



UNIVERSIDAD AUTÓNOMA DEL
ESTADO DE MÉXICO
FACULTAD DE GEOGRAFÍA



**“Dinámica de la Isla de Calor Urbana y su efecto en la
distribución espacio-temporal de la lluvia en las ciudades
de Querétaro y San Juan del Río”**

TESIS

Que para obtener el grado de:
Licenciada en Geología Ambiental y Recursos Hídricos

Presentan:

Ana Gabriela Godinez Tovar
Marlen Lopez Gutierrez

Director de tesis:

Dr. en I. Carlos Alberto Mastachi Loza

Revisores:

Dra. en C. A. Rocio Becerril Piña
Dr. en C. A. Luis Ricardo Manzano Solís

Dedico esta tesis a mi familia y aquellos que también considero parte de ella, ya que con su paciencia y apoyo han hecho que este trabajo se realice con éxito. Todos en conjunto me hicieron ver que todo se puede si de verdad se quiere, sin importar cuanto tiempo me tome.

Ana

Dedico esta tesis a todos los que me apoyaron, especialmente a mis padres, que son el pilar fundamental de lo que soy. Agradezco su apoyo incondicional, consejos y paciencia, pues a pesar de los obstáculos que pasaron siempre tuvieron una palabra de aliento para mí.

De todo corazón, gracias.

Marlen

A todos aquellos familiares y amigos que no recordamos al momento de escribir esto. Ustedes saben quiénes son.

A nuestros amigos que nos apoyamos mutuamente en nuestra formación profesional y que hasta ahora, seguimos siendo amigos.

También queremos agradecer a quienes se tomaron el tiempo de leer y consultar nuestra tesis.

Gracias.

AGRADECIMIENTOS

Agradecemos a la Universidad Autónoma del Estado de México (UAEM), por brindarnos la oportunidad de realizar los estudios de licenciatura.

A CONACyT por la beca otorgada por el proyecto “Modelo de base hidroclimatológica para la identificación en tiempo real de áreas susceptibles a peligro de ignición, como apoyo a la protección de ecosistemas y su biodiversidad”, con número de registro 248498, para la realización de nuestra investigación de Tesis de licenciatura.

A nuestro director de Tesis, el Dr. Carlos Alberto Mastachi Loza por el tiempo brindado, su apoyo, consejos, asesoría y guía para la realización de tesis y nuestra formación como Licenciadas en Geología Ambiental y Recursos Hídricos.

A la Dra. Rocio Becerril Piña y el Dr. Ricardo Manzano, por sus consejos y asesoría, además de brindarnos su tiempo y experiencia, las cuales fueron fundamentales para mejorar este trabajo de investigación.

A todos los catedráticos de la licenciatura en Geología Ambiental y Recursos Hídricos, quienes con su conocimiento aportaron las bases para nuestra formación.

***El aleteo de las alas de una mariposa
puede provocar un Tsunami al otro lado del mundo.***

Teoría del caos

ÍNDICE

I. INTRODUCCIÓN	1
1.1 DESCRIPCIÓN DEL PROBLEMA	3
1.2 HIPÓTESIS.....	5
1.3 OBJETIVOS.....	5
1.3.1 <i>Objetivo General</i>	5
1.3.2 <i>Objetivos Específicos</i>	5
II. ANTECEDENTES DE LA ISLA DE CALOR URBANA Y SUS EFECTOS	6
2.1 INTERNACIONALES	6
2.2 NACIONALES	8
III. MARCO TEÓRICO	10
3.1 ZONAS SEMIÁRIDAS.....	10
3.2 PRECIPITACIÓN	10
3.3 ISLAS DE CALOR URBANA (UHI).....	13
3.3.1 <i>Tipos de Isla de Calor Urbana (UHI)</i>	16
3.3.2 <i>Características básicas de SUHI y AUHI</i>	17
3.3.3 <i>¿Cómo se forman y que efectos tienen las UHI?</i>	17
3.3.4 <i>Islas de Calor Urbana y Precipitación</i>	19
3.4 MÉTODOS PARA DETERMINAR LAS ISLAS DE CALOR URBANA.....	19
3.4.1 <i>Estaciones fijas</i>	20
3.4.2 <i>Transversales móviles</i>	20
3.4.3 <i>Sensores verticales</i>	20
3.4.4 <i>Balance de energía sobre superficies urbanas</i>	21
3.4.5 <i>Teledetección</i>	22
3.5 EVALUACIÓN DE LA UHI USANDO DATOS SATELITALES	22
3.5.1 <i>Aproximación de rugosidad</i>	24
3.5.2 <i>Única capa de aproximación de intercepción urbana</i>	25
3.5.3 <i>Multicapa urbana de intercepción aproximada (UCM)</i>	25
3.6 ANÁLISIS DE TENDENCIAS.....	25
3.6.1 <i>Análisis de Tendencia Theil-Sen (TS)</i>	26
3.6.2 <i>Test de Mann-Kendall</i>	27
3.6.3 <i>Prueba MK para datos autocorrelacionados</i>	29
3.6.4 <i>Metodología de pre-blanqueo TFPW</i>	30
3.7 DIRECCIÓN DE FLUJO.....	31
3.8 DETERMINISTIC 8 (D8)	32
IV. MATERIALES Y MÉTODOS	34
4.1 ÁREA DE ESTUDIO	34
4.1.1 <i>Ubicación</i>	34
4.1.2 <i>Clima</i>	37
4.1.3 <i>Hidrografía</i>	38
4.1.4 <i>Vegetación</i>	38
4.1.5 <i>Zonas urbanas</i>	39
4.1.6 <i>Industria</i>	40
4.1.7 <i>Agricultura</i>	42
4.2 MÉTODO.....	43

4.2.1	<i>Recopilación de información</i>	44
4.2.2	<i>Tratamiento de información</i>	47
4.2.3	<i>Análisis de tendencias (Theil-Sen y Mann-Kendall)</i>	52
V.	RESULTADOS Y DISCUSIÓN	56
5.1	ANÁLISIS DE TEMPERATURA DE SUPERFICIE.....	56
5.1.1	<i>Variación espacial de la Temperatura de Superficie</i>	56
5.1.2	<i>Dinámica espacio-temporal de la UHI</i>	65
5.2	DINÁMICA ESPACIO-TEMPORAL DE LA LLUVIA.....	74
5.2.1	<i>Número de Días con Lluvia (NDLL)</i>	74
5.2.2	<i>Precipitación Total al Mes (PPTOT)</i>	82
5.2.3	<i>Media de los Días con Lluvia (MDLL)</i>	90
5.3	CORRELACIÓN DE LA TEMPERATURA CON LA LLUVIA.....	97
5.3.1	<i>Santiago de Querétaro</i>	97
5.3.2	<i>San Juan del Río</i>	100
	CONCLUSIONES	105
	RECOMENDACIONES	107
	REFERENCIAS	108
	ANEXOS	116

ÍNDICE DE FIGURAS

FIGURA 1. DIAGRAMA DEL MÉTODO DE DIRECCIÓN DE FLUJO D8	32
FIGURA 2. LA FLECHA SEÑALA LA DIRECCIÓN REAL DE LA PENDIENTE Y LAS CELDAS SOMBREADAS LA DIRECCIÓN DE FLUJO CALCULADA	33
FIGURA 3. EL ÁREA ACUMULADA DE UNA CELDA DADA (EN ROJO) ES LA SUMA DE LAS ÁREAS DE LAS CELDAS CONECTADAS CON ESTA Y SITUADAS AGUAS ARRIBA (EN AZUL). LOS TRAZOS INDICAN LA CONECTIVIDAD ENTRE CELDAS SEGÚN EL MODELO D8	33
FIGURA 4. MAPA DE UBICACIÓN DEL ÁREA DE ESTUDIO	34
FIGURA 5. MAPA DE UBICACIÓN DE LA CIUDAD DE SANTIAGO DE QUERÉTARO.....	35
FIGURA 6. MAPA DE UBICACIÓN DE LA CIUDAD DE SAN JUAN DEL RÍO	36
FIGURA 7. CORREDORES INDUSTRIALES DEL ESTADO DE QUERÉTARO	41
FIGURA 8. DIAGRAMA DE FLUJO DEL MÉTODO APLICADO	43
FIGURA 9. DIAGRAMA DE PRODUCCIÓN DE LOS DATOS MODLAND.	46
FIGURA 10. REPROYECCIÓN DE LA IMAGEN.....	48
FIGURA 11. EJEMPLOS DEL CRITERIO DE SELECCIÓN; A) Y C) IMÁGENES SELECCIONADAS PARA SU POSTERIOR ANÁLISIS; B) Y D) IMÁGENES QUE FUERON ELIMINADAS POR LA PRESENCIA DE RUIDO ATMOSFÉRICO (APRECIABLE EN COLOR ROSA).....	49
FIGURA 12. DIAGRAMA DEL MÉTODO DE DIRECCIÓN DE FLUJO, LÓGICA TRADICIONAL (PRIMERA IMAGEN DEL LADO IZQUIERDO), LÓGICA INVERSA (TERCERA IMAGEN DEL LADO DERECHO)	50
FIGURA 13. EJEMPLO DE: A) MÓDULO DE DIRECCIÓN DE FLUJO; Y B) DELIMITACIÓN DE LAS CELDAS DE TEMPERATURA	50
FIGURA 14. A) SELECCIÓN DE LAS CELDAS DE TEMPERATURA; B) DELIMITACIÓN DE LAS UHI TOMANDO COMO REFERENCIA LAS CIUDADES; C) LAS CELDAS SE RESUMIERON A UN SOLO POLÍGONO PARA CADA CIUDAD; D) UNIÓN DE LAS UHI PARA EL MES DE JULIO; Y E) UMBRAL DE INFLUENCIA DE LA UHI PARA EL MES DE JULIO DE 2002-2016.....	51
FIGURA 15. CORTE DE LA IMAGEN DE LA LLUVIA	51
FIGURA 16. MÓDULO ETM DE TERRSET	52
FIGURA 17. SIGNIFICANCIA DE LA TENDENCIA (MANN-KENDALL) Y TENDENCIA DE LA PENDIENTE (THEIL-SEN) PARA EL MES DE JULIO; A) Y B) MK Y TS DE TEMPERATURA; C) Y D) MK Y TS DEL NÚMERO DE DÍAS CON LLUVIA; E) Y F) MK Y TS DE LA PRECIPITACIÓN TOTAL; Y G) Y H) MK Y TS DE LA MEDIA DE DÍAS CON LLUVIA.	53
FIGURA 18. EJEMPLO DE LA RECLASIFICACIÓN DE MK-P PARA EL MES DE SEPTIEMBRE DEL NDLL, DONDE EL COLOR ROJO ES $P < 0.05$, AMARILLO $P < 0.1$, VERDE $P < 0.2$ Y $P > 0.21$ NO APLICA	54
FIGURA 19. EJEMPLO DE LOS RANGOS DE LA PENDIENTE DE TENDENCIA DE CAMBIO	55
FIGURA 20. MAPAS DE TENDENCIA DE TEMPERATURA PARA ENERO Y FEBRERO	59
FIGURA 21. MAPAS DE TENDENCIA DE TEMPERATURA PARA MARZO Y ABRIL	60
FIGURA 22. MAPAS DE TENDENCIA DE TEMPERATURA PARA MAYO Y JUNIO.....	61
FIGURA 23. MAPAS DE TENDENCIA DE TEMPERATURA PARA JULIO Y AGOSTO.....	62
FIGURA 24. MAPAS DE TENDENCIA DE TEMPERATURA PARA SEPTIEMBRE Y OCTUBRE.....	63
FIGURA 25. MAPAS DE TENDENCIA DE TEMPERATURA PARA NOVIEMBRE Y DICIEMBRE.....	64
FIGURA 26. MAPA DE LA DINÁMICA ESPACIO-TEMPORAL DE LA UHI, Y GRAFICAS DE TAMAÑO DE LA UHI EN KM^2 PARA ENERO Y FEBRERO	67
FIGURA 27. MAPA DE LA DINÁMICA ESPACIO-TEMPORAL DE LA UHI, Y GRAFICAS DE TAMAÑO DE LA UHI EN KM^2 PARA MARZO Y ABRIL	68
FIGURA 28. MAPA DE LA DINÁMICA ESPACIO-TEMPORAL DE LA UHI, Y GRAFICAS DE TAMAÑO DE LA UHI EN KM^2 PARA MAYO Y JUNIO.....	69
FIGURA 29. MAPA DE LA DINÁMICA ESPACIO-TEMPORAL DE LA UHI, Y GRAFICAS DE TAMAÑO DE LA UHI EN KM^2 PARA JULIO Y AGOSTO	70
FIGURA 30. MAPA DE LA DINÁMICA ESPACIO-TEMPORAL DE LA UHI, Y GRAFICAS DE TAMAÑO DE LA UHI EN KM^2 PARA SEPTIEMBRE Y OCTUBRE	71
FIGURA 31. MAPA DE LA DINÁMICA ESPACIO-TEMPORAL DE LA UHI, Y GRAFICAS DE TAMAÑO DE LA UHI EN KM^2 PARA NOVIEMBRE Y DICIEMBRE	72
FIGURA 32. MAPAS DE TENDENCIA DE NÚMERO DE DÍAS CON LLUVIA PARA ENERO Y FEBRERO.....	76

FIGURA 33. MAPAS DE TENDENCIA DE NÚMERO DE DÍAS CON LLUVIA PARA MARZO Y ABRIL	77
FIGURA 34. MAPAS DE TENDENCIA DE NÚMERO DE DÍAS CON LLUVIA PARA MAYO Y JUNIO	78
FIGURA 35. MAPAS DE TENDENCIA DE NÚMERO DE DÍAS CON LLUVIA PARA JULIO Y AGOSTO	79
FIGURA 36. MAPAS DE TENDENCIA DE NÚMERO DE DÍAS CON LLUVIA PARA SEPTIEMBRE Y OCTUBRE	80
FIGURA 37. MAPAS DE TENDENCIA DE NÚMERO DE DÍAS CON LLUVIA PARA NOVIEMBRE Y DICIEMBRE	81
FIGURA 38. MAPAS DE TENDENCIA DE PRECIPITACIÓN TOTAL AL MES PARA ENERO Y FEBRERO.....	84
FIGURA 39. MAPAS DE TENDENCIA DE PRECIPITACIÓN TOTAL AL MES PARA MARZO Y ABRIL	85
FIGURA 40. MAPAS DE TENDENCIA DE PRECIPITACIÓN TOTAL AL MES PARA MAYO Y JUNIO	86
FIGURA 41. MAPAS DE TENDENCIA DE PRECIPITACIÓN TOTAL AL MES PARA JULIO Y AGOSTO	87
FIGURA 42. MAPAS DE TENDENCIA DE PRECIPITACIÓN TOTAL AL MES PARA SEPTIEMBRE Y OCTUBRE	88
FIGURA 43. MAPAS DE TENDENCIA DE PRECIPITACIÓN TOTAL AL MES PARA NOVIEMBRE Y DICIEMBRE	89
FIGURA 44. MAPAS DE TENDENCIA DE MEDIA DE DÍAS CON LLUVIA PARA ENERO Y FEBRERO.....	91
FIGURA 45. MAPAS DE TENDENCIA DE MEDIA DE DÍAS CON LLUVIA PARA MAYO Y ABRIL.....	92
FIGURA 46. MAPAS DE TENDENCIA DE MEDIA DE DÍAS CON LLUVIA PARA MAYO Y JUNIO	93
FIGURA 47. MAPAS DE TENDENCIA DE MEDIA DE DÍAS CON LLUVIA PARA JULIO Y AGOSTO	94
FIGURA 48. MAPAS DE TENDENCIA DE MEDIA DE DÍAS CON LLUVIA PARA SEPTIEMBRE Y OCTUBRE	95
FIGURA 49. MAPAS DE TENDENCIA DE MEDIA DE DÍAS CON LLUVIA PARA NOVIEMBRE Y DICIEMBRE	96
FIGURA 50. GRÁFICAS DE CORRELACIÓN DE NDLL CON LA TEMPERATURA DE LOS MESES DE JULIO Y AGOSTO	98
FIGURA 51. GRÁFICAS DE CORRELACIÓN DE PPTOT CON LA TEMPERATURA DE LOS MESES DE MAYO Y JUNIO.....	99
FIGURA 52. GRÁFICA DE CORRELACIÓN DE PPTOT CON LA TEMPERATURA DEL MES DE OCTUBRE	99
FIGURA 53. GRÁFICAS DE CORRELACIÓN DE MDLL CON LA TEMPERATURA DE LOS MESES DE MAYO Y OCTUBRE	100
FIGURA 54. GRÁFICAS DE CORRELACIÓN DE NDLL CON LA TEMPERATURA DE LOS MESES DE MAYO Y SEPTIEMBRE	101
FIGURA 55. GRÁFICAS DE CORRELACIÓN DE PPTOT CON LA TEMPERATURA DE LOS MESES DE JUNIO Y AGOSTO	102
FIGURA 56. GRÁFICA DE CORRELACIÓN DE PPTOT CON LA TEMPERATURA DEL MES DE SEPTIEMBRE	102
FIGURA 57. GRÁFICAS DE CORRELACIÓN DE MDLL CON LA TEMPERATURA DE LOS MESES DE JUNIO Y AGOSTO	103
FIGURA 58. GRÁFICA DE CORRELACIÓN DE MDLL CON LA TEMPERATURA DEL MES DE SEPTIEMBRE.....	104

ÍNDICE DE TABLAS

TABLA 1. CARACTERÍSTICAS DE LAS ISLAS DE CALOR: SUHI Y AUHI (EPA, 2014)	17
TABLA 2. CARACTERÍSTICAS QUE INFLUYEN EN LA FORMACIÓN DE UHI Y SUS EFECTOS EN EL BALANCE DE ENERGÍA (GARTLAND, 2008).....	18
TABLA 3. CULTIVOS PRINCIPALES (INEGI, 2014)	42
TABLA 4. VALORES ASIGNADOS PARA LA RECLASIFICACIÓN DE LOS DATOS DE LA SIGNIFICANCIA DE TENDENCIA MANN-KENDALL ..	54
TABLA 5. ÁREA DE LAS UHI (KM ²) DE LA CIUDAD DE SANTIAGO DE QUERÉTARO	75
TABLA 6. ÁREA DE LAS UHI (KM ²) DE LA CIUDAD DE SAN JUAN DEL RÍO.....	75

I. INTRODUCCIÓN

Actualmente hemos entrado en una era urbana, ya que más de la mitad de la población vive en zonas urbanas, y se prevé un acelerado crecimiento en años posteriores (Elmqvist, T.; Fragkias, T.; Goodness, J.; Güneralp, B.; Marcotullio, P. J.; McDonald, R. I.; Tidball, K., 2013; Seto & Shepherd, 2009), teniendo efectos locales y regionales en la temperatura y en el tiempo atmosférico de las zonas urbanas (Gartland, 2008; Grossman-Clarke, Stefanov, & Zehnder, 2011; Seto & Shepherd, 2009).

Este fenómeno se ha denominado Isla de Calor Urbana (UHI por sus siglas en inglés) (Carreras i Verdaguer et al., 1990), ya que se observa en espacios urbanos densamente ocupados, incluyendo la periferia rural o peri-urbana, generan un patrón espacial concéntrico de calor artificial, vinculado al comportamiento de la contaminación del aire (Changnon Jr, Semonin, & Huff, 1976), o al cambio de uso de suelo y/o pérdida de cubierta vegetal, que son remplazadas por superficies artificiales e impermeables con una alta capacidad de absorción y retención del calor solar (Gartland, 2008; Grossman-Clarke et al., 2011). Alterando el balance hídrico y energético (Córdova, 2011), teniendo un efecto directo sobre la lluvia y el viento, generando anomalías en la extensión y la magnitud sobre los mismos, relacionadas con el tamaño del área urbana (Changnon, 1992).

Hoy en día existen diversos estudios que analizan las UHI desde el punto de vista de su extensión, sin embargo, existen pocos estudios que analizan su variabilidad espacio-tiempo y sus posibles efectos (espacio-tiempo) en la distribución e intensidad de la lluvia en zonas urbanas. Por lo que este estudio pretende sentar bases que contribuyan al entendimiento de la interacción de los procesos naturales y antrópicos, en dos de las ciudades más importantes del estado de Querétaro; Santiago de Querétaro y San Juan del Río, ciudades que desde los años ochenta han presentado uno de los crecimientos más pronunciados (Serna, 2010) , por su cercanía a la Ciudad de México y por ser paso obligado en el centro

del país (Becerril-Pina, Mastachi-Loza, González-Sosa, Díaz-Delgado, & Bâ, 2015).

El análisis del comportamiento de las islas de calor y su probable influencia sobre la lluvia se basó en técnicas de teledetección y geoestadística, a partir de bases de datos satelitales de alta resolución y registros climatológicos de la zona de estudio.

1.1 Descripción del Problema

En las últimas décadas las condiciones climatológicas de las ciudades se han visto modificadas en todo el mundo, la causa principal es el cambio de uso de suelo propio de la urbanización, que ha traído consigo efectos importantes en el bienestar de la población. Una de las consecuencias más importantes de este proceso de urbanización es la denominada *isla de calor urbano* (UHI). Este fenómeno genera valores más altos de temperatura de las superficies en comparación con las áreas rurales cercanas.

En la actualidad varios estudios han estimado el aumento de la temperatura, así como el comportamiento de la precipitación, sin embargo, existen pocos estudios enfocados a cambio climático regional y local (Cortés, Arzate & Lozano, 2012) que analizan la variabilidad de las islas de calor urbano y sus posibles efectos en la distribución (espacio-temporal) e intensidad de la lluvia en zonas urbanas. Por lo que este estudio pretende sentar bases que contribuyan al entendimiento de la interacción de los procesos naturales y antrópicos, específicamente en dos de las ciudades más importantes del estado de Querétaro, Santiago de Querétaro y San Juan del Río. Desde los años ochenta el crecimiento de la entidad federativa fue expansiva; en la década siguiente llevó a constituir lo que oficialmente se reconoció como la zona metropolitana de la ciudad de Querétaro y el corredor industrial Querétaro-San Juan del Río, siendo este el reflejo de una organización creciente que ha constituido un área de influencia importante en el sur y poniente del estado (Serna, 2010)

Cortés et al. (2012) mencionan que el acelerado crecimiento de la ciudad de Querétaro y San Juan del Río ha ocasionado una presión sobre los recursos naturales, principalmente agua y suelo. Este último se ha visto constantemente alterado por la pérdida de cobertura vegetal, debido a la rápida expansión de la industria y de las zonas urbanas.

Un estudio realizado por Cortés et al. (2012) para el periodo de 1940 a 2010, demostró que en la porción sureste del estado de Querétaro se registró una disminución de lluvia total a un ritmo de -1.5 mm/año, mientras que, para la cantidad de precipitación máxima mensual en un día, mostró una leve tendencia positiva de 0.1 mm al año, lo que podría ser reflejo de un aumento en la lámina de precipitación en lluvias aisladas. Mientras que la temperatura mínima tuvo un incremento de 2.6 °C en la última década. Por lo anterior se hace necesario analizar las tendencias en la escala espacio-temporal de la lluvia en una zona de gran auge socioeconómico como lo son las ciudades de Santiago de Querétaro y San Juan del Río.

1.2 Hipótesis

La determinación de la extensión de las islas de calor, así como su evolución en el tiempo permitirá asociar el comportamiento de la distribución espacio-temporal de la lluvia, esto mediante el uso de imágenes de satélite tipo raster de LST (Land Surface Temperature, por sus siglas en inglés) y precipitación (base de datos de DAYMET).

1.3 Objetivos

1.3.1 Objetivo General

Analizar la dinámica espacio-temporal de la isla de calor urbana de las Ciudades de Santiago de Querétaro (SQ) y de San Juan del Río (SJR), para determinar su posible influencia en la distribución espacio-temporal de la lluvia.

1.3.2 Objetivos Específicos

- Delimitar las islas de calor a partir de la extensión del área de estudio para determinar su comportamiento utilizando el producto LST de MODIS.
- Describir la dinámica de la lluvia de las islas de calor para observar su variación espacio-tiempo con la base de datos de precipitación DAYMET.
- Interpretar la correlación de las islas de calor con la lluvia para comprender el efecto sobre esta última.

II. ANTECEDENTES DE LA ISLA DE CALOR URBANA Y SUS EFECTOS

2.1 Internacionales

En la actualidad alrededor del mundo se han registrado alteraciones en la variabilidad espacial y temporal de parámetros climáticos, principalmente la precipitación y la temperatura, que van desde El Cairo a Tokio, Londres a Dallas y Delhi a Nairobi, es decir, las ciudades de todas las condiciones culturales y físicas han sido el foco de una investigación formal de la UHI, provocada por el crecimiento excesivo de la población (Stewart et al., 2012).

La primera documentación sobre las islas de calor urbano ocurre en el estudio de Howard (1818) sobre el clima de Londres, en el que encontró "un exceso de calor artificial" en la ciudad en comparación con el resto del país. Asimismo, Renou (1855) realizó descubrimientos similares sobre París, y Schmidt (1917) encontró estas condiciones en Viena. En 1958, Manley con estudios posteriores en París y en Viena confirmó este mismo fenómeno denominándolo "Heat Island" o "isla de calor".

Por otra parte, Horton (1921) señaló una tendencia en la formación de tormentas sobre las grandes ciudades a diferencia de ciudades cercanas de tipo rural. Los trabajos de Landsberg (1956) también señalaron los impactos potenciales de las grandes áreas urbanas sobre los patrones de lluvia.

Changnon et al. (1976) evaluaron el comportamiento anómalo de la precipitación en el Noreste de Indiana (la anomalía La Porte). Posteriormente se reportó un incremento de la precipitación de un 30 a 40%, tormentas eléctricas y granizo durante el periodo 1935-1965 (Changnon Jr, 1980) vinculado a los efectos urbanos e industriales en la atmosfera. Los autores establecieron algunos factores que podrían estar desencadenando la anomalía en las zonas urbanas: 1) la existencia de efectos termodinámicos que conducen a más nubes, con mayor altura e inestabilidad, 2) efectos termodinámicos y mecánicos que producen zonas de confluencia y 3) la formación de núcleos gigantes agregados que conducen a

un proceso de coalescencia más vigoroso y más frecuente en las zonas urbanas que en las zonas rurales. Esto permitió a los científicos dar un gran paso en la comprensión del comportamiento de la contaminación del aire y de la isla de calor como consecuencia del industrialismo y del urbanismo, encontrando que estos cambios tienen un efecto directo sobre la precipitación (Changnon Jr et al., 1976).

En los años de 1970 en los Estados Unidos se llevó a cabo el proyecto Metropolitan Meteorological Experimente (METROMEX) (Huff & Vogel, 1978) para evaluar los efectos de la urbanización sobre la precipitación. En general, los resultados del METROMEX demostraron que los efectos urbanos conducen a una mayor precipitación durante los meses de verano (Changnon Jr et al., 1976; Huff & Vogel, 1978). También indicaron que la extensión y magnitud de las anomalías de precipitación urbana y de viento estaban relacionadas con el tamaño del área urbana (Changnon, 1992).

Por otro lado, Hjelmfelt (1982) utilizó un modelo numérico con el cual simuló la UHI de St. Louis, Missouri, y encontró velocidades verticales positivas a favor del viento de la ciudad, y sugirió que las anomalías de las nubes y la precipitación están relacionadas con las perturbaciones en la dinámica de la capa límite causada por la isla urbana y la rugosidad superficial.

Al respecto Jauregui (1984), menciona que existen diferencias sustanciales entre las ciudades tropicales y las de latitudes medias, por ejemplo, la altura de la estructura urbana es menor en las latitudes tropicales con respecto a las latitudes medias sin embargo manifiestan el mismo fenómeno de isla de calor, es decir, que no importa la configuración de la estructura urbana, ya que ésta de manera continua y por su naturaleza genera calor artificial.

Con respecto al análisis de la temperatura, existen varios estudios en los que se han enfocado a las variaciones espacio-temporal sobre las ciudades. De acuerdo con Córdova (2011), en el 2010 en la ciudad de Caracas se muestran anomalías térmicas importantes, además de que se registró un aumento de material particulado en suspensión. Mientras que en el Valle de Aburra, ubicada en Colombia, se registró un aumento en la temperatura máxima poco más de 7 °C, y

cerca de 3 °C en la temperatura promedio en el periodo de 1986 a 2010 (Trujillo, 2012).

En el área metropolitana de Santiago de Chile se reportó que las temperaturas mínimas urbanas son mayores a las rurales en casi 2 °C, mientras que las temperaturas máximas se alcanzan en las áreas rurales. Demostrando que la ciudad posee menor amplitud térmica por el efecto de la isla de calor, lo cual queda reflejado en los 6 °C de diferencia entre ambas zonas (Espinoza & Vide, 2013).

2.2 Nacionales

Debido a la tendencia de crecimiento urbano en el país en las últimas cinco décadas se han realizado estudios encaminados a diagnosticar sobre la distribución espacio-temporal del clima en las ciudades (Sánchez & Barradas, 2001), así como sus efectos locales o regionales en los patrones de lluvia y temperatura, donde las variaciones de temperatura parecen aumentar con el desarrollo de la ciudad (Kaeslin, E., Redmond, I., & Dudley, N., 2013).

En México el crecimiento urbano ha tenido contrastes importantes, para el año 1950 la población urbana representaba casi el 40%, actualmente casi el 80% de la población vive en zonas urbanas y se espera que para el año 2050 solo el 12% de la población habite en zonas rurales (Un, 2015) estos datos muestran un panorama sin precedente en la historia nacional.

Los efectos de la urbanización sobre fenómenos climáticos han sido analizados en algunas ciudades del país. En Xalapa, Tejeda & Acevedo (1990) identificaron para el periodo 1923 a 1988 una clara tendencia de incremento en la temperatura media anual vinculada al aumento de la urbanización, sin embargo, las series de tiempo de las precipitaciones no mostraron ninguna tendencia. De acuerdo con Fuentes (2015), en Tampico se presenta el fenómeno del mesoclima tropical debido a las Islas de Calor, esto es el proceso de las diferencias de temperatura del Sistema Lagunario-Ciudad-Golfo de México, generando discrepancias de la presión local.

Asimismo, en la Ciudad de México se encontró un incremento en el número de tormentas convectivas, de cuatro por década en 1960 y alrededor de veinte en la década de 1980, atribuyendo estos cambios al efecto de la UHI (Magaña, Pérez, & Méndez, 2003). Por otro lado, para el periodo 1985 a 1993 se reportó que los registros de precipitación mensuales mostraron un aumento de 5 mm al año en la parte Oeste de la Ciudad de México (Ochoa, Quintanar, Raga, & Baumgardner, 2015).

Cortés et al. (2012) mencionan que, a diferencia de la precipitación, la temperatura ha resultado más indicativa de persistencia con plazos largos o de cierta variación o tendencia de cambio en el comportamiento regional en el estado de Querétaro. En el año 2013 se realizó un estudio de la intensidad de la UHI y el efecto de la cobertura vegetal sobre la regularización de la temperatura del aire en la Ciudad de Querétaro, obteniendo como resultado un patrón de variación de la UHI independientemente de la estación y el estado de la cubierta vegetal. Durante las primeras horas del día (0:00 a 11:00 LT) la intensidad permanece entre 2 y 3 °C, mientras que entre 15:00 y 16:00 LT alcanza un aumento sustancial de 5 °C como máximo, pero entre las 17:00 y las 19:00, la UHI disminuye y permanece entre 2 - 3 °C durante toda la noche (Colunga, Cambrón-Sandoval, Suzán-Azpiri, Guevara-Escobar, & Luna-Soria, 2015).

Finalmente, para la ciudad de Toluca se detectó un incremento en las precipitaciones, a partir de la década de 1990 pasando de una media anual en la ciudad de 760 mm a 805 mm, lo que podría estar vinculado con la formación de la UHI, identificando un aumento de 3 °C durante el día y 1.5 °C durante la noche (Méndez, Uribe, & Becerril, 2007).

III. MARCO TEÓRICO

3.1 Zonas semiáridas

El clima está dado por ciertos factores (latitud, altitud y distribución de las tierras y los mares), y elementos (termodinámicos y acuosos) dados en algún punto de la superficie terrestre (Vivó, 1977). Los climas secos corresponden a zonas de divergencia de las masas de aire y convección descendiente en los climas tropicales.

En México el clima seco estepario (Bs), se ha caracterizado por presentar una precipitación anual inferior a 750 mm en la zona intertropical; de 500 mm en zona templada con lluvias en verano, y de 300 mm en zona templada con lluvias en invierno. Este tipo de clima presenta dos variantes: 1) cálido, con temperaturas medias superiores a los 18 °C, mostrándose en la parte noreste de la Mesa del Centro del país, norte de la Sierra Madre Oriental y la Sierra Madre Occidental; y 2) fría, en la porción noreste de la Sierra Madre Oriental y al sur de la Sierra Madre Occidental (INIFAP, 2018)

En México, poco más del 50% de su superficie presenta climas áridos y semiáridos, de los 32 estados que integran el territorio nacional, 25 se distribuyen en clima árido o semiárido, entre ellos se encuentra el estado de Querétaro (Cervantes, s.f.).

3.2 Precipitación

Se refiere a todas las aguas meteóricas que caen sobre la superficie de la tierra, tanto en forma líquida, como sólida siendo nieve o granizo (Segeer & Villodas, 2006).

De acuerdo con Vivó (1977) para que pueda precipitar es necesario que se produzcan las nubes, y para ello son necesarias tres condiciones:

- a) Que exista humedad en la atmosfera.
- b) Que existan núcleos higroscópicos (pequeñas partículas de sal, polvo, hollín) que sirva de núcleo de sustentación al vapor de agua.

- c) Que se produzca un enfriamiento suficiente para que se dé la condensación.

Existen distintos tipos de condensación:

- a) Por contacto → Se produce en superficies frías, cuando el aire húmedo alcanza la saturación, generando el rocío, la escarcha o helada.
- b) Por evaporación → Se genera por la llegada de masas de aire frío a la superficie de aguas más cálidas, provocando la formación de neblinas.
- c) Por mezcla de aire → Se produce en los frentes cálidos y fríos de zonas templadas.
- d) Por convección → Se genera por corrientes convectivas (ascendentes o descendentes).

Estas dos últimas originan las nubes, siendo los tipos fundamentales de nube los estratos, nimbus, cúmulos y cirros.

La USGS (2016) y la NOAA (2010) mencionan que la precipitación es el agua que se libera de las nubes en forma de lluvia, lluvia helada, aguanieve, nieve o granizo, siendo la conexión primaria en el ciclo del agua que proporciona la entrega de agua atmosférica a la Tierra.

De acuerdo con Segerer & Villodas (2006) los tipos de precipitación se pueden dividir de acuerdo con la forma en la que caen, haciendo mención de los más representativos:

- a) **Lluvia** → La precipitación atmosférica de gotas de agua en estado líquido, la mayor parte de ellas tiene generalmente un diámetro igual o mayor que medio milímetro, y caen, con una velocidad superior de aproximadamente dos metros por segundo.
- b) **Llovizna** → Se trata de precipitación análoga a la lluvia, pero con gotas de diámetro inferior al medio milímetro, uniformemente disperso y muy numeroso.
- c) **Nieve** → Se encuentra formada por agrupaciones cristalinas de hielo en estrellas hexagonales, ramificadas y con frecuencia mezcladas con cristales simples.

- d) **Agua Nieve** → Precipitación de nieve en fusión, mientras cae sola o con la lluvia.
- e) **Granizo** → Granos de hielo traslúcidos, que se produce por nubes convectivas, su densidad es de aproximadamente 0.8 g/m^3 y su diámetro varía entre 5 y 50 mm e incluso superiores.

De acuerdo con Chereque (1989) la formación de las precipitaciones requiere la elevación de una masa de agua en la atmósfera de tal forma que se enfríe y parte de su humedad se condense. Por ello, las precipitaciones se pueden dividir en:

- a) **Precipitaciones convectivas** → La elevación convectiva del aire debido al calentamiento de éste por radiación solar (Pielke Sr et al., 2007). Se produce la condensación del vapor al alcanzar zonas más frías. Este tipo de precipitación suele ir acompañado por efectos de descarga eléctrica. Se suelen dar en zonas ecuatoriales y templadas.
- b) **Precipitaciones orográficas** → La elevación del aire es producida por la existencia de una cadena montañosa. Los vientos procedentes del océano y cargados con aire húmedo se encuentran con una cadena montañosa que eleva el aire a capas más frías, condensándose el vapor y constituyendo nubes y, por tanto, posibles precipitaciones.
- c) **Precipitaciones ciclónicas** → En este caso la elevación de masas de aire se produce sobre una masa de aire frío por un pasaje frontal o superficie de contacto. Las masas más húmedas y cálidas se elevan hasta zonas frías, donde se condensan y originan las precipitaciones.

De acuerdo con Breña & Jacobo (2006), estos fenómenos meteorológicos pueden darse a gran escala (trópicos o círculos polares) o pequeña escala, este último puede comprender alrededor de 100 km aproximadamente, pudiéndose desarrollar nubes del tipo cúmulus o cumulonimbus, asociada comúnmente a las tormentas. La evolución de un cumulonimbo se divide en tres etapas:

- a) Cúmulo, en esta etapa se desarrolla una celda donde el aire se desplaza en forma vertical como consecuencia del calentamiento intenso de la superficie o por alguna barrera orográfica.

- b) Madurez, en un intervalo de 10 a 15 minutos, el número y tamaño de las gotas aumenta hasta que precipita y es cuando se desarrollan fuertes corrientes verticales descendentes, favoreciendo el enfriamiento del aire en la parte baja de la celda; y;
- c) Disipación con el eventual término de la precipitación, en donde la corriente vertical descendente predomina sobre la ascendente, hasta que ambas cesan por el aumento de la temperatura.

A escala regional, la precipitación se caracteriza por presentar una alta variabilidad espacio-temporal (Puertas, Escobar, & Angel, 2011)

3.3 Islas de Calor Urbana (UHI)

Los climas urbanos pueden ser considerados socioclimas, en la medida que las características de temperatura, humedad y ventilación se relacionan directamente con los usos y coberturas del suelo (Romero & Opazo, 2011).

De acuerdo con Córdova (2011), las UHI se refieren al gradiente térmico que se observa entre los espacios urbanos densamente ocupados, incluyendo la periferia rural o peri-urbana, generando un patrón espacial concéntrico de isla térmica urbana, pudiéndose asociar a la pérdida de cubierta vegetal por materiales impermeables como el concreto, alterando el balance hídrico y energético, y por ende, elevando la temperatura en zonas urbanas.

Rasilla, Allende, & Fernández (2016), mencionan que las áreas urbanas muestran una distribución asimétrica de las temperaturas, con sesgo positivo durante el día y negativo por la noche, mientras que los restantes muestran una distribución simétrica. Así mismo la cobertura vegetal es inversamente proporcional a la temperatura de la superficie durante el día, siendo los usos de suelo más frescos a las masas forestales. Siendo capaces de modificar y modular las variables microclimáticas de tal forma que generan una entidad discreta al mostrar fronteras bien delimitadas que las separan de sus alrededores (Sánchez & Barradas, 2001).

