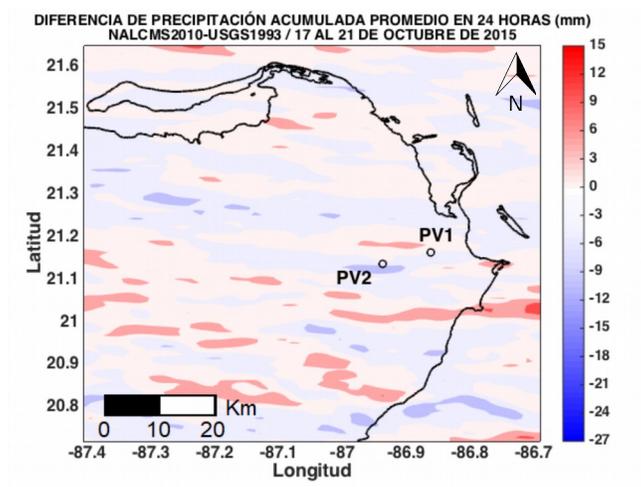


Figura 33. Mapa de la diferencia de precipitación acumulada promedio en 24 horas (mm) del 17 al 21 de octubre de 2015 para NALCMS2010-USGS1993.

4.3 Series de tiempo

Para analizar el comportamiento de las variables meteorológicas pronosticadas se generan series de tiempo para cada punto virtual. Cada periodo de simulación se grafica en promedios diarios de 24 horas. En las gráficas la hora inicio de la simulación es en GMT-5 que es equivalente a las 13 horas local.

4.3.1 Temperatura en superficie

Se puede observar en las series de tiempo de temperatura que la expansión urbana está implicando que más radiación solar este transformándose en calor sensible y menos en calor latente. Este efecto de menor humedad superficial es característico de superficies urbanas en comparación de otros tipos de coberturas. Al aumentar el calor sensible, la temperatura en superficie se incrementa también (Matheson *and* Ashie, 2008).

Una característica importante que comparten estas series de tiempo para PV1 (Figuras 34-41) es que la mayor diferencia entre las temperaturas mínimas se presenta desde temprano por la

noche, alrededor de las 19-20 horas GMT-5, hasta la mañana, alrededor de las 7-8 horas GMT-5. Li *et al.* (2013) explican que esto se debe a que durante el día domina la radiación solar entrante en el balance de energía en superficie y esto hace que no se manifiesten los factores propios de las ciudades tales como la radiación de onda larga atrapada, así como la liberación del calor almacenado en estas. Además, es conocido que durante la noche la isla de calor urbana se presenta más que durante el día (Li *et al.*, 2013; Baik *et al.*, 2007).

Empleando el LULC de MODIS2001 para el caso de Febrero en PV1 y PV2 (Figuras 34 y 35, respectivamente) se presenta una menor temperatura mínima que con el LULC de USGS1993. Esto puede deberse a que son diferentes esquemas de clasificación y por lo tanto se están empleando otras propiedades físicas de superficie. La temperatura máxima en febrero para PV2 aumenta, pero la temperatura mínima disminuye ligeramente, sin embargo esto no es algo muy concluyente, ya que la series de temperatura indican varias inversiones durante el día y durante la noche entre estos dos mapas. Lo anterior puede deberse a cambios en la cantidad de aire caliente advechado a PV2 desde PV1 (en el caso con LULC de NALCMS2010), o bien a cambios en la cantidad de aire advechado de los alrededores hacia PV2; la cual puede variar dependiendo del flujo del viento. Cabe mencionar que las series de tiempo para la magnitud del viento en superficie que se presentan en la siguiente sección también muestran estas inversiones.

En los cuatro casos (Figuras 34-41) se observa que la señal de cambio en la temperatura a lo largo del ciclo diurno es más clara para los casos secos (febrero y abril) bajo la presencia de un evento sinóptico de menor precipitación como lo es el caso del mes de junio (Georgescu, 2008). Las series de tiempo para octubre indican que el evento de lluvia fuerte que tuvo lugar en estos días ocasionó cambios menos notorios en la temperatura en superficie, especialmente en PV1, ya que entre más humedad haya en ciudades costeras las variaciones en la temperatura son menores (North Carolina State University, 2013; Matheson *and* Ashie, 2008).

Por otro lado, las series de tiempo de temperatura en superficie para PV1 en los casos de febrero, abril y octubre tienen en común que, al emplear el LULC de USGS1993 la temperatura presenta un descenso alrededor de las 19 y 20 horas GMT-5. Esto es más marcado al emplear el

LULC de USGS1993 que el de NALCMS2010. Este marcado descenso en la temperatura para el caso del USGS1993 significa que las superficies naturales presentes en este LULC tienen menor capacidad calorífica que las superficies urbanas presentes en NALCMS2010 (Shepherd *et al.*, 2010).

Por otro lado, en las Figuras correspondientes a PV2 (Figuras 35, 37, 39 y 41) no se observa un cambio notorio de 1993 a 2010 en la temperatura en superficie como se hubiera esperado por el aumento de calor sensible y la disminución de calor latente por pérdida de vegetación consecuencia de la transición de bosque de latifoliadas perennifolio por urbano y construcciones. Esto puede deberse a que los aumentos en la temperatura son atribuibles principalmente al efecto de la isla de calor ya que este es un fenómeno bien delimitado y en las zonas donde es de menor intensidad, como en la periferia de la ciudad, el cambio de temperatura fue menos notorio (PV2).

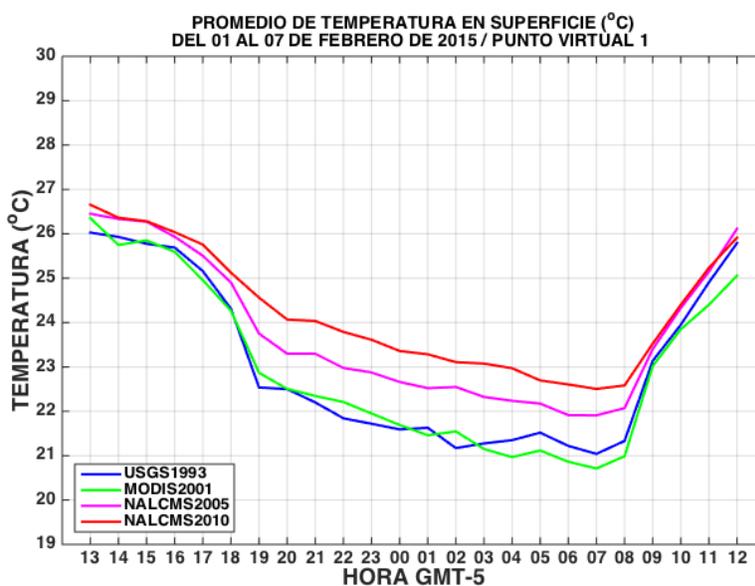


Figura 34. Series de tiempo para la variable de temperatura en superficie (°C) del 01 al 07 de febrero de 2015 para el PV1 considerando los diferentes LULC.

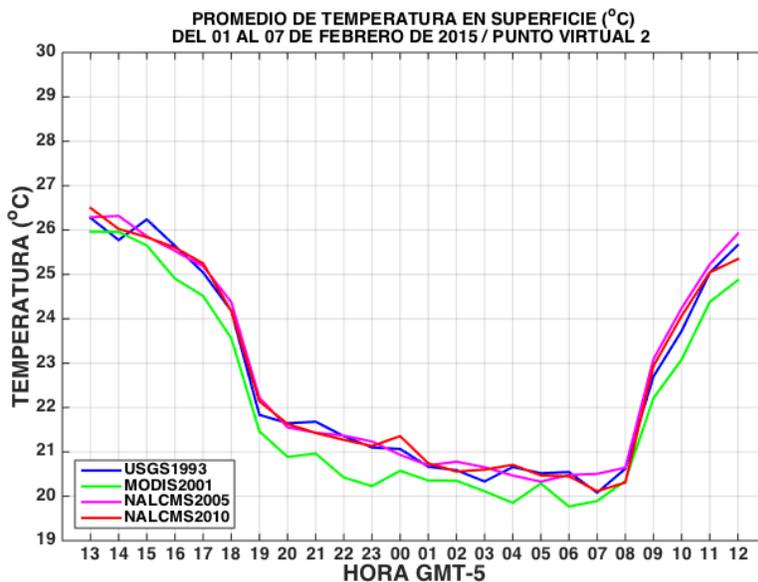


Figura 35. Series de tiempo para la variable de temperatura en superficie (°C) del 01 al 07 de febrero de 2015 para el PV2 considerando los diferentes LULC.

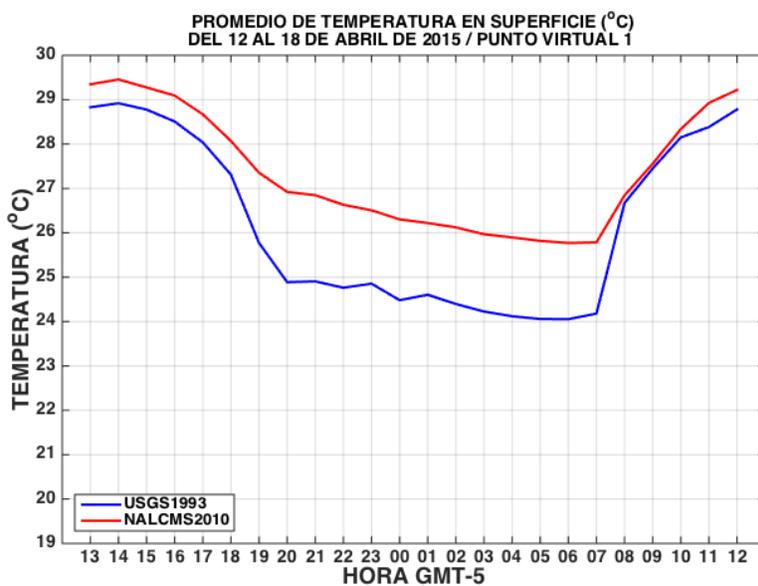


Figura 36. Series de tiempo para la variable de temperatura en superficie (°C) del 12 al 18 de abril de 2015 para el PV1 considerando el LULC de USGS1993 y NALCMS2010.

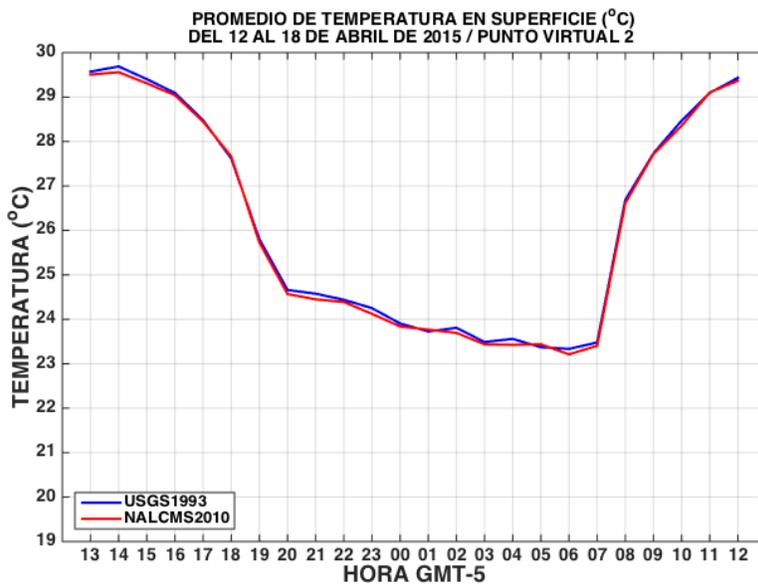


Figura 37. Series de tiempo para la variable de temperatura en superficie (°C) del 12 al 18 de abril de 2015 para el PV2 considerando el LULC de USGS1993 y NALCMS2010.

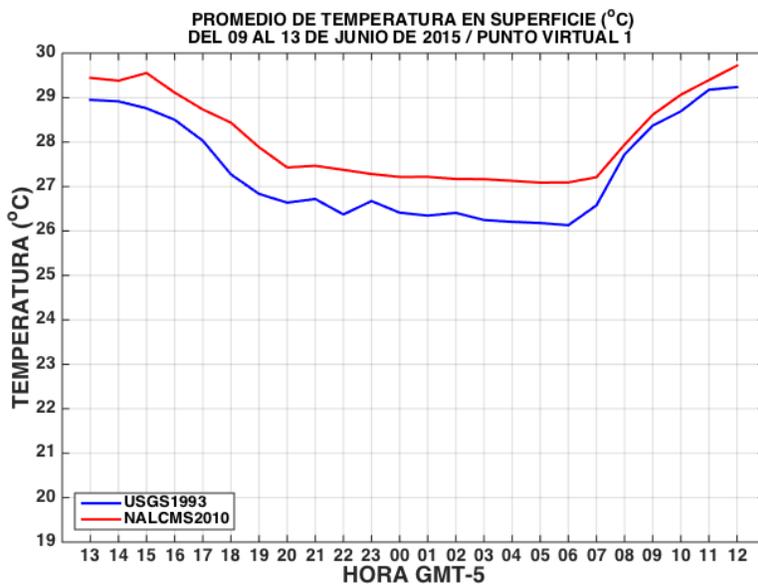


Figura 38. Series de tiempo para la variable de temperatura en superficie (°C) del 09 al 13 de junio de 2015 para el PV1 considerando el LULC de USGS1993 y NALCMS2010.

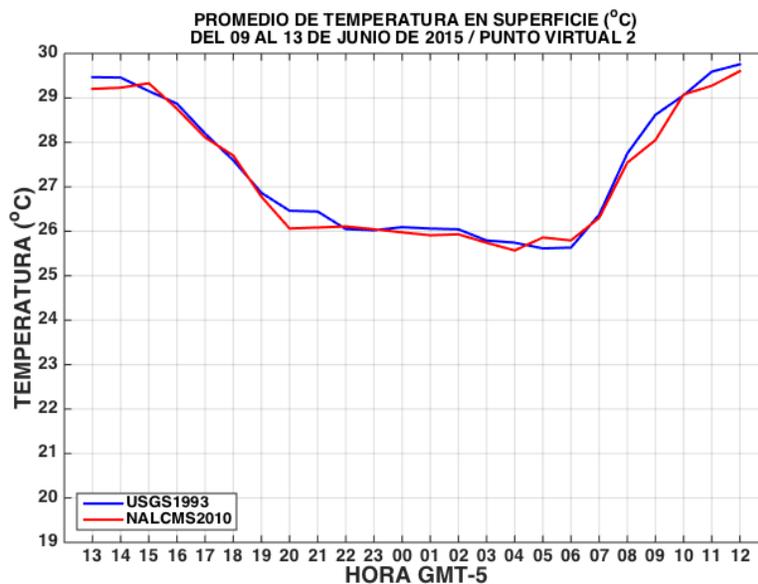


Figura 39. Series de tiempo para la variable de temperatura en superficie (°C) del 09 al 13 de junio de 2015 para el PV2 considerando el LULC de USGS1993 y NALCMS2010.

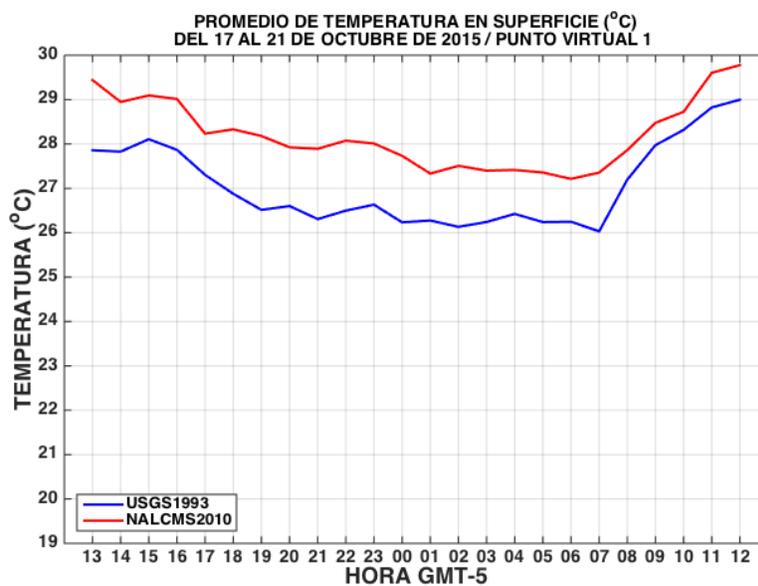


Figura 40. Series de tiempo para la variable de temperatura en superficie (°C) del 17 al 21 de octubre de 2015 para el PV1 considerando el LULC de USGS1993 y NALCMS2010.

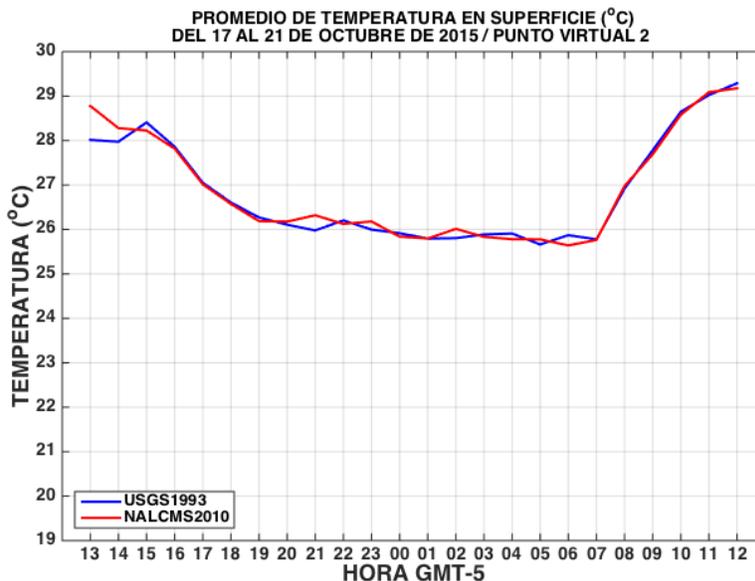


Figura 41. Series de tiempo para la variable de temperatura en superficie (°C) del 17 al 21 de octubre de 2015 para el PV2 considerando el LULC de USGS1993 y NALCMS2010.

En las Tablas de la 7 a la 10 se muestra la temperatura máxima y mínima en superficie para cada una de las simulaciones realizadas. Se puede observar que la temperatura en superficie máxima y mínima aumenta al modificarse el LULC en todos los casos en el punto PV1 que se encuentra en el centro de la zona urbana de Cancún pues todas las diferencias de temperatura son positivas. Este aumento de temperatura se debe a características propias de las ciudades, tales como un aumento del calor sensible y una disminución del calor latente (Georgescu, 2008; Thielen *et al.*, 2000). También se observa en las Tablas que de 1993 a 2010 las temperaturas mínimas aumentan más que las máximas. Por otro lado, se observa en la periferia de la ciudad (PV2) valores negativos en su mayoría, esto puede deberse a que en la periferia de las ciudades se crean corrientes ascendentes y el incrementado gradiente térmico por la urbanización puede contribuir a la advección de aire fresco de los alrededores. Sin embargo, como se mencionó, en promedio la temperatura en superficie en PV2 no cambió notoriamente.

Tabla 8. Comparación de resultados del 01 al 07 de febrero de 2015 para la temperatura en superficie.

PV	LULC	Tmáx °C	Hora GMT-5	Tmín °C	Hora GMT-5
PV1	NALCMS2010	26.65	13	22.5	7
	NALCMS2005	26.45	13	21.91	7
	MODIS2001	26.35	13	20.71	7
	USGS1993	26.03	13	21.04	7
	NALCMS2010-NALCMS2005	0.2		0.59	
	NALCMS2010-MODIS2001	0.3		1.79	
	NALCMS2010-USGS1993	0.62		1.46	
PV2	NALCMS2010	26.49	13	20.12	7
	NALCMS2005	26.32	14	20.33	5
	MODIS2001	25.96	13	19.77	6
	USGS1993	26.27	13	20.08	7
	NALCMS2010-NALCMS2005	0.17		-0.21	
	NALCMS2010-MODIS2001	0.53		0.35	

Tabla 9. Comparación de resultados del 12 al 18 de abril de 2015 para la temperatura en superficie.

PV	LULC	Tmáx °C	Hora GMT-5	Tmín °C	Hora GMT-5
PV1	NALCMS2010	29.45	14	25.77	6
	USGS1993	28.92	14	24.05	6
	NALCMS2010-USGS1993	0.53		1.72	
PV2	NALCMS2010	29.56	14	23.21	6
	USGS1993	29.69	14	23.33	6
	NALCMS2010-USGS1993	-0.13		-0.12	

Tabla 10. Comparación de resultados del 09 al 13 de junio de 2015 para la temperatura en superficie.

PV	LULC	Tmáx °C	Hora GMT-5	Tmín °C	Hora GMT-5
PV1	NALCMS2010	29.72	12	27.09	5
	USGS1993	29.24	12	26.13	6
	NALCMS2010-USGS1993	0.48		0.96	
PV2	NALCMS2010	29.6	12	25.57	4
	USGS1993	29.76	12	25.61	5
	NALCMS2010-USGS1993	-0.16		-0.04	

Tabla 11. *Comparación de resultados del 17 al 21 de octubre de 2015 para la temperatura en superficie.*

PV	LULC	Tmáx °C	Hora GMT-5	Tmín °C	Hora GMT-5
PV1	NALCMS2010	29.78	12	27.21	6
	USGS1993	29	12	26.03	7
	NALCMS2010-USGS1993	0.78		1.18	
PV2	NALCMS2010	29.17	12	25.64	6
	USGS1993	29.29	12	25.66	5
	NALCMS2010-USGS1993	-0.12		-0.02	

4.3.1.1 Rango diurno de temperatura

Los análisis de la temperatura media global del aire en superficie han demostrado que está aumentado debido en parte a cambios en las temperaturas máximas y mínimas diarias (Easterling *et al.*, 1997). Estos estudios han demostrado que esto provoca cambios directos en el DTR (*Diurnal Temperature Range* = $T_{\text{máx}} - T_{\text{mín}}$) (Karl *et al.*, 1993; Georgescu, 2008).

A continuación se presenta el análisis de los valores de DTR para las simulaciones realizadas (Tablas 11-14). Estos valores indican que los cambios de LULC de 1993 a 2010 en PV1 están disminuyendo el valor de DTR. En febrero disminuye 0.83 °C, en abril disminuye 1.18 °C, en junio disminuye 0.48 °C y en octubre disminuye 0.41 °C, esto es indicativo de que el asentamiento urbano presente en PV1 en el 2010 se enfría menos durante la noche que el suelo agrícola en este mismo punto en 1993. Los materiales urbanos se calientan durante el día y liberan su calor a la atmósfera en la noche debido a que la capacidad calorífica de estos materiales es mayor que la de los naturales (Matheson *and* Ashie, 2008). En este caso observamos que la temperatura mínima aumenta más que la temperatura máxima de 1993 a 2010 (Easterling *et al.*, 1997; Georgescu, 2008).

Por otro lado en PV2, al cambiar el LULC de 1993 a 2010 se observa que el DTR para febrero (Tabla 12) aumenta 0.19 °C, es decir que en este caso la temperatura máxima aumenta más que la temperatura mínima. Georgescu (2008) también encontró un aumento de DTR y

concluyen que se debe a un efecto de un flujo débil de aire en los niveles bajos lo cual provoca un mayor calentamiento durante el día.

Para abril en PV2 durante el periodo de transición de 1993 a 2010, el DTR permanece casi igual (disminuye 0.01 °C) mientras que para PV1 disminuye 1.18 °C. Para junio y octubre en PV2 el DTR disminuye de 1993 a 2010: 0.11 °C en junio y 0.1 °C en octubre. Por lo tanto en PV1 en todos los casos el efecto que tiene la urbanización disminuye el DTR, sin embargo en PV2 como se observa, el DTR aumenta, disminuye o permanece casi igual. Esto puede ser debido a que este punto se encuentra en la periferia interactuando en mayor medida con el flujo de aire de los alrededores como lo observó Georgescu (2008) influyendo en la temperatura e impactando en los valores de DTR.

Tabla 12. *DTR para el 01 al 07 de febrero de 2015.*

PV	LULC	DTR
PV1	NALCMS2010	4.15
	NALCMS2005	4.54
	MODIS2001	5.64
	USGS1993	4.98
PV2	NALCMS2010	6.38
	NALCMS2005	5.98
	MODIS2001	6.19
	USGS1993	6.19

Tabla 13. *DTR para el 12 al 18 de abril de 2015.*

PV	LULC	DTR
PV1	NALCMS2010	3.68
	USGS1993	4.86
PV2	NALCMS2010	6.34
	USGS1993	6.35

Tabla 14. *DTR para el 09 al 13 de junio de 2015.*

PV	LULC	DTR
PV1	NALCMS2010	2.63
	USGS1993	3.11
PV2	NALCMS2010	4.03
	USGS1993	4.14

Tabla 15. *DTR para el 17 al 21 de octubre de 2015.*

PV	LULC	DTR
PV1	NALCMS2010	2.56
	USGS1993	2.97
PV2	NALCMS2010	3.53
	USGS1993	3.63

4.3.2 Magnitud del viento en superficie

Las superficies heterogéneas entre distintos tipos de LULC crean circulaciones diurnas de mesoescala (Ongoma *et al.*, 2015). Se ha encontrado que un cambio de LULC que reduce la rugosidad superficial generará vientos en superficie mayores y aumentará la humedad proveniente de la costa tierra adentro (Kala *et al.*, 2010). Por otro lado, con la urbanización la rugosidad superficial aumenta y por lo tanto las magnitudes de los vientos en superficie disminuyen (Fairman *et al.*, 2011). De igual manera la reforestación produce cambios en los patrones del flujo del viento debidos principalmente a cambios en la rugosidad aerodinámica, produciendo también una disminución en la magnitud del viento (Fairman *et al.*, 2011).

En esta sección se presentan las series de tiempo para la magnitud del viento en los puntos virtuales. En las series de tiempo para PV1 se observa que la magnitud del viento de 1993 a 2010 siempre disminuye y esto se debe al efecto de la elevada rugosidad superficial de las ciudades

que desaceleran el viento en superficie (Fairman *et al.*, 2011) de los alrededores mientras se desplaza y generan fricción sobre estas.

Esto también se observa al comparar los resultados para los máximos y mínimos de la magnitud del viento (Tablas 15-18). En el PV1 la diferencia entre 1993 y el 2010 es para todos los casos negativa, mientras que en la periferia de la ciudad (PV2), como se observa en estas mismas tablas, se presenta un aumento en la magnitud del viento en superficie de 1993 a 2010 para la mayoría de los casos. Esto se debe a que como ya se mencionó anteriormente, al crecer la ciudad se produce un incremento en el gradiente térmico que provoca un aumento en la magnitud del viento sobre la periferia de la ciudad. Pues en esta zona la rugosidad de la ciudad y su consecuente fricción con la atmósfera actúa en menor medida que en el centro de esta (PV1). Esto permite que en PV2 el gradiente térmico juegue un papel más importante que la fricción.

Tabla 16. *Comparación de resultados del 01 al 07 de febrero de 2015 para la magnitud del viento en superficie.*

PV	LULC	V _{máx} km/h	Hora GMT-5	V _{mín} km/h	Hora GMT-5
PV1	NALCMS2010	16.93	17	8.92	7
	NALCMS2005	19.25	15	9.36	2
	MODIS2001	18.98	16	8.65	3
	USGS1993	19.47	15	10.42	7
	NALCMS2010-NALCMS2005	-2.32		-0.44	
	NALCMS2010-MODIS2001	-2.05		0.27	
	NALCMS2010-USGS1993	-2.54		-1.5	
PV2	NALCMS2010	19.45	14	8.15	3
	NALCMS2005	20.34	15	8.05	6
	MODIS2001	16.74	15	7.21	6
	USGS1993	18.97	16	8.34	5
	NALCMS2010-NALCMS2005	-0.89		0.1	
	NALCMS2010-MODIS2001	2.71		0.94	
	NALCMS2010-USGS1993	0.48		-0.19	

Tabla 17. *Comparación de resultados del 12 al 18 de abril de 2015 para la magnitud del viento en superficie.*

PV	LULC	V _{máx} km/h	Hora GMT-5	V _{mín} km/h	Hora GMT-5
PV1	NALCMS2010	19.41	14	11.39	7
	USGS1993	23.26	13	11.44	20
	NALCMS2010-USGS1993	-3.85		-0.05	
PV2	NALCMS2010	22.7	14	9.75	20
	USGS1993	20.55	15	9.1	20

Tabla 18. *Comparación de resultados del 09 al 13 de junio de 2015 para la magnitud del viento en superficie.*

PV	LULC	V _{máx} km/h	Hora GMT-5	V _{mín} km/h	Hora GMT-5
PV1	NALCMS2010	25.21	12	17.77	2
	USGS1993	30.45	12	18.62	5
	NALCMS2010-USGS1993	-5.24		-0.85	
PV2	NALCMS2010	29.64	12	14.12	4
	USGS1993	26.42	12	12.79	5
	NALCMS2010-USGS1993	3.22		1.33	

Tabla 19. *Comparación de resultados del 17 al 21 de octubre de 2015 para la magnitud del viento en superficie.*

PV	LULC	V _{máx} km/h	Hora GMT-5	V _{mín} km/h	Hora GMT-5
PV1	NALCMS2010	20.31	12	14.72	1
	USGS1993	23.37	11	14.77	19
	NALCMS2010-USGS1993	-3.06		-0.05	
PV2	NALCMS2010	21.4	12	10.18	22
	USGS1993	21.15	12	9.64	23
	NALCMS2010-USGS1993	0.25		0.54	

Cabe mencionar que la magnitud del viento tiene dos componentes que la explican, por un lado la fricción por la rugosidad superficial y por otro el gradiente térmico tierra-mar; este último implica la formación de circulaciones locales (brisas marinas y terrestres). Además, a estos dos componentes se les puede sumar la intervención de los flujos de calor relacionados con la urbanización.

En las series de tiempo para PV1 se puede observar que la fricción está jugando un papel más importante que el gradiente térmico al presentarse un cambio de LULC de tierra de cultivo en 1993 a urbanización en 2001, 2005 y 2010; pues PV1 en 1993 tiene una menor rugosidad superficial de 0.15 m y es aerodinámicamente más liso para acelerar más la atmósfera que el LULC tipo urbano en 2010 con una mayor rugosidad de 0.50 m.

En la Tabla 20 se muestra el promedio de la magnitud del viento en 24 horas para cada LULC y sus diferencias.

Tabla 20. Promedio de la magnitud del viento en superficie en 24 horas para PV1 y PV2.

Periodo	LULC	Magnitud del viento en superficie (km/h)	
		PV1	PV2
Del 01 al 07 de febrero de 2015	USGS1993	13.76	11.48
	MODIS2001	12.61	10.38
	NALCMS2005	13.02	12.19
	NALCMS2010	12.87	12.16
	NALCMS2010-USGS1993	-0.89	0.68
	NALCMS2010-MODIS2001	0.26	1.78
	NALCMS2010-NALCMS2005	-0.15	-0.03
Del 12 al 18 de abril de 2015	USGS1993	16.77	13.85
	NALCMS2010	15.23	15.26
	NALCMS2010-USGS1993	-1.54	1.41
Del 09 al 13 de junio de 2015	USGS1993	23.97	18.96
	NALCMS2010	21.22	20.97
	NALCMS2010-USGS1993	-2.75	2.01
Del 17 al 21 de octubre de 2015	USGS1993	18.11	14.39
	NALCMS2010	17.49	14.60
	NALCMS2010-USGS1993	-0.62	0.21

Al analizar la columna para PV2 de la Tabla 20 se observa al igual que en las Tablas 15-18 que la magnitud del viento en superficie aumenta de 1993 a 2010, para la mayoría de los casos por el mecanismo mencionado anteriormente, es decir por el incremento en el gradiente térmico y su consecuente aumento en la magnitud del viento en la periferia de la ciudad donde la fricción actúa en menor medida.