Estas fronteras son gradientes térmicos horizontales y superficiales, en las que se presentan mayores temperaturas en las ciudades en comparación con las regiones rurales circundantes. Este fenómeno que se produce en las áreas urbanas y suburbanas como consecuencia de la utilización de materiales con una alta capacidad de absorción y retención del calor solar (albedo), muy superiores a las de los materiales naturales o de las áreas rurales menos desarrolladas (Gálvez, 2014) , alterando significativamente las propiedades aerodinámicas, radiactivas, térmicas e hídricas de la superficie (Sánchez & Barradas, 2001)

En la Isla de Calor Urbana se genera ascenso de aire cálido y por consiguiente crea una baja presión atmosférica relativa, acentuando la circulación local del aire que proviene de áreas más frías, desplazando masas de aire contaminado a otras áreas cercanas, debido a la cantidad de energía radiada por la superficie, impidiendo los procesos de advección y turbulencia, pues estas son las que favorecen el intercambio de calor entre la superficie y la atmósfera cercana a la superficie (Romero & Sarricolea, 2006). En las zonas urbanas se recibe de 10-30% menos radiación solar debido a la contaminación, pero esa pérdida esta considerablemente sobrepasada con la radiación de onda larga emitida por la superficie urbana y por la capa de contaminación, y sobre todo por la masa de edificios que almacenan el calor solar y lo emite después, mientras que las áreas rurales mantienen una inercia térmica mucho menor (Gómez, 1985).

En las áreas urbanas se modifican los procesos de la capa próxima de diferentes maneras, en algunos lugares las superficies de cobertura natural son reemplazadas por superficies artificiales con diferentes propiedades térmicas, siendo materiales que pueden captar más energía del sol y convertirlo en energía sensible incrementando la temperatura del aire. Otro factor que contribuye a la UHI se atribuye a las diferencias en superficie del albedo y el calor antropogénico en la zona urbana, provocando un aumento de 2 a 10 °C (Shepherd, 2005).

Gómez (1985) identifica diferentes modalidades las cuales se introducen a causa de factores naturales o urbanos:

- a) **Tipo de tiempo**, en el cual los valores máximos se alcanzan con el aire en calma y cielo despejado, atenuando la isla de calor y desplazándola hacia sotavento, mientras que con vientos fuertes esta puede llegar a desaparecer como podría ocurrir con un cielo cubierto o con precipitaciones.
- b) **El ritmo diario y estacional**, se refiere a la variación de la temperatura con respecto a un periodo de tiempo, afectando principalmente las temperaturas mínimas, pudiéndose decir que mientras en el campo se enfría más deprisa posterior a la puesta de sol, en las grandes urbes se mantiene la temperatura hasta el amanecer.
- c) **El tamaño y crecimiento de la ciudad**, con respecto a un centro voluminoso y una morfología urbana muy compacta debilita el viento que actúa sobre la isla de calor.
- d) **La topografía con relieve accidentado** en las ciudades, con tiempo anticiclónico y aire en calma, se produce acumulación de aire frío y pesado en las partes bajas con inversión térmica, es decir, que podría generar una temperatura menor que en los sitios elevados.
- e) **La edificación o centros con construcciones altas** son de gran capacidad térmica, mientras que la difusión de calor es lenta por las calles relativamente estrechas, llamados “cañones urbanos” y en cambio en la periferia disminuye el volumen urbano; siendo este último el que influye en;
- f) **La distribución vertical de las temperaturas**, en las que muestra notables anomalías sobre todo nocturnas en la que la temperatura varía hasta 100 metros, mientras que en el campo hay una fuerte inversión térmica por irrigación hasta 30 metros.

En general se pueden identificar tres aspectos que caracterizan la UHI: su intensidad, forma o configuración y la localización del máximo térmico. Sin embargo, es importante destacar que estas características pueden variar en cada ciudad en función de factores como los de tipo (Moreno, 1999).

- a) Temporal; que hacen referencia al momento del día y a la época del año.
- b) Meteorológico; relativos al estado del tiempo.
- c) Geográfico de acuerdo con la localización de la ciudad, incluyendo su topografía.
- d) Urbano; considerando las características urbanas propias de cada ciudad.

3.3.1 Tipos de Isla de Calor Urbana (UHI)

La UHI se puede definir como clima urbano, de este pueden reconocerse dos tipos; Isla de Calor Urbana Atmosférica (AUHI, por sus siglas en inglés), que representa las diferencias de temperatura en el aire en zonas urbanas y zonas rurales (que a su vez se divide en dos: Isla de Calor de la Capa de Dosel (CLHI) y la Isla de Calor de la Capa de Perímetro (BLHI); e Isla de Calor Urbana de Superficie (SUHI), que indica la diferencia de temperatura en superficies artificiales (pavimento, edificios, tejados, etc.) y las naturales (vegetación) (Uribe, 2014).

Los dos tipos de islas de calor difieren en las formas en que se desarrollan, las técnicas utilizadas para identificarlas y medirlas, sus impactos y, hasta cierto punto, los métodos disponibles para mitigarlos (EPA, 2014; Voogt, 2008).

Voogt (2008) las describe de la siguiente manera:

- a) **La SUHI** se refiere al calor relativo de las superficies urbanas.
- b) **La CLHI** es la capa de aire de las ciudades que está más cercana a la superficie, la cual se extiende hacia arriba aproximadamente hasta la altura media de las edificaciones.
- c) **BLHI** está por encima de la capa de dosel urbana, la cual puede ser de 1 kilómetro (km) o de más espesor durante el día, y encogerse a cientos de metros o menos durante la noche, forma una cúpula de aire más caliente

que se extiende en dirección del viento más allá de la ciudad. El viento a menudo le cambia la forma a la cúpula por una forma de pluma.

3.3.2 Características básicas de SUHI y AUHI

La transformación del medio natural alcanza su máxima expresión en las ciudades por la acción del hombre, comprometiendo no solamente el paisaje natural, en el que a medida que los edificios y vías de circulación avanzan hacia áreas periféricas, sino también las condiciones climáticas, y con ello las variaciones en los parámetros meteorológicos más ligados a las condiciones de superficie subyacente (Steffens, Pícolo, González, & Navarrette, 2001). Herbel, Croitoru, Imbroane, & Petrea (2015) mencionan que la AUHI es débil por la mañana y por el día, pero puede ser más intensa después del atardecer y especialmente después de medianoche, mientras que la Isla de Calor Superficial se presenta en el día y en la noche, pero es más intensa en la tarde (Tabla 1).

Tabla 1. Características de las Islas de Calor: SUHI y AUHI (EPA, 2014)

Característica	SUHI	AUHI
Desarrollo temporal	-Se presenta todo el tiempo, durante el día y la noche. -Es más intensa durante el día y en verano.	-Puede ser pequeña o inexistente durante el día. -Más intensa por la noche o antes del amanecer y en el invierno.
Intensidad pico (Condiciones de UHI más intensas)	Mayor variación temporal y espacial: -Día: 10 a 15 °C -Noche: 5 a 10 °C	Menor variación: -Día: -1 a 3 °C -Noche: 7 a 12 °C
Método de identificación típico	Mediciones indirectas -Sensores remotos.	Mediciones directas -Estaciones meteorológicas fijas. - Móviles transversales.
Descripción típica	-Imagen térmica.	-Mapa de isotermas. -Gráfico de temperatura.

3.3.3 ¿Cómo se forman y que efectos tienen las UHI?

Existen diversos factores que, de acuerdo con Rizwan, Dennis, & Chunho (2008), contribuyen a la ocurrencia e intensidad de las islas de calor que podrían ser categorizados como regulables o irregulables y pueden ser agrupados en efectos

temporales, que alteran la velocidad del viento y la cobertura de nubes; y efectos permanentes en áreas verdes debido al reemplazo por materiales impermeables (Tabla 2). Cabe mencionar que es complicado establecer la estacionalidad de la máxima intensidad de la Isla de Calor, debido a que depende de la localización geográfica de la ciudad, así como el clima y el mismo entorno de la ciudad (Espinoza & Martín-Vide, 2013).

Una de las variables más importantes y sensibles a los cambios es la humedad relativa, ya que un aumento de 50% supondría una disminución de la isla de calor entre 2.7 y 5.6 °C. Por su parte la presión atmosférica tiene impactos positivos o negativos en la temperatura urbana, sobre todo en verano, pues un canal de alta presión implicaría un aumento de la isla de calor de hasta 4.05 °C (Espinoza & Vide, 2013).

Tabla 2. Características que influyen en la formación de UHI y sus efectos en el balance de energía (Gartland, 2008)

Factores que contribuyen a la formación de Islas de Calor	Efectos en el balance de energía
Falta de vegetación	Reduce la evapotranspiración
Uso de superficies impermeables	Reduce la evaporación
Aumento de la difusividad térmica de los materiales urbanos	Mayor almacenamiento de calor
Baja reflectancia de los materiales urbanos	Aumento de la radiación neta
Geometrías urbanas que atrapan el calor	Aumento de la radiación neta
Geometrías urbanas que reducen la velocidad del viento	Reduce la convección
Incremento en los niveles de contaminación en el aire	Aumento de la radiación neta
Mayor uso de energía	Aumento del calor antropogénico

3.3.4 Islas de Calor Urbana y Precipitación

Las UHI modifican la intensidad y dirección del viento, y la inestabilidad atmosférica, lo que genera mayor abundancia de núcleos de condensación y movimientos ascendentes del aire, lo que genera un aumento en las lluvias. Con respecto a la variable de temperatura parece aumentar a la par del desarrollo de la ciudad, por lo que los valores medios de series largas de tiempo pueden resultar afectadas (Gómez, 1985). Las islas de calor también producen células convectivas y estas están asociadas a la difusión de contaminantes al igual que al incremento en las precipitaciones dentro de la ciudad (Terjung & O'Rourke, 1980).

De acuerdo con Gómez (1985), la formación de nubes es favorecida por dos causas: convección, que actúa debido al calor (sobre todo en verano), y contaminación, especialmente con inversión térmica (mayormente en invierno), lo que aumenta los núcleos de condensación de nubes.

En general se aprecia que en las grandes y medianas ciudades llueve entre 5 y 10% más que en las zonas rurales. Los motivos que se han identificado son:

- a) El efecto de obstáculo determina más lentitud en el paso de los procesos originadores de lluvia, y por tanto mayor caída total.
- b) La "isla de calor" ocasiona movimientos ascendentes del aire, que incluso pueden iniciar la precipitación.
- c) Los productos de la contaminación pueden iniciar una lluvia en nubes superenfriadas (Gómez, 1985).

3.4 Métodos para determinar las Islas de Calor Urbana

La determinación de la isla de calor urbano es un indicador importante en la evaluación de la severidad y efectos de la urbanización en una región (Rizwan et al., 2008). Herbel et al. (2015) mencionan que existen cinco métodos básicos que permiten determinar la isla de calor urbana: estaciones fijas, transversales móviles, sensores verticales, balance de energía y teledetección.

3.4.1 Estaciones fijas

La mayoría de las ciudades de todo el mundo tienen estaciones meteorológicas con años de información acumulada sobre las temperaturas del aire, la velocidad del viento, la cobertura de las nubes, la humedad y los niveles de precipitación.

Los datos de estaciones fijas se han utilizado de tres maneras:

- a) Comparar estaciones meteorológicas (Correa, De Rosa, & Lesino, 2005).
- b) Estudiar datos de múltiples estaciones para encontrar impactos regionales bidimensionales (Méndez, Návar, González & Treviño, 2007).
- c) Investigar un gran conjunto de datos históricos para evaluar las tendencias de las islas de calor a través del tiempo en una región (Méndez et al., 2007).

3.4.2 Transversales móviles

Este método se considera una forma económica de estudiar las islas de calor de un área urbana, suburbana y rural. Se lleva a cabo siguiendo una trayectoria o ruta predeterminada a lo largo de una región, deteniéndose en lugares representativos para tomar la lectura (usando un conjunto de instrumentos meteorológicos) en cualquier momento del día y de la noche, durante un tiempo calmo y despejado para medir las máximas intensidades de las islas de calor (Steffens et al., 2001). La mayoría de estos recorridos suelen completarse en menos de una hora, aunque las temperaturas registradas a menudo necesitan ser ajustadas con datos de una o más estaciones fijas.

3.4.3 Sensores verticales

Este método consiste en la instalación de equipos de monitoreo en torres de radio, lanzamiento de globos meteorológicos instrumentados, o volando a diferentes altitudes en un helicóptero.

Considerando que la superficie de la tierra influye en los 10 kilómetros más de la atmósfera (troposfera), la mayoría de estos efectos están confinados en una región más superficial de 1 a 1.4 kilómetros llamada capa límite (Grossman &

Clarke et al., 2011), donde el calor y la fricción de la superficie crean el calor del aire, elevándolo a la atmósfera y a la capa límite.

3.4.4 Balance de energía sobre superficies urbanas

Sánchez & Barradas (2001), mencionan que uno de los mecanismos más afectados es el balance de energía, debido al sistema ciudad-atmosfera, ya que la energía disponible o radiación neta en un sitio dado por el balance de radiación superficie-atmósfera, se disipa principalmente por el calor usado en el calentamiento del aire (flujo de calor sensible) y el usado en la evaporación de agua (flujo de calor latente). Desafortunadamente este último es el que presenta el cambio más drástico, debido a que las áreas húmedas son reducidas en el área urbana. Al disminuir el flujo de calor latente, se incrementa el flujo de calor sensible, lo que por consecuencia genera mayor calentamiento del aire superficial y con ello la temperatura del sistema urbano.

El calor generado por las superficies urbanas puede ser estimado con el balance de energía propuesto por Oke (1978):

$$Q^* + Q_F = Q_H + Q_E + \Delta Q_S + \Delta Q_A$$

Dónde, Q^* es la radiación neta, Q_F , Q_E y Q_H representan el calor antropogénico, flujo de calor latente y sensible, respectivamente. ΔQ_S es el almacenamiento de calor neto y ΔQ_A la advección del calor neto.

Según Jáuregui (1995) el balance energético en un área urbana muestra la forma en la que se distribuye la energía del sol que llega a la ciudad, por lo que el balance de energía se puede reestructurar en la siguiente expresión:

$$Q^* + Q_F = Q_H + Q_E + Q_G$$

La radiación neta (Q^*) que incide en las superficies urbanas (menos la reflejada por estas), más la radiación terrestre agregada al calor que genera la ciudad (Q_F) se reparte por un lado calentando el aire (Q_H) y evaporando las superficies húmedas -parques, jardines y camellones- (Q_E); a lo anterior hay que agregar el calor que se almacena en las superficies urbanas (Q_G).

El calor antropogénico representa el calor generado por fuentes móviles y estáticas en un área. Este componente ha sido modelado como la suma del calor generado por los edificios, vehículos y la gente. Este término puede ser significativo o no, dependiendo del área y el uso de energía con diferentes tendencias (diurna, estacional o semanal) (Rizwan et al., 2008).

3.4.5 Teledetección

Con el avance en la tecnología satelital, la observación térmica mediante sensores remotos ha posibilitado el análisis y seguimiento de las islas de calor urbano. La temperatura de superficie obtenida mediante imágenes de satélite contiene los efectos de las propiedades radiativas y termodinámicas de la superficie, incluida la humedad, emisividad, albedo, entradas de energía, efectos atmosféricos y transporte turbulento en la superficie (Mirzaei & Haghghat, 2010). Por lo que la teledetección representa una herramienta en el análisis y monitoreo de la ocurrencia, intensidad y desarrollo de la isla de calor urbano (Romero & Sarricolea, 2006).

3.5 Evaluación de la UHI usando datos satelitales

La teledetección es una técnica que permite adquirir imágenes de la superficie terrestre desde sensores instalados en plataformas espaciales, suponiendo que entre la Tierra y el sensor existe una interacción energética, ya sea por reflexión de energía solar o de un haz energético artificial, ya por emisión propia. Un sistema de teledetección espacial requiere los siguientes elementos Chuvieco (1996) :

- a) Fuente de energía, que supone el origen del flujo energético detectado por el sensor. Puede tratarse de un foco externo al sensor, en cuyo caso se habla de teledetección pasiva, o de un haz energético emitido por éste (teledetección activa). La fuente de energía más importante es la energía solar.

- b) Cubierta terrestre, formada por distintas masas de vegetación, suelos, agua o construcciones humanas, que reciben la señal energética procedente de una fuente de energía, y la reflejan o emiten de acuerdo con sus características físicas.
- c) Sistema sensor, compuesto por el sensor y la plataforma que lo sustenta. Tiene como misión captar la energía procedente de las cubiertas terrestres, codificarla y grabarla o enviarla directamente al sistema de recepción.
- d) Sistema de recepción-comercialización, en donde se recibe la información transmitida por la plataforma, se graba en un formato apropiado, y, tras las oportunas correcciones, se distribuye a los intérpretes.
- e) Intérprete, que analiza esa información, convirtiéndola en una clave temática o cuantitativa, orientada a facilitar la evaluación del problema en estudio.
- f) Usuario final, encargado de analizar el documento fruto de la interpretación, así como de dictaminar sobre las consecuencias que de él se deriven.

De acuerdo con la plataforma y sensor utilizado, los sistemas de sensores remotos se diferencian entre ellos por las siguientes resoluciones (Becerril, 2015).

- a) Resolución espacial: describe la capacidad del sistema para distinguir objetos en función de su tamaño, suele interpretarse como el tamaño del objeto más pequeño que puede ser distinguido en una imagen: tamaño del píxel sobre el terreno.
- b) Resolución radiométrica: indica la capacidad del sensor para discriminar niveles o intensidades de radiancia. La energía electromagnética recibida por el sensor, cuando se convierte a nivel digital, necesita un formato binario para codificarse. A mayor número de bits reservados, para almacenar el valor de la reflectividad de un píxel, mayor resolución radiométrica. Por ejemplo: de 8 bits se registran valores en un rango de 0 a 255, mientras que con 11 bits se tendrá un rango de 0 a 2048.
- c) Resolución espectral: indica el número y anchura de las bandas espectrales que puede discriminar el sensor. En este sentido, un sensor tendrá una

resolución espectral más grande cuanto mayor sea el número de bandas que proporcione.

- d) Resolución temporal: mide el tiempo de paso del satélite sobre la vertical de un punto, es decir, la periodicidad de adquisición de imágenes, y con ello la capacidad de detectar cambios en el tiempo.

Un estudio llevado a cabo por Rao (1972) abrió las puertas a la posibilidad de analizar las islas de calor urbanas a partir de imágenes térmicas adquiridas por satélite. Según (Grossman- Clarke et al., 2011) la información analizada a partir de imágenes de satélite compara la formación de islas térmicas urbanas con características físicas diferentes en las zonas rurales y urbanas, encontrando un contraste térmico entre la relación campo/ciudad mediante la información aportada por los satélites.

Las principales aproximaciones físicas que representan las áreas urbanas en modelos regionales atmosféricos son: aproximación de rugosidad, única capa de aproximación de intercepción urbana y multicapa de aproximación de intercepción urbana.

3.5.1 Aproximación de rugosidad

En la aproximación de rugosidad, la superficie urbana se trata físicamente como una superficie de suelo, pero ajustando el aumento de la rugosidad, capacidad y conductividad de calor, modificación del albedo, emisividad y disponibilidad de agua por evapotranspiración.

La ventaja de la aproximación de rugosidad es que tiene una baja demanda de parámetros de entrada y simplicidad de acoplamiento. Sin embargo, no resuelve verticalmente los efectos de los edificios.

La rugosidad que suponen los edificios vuelve complejo el estudio del viento, pues estos afectan hasta unos 600 metros, dentro de la “capa límite”, desde un plano de referencia correspondiente a la altura media de las construcciones u otros elementos de rugosidad (Gómez, 1985).

3.5.2 Única capa de aproximación de intercepción urbana

Esta incorpora la geometría urbana en el balance de energía de superficie y cálculos de interrupción del viento, geometría y anchura de una carretera, anchura y altura de un edificio. El balance de energía y la ecuación de conductividad de calor se resuelven para superficies como techos, paredes y caminos.

La demanda de los parámetros de entrada es significativamente mayor que para el enfoque de rugosidad y debe incluir parámetros que definan la geometría urbana promedio, junto con las características físicas del techo, la carretera y materiales de pared como conductividad térmica, capacidad calorífica, albedo y emisividad.

3.5.3 Multicapa urbana de intercepción aproximada (UCM)

El UCM multicapa es actualmente el más complejo entre los enfoques urbanos utilizados en el modelado atmosférico regional, ya que en un UCM multicapa, los intercambios con la atmósfera ocurren a niveles verticales múltiples dentro del pabellón urbano, modificando directamente el pronóstico de las ecuaciones diferenciales del modelo atmosférico regional para incluir términos adicionales tales como fuerza de arrastre urbana, calefacción, producción de energía cinética turbulenta y términos de disipación. Por lo tanto, dentro de los perfiles del dosel urbano la temperatura del aire, la humedad y la velocidad del viento pueden ser predichas por el modelo regional y por consiguiente las condiciones ambientales donde viven los humanos.

3.6 Análisis de tendencias

El análisis de tendencia de una variable meteorológica es un procedimiento estadístico, que a través de pruebas de hipótesis explica el cambio de la variable, arroja la tasa de cambio respecto al tiempo o espacio geográfico, ayuda a identificar regiones y épocas vulnerables a dichos cambios; y responde a la pregunta: ¿el clima está cambiando o se mantiene constante? (Álvarez et al., 2016)

Para estudiar la variabilidad de la precipitación, así como la de la mayoría de las variables naturales, puede ser analizada estadísticamente a partir de los datos recolectados (muestras) para un punto determinado durante largos períodos de observación (decenas de años), ya que los valores o medidas obtenidas permiten caracterizar (con algún margen de incertidumbre), el comportamiento general de dicha variable. Sin embargo, cada propiedad, característica o variable natural presenta, según su naturaleza, condiciones específicas que deben considerarse al momento de analizar su variabilidad o comportamiento (Guerra, Gómez, González, & Zambrano, 2006).

A continuación, se presentan algunas de las pruebas estadísticas más empleadas en el análisis de series de datos y que fueron empleadas en este estudio para el análisis de las islas de calor y de la lluvia.

3.6.1 Análisis de Tendencia Theil-Sen (TS)

Es un estimador no paramétrico altamente recomendado en el análisis de series temporales, se caracteriza por su robustez frente a los valores extremos, ya que la estimación de la pendiente media TS no se ve afectada por valores que superen el 29% de la longitud total de la serie. Las tendencias de la serie temporal se calculan obteniendo la pendiente de las medianas para cada punto.

Recomendable para evaluar la tasa de cambio en una corta o ruidosa serie. Se calcula mediante la determinación de la pendiente entre todas las combinaciones de pares y luego se encuentra el valor de la mediana. Para series largas el resultado suele ser idéntico a la tendencia lineal. En cambio, para las series cortas o muy ruidosas el resultado puede ser muy diferente y es más fiable.

Dónde:

$$T = \frac{2S}{n(n-1)}$$

T → es la pendiente media

S → es la significancia

n → es el número de años

La estimación de tendencia Theil-Sen usualmente se combina con el test Mann-Kendall. En estadísticas no-paramétricas, el estimador de Theil-Sen, es un estimador imparcial de pendiente exacta en una regresión simple. Este puede ser calculado eficientemente y no toma en consideración los valores que generan ruido. Este puede ser significativamente más exacto que una regresión lineal simple para datos asimétricos y heterocedásticos, y compite mejor contra los menos robustos, incluso para datos distribuidos normalmente en términos de poder estadístico (Maral & Mukhopadhyay, 2015).

Maral et al. (2015), mencionan que, si una tendencia lineal está presente en una serie temporal, entonces la pendiente verdadera puede estimarse utilizando un procedimiento no paramétrico simple desarrollado por Sen (1968). Esto significa que el modelo lineal $f(t)$ se puede describir como:

$$f(t) = Qt + B$$

Donde, Q es la pendiente y B es una constante.

Para obtener una estimación de la pendiente Q, se calculan las pendientes de todos los pares de datos:

$$Q_i = \frac{x_j - x_k}{j - k}, 1, 2, \dots, N, j > k$$

Si hay n valores de x_i en la serie de tiempo, tenemos tantas pendientes como $N=N(N-1)/2$ se estima la pendiente Q_i . El estimador de pendiente de Sen es la mediana de N valores de Q_i . Los N valores de Q_i se clasifican desde el más pequeño al más grande.

3.6.2 Test de Mann-Kendall

El test estadístico no paramétrico Mann-Kendall ha sido utilizado frecuentemente para calcular la significancia de tendencia en las series de tiempo hidrológicas (Hirsch & Slack, 1984), la principal razón para la aplicación de este test, en relación con otras técnicas paramétricas radica en ser el indicado para

distribuciones que no presentan normalidad estadística: como frecuentemente ocurre en las series hidroclimáticas. La prueba no-paramétrica más utilizada en la identificación de tendencia en series de variables hidrometeorológicas ha sido la de Mann-Kendall o MK (López, Seoane, Fornero, Rodríguez, & Nuñez, 2007; Muñoz, 2008). La hipótesis nula de la prueba de MK afirma que los datos de una serie de tiempo son independientes e idénticamente distribuidos (Cantor, 2011; López et al., 2007). Estudia la homogeneidad desde el punto de vista de la existencia de tendencia lineal, creciente o decreciente, en las series (Caballero, 2013)

De acuerdo con Muñoz (2008) se desarrolla de la siguiente manera:

- a) Se listan los valores de las variables, de forma ordenada (x_1, x_2, \dots, x_n).
- b) Se obtiene el signo de la diferencia de cada par de valores al comparar sus magnitudes ($x_j - x_k$ = secuencia de valores de la serie de tiempo) con ($j > k$) de acuerdo con lo siguiente:

$$\text{Signo}(x_j - x_k) = \begin{cases} 1 & \text{si } (x_i - x_k) > 0 \\ 0 & \text{si } (x_i - x_k) = 0 \\ -1 & \text{si } (x_i - x_k) < 0 \end{cases}$$

- c) Obtención del estadístico S de Mann Kendall, mediante la ecuación:

$$S = \sum_{k=1}^{n-1} \sum_{j=k+1}^n \text{signo}(x_i - x_k)$$

Si S es positivo se infiere de forma subjetiva que la tendencia es creciente, cuando S es negativo se infiere que hay tendencia decreciente.

- d) Con base a los indicadores se estima una varianza para el estadístico S (Var S) de Mann Kendall, que considera el caso de los empates ($\text{Signo } x_j - x_k = 0$) obtenidos en el paso 2, mediante la ecuación:

$$Var[S] = \frac{1}{18} \left[n(n-1)(2n+5) - \sum_{q=1}^g t_q(t_q-1)(2t_q+5) \right]$$

Dónde:

n= Número de datos

g= Número de grupos vinculados

t_q= Es la cantidad de datos en el grupo q

e) Cálculo del estadístico Z_{MK} mediante:

$$Z_{MK} = \begin{cases} \frac{S-1}{[Var(S)]^{\frac{1}{2}}} si > 0 \\ 0 si S = 0 \\ \frac{S+1}{[Var(S)]^{\frac{1}{2}}} si < 0 \end{cases}$$

f) A partir del estadístico Z_{MK} se evalúa la hipótesis de interés, que puede ser:

- a. H_0 : No hay tendencia vs H_1 : Hay tendencia decreciente cuando el resultado sale <0 .
- b. H_0 : No hay tendencia vs H_1 : Hay tendencia creciente, cuando los valores salen >0 .

El Test de Mann-Kendall nos proporciona un valor de significancia, p-value, así un valor de p-value inferior a 0.05-0.1 nos garantiza que la hipótesis adoptada tiene unas altas garantías de veracidad; a medida que este valor se hace más grande, las probabilidades van disminuyendo; hasta que, llegando a un valor de 1, la probabilidad es nula.

3.6.3 Prueba MK para datos autocorrelacionados

Según Cantor (2011), la hipótesis nula de la prueba de Mann Kendall afirma que los datos de una serie de tiempo son independientes e idénticamente distribuidos. Sin embargo, bajo la existencia de una autocorrelación positiva en los datos, incrementa la posibilidad de detectar tendencias cuando realmente no existen y

viceversa, para corroborar la existencia de una autocorrelación se aplican las ecuaciones de la sección 3.6.2, con la finalidad de determinar si los datos están o no autocorrelacionados. En dado caso que esta exista se aplicará la ecuación propuesta por Hamed & Rao (1998), en la que proponen una nueva metodología para el cálculo de la varianza de Mann Kendall para datos autocorrelacionados.

$$V^*(S) = \frac{n(n-1)(2n+5)}{18} * \frac{n}{n_g^*}$$

Dónde:

$$\frac{n}{n_s^*} = 1 + \frac{2}{n(n-1)(n-2)} * \sum_{i=1}^{n-1} (n-i)(n-i-1)(n-i-2)\rho_s(i)$$

Dónde:

n = Tamaño de la muestra

$\rho_s(i)$ = Función de autocorrelación de los rangos de las observaciones.

3.6.4 Metodología de pre-blanqueo TFPW

El procedimiento de pre-blanqueo propuesto por Yue, Pilon, & Cavadias (2002) para eliminar el efecto de la correlación serial en la aplicación de la prueba MK es denominado pre-blanqueo libre de tendencia (trend-free pre-whitening, TFPW). Esta técnica propone remover de la serie estandarizada la tendencia, estimada por algún método robusto, antes de calcular el coeficiente de autocorrelación de retardo $-1(r_1)$. De esta forma se resuelve el problema de la influencia de la tendencia en la estimación del coeficiente autocorrelación, mientras que la remoción de la tendencia no afecta al proceso auto-regresivo subyacente. Se asume que la tendencia es lineal y se elimina de la serie según (López et al., 2007):

$$Y_t = X_t - T_t = X_t - bt$$

Se estima el coeficiente r_1 de la serie Y_t y si éste no es significativamente distinto de cero, la serie se considera independiente y la prueba MK se aplica a la serie original. Si r_1 es significativamente distinto de cero, la serie Y_t se preblanquea a fin de remover el proceso VAR(S) como:

$$Y_t = X_t - r_1 Y_{t-1}$$

La tendencia estimada y la serie Y'_t , compuesta por residuos que deben ser independientes, se combinan como:

$$Y''_t = Y'_t + T_t$$

Y la prueba MK se aplica a la serie Y''_t , evitando de esta forma el efecto negativo de la correlación serial.

3.7 Dirección de Flujo

Según Olaya (2014), la asignación de direcciones de flujo se lleva a cabo mediante un análisis de tipo focal. Esas direcciones, implican una conectividad entre las celdas del MDE, y esta conectividad se emplean para definir regiones de celdas hidrológicamente relacionadas entre sí y realizar un análisis regional.

Las direcciones de flujo definen el comportamiento hidrológico superficial de cada celda como unidad aislada. Este comportamiento viene condicionado directamente por las celdas circundantes, ya que es la relación entre las alturas de cada una ellas con la celda central la que indica la dirección de flujo.

Dicha dirección está fundamentada en el principio básico y evidente de que el agua en su recorrido se mueve siempre hacia el menor potencial posible, esto es, hacia la dirección de máxima pendiente

El modelo más sencillo de asignación de direcciones de flujo es el denominado D8, acrónimo derivado de su denominación en lengua inglesa Deterministic 8. Esta formulación es la implementada en la gran mayoría de SIG con capacidades de análisis hidrológico, debido principalmente a su sencillez operativa y facilidad de comprensión.

3.8 Deterministic 8 (D8)

Dada una celda problema, el flujo puede abandonar esta únicamente en ocho direcciones posibles, esto es, las ocho que resultan de unir el centro de la celda inicial con los de las ocho circundantes en la ventana de análisis 3x3. El ángulo de desplazamiento del flujo queda así discretizado en intervalos de 45° (360°/8), circunstancia que se erige como principal inconveniente del método al restringir la variedad de situaciones reales a tan solo 8 posibles (Figura 1).

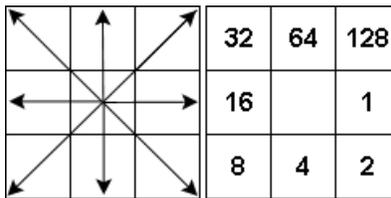


Figura 1. Diagrama del método de Dirección de Flujo D8

El proceso de cálculo de la dirección de flujo es sencillo, y requiere únicamente el cálculo de una pendiente media (γ) entre la celda central y las 8 circundantes la cual se evalúa mediante la siguiente ecuación:

$$\gamma = \frac{z_5 - z_i}{l}; \quad i = 1, \dots, 9; \quad i \neq 5$$

Donde, l representa la distancia entre los centros de las celdas entre las que se calcula la pendiente. No se emplea aquí directamente la variable Δs de tamaño de celda, ya que la distancia a aplicar no es igual en las celdas situadas en la vertical o en la horizontal de la celda central ($l = \Delta s$), que en las celdas situadas en diagonal a la misma ($l = \sqrt{2}\Delta s$) (por ejemplo si el tamaño de celda es 1, la distancia entre dos celdas ortogonales es 1, y la distancia entre dos celdas diagonales es 1,414 -la raíz cuadrada de 2. La dirección de flujo viene definida por la celda que marca la mayor de las pendientes.

La principal ventaja del método es su simplicidad, lo que también es su principal defecto, ya que la discretización de las direcciones en múltiplos de 45° hace que flujos que presenten rutas ciertamente distintas puedan quedar englobados dentro

de una misma dirección, ya que la dirección real resulta truncada para encajar dentro de uno de los intervalos.

La aparición de segmentos rectilíneos paralelos en zonas llanas o la acumulación de errores en pendientes monótonas (Figura 2), son, entre otras, algunas de las consecuencias indeseadas de lo anterior.

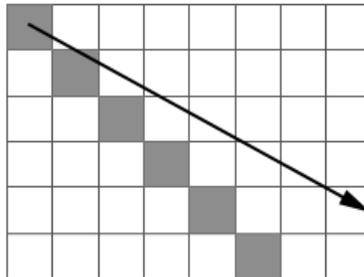


Figura 2. La flecha señala la dirección real de la pendiente y las celdas sombreadas la dirección de flujo calculada

Asimismo, existe una imposibilidad para modelizar los procesos de divergencia del flujo, al contemplarse tan solo el caso en que este vierte sobre una única de sus celdas circundantes. Es decir, que el flujo queda modelizado de forma unidimensional, no bidimensional.

El parámetro principal del modelo es el área acumulada, las direcciones de flujo como parámetro focal establecen relaciones entre las celdas y sus vecinas inmediatas (Figura 3).

En el caso del D8, se considera que toda el área de la celda es aportada a la celda inferior. En los métodos de flujo bidimensional, solo una fracción es aportada a cada una de las inferiores.

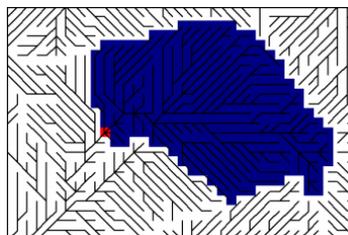


Figura 3. El área acumulada de una celda dada (en rojo) es la suma de las áreas de las celdas conectadas con esta y situadas aguas arriba (en azul). Los trazos indican la conectividad entre celdas según el modelo D8

IV. MATERIALES Y MÉTODOS

4.1 Área de estudio

Se definió el área de estudio, para ello se tuvo en cuenta la ubicación geográfica del área y el crecimiento urbano de las ciudades, por lo que se decidió que fueran la Ciudad de Santiago de Querétaro y la Ciudad de San Juan del Río, ya que contaban con estas características.

4.1.1 Ubicación

El estado de Querétaro (Figura 4) se encuentra en el Centro-Bajío de la república mexicana, comprendiendo un área 11,978 Km², se localiza entre las coordenadas: 21°40'12" y 20°00'54" de latitud Norte; y las coordenadas 99°02'35" y 100°35'48" de longitud Oeste (INEGI, 2015).

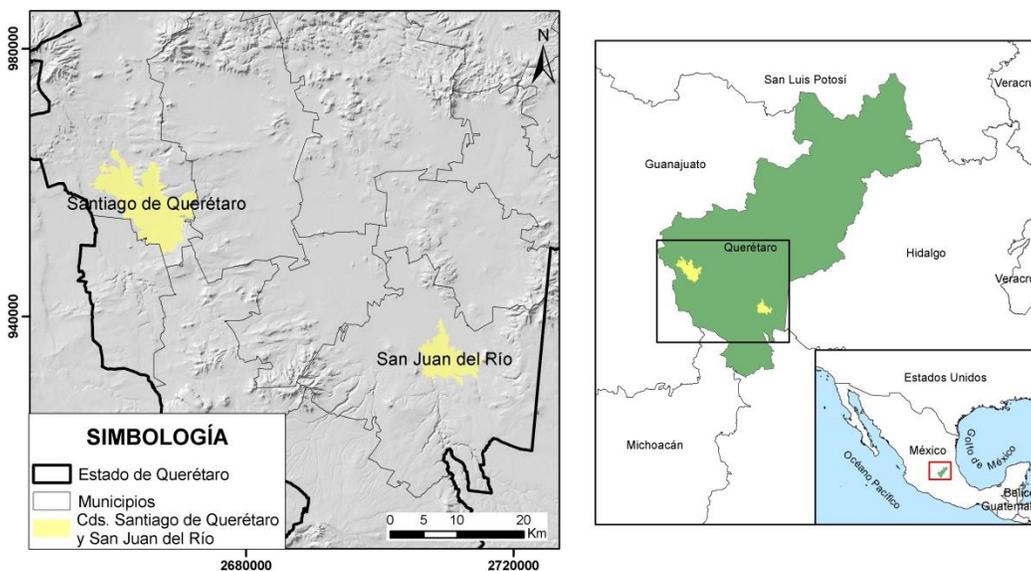


Figura 4. Mapa de ubicación del área de estudio

Colinda al Norte con los estados de Guanajuato y San Luis Potosí; al Este con San Luis Potosí e Hidalgo; al Sur con Hidalgo, Michoacán de Ocampo y Estado de México; y al Oeste con Guanajuato.

El área de estudio está representada por la Ciudad de Santiago de Querétaro (Figura 5) ubicada en la porción suroeste del Estado de Querétaro ($20^{\circ}35'34.8''N$, $100^{\circ}23'31.6''W$), cuenta con una extensión territorial de 690 km^2 (Municipio de Querétaro, 2017), a una altura de 1820 msnm, cuya área metropolitana es la decimoprimeras más grande del país; La ciudad de Santiago de Querétaro (SQ) presenta una mayor urbanización con respecto de la ciudad de San Juan del Río (SJR), ya que se aprecia que en las periferias hay un mayor número estructuras urbanas y en menor proporción se observa cultivo en el suroeste de la ciudad (Figura 5), pero a pesar de que en SQ se observa más urbanizada también cuenta con más vegetación y cuerpos de agua dentro de la misma, a diferencia de SJR en que casi no muestra áreas verdes.