Otra característica importante que comparten las series de tiempo en las Figuras 42 a la 49 es que la máxima diferencia en la magnitud del viento entre NALCMS2010 y USGS1993 es aproximadamente de las 11 a las 15 horas GMT-5. A estas horas en USGS1993 se tiene el máximo de las magnitudes porque el gradiente térmico tierra-mar es más grande. A estas horas domina la radiación solar que incrementa la temperatura en superficie más que en el océano, acelerando la atmósfera. Como ya se mencionó el LULC de USGS en PV1 es tierra de cultivo y es aerodinámicamente más liso (Gero *et al.*, 2006) que en el NALCMS2010 donde es cobertura urbano y construcciones, influyendo a estas horas el NALCMS.

Para la mayoría de los LULC en febrero, abril y octubre, en PV1 USGS1993 y NALCMS2010 presentan una inversión en la magnitud del viento muy marcada. Esta inversión se formó debido a que la magnitud del viento en superficie con el LULC de USGS1993 presenta un brusco descenso de la magnitud del viento, teniendo un mínimo de la magnitud a las 19 horas GMT-5 para febrero y octubre y a las 20 horas GMT-5 para abril. Por otro lado, este descenso empleando NALCMS2010 se presenta aproximadamente de las 18 a las 22 horas GMT-5 para los meses de febrero y abril.

A horas donde ocurre esta inversión, es decir, a las 19 horas GMT-5 para febrero y octubre y a las 20 horas GMT-5 para abril empleando el LULC de USGS1993 y aproximadamente de las 18 a las 22 horas GMT-5 para los meses de febrero y abril empleando NALCMS2010, domina el efecto de las ciudades con NALCMS2010 pues presentan una mayor capacidad calorífica que las superficies naturales (Shepherd *et al.*, 2010). Esto implica que el calor almacenado en las ciudades se libere en más tiempo a diferencia de USGS1993 en donde desciende la temperatura en superficie y la magnitud del viento a una tasa similar. La elevada capacidad calorífica en NALCMS2010 con urbanización puede ocasionar que la magnitud del viento disminuya más lentamente desde la tarde hasta la noche, en comparación con USGS1993, por lo que se presenta una inversión entre USGS1993 y NALCMS2010.

Por otro lado, la magnitud del viento presenta otras inversiones de menor magnitud entre los LULC de USGS1993 y NALCMS2010, principalmente durante la noche alrededor de las 23 a

las 02 horas GMT-5. Esto debido a que a estas horas dominan los flujos de calor pues la radiación solar entrante comienza a ser menos importante (Li *et al.*, 2013). Al estar muy relacionado el gradiente térmico con la magnitud del viento en superficie, los flujos de calor con LULC de NALCMS2010 pueden generar aumentos temporales en la magnitud del viento en superficie.

Además, como lo mencionan Ochoa *et al.* (2015), los cambios en la velocidad del viento en superficie son debido a una respuesta compleja en la circulación atmosférica no solo a nivel local y es necesario un análisis más profundo para estudiar los factores que modifican la magnitud del viento ante cambios de LULC. En la sección 4.3.3 se analiza cómo los patrones de viento pueden desencadenar nubes convectivas (Garcia-Carreras *and* Parker, 2011), así como definir la ubicación del evento de precipitación.

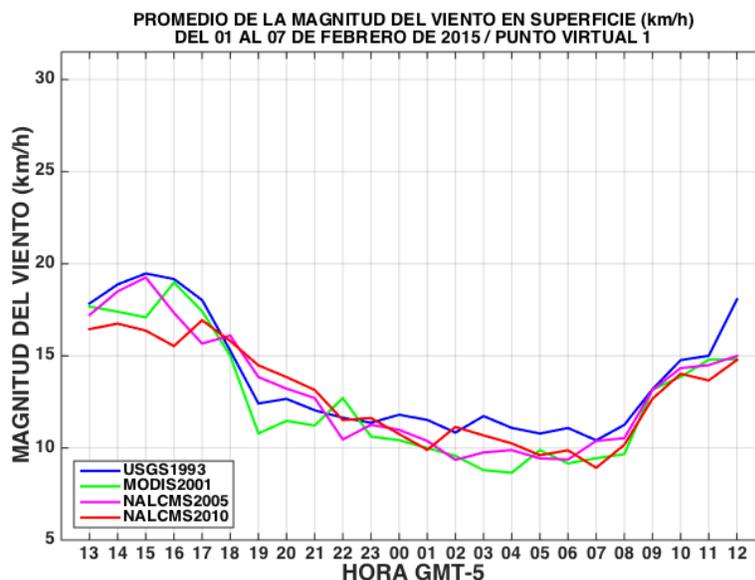


Figura 42. Series de tiempo para la variable de magnitud del viento en superficie (km/h) del 01 al 07 de febrero de 2015 en el PV1 para el LULC de USGS1993, MODIS2001, NALCMS2005 y NALCMS2010.

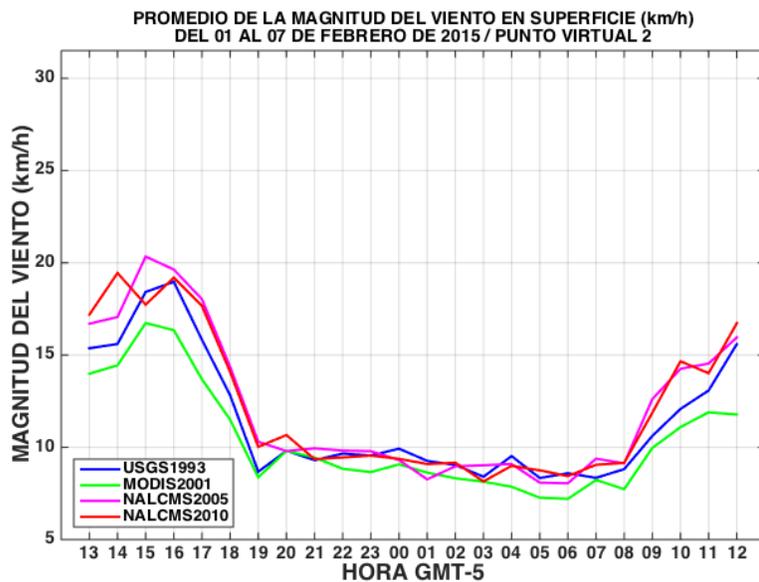


Figura 43. Series de tiempo para la variable de magnitud del viento en superficie (km/h) del 01 al 07 de febrero de 2015 en el PV2 para el LULC de USGS1993, MODIS2001, NALCMS2005 y NALCMS2010.

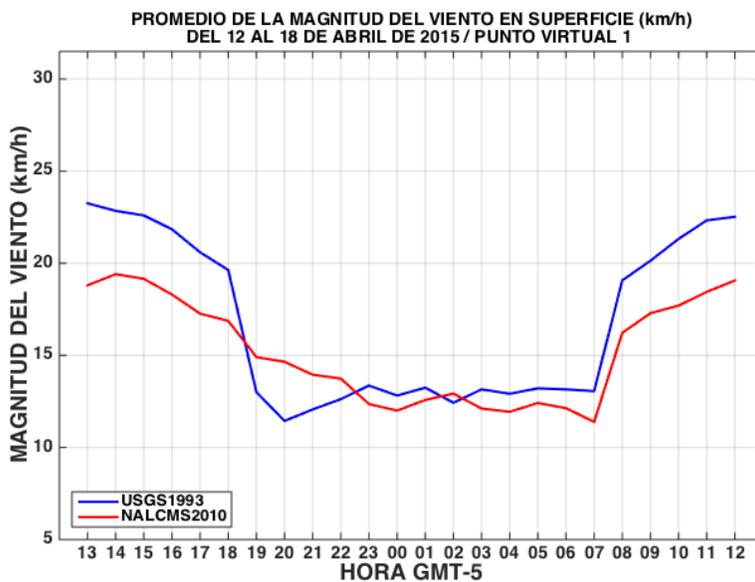


Figura 44. Series de tiempo para la variable de magnitud del viento en superficie (km/h) del 12 al 18 de abril de 2015 en el PV1 para el LULC de USGS1993 y NALCMS2010.

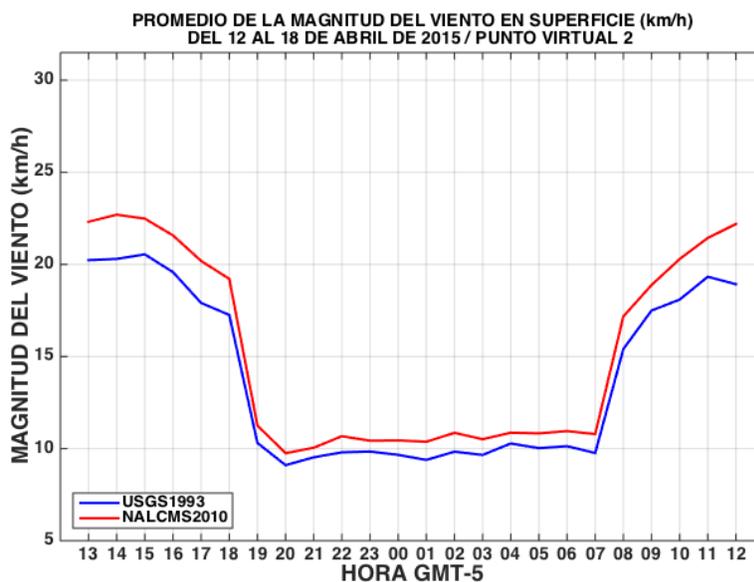


Figura 45. Series de tiempo para la variable de magnitud del viento en superficie (km/h) del 12 al 18 de abril de 2015 en el PV2 para el LULC de USGS1993 y NALCMS2010.

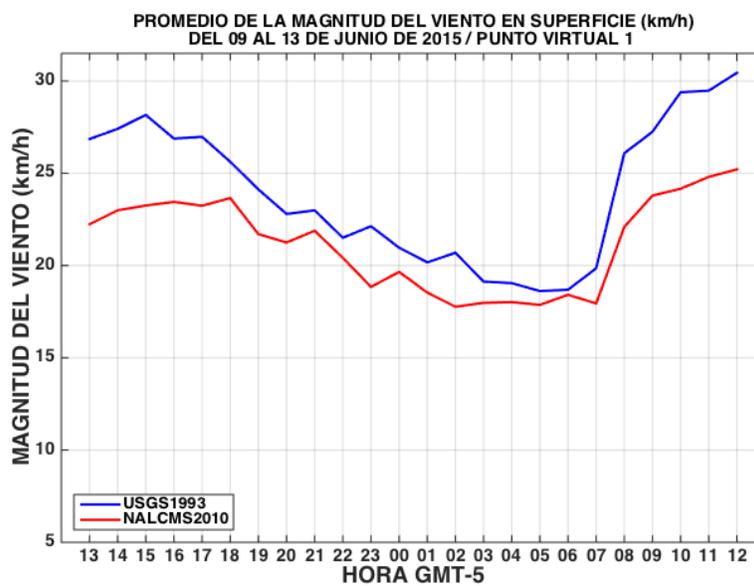


Figura 46. Series de tiempo para la variable de magnitud del viento en superficie (km/h) del 09 al 13 de junio de 2015 en el PV1 para el LULC de USGS1993 y NALCMS2010.

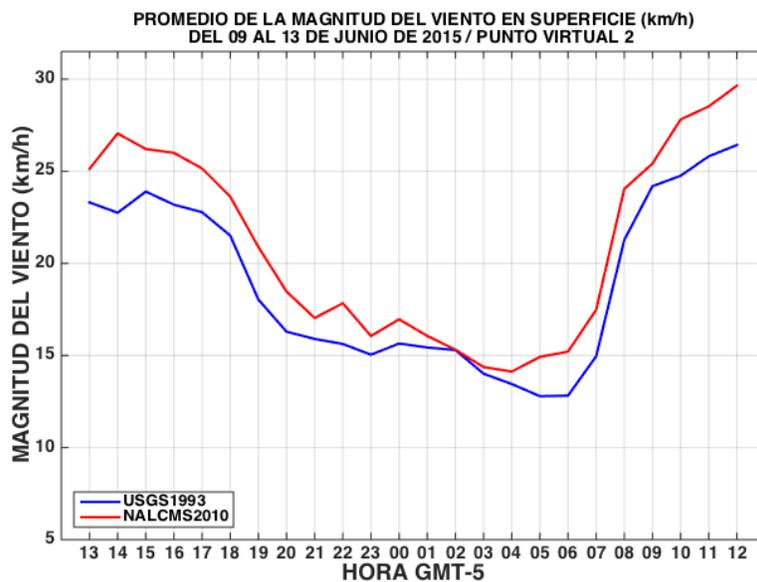


Figura 47. Series de tiempo para la variable de magnitud del viento en superficie (km/h) del 09 al 13 de junio de 2015 en el PV2 para el LULC de USGS1993 y NALCMS2010.

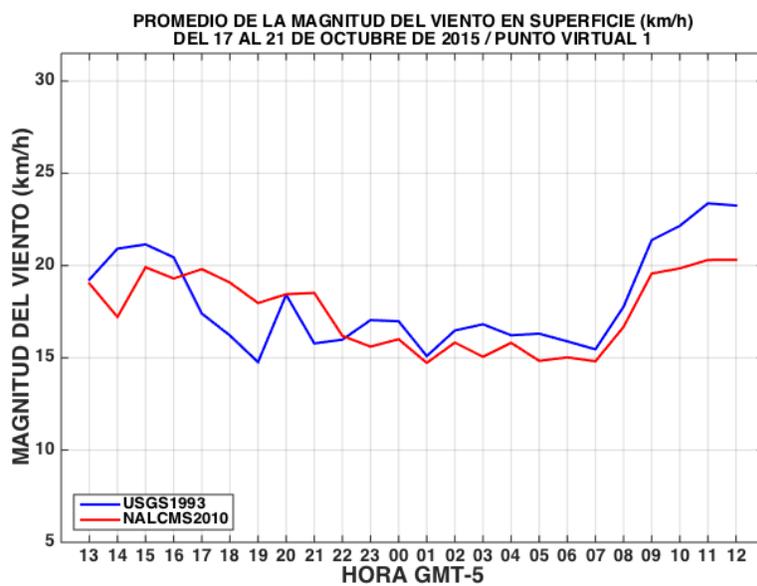


Figura 48. Series de tiempo para la variable de magnitud del viento en superficie (km/h) del 17 al 21 de octubre de 2015 en el PV1 para el LULC de USGS1993 y NALCMS2010.

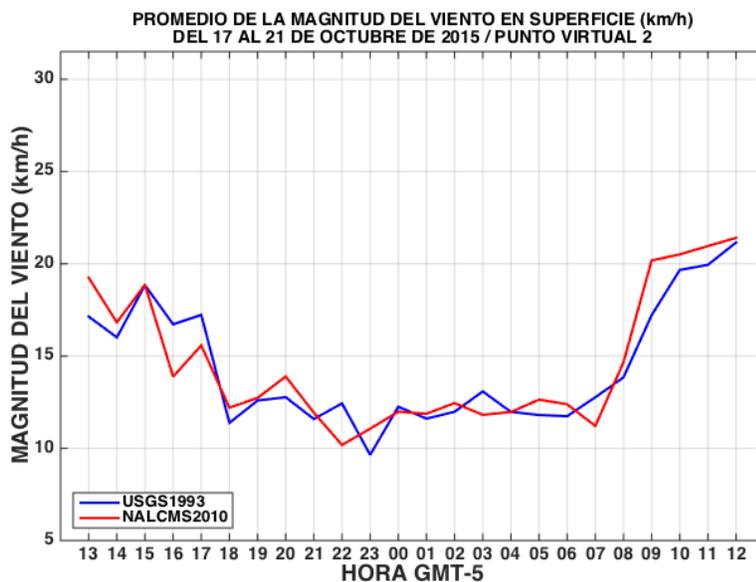


Figura 49. Series de tiempo para la variable de Magnitud del Viento en superficie (km/h) del 17 al 21 de octubre de 2015 en el PV2 para el LULC de USGS1993 y NALCMS2010.

4.3.3 Precipitación acumulada

El caso de junio, con el LULC de NALCMS2010, consiste en un evento con mayor precipitación fuera del centro del área urbanizada, es decir una mayor precipitación en PV2 (Figura 52) que en PV1 (Figura 51). La precipitación acumulada para PV2 es de 4.35 mm y para PV1 de 2.41 mm (Tabla 21). Esto hace una diferencia de 1.94 mm entre ambos puntos a pesar de que ambos son cobertura urbano y construcciones.

Tabla 21. *Comparación de resultados del 09 al 13 de junio de 2015 para la precipitación acumulada promedio en 24 horas.*

PV	LULC	Pacumulada mm
PV1	NALCMS2010	2.41
	USGS1993	1.81
	NALCMS2010-USGS1993	0.6
PV2	NALCMS2010	4.35
	USGS1993	2.12
	NALCMS2010-USGS1993	2.23

Antes de explicar estas diferencias en la precipitación es importante conocer los posibles mecanismos por los que la urbanización tiene un impacto en la precipitación o en la convección, lo cuales incluyen uno o una combinación de los siguientes 4 mecanismos de acuerdo a Shepherd (2005):

- aumento de la convergencia debido al aumento de la rugosidad de la superficie en el medio urbano,
- desestabilización debido a la perturbación térmica de la isla de calor en la capa límite y su resultante traslado hacia la zona de viento descendente de circulación de la isla de calor, o de las nubes convectivas generadas por la isla de calor,
- una mayor concentración de los aerosoles en el medio urbano que sirven de fuentes de los núcleos de condensación de las nubes. Sin embargo, los aerosoles pueden tener grandes impactos en los procesos de precipitación pues pueden mejorar o suprimir la precipitación dependiendo del tipo de nube, la estacionalidad, el régimen climático o el perfil orográfico del área urbana,
- la bifurcación o el desvío de los sistemas precipitantes por el dosel urbano o por procesos relacionados.

Otros creen que las zonas urbanas sirven como fuentes de convergencia de humedad necesaria para el desarrollo convectivo. Sin embargo, se necesita más trabajo de observación y

modelización para mejorar la comprensión básica de los impactos climáticos en el área urbana (Shepherd, 2005). De los anteriores mecanismos mencionados, en estos casos de estudio, se considera que para este análisis los que tienen más impacto son los primeros tres.

El aumento de la precipitación en la tarde en PV2 para el mes de junio empleando NALCMS2010 puede deberse a la isla de calor, la cual crea un centro de baja presión en la ciudad (Ongoma *et al.*, 2015) que junto con la rugosidad de la ciudad propician el ascenso del aire para iniciar las nubes convectivas (Shepherd *et al.*, 2010). Este ascenso iniciado por esta perturbación urbana, el cual se cree que inició en el centro de la zona urbana de Cancún (PV1) se considera como el primer paso en la circulación de la isla de calor que generó más precipitación en PV2. El ascenso de aire ya iniciado por el centro de baja presión (urbano-inducido), debido a que la superficie urbana representó un obstáculo, el aire entrante de los alrededores más el aire iniciado por el centro de baja presión son obligados a elevarse, y después de algún tiempo de traslado hacia la zona de viento descendente alcanzan el nivel de convección de cúmulo sobre PV2.

Thielen *et al.* (2000) también sugieren que una perturbación del flujo atmosférico a través de la rugosidad superficial de la ciudad, puede conducir a una mayor precipitación a cierta distancia, en la región de viento descendente de la circulación de la isla de calor.

A esto se le pueden añadir los mecanismos (2) y (3) mencionados anteriormente, ya que el aire ascendente sobre o cerca de PV1 perturba la capa límite sobre PV2, combinado con el efecto que tienen los aerosoles para aumentar la precipitación en zonas urbanas (Shepherd, 2005; Ochoa *et al.*, 2015; Zhong *et al.*, 2015). Sin embargo, aunque la evidencia muestra que los aerosoles juegan un papel importante en la modificación de la precipitación urbana los detalles de su papel siguen siendo altamente inciertos (Shepherd, 2005).

Algunos estudios muestran que en zonas de viento descendente de las ciudades la precipitación se ve aumentada (Baik *et al.*, 2007; Hjelmfelt, 1982; Shepherd *et al.*, 2010; Thielen *et al.*, 2000), tal como en el caso para junio con NALCMS2010 (PV2) (Figura 52). Sin embargo,

Li *et al.* (2016) mencionan que existe debate sobre si la precipitación se ve favorecida sobre zonas de viento descendente o de viento ascendente urbano inducido sobre las ciudades.

También es importante señalar que en junio sobre ningún punto (PV1 y PV2) de la zona urbana de Cancún, con NALCMS2010 se observa el efecto de las circulaciones locales como el frente de la brisa marina, como en el caso de octubre (Figura 50). En PV1 en junio esto fue un factor importante por el cual no se favoreció el ascenso de aire sobre PV1 y por lo tanto menor energía convectiva fue liberada sobre este mismo punto, pues la precipitación se ve favorecida sobre el punto en que se sitúe el frente de la brisa de mar.

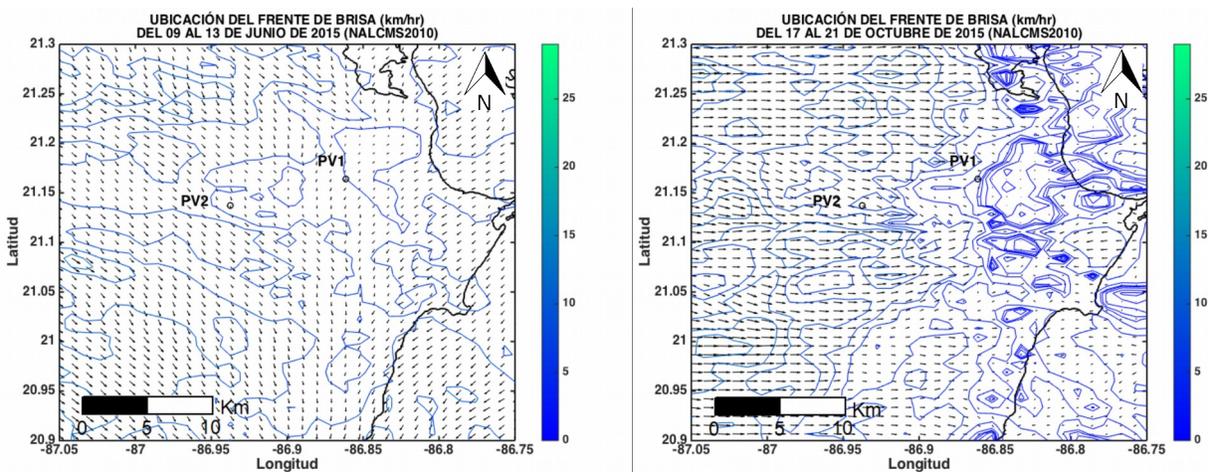


Figura 50. Velocidad relativa de la magnitud de la brisa de tierra comparada con la brisa de mar. Del 09 al 13 de junio de 2015 (izquierda) y del 17 al 21 de octubre de 2015 (derecha) para NALCMS2010.

Por otro lado, para el caso del LULC del USGS1993, tanto para junio (Figuras 51 y 52) como para octubre (Figuras 55 y 56) se observa el mismo efecto. Es decir, PV2 presenta más precipitación acumulada en 24 horas que PV1. Para junio la precipitación acumulada en PV2 con USGS1993 es de 2.12 mm y en PV1 de 1.81 mm (Tabla 21), esto significa que en PV2 precipita 0.31 mm más que en PV1. Esto se debe en parte a que la tierra de cultivo (PV1) tiene un mayor albedo, y menor evapotranspiración, mientras que PV2 (bosque de latifoliadas perennifolio y

tierra de cultivo) se encuentra en una zona de transición presentandose más precipitación que PV1 (Mahmood *et al.*, 2014).

Finalmente, al analizar las diferencias entre NALCMS2010 y USGS1993 para PV1 y PV2 en la Tabla 21 se observa que en el mes de junio, los efectos de la urbanización incrementan la precipitación acumulada de 1993 a 2010 tanto en el centro de la ciudad (0.6 mm) como en la periferia (2.23 mm). Esto puede deberse a los tres mecanismos mencionados anteriormente que provocan más precipitación en PV2 que en PV1 en 2010, es decir 1) al expandirse la urbanización, su aumentada rugosidad provoca un aumento de la convergencia 2) por la desestabilización de la capa límite debido a la perturbación térmica de la isla de calor y por último 3) por el aumento de la concentración de los aerosoles en el medio urbano.

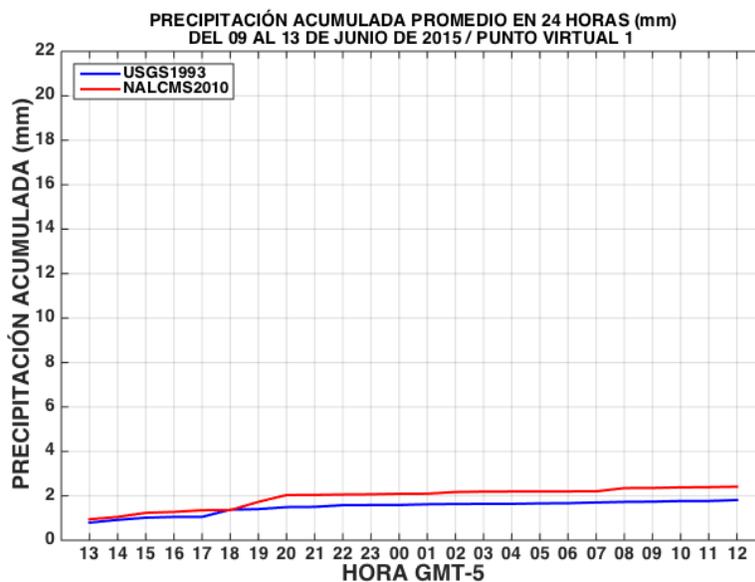


Figura 51. Series de tiempo para la precipitación acumulada promedio en 24 horas(mm) del 09 al 13 de junio de 2015 en el Punto virtual 1 para USGS1993 y NALCMS2010.

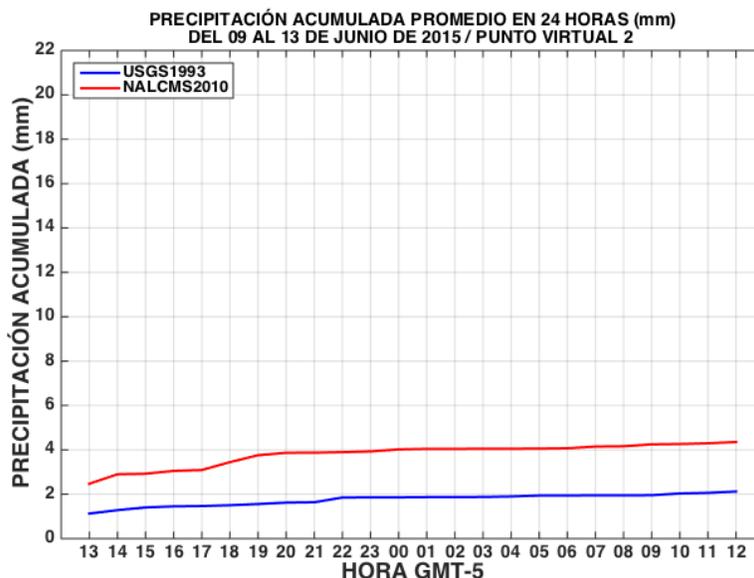


Figura 52. Series de tiempo para la precipitación acumulada promedio en 24 horas(mm) del 09 al 13 de junio de 2015 en el Punto virtual 2 para USGS1993 y NALCMS2010.

Para octubre con NALCMS2010 se observa que los efectos urbanos en interacción con el frente de la brisa de mar aumentan la precipitación acumulada sobre PV1 y disminuyen la precipitación sobre PV2 (Figuras 55 y 56). Como se muestra en la Tabla 22 la precipitación acumulada con LULC de NALCMS2010 para el PV1 es de 20.17 mm y para el PV2 de 19.23 con una diferencia de 0.94 mm entre ambos puntos.

Tabla 22. Comparación de resultados del 17 al 21 de octubre de 2015 para la precipitación acumulada promedio en 24 horas.

PV	LULC	Pacumulada mm
PV1	NALCMS2010	20.17
	USGS1993	19.88
	NALCMS2010-USGS1993	0.29
PV2	NALCMS2010	19.23
	USGS1993	21.3
	NALCMS2010-USGS1993	-2.07

Algunos autores remarcan que existe un interacción entre la brisa de mar y características urbanas-inducidas (Yoshikado, 1994; Shepherd *et al.*, 2010; Heiblum *et al.*, 2011; Li *et al.*, 2016; Georgescu, 2008). Las lluvias en las ciudades costeras tropicales a menudo pueden ser impulsadas por las brisas de mar locales (Li *et al.*, 2016). Incluso sin la interacción de un frente de brisa de mar, la precipitación se incrementa en las ciudades debido a la isla de calor que desestabiliza la estructura de la capa límite planetaria (Zhong *et al.*, 2015).

La convección que propicia la precipitación en PV1 generalmente se desarrolla en respuesta de la interacción precipitación urbana inducida por Brisa de Mar (BM) bajo condiciones favorables (Shepherd *et al.*, 2010). Es decir, en PV2 punto que se encuentra en la periferia de la zona urbana de Cancún y en sotavento del viento de costa tomando como referencia a PV1, la rugosidad de la superficie urbana representa un obstáculo para la humedad transportada desde la costa (Thielen *et al.*, 2000). Mientras que, para PV1 la circulación de la BM que fluye desde la costa y que trae consigo aire más húmedo crea convergencia cerca de la superficie. Es decir que en PV1 esto fue un factor para el aumento de la precipitación (Comarazamy *et al.*, 2013; Matheson and Ashie, 2008).

En la Figura 53 se puede observar el frente de brisa de mar y su propagación tierra adentro usando el LULC de NALCMS2010. Se puede observar como PV1 se encuentra en la zona de convergencia del frente de BM y PV2 no.

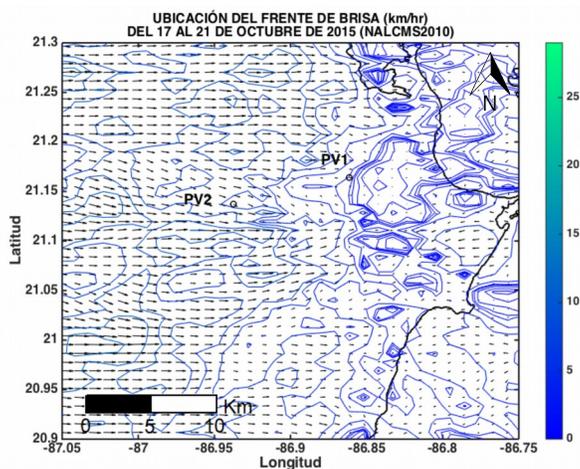


Figura 53. Velocidad relativa de la magnitud de la brisa de tierra comparada con la brisa de mar. Del 17 al 21 de octubre de 2015 para NALCMS2010.