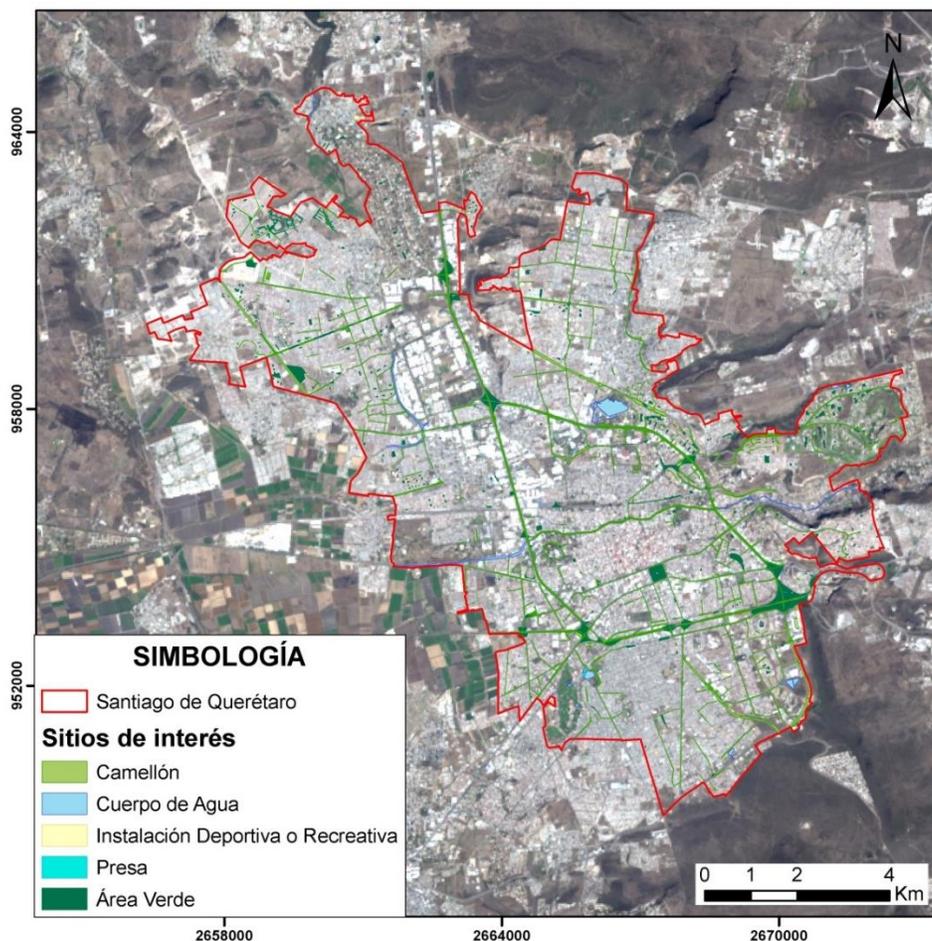


Figura 5. Mapa de ubicación de la Ciudad de Santiago de Querétaro

La Ciudad de San Juan del Río (Figura 6) se localiza al Sureste de la entidad (20°23'20"N, 99°59'47"W), a una altura de 1920 msnm (INEGI, 2015), su periferia se encuentra rodeada en gran parte de cultivos, mayoritariamente en la porción norte de la ciudad. Nótese que a diferencia de SQ, SJR contiene menor cobertura vegetal, y se observa un poco más fragmentada la ciudad.

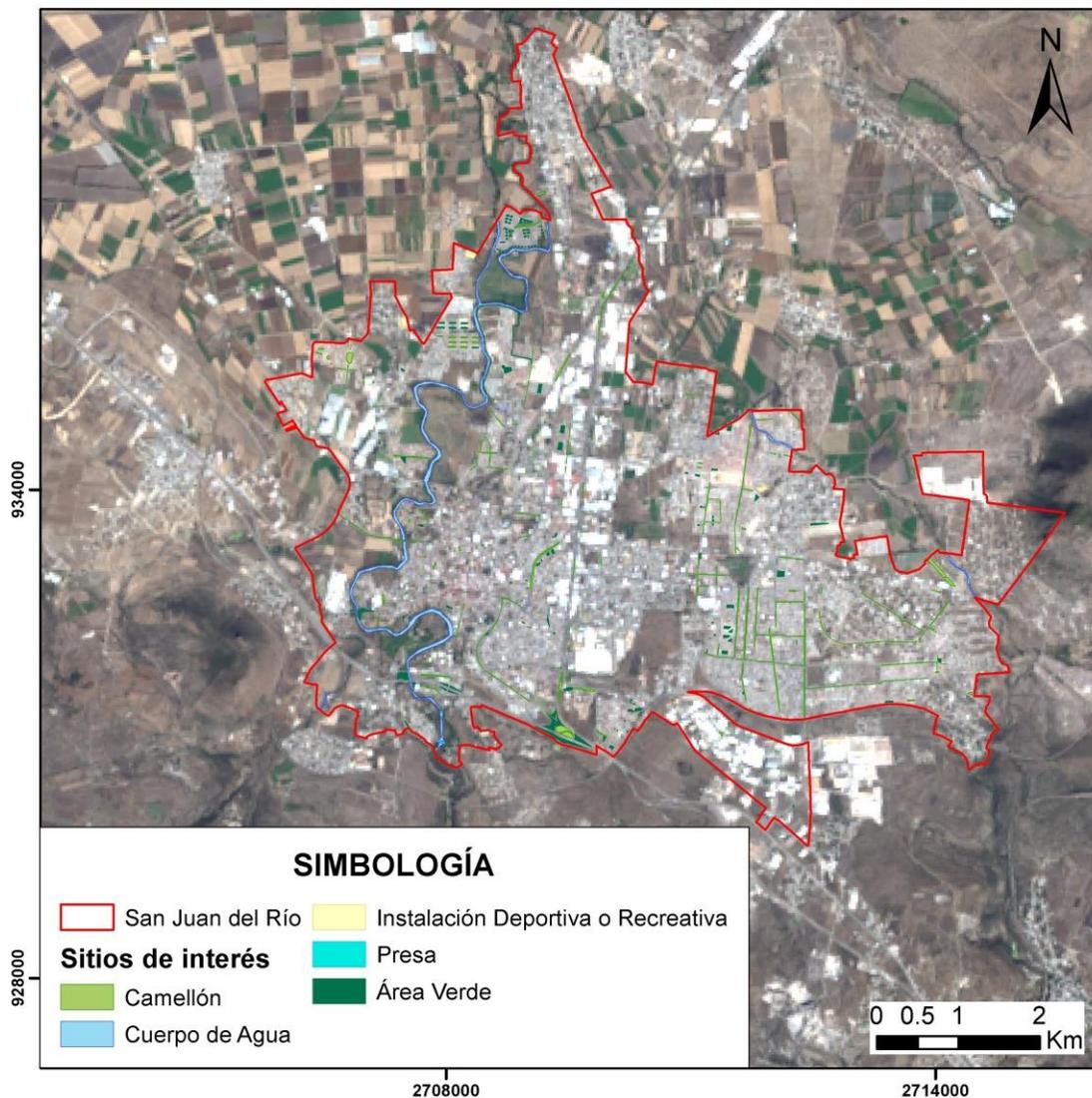


Figura 6. Mapa de ubicación de la Ciudad de San Juan del Río

4.1.2 Clima

La extensión de las zonas áridas y semiáridas de México, así como su formación se deben principalmente a fenómenos meteorológicos como es el efecto pantalla meteorológica o sombra orográfica, esta ocurre debido a la presencia de sistemas montañosos que actúan como barreras, impidiendo la llegada de vientos húmedos; por otra parte, el efecto de continentalidad impide la entrada de vientos húmedos provenientes de los océanos (Cervantes, sf.)

En la mayor parte del Estado de Querétaro la condición climática es relativamente homogénea, pues, de acuerdo con Cortes et al. (2012) predomina un clima de tipo semiárido templado (BS1kw) con temperaturas medias anuales de entre 12 y 18 °C.

Según el Anuario económico competitivo de Querétaro (2016), el Municipio de Querétaro cuenta con tres tipos de clima, templado-subhúmedo, semiseco-semicálido y semiseco-templado; el primero se localiza en las regiones sur, centro y noreste, con una temperatura media anual de 12° a 18° C, el semiseco-semicálido está presente en el centro de la ciudad, con una temperatura media anual que oscila entre los 18° y 22° C.

Por lo general las lluvias que se presentan en este son de origen convectivo, debido a que ocurren cambios bruscos de elevación de los frentes húmedos, dando paso a la condensación y enfriamiento, generando así lluvias de corta duración y fuerte intensidad (Cortés et al., 2012), y por último el clima semiseco-templado se presenta en altitudes superiores a 2000 metros con una temperatura media anual que oscila entre los 16 y 18° C.

Por su parte, el Municipio de San Juan del Río, 2012, se presentan dos clases de climas, semiseco-templado y templado-subhúmedo, siendo el de mayor importancia el semiseco-templado, localizado en la parte norte y centro del municipio, ya que es donde existen llanuras y lomeríos, con precipitación de 485 a 700 mm y una temperatura de 12° a 18° C con altitudes que van desde los 1920 a 2220 msnm.

El clima templado-subhúmedo se localiza en la parte montañosa y en la parte sur y centro del municipio donde existen altitudes que van de los 1800 a 2000 msnm, con una temperatura promedio de 16° C y una precipitación anual promedio de 572 mm (INAFED, 2010).

4.1.3 Hidrografía

El Estado de Querétaro se localiza dentro de la Región Hidrológica 12 Lerma-Santiago y una pequeña porción abarca la Región Hidrológica 26 Pánuco, la primera de ellas está integrada por las cuencas Lerma-Toluca y la Laja. (INEGI, 2014)

El Municipio de Querétaro se encuentra dentro de la región hidrológica Lerma Santiago, dentro de la cuenca del río Querétaro, siendo este la corriente más relevante del municipio (INEGI, 2014), su principal cuerpo de agua, es la Presa Santa Catarina, la cual cuenta con un almacenamiento aproximado de 8.84 millones de m³ (INAFED, 2010).

El Municipio de San Juan del Río se encuentra en la Región Hidrológica Río Pánuco la cual cuenta con dos cuencas parciales dentro del área, Moctezuma, sus aguas se emplean en el distrito de riego San Juan del Río y la Cuenca Tamuín, en esta zona el aprovechamiento de las corrientes es mínima (Municipio de San Juan del Río, 2012), cuenta con los cuerpos de agua conocidos como: Presa Constitución de 1917 con una capacidad de 65 millones de m³ y La Presa La Llave con un volumen aproximado de 9.3 millones de m³ (INAFED, 2010).

4.1.4 Vegetación

Con el paso del tiempo y con el crecimiento demográfico, la zona en la que se localiza el municipio de Querétaro ha mantenido parte de la vegetación original como los bosques de mezquite, diversos tipos de matorrales y bosques templados de encino y bosque tropical caducifolio, el cual rodea a la ciudad de Querétaro (Martínez, Hernández, Gómez-Sánchez, Bárcenas, Guevara, Suzán & Malda, 2016).

La vegetación arbórea nativa que se puede encontrar dentro del municipio de San Juan del Río son Encinos, Garambullos, Maguey o Aguamiel, Mezquites, Nopales Tuneros, Palo Blanco, Palo Bobo o Cazahuate, Pirules, Sábilas, Sabinos, Sauces, y Zapotes. Las praderas naturales se componen en su mayoría por algunas especies de pastos dentro de las cuales se encuentran las especies predominantes por su nombre conocido por los lugareños como Zacate Bromo, Banderita, Cola de Zorra, chino, Tres Barbas, Carretero, Frente de Toro, Paral y Privilegio (Municipio de San Juan del Río, 2012).

4.1.5 Zonas urbanas

El Estado de Querétaro cuenta con 2,038,372 habitantes según la encuesta intercensal INEGI realizada en el 2015, del cual el 56.3% se concentra en dos ciudades principales Querétaro (878, 931 habitantes) y San Juan del Río (268, 408 habitantes), con una densidad de población de 303 hab/km² y San Juan del Río con 225 hab/km² aproximadamente (Cortés et al., 2012).

En el periodo 2000-2010 la expansión urbana en la Ciudad de Querétaro se dio predominantemente sobre el suelo de reducido valor ambiental (suelo agrícola), donde el 8% de la población habita en rezago social medio y alto, siendo reflejo de situaciones aceptables de acceso a servicios básicos y condiciones de habitabilidad. En áreas verdes, dispone solo de 1.6m²/hab. sin alcanzar el mínimo recomendado de 15m² (BANAMEX, IMCO, INFONAVIT, BANOBRAS, CCE, SEDATU, CONAVI, SEMARNAT, SENER & Centro Mario Molina., 2015).

Según el Plan Municipal de Querétaro 2015-2018 la población en el Municipio de Querétaro prácticamente se ha duplicado desde 1990 cuando había 456,458 habitantes. La tasa de crecimiento poblacional del municipio en 2010 fue 2.3%, sin embargo, algunos datos muestran que la tasa ha disminuido a 1.3% y actualmente la concentración de la población ha disminuido ligeramente con los años, pero ha habido un incremento en la tasa poblacional de los municipios conurbados, particularmente Corregidora y el Marqués.

Según la Iniciativa de las Ciudades Prosperas en el 2015 el municipio de San Juan del Río se caracteriza por presentar durante la última década un patrón expansivo de urbanización, al registrar una tasa de crecimiento anual de viviendas superior al de la población (7.4% y 3.0% respectivamente). Actualmente asienta 268,408 habitantes, su índice de urbanización es inferior al promedio nacional (73.6% y 76.8% respectivamente).

4.1.6 Industria

Icazuriaga, Franco & Erika (2007), sostienen que el crecimiento en la ciudad de Querétaro inició a finales de los años cincuenta del siglo XX, vinculado con la instalación de industrias, siendo un factor principal del desarrollo socioeconómico del estado y motor del crecimiento de la ciudad, ahora ya una metrópoli. Para lograr tal desarrollo se consideró la estratégica ubicación geográfica del estado, dada su cercanía con la Ciudad de México.

Sin embargo, la importancia industrial del municipio San Juan del Río es poco reconocida en los análisis de la megalópolis de la ciudad de México, pese a su mayor cercanía con ella, y en su lugar considera más a Querétaro; y por otro lado, la importancia económica y territorial de San Juan del Río se incrementa si se incluye como parte de un corredor industrial que tiene la zona metropolitana de Querétaro en el otro extremo (Serna, 2010) creado a mediados de los ochenta y comprendiendo las cabeceras de los municipios mencionados, más los de Tequisquiapan, El Marqués, Pedro Escobedo y Corregidora.

Esta nueva etapa industrializadora propicio la urbanización hacia las afueras del municipio, principalmente Corregidora y el Marqués, pues se requerían espacios grandes para las nuevas industrias (Figura 7) y para las viviendas de los obreros.

Actualmente el Municipio de Querétaro cuenta con 16 parques industriales incluyendo los micro-parques, que alojan un total de 718 empresas, de las cuales el 17% se encuentran en el fraccionamiento Industrial Benito Juárez, 10% en el Micro-Parque Industrial Santiago (este se encuentra al interior del primero), 18% en el Parque Industrial Querétaro y 9% en el Polígono Empresarial Santa Rosa.

Corredores industriales del estado de Querétaro



Fuente: elaboración de Carlos Alberto Núñez Ortiz con el sistema IRIS del Instituto Nacional de Estadística, Geografía e Informática, INEGI.

Figura 7. Corredores industriales del Estado de Querétaro

4.1.7 Agricultura

Los principales cultivos de los municipios de nuestro interés para el año 2014 se muestran a continuación (Tabla 3):

Tabla 3. Cultivos principales (INEGI, 2014)

		Hectáreas			
	Tipo de cultivo/Municipio	Superficie sembrada		Superficie cosechada	
		Riego	Temporal	Riego	Temporal
Cultivos cíclicos	Maíz de grano San Juan del Río	3021	16, 917	3021	15, 539
	Chile verde San Juan del Río	83	0	83	0
	Sorgo grano San Juan del Río	613	0	613	0
	Avena Forrajera San Juan del Río	255	45	255	45
	Cebolla Querétaro	54	0	54	0
	Alfalfa Verde San Juan del Río	1880	0	1880	0
Perennes	Rosa San Juan del Río	98	0	98	0

4.2 Método

Para alcanzar los objetivos planteados se llevará a cabo la metodología que se muestra a continuación (Figura 8).

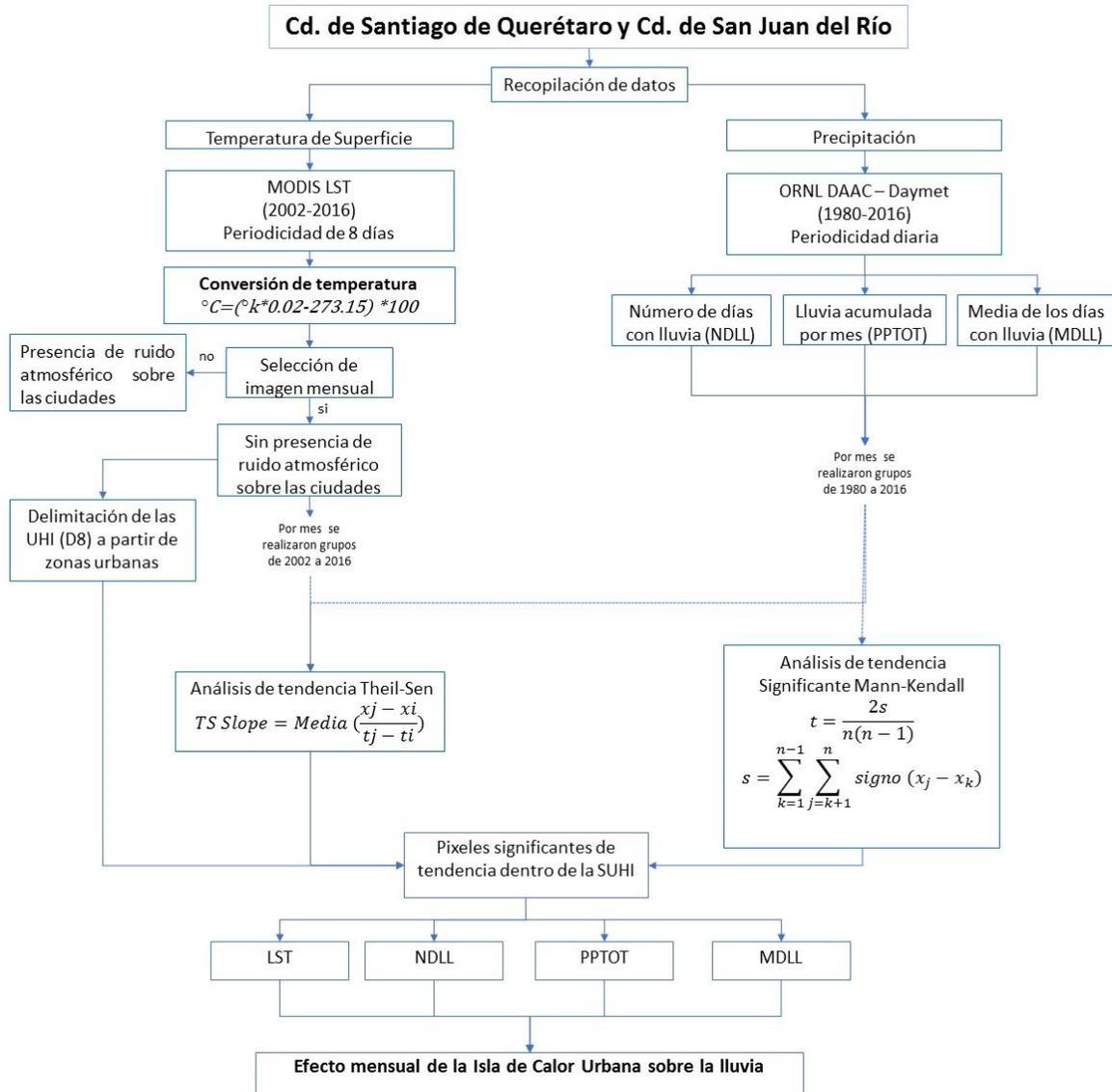


Figura 8. Diagrama de flujo del método aplicado

4.2.1 Recopilación de información

Se buscó información relevante sobre el estudio de las Islas de Calor, así como métodos que permiten la delimitación de este fenómeno, siendo el que se aplicó un método indirecto, el cual fue el análisis de imágenes satelitales, para aplicar dicho proceso se buscaron las imágenes óptimas para dicho método.

a) Imágenes de temperatura MODIS Land Surface Temperature (LST)

La temperatura superficial (LST) es un parámetro clave en la física de los procesos superficiales terrestres en escalas globales y regionales, combinando los resultados de todas las interacciones atmósfera-superficie y flujos de energía entre la atmósfera y el terreno (Wan, 2008).

De acuerdo con Jones, Jedlovec, Suggs, & Haines (2004) LST derivado de satélites se refiere a la temperatura de radiación de la superficie observada por los sensores de los satélites. La superficie terrestre se define como la parte superior del follaje en áreas vegetadas o la superficie del suelo en zonas sin vegetación (Wan, 2008; Jones et al., 2004) mencionan que la superficie terrestre está cubierta de vegetación, el suelo, o cualquier objeto de otra superficie y que la LST sólo puede ser estimada en condiciones de cielo despejado de nubes a través del infrarrojo (IR). Lo anterior debido a que la que la mayoría de los canales del infrarrojo se ven afectados al pasar por las nubes que absorben la energía en estos canales.

MODIS (Moderate Resolution Imaging Spectroradiometer), montado sobre los sistemas de satélites de observación terrestre Aqua MYD11A2.V5 o EOS-PM (lanzado en mayo de 2002) y Terra MOD11A2.V5 o EOS-AM (lanzado en diciembre de 1999), provee diversos productos de LST en una base diaria, semanal y sextenal, para el presente estudio se utilizó el producto semanal del satélite Aqua. La cantidad y la calidad de los productos LST de MODIS dependen de condiciones de un cielo sin nubes debido a la limitación inherente de la percepción remota basada en la banda termal infrarroja (Wan, 2008).

La mayoría de los productos de MODLAND están organizados en una retícula de 1,200 x 1,200 km (10 por 10 grados al ecuador) en proyección sinusoidal (SIN). La parte continental del territorio mexicano está cubierta en su totalidad por los mosaicos h08v06, h8v07, h09v06, h09v07, siendo los mosaicos que se utilizaron los h08v06 y h09v07, del satélite Aqua, del año 2002 al 2016. Actualmente, la mayoría de los productos se encuentran en la versión 5.

Los datos del MODLAND se encuentran en el formato Hierarchical Data Format (HDF), desarrollado por el Centro Nacional de Aplicaciones de Supercomputación (NCSA).

Temperatura y emisividad de la superficie terrestre MOD11

Los productos MOD11 y MYD11 brindan estimaciones de la temperatura de superficie y de la emisividad diurna y nocturna de las coberturas terrestres. La temperatura se mide en grados Kelvin al contacto entre la cobertura y la atmósfera y tiene una resolución espacial de 1000m. La emisividad, es un número adimensional igual al cociente entre la radiación emitida por un objeto y un cuerpo negro a la misma temperatura.

El algoritmo utilizado permite estimar la emisividad y la temperatura a partir de un par de imágenes diurnas y nocturnas tomadas en condiciones de cielo despejado utilizando 7 bandas del infrarrojo medio y térmico (bandas 20, 22, 23, 29 y 31-33) en cualquier tipo de cobertura de suelo (Wan & Li, 1997). Dependiendo de la cobertura del suelo que indica el producto MOD12, el algoritmo calcula la temperatura con base en la diferencia lineal entre la temperatura de brillo de las bandas 31 y 32. El algoritmo toma en cuenta el ángulo de observación y el vapor de agua, entre otros (Figura 9) . Los productos MOD11 y MYD11 son producidos con una resolución espacial de 1,000 m (A1 y A2).

La razón por la cual se trabajó con esta resolución se debe a que los fenómenos meteorológicos pueden darse a gran escala o pequeña escala, este último puede comprender alrededor de 100 km aproximadamente, pudiéndose desarrollar nubes del tipo cúmulus o cumulonimbus, asociada comúnmente a las tormentas de origen convectivo o por mezcla de aire (Breña & Jacobo, 2006; Vivó, 1977).

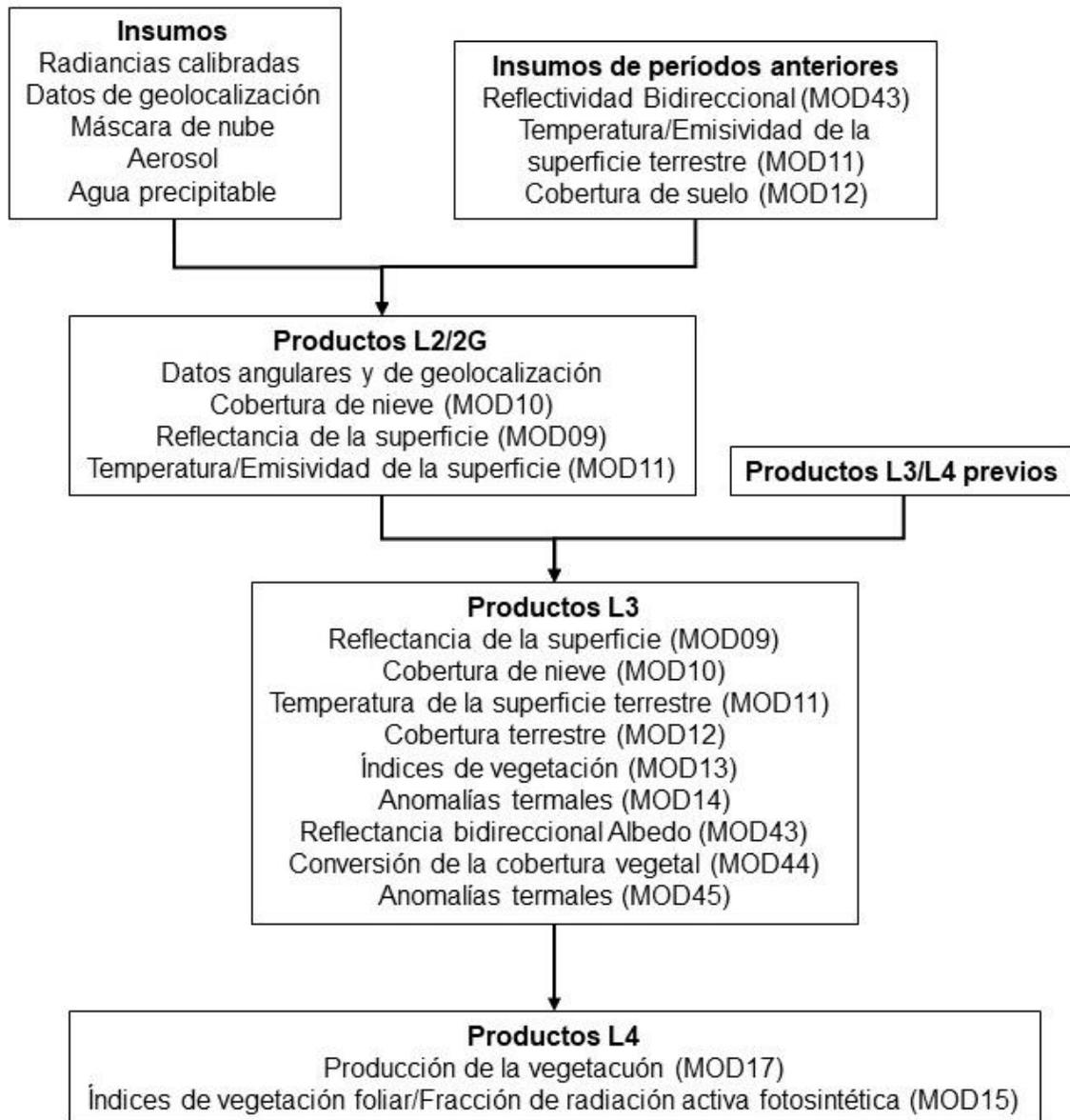


Figura 9. Diagrama de producción de los datos MODLAND.

b) Base de Datos (BD) de precipitación: DAYMET

Los datos de la lluvia tienen una periodicidad diaria, la temporalidad es desde el año 1980 al 2016, su unidad son milímetros al día, tiene una resolución espacial de 1km² por píxel, se encuentra en un formato Raster netCDF.

La BD fue recopilada del Daymet Versión 3, se trata de una colección de estimaciones grid de parámetros climáticos diarios generados por interpolación y extrapolación de observaciones meteorológicas diarias. Los parámetros que incluye son temperatura máxima y mínima diaria, precipitación, humedad, radiación, agua de nieve y duración equivalente, y duración del día, cubre Norteamérica, Puerto Rico y Hawái.

El calendario del Daymet está basado en un calendario estándar al año, es decir, todos los años tienen 365 días, aun siendo años bisiestos, para ello descartan el día 31 de diciembre, para tener los 365 días.

Los datos de precipitación los obtuvieron de los Centros Nacionales para la Información Ambiental NOAA de la red de la climatología histórica global de la información sobre el medio ambiente (GHCN). La red escasa de estaciones mexicanas disponibles a través de la red GHCN-diaria se aumentó con estaciones adicionales proporcionadas por Servicio Meteorológico Nacional de México.

4.2.2 Tratamiento de información

Se recabaron 704 imágenes satelitales de temperatura semanal (*MODIS* producto *LST*), con un periodo de 2002 a 2016, y 13140 imágenes satelitales de lluvia de la base de datos meteorológicos diaria (*DAYMET*) de 1980 a 2016, a los cuales se llevó a cabo un pre-procesamiento:

Para el caso de las imágenes de temperatura, se ingresaron las 704 imágenes al software *TerrSet*, y con ello se realizó la conversión de temperatura de grados Kelvin a grados Celsius, posteriormente estos datos se multiplicaron por cien con la finalidad de no perder decimales y obtener resultados más precisos.

$$^{\circ}C = (^{\circ}K * 0.02 - 273.15) * 100$$

Los datos se re proyectaron de sinusoidal a cónica conforme de Lambert, con una resolución de 1000 metros (Figura 10).

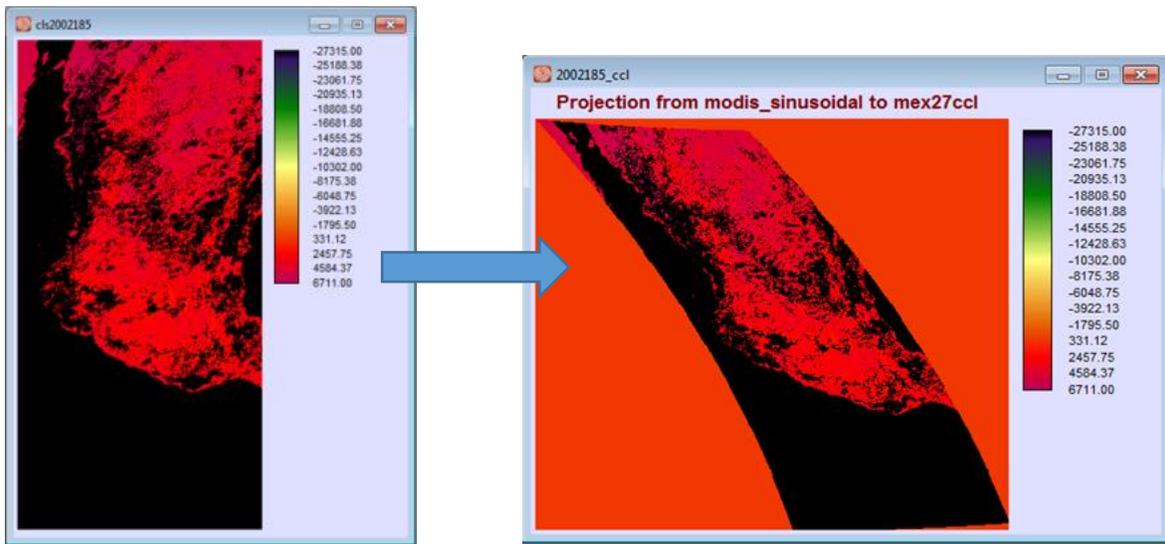


Figura 10. Reproyección de la imagen

Después se empleó un proceso de selección, la cual consistió en conservar una imagen de las cuatro que genera el satélite por mes, conservando 174 imágenes para el periodo de 2002 a 2016, tomando en consideración: la periodicidad entre cada imagen, es decir, debía ser igual o en su defecto aproximado el tiempo entre cada una; y la calidad de la información, dicho de otro modo, si la imagen tenía o no presencia de ruido atmosférico (apreciable en color rosa), en caso de que la imagen tuviera más de un 30% de nubosidad aproximadamente, se eliminaban, especialmente si la nubosidad se encontraba sobre el área de estudio (Figura 11 a-d).

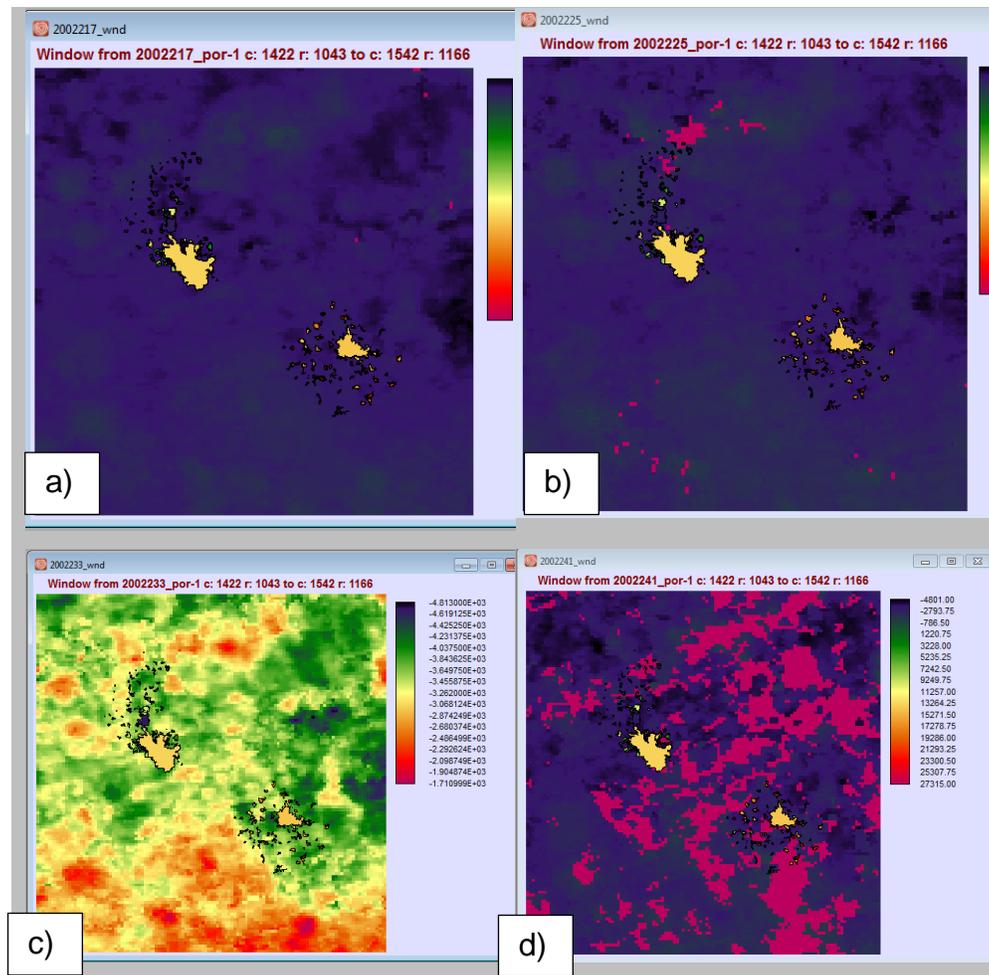


Figura 11. Ejemplos del criterio de selección; a) y c) imágenes seleccionadas para su posterior análisis; b) y d) imágenes que fueron eliminadas por la presencia de ruido atmosférico (apreciable en color rosa)

Para la delimitación de las Islas de Calor se ingresaron las 174 imágenes resultantes al *software ArcMap*, para obtener la temperatura acumulada de cada pixel se utilizó el Módulo de “Dirección de Flujo” (D8), con las imágenes tipo raster de temperatura con la intención de reconocer la conectividad entre las celdas para definir regiones de temperatura alta. Esto a partir del comportamiento de las celdas circundantes, ya que la celda central indica la dirección de flujo. Siguiendo la lógica del algoritmo de la dirección de flujo, la cual está fundamentada en el principio básico de que esta se dirige siempre hacia la celda de menor potencial, es decir, de mayor a menor. Y para conseguirlo se tuvo que multiplicar la temperatura por -1, ya que la lógica de la dirección de flujo exigía esta operación,

con el fin de que se dirigiera a las máximas temperaturas. Lo que de forma visual estaría siguiendo la lógica del algoritmo de dirección de flujo, pero en realidad se está invirtiendo la lógica de ésta (Figura 12).

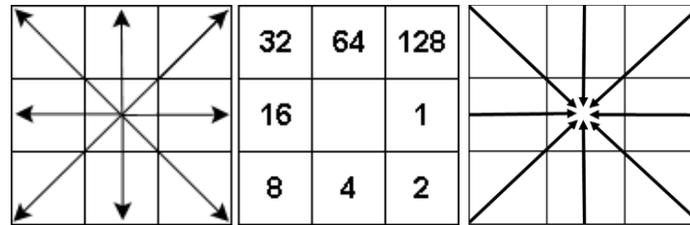


Figura 12. Diagrama del método de Dirección de flujo, lógica tradicional (primera imagen del lado izquierdo), lógica inversa (tercera imagen del lado derecho)

Posteriormente se usó el módulo “Basin” del mismo programa para delinear las celdas de temperatura, en seguida se sobrepuso la capa de las ciudades de Santiago de Querétaro y San Juan del Río (Figura 13).

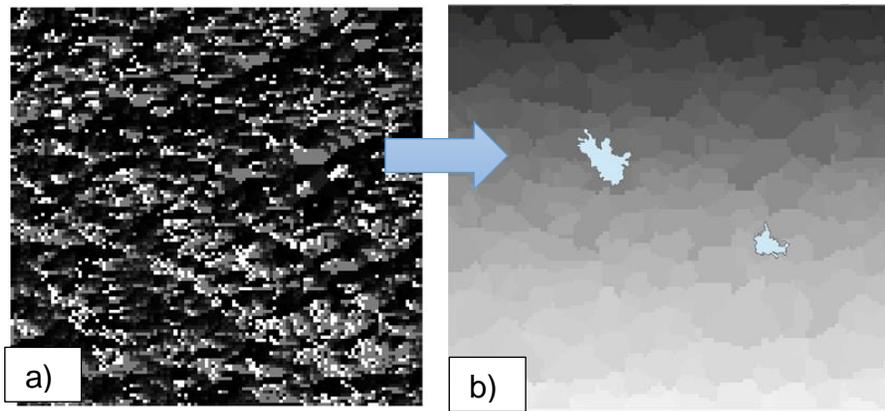


Figura 13. Ejemplo de: a) Modulo de Dirección de flujo; y b) Delimitación de las celdas de temperatura

Después, con las imágenes resultantes se seleccionaron los polígonos de temperatura que caían sobre las ciudades (Figura 14a) y se exportaron para obtener las Islas de Calor sobre las ciudades (Figura 14b).