El aumento de la precipitación en la tarde en PV1 con NALCMS2010 puede deberse también a la isla de calor, la cual crea un centro de baja presión en la ciudad, produciendo una fuerte lluvia (Ongoma *et al.*, 2015). Este centro de baja presión propicia el ascenso del aire para iniciar las nubes convectivas que se ven favorecidas al interactuar en PV1 con la brisa del mar (Shepherd *et al.*, 2010).

Por otro lado, Hjelmfelt (1982) encontró que la isla de calor urbana y la rugosidad de la superficie causan perturbaciones en la dinámica de la capa límite y por lo tanto influyen en anomalías de precipitación y de nubes. En octubre debido a que la isla de calor es más intensa (Figura 27) que en junio (Figura 26) tiene una capa límite más caliente. Esto causa un movimiento ascendente más fuerte dentro de la capa límite urbana y estos movimientos aumentan el movimiento vertical del aire que podrían estar propiciando una mayor formación de nubes convectivas (Matheson *and* Ashie, 2008).

Lo que se debe resaltar es que el frente de BM interacciona sobre la zona urbana de Cancún (véase Figura 53) con los efectos de lluvia urbana (URE-*Urban Rainfall Effect*) (Shepherd *et al.*,

2010; Yoshikado, 1994). URE es definido por Shepherd *et al.* (2010) como la precipitación causada parcial o totalmente por algún factor urbano como la isla de calor o la rugosidad urbana.

Por lo tanto, debido a los factores urbanos, la BM se retarda mientras avanza tierra adentro sobre la zona urbana intensificándose el movimiento ascendente asociado con el frente de la BM. (Yoshikado, 1994). Sin embargo incluso sin la interacción con el frente de BM como en el mes de junio, el efecto de URE se hace evidente pues se ven claramente sus efectos en los patrones de precipitación acumulada en ambas series con NALCMS2010 y USGS1993.

Para octubre en PV1, la interacción con el frente de BM implica una mayor precipitación acumulada que en junio. Se observa que, el forzamiento urbano y los efectos del frente de BM generan mayor precipitación en PV1 que en PV2 durante octubre y estos mismos generan mayor precipitación en octubre que en junio.

La precipitación se ve favorecida en el caso de octubre además de la relación entre frente de BM y URE, por la interacción BM-vientos de gran escala que pueden contribuir a la convergencia en los niveles bajos y por lo tanto a favorecer la precipitación (Heiblum *et al.*, 2011). Como se observa en la Figura 54 los vientos para el caso de octubre provienen del este (vientos alisios) y favorecen el transporte de humedad de la costa hacia la zona urbana; a diferencia del mes de junio (Figura 54), donde se observa que la dirección del campo de viento es del sureste por lo que el perfil de estos últimos vientos es menos húmedo y la humedad transportada desde la costa recorre una mayor distancia hasta la zona urbana, pudiendo este ser un factor para el incremento de precipitación que se observa en octubre.

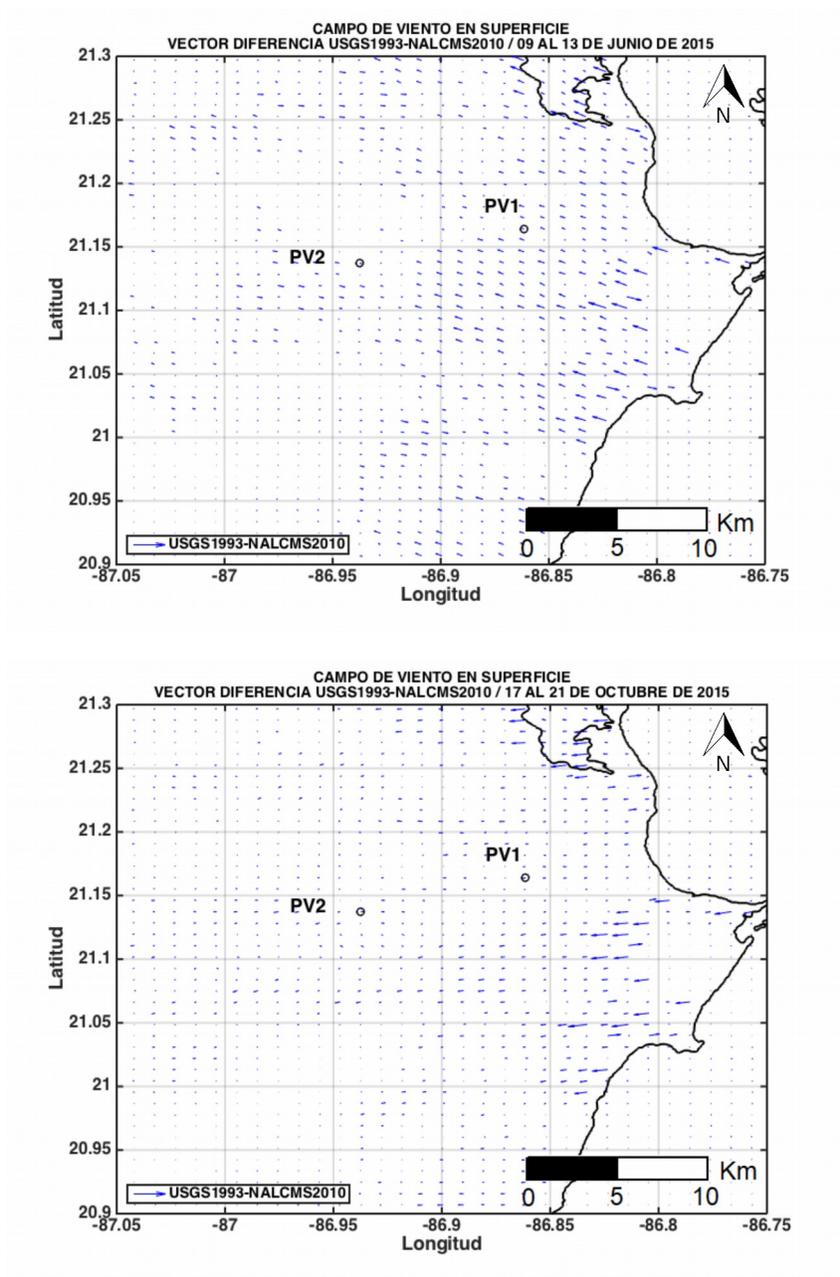


Figura 54. Comparación del campo de viento en superficie a partir del vector diferencia USGS1993-NALCMS2010 para los meses de junio (arriba) y octubre (abajo).

Por otro lado, analizando el mes de octubre cuando se emplea USGS1993 se observa que la precipitación acumulada (véase Tabla 22) en PV2 (21.3 mm) es mayor que en PV1 (19.88 mm). Esta diferencia puede ser en parte al efecto de Brisas de Tierra (BT). Sumando el efecto como se menciona anteriormente que se tiene en PV2 al estar en una zona de transición y a que PV1 (tierra de cultivo) tiene un mayor albedo, y menor evapotranspiración.

Al analizar las Figuras 55 y 56 para PV1 y PV2, el incremento de la precipitación acumulada que se observa con USGS1993, principalmente en PV1 en horas de la noche (00 a las 01 horas GMT-5) sugiere que es un efecto de BT (véase sección 2.5.2 del Marco teórico).

La hipótesis es que con LULC de USGS1993 empezando a las 00 horas GMT-5 la brisa de tierra favorece la precipitación, esto se intuye ya que PV1 antes de este fenómeno presenta menos precipitación. Por otro lado, en PV2 el efecto de la brisa de tierra se presenta de las 22 a las 23 horas GMT-5 (Figura 56) antes que en PV1 (de las 00 a las 01 horas GMT-5) (Figura 55).

Es decir, que esta brisa de tierra interacciona con los vientos gradientes opuestos provenientes de la costa y dependiendo de la velocidad a la que viaje por el gradiente de temperatura tierra-mar le darán más precipitación a un punto dado a cierta distancia de la costa (Heiblum *et al.*, 2011). Para octubre, con el LULC de USGS1993, al igual que los resultados obtenidos por Heiblum *et al.* (2011) se valida la idea de que la convergencia en los niveles bajos de la BT-vientos sinópticos cerca de la costa favorecen la formación de precipitación en esta zona. En general, se puede decir que el mes de octubre se ve dominado por las circulaciones locales de brisas marinas y terrestres que se desarrollan durante la tarde: brisas marinas cuando se hace uso del NALCMS2010 y durante la noche por brisas terrestres cuando se hace uso del USGS1993 (Li *et al.*, 2013).

Por último, a pesar de que para el mes de junio se observa que de 1993 a 2010 la urbanización incrementa la precipitación en ambos puntos (PV1 y PV2); al analizar las diferencias entre NALCMS2010 y USGS1993 para octubre (véase Tabla 22) se observa que de 1993 a 2010 la precipitación se incrementa en 0.29 mm en el centro de la ciudad y en la periferia

disminuye 2.07mm. Esto indica que los efectos urbanos en interacción con el frente de la brisa de mar aumentan la precipitación acumulada sobre PV1, mientras que sobre PV2 esta disminución en la precipitación se debe a que 1) la mayor parte de la energía convectiva se libera sobre la zona en interacción con el frente de la brisa de mar (PV1) y que 2) la superficie urbana representa un obstáculo (Thielen *et al.*, 2000) para la humedad transportada desde la costa.

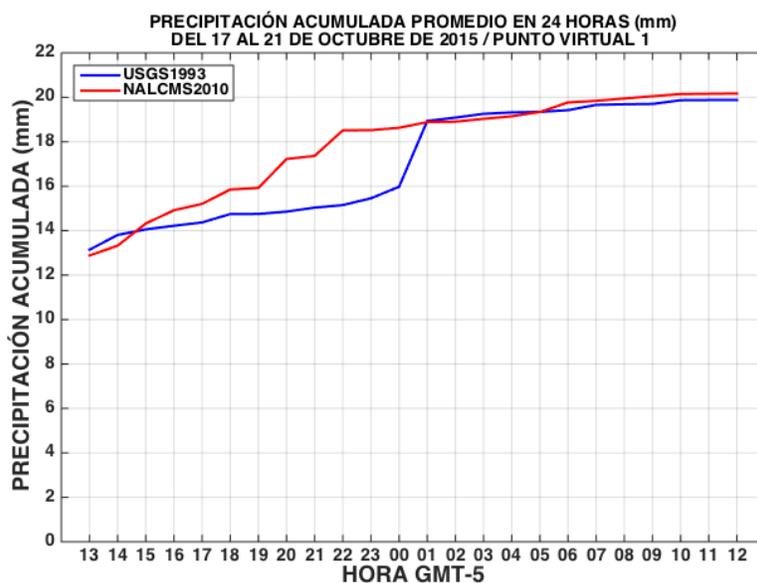


Figura 55. Series de tiempo para la precipitación acumulada promedio en 24 horas(mm) del 17 al 21 de octubre de 2015 en el Punto virtual 1 para USGS1993 y NALCMS2010.

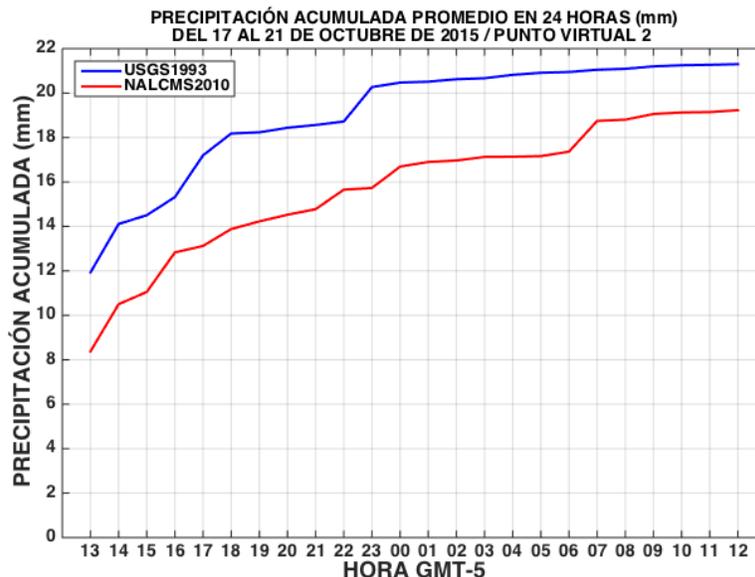


Figura 56. Series de tiempo para precipitación acumulada promedio en 24 horas(mm) del 17 al 21 de octubre de 2015 en el Punto virtual 2 para USGS1993 y NALCMS2010.

4.3.4 Frente de brisa

La fuerza de la circulación de la brisa de mar/tierra depende de: (1) el gradiente térmico tierra-mar y (2) de la dirección y fuerza de los vientos sinópticos (Panchal, 2009). Debido a que la urbanización incrementa el gradiente térmico tierra-mar, promueve que el frente de la brisa de mar avance más lejos tierra adentro al crecer la urbanización de 1993 a 2010 (Figuras 57-60). En las Figuras 57-60 se muestra la resta de la brisa de mar menos la brisa de tierra. Lo cual nos indica la ubicación del frente de brisa entre las 7 p.m. y las 10 a.m. Los contornos indican la velocidad relativa de la magnitud de la brisa de tierra comparada con la brisa de mar.

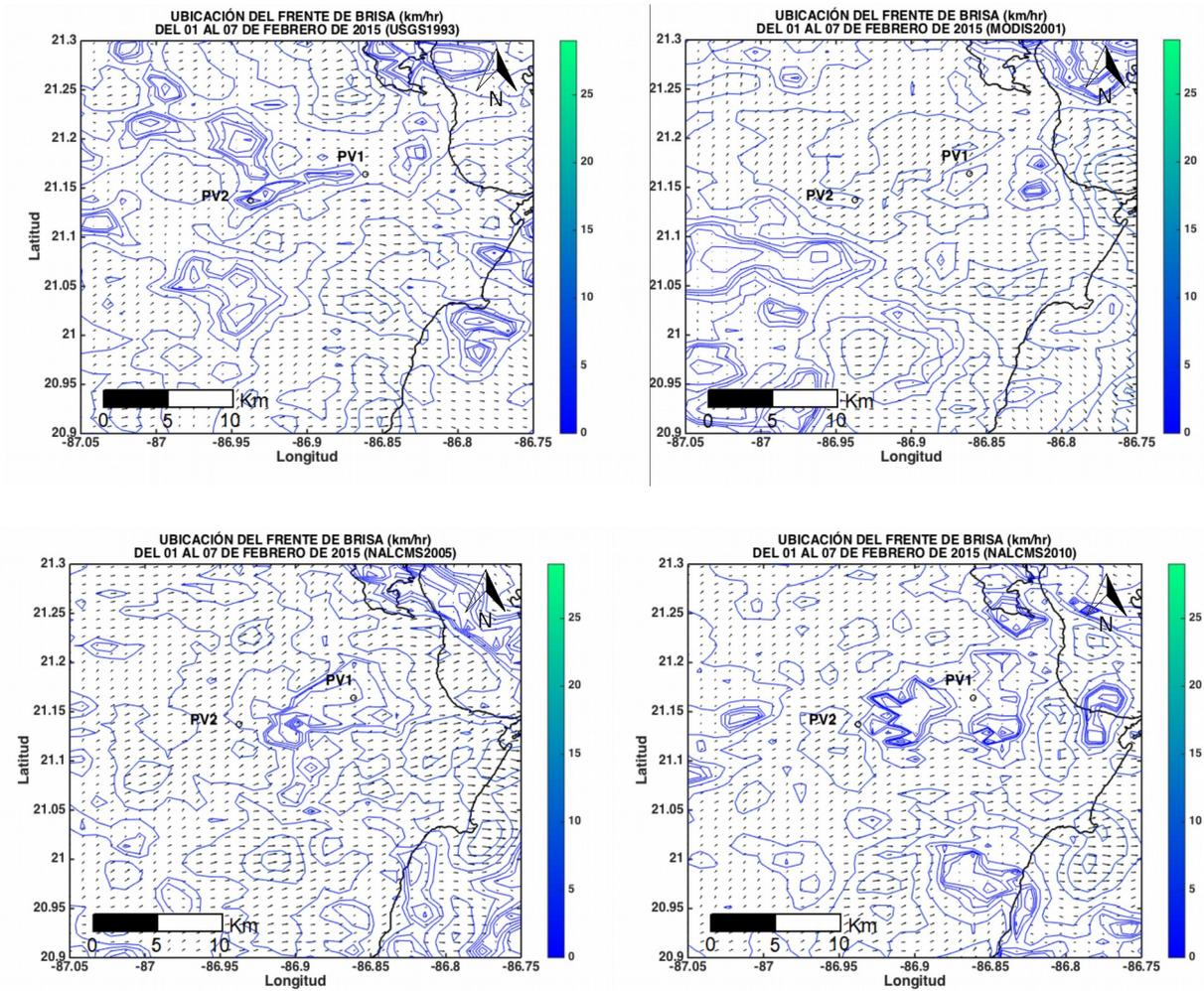


Figura 57. Velocidad relativa de la magnitud de la brisa de tierra comparada con la brisa de mar. Del 01 al 07 de febrero de 2015, para USGS1993 (izquierda-arriba), MODIS2001 (derecha-arriba), NALCMS2005 (izquierda-abajo) y NALCMS2010 (derecha-abajo).