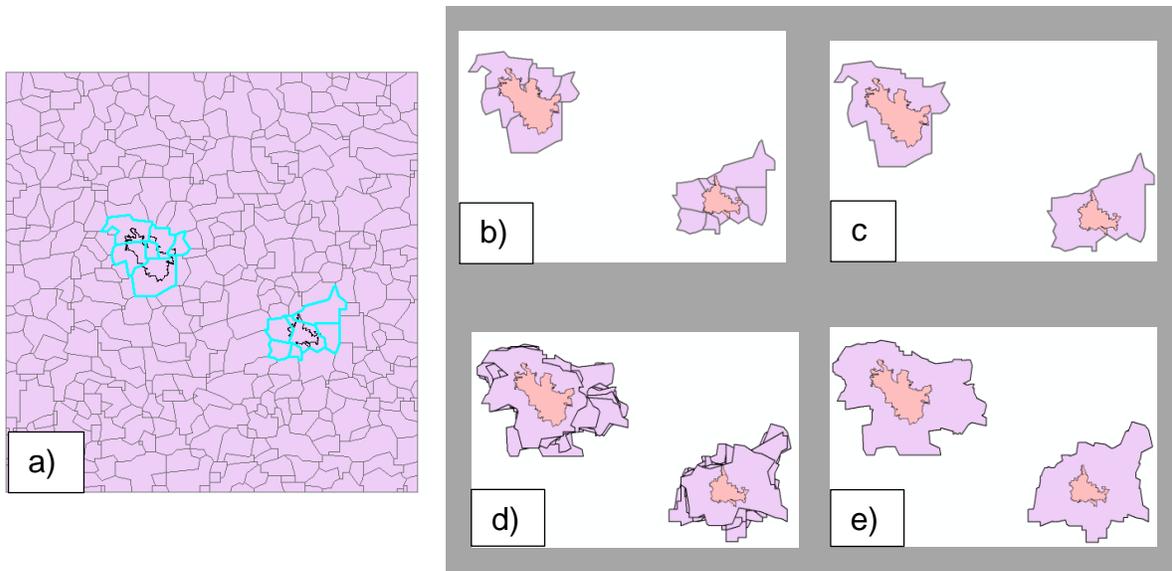


Figura 14. a) Selección de las celdas de temperatura; b) Delimitación de las UHI tomando como referencia las ciudades; c) Las celdas se resumieron a un solo polígono para cada ciudad; d) Unión de las UHI para el mes de julio; y e) Umbral de influencia de la UHI para el mes de julio de 2002-2016

De los polígonos obtenidos se resumieron los atributos en un campo único por mes para toda la serie (2002-2016) de cada ciudad (Figura 14c). Y a partir de este, los polígonos se juntaron en doce grupos, correspondientes a cada mes, para los catorce años (Figura 14d), con el fin de obtener el umbral del área de influencia de la UHI en cada mes (Figura 14e), resultando doce imágenes totales.

El análisis de la precipitación se realizó con 13140 imágenes en un periodo de 1980-2016, con una periodicidad diaria. Para su estudio se ingresó al programa TerrSet con el propósito de asignar el sistema de referencia a Mex27ccl y las coordenadas del área de estudio y con ello obtener el corte de la República Mexicana (Figura 15), pues la imagen original abarcaba desde Alaska hasta Honduras.



Figura 15. Corte de la imagen de la lluvia

Al corte resultante se le hicieron dos procesos distintos; el primero de ellos fue una reclasificación de la información para obtener el número de días lluviosos por mes (NDLL), y el segundo consistió en sumar los datos para obtener la lluvia total al mes (PPTOT), para con ello obtener la media de los días lluviosos (MDLL)

$$MDLL = \frac{PPTOT}{NDLL}$$

Posteriormente se conjuntaron las imágenes en doce grupos, correspondientes a cada mes, para los treinta y seis años del estudio, resultando doce imágenes para cada variable, con el fin de llevar a cabo el análisis mensual y determinar las variaciones que ha habido en este, así como identificar si los cambios en los regímenes de lluvia han sido significativos o no.

4.2.3 Análisis de tendencias (Theil-Sen y Mann-Kendall)

Se utilizó el módulo *Earth Trends Modeler (ETM)* (Figura 16), del software *TerrSet*, herramienta empleada en el análisis de series de tiempo, que permite estimar tendencias y patrones en variables como temperatura y precipitación.



Figura 16. Módulo ETM de TerrSet

Se ingresó uno a uno el grupo de imágenes mensuales para obtener la significancia y la pendiente de los datos (Figura 17), permitiendo analizar el conjunto de datos de temperatura (LST) en un periodo de 2002 a 2016 (Figura 17a y b), y para el caso de la lluvia: Número de Días con Lluvia (Figura 17c y d), Precipitación Total (Figura 17e y f) y Media de Días con Lluvia (Figura 17g y h) de 1980 a 2016, con el fin de reconocer los cambios que estos han tenido.

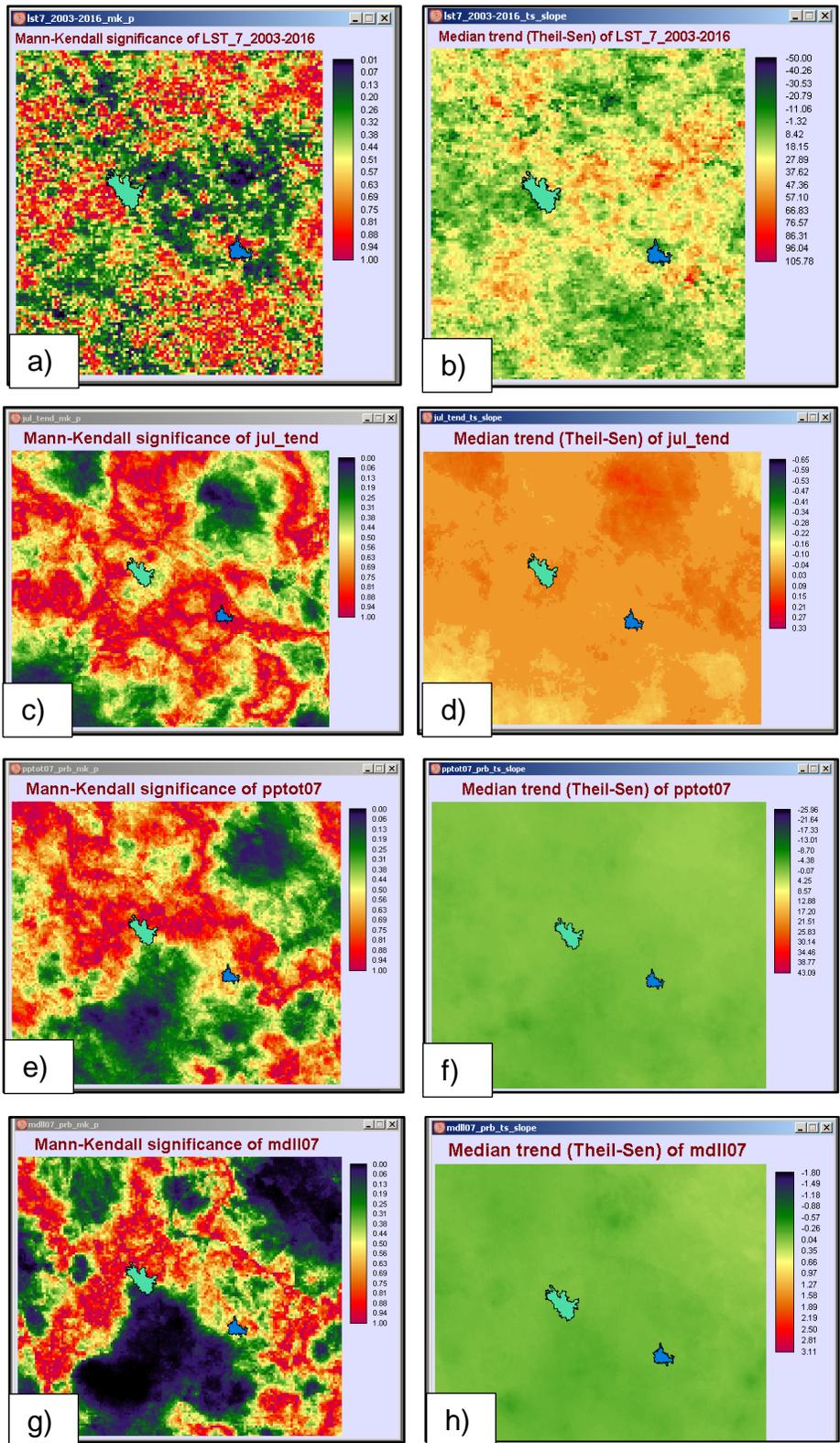


Figura 17. Significancia de la tendencia (Mann-Kendall) y Tendencia de la pendiente (Theil-Sen) para el mes de julio; a) y b) MK y TS de temperatura; c) y d) MK y TS del Número de Días con Lluvia; e) y f) MK y TS de la Precipitación Total; y g) y h) MK y TS de la Media de Días con Lluvia.

Posterior a la obtención de la significancia de los datos se reclasificaron en cuatro rangos (Tabla 4).

Tabla 4. Valores asignados para la reclasificación de los datos de la significancia de tendencia Mann-Kendall

Inicia en	Termina en	Nuevo valor asignado	Probabilidad de cambio	Color asignado
0	0.05	1	95%	Rojo
0.051	0.1	2	90%	Amarillo
0.11	0.2	3	80%	Verde
0.21	1	0	0	No aplica

En la Figura 18 se muestra un ejemplo de reclasificación de la Significancia de tendencia del probabilístico Mann-Kendall para el mes de septiembre, se transforma el formato resultante (*raster*) a polígono, y se ajusta al del área de estudio.

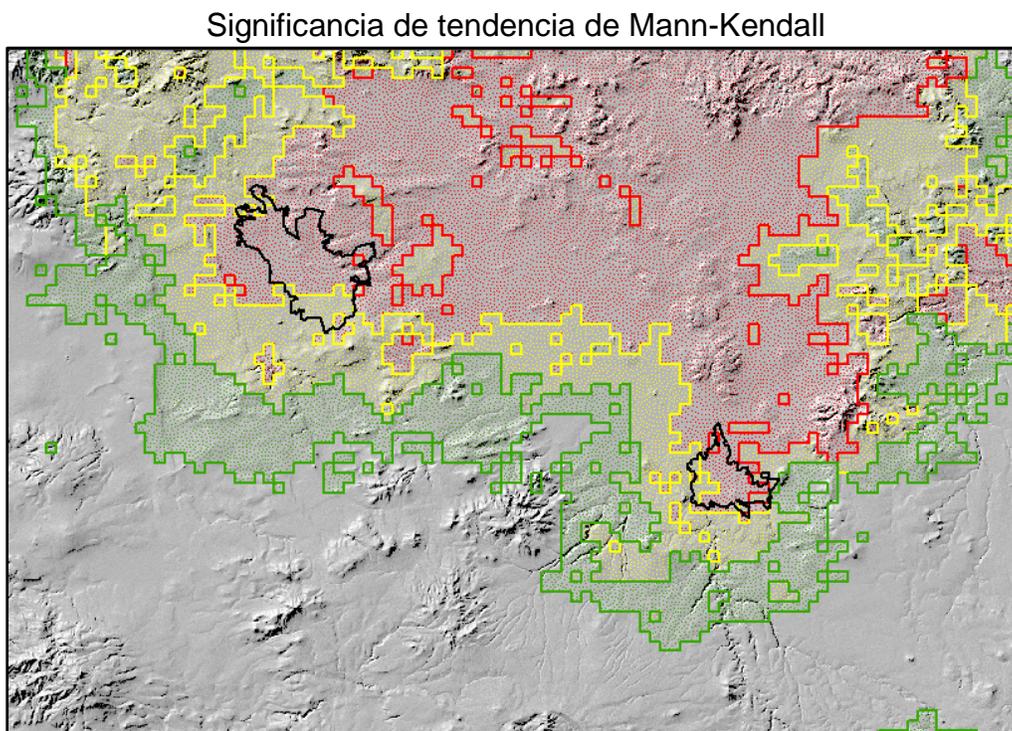


Figura 18. Ejemplo de la reclasificación de MK-P para el mes de septiembre del NDLL, donde el color rojo es $P < 0.05$, amarillo $P < 0.1$, verde $P < 0.2$ y $P > 0.21$ no aplica

Para la reclasificación de la pendiente se asignaron catorce rangos (Figura 19), tomando en consideración los valores máximos y mínimos de las doce imágenes en cada variable, con la intención de observar con mayor claridad los cambios ocurridos en el área de estudio.

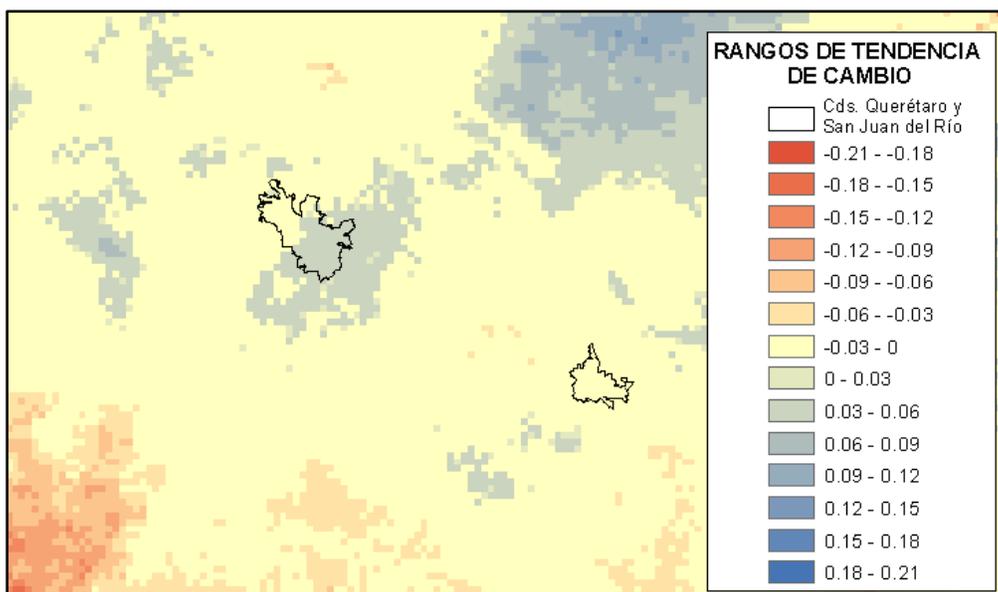


Figura 19. Ejemplo de los rangos de la pendiente de tendencia de cambio

Finalmente, en la última etapa se multiplicó el resultado del análisis de tendencia por píxel Theil-Sen con la significancia de tendencia Mann-Kendall, con el fin de obtener la tendencia significativa, que permitió conocer si ha ocurrido una variación importante en el espacio-tiempo de la lluvia pudiéndolo asociar con las islas de calor dentro de las zonas urbanas y con ello observar si existe alguna relación de influencia entre estos.

Para el análisis de la temperatura y la lluvia se realizó una correlación de Pearson con los datos para determinar si hubo un cambio significativo en alguna de las variables y con ello verificar posibles cambios.

V. RESULTADOS Y DISCUSIÓN

La variabilidad de la temperatura y de la lluvia está en función de las características del medio y del tiempo, pudiéndose describir como constantes, pero al ser el medio continuamente modificado y cada vez a una mayor escala, los cambios en estos han sido más pronunciados, dando como resultado la disminución o el aumento de estos.

A continuación, se muestran los resultados para cumplir con los objetivos planteados en la investigación.

5.1 Análisis de Temperatura de superficie

Se observó que los cambios en la superficie de las UHI tanto de Santiago de Querétaro como de San Juan del Río no presentan un comportamiento constante para todos los meses, por lo que se puede decir que no presentan un patrón uniforme, aunque tienden a remarcar algunas zonas de las mismas ciudades.

Por otra parte, se aprecia que las UHI de Santiago de Querétaro (Tabla 5) en proporción de las de San Juan del Río (Tabla 6), son más grandes respectivamente, con un umbral promedio de 26.77 Km² para la ciudad de Santiago de Querétaro y para San Juan del Río 10 Km², con excepción del año 2013 para el mes de junio.

5.1.1 Variación espacial de la Temperatura de Superficie

De acuerdo con los mapas resultantes, la tendencia de la temperatura muestra un aumento promedio de 0.58 °C principalmente en la temporada invernal, en los meses de enero, febrero y diciembre (Figura 20 y Figura 25) en ambas ciudades, pudiéndose asociar a la baja precipitación. Sin embargo, a diferencia de febrero, el mes de diciembre presentó una tendencia de incremento de 0.15°C al mes por año (2.1 °C/14 años) para ambas ciudades, la mayor probabilidad de cambio se observó en la porción noroeste de la ciudad de Santiago de Querétaro ($p < 0.05$), por su parte la ciudad de San Juan del Río presentó un incremento ($p < 0.2$) en la porción oeste.

Para los meses de marzo, abril, mayo, junio y julio (Figura 21, Figura 22 y Figura 23) se aprecia un aumento de la temperatura ($p < 0.2$) entre 0.15 y 0.31 °C (2.1 a 4.34 °C/14 años), esta alteración se puede vincular a la estación de primavera, dando paso a un mayor intercambio de energía, sumando la presencia y actividad de las ciudades.

En marzo se registra un decremento ($p < 0.2$) de -0.17 a -0.01 °C (-2.38 a -1.4 °C/14 años) inferior a diciembre, presentándose en gran parte de la ciudad de San Juan del Río, por otro lado, la ciudad de Santiago de Querétaro presenta un aumento en la parte centro-sur de la ciudad de 0.01 a 0.15 °C (1.4 a 2.1 °C/14 años), mientras que para la porción noroeste de la ciudad muestra una tendencia de decremento de entre -0.33 a -0.17 °C (-4.62 a -2.38 °C/14 años). Para el mes de abril se observa un descenso ($p < 0.2$) de -0.33 a -0.17 °C en la periferia de la ciudad de Santiago de Querétaro, en contraparte la ciudad de San Juan del Río registra un incremento en la temperatura que oscila entre 2.1 a 4.34 °C en 14 años, aunque el cambio observado no es significativo ($p > 0.2$).

Las ciudades presentan para el mes de mayo un incremento ($p < 0.2$) de la temperatura en el centro de las mismas, aproximadamente de 0.15 a 0.31 °C (2.1 a 4.34 °C/14 años), mientras que para el sur de ambas ciudades se aprecia un decremento de la temperatura ($p < 0.2$) de entre -0.66 y -0.49 °C (-9.24 a -6.86 °C/14 años).

En el mes de junio se observa una tendencia de cambio en cuestión de reducción de la temperatura ($p < 0.2$) entre -0.49 y -0.33 °C (-6.86 a -4.62 °C/14 años), aunque en este se presenta la UHI más grande en la ciudad de San Juan del Río, registrada para ambas ciudades. Sin embargo, se puede determinar que se están acentuando las temperaturas bajas que se registran en verano para el clima semiárido.

Contrastando con el mes de junio, julio se aprecia mayormente cálido para ambas ciudades, desplazando las temperaturas más bajas que oscilan entre -0.33 y -0.66 °C (-4.62 a -9.24 °C/14 años) hacia el noreste para el caso de Santiago de Querétaro, y desplazándolas hacia el sur y sureste de la ciudad de San Juan del Río, presentando una temperatura máxima entre 0.31 a 0.47 °C (4.34 a 6.58 °C/14 años) y de 0.15 a 0.31 °C (2.1 a 4.34 °C/ 14 años) respectivamente.

Se observa que el mes de agosto (Figura 23) se comporta de manera más homogénea, pero la ciudad de Santiago de Querétaro registra temperaturas muy cálidas en el centro y sur de la ciudad con una tendencia en aumento ($p < 0.1$) de 0.31 a 0.47 °C, y San Juan del Río presentó un incremento ($p > 0.2$) en la temperatura de 0.15 a 0.31 °C (2.1 a 4.34 °C/ 14 años).

Septiembre y octubre (Figura 24) presentan las temperaturas más cálidas ($p < 0.2$) en ambas ciudades; septiembre, a diferencia de octubre, tiende a concentrar esas probabilidades dentro de las ciudades, con una tendencia de incremento entre 0.01 y 0.47 °C (1.4 a 6.58 °C/14 años).

Noviembre (Figura 25) registra temperaturas ($p > 0.2$) que oscilan entre -0.17 y -0.01 °C (-2.38 a -1.4 °C/14 años) en la porción centro u parte del norte de la ciudad de Santiago de Querétaro, y en la mayor parte de la ciudad de San Juan del Río, con excepción de la parte noroeste que comprende una temperatura de 0.1 a 0.15 °C (0.14 a 2.1 °C/14 años).

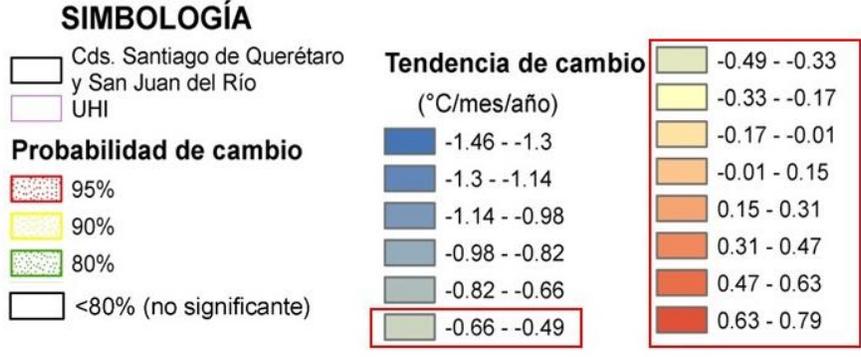
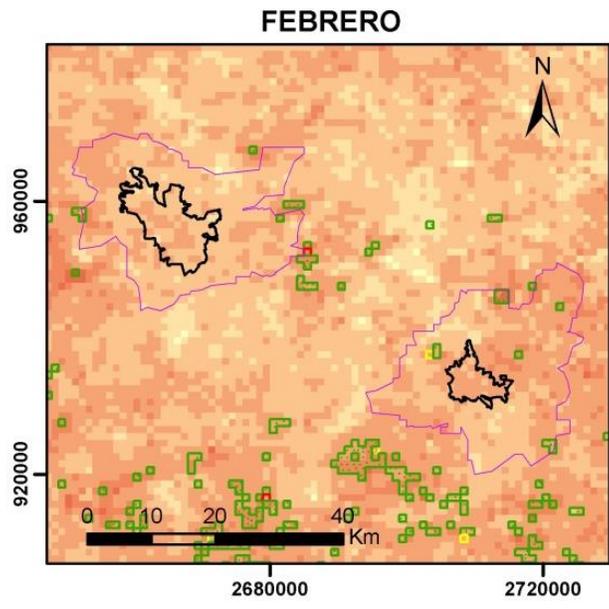
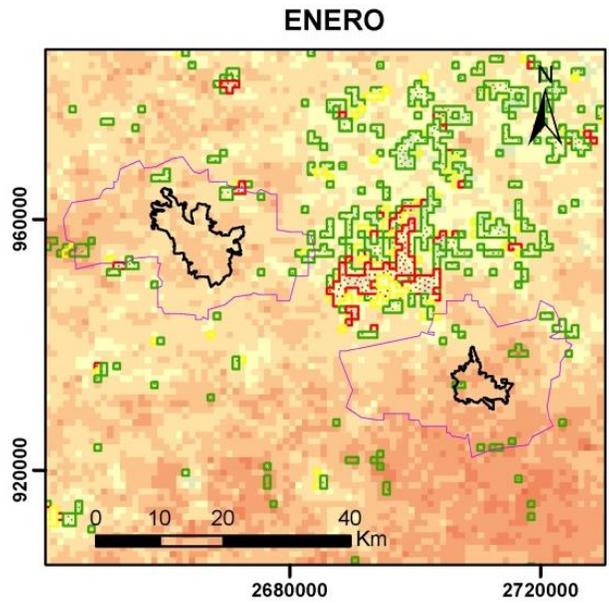


Figura 20. Mapas de tendencia de temperatura para enero y febrero

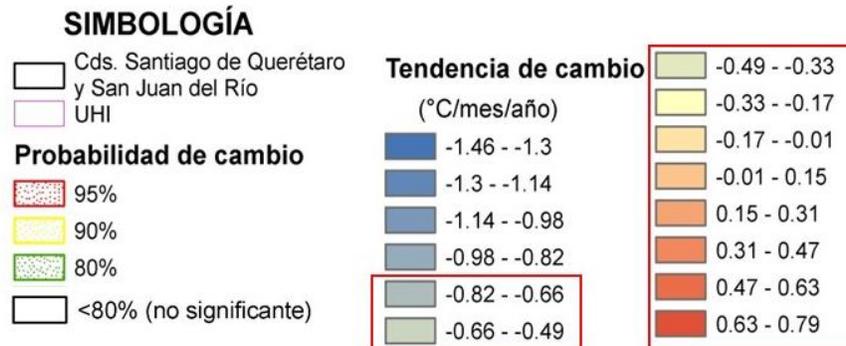
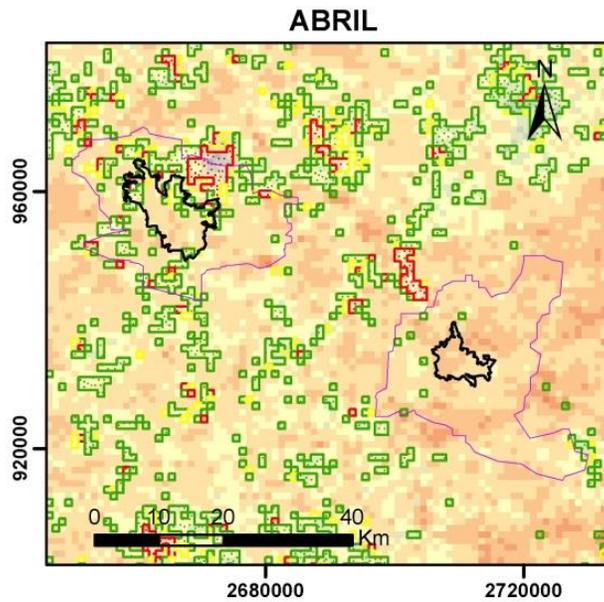
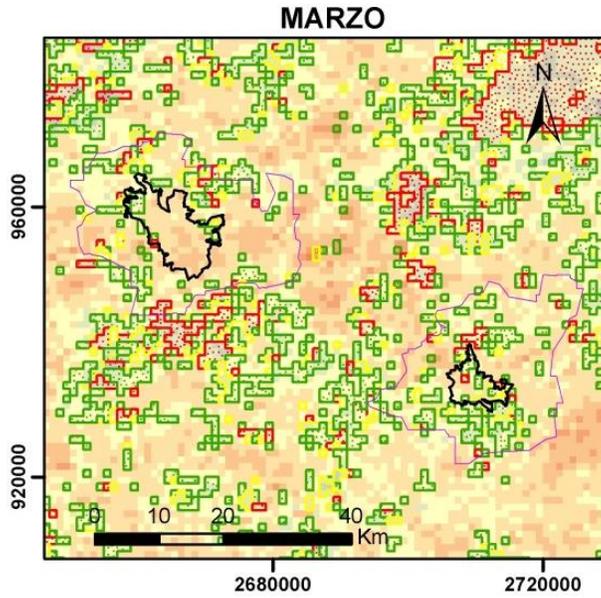
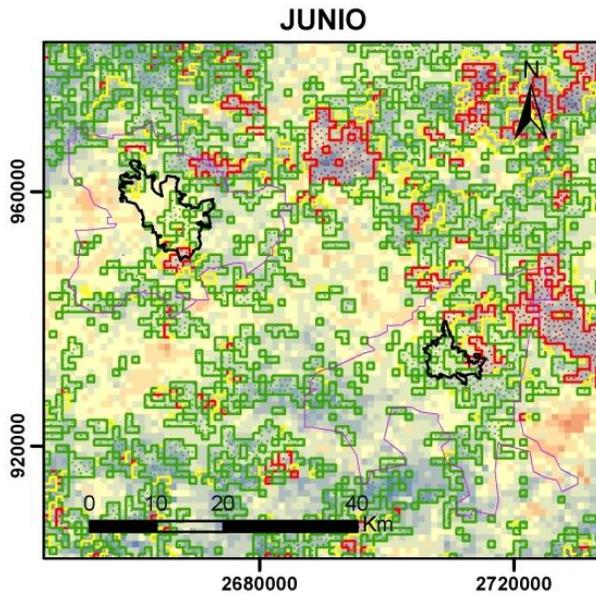
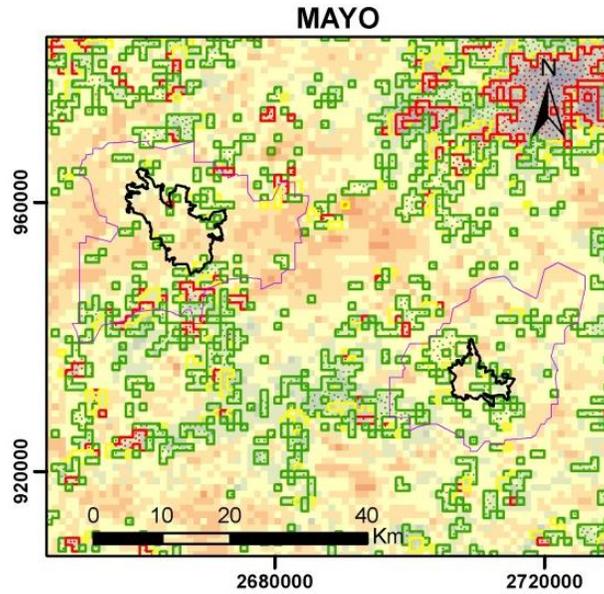


Figura 21. Mapas de tendencia de temperatura para marzo y abril



SIMBOLOGÍA

- Cds. Santiago de Querétaro y San Juan del Río
- UHI

Probabilidad de cambio

- 95%
- 90%
- 80%
- <80% (no significativa)

Tendencia de cambio
(°C/mes/año)

- | | | | |
|--|---------------|--|---------------|
| | -1.46 - -1.3 | | -0.49 - -0.33 |
| | -1.3 - -1.14 | | -0.33 - -0.17 |
| | -1.14 - -0.98 | | -0.17 - -0.01 |
| | -0.98 - -0.82 | | -0.01 - 0.15 |
| | -0.82 - -0.66 | | 0.15 - 0.31 |
| | -0.66 - -0.49 | | 0.31 - 0.47 |
| | | | 0.47 - 0.63 |
| | | | 0.63 - 0.79 |

Figura 22. Mapas de tendencia de temperatura para mayo y junio

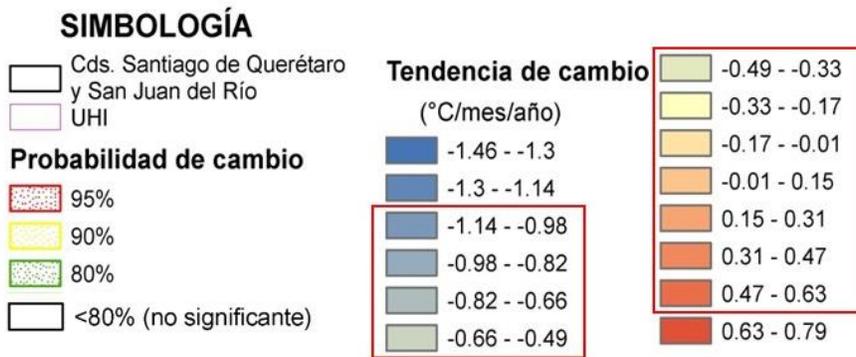
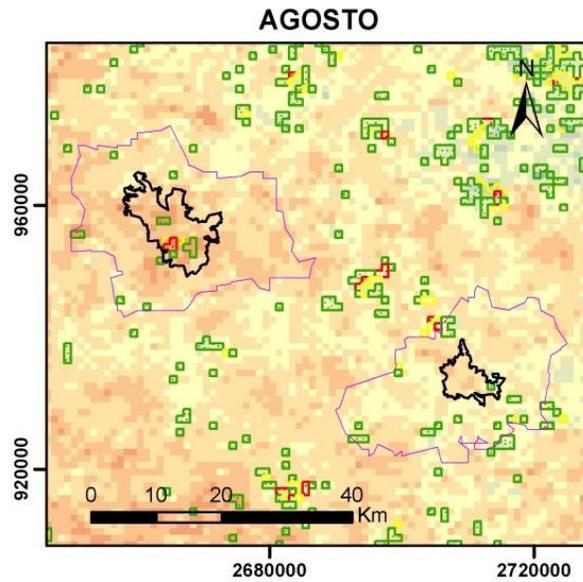
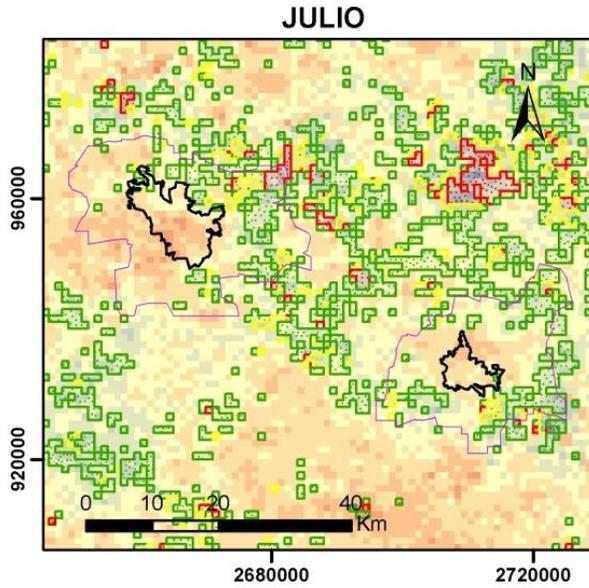
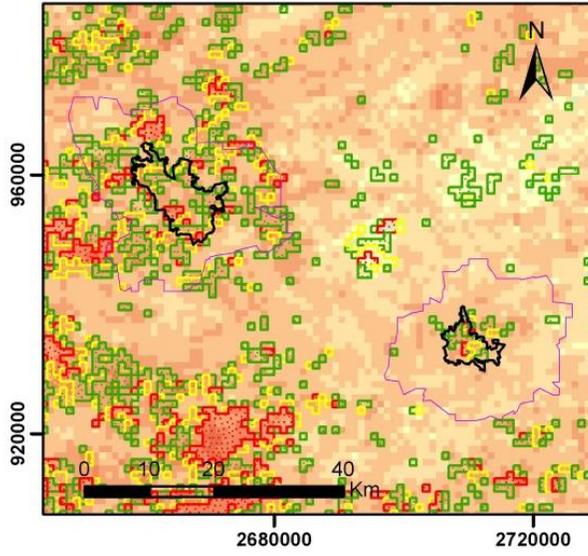
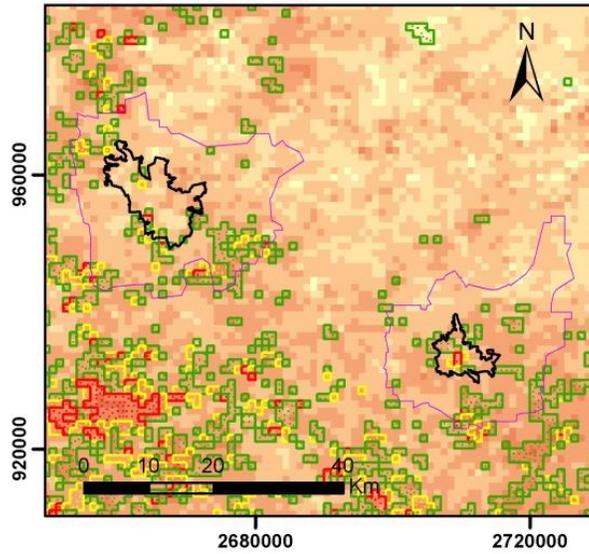


Figura 23. Mapas de tendencia de temperatura para julio y agosto

SEPTIEMBRE



OCTUBRE



SIMBOLOGÍA

 Cds. Santiago de Querétaro y San Juan del Río
 UHI

Probabilidad de cambio

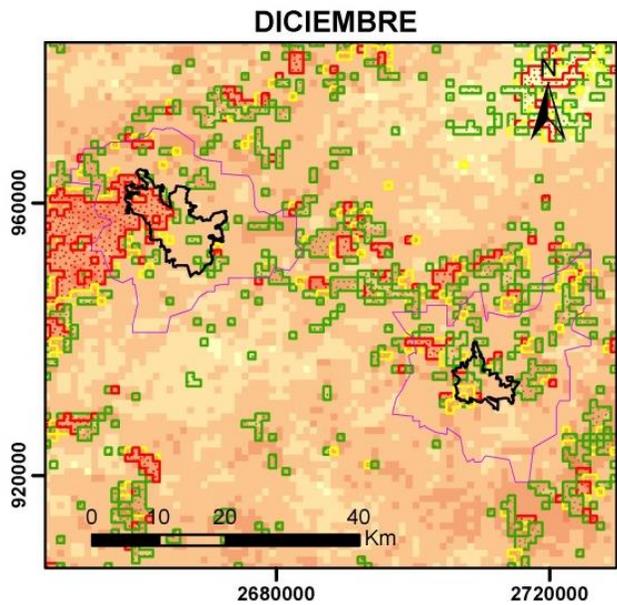
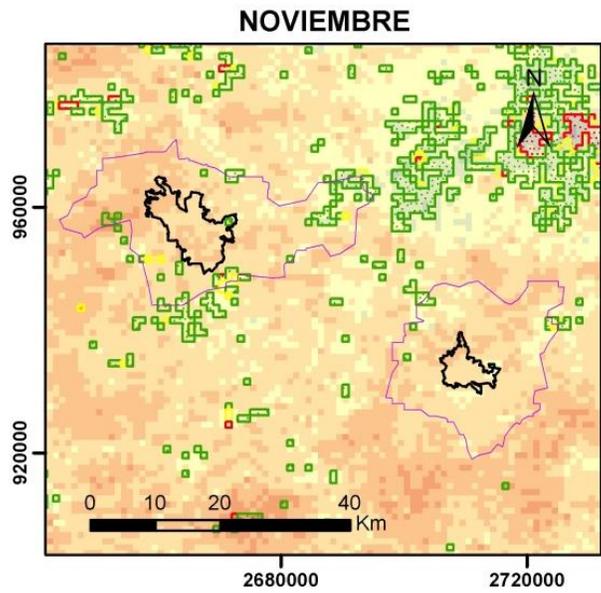
 95%
 90%
 80%
 <80% (no significativa)

Tendencia de cambio (°C/mes/año)

 -1.46 - -1.3
 -1.3 - -1.14
 -1.14 - -0.98
 -0.98 - -0.82
 -0.82 - -0.66
 -0.66 - -0.49

 -0.49 - -0.33
 -0.33 - -0.17
 -0.17 - -0.01
 -0.01 - 0.15
 0.15 - 0.31
 0.31 - 0.47
 0.47 - 0.63
 0.63 - 0.79

Figura 24. Mapas de tendencia de temperatura para septiembre y octubre



SIMBOLOGÍA

- Cds. Santiago de Querétaro y San Juan del Río
- UHI

Probabilidad de cambio

- 95%
- 90%
- 80%
- <80% (no significativa)

Tendencia de cambio (°C/mes/año)

- | | | | |
|--|----------------|--|----------------|
| | -1.46 -- -1.3 | | -0.49 -- -0.33 |
| | -1.3 -- -1.14 | | -0.33 -- -0.17 |
| | -1.14 -- -0.98 | | -0.17 -- -0.01 |
| | -0.98 -- -0.82 | | -0.01 -- 0.15 |
| | -0.82 -- -0.66 | | 0.15 -- 0.31 |
| | -0.66 -- -0.49 | | 0.31 -- 0.47 |
| | | | 0.47 -- 0.63 |
| | | | 0.63 -- 0.79 |

Figura 25. Mapas de tendencia de temperatura para noviembre y diciembre

5.1.2 Dinámica espacio-temporal de la UHI

El análisis de las UHI fue laborioso y complicado debido a que no presentan un patrón uniforme para cada mes, sin embargo, se observan áreas remarcadas en ambas ciudades, en algunos casos esta tiende a sesgarse hacia algún lado de estas, posiblemente vinculado a las corrientes de viento o algún otro fenómeno atmosférico.

Puede decirse que la ciudad de Santiago de Querétaro mantiene de forma regular o constante los límites de la UHI en comparación con la ciudad de San Juan del Río que se muestra mayormente difusa, pudiéndose vincular a la poca vegetación que presenta con respecto a Santiago de Querétaro, además de que las edificaciones se encuentran mayormente dispersas en el espacio, pudiendo dar paso a que se expanda los límites de la UHI.

Se puede apreciar que para enero en ambas ciudades una UHI se sesga hacia el poniente, pudiéndose asociar a las corrientes de viento provenientes del Golfo de México; también se puede apreciar que para este mes las UHI de Santiago de Querétaro mantienen un margen remarcado con un área aproximada de 611.11 Km² alrededor de la ciudad, en contraste con la ciudad de San Juan del Río que se aprecia mayormente difusa con un área de 571.37 Km² (Figura 26).

Para el mes de febrero (Figura 26) se reduce el tamaño del área de la UHI (disminuyó aproximadamente 51.67 Km² para Santiago de Querétaro y 17.06 Km² para San Juan del Río), a pesar de que se encuentra en la temporada más seca del año, sin embargo, hay que mencionar que es más notable el delineado en ambas ciudades, manteniéndose en el espacio, aunque el comportamiento de la UHI de la ciudad de San Juan del Río tiende a crecer hacia el noroeste.

En marzo (Figura 27) presentó una diferencia considerable entre ambas ciudades ya que para Querétaro se registró un incremento del área con 26.79 Km², mientras que para San Juan del Río se apreció un decremento de 47.59Km², en este último también se vuelve a observar ese sesgo hacia la porción noroeste de la ciudad.

El mes de abril y mayo (Figura 27 y Figura 28) las UHI de San Juan del Río continúa sesgándose hacia el noreste, este podría verse influenciado por corrientes de viento que provoca ese sesgo. En contraparte las UHI de Santiago de Querétaro mantienen mayormente definida el área de influencia de la ciudad, siendo preciso mencionar que los comportamientos de las UHI con respecto a su tamaño se aprecian inversamente proporcionales.

Las UHI de Santiago de Querétaro en junio (Figura 28) se muestran más estables y continuas, manteniéndose en un área de entre 300 y 450 km², a excepción de la isla de calor 2013 para San Juan del Río, que se dispara a más de 700 km², además de que se sesga hacia el suroeste, posiblemente vinculada a la temporada de ciclones tropicales, en la cual se registraron dos ciclones en el Golfo de México (Andrea y Barry), las demás UHI se mantienen en un rango de 200 a 300 km².

Para los meses de julio y agosto (Figura 29) se puede observar que algunas UHI tienden a sesgarse hacia el este, conservando su área de influencia de 300 y 440 km², sin embargo, la ciudad de San Juan de Río tiene un comportamiento difuso, aunado a un comportamiento opuesto al de la ciudad de Santiago de Querétaro, es decir que, mientras una se expande la otra se contrae.

Los meses de septiembre, octubre y noviembre (Figura 30 y Figura 31), presentan un mayor registro de precipitación que influye en el comportamiento de las UHI de ambas ciudades, observándose un comportamiento mayormente estable en el tamaño del área, tendiendo a ampliarse y a disminuir el área de influencia de forma paralela, disminuyendo 4.02 Km² en Santiago de Querétaro y 2.84 Km² para San Juan del Río en octubre, y en septiembre se registra un incremento de 60.18 Km² y 53.28 Km², respectivamente.

En diciembre (Figura 31) se aprecia que los límites de la UHI en ambas ciudades no presentan un remarcado constante y su comportamiento tampoco se aprecia constante o uniforme en el espacio, sin embargo, se registra una disminución en el tamaño del área, mayormente apreciable en la ciudad de Santiago de Querétaro

con un decremento aproximado de 129.75 Km², en contraparte de San Juan del Río que registra una disminución de 8.26 Km².

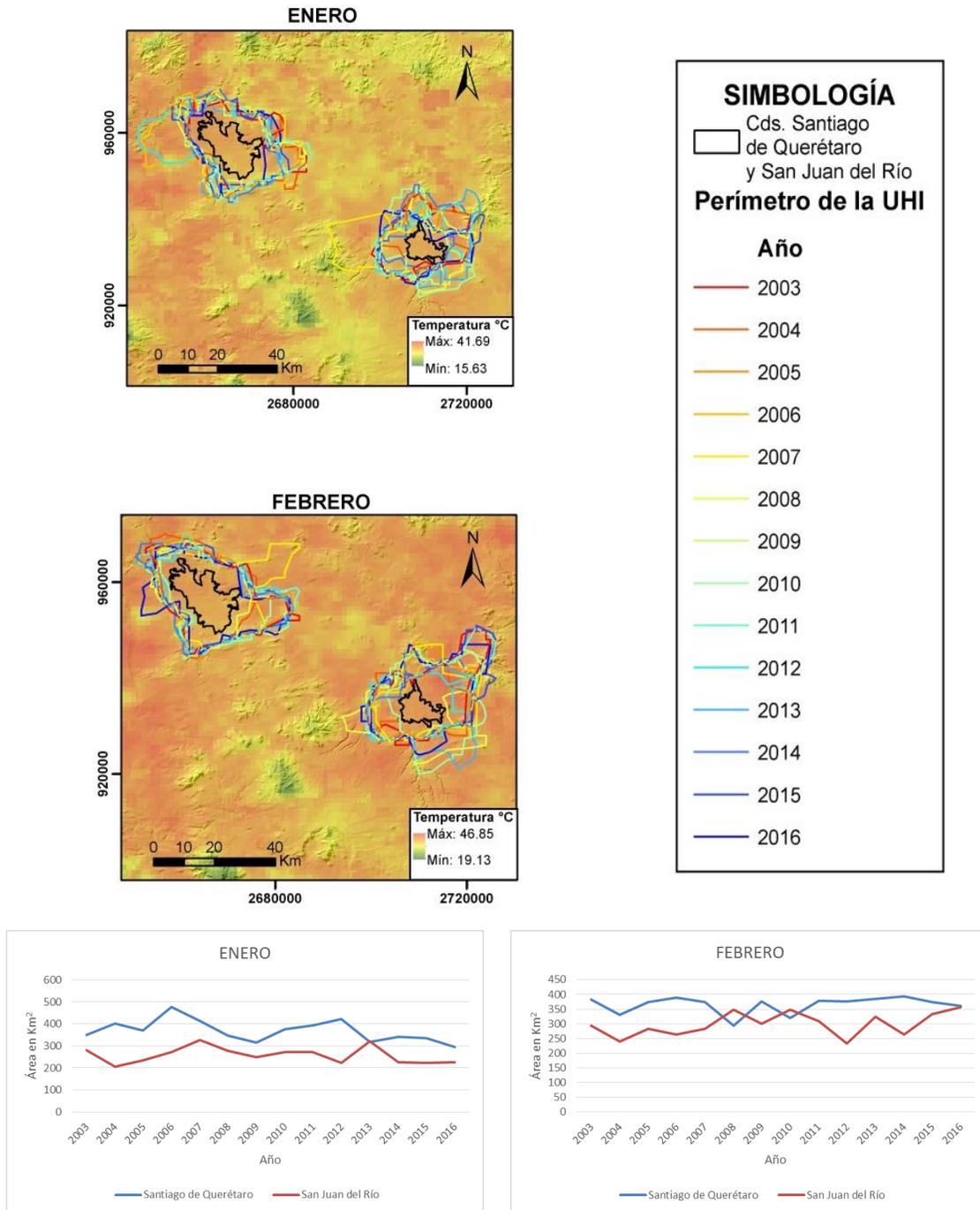


Figura 26. Mapa de la dinámica espacio-temporal de la UHI, y graficas de tamaño de la UHI en Km² para enero y febrero

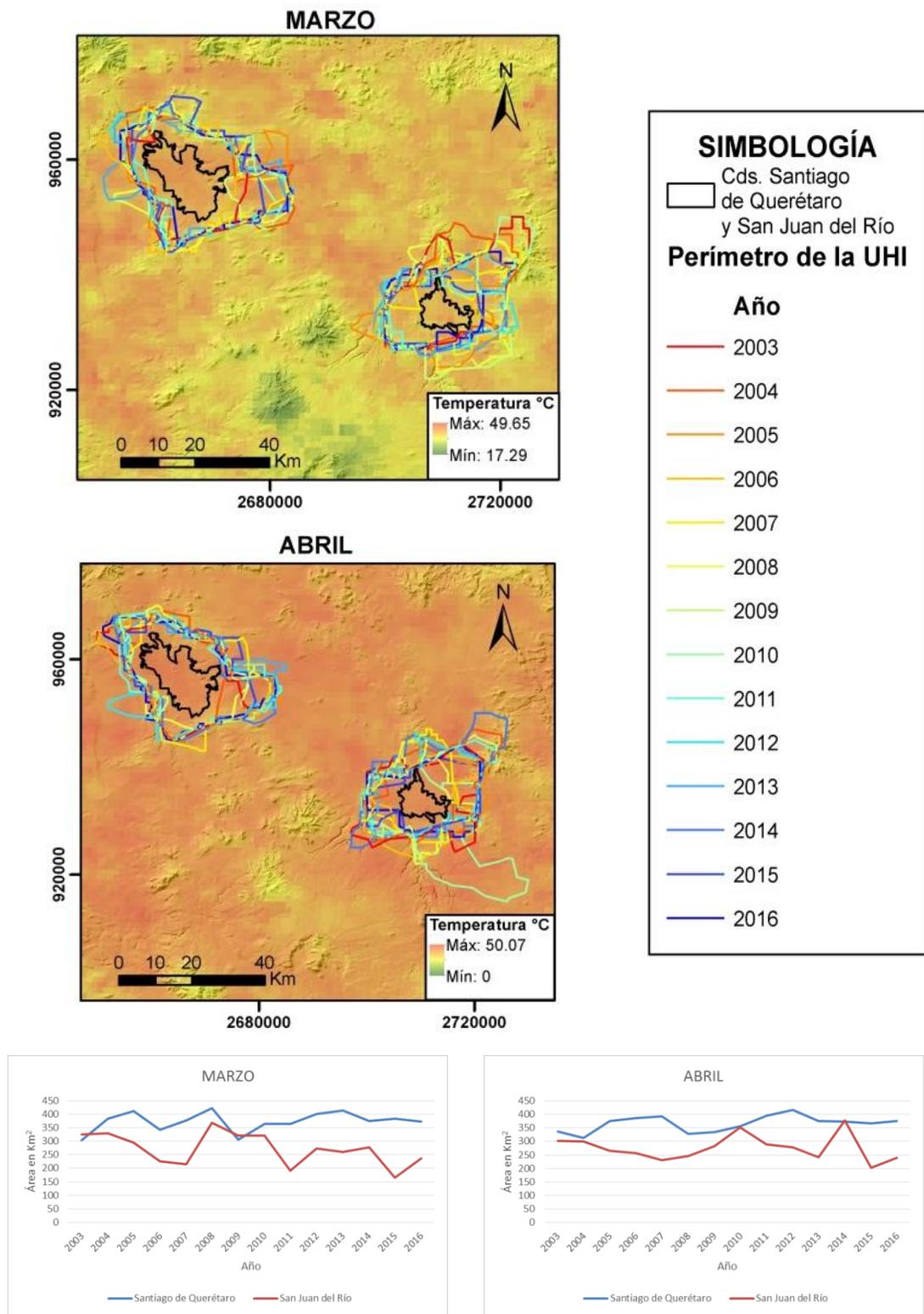


Figura 27. Mapa de la dinámica espacio-temporal de la UHI, y graficas de tamaño de la UHI en Km2 para marzo y abril

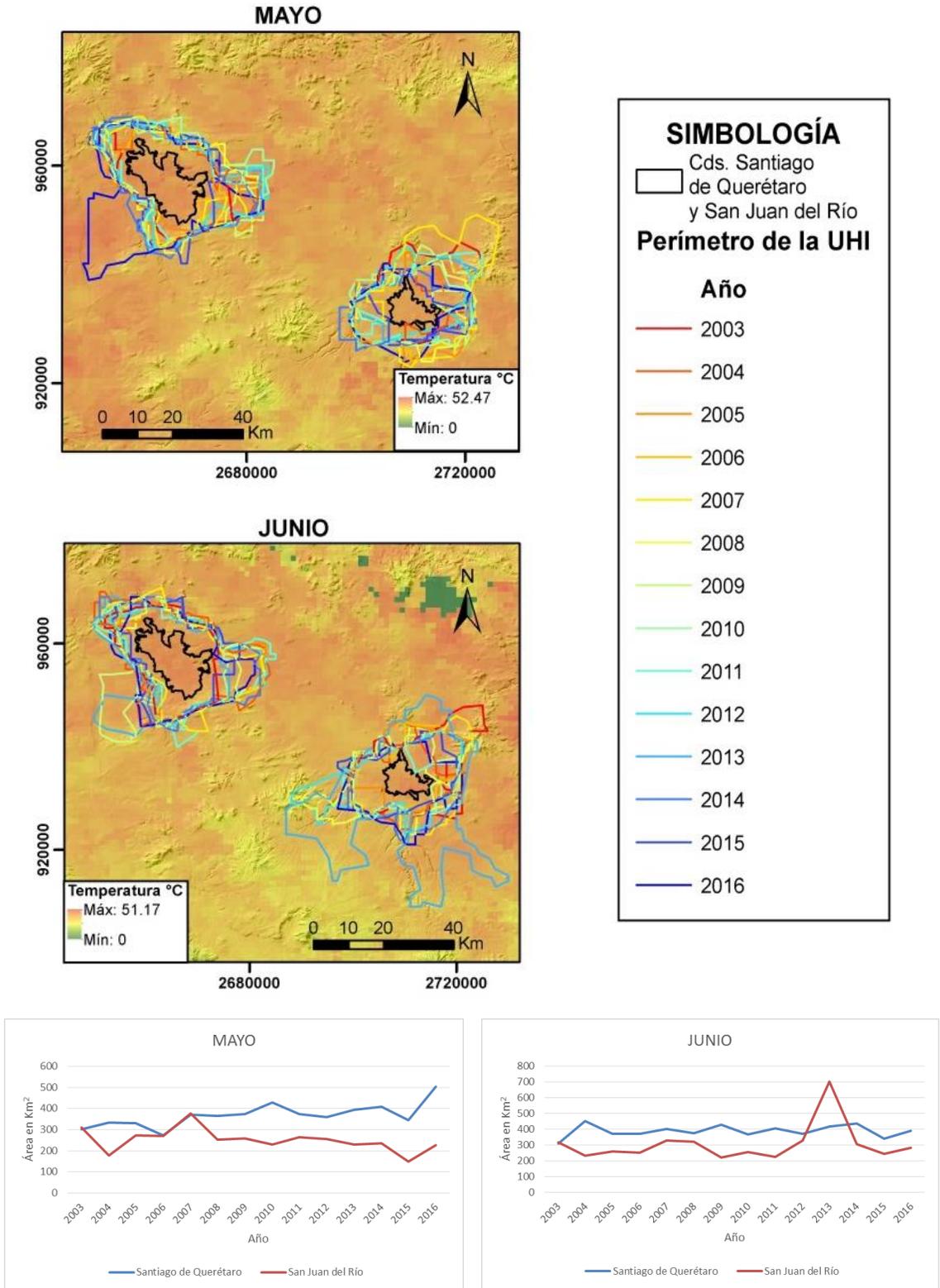


Figura 28. Mapa de la dinámica espacio-temporal de la UHI, y graficas de tamaño de la UHI en Km² para mayo y junio

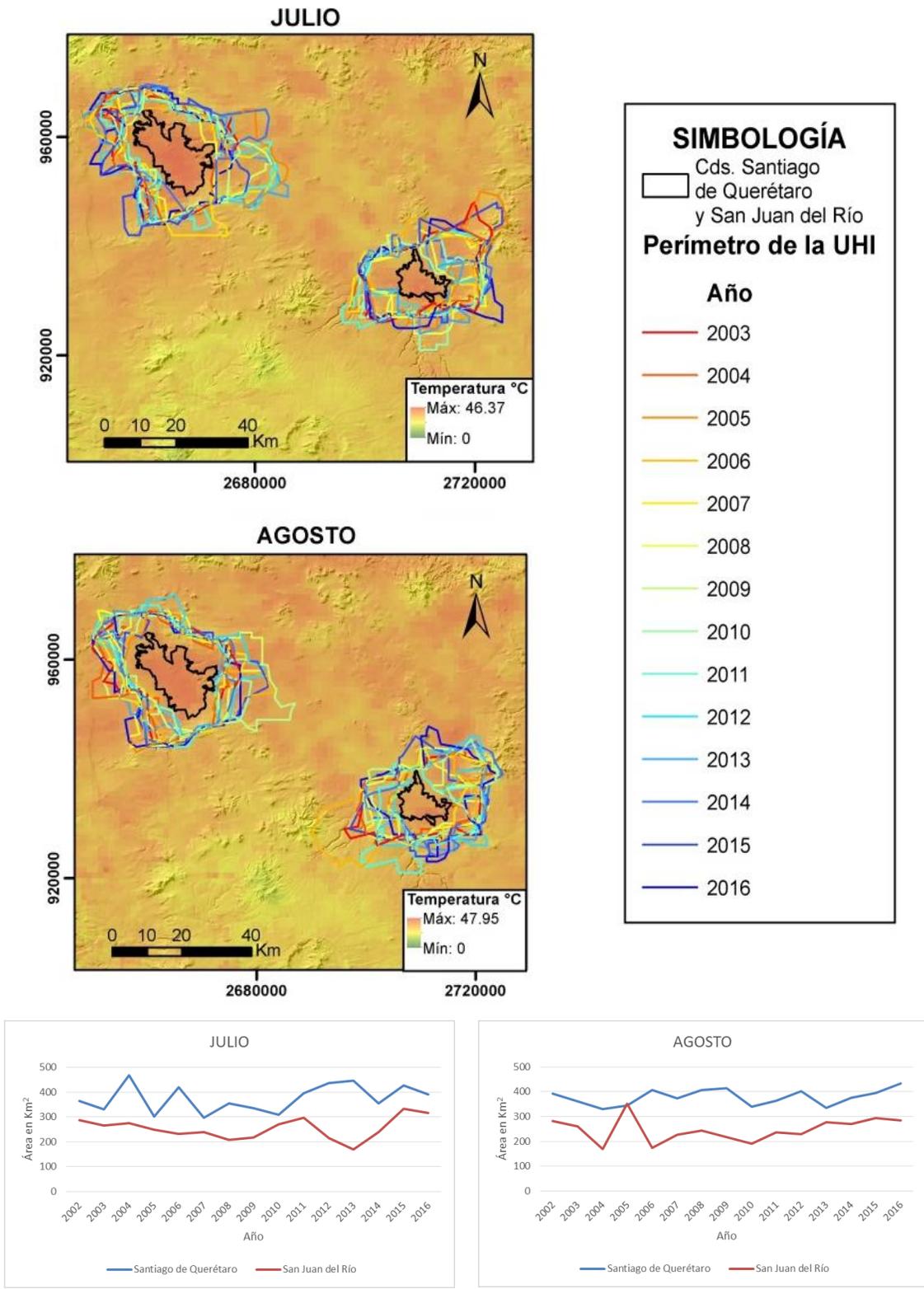


Figura 29. Mapa de la dinámica espacio-temporal de la UHI, y graficas de tamaño de la UHI en Km2 para julio y agosto

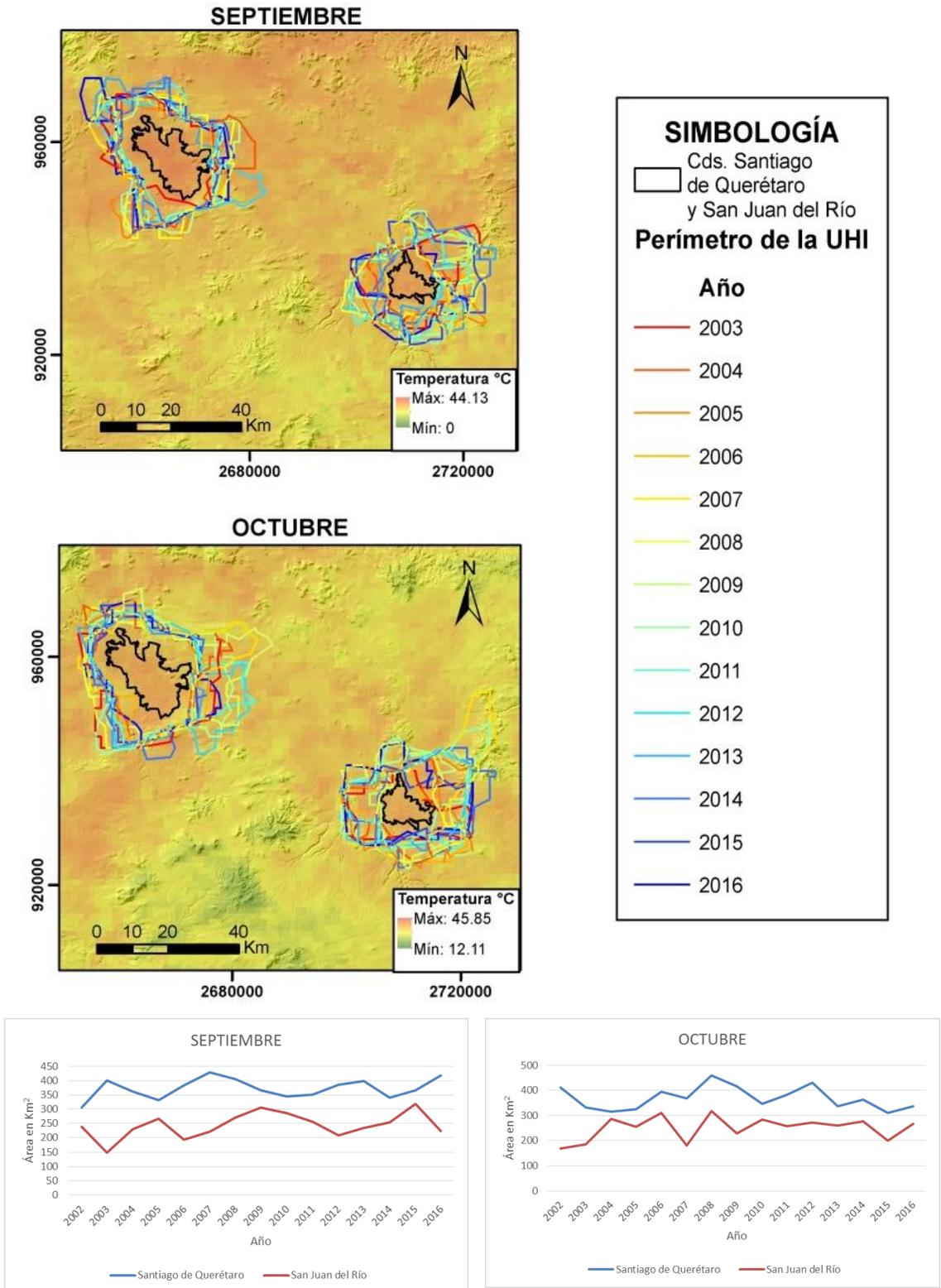


Figura 30. Mapa de la dinámica espacio-temporal de la UHI, y graficas de tamaño de la UHI en Km² para septiembre y octubre

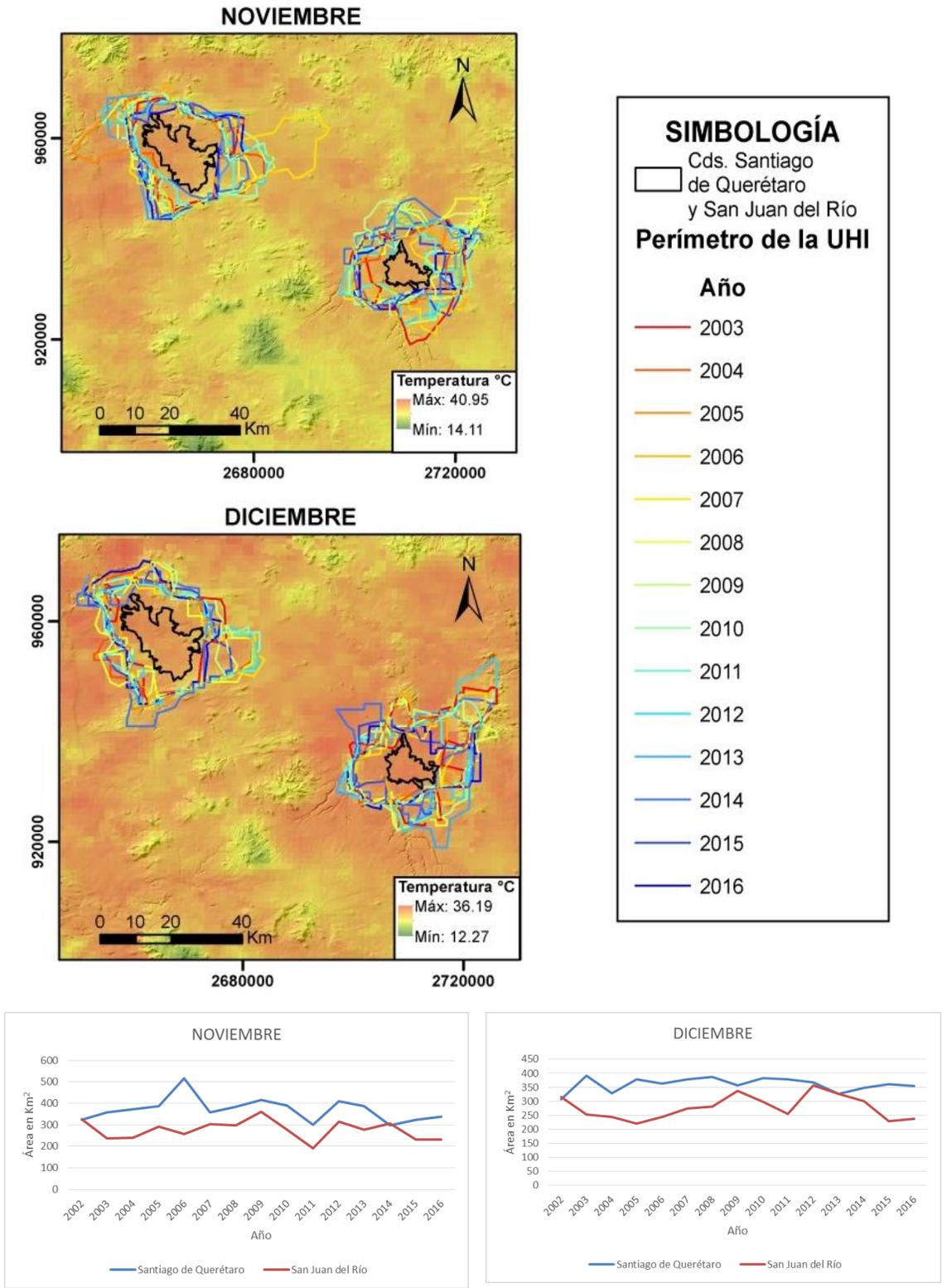


Figura 31. Mapa de la dinámica espacio-temporal de la UHI, y graficas de tamaño de la UHI en Km2 para noviembre y diciembre

Tabla 5. Área de las UHI (Km²) de la ciudad de Santiago de Querétaro

AÑO MES	2002	2003	2004	2005	2006	2007	2008	2009	2010	2011	2012	2013	2014	2015	2016
1		348.87	401.65	368.88	477.73	413.06	347.68	314.42	376.78	391.81	423.34	317.55	341.93	335.17	294.84
2		383.20	330.24	373.20	388.58	373.14	293.78	376.51	320.38	379.05	376.42	384.60	394.30	373.14	361.47
3		303.45	383.40	411.91	343.59	377.73	422.14	306.29	365.01	364.47	400.20	413.46	374.45	383.23	372.23
4		336.49	311.86	376.53	387.09	392.13	327.72	334.25	356.75	394.24	415.79	374.75	373.62	366.28	375.08
5		300.01	332.91	330.77	273.56	370.44	364.09	372.56	428.38	373.69	360.16	394.85	408.97	345.93	504.00
6		307.53	450.26	371.07	370.37	402.56	373.39	427.24	366.50	404.12	371.70	417.10	433.60	340.04	389.87
7	363.12	330.56	467.24	302.32	420.50	296.05	354.85	335.63	309.29	394.52	437.50	447.02	354.50	426.14	390.54
8	393.30	360.47	329.25	345.39	405.70	372.63	405.72	413.87	340.15	363.72	401.33	335.40	374.92	395.81	433.55
9	304.98	401.98	362.81	332.57	384.44	428.32	404.86	366.13	344.89	352.19	386.14	398.74	339.42	367.31	418.63
10	411.65	332.28	315.48	325.52	394.66	369.03	459.15	415.32	347.19	383.12	429.78	336.51	362.45	311.18	335.98
11	322.62	358.28	372.37	387.41	518.19	358.16	383.07	415.84	389.00	300.10	410.13	387.48	297.76	322.78	338.38
12	306.37	391.26	328.92	379.31	363.94	378.39	387.90	357.02	383.72	377.45	367.17	325.69	348.43	361.15	354.64

Tabla 6. Área de las UHI (Km²) de la ciudad de San Juan del Río

AÑO MES	2002	2003	2004	2005	2006	2007	2008	2009	2010	2011	2012	2013	2014	2015	2016
1		281.31	206.60	234.16	271.90	326.04	278.32	248.11	271.55	271.12	222.91	320.48	226.13	222.39	224.45
2		294.41	239.82	283.14	264.67	282.57	347.01	301.10	348.61	309.52	232.98	323.49	262.84	332.00	356.76
3		325.27	330.66	295.59	224.84	214.23	368.64	320.48	320.54	191.99	273.90	260.72	277.89	164.73	237.26
4		302.84	300.07	264.72	255.70	230.40	246.50	283.22	352.68	288.52	277.33	242.37	377.59	202.75	239.01
5		310.74	176.91	273.50	270.39	376.93	253.64	258.16	229.77	262.48	254.20	227.77	234.83	148.91	227.45
6		314.40	232.08	256.99	250.60	327.65	319.81	219.11	253.04	222.19	329.05	701.79	303.27	242.69	282.76
7	288.12	264.52	275.96	249.99	231.96	239.29	207.18	217.94	270.35	297.01	214.88	169.85	238.97	332.90	315.04
8	281.41	259.61	168.51	352.76	173.02	227.61	243.11	216.68	190.36	237.18	229.34	277.81	269.84	293.78	285.01
9	239.72	146.82	230.00	265.89	193.88	221.57	271.78	305.57	287.03	255.60	209.25	233.55	253.50	319.47	223.83
10	168.54	185.47	286.62	255.76	309.47	179.85	317.09	228.60	283.30	257.06	271.15	260.17	277.53	200.14	267.58
11	326.57	237.11	239.69	291.60	256.67	303.99	296.15	361.37	278.66	190.56	314.81	278.78	305.16	231.06	232.28
12	316.16	252.13	245.10	220.44	243.75	273.78	280.21	337.70	298.02	255.69	355.94	325.67	300.60	229.61	237.30

5.2 Dinámica espacio-temporal de la lluvia

A continuación, se presentan las tendencias y probabilidades de cambio del Número de Días con Lluvia (NDLL), de la Media de los Días con Lluvia (MDLL) y de la Precipitación Total (PPTOT) de las Ciudades de Santiago de Querétaro y San Juan del Río, cada una de las variables se procesó por mes.

5.2.1 Número de Días con Lluvia (NDLL)

Los mapas que se presentan enseguida muestran el aumento o la disminución del NDLL por cada mes dentro de las ciudades, en los resultados arrojados se observa que para ambas ciudades el comportamiento es relativamente homogéneo.

Para el caso de los meses que presentan una disminución o estabilización -0.03 a 0 día/mes/año (-1 día/mes/36 años) del NDLL son; febrero, marzo, abril, junio, noviembre y diciembre (Figura 32, Figura 33, Figura 34 y Figura 37), esto se podría deber a la estación del año, ya que en su mayoría los meses corresponden a invierno, y es la temporada en que disminuyen las lluvias y por consiguiente el número de días con lluvia.

En los meses anteriormente mencionados no se observan cambios significativos con excepción de febrero ($p < 0.2$), para la Ciudad de San Juan del Río; y en diciembre la significancia se presenta en ambas ciudades, para Santiago de Querétaro se observa principalmente en la parte centro-sur y para San Juan del Río en una pequeña porción en el norte-oeste, ambos casos pueden estar vinculados con el tamaño de la UHI ya que se observa un poco más angosta en esas secciones.

Para mayo, agosto y octubre (Figura 34, Figura 35 y Figura 36) se observa una disminución mayor de -0.12 a -0.09 días/mes/año (-4 o -3 días/mes/36 años) del NDLL pero solo en una pequeña superficie de las ciudades. En mayo la tendencia ($p < 0.2$), se presenta principalmente en SJR, en el centro-este, pudiendo estar relacionada con el tamaño de la UHI que es la de menor tamaño con respecto a los demás meses; en agosto la UHI de Santiago de Querétaro es más grande y es

donde se presenta la reducción en el NDLL en el centro y sur de ésta, infiriendo que quizá esta disminuyó, pero llovió más otros días, generando como consecuencia dicha reducción.

Al haberse presentado más lluvia en otros meses o más NDLL, con respecto a octubre (que es el mes en donde se presentan las últimas lluvias del año, regularmente), pudo haber ocurrido el decremento ($p < 0.2$ para Santiago de Querétaro) como consecuencia de la baja de días en que llovía.

En el mes de enero (Figura 32), hubo un aumento de 0.03 a 0.06 días/mes/año (1 o 2 días/mes/36 años), presento un comportamiento diferente de los otros meses de la estación de invierno, pudiéndose vincular a un mayor número de frentes fríos que pudieron traer consigo un aumento en las lluvias (2001-2016), en comparación con este año en que el número de frentes fríos se redujo (SMN, 2018), la significancia se presenta ($p < 0.2$) en San Juan del Río, en la parte norte.

En relación con los meses de julio y septiembre (Figura 35 y Figura 36), presentan un incremento de 0.09 a 0.15 días/mes/año (3 o 5 días/mes/36 años). Presentan el mayor aumento de todos los meses, principalmente septiembre ($p < 0.1$) ya que en ambas ciudades se muestra en toda su superficie, pudiendo estar relacionado con el tamaño de la isla de calor de Santiago de Querétaro con la probabilidad de que ocurra este cambio ($p < 0.2$), pues es una de las más grandes registradas en el estudio. El resultado concuerda con la temporada de lluvias, ya que en el mes de septiembre es donde se presentan lluvias más abundantes.

Para el caso del aumento o disminución del número de días con lluvia dentro de la UHI, el comportamiento es similar al comportamiento dentro de las ciudades, con excepción del mes de junio en el que se muestra un aumento y disminución de los días, esto para San Juan del Río, encontrándose alrededor de - 1 a 3 o 5 días/mes/36 años, debido a que presenta la UHI más grande.