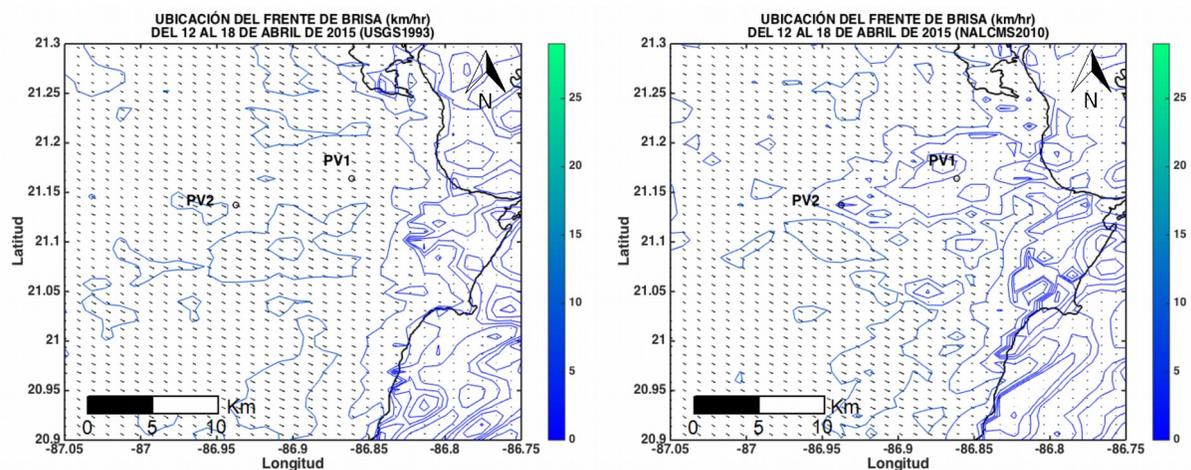


Figura 58. Velocidad relativa de la magnitud de la brisa de tierra comparada con la brisa de mar. Del 12 al 18 de abril de 2015, para USGS1993 (izquierda) y NALCMS2010 (derecha).

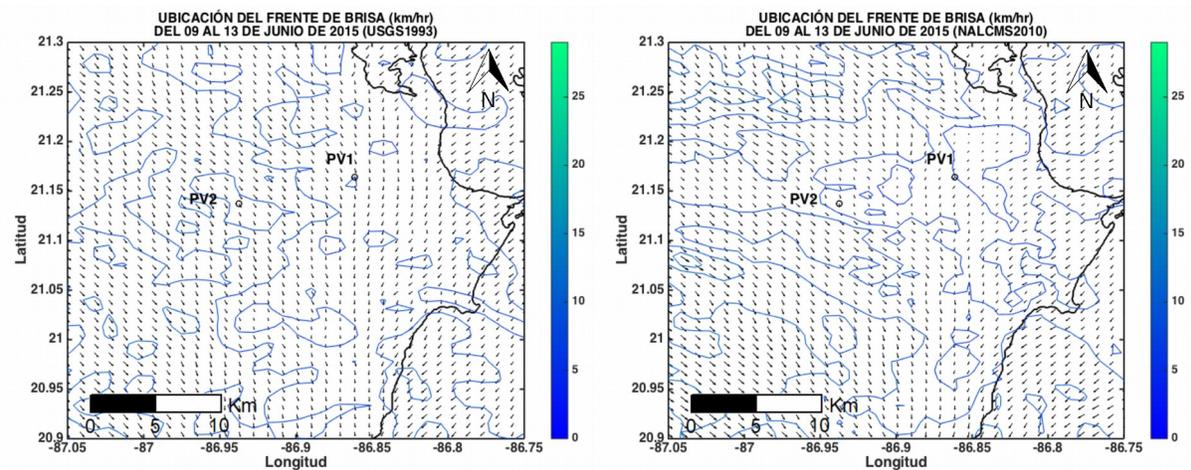


Figura 59. Velocidad relativa de la magnitud de la brisa de tierra comparada con la brisa de mar. Del 09 al 13 de junio de 2015, para USGS1993 (izquierda) y NALCMS2010 (derecha).

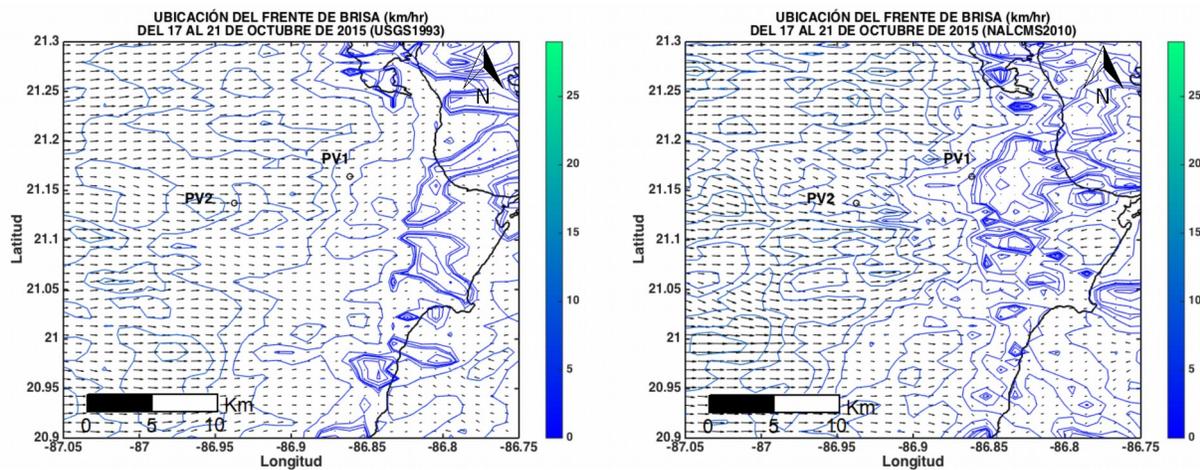


Figura 60. Velocidad relativa de la magnitud de la brisa de tierra comparada con la brisa de mar. Del 17 al 21 de octubre de 2015, para USGS1993 (izquierda) y NALCMS2010 (derecha).

Además, se observa que a pesar que en los meses de abril y junio tienen la misma dirección del viento (Figura 13), el frente de la brisa de mar se ve más favorecido para el mes de abril, debido a que se trata de un caso de secas con menor turbulencia en comparación con el mes de junio. El mes de junio es el que presenta el mayor promedio de la magnitud del viento en superficie y la turbulencia desfavorece tanto la isla de calor como el frente de la brisa de mar.

Capítulo 5

Conclusiones y recomendaciones

En esta tesis se estudió la sensibilidad del modelo numérico meteorológico *Weather Research and Forecasting* (WRF) en su versión 3.8 ante cambios de LULC en la zona urbana de Cancún. Una de las zonas con más cambio de LULC de 2005 al 2010 y de mayor relevancia debido a su notable crecimiento demográfico entre estos años. Se realizaron simulaciones numéricas empleando información de LULC de los mapas NALCMS2010, NALCMS2005, MODIS2001 y USGS1993. Las simulaciones numéricas fueron hechas para una semana en meses de secas (febrero y abril) y 5 días en meses de lluvias (junio y octubre).

Con las simulaciones obtenidas se analizó el comportamiento de las diferentes variables meteorológicas pronosticadas. Se tomaron en cuenta factores como la distribución de temperatura en superficie, la circulación de la isla de calor, las corrientes ascendentes que se generan entre dos tipos distintos de LULC, la rugosidad superficial, la dirección de los vientos, la mezcla de la atmósfera, así como la convergencia de las brisas de mar y de tierra.

Con los resultados obtenidos en esta investigación se logró un entendimiento en la región de estudio y conocer cómo los mecanismos influyen e interaccionan en los cambios de LULC desde 1993 a 2010.

Las conclusiones se pueden resumir como sigue:

Temperatura en superficie

- El crecimiento de la urbanización de 1993 a 2010 en Cancún provocó un aumento en la temperatura en superficie para los meses de secas y para los meses de lluvias. Esto debido a características propias de las ciudades, tales como un aumento del calor sensible, una disminución del calor latente, una menor transpiración por menor IAF y menor fracción

de vegetación. La temperatura en superficie de 1993 a 2010 se incrementó en 1.05 °C para los meses de febrero (secas frías), abril (secas cálidas) y octubre (lluvias); mientras que para junio (lluvias) se presentó un menor incremento de 0.65 °C debido a que una mayor magnitud del viento en superficie no favoreció la isla de calor.

- Para el cambio de LULC entre MODIS2001 y NALCMS2010, se observó un mayor aumento en la temperatura en superficie de 1.55 °C. Esto debido a que MODIS2001 obtuvo la menor temperatura en superficie y al compararlo contra NALCMS2010 se presentó la mayor diferencia en temperatura.
- Entre NALCMS2005 y NALCMS2010, se observó que la temperatura en superficie se incrementó un 1.05 °C sobre la periferia de la ciudad donde hubo físicamente el crecimiento urbano en estos 5 años.
- En los puntos virtuales analizados utilizando el LULC de NALCMS la temperatura disminuye más lentamente durante la tarde-noche en el centro de la ciudad (PV1) que en sus alrededores (PV2) debido a los efectos de la zona urbana y su elevada capacidad calorífica.
- El evento de lluvia fuerte que tuvo lugar en el mes de octubre ocasionó cambios menos notorios en la temperatura en superficie, ya que entre más humedad haya en ciudades costeras las variaciones en la temperatura son más pequeñas.
- La mayor diferencia de temperatura para las series de tiempo considerando los distintos LULC, específicamente para el área urbanizada (PV1), se presenta desde temprano por la noche, alrededor de las 19-20 horas GMT-5, hasta la mañana, alrededor de las 07-08 horas GMT-5. Esto debido a que durante la noche al no dominar la radiación solar entrante en el balance de energía en superficie se manifiestan más los factores propios de las ciudades tales como: la radiación de onda larga atrapada y la liberación del calor almacenado en ellas.
- Mientras el crecimiento de la urbanización de 1993 a 2010 avanza, se observa un menor valor de DTR en el centro de la zona urbana de Cancún. Esto se explica debido a que la

temperatura mínima se incrementa con la urbanización y la ciudad se enfría menos durante la noche propiciado por su capacidad calorífica. Por otro lado, en la periferia de la ciudad (PV2) el DTR varía: aumenta, disminuye o permanece casi igual, ya que este punto se encuentra en la periferia de la ciudad interaccionando en mayor medida con el flujo de aire de los alrededores influyendo en la temperatura y modificando el DTR.

- El consecuente incremento de la temperatura en superficie provoca que se incremente el gradiente térmico tierra-mar, impactando en las circulaciones locales (brisas marinas y terrestres) y debido a esto la brisa marina avanza más tierra adentro.

Magnitud del viento en superficie

- El promedio de la magnitud del viento disminuyó para todos los casos sobre la zona centro de Cancún (PV1) de 1993 a 2010 siendo para febrero de -0.89 km/h, para abril de -1.54 km/h, para junio de -2.76 km/h y para octubre de -0.61 km/h. Esto debido a un aumento en la fricción por la mayor rugosidad y obstrucción que presenta la cobertura urbana. Sin embargo, al analizar las series de tiempo se observa que de 1993 a 2010 en la tarde-noche la magnitud del viento no disminuyó si no que aumentó. Esto se debe en parte a que en el escenario con una menor capacidad calorífica de la superficie (USGS1993) se presenta una mayor reducción del gradiente térmico durante la tarde-noche y por lo tanto de la magnitud del viento, mientras que al tener un crecimiento urbano (2010), la elevada capacidad calorífica de la superficie urbana provoca que el gradiente térmico disminuya más lentamente desde la tarde hasta la noche y con ello la magnitud del viento.
- Además, se presentaron otros aumentos en la magnitud del viento en 2010 de menor magnitud principalmente durante la noche alrededor de las 23 a las 02 horas GMT-5, debido a que a estas horas dominan los flujos de calor en las condiciones actuales de urbanización. Al estar muy relacionado el gradiente térmico con la magnitud del viento en superficie, los flujos de calor presentes en condiciones de urbanización pueden generar aumentos temporales en la magnitud del viento en superficie. Por otro lado, en la

periferia de la ciudad (PV2) el promedio de la magnitud del viento aumentó al cambio de LULC, para la mayoría de los casos. Esto debido a que en la periferia de la ciudad la fricción juega un papel menos importante que el efecto que tiene el gradiente térmico por la cobertura urbana.

- El modelo WRF mostró ser sensible a la representación de un tipo de LULC más liso o más rugoso. En la tierra de cultivo se aceleró más la atmósfera en comparación con uno aerodinámicamente más rugoso como el caso del bosque (Gero *et al.*, 2006); ya que la rugosidad del suelo agrícola es menor que la del bosque.
- Una mayor magnitud del viento en superficie así como la dirección del campo de viento del sureste para el caso de junio, desfavorecieron el avance del frente de la brisa de mar sobre la zona urbana de Cancún.

Precipitación acumulada

- Para el caso de junio, por la expansión urbana en 2010, se observa más precipitación acumulada en la periferia de la ciudad (PV2) que sobre el centro de la ciudad (PV1) debido a que el aire entrante más el aire ascendente inducido por el centro de baja presión sobre el centro de la ciudad (PV1) se ve obligado a elevarse y después de algún tiempo alcanza el nivel de convección de cúmulo a cierta distancia del viento descendente de esta circulación (PV2). Además, el aire ascendente sobre o cerca del centro de la ciudad (PV1) que se trasladó en la dirección de viento descendente perturbó la capa límite en la periferia de la ciudad (PV2) esto combinado con el efecto que tienen los aerosoles para aumentar la precipitación en zonas urbanas. A estos puntos se le suman otros factores tales como que PV2 se encuentra en una zona de transición entre el límite de dos distintos tipos de LULC, favoreciendo la formación de nubes convectivas sobre estos límites.