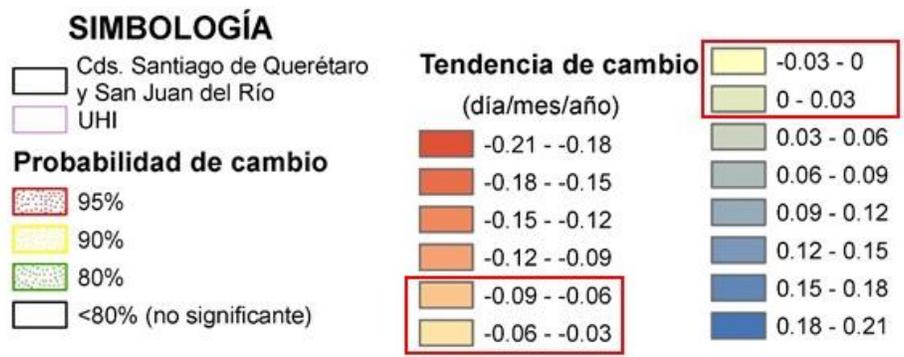
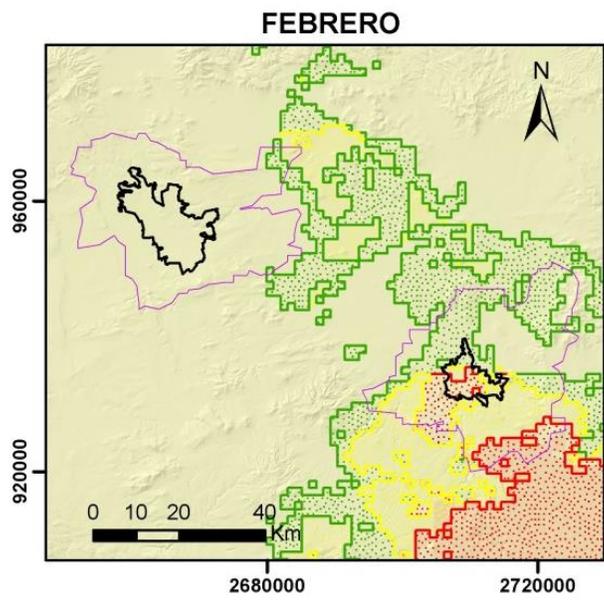
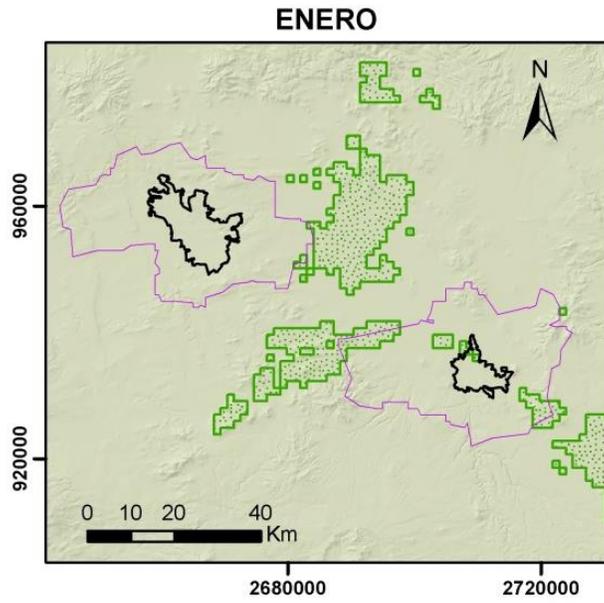


Figura 32. Mapas de tendencia de Número de Días con Lluvia para enero y febrero

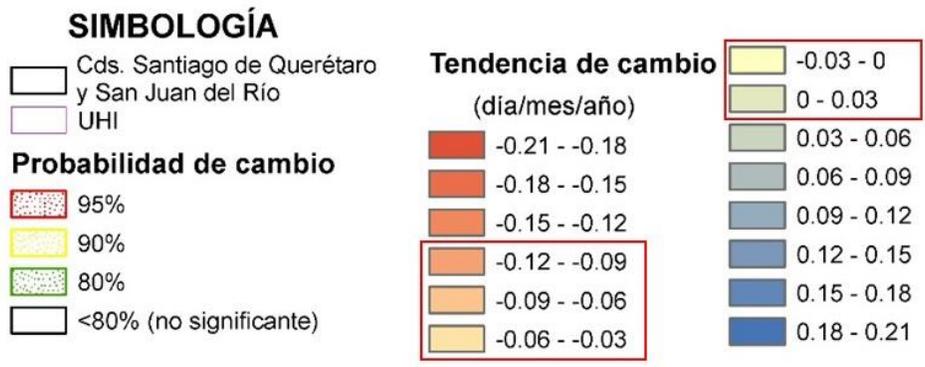
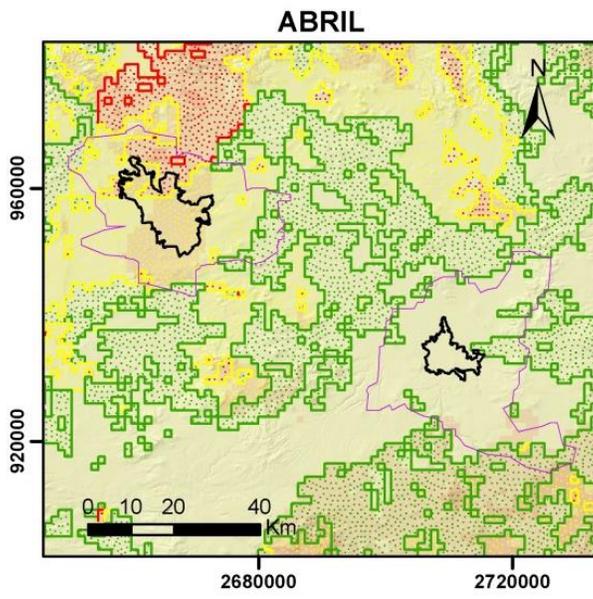
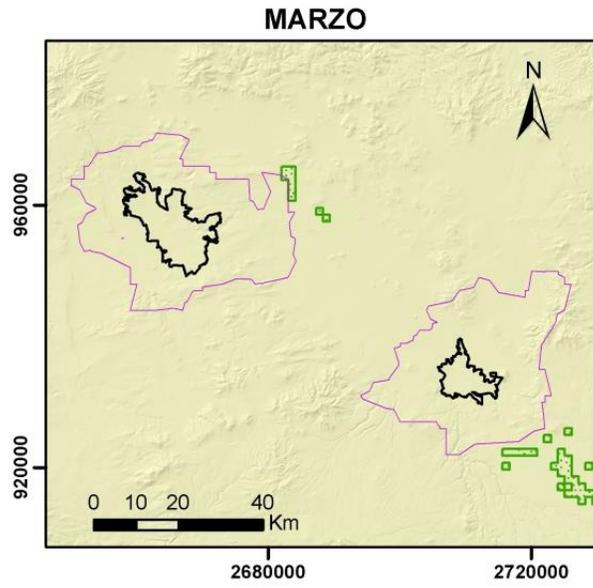


Figura 33. Mapas de tendencia de Número de Días con Lluvia para marzo y abril

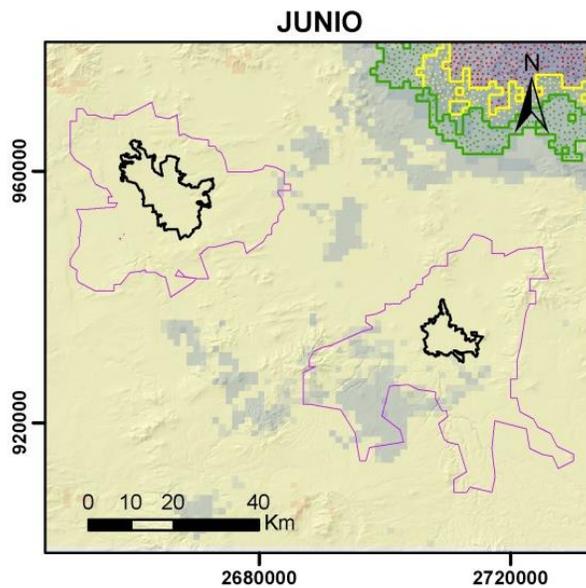
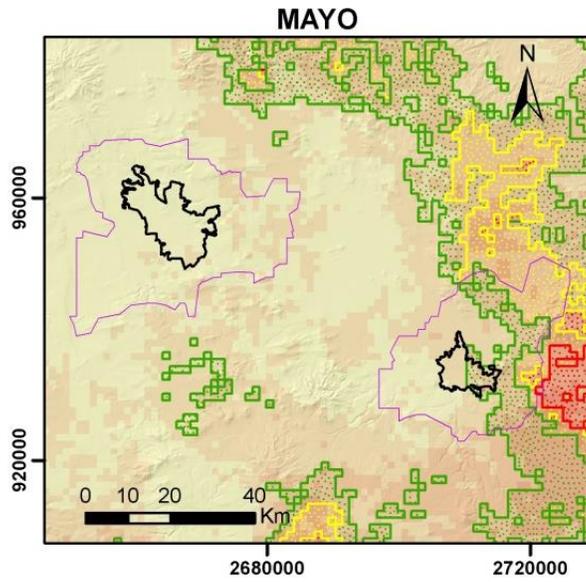


Figura 34. Mapas de tendencia de Número de Días con Lluvia para mayo y junio

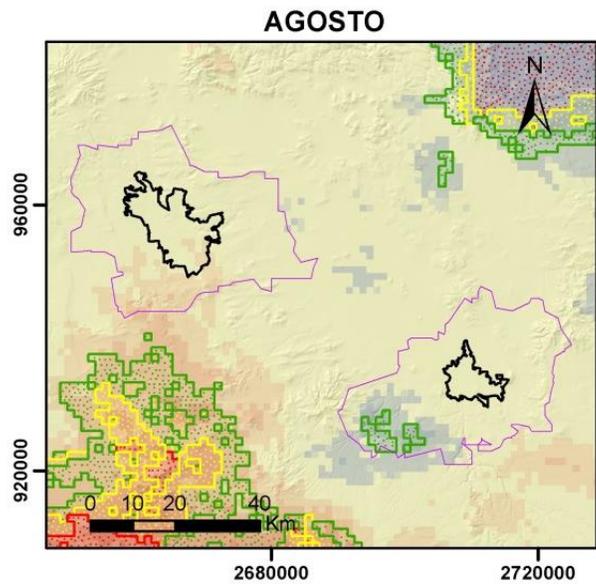
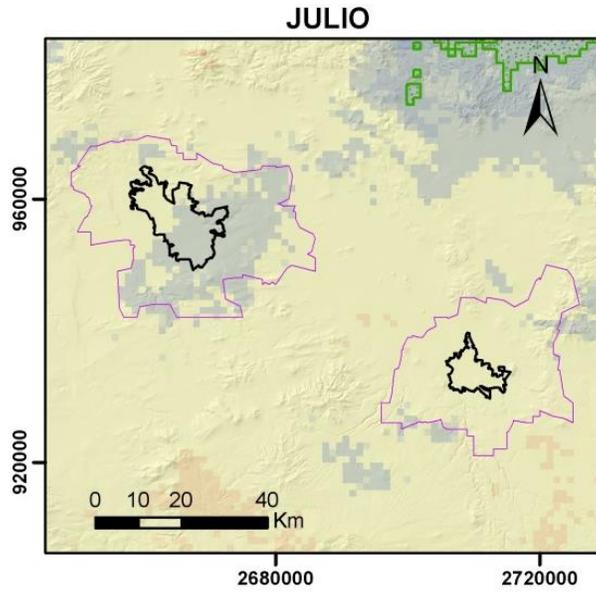


Figura 35. Mapas de tendencia de Número de Días con Lluvia para julio y agosto

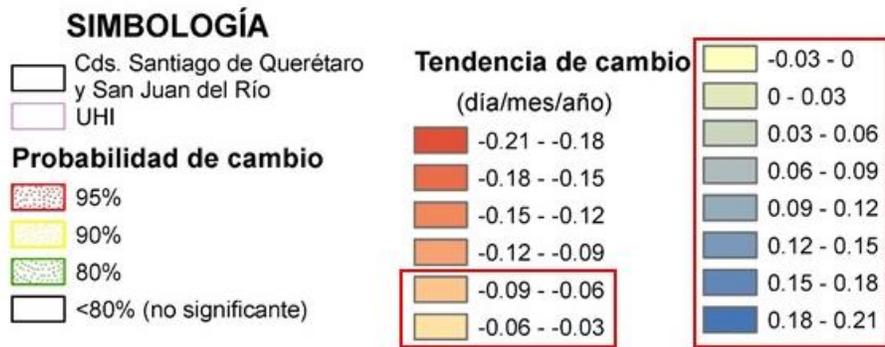
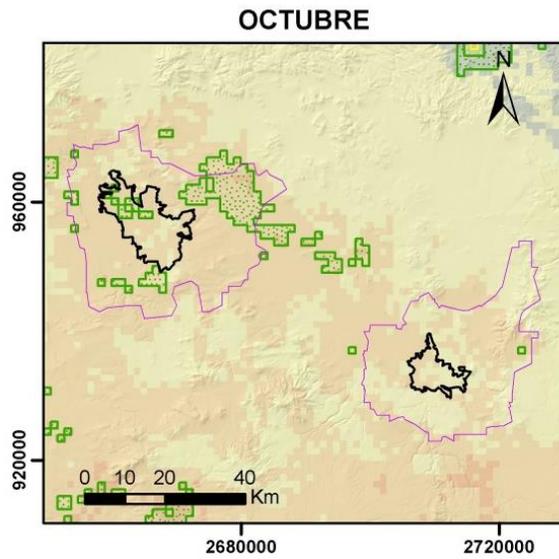
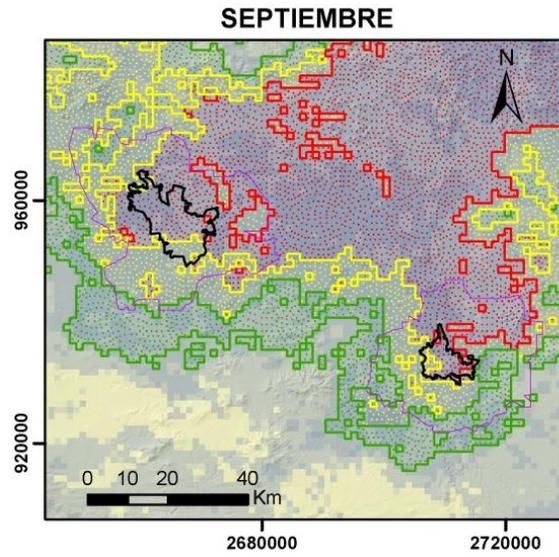


Figura 36. Mapas de tendencia de Número de Días con Lluvia para septiembre y octubre

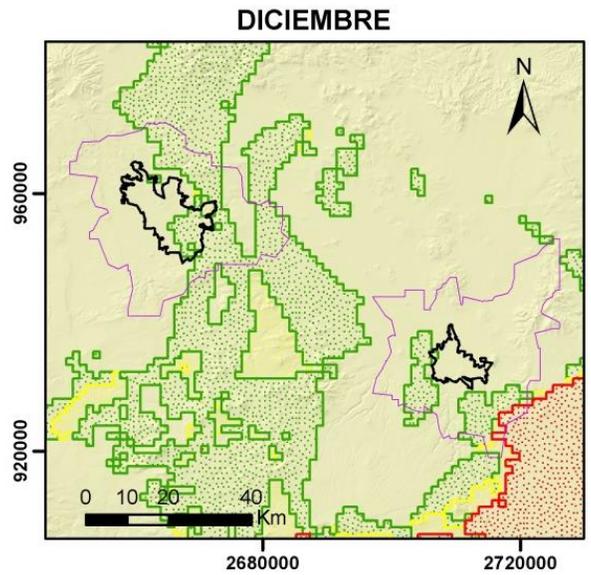
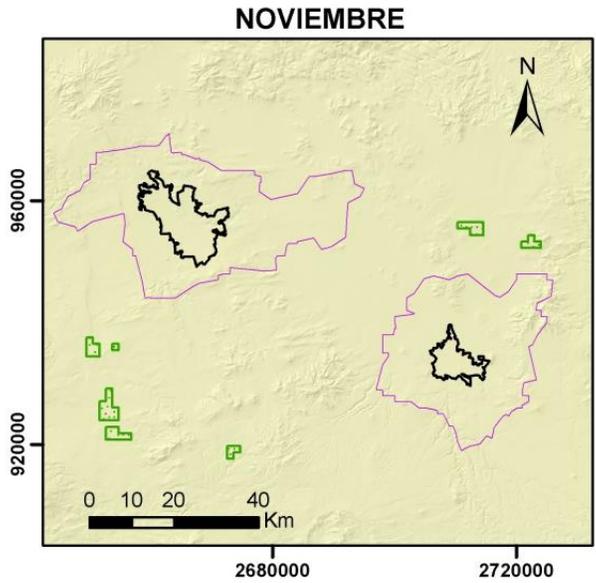


Figura 37. Mapas de tendencia de Número de Días con Lluvia para noviembre y diciembre

5.2.2 Precipitación Total al Mes (PPTOT)

Para el caso de la segunda variable obtenida de la suma de los datos de lluvia diaria al mes, se obtuvieron los resultados que se muestran a continuación.

La disminución de lluvia total al mes la presentaron los meses de enero, febrero, marzo, abril, agosto, octubre y diciembre para Santiago de Querétaro y San Juan del Río, con excepción de agosto para esta última (Figura 42 y Figura 43), con una reducción de aproximadamente -0.65 mm/mes/año, (-23.4 mm/mes/36 años), con una probabilidad de ocurrencia de $p < 0.20$. Esta baja se ve reflejada en el número de días con lluvia, ya que estos también sufrieron un descenso de 1 o 3 días en el periodo de 36 años, ocurriendo lo mismo con la media de la lluvia, en la cual también hay una reducción de 3.24 mm al mes en 36 años. Esa disminución puede estar vinculada al aumento de lluvias en meses pasados, lo que tuvo como efecto ese cambio.

Para los meses de mayo, junio, julio, agosto y noviembre que registraron un aumento de 0.43 a 1.51 mm/mes/año en ambas ciudades, pero Santiago de Querétaro solo lo registró en la parte norte.

En el caso de mayo, junio y julio presentan un aumento relativamente uniforme, los últimos tres meses antes mencionados, muestran algunos pixeles dentro de las ciudades que corresponden a un porcentaje de reducción de la lluvia, estos se presentan en una pequeña porción. Para el caso de junio en Santiago de Querétaro se observa en la parte sureste, para julio en ambas ciudades se observan, aunque principalmente en SJR, poco más de la mitad de la ciudad y para el mes de agosto solo Santiago de Querétaro los presenta en el sur de la ciudad. Este aumento es de aproximadamente 15.48 a 54.36 mm al mes en 36 años, sin embargo, solo en el mes de junio en que la isla de calor de San Juan del Río es la más grande se presenta un mayor aumento, pero solo para esa ciudad, debido tal vez al efecto de la UHI.

En el mes de septiembre se puede observar el mayor incremento de lluvia y la mayor probabilidad ($p < 0.05$) de que este cambio ocurra, volviéndose considerable el aumento debido a que se trata de una región semiárida, teniendo un acrecentamiento de 1.51 a 2.04 mm/mes/año (54.36 a 73.44 mm/mes/36 años), pudiéndose asociar a que se trata del mes más lluvioso durante todo el año.

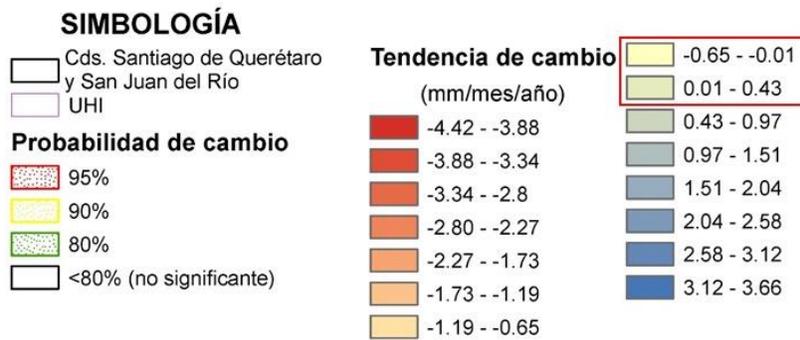
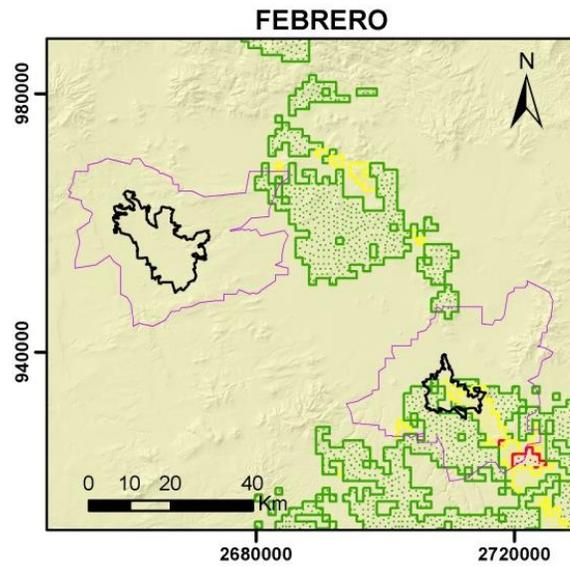
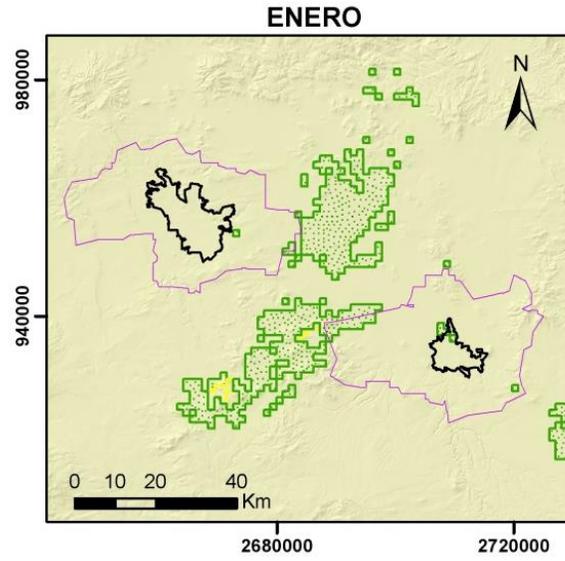


Figura 38. Mapas de tendencia de Precipitación Total al Mes para enero y febrero

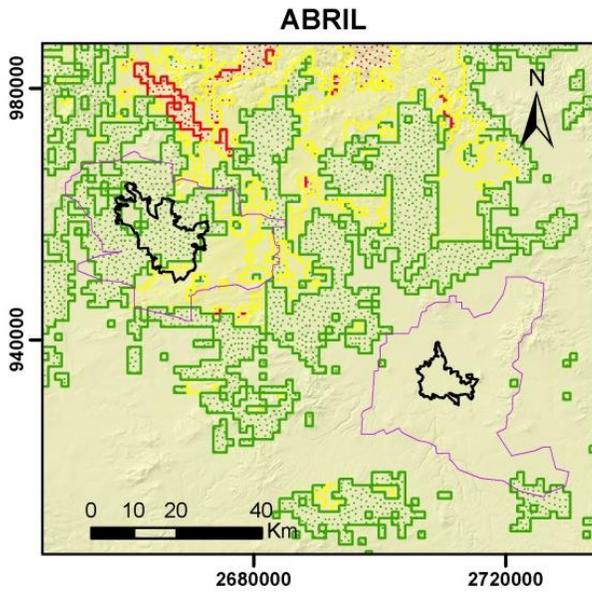
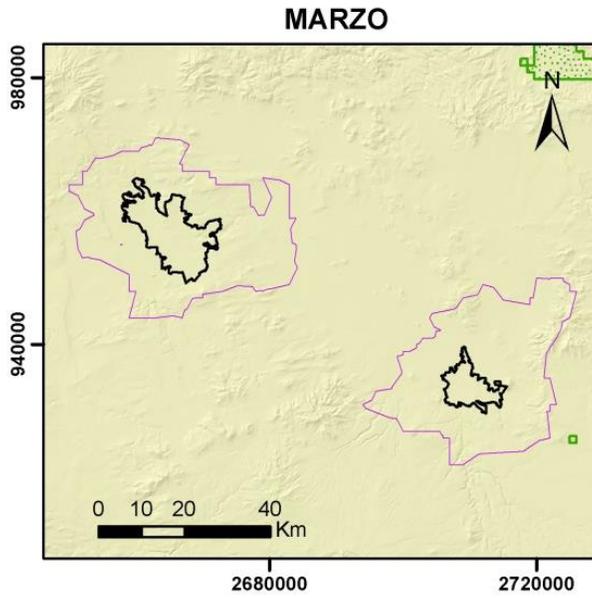


Figura 39. Mapas de tendencia de Precipitación Total al Mes para marzo y abril

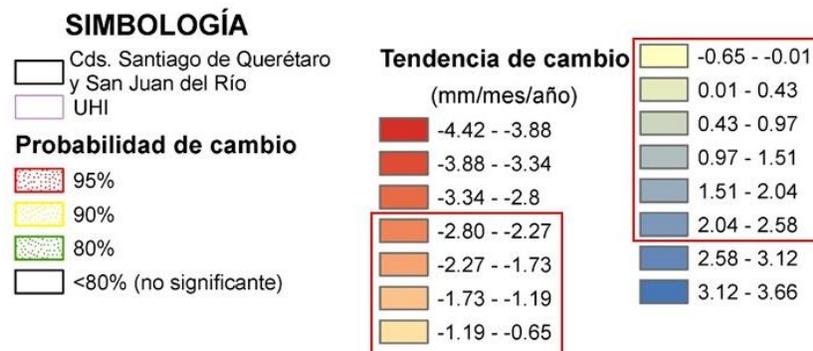
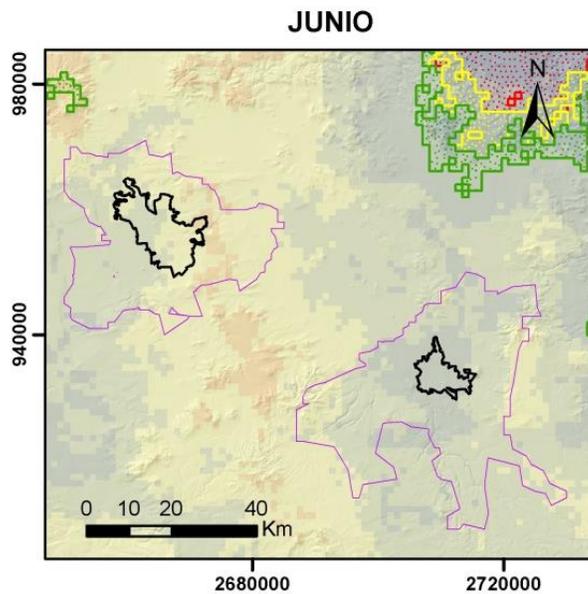
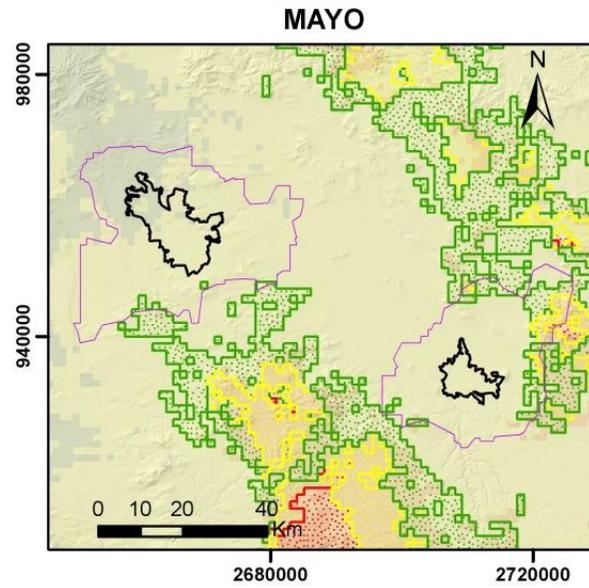


Figura 40. Mapas de tendencia de Precipitación Total al Mes para mayo y junio

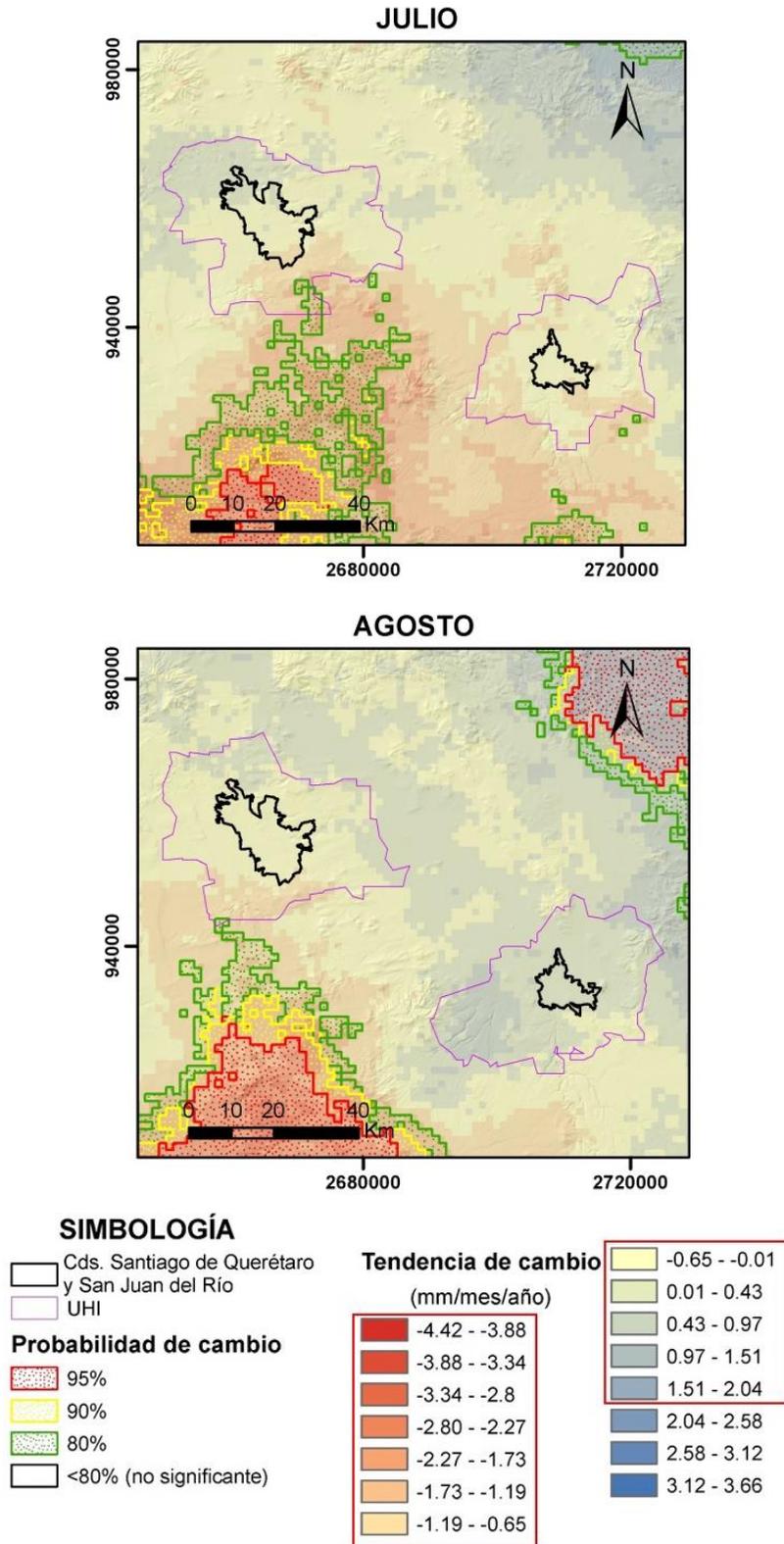


Figura 41. Mapas de tendencia de Precipitación Total al Mes para julio y agosto

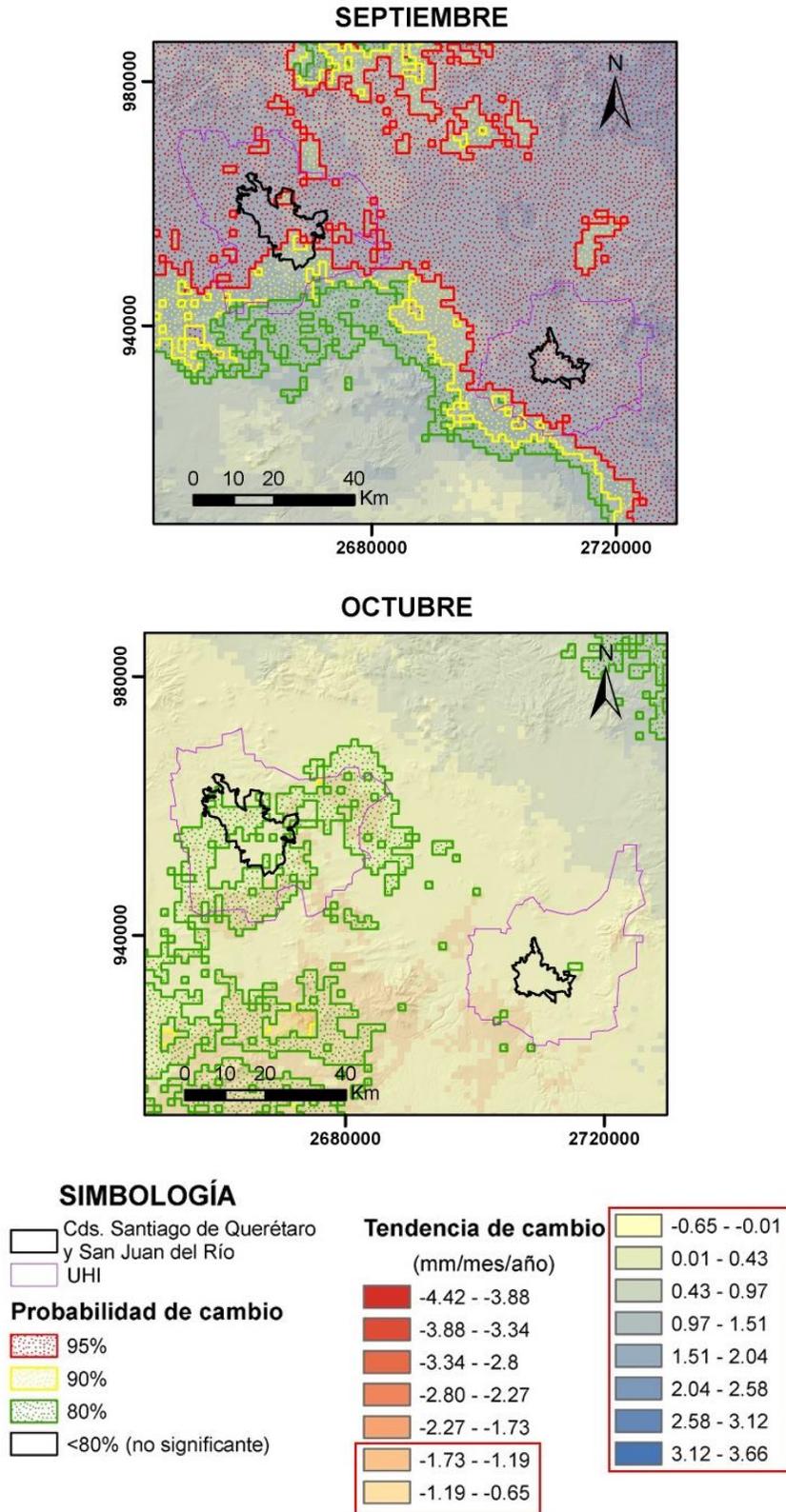


Figura 42. Mapas de tendencia de Precipitación Total al Mes para septiembre y octubre

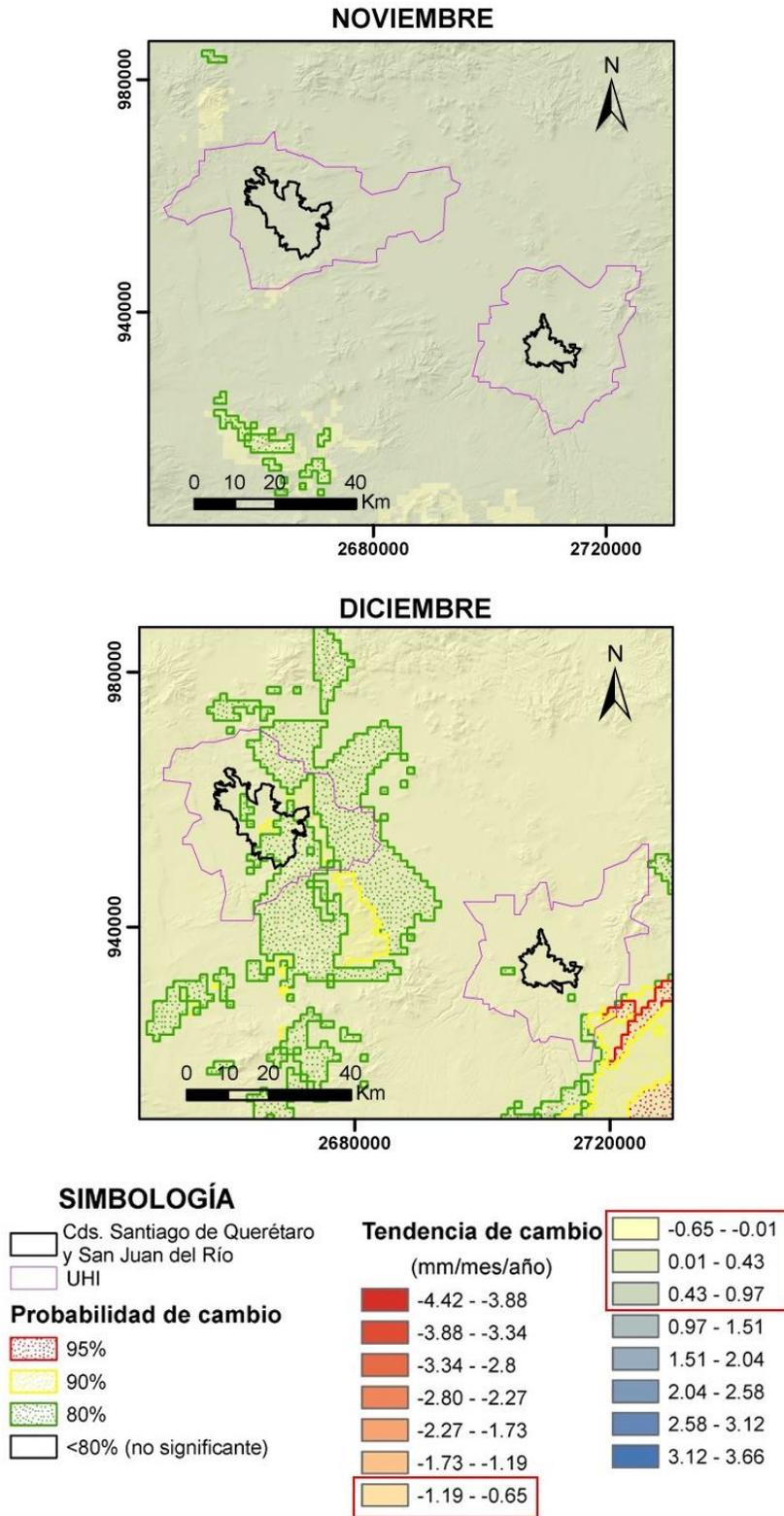


Figura 43. Mapas de tendencia de Precipitación Total al Mes para noviembre y diciembre

5.2.3 Media de los Días con Lluvia (MDLL)

Se detectaron cambios significativos sobre la precipitación media mensual al mes, pero la alteración en el régimen de lluvia mensual fue diferente en cada uno de los meses, en algunos se observan variaciones significativas y otros no presentan una significancia importante.

Los cambios más significativos ($p < 0.20$) ocurren en septiembre (Figura 48), principalmente para la ciudad de San Juan del Río, registrando un aumento de 0.19 a 0.23 (6.8 – 8.2 mm/mes/36 años), en toda su extensión, pudiendo relacionarlo con el aumento de lluvia total que hubo al mes, y también a que se encuentra en la temporada de lluvias.

La lluvia también aumentó en los meses de marzo y diciembre (Figura 45 y Figura 49), ese acrecentamiento fue de 0.05 mm/mes/año (1.8 mm/mes/36 años), durante la temporada de invierno y principios de primavera, para ambos meses disminuyó el número de días, -1 al mes/año, observándose que, tienen comportamientos similares, aunque solo Santiago de Querétaro en el mes de diciembre ese cambio se presentó significativo ($p < 0.2$).

En los meses restantes (Figura 44, Figura 45, Figura 48 y Figura 49) la MDLL disminuyó, dicho de otro modo, la mayoría de los meses se presentó una reducción de la lluvia, principalmente para el mes de junio y julio (Figura 46 y Figura 47) encontrándose en un promedio de -0.14 a -0.04 mm/mes/año, (1.44 a 5.04 mm/mes/36 años), ese decremento ($p < 0.20$) se mostró en pequeñas porciones de las ciudades, para Santiago de Querétaro en ambos meses esa probabilidad se presentó en la parte sur de la ciudad, donde la UHI reduce un poco su tamaño, pudiéndose vincular a este fenómeno.

La menor proporción de lluvia se produjo en junio y julio, y la mayor precipitación se presentó en septiembre. Esos cambios se dieron en pequeños lapsos de tiempo y ambos en temporadas de lluvias, se observa que es inversamente proporcional al tamaño de la UHI y proporcional para la ciudad de Querétaro, correspondientemente.

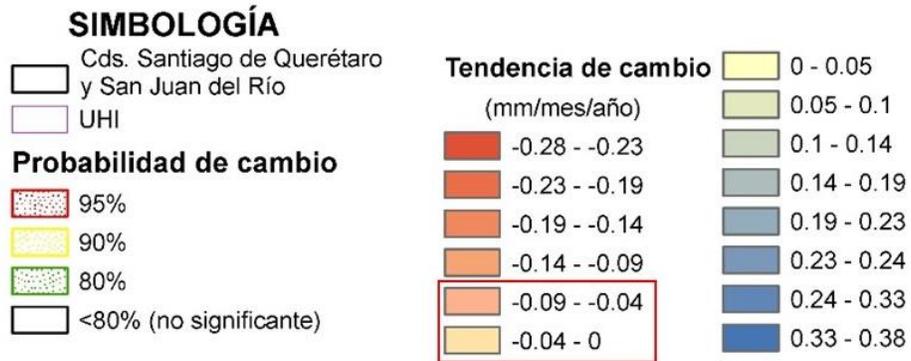
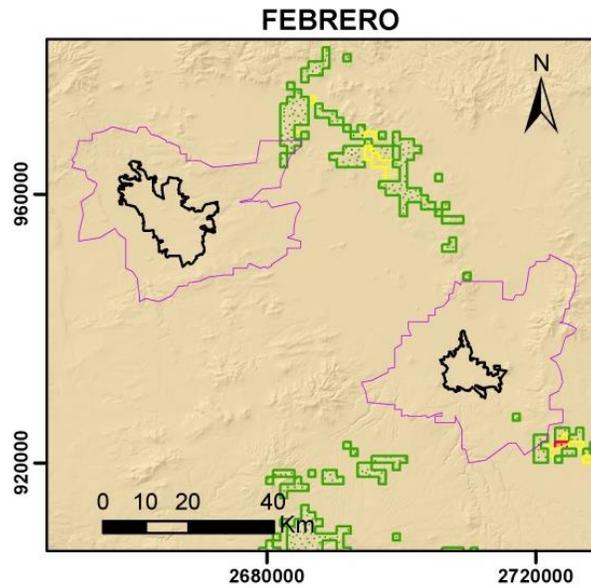
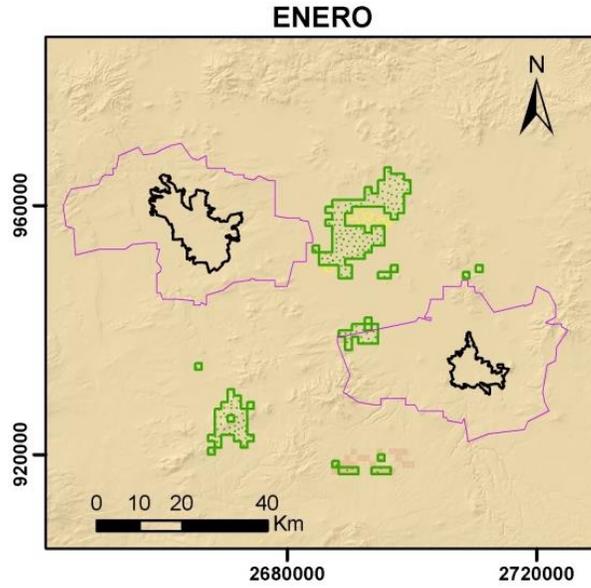


Figura 44. Mapas de tendencia de Media de Días con Lluvia para enero y febrero

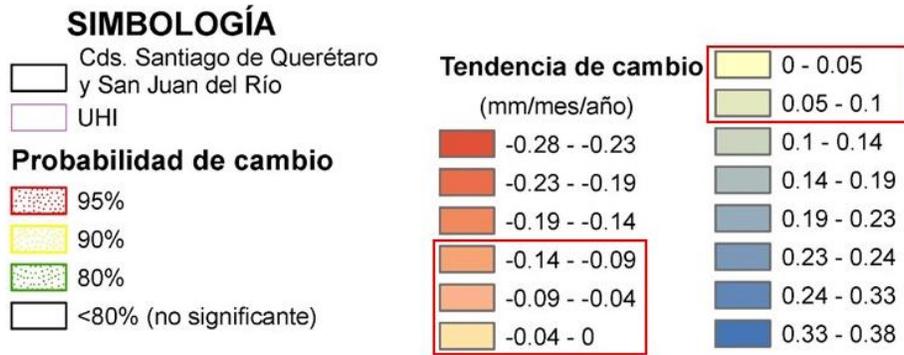
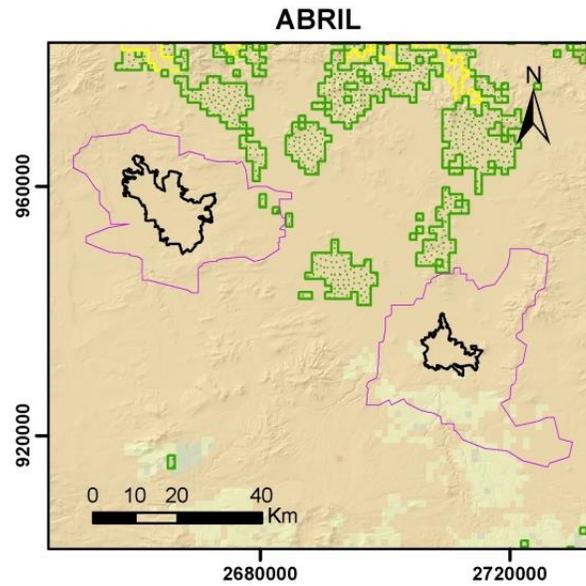
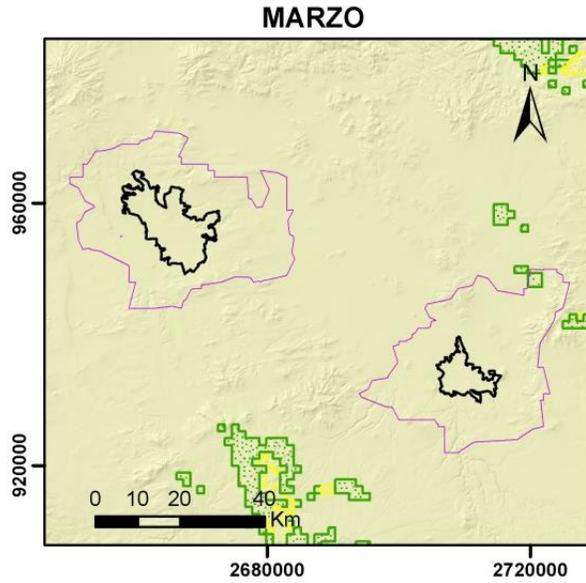
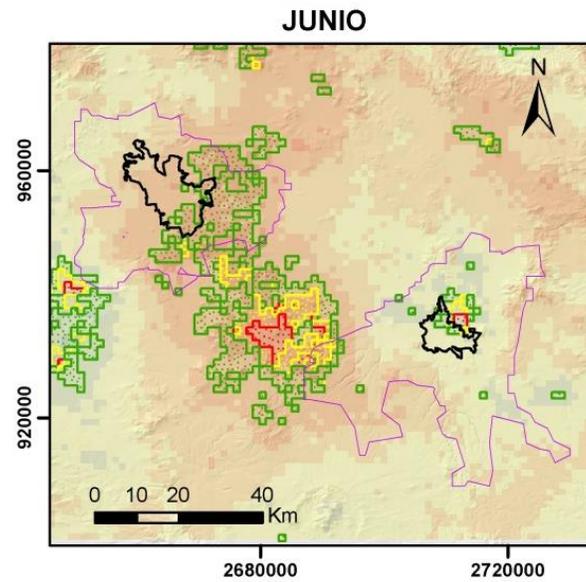
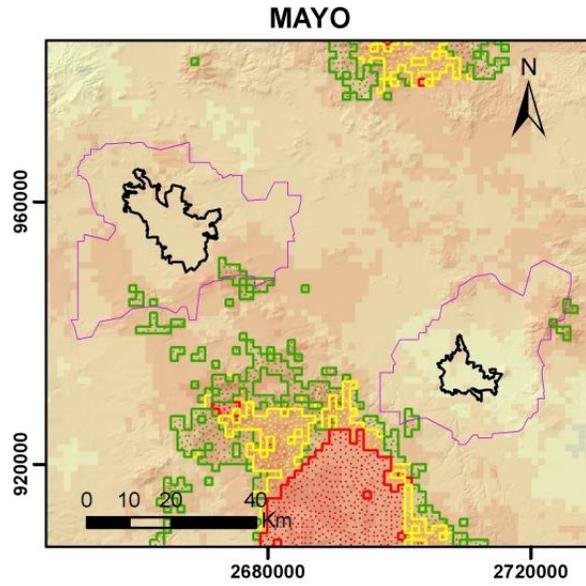


Figura 45. Mapas de tendencia de Media de Días con Lluvia para mayo y abril



SIMBOLOGÍA

- Cds. Santiago de Querétaro y San Juan del Río
- UHI

Probabilidad de cambio

- 95%
- 90%
- 80%
- <80% (no significativa)

Tendencia de cambio
(mm/mes/año)

	-0.28 - -0.23		0 - 0.05
	-0.23 - -0.19		0.05 - 0.1
	-0.19 - -0.14		0.1 - 0.14
	-0.14 - -0.09		0.14 - 0.19
	-0.09 - -0.04		0.19 - 0.23
	-0.04 - 0		0.23 - 0.24
			0.24 - 0.33
			0.33 - 0.38

Figura 46. Mapas de tendencia de Media de Días con Lluvia para mayo y junio

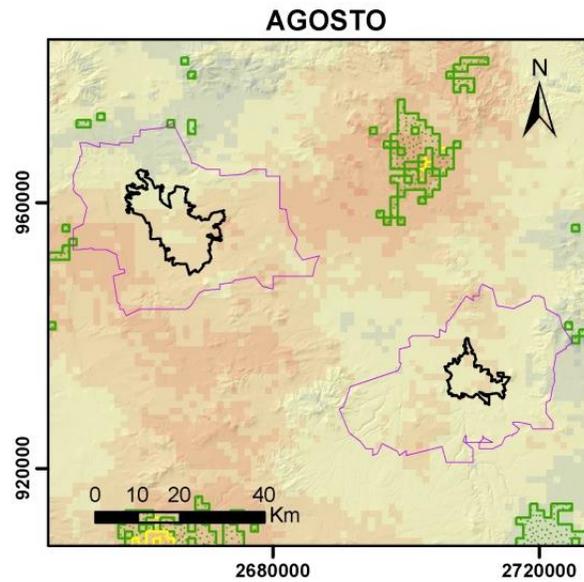
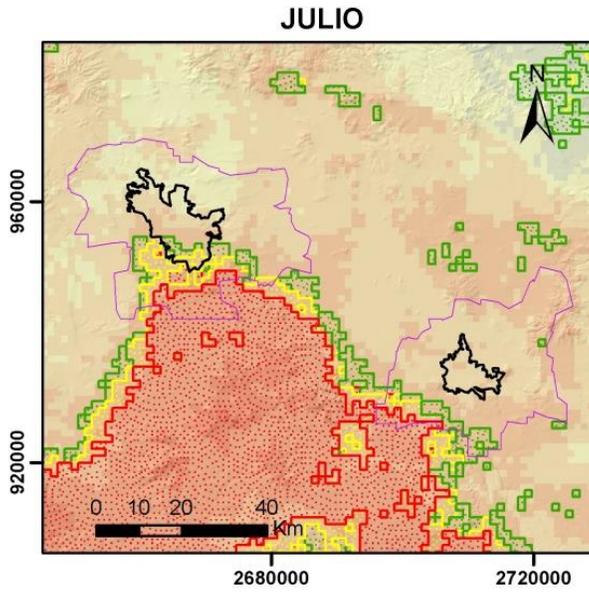


Figura 47. Mapas de tendencia de Media de Días con Lluvia para julio y agosto

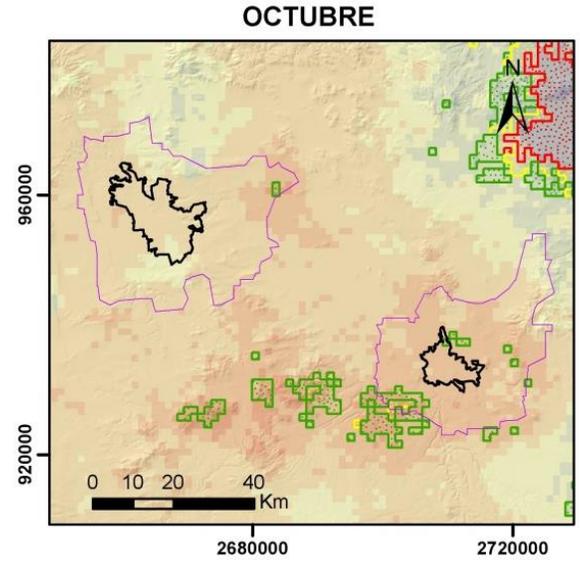
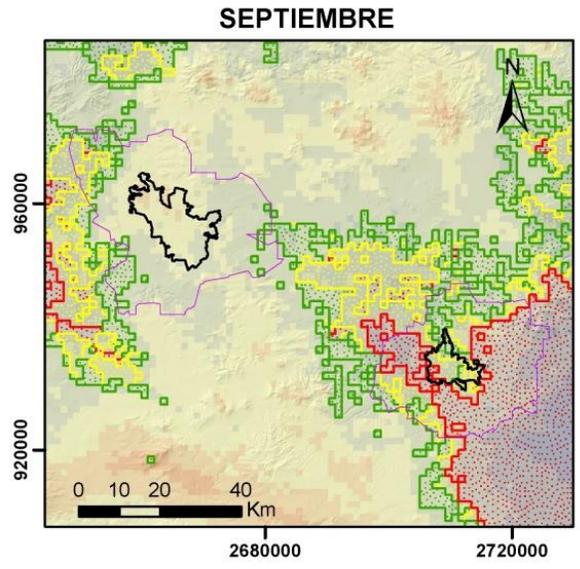


Figura 48. Mapas de tendencia de Media de Días con Lluvia para septiembre y octubre

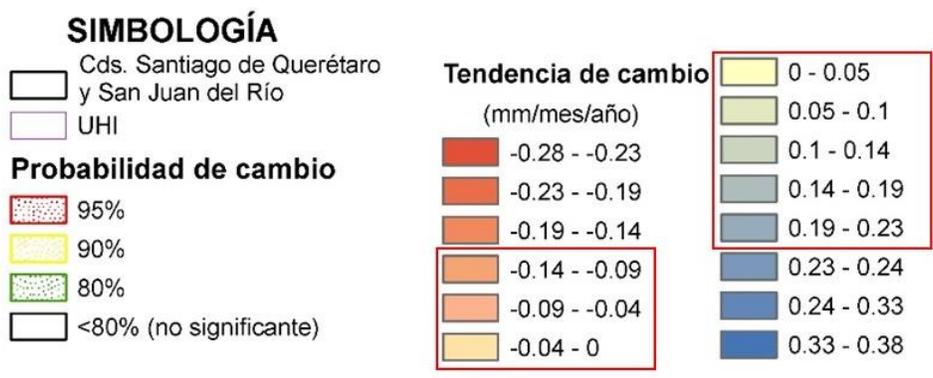
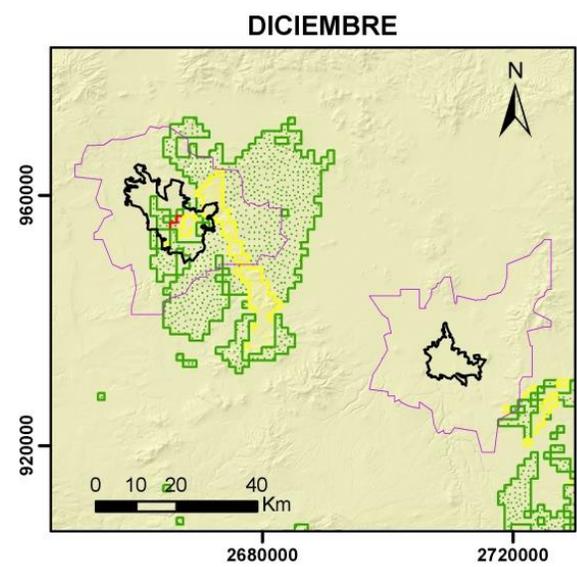
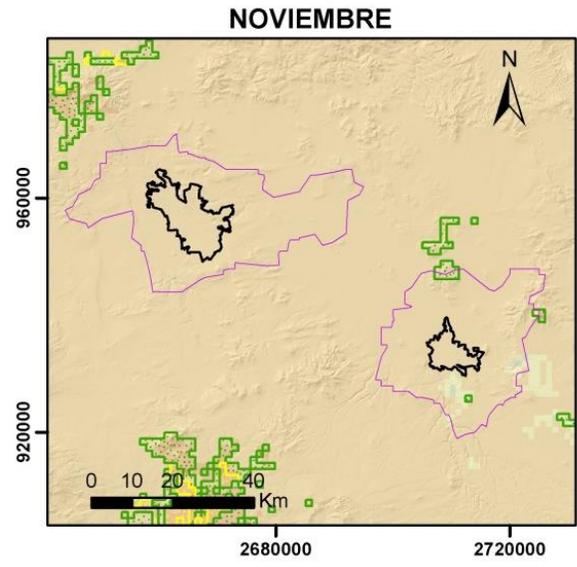


Figura 49. Mapas de tendencia de Media de Días con Lluvia para noviembre y diciembre

5.3 Correlación de la temperatura con la lluvia

Para llevar a cabo el estudio de la correspondencia de los datos de la temperatura (variable independiente) con respecto de la lluvia (variable dependiente), se aplicó un análisis de regresión lineal. Se trata de una técnica estadística utilizada para estudiar la relación entre dos o más variables (Noste, 2013), a continuación se presentan los resultados significativos obtenidos y agrupados para cada una de las ciudades y para cada variable,

5.3.1 Santiago de Querétaro

Para el caso de la ciudad de Santiago de Querétaro se obtuvieron un menor número de correlaciones resaltantes, a pesar del tamaño de la ciudad, que es mayor en comparación con la ciudad de San Juan del Río, como también lo son en su mayoría las UHI.

La correlación de la tendencia de la temperatura (LST) con el número de días con lluvia (NDLL) en Santiago de Querétaro no se identificó para los meses de noviembre a marzo, es decir, que no hubo cambios y por lo tanto se mantuvo estable. Este comportamiento corresponde con el periodo seco del año, esto también se pudo observar para el mes de junio, posiblemente vinculado a la canícula. Con respecto a los meses restantes si existe correlación, sin embargo, en algunos casos la correlación es positiva (mayo, agosto y septiembre) y para los demás meses la correlación es negativa (abril, julio y octubre).

Para la precipitación total (PPTOT) también se observó un comportamiento uniforme en los meses de diciembre a marzo, pudiéndose asociar al periodo de secas en el que se genera una menor cantidad de humedad en el aire evitando la posible formación de nubes y por ende la generación de lluvia. Por otro lado, en los meses de abril, mayo, junio, agosto y noviembre si existe una correlación, en la que se observa una tendencia positiva, es decir, que conforme aumenta la temperatura la lluvia también lo hace, pudiéndose asociar a la temporada del año en la que corresponde la presencia de lluvias abundantes, mientras que para los meses de julio, septiembre y octubre la correlación fue negativa.

Para la media de los días con lluvia (MDLL) los resultados de correlación que se observaron en esta variable fueron en su mayoría (6 meses) estables y uniformes, es decir, no se observaron relaciones directas, o en su defecto las relaciones se presentaron bajas, como es el caso de junio a septiembre con una $r < 0.3$; y para los casos en los que la pendiente es mayor para mayo y octubre, sin embargo, solo una de ellas presentó una correlación positiva (mayo). Concluyendo que la isla de calor no tiene un efecto sobre esta variable en el periodo de tiempo estudiado.

a) Número de Días con Lluvia (NDLL)

Se obtuvieron dos pruebas estadísticas significativas que permitieron analizar la relación de las variables de tendencia de temperatura (LST) con la tendencia del Número de Días con Lluvia, puesto que no se obtuvieron correlaciones fuertes en la mayoría de los datos del NDLL en Santiago de Querétaro.

El comportamiento de los datos en la correlación del mes de julio (Figura 50) es negativa ($r = -0.2531$), debido a que la temperatura tiende a disminuir ($0.017 \text{ días}/1^\circ\text{C}$), volviéndose favorable para el incremento de la variable del Número de Días con Lluvia, es decir que no existe una relación en ellas.

Para el caso del mes de agosto (Figura 50) la relación se muestra positiva ($r = 0.3684$), mientras la temperatura aumente también lo hará la lluvia, aumentando $0.03 \text{ días}/1^\circ\text{C}$.

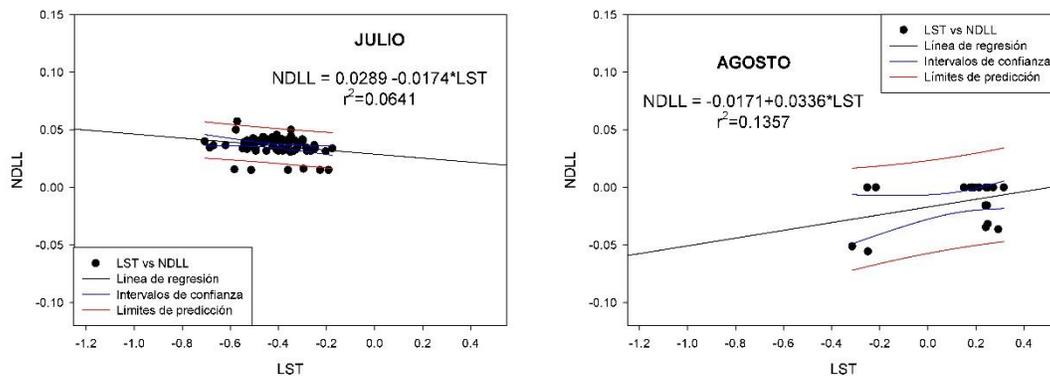


Figura 50. Gráficas de correlación de NDLL con la temperatura de los meses de julio y agosto

b) Temperatura de superficie (LST) vs Precipitación Total (PPTOT)

Con respecto a los resultados observados para las tendencias de los meses de mayo y junio (Figura 51) se aprecia una correlación positiva ($r=0.3982$ y $r=0.3920$, respectivamente), aunque cada mes se comporta de manera distinta. La PPTOT tiende a aumentar si la LST aumenta, a razón de $0.73\text{mm}/1\text{ }^{\circ}\text{C}$. Para el mes de junio aumenta la tendencia de la lluvia si la tendencia de la temperatura incrementa ($0.63\text{mm}/1\text{ }^{\circ}\text{C}$).

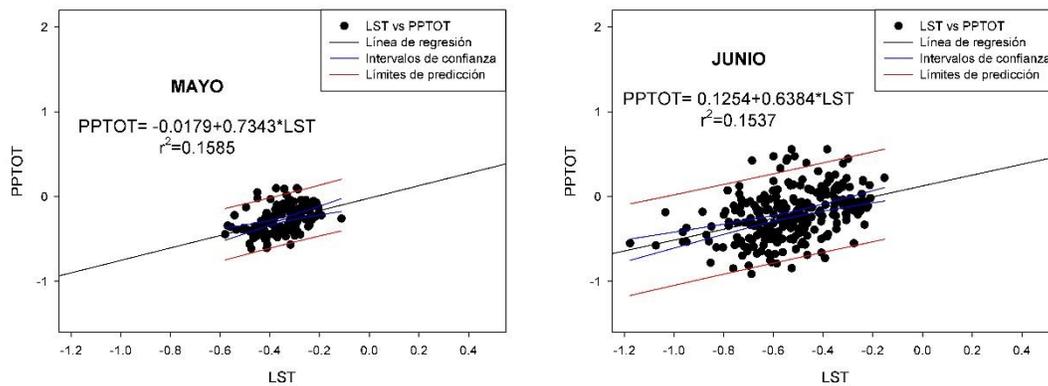


Figura 51. Gráficas de correlación de PPTOT con la temperatura de los meses de mayo y junio

El mes de octubre (Figura 52) presenta una relación negativa de $r=-0.2453$, lo que demuestra una relación inversa, es decir, que mientras la tendencia de la temperatura aumente la tendencia de la lluvia podría disminuir.

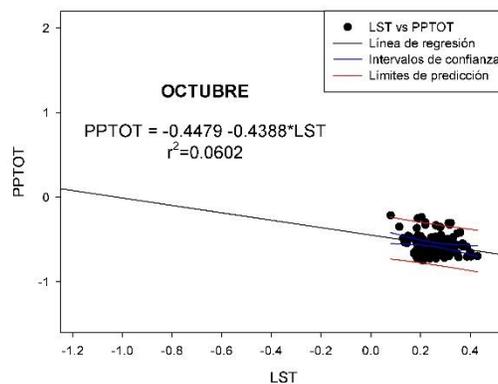


Figura 52. Gráfica de correlación de PPTOT con la temperatura del mes de octubre

c) Temperatura de superficie (LST) vs Media de Días con Lluvia (MDLL)

Para esta variable se observan para el caso del mes de mayo (Figura 53) la correlación es positiva ($r=0.3484$), como se puede ver en la gráfica de regresión la tendencia de la temperatura ha ido en decremento al igual que disminuye la tendencia de la Media de Días con Lluvia y ambas presentan un decremento ($-0.09\text{mm}/-1\text{ }^\circ\text{C}$).

En el mes de octubre (Figura 53) el comportamiento de los datos es negativo ($r= -0.3074$), es decir que si la temperatura aumenta la MDLL disminuye ($-0.06\text{mm}/1\text{ }^\circ\text{C}$), pudiendo resultar un decremento en la intensidad de las lluvias.

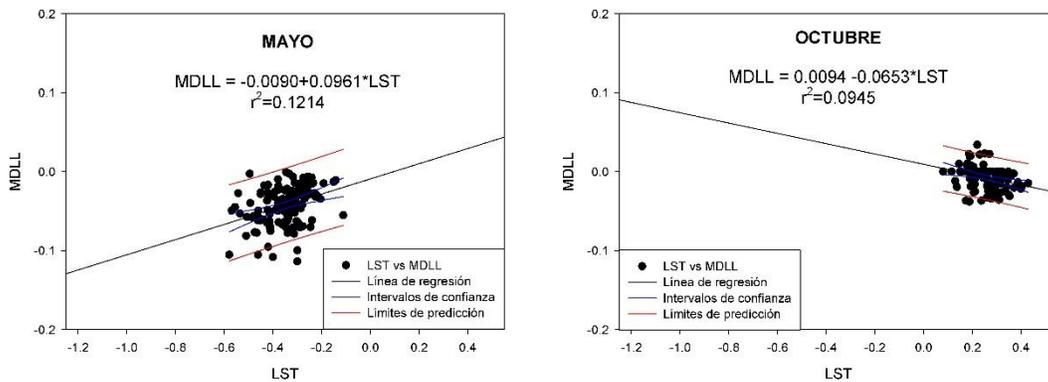


Figura 53. Gráficas de correlación de MDLL con la temperatura de los meses de mayo y octubre

5.3.2 San Juan del Río

Para San Juan del Río la tendencia de NDLL presenta un comportamiento alterno, en la que solo enero, marzo, julio, noviembre y diciembre presentan una pendiente casi o igual a cero, la distribución de estos es irregular y difusa, es decir, que no forma un posible patrón vinculado a las estaciones de año. Con respecto a los meses de febrero, abril, mayo, junio septiembre y octubre presentan una pendiente positiva, en la que se podría decir que a mayor temperatura mayor número de días con lluvia, y para el caso de las correlaciones negativas solo se presenta en el mes de agosto ($r = -0.2494$).

En relación a la precipitación total (PPTOT) la mitad de los meses del año mantienen un comportamiento estable, como se puede ver en: enero, febrero, marzo, abril, noviembre y diciembre, donde estos podrían estar reaccionando a la temporada de secas, por el contrario, mayo, junio, julio y agosto tienen una pendiente positiva, dicho de otro modo, si aumenta la tendencia de temperatura aumenta por igual la tendencia de la precipitación total por mes, y los meses restantes (septiembre y octubre) muestran una tendencia negativa.

Con respecto a la variable de la MDLL se aprecia que enero, febrero, marzo y diciembre tienen un comportamiento más homogéneo, vinculado a la temporada invernal como se mencionó anteriormente, por otra parte, los meses de abril, junio, julio, agosto y noviembre se comportan de manera positiva, con esto se muestra que si aumenta la temperatura aumenta la intensidad o la frecuencia de la lluvia en el mes, en contraparte mayo, septiembre y octubre reaccionan de forma opuesta

g) Temperatura de superficie (LST) vs Número de Días con Lluvia (NDLL)

La tendencia de la NDLL para mayo (Figura 54) se aprecia una correlación positiva ($r=0.3123$), mostrando una desaceleración en el decremento del Número de Días con Lluvia ($0.06 \text{ días}/1^\circ \text{ C}$), en contraparte el mes de septiembre (Figura 54) registra un incremento en la tendencia con una correlación ($r=0.4040$), aumentando 0.03 días por cada grado centígrado.

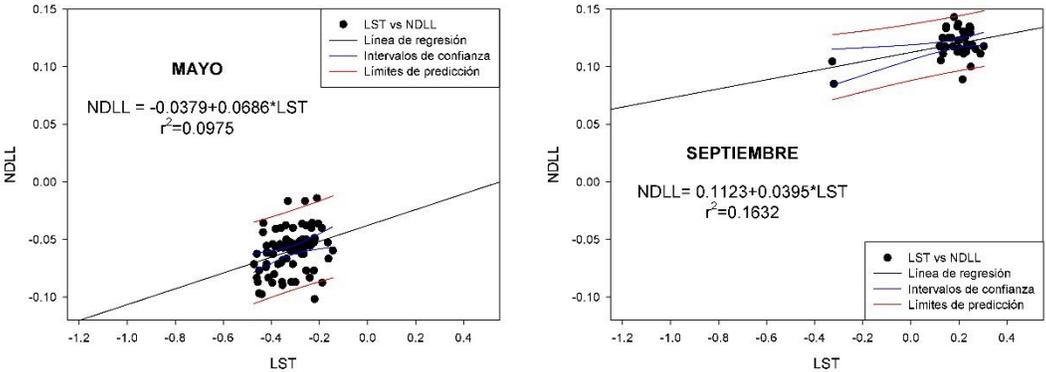


Figura 54. Gráficas de correlación de NDLL con la temperatura de los meses de mayo y septiembre

h) Temperatura de superficie (LST) vs Precipitación Total (PPTOT).

Se observa que para junio la correlación es positiva ($r=0.4160$), al igual que para agosto, ($r=0.5105$) (Figura 55), lo que dice que mientras haya un incremento en la tendencia de la temperatura también se verá afectada la tendencia de la lluvia de $0.81 \text{ mm}/1^\circ\text{C}$ y $1.83 \text{ mm}/1^\circ\text{C}$ respectivamente.

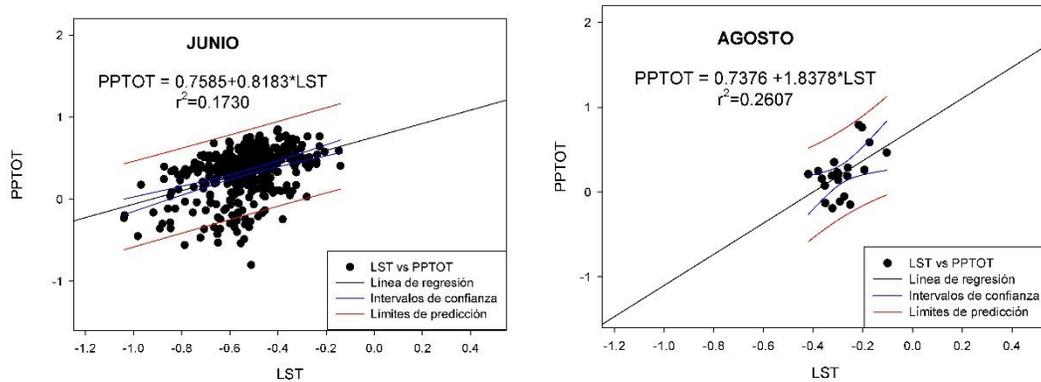


Figura 55. Gráficas de correlación de PPTOT con la temperatura de los meses de junio y agosto

Para el mes de septiembre (Figura 56) se obtuvo una relación negativa ($r=-0.8516$), es decir, que la tendencia de la temperatura influye de forma inversa en el comportamiento de la tendencia de la lluvia.

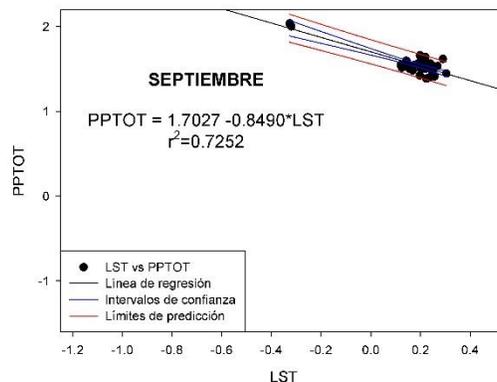


Figura 56. Gráfica de correlación de PPTOT con la temperatura del mes de septiembre

b) Temperatura de superficie (LST) vs Media de Días con Lluvia (MDLL)

Para el caso de la variable de la Media los meses presentan correlaciones positivas, junio ($r=0.4819$), agosto ($r=0.7047$).

Junio (Figura 57) presenta una relación media, el mayor número de datos se concentra entre -0.2 a -0.8 para el caso de la tendencia de la LST y para la lluvia en 0.07 a -0.2, pudiendo decir que a mayor aumento en la disminución de la tendencia de la temperatura hay un aumento en la tendencia de la lluvia, principalmente. En agosto (Figura 57) se observa un comportamiento similar, aunque con un menor número de datos.

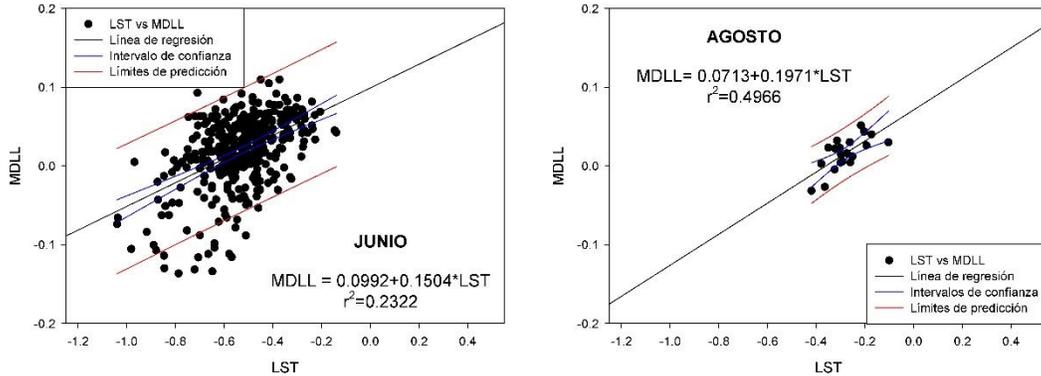


Figura 57. Gráficas de correlación de MDLL con la temperatura de los meses de junio y agosto

Para el caso de septiembre (Figura 58) la correlación que se observa es negativa (-0.5137) al tener un aumento en la tendencia de la temperatura la lluvia presenta una disminución o viceversa, ya que estas variables no se encuentran relacionadas.

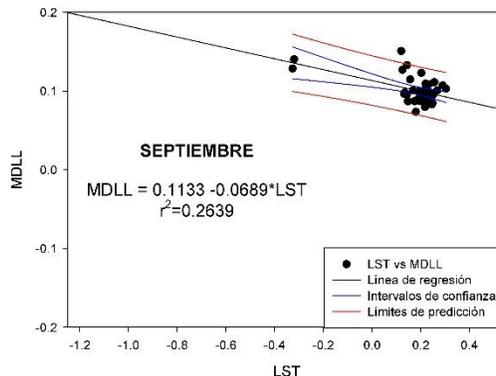


Figura 58. Gráfica de correlación de MDLL con la temperatura del mes de septiembre

El Número de Días con Lluvia presento de manera general una tendencia a disminuir -0.03 día/mes/año (-1 día/mes/36 años), con excepción de algunos meses como es septiembre y julio que registraron un incremento aproximado de 0.09 a 0.15 días/mes/año (3 o 5 días/mes/36 años). Esto podría interpretarse como un posible desplazamiento de los días lluviosos a otros meses, volviéndolos más lluviosos.

El comportamiento de la Precipitación Total fue favorable debido a que en la mayoría de los meses se aprecia un incremento en la tendencia de 0.2 a 0.78 mm/mes/año (7.2 a 28.08 mm/mes/36 años), con un máximo de 0.97 a 1.51 mm/mes/año (34.92 a 54.36 mm/mes/36 años), registrados en el mes de agosto y septiembre, pudiéndose decir que en el mes de septiembre no solo incrementa el Número de Días con Lluvia, sino que también se incrementa los milímetros promedio de precipitación.

En la Media de Días con Lluvia se registró un aumento en la tendencia para el mes de septiembre de 0.19 a 0.23 ($6.8 - 8.2$ mm/mes/36 años) aproximadamente, mientras que para marzo y diciembre se aprecia un incremento menor de 0.05 mm/mes/año (1.8 mm/mes/36 años), en contraparte se notó un decremento en los meses restantes, donde junio y julio presentaron la menor proporción de lluvia con -0.14 a -0.04 mm/mes/año, (1.44 a 5.04 mm/mes/36 años). Estos datos coinciden con el aumento de precipitación total, en el cual el mes de septiembre tuvo el mayor cambio con respecto de los demás meses.

CONCLUSIONES

El uso del modelo D8 como propuesta para delimitar la extensión de la isla de calor urbana (UHI) con ayuda de las imágenes de temperatura de superficie (LST), permitió conocer la dinámica mensual de las UHI para la ciudad de Santiago de Querétaro y San Juan del Río. Pudiéndose observar que el área de influencia de la UHI no reaccionó de acuerdo con las estaciones del año, sin embargo, si se observó un aumento o decremento parcial en cada mes para el periodo estudiado (2002-2016), con un umbral promedio de 26.77 Km² para la ciudad de Santiago de Querétaro y para San Juan del Río 60.13 Km².

Para el caso de la UHI de Santiago de Querétaro se observó un comportamiento homogéneo con una desviación estándar promedio de 40.52 Km², delineando constantemente el área de influencia de la ciudad y conservando de forma regular el tamaño de la UHI, por otra parte, San Juan del Río registró un comportamiento más disperso, con una desviación estándar promedio de 52.54 Km². Estos cambios en la LST se pueden atribuir a las actividades antrópicas, principalmente al constante cambio de uso de suelo.

La tendencia de las variables: Número de Días con Lluvia (NDLL), Precipitación Total (PPTOT) y Media de Días con Lluvia (MDLL) se vio afectada en diferentes proporciones dentro de las ciudades, incrementando o disminuyendo dependiendo del mes.

De manera general se puede concluir que en la ciudad de Santiago de Querétaro para la estación invernal la LST no genera ningún cambio significativo para las tres variables estudiadas (NDLL, PPTOT y MDLL), sin embargo; en primavera aumenta la intensidad de la lluvia para los meses de abril y mayo, mientras que en junio podría estar aumentando la frecuencia de lluvia; para la temporada de verano julio disminuye la frecuencia de lluvia, en agosto y septiembre disminuye la intensidad pero aumenta la frecuencia, y por último; en otoño se observa que para octubre disminuye tanto la frecuencia como la intensidad de la lluvia y noviembre y diciembre no muestran cambios significativos, manteniéndose estables.