- En el mes de junio de 1993 a 2010, se observó que el centro de la ciudad aumentó la precipitación acumulada en 0.6 mm y en la periferia en 2.23 mm. Esto debido a los factores mencionados en el inciso anterior que provocaron en 2010 una mayor precipitación en la periferia de la ciudad que en el centro.
- Para el caso de octubre con una mayor urbanización (NALCMS2010), se presentó un aumento en la precipitación acumulada sobre el centro de la ciudad (PV1), mientras que alrededor (PV2) disminuyó. La baja presión urbana inducida sobre el centro de la ciudad (PV1) interaccionó con el frente de la brisa de mar amplificando el forzamiento convectivo y favoreciendo el ascenso de aire sobre la ciudad (PV1). Esto permitió liberar su energía convectiva y convertir el aire húmedo en nubes de precipitación principalmente sobre este mismo punto (Yoshikado, 1994). Sobre la periferia de la ciudad (PV2) esta parcela de aire que ascendió en el centro de la ciudad (PV1) ya no tuvo suficiente energía convectiva como para generar más precipitación que en el centro de la ciudad. Además, debido a la dirección de los vientos del este, la ciudad representó un obstáculo para que la parcela viajara hasta PV2 con la suficiente energía y humedad como para que se viera favorecida la precipitación en la periferia (PV2) (Thielen *et al.*, 2000; Li *et al.*, 2016).
- Para el mes de octubre los efectos de la urbanización, de 1993 a 2010, incrementaron la precipitación en 0.29 mm en el centro de la ciudad mientras que en la periferia se disminuyó en 2.07mm. Esto fue por los factores mencionados que provocaron en 2010 una mayor precipitación en el centro de la ciudad que en la periferia, es decir la mayor parte de la energía convectiva se liberó sobre la zona en interacción con el frente de la brisa de mar (PV1) y la superficie urbana representó un obstáculo para la humedad transportada desde la costa (Thielen *et al.*, 2000; Li *et al.*, 2016).
- Por otro lado, para ambos meses (junio y octubre) en el escenario con vegetación (USGS1993), se observó un aumento en la precipitación en el límite entre una zona de transición entre dos distintos tipos de LULC (PV2), debido a que en esta zona existen

alteraciones en la circulación vertical de mesoescala dentro de la PBL que favorecen el movimiento vertical del aire (Mahmood *et al.*, 2014), y pueden servir como regiones de desarrollo de nubes convectivas (Shepherd *et al.*, 2010). Además, en el mes de octubre se suma a PV2 el efecto de brisas de tierra que favorece una mayor precipitación.

- El mayor efecto de las brisas de tierra se observó para el caso de octubre con vegetación (USGS1993), donde la convergencia en los niveles bajos de brisas de tierra-vientos sinópticos cerca de la costa (Heiblum *et al.*, 2011) favorecieron la formación de precipitación en esta zona. En la periferia de la ciudad (PV2) se les ve actuando de las 22 a las 23 horas GMT-5 y en el centro de ella (PV1) después de las 0 a la 1 horas GMT-5. Esto es debido a que el centro de la ciudad esta más cerca de la costa y las brisas de tierra viajan hacia la costa.

Estos resultados pueden ayudar a que futuras investigaciones tengan en cuenta la importancia de una correcta actualización de LULC en los modelos numéricos meteorológicos, así como ayudar a la planeación urbana, estimar los cambios que sufrirán las variables atmosféricas ante una futura expansión de la zona urbana de Cancún y crear conciencia que la rápida urbanización altera los equilibrios de balance de energía global; los cuales están fuertemente acoplados de forma tal que si se modifica una variable atmosférica esta variable puede afectar a las demás.

5.1 Recomendaciones

Es importante que investigaciones futuras continúen el trabajo de analizar y aislar los factores de circulación de la isla de calor, cambios en la PBL, aerosoles, rugosidad superficial, distribución de la temperatura en superficie, dirección de los vientos, mezcla de la atmósfera, corrientes ascendentes en los límites de las zonas de transición, brisas de mar y de tierra, debido

a que juegan un papel importante cuando se modifican las variables atmosféricas ante un cambio de LULC.

También es importante que se analicen simulaciones más largas en las futuras investigaciones sobre el impacto del LULC en los modelos numéricos meteorológicos para mejorar la comprensión básica de los impactos climáticos.

Por otro lado, es importante que se continúe la investigación sobre el efecto que tienen los cambios en la circulación de la isla de calor por la expansión urbana en la precipitación. Dándole importancia a los cambios que sufre la precipitación ante cambios de LULC, debido a que durante esta investigación fueron pocos los estudios que se encontraron sobre cómo afecta la expansión urbana a los procesos de precipitación, en comparación con los que se tienen en relación a la temperatura. Estos impactos en la precipitación deben de ser de mayor interés, ya que estos pueden afectar directamente en la producción agrícola y las fuentes naturales de agua disponibles. Estudios futuros también tienen que considerar el papel de los aerosoles y de la contaminación debido a que juegan un papel importante en la precipitación.

Al igual que lo planteó Mahmood *et al.* en 2016 es necesario que las políticas públicas, acuerdos y protocolos presten más atención a los impactos del cambio de LULC para responder adecuadamente ante estos procesos. Por lo que es importante continuar la inversión en investigaciones que generen informes asociados con el impacto del cambio de LULC en las variables atmosféricas. Por último, se deben de realizar más estudios en ciudades tropicales costeras, ya que estas tienen circulaciones locales propias, tales como las brisas de mar y de tierra, que se estudiaron y que se modificaron ante cambios de LULC.

Referencias

Libros

- Adams, M., Duc, H., and Trieu, T. (2015). *Impacts of land-use change on Sydney's future temperatures* (1st ed., pp. 1-24). Sydney: Office of Environment and Heritage.
- Brown, R., Lebreton, J. P., and Waite, J. (Eds.). (2009). *Titan from Cassini-Huygens*. Springer Science & Business Media.
- Capelli de Steffens, A., Piccolo, M. and Campos de Ferreras, A. (2005). *El clima urbano de Bahía Blanca*. Buenos Aires: Dunken.
- Chandrasekar, A. (2010). *Basics of atmospheric science*. PHI Learning Pvt. Ltd.
- Chen, W. F., and Liew, J. R. (Eds.). (2002). *The civil engineering handbook*. Crc Press.
- Gandía, S. and Meliá, J. (Eds.). (1993). *La teledetección en el seguimiento de los fenómenos naturales. Climatología y desertificación*. Valencia: Ecir, S.A.
- Georgescu, M. (2008). *Evaluating the effect of land-use and land-cover change on climate in the greater Phoenix, AZ, region*. Rutgers The State University of New Jersey-New Brunswick.
- Hidy, G. M. (1968). *Los vientos: Los orígenes y el comportamiento del movimiento atmosférico*. Reverté Mexicana, cop..
- Macri, M., Rodríguez-Larreta, H., Piccardo, J. P. (2009). *Cambio Climático- Plan de Acción Buenos Aires 2030*. Buenos Aires, pp.145-147.
- Martínez, M. R. F., García, F. A., and Salazar, J. L. L. (2002). Impacto ambiental de las zonas urbanas: isla de Calos de Salamanca. In *Avances en calidad ambiental* (pp. 79-82). Ediciones Universidad de Salamanca.
- Pozo, C. A. C., and Calmé, N. (2011). *Riqueza biológica de Quintana Roo, un análisis para su conservación* (No. EE/333.95097267 R5).

- Ran, L., Pleim, J., and Gilliam, A. R. (2010). Impact of high resolution land-use data in meteorology and air quality modeling systems. *Air Pollution Modeling and its Application XX*. Springer, Netherlands, 1-108.
- Strachan, J. (2007). *Understanding and modelling the climate of the maritime continent* (tesis doctoral). University of Reading, Reading, Berkshire, Inglaterra.
- Taiz, L., and Zeiger, E. (2006). *Fisiología vegetal* (Vol. 10). Universitat Jaume I.
- Trewin, B. (2014). The climates of the Tropics and how they are changing. *State of the Tropics*, 39-52.
- Zhan, J., Liu, J., Lin, Y., Wu, F., and Ma, E. (2014). Land Use Change Dynamics Model Compatible with Climate Models. In *Land Use Impacts on Climate* (pp. 19-46). Springer Berlin Heidelberg.

Artículos

- Adegoke, J. O., Pielke, R., and Carleton, A. M. (2007). Observational and modeling studies of the impacts of agriculture-related land use change on planetary boundary layer processes in the central US. *Agricultural and Forest Meteorology*, 142(2), 203-215.
- Allard, J., and Carleton, A. M. (2010). Mesoscale associations between midwest land surface properties and convective cloud development in the warm season. *Physical Geography*, 31(2), 107-136.
- Baik, J. J., Kim, Y. H., Kim, J. J., and Han, J. Y. (2007). Effects of boundary-layer stability on urban heat island-induced circulation. *Theoretical and Applied Climatology*, 89(1), 73-81.
- Barnes, M. J., Brade, T. K., Mackenzie, A. R., Whyatt, J. D., Carruthers, D. J., Stocker, J., ... and Hewitt, C. N. (2014). Spatially-varying surface roughness and ground-level air quality in an operational dispersion model. *Environmental Pollution*, 185, 44-51.
- Brovkin, V., Boysen, L., Arora, V. K., Boisier, J. P., Cadule, P., Chini, L., ... and Hurtt, G. C. (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.

- Cao, Q., Yu, D., Georgescu, M., Han, Z., and Wu, J. (2015). Impacts of land use and land cover change on regional climate: a case study in the agro-pastoral transitional zone of China. *Environmental Research Letters*, 10(12), 124025.
- Charney, J., Quirk, W. J., Chow, S. H., and Kornfield, J. (1977). A comparative study of the effects of albedo change on drought in semi-arid regions. *Journal of the Atmospheric Sciences*, 34(9), 1366-1385.
- Chase, T. N., Pielke, R. A., Kittel, T. G., Nemani, R., and Running, S. W. (1996). Sensitivity of a general circulation model to global changes in leaf area index. *Journal of Geophysical Research. D. Atmospheres*, 101, 7393-7408.
- Chen, L., Ma, Z. G., and Fan, X. G. (2012). A comparative study of two land surface schemes in WRF model over Eastern China. *Journal of Tropical Meteorology*, 18(4), 445-456.
- Colditz, R. R., Maeda, P., López, G., Cruz, I., and Ressler, R. (2010). Classifying the Land Cover of Mexico in the Framework of the North American Land Change Monitoring System. In *American Society for Photogrammetry and Remote Sensing Annual Conference* (pp. 106-113).
- Comarazamy, D. E., González, J. E., Luvall, J. C., Rickman, D. L., and Bornstein, R. D. (2013). Climate impacts of land-cover and land-use changes in tropical islands under conditions of global climate change. *Journal of Climate*, 26(5), 1535-1550.
- Easterling, D. R., Horton, B., Jones, P. D., Peterson, T. C., Karl, T. R., Parker, D. E., ... and Folland, C. K. (1997). Maximum and minimum temperature trends for the globe. *Science*, 277(5324), 364-367.
- Estrada, F., Martínez-Arroyo, A., Fernández-Eguiarte, A., Luyando, E., and Gay, C. (2009). Defining climate zones in Mexico City using multivariate analysis. *Atmósfera*, 22(2), 175-193.
- Fairman, J. G., Nair, U. S., Christopher, S. A., and Moelg, T. (2011). Land use change impacts on regional climate over Kilimanjaro. *Journal of Geophysical Research: Atmospheres*, 116(D3).

- Fall, S., Niyogi, D., Gluhovsky, A., Pielke, R. A., Kalnay, E., and Rochon, G. (2010). Impacts of land use land cover on temperature trends over the continental United States: assessment using the North American Regional Reanalysis. *International Journal of Climatology*, 30(13), 1980-1993.
- Foley, J. A., DeFries, R., Asner, G. P., Barford, C., Bonan, G., Carpenter, S. R., ... and Helkowski, J. H. (2005). Global consequences of land use. *Science*, 309(5734), 570-574.
- Gaona, G., Balcázar, L., and Jaime, I. (Abril, 2015). *Estimación de longitud de rugosidad aerodinámica a partir de imágenes MODIS y LandSat*. Ponencia presentada en La Habana, Cuba. XV Ecuentero de Geógrafos de América Latina.
- Garcia-Carreras, L., and Parker, D. J. (2011). How does local tropical deforestation affect rainfall?. *Geophysical Research Letters*, 38(19).
- García-Cueto, O. R., Tejeda-Martínez, A., and Bojórquez-Morales, G. (2009). Urbanization effects upon the air temperature in Mexicali, BC, Mexico. *Atmósfera*, 22(4), 349-365.
- Ge, Q., Zhang, X., and Zheng, J. (2014). Simulated effects of vegetation increase/decrease on temperature changes from 1982 to 2000 across the Eastern China. *International Journal of Climatology*, 34(1), 187-196.
- Georgescu, M., Lobell, D. B., and Field, C. B. (2009). Potential impact of US biofuels on regional climate. *Geophysical Research Letters*, 36(21).
- Gero, A. F., Pitman, A. J., Narisma, G. T., Jacobson, C., and Pielke, R. A. (2006). The impact of land cover change on storms in the Sydney Basin, Australia. *Global and Planetary Change*, 54(1), 57-78.
- Grossman-Clarke, S., Zehnder, J. A., Loridan, T., and Grimmond, C. S. B. (2010). Contribution of land use changes to near-surface air temperatures during recent summer extreme heat events in the Phoenix metropolitan area. *Journal of Applied Meteorology and Climatology*, 49(8), 1649-1664.

- Hale, R. C., Gallo, K. P., and Loveland, T. R. (2008). Influences of specific land use/land cover conversions on climatological normals of near-surface temperature. *Journal of Geophysical Research: Atmospheres*, 113(D14).
- Hale, R. C., Gallo, K. P., Owen, T. W., and Loveland, T. R. (2006). Land use/land cover change effects on temperature trends at US Climate Normals stations. *Geophysical Research Letters*, 33(11).
- Heiblum, R. H., Koren, I., and Altaratz, O. (2011). Analyzing coastal precipitation using TRMM observations. *Atmospheric Chemistry and Physics*, 11(24), 13201-13217.
- Hjelmfelt, M. R. (1982). Numerical simulation of the effects of St. Louis on mesoscale boundary-layer airflow and vertical air motion: Simulations of urban vs non-urban effects. *Journal of Applied Meteorology*, 21(9), 1239-1257.
- Jáuregui, E. (2005). Possible impact of urbanization on the thermal climate of some large cities in México. *Atmósfera*, 18(4), 249-252.
- Kala, J., Lyons, T. J., Abbs, D. J., and Nair, U. S. (2010). Numerical simulations of the impacts of land-cover change on a southern sea breeze in south-west Western Australia. *Boundary-layer meteorology*, 135(3), 485-503.
- Karl, T. R., Knight, R. W., Gallo, K. P., Peterson, T. C., Jones, P. D., Kukla, G., ... and Charlson, R. J. (1993). A new perspective on recent global warming: asymmetric trends of daily maximum and minimum temperature. *Bulletin of the American Meteorological Society*, 74(6), 1007-1023.
- Li, X. X., Koh, T. Y., Entekhabi, D., Roth, M., Panda, J., and Norford, L. K. (2013). A multi-resolution ensemble study of a tropical urban environment and its interactions with the background regional atmosphere. *Journal of Geophysical Research: Atmospheres*, 118(17), 9804-9818.
- Li, X. X., Koh, T. Y., Panda, J., and Norford, L. K. (2016). Impact of urbanization patterns on the local climate of a tropical city, Singapore: An ensemble study. *Journal of Geophysical Research: Atmospheres*, 121(9), 4386-4403.