Para el caso de la ciudad de San Juan del Río se observa que en invierno se mantienen estables todas las variables (NDLL, PPTOT y MDLL), en la temporada de primavera en abril aumenta la intensidad pero disminuye la frecuencia, para mayo solo aumenta la frecuencia y para junio aumenta tanto la intensidad como la frecuencia; en verano se aprecia que para julio y agosto aumenta la intensidad, mientras que para septiembre aumenta la intensidad pero disminuye la frecuencia; y para otoño se observó que en octubre aumentó la frecuencia pero disminuyó la intensidad, sin embargo, noviembre y diciembre se mantuvieron estables.

RECOMENDACIONES

Este estudio se basó principalmente en dos variables; temperatura de superficie y precipitación para observar la posible correlación entre estas y conocer el área de una UHI, pero podrían tomarse en consideración otras variables como las corrientes de viento y la temperatura atmosférica, pudiendo precisar posiblemente el tamaño y la forma de la UHI, así como mostrar una mayor correlación entre estas.

Dada la naturaleza del estudio es importante tomar en cuenta la periodicidad de los datos, debido a que estos pueden precisar los resultados obtenidos y para ello es necesario contar con una base de datos lo más completa posible, además de mejorar la resolución espacial de los datos con los que se trabajará, con la finalidad de que el estudio se realice a un mayor detalle.

El periodo en que se trabajaron la temperatura y la lluvia fueron diferentes, debido a que los productos de la temperatura no contaba con información antes del año 2002, por lo que se infirió que el cambio de la temperatura ha sido más o menos homogénea, es decir, que su comportamiento no ha sido tan diferente como se observó en el estudio, para corroborar ello se recomienda trabajar con información que abarque el mismo periodo de años, y con ello observar si el cambio de la temperatura está vinculada con los cambios de la lluvia.

Comparar el método propuesto (D8) con otro método para corroborar si es preciso y exacto el cálculo de la posible área de influencia de la Isla de Calor de Superficie.

Los datos obtenidos en el estudio presentado pueden ser aplicados en diferentes temas de interés, como podrían ser propuestas de mitigación de cambio climático, planes de desarrollo de ciudades sustentables, para el balance hídrico en el proceso de planeamiento y gestión de los recursos, entre otros.

REFERENCIAS

- Álvarez, O. R., Trujano, D. E., Capurata, R. E. O., Enciso, J. M., Galindo, M. A., Reyes, M. L. Q. P., ... Corral, J. A. R. (2016). Tendencia de temperaturas máximas y mínimas mensuales en Aguascalientes, México* Monthly trend of maximum and minimum temperatures in Aguascalientes, Mexico.
- Anuario económico competitivo de Querétaro (2016). Poder Ejecutivo del Estado de Querétaro y Secretaría de Desarrollo Sustentable. Disponible en: <http://www.queretaro.gob.mx/sedesu/contenido.aspx?q=0P7NpleTMww3HR5p8WDNH+uEt5B3ifl94/GBSxbgl7w=>. Fecha de recuperación 16 de febrero de 2017.
- BANAMEX, IMCO, INFONAVIT, BANOBRAS, CCE, SEDATU, ... Centro Mario Molina. (2015). Ciudades Competitivas y Sustentables 2015. Recuperado de http://imco.org.mx/wp-content/uploads/2015/10/2015-Ciudades_Competitivas-Documento.pdf
- Becerril Piña, Rocio (2015). Estimación de la evapotranspiración en la zona semiárida de México mediante teledetección. Tesis doctoral.
- Becerril-Pina, R., Mastachi-Loza, C. A., González-Sosa, E., Díaz-Delgado, C., & Bâ, K. M. (2015). Assessing desertification risk in the semi-arid highlands of central Mexico. *Journal of Arid Environments*, 120, 4–13.
- Breña, A., & Jacobo, M. (2006). Principios y fundamentos de la hidrología superficial. Disponible en: cortolima.gov.co/sites/default/files/images/stories/centro_documentos/estudios/cuenca_panelas/DIAGNOSTICO/2.2 ASPECTOS_BIOFISICOS.pdf.
- Caballero López, Í. J. (2013). Análisis de la homogeneidad de las series de precipitación de Guipúzcoa.
- Cantor, D. (2011). Evaluación y análisis espaciotemporal de tendencias de largo plazo en la hidroclimatología colombiana.
- Carreras i Verdaguer, C., Marín Ramos, M., Martín Vide, J., García, M., del Carmen, M., & Sabí Bonastre, J. (1990). Modificaciones térmicas en las ciudades. Avance sobre la isla de calor en Barcelona. *Documents d'anàlisi geogràfica*, 1990, núm. 17, p. 51-77.

- Cervantes Ramírez, Marta Concepción. (s.f.). Plantas de importancia económica en las zonas áridas y semiárida de México. Recuperado el 14 de junio de 2018.
- Changnon Jr, S. A. (1980). More on the La Porte anomaly: A review. *Bulletin of the American Meteorological Society*, 61(7), 702–711.
- Changnon Jr, S. A., Semonin, R. G., & Huff, F. (1976). A hypothesis for urban rainfall anomalies. *Journal of Applied Meteorology*, 15(6), 544–560.
- Changnon, S. A. (1992). Inadvertent weather modification in urban areas: Lessons for global climate change. *Bulletin of the American Meteorological Society*, 73(5), 619–627.
- Chereque Morán, W. (1989). Hidrología: para estudiantes de ingeniería civil.
- Chuvienco, E. (1996). *Fundamentos de Teledetección espacial* (Tercera). Madrid: RIALP.
- Colunga, M. L., Cambrón-Sandoval, V. H., Suzán-Azpiri, H., Guevara-Escobar, A., & Luna-Soria, H. (2015). The role of urban vegetation in temperature and heat island effects in Querétaro city, Mexico. *Atmósfera*, 28(3), 205–218.
- Córdova Sáez, K. (2011). Impactos de las islas térmicas o islas de calor urbano, en el ambiente y la salud humana. Análisis estacional comparativo: Caracas, octubre-2009, marzo-2010. *Terra Nueva Etapa*, 27(42).
- Correa, E., De Rosa, C., & Lesino, G. (2005). Isla de calor urbana. Efecto sobre la distribución de los grados día de calefacción y refrigeración en el Área Metropolitana del Gran Mendoza. Informe de avance. *Avances en Energías Renovables y Medio Ambiente*, 9.
- Cortés Silva, Alejandra, Arzate Flores, Jorge A., & Lozano Guzmán. (2012). Tomo II: El Valle de Queretano y su Geoentorno. Capítulo 1: Variabilidad climática en la región central del Estado de Querétaro, por: Domínguez Cortazar, Miguel Ángel & Mobayed Khodr, Nabil. Colección FUNDAp Ciencia y Tecnología para el Desarrollo.

- Cortés Silva, Alejandra, Arzate Flores, Jorge A., & Lozano Guzmán. (2012). Tomo II: El Valle de Queretano y su Geoentorno. Capítulo 2: El ciclo del agua y variaciones climáticas en el Valle de Querétaro, por: González Soza, Enrique, Mastachi Loza, Carlos Alberto & Ramos Salinas, N. Maricela. Colección FUNDAp Ciencia y Tecnología para el Desarrollo.
- Elmqvist, T., Fragkias, M., Goodness, J., Güneralp, B., Marcotullio, P. J., McDonald, R. I., ... Seto, K. C. (2013). *Urbanization, biodiversity and ecosystem services: challenges and opportunities: a global assessment*. Springer.
- EPA. (2014). Reducing Urban Heat Island: Compendium of Strategies. Recuperado de <https://www.epa.gov/sites/production/files/2014-06/documents/basicscompendium.pdf>
- Espinoza, P. S., & Vide, J. M. (2013). La isla de calor urbana del área metropolitana de Santiago (AMS) de Chile a partir de diferencias térmicas de los observatorios de Talagante y Cerrillos. *Perspectiva Geográfica: Revista del Programa de Estudios de Posgrado en Geografía*, 18(2), 239–256.
- Fuentes Pérez, C. A. (2015). Islas de calor urbano en Tampico, México: Impacto del microclima a la calidad del hábitat. *Nova scientia*, 7(13), 495–515.
- Gálvez, J. A. (2014). Criterios para la planificación y diseño de los corredores fluviales urbanos para la mitigación de la isla de calor.
- Gartland, L. M. (2008). *Heat islands: understanding and mitigating heat in urban areas*. Londres: Earthscan.
- Gómez, A. L. (1985). El clima de las ciudades. *Arbor*, 121(474), 13.
- Grossman-Clarke, S., Stefanov, W. L., & Zehnder, J. A. (2011). Urban weather, climate and air quality modeling: increasing resolution and accuracy using improved urban morphology. *Urban remote sensing: Monitoring, synthesis and modeling in the urban environment*, 250, 305–319.
- Guerra, F., Gómez, H., González, J., & Zambrano, Z. (2006). Uso actual de métodos y técnicas para el estudio de la precipitación incluyendo plataformas SIG. *Geoenseñanza*, 11(1), 97–106.

- Hamed, K. H., & Rao, A. R. (1998). A modified Mann-Kendall trend test for autocorrelated data. *Journal of hydrology*, 204(1–4), 182–196.
- Herbel, I., Croitoru, A., Imbroane, A., & Petrea, D. (2015). Methods to detect atmospheric and surface heat islands in urban areas. *Riscuri și catastrofe*, 17(2), 7–17.
- Hirsch, R. M., & Slack, J. R. (1984). A nonparametric trend test for seasonal data with serial dependence. *Water Resources Research*, 20(6), 727–732.
- 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.
- Horton, R. E. (1921). Thunderstorm breeding spots.
- Howard, L. (1818). *The Climate of London: deduced from Meteorological observations, made at different places in the neighbourhood of the metropolis* (Vol. 1). W. Phillips, sold also by J. and A. Arch.
- Huff, F., & Vogel, J. L. (1978). Urban, topographic and diurnal effects on rainfall in the St. Louis region. *Journal of Applied Meteorology*, 17(5), 565–577.
- Icazuriaga Montes, C., Franco, O., & Erika, L. (2007). La relación periferia-centro en la ciudad de Querétaro mediante las prácticas de movilidad y consumo. *Alteridades*, 17(33), 21–41.
- INIFAP. (2018). SAGARPA. Disponible en: <http://www.inifap.gob.mx/circe/SitePages/internas/datosque.aspx>. Fecha de recuperación 20 de marzo de 2018.
- INAFED. (2010). Querétaro. Recuperado de <http://www.inafed.gob.mx/work/enciclopedia/EMM22queretaro/index.html>
- INEGI. (2014). Anuario estadístico y geográfico de Querétaro. Recuperado de http://internet.contenidos.inegi.org.mx/contenidos/productos/prod_serv/contenidos/espanol/bvinegi/productos/anuario_14/702825065249.pdf

- INEGI. (2015). Anuario estadístico y geográfico de Querétaro 2015. Recuperado de <http://www.queretaro.gob.mx/sedesu/contenido.aspx?q=YoMWuRZZIwHbCWd3jU5TT6BQiyIlgD8dU>
- Jauregui Ostos, E. (1984). Tropical urban climates: review and assessment (p. p). Presentado en Technical Conference on Urban Climatology an its Applications with Special Regard to Tropical Areas, WMO.
- Jáuregui Ostos, E. (1995). Algunas alteraciones de largo periodo del clima de la Ciudad de México debidas a la urbanización: revisión y perspectivas. *Investigaciones geográficas*, (31), 09–44.
- Jones, P., Jedlovec, G., Suggs, R., & Haines, S. (2004). Using MODIS LST to estimate minimum air temperatures at night (pp. 13–18). Presentado en 13th Conference on Satellite Meteorology and Oceanography, AMS Norfolk, VA.
- Kaeslin, E., Redmond, I., & Dudley, N. (2013). La fauna silvestre en un clima cambiante. FAO, Roma (Italia).
- Landsberg, H. E. (1956). The climate of towns. *Man's Role in Changing the Face of the Earth*, 2, 584–606.
- López, P. M., Seoane, R. S., Fornero, L. A., Rodríguez, J. L., & Nuñez, M. S. (2007). Análisis de tendencia en series autocorrelacionadas. Presentado en XXI Congreso Nacional del Agua. Tucumán, Argentina.
- Magaña, V., Pérez, J., & Méndez, M. (2003). Diagnosis and prognosis of extreme precipitation events in the Mexico City Basin. *Geofísica Internacional*, 42(2), 247–259.
- Manley, G. (1958). On the frequency of snowfall in metropolitan England. *Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society*, 84(359), 70–72.
- Maral Sunita G. & Mikhopadhyay. (2015). Signal of urban heat island (UHI) effect: A case study of Mumbai metropolitan region. MAUSAM.
- Martínez, M., Hernández, L., Gómez-Sánchez, M., Bárcenas, R., Guevara, A., Suzán, H & Malda, G., (2016). Flora y vegetación del Municipio de Querétaro y la zona conurbada.

- Méndez, C. C. M., Uribe, D. M., & Becerril, L. A. G. (2007). Isla de calor en Toluca, México.
- Méndez González, J., Návar Cháidez, J. de J., González Rodríguez, H., & Treviño Garza, E. J. (2007). Teleconexiones del fenómeno ENSO a la precipitación mensual en México. *Ciencia UANL*, 10(3).
- Mirzaei, P. A., & Haghghat, F. (2010). Approaches to study urban heat island–abilities and limitations. *Building and environment*, 45(10), 2192–2201.
- Moreno García, M. del C. (1999). *Climatología urbana* (Vol. 160). Edicions Universitat Barcelona.
- Municipio de Querétaro. (2017). Anuario económico municipal de Querétaro. Recuperado de <http://anuarioeconomico.municipiodequeretaro.gob.mx/>
- Municipio de Querétaro. Plan Municipal de Desarrollo (2015-2018). Recuperado de:
<http://www.fiqma.org/images/Comunicacion.PlanMunicipalDesarrollo/PlanMunicipal2015-2018.pdf>
- Municipio de San Juan del Río. (2012). Atlas de Riesgo del Municipio de San Juan del Río Querétaro.
- Muñoz Marín, C. M. (2008). Análisis de la variabilidad en series hidrometeorológicas en una cuenca de cabecera del Río Segura.
- NOAA. (2010). The water cycle [Científica]. Recuperado de https://www.weather.gov/jetstream/hydrocycle_max
- Noste, M. E. S. (2013). Apunte de Regresión Lineal. *Buenos Aires*.
- Ochoa, C. A., Quintanar, A. I., Raga, G. B., & Baumgardner, D. (2015). Changes in intense precipitation events in Mexico City. *Journal of Hydrometeorology*, 16(4), 1804–1820.
- Oke, T. R. (1978). *Boundary layer climates*. Routledge.
- Olaya, V. (2014). Sistemas de información geográfica. Un libro libre de Víctor Olaya.

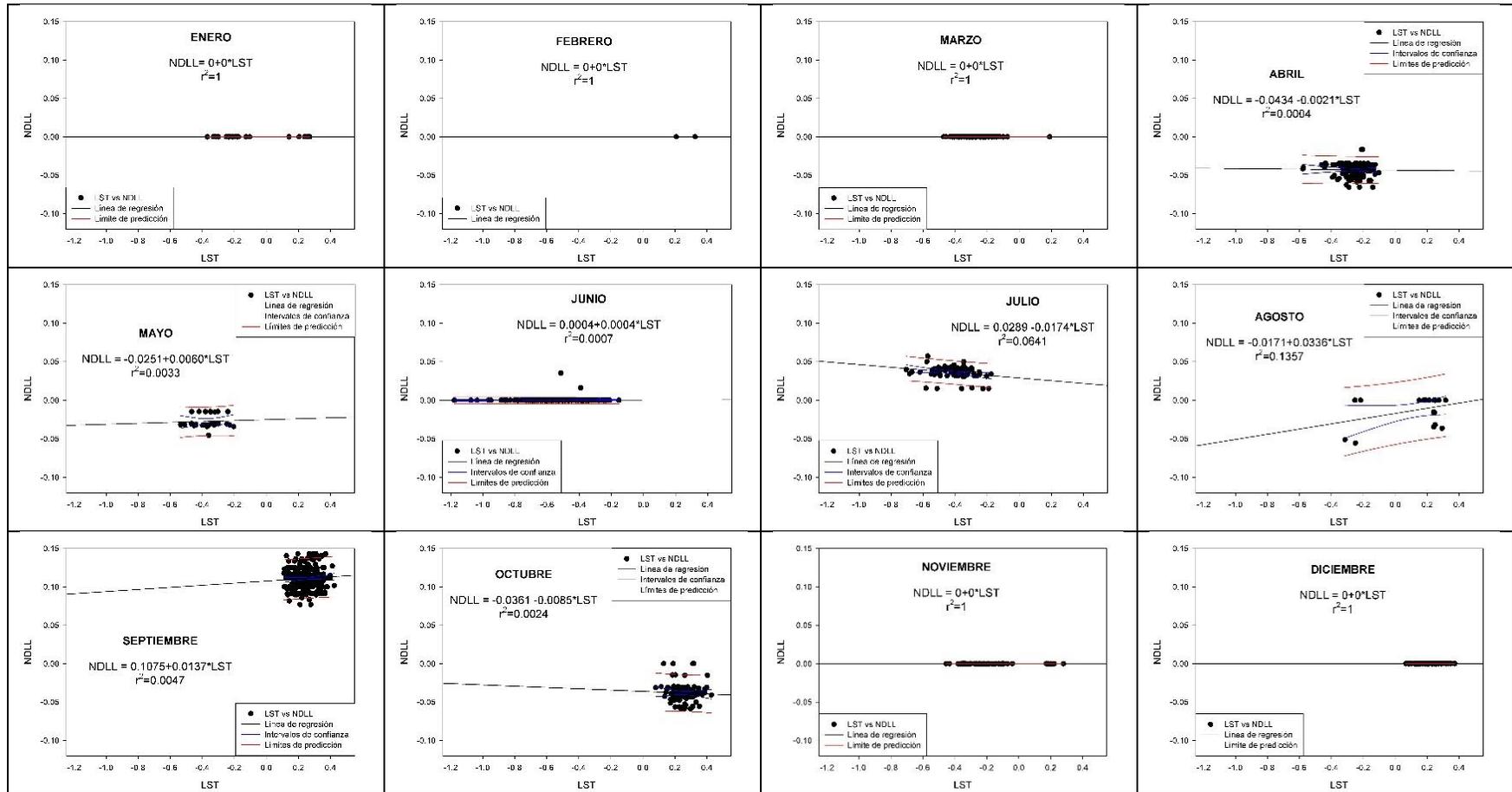
- Pielke Sr, R. A., Adegoke, J., Beltraán-Przekurat, A., Hiemstra, C. A., Lin, J., Nair, U. S., ... Nobis, T. E. (2007). An overview of regional land-use and land-cover impacts on rainfall. *Tellus B: Chemical and Physical Meteorology*, 59(3), 587–601.
- Puertas, O. L., Escobar, Y. C., & Angel, M. Q. (2011). Estudio de tendencias de la precipitación mensual en la cuenca alta-media del río Cauca, Colombia. *Dyna*, 78(169), 112–120.
- Rao, P. K. (1972). Remote sensing of urban "heat islands" from an environmental satellite. *Bulletin of the American meteorological society*, 53(7), 647–648.
- Rasilla, D., Allende, F., & Fernández García, F. (2016). La isla de calor urbano de Madrid durante la ola de calor de julio 2015.
- Renou, E. J. (1855). *Instructions meteorologiques*.
- Rizwan, A. M., Dennis, L. Y., & Chunho, L. (2008). A review on the generation, determination and mitigation of Urban Heat Island. *Journal of Environmental Sciences*, 20(1), 120–128.
- Romero, H., & Sarricolea, P. (2006). Patrones y factores de crecimiento espacial de la ciudad de Santiago de Chile y sus efectos en la generación de islas de calor urbanas de superficie. *Clima, Sociedad y Medio Ambiente. Zaragoza: Publicaciones de la Asociación Española de Climatología (Serie A N° 5)*, 827–837.
- Romero, Hugo, & Opazo, D. (2011). Ecología política de los espacios urbanos metropolitanos: Geografía de la injusticia ambiental. *Revista Geográfica de América Central*, 2, 1–15.
- Sánchez, M., & Barradas, V. (2001). Clima, urbanización y uso del suelo en ciudades tropicales de Mexico. *RNIU, Puebla, México, Ciudades*, 51.
- Schmidt, W. (1917). Zum Einfluß großer Städte auf das Klima. *Naturwissenschaften*, 5(30), 494–495.
- Segeber, C. D., & Villodas, E. R. (2006). HIDROLOGIA I. *Universidad Nacional de Cuyo, Argentina*.
- Sen, P. K. (1968). Estimates of regression coefficient based on Kendall's tau. *Journal of the American Statistical Association*.

- Serna Jiménez, A. (2010). Industria y territorio rural: la constitución de un corredor agropecuario e industrial en el estado de Querétaro. *Región y sociedad*, 22(48), 77–111.
- Seto, K. C., & Shepherd, J. M. (2009). Global urban land-use trends and climate impacts. *Current Opinion in Environmental Sustainability*, 1(1), 89–95.
- Shepherd, J. M. (2005). A review of current investigations of urban-induced rainfall and recommendations for the future. *Earth Interactions*, 9(12), 1–27.
- SMN. (2018). Frentes fríos [Científica]. Recuperado de <https://smn.cna.gob.mx/es/climatologia/pronostico-climatico/frentes-frios>
- Steffens, A. C., Píccolo, M. C., González, J. H., & Navarrette, G. (2001). La isla de calor estival en Temuco, Chile. *Papeles de geografía*, (33), 49–60.
- Stewart, I. D., & Oke, T. R. (2012). Local climate zones for urban temperature studies. *Bulletin of the American Meteorological Society*, 93(12), 1879-1900.
- Tejeda, M., & Acevedo, F. (1990). Alteraciones climáticas por la urbanización en Xalapa, Ver. *La Ciencia y el Hombre*, (6).
- Terjung, W. H., & O'Rourke, P. A. (1980). Simulating the causal elements of urban heat islands. *Boundary-Layer Meteorology*, 19(1), 93–118.
- Trujillo Uribe, S. (2012). Estimación de temperatura superficial en el Valle de Aburrá mediante técnicas de percepción remota.
- Un, D. (2015). World urbanization prospects: The 2014 revision. *United Nations Department of Economics and Social Affairs, Population Division: New York, NY, USA*.
- Uribe, G. (2014). Modelo de la Isla de Calor Atmosférico y Superficial: Factores en Común y alternativas para la Mitigación de su Efecto en salud humana y medioambiente urbano. *Recuperado el, 25*.
- USGS. (2016). Precipitation: The water cycle [Científica]. Recuperado de <https://water.usgs.gov/edu/watercycleprecipitation.html>
- Jorge A. Vivó. (1977). Geografía Física (Decimoséptima edición). México: Herrero.
- Voogt, J. A. (2008). Islas de Calor en Zonas Urbanas: Ciudades Más Calientes. *ActionBioscience.org*.

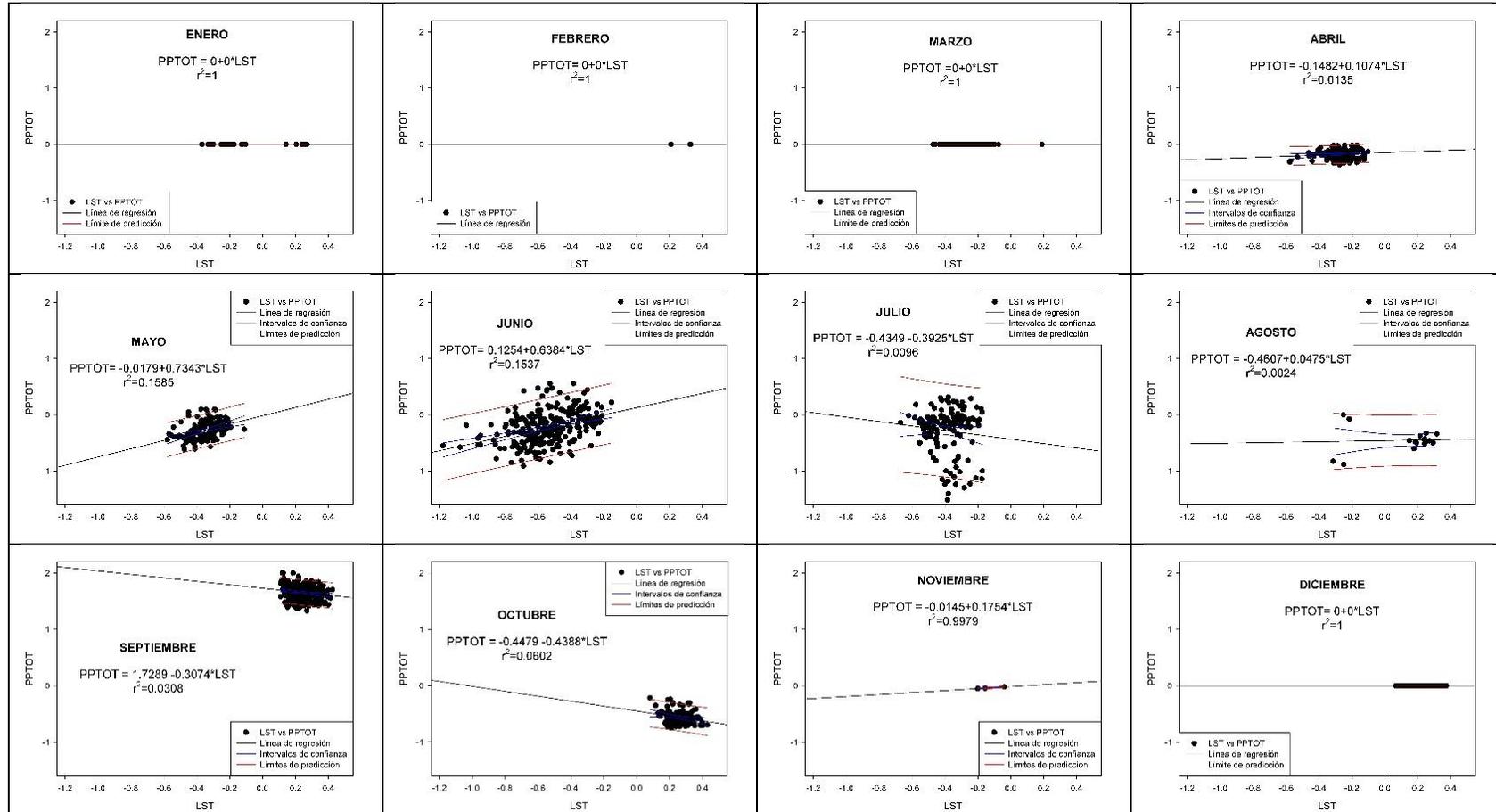
- Wan, Z. (2008). New refinements and validation of the MODIS land-surface temperature/emissivity products. *Remote sensing of Environment*, 112(1), 59–74.
- Wan, Z., & Li, Z.-L. (1997). A physics-based algorithm for retrieving land-surface emissivity and temperature from EOS/MODIS data. *IEEE Transactions on Geoscience and Remote Sensing*, 35(4), 980–996.
- Yue, S., Pilon, P., & Cavadias, G. (2002). Power of the Mann–Kendall and Spearman’s rho tests for detecting monotonic trends in hydrological series. *Journal of hydrology*, 259(1–4), 254–271.

ANEXOS

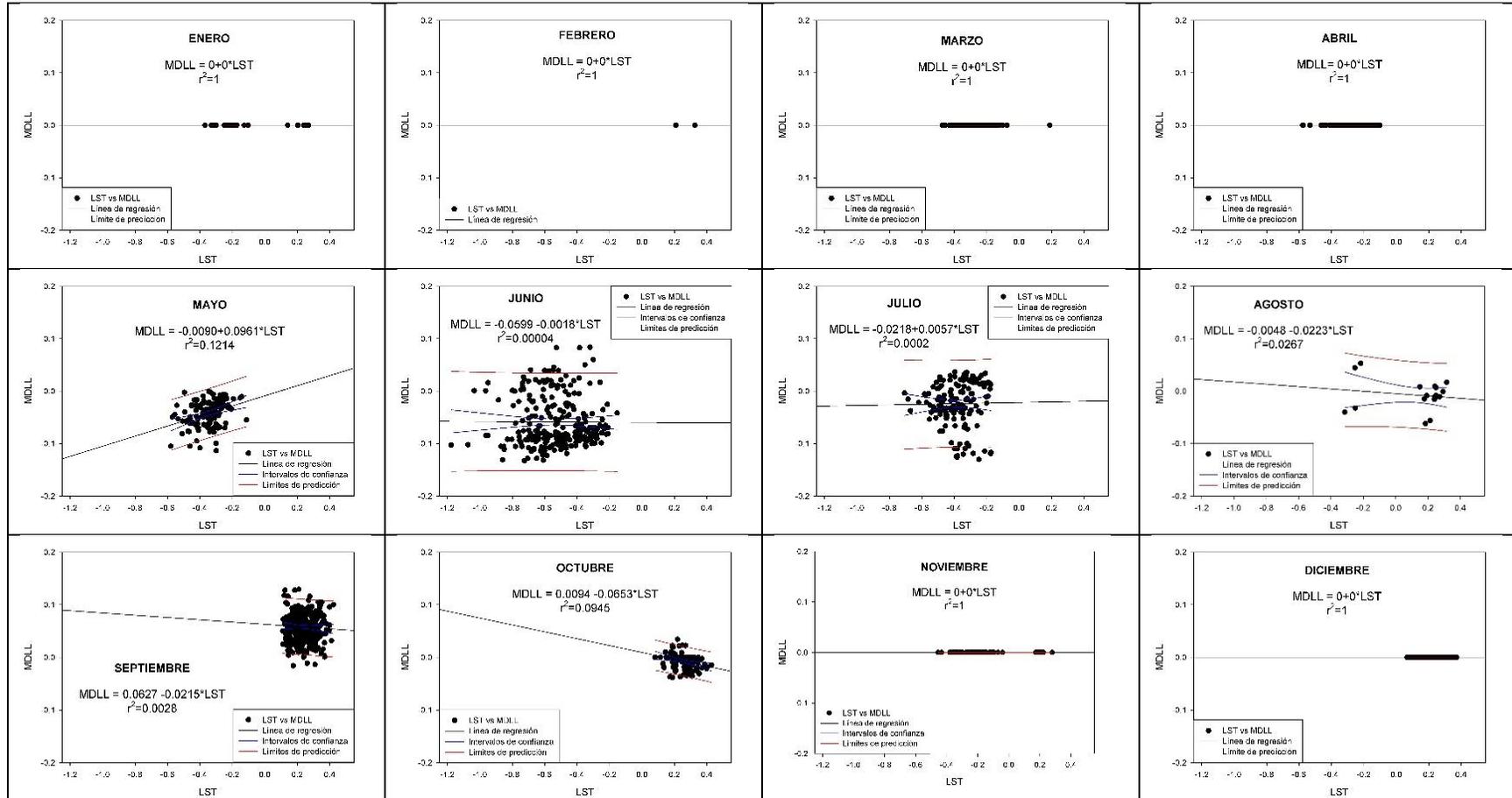
NÚMERO DE DÍAS CON LLUVIA (SANTIAGO DE QUERÉTARO)



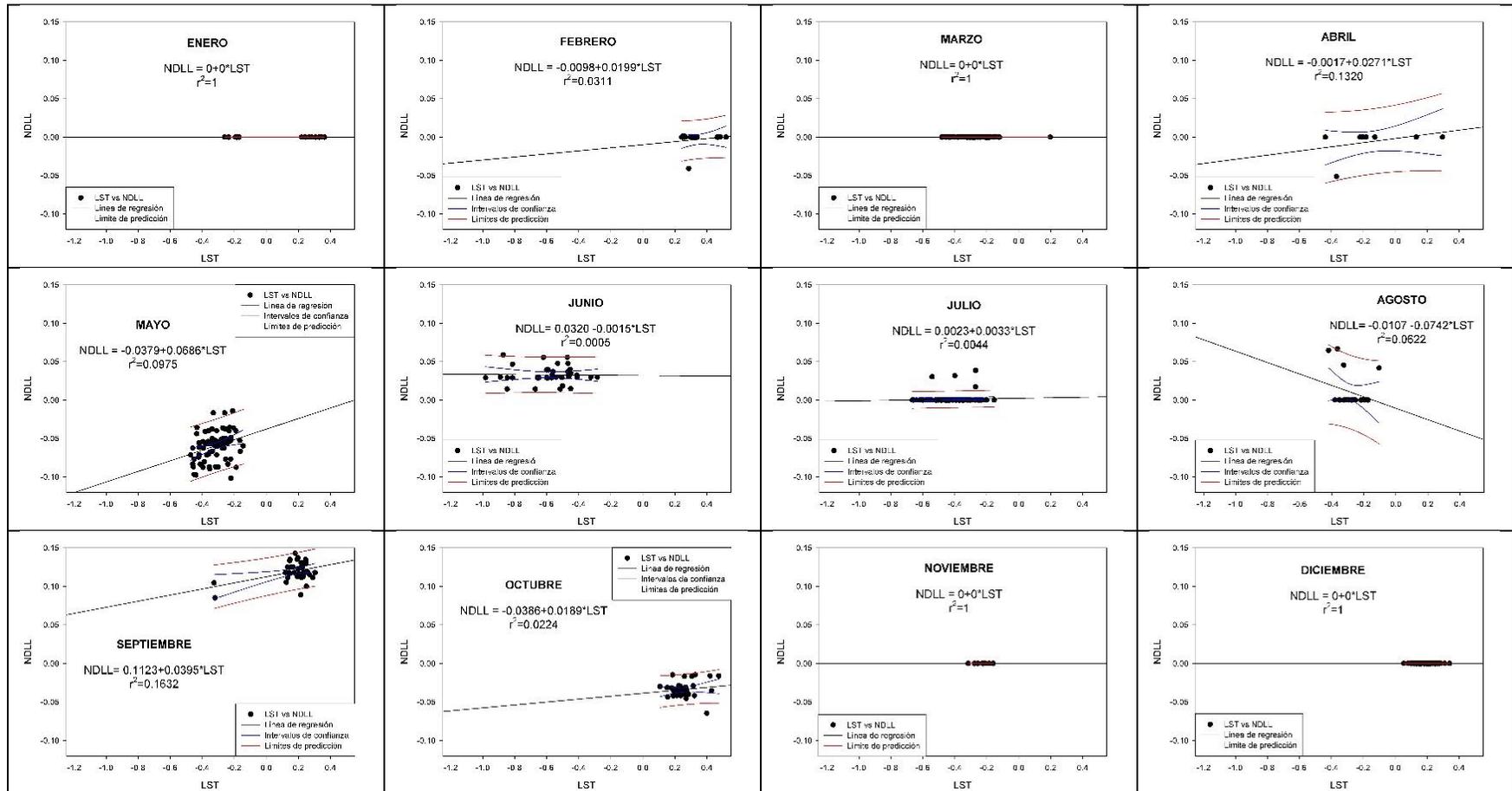
PRECIPITACIÓN TOTAL (SANTIAGO DE QUERÉTARO)



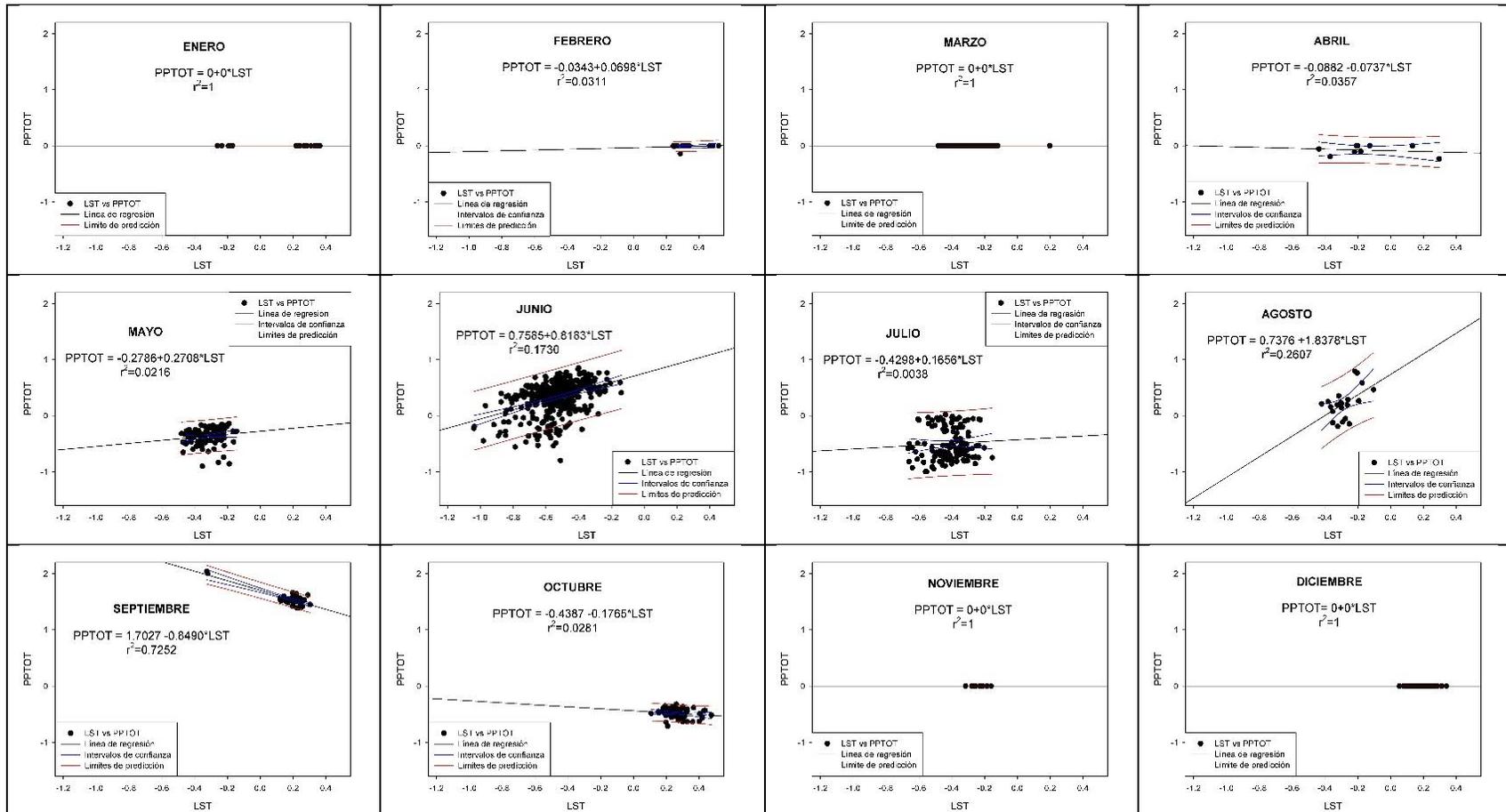
MEDIA DE LOS DÍAS CON LLUVIA (SANTIAGO DE QUERÉTARO)



NÚMERO DE DÍAS CON LLUVIA (SAN JUAN DEL RÍO)



PRECIPITACIÓN TOTAL (SAN JUAN DEL RÍO)



MEDIA DE LOS DÍAS CON LLUVIA (SAN JUAN DEL RÍO)