- López-Espinoza, E. D., Ruiz-Angulo, A., Gómez-Ramos, O., Romero-Centeno, R., Zavala-Hidalgo, J., Adams, D. K., Martínez-López, B., and Quintanar-Isaias, A. (2014, Octubre). Proyecto: Estudios de la Calidad del Aire y su Impacto en el Centro de México (ECAIM): Evaluación de productos de cobertura vegetal y uso del suelo en la Corona Regional del Centro de México y generación de mapas de capa límite. Reporte de la segunda etapa.
- López-Espinoza, E. D., Zavala-Hidalgo, J., and Gómez-Ramos, O. (2012). Weather forecast sensitivity to changes in urban land covers using the WRF model for central Mexico. *Atmósfera*, 25(2), 127-154.
- Mahmood, R., Pielke, R. A., Hubbard, K. G., Niyogi, D., Dirmeyer, P. A., McAlpine, C., ... and Baker, B. (2014). Land cover changes and their biogeophysical effects on climate. *International Journal of Climatology*, 34(4), 929-953.
- Mahmood, R., Pielke Sr, R. A., and McAlpine, C. A. (2016). Climate-relevant land use and land cover change policies. *Bulletin of the American Meteorological Society*, 97(2), 195-202.
- Marshall, C. H., Pielke Sr, R. A., Steyaert, L. T., and Willard, D. A. (2004). The impact of anthropogenic land-cover change on the Florida peninsula sea breezes and warm season sensible weather. *Monthly Weather Review*, 132(1), 28-52.
- Matheson, M. A., and Ashie, Y. (2008). The effect of changes of urban surfaces on rainfall phenomenon as determined by a non-hydrostatic mesoscale model. *Journal of the Meteorological Society of Japan. Ser. II*, 86(5), 733-751.
- Niyogi, D., Holt, T., Zhong, S., Pyle, P. C., and Basara, J. (2006). Urban and land surface effects on the 30 July 2003 mesoscale convective system event observed in the southern Great Plains. *Journal of Geophysical Research: Atmospheres*, 111(D19).
- Ochoa, C. A., Quintanar, A. I., Raga, G. B., and Baumgardner, D. (2015). Changes in intense precipitation events in Mexico City. *Journal of Hydrometeorology*, 16(4), 1804-1820.
- Ochs III, H. T. (1975). Modeling of cumulus initiation in METROMEX. *Journal of Applied Meteorology*, 14(5), 873-882.

- Ongoma, V., Otieno, S. A., and Onyango, A. O. (2015). Investigation of the possible influence of Urbanization on Rainfall Variability over Nairobi City, Kenya. *Momona Ethiopian Journal of Science*, 7(2), 222-239.
- Oke, T. R. (1973). City size and the urban heat island. *Atmospheric Environment (1967)*, 7(8), 769-779.
- Panchal, N. S. (2009). Onset characteristics of land/sea breeze circulation and its effect on meteorological parameters at a coastal site. *Atmósfera*, 6(3).
- Pielke, R. A. (2001). Influence of the spatial distribution of vegetation and soils on the prediction of cumulus convective rainfall. *Reviews of Geophysics*, 39(2), 151-177.
- Pielke, R. A., Pitman, A., Niyogi, D., Mahmood, R., McAlpine, C., Hossain, F., ... and Reichstein, M. (2011). Land use/land cover changes and climate: modeling analysis and observational evidence. *Wiley Interdisciplinary Reviews: Climate Change*, 2(6), 828-850.
- Sertel, E., Robock, A., and Ormeci, C. (2010). Impacts of land cover data quality on regional climate simulations. *International Journal of Climatology*, 30(13), 1942-1953.
- Shepherd, J. M. (2005). A review of current investigations of urban-induced rainfall and recommendations for the future. *Earth Interactions*, 9(12), 1-27.
- Shepherd, J. M. (2006). Evidence of urban-induced precipitation variability in arid climate regimes. *Journal of Arid Environments*, 67(4), 607-628.
- Shepherd, J. M., Carter, M., Manyin, M., Messen, D., and Burian, S. (2010). The impact of urbanization on current and future coastal precipitation: a case study for Houston. *Environment and planning B: Planning and Design*, 37(2), 284-304.
- Taylor, J. B., Carrano, A. L., & Kandlikar, S. G. (2006). Characterization of the effect of surface roughness and texture on fluid flow—past, present, and future. A preliminary version of this paper was presented at ICMM05: Third International Conference on Microchannels and Minichannels, held at University of Toronto, June 13–15, 2005, organized by SG Kandlikar and M. Kawaji, CD-ROM Proceedings, ISBN: 0-7918-3758-0, ASME, New York. *International journal of thermal sciences*, 45(10), 962-968.

- Thielen, J., Wobrock, W., Gadian, A., Mestayer, P. G., and Creutin, J. D. (2000). The possible influence of urban surfaces on rainfall development: a sensitivity study in 2D in the meso- γ -scale. *Atmospheric Research*, 54(1), 15-39.
- Tokairin, T., Sofyan, A., and Kitada, T. (2010). Effect of land use changes on local meteorological conditions in Jakarta, Indonesia: toward the evaluation of the thermal environment of megacities in Asia. *International journal of climatology*, 30(13), 1931-1941.
- Tursilowati, L., Sumantyo, J. T. S., Kuze, H., and Adiningsih, E. S. (2012). The integrated WRF/Urban modeling system and its application to monitoring urban heat island in jakarta, indonesia. *Journal of Urban and Environmental Engineering*, 6(1).
- Van der Molen, M. K., Dolman, A. J., Waterloo, M. J., and Bruijnzeel, L. A. (2006). Climate is affected more by maritime than by continental land use change: A multiple scale analysis. *Global and Planetary Change*, 54(1), 128-149.
- Xie, Y., Shi, J., Lei, Y., Xing, J., and Yang, A. (2014, July). Impacts of land cover change on simulating precipitation in Beijing area of China. In *Geoscience and Remote Sensing Symposium (IGARSS), 2014 IEEE International* (pp. 4145-4148). IEEE.
- Yoshikado, H. (1994). Interaction of the sea breeze with urban heat islands of different sizes and locations. *Journal of the Meteorological Society of Japan. Ser. II*, 72(1), 139-143.
- Zhong, S., Qian, Y., Zhao, C., Leung, R., and Yang, X. Q. (2015). A case study of urbanization impact on summer precipitation in the Greater Beijing Metropolitan Area: Urban heat island versus aerosol effects. *Journal of Geophysical Research: Atmospheres*, 120(20).
- Zhou, L., Chen, H., and Dai, Y. (2015). Stronger warming amplification over drier ecoregions observed since 1979. *Environmental Research Letters*, 10(6), 064012.
- Zhou, L., Dickinson, R. E., Tian, Y., Fang, J., Li, Q., Kaufmann, R. K., ... and Myneni, R. B. (2004). Evidence for a significant urbanization effect on climate in China. *Proceedings of the National Academy of Sciences of the United States of America*, 101(26), 9540-9544.
- Zhou, L., Dickinson, R. E., Tian, Y., Jin, M., Ogawa, K., Yu, H., and Schmugge, T. (2003). A sensitivity study of climate and energy balance simulations with use of satellite-derived

emissivity data over Northern Africa and the Arabian Peninsula. *Journal of Geophysical Research: Atmospheres*, 108(D24).

Zhu, Z., and Woodcock, C. E. (2014). Continuous change detection and classification of land cover using all available Landsat data. *Remote sensing of Environment*, 144, 152-171.

Páginas web

Batt K. (2017). *Sea Breezes on the NSW Coast*. Recuperado de <http://www.bom.gov.au/nsw/amfs/Sea-Breeze.shtml>

Brandon, J. (2017). *Humidity, temperature and stability*. Recuperado de http://www.yachting-life.net/new%20index/frames/humidity_frame.htm

Chen F. (2007). *The Noah Land Surface Model in WRF A short tutorial* [archivo PDF]. Recuperado de <https://www.atmos.illinois.edu/~snesbitt/ATMS597R/notes/noahLSM-tutorial.pdf>

CONABIO. (2017). *North American Land Change Monitoring System (NALCMS). A story map*. Recuperado de http://speck.conabio.gob.mx/NALCMS/2005_2010/en/index.html#

CONAGUA [smnmexico]. (2015a). *9 de junio de 2015 Pronóstico del tiempo* [Archivo de video]. Recuperado de <https://www.youtube.com/watch?v=xeb4X72QuR4&t=108s>

CONAGUA [smnmexico]. (2015b). *17 y 18 de octubre de 2015 pronóstico del Tiempo* [Archivo de video]. Recuperado de <https://www.youtube.com/watch?v=BSg9zCjsLZI&t=21s>

Duda M. (2012). *The WRF Preprocessing System: Description of General Functions* [archivo PDF]. Recuperado de <http://www2.mmm.ucar.edu/wrf/users/tutorial/201201/WPS-general.ppt.pdf>

Google Earth Engine. (2016). *Timelapse*. Recuperado de <https://earthengine.google.com/timelapse/>

INAFED. (2017). *Enciclopedia de los Municipios y Delegaciones de México, Estado de Quintana Roo, Benito Juárez*.

Recuperado de <http://siglo.inafed.gob.mx/enciclopedia/EMM23quintanaroo/municipios/23005a.html>

- IWRA World Water Congress. (2017). *Información de Cancún*. Recuperado de http://worldwatercongress.com/cancuni_es.htm
- Mendoza-Weber C. (2011). *México: “mayor deforestación ocurre en áreas tropicales”*. Recuperado de <http://www.dw.com/es/m%C3%A9xico-mayor-deforestaci%C3%B3n-ocurre-en-%C3%A1reas-tropicales/a-14966058>
- MMM. (2017). *User’s Guide for Advanced Research WRF (ARW) Modeling System Version 2, Chapter 3: WRF Preprocessing System (WPS)*. Recuperado de http://www2.mmm.ucar.edu/wrf/users/docs/user_guide/users_guide_chap3.html
- Molotch N. (2010). *Lecture 5: Surface Energy Balance* [archivo PDF]. Recuperado de http://www.colorado.edu/geography/class_homepages/geog_1001_f10/lectures/Lecture_5_surface_energy_balance_Molotch_guest%20lecture.pdf
- NASA. (2009). *WRF on discover*. Recuperado de <https://modelingguru.nasa.gov/docs/DOC-1671/version/11>
- NASA. (2016). *Status for: Vegetation Indices (MOD13)*. Recuperado de <https://landval.gsfc.nasa.gov/ProductStatus.php?ProductID=MOD13>
- NASA. (2017). *MODIS (MCD12Q1) LAND COVER (Version 005)*. Recuperado de https://webmap.ornl.gov/ogc/dataset.jsp?ds_id=10004
- NOAA. (2017). *The Sea Breeze*. Recuperado de <http://www.srh.noaa.gov/jetstream/ocean/seabreeze.html>
- North Carolina State University. (2013). *Sea and Land Breezes*. Recuperado de <http://climate.ncsu.edu/edu/k12/.breezes>

- SERTOX. (2012). *Reforestación o aforestación: esa es la cuestión*. Recuperado de <http://www.sertox.com.ar/modules.php?name=News&file=article&sid=4816>
- Servin J. (2009). *La laguna Santiaguillo: Casa de Aves acuáticas, Primera parte*. Recuperado de <http://www.durangoturistico.com/destinos/santiaguillo.html>
- Shannon L. and Erin P. (2002). *Planetary Boundary Layer; Horizontal and Vertical Diffusion*. Recuperado de <http://www.met.tamu.edu/class/metr452/models/2001/PBLproject.html>
- Texas A&M Meteorology Dept. (2017). Review Question. *Why is mechanical mixing more important at night than during the day?*. Recuperado de <http://atmo.tamu.edu/courses/atmo151/rev/winda.html>
- The COMET Program. (2009a). *Brisas de tierra y de mar. Unidad 7: Sistemas de Viento*. Recuperado de https://www.meted.ucar.edu/fire/s290/unit7_es/navmenu.php?tab=2&page=3.0.0
- The COMET Program. (2009b). *Impact of Model Structure and Dynamics*. Recuperado de http://www.meted.ucar.edu/nwp/model_structure/print.htm
- Universidad Autónoma de Yucatán. (2014). *Programa Nacional Contra la Sequía PRONACOSE, ETAPA 2 DE 6: Programa de Medidas Preventivas y de Mitigación de la Sequía (PMPMS), Ciudad de Cancún* [archivo PDF]. Recuperado de http://www.pronacose.gob.mx/pronacose14/contenido/documentos/PMPMS%20Cancun%2001032015%20FINAL_IMPRESO.pdf
- Universidad Complutense de Madrid. (2017). *Convección*.
Recuperado de <http://meteolab.fis.ucm.es/meteorologia/conveccion-y-tornados/conveccion>
- USGS. (2005). *LULC*. Recuperado de <https://lta.cr.usgs.gov/LULC>
- USGS. (2014). *Land Cover and Land Cover Change/ Cobertura del suelo y cambios en la cobertura del suelo*.

Recuperado de <https://www.sciencebase.gov/catalog/item/57d9d4b1e4b090824ffb1026>

USGS. (2015). *North America Land Cover Characteristics Data Base Version 2.0*. Recuperado de https://lta.cr.usgs.gov/glcc/na_int

WRF/ARW. (2017). *WRF ARW Online Tutorial, Basics for Running the Model*.

Recuperado de

<http://www2.mmm.ucar.edu/wrf/OnLineTutorial/Basics/>

WRF Users Page. (2017). *WRF Model Users' Page*. Recuperado de

<http://www2.mmm.ucar.edu/wrf/users/>

WRF-model. (2017). *The Weather Research & Forecasting Model*. Recuperado de <http://www.wrf-model.org/index.php>

Apéndice A

Precipitación acumulada en 24 horas (mm) por día para los casos de lluvias

Precipitación acumulada por día del 17 al 21 de octubre de 2015 y del 09 al 13 de junio de 2015 para los simulaciones empleando LULC de USGS1993 y de NALCMS2010.

Tabla A1. *Del 17 al 21 de octubre PV1 USGS1993.*

Del 17 al 21 de octubre de 2015			
Esquema	PV	Día	Precipitación acumulada (mm)
		17	10.95
		18	22.25
USGS1993	PV1	19	6.78
		20	28.83
		21	4.91

Tabla A2. *Del 17 al 21 de octubre PV2 USGS1993.*

Del 17 al 21 de octubre de 2015			
Esquema	PV	Día	Precipitación acumulada (mm)
		17	27.74
		18	31.72
USGS1993	PV2	19	11.14
		20	14.41
		21	5.9

Tabla A3. *Del 17 al 21 de octubre PVI NALCMS2010.*

Del 17 al 21 de octubre de 2015

LULC	PV	Día	Precipitación acumulada (mm)
		17	12.89
		18	8.36
NALCMS2010	PV1	19	17.52
		20	38.89
		21	1.59

Tabla A4. *Del 17 al 21 de octubre PV2 NALCMS2010.*

Del 17 al 21 de octubre de 2015

LULC	PV	Día	Precipitación acumulada (mm)
		17	19.49
		18	17.52
NALCMS2010	PV2	19	17.17
		20	12.14
		21	3.08

Tabla A5. *Del 09 al 13 de junio PVI USGS1993.*

Del 09 al 13 de junio de 2015

LULC	PV	Día	Precipitación acumulada (mm)
		09	0.34
		10	1.18
USGS1993	PV1	11	0.32
		12	0.3
		13	4.76

Tabla A6. *Del 09 al 13 de junio PV2 USGS1993.*

Del 09 al 13 de junio de 2015			
LULC	PV	Día	Precipitación acumulada (mm)
		09	0.29
		10	0.01
USGS1993	PV2	11	0.32
		12	0.08
		13	6.83

Tabla A7. *Del 09 al 13 de junio PV1 NALCMS2010.*

Del 09 al 13 de junio de 2015			
LULC	PV	Día	Precipitación acumulada (mm)
		09	0.42
		10	0.39
NALCMS2010	PV1	11	0.52
		12	0.47
		13	5.01

Tabla A8. *Del 09 al 13 de junio PV2 NALCMS2010.*

Del 09 al 13 de junio de 2015			
LULC	PV	Día	Precipitación acumulada (mm)
		09	1.91
		10	0.27
NALCMS2010	PV2	11	1.16
		12	0.58
		13	13.31