



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

**Análisis de la Variación de Lluvia y Temperatura en el
Estado de Veracruz**

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

PRESENTA:
Luis Javier Muro Hernández

TUTOR PRINCIPAL
DR. CARLOS AGUSTÍN ESCALANTE SANDOVAL (FACULTAD DE INGENIERÍA)

COMITÉ TUTOR
M.I. VÍCTOR FRANCO (INSTITUTO DE INGENIERÍA)
M.I. ALBA BEATRÍZ VÁZQUEZ GONZÁLEZ (FACULTAD DE INGENIERÍA)
DRA. LILIA REYES CHÁVEZ (FACULTAD DE INGENIERÍA)
M.I. MARCO TULIO MENDOZA ROSAS (FACULTAD DE INGENIERÍA)

Ciudad Universitaria, Cd. Mx., enero 2021



Universidad Nacional
Autónoma de México



UNAM – Dirección General de Bibliotecas
Tesis Digitales
Restricciones de uso

DERECHOS RESERVADOS ©
PROHIBIDA SU REPRODUCCIÓN TOTAL O PARCIAL

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

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

JURADO ASIGNADO:

Presidente: M.I. VÍCTOR FRANCO
Secretario: M.I. ALBA BEATRÍZ VÁZQUEZ GONZÁLEZ
1 er. Vocal: DR. CARLOS AGUSTÍN ESCALANTE SANDOVAL
2 do. Vocal: DRA. LILIA REYES CHÁVEZ
3 er. Vocal: M.I. MARCO TULIO MENDOZA ROSAS

Lugar donde se realizó la tesis: FACULTAD DE INGENIERÍA

TUTOR DE TESIS:

DR. CARLOS AGUSTÍN ESCALANTE SANDOVAL



FIRMA

Agradecimientos

A mis padres, por todo el apoyo que me han brindado a lo largo de mi formación académica, en especial al inicio de la maestría. No hay mejor motivación que su cariño y comprensión.

Al Dr. Escalante, por dirigir esta tesis siempre con la mejor disposición y por compartirme su conocimiento desinteresadamente.

A mis amigos y compañeros de la maestría. Su amistad y sus risas amenizaron y condimentaron el camino.

A mis hermanos, por su cariño y sus sonrisas motivadoras siempre tan acertadas.

A la Universidad Nacional Autónoma de México y sus profesores, por formarme con tan alta calidad y humanidad.

Al Consejo Nacional de Ciencia y Tecnología (CONACYT) por su indispensable apoyo.

Índice General

Agradecimientos	iii
Índice General.....	iv
Índice de Tablas	vi
Índice de Figuras.....	viii
Introducción	1
El Sistema Climático.....	1
Cambios en el sistema climático	2
Efectos del cambio climático	3
Eventos Climatológicos Extremos	5
Cambios en eventos extremos.....	6
Índices de extremos del ETCCDI	7
Algunos estudios con índices del ETCCDI.....	8
Justificación.....	10
Objetivos	10
Objetivo general	10
Objetivos específicos	10
Estructura de la Tesis	11
1. Descripción de la Zona de Estudio	12
1.1 Ubicación.....	12
1.2 Clima	13
1.3 Hidrología.....	13
1.4 Economía	15
2. Información Climatológica Disponible	16
2.1 Preselección de las Estaciones Climatológicas	16
2.2 Control de Calidad.....	19
2.3 Interpolación de datos faltantes	20
2.3.1 Regiones homogéneas de precipitación	21
2.3.2 Técnicas de interpolación.....	26
2.3.3 Escala de aplicación	34
3. Pruebas de Homogeneidad.....	35
3.1 Prueba de Pettitt.....	36
3.2 Prueba Normal Estándar.....	37
3.3 Prueba de Buishand	38

3.4	Prueba de Von Newman	39
3.5	Prueba Máxima de Penalización F	40
3.6	Prueba Máxima de Penalización t	41
3.7	Escala de aplicación.....	42
4.	Índices del ETCCDI.....	44
4.1	División de los índices del ETCCDI	46
4.1.1	Estimación de umbrales de percentil.....	47
4.2	Estimación de Tendencias	49
4.2.1	Prueba de Mann-Kendall.....	50
4.2.2	Magnitud de la pendiente Theil-Sen's	51
4.2.3	Pre-blanqueo libre-de-tendencia (TFPW)	51
5.	Resultados y Discusión.....	53
5.1	Control de Calidad.....	53
5.2	Regiones Homogéneas de Precipitación.....	55
5.3	Pruebas de Homogeneidad	60
5.4	Tendencia en Índices con Umbrales de Percentil.....	62
5.4.1	Comparación entre periodos para índices de umbrales de percentil	69
5.5	Tendencia en Índices con Umbrales Fijos	74
5.5.1	Comparación entre periodos para índices con umbrales fijos.....	81
5.6	Tendencias en Índices Absolutos	85
5.6.1	Comparación entre periodos para índices absolutos	91
5.7	Tendencias en Índices de Duración	95
5.7.1	Comparación entre periodos para índices de duración.....	98
5.8	Tendencias en Otros Índices.....	101
5.8.1	Comparación entre periodos para otros índices	105
6.	Conclusiones y Recomendaciones.....	107
	Bibliografía	112
	Anexo A. Definición de los Índices del ETCCDI.....	120

Índice de Tablas

Tabla 2.1 Estaciones climatológicas preseleccionadas para 1964-2013	18
Tabla 2.2 Tipos de precipitación.....	23
Tabla 2.3 Estaciones preagrupadas según latitud y altitud	25
Tabla 2.4 Estaciones climatológicas de apoyo.....	26
Tabla 2.5 Monomios algebraicos para una función polinomial.....	27
Tabla 2.6 Modelos para estimar la función de correlación	31
Tabla 2.7 Modelos para estimar el semivariograma	33
Tabla 3.1 Valores críticos de la prueba de Pettitt.....	36
Tabla 3.2 Valores críticos de la prueba Normal Estándar.....	38
Tabla 3.3 Valores críticos de la prueba de Buishand para QN	39
Tabla 3.4 Valores críticos de la prueba de Buishand para RN	39
Tabla 3.5 Valores críticos de la prueba de Von Newman.....	40
Tabla 4.1 Índices propuestos por el ETCCDI.....	44
Tabla 5.1 Región de influencia para las estaciones de la Zona A.....	56
Tabla 5.2 Región de influencia para las estaciones de la Zona B - Grupo 1.....	57
Tabla 5.3 Región de influencia para las estaciones de la Zona B - Grupo 2.....	57
Tabla 5.4 Región de influencia para las estaciones de la Zona C	59
Tabla 5.5 Regiones homogéneas de precipitación para el estado de Veracruz.....	59
Tabla 5.6 Resultados pruebas de homogeneidad para las series del periodo 1964-2013.....	61
Tabla 5.7 Resultados pruebas de homogeneidad para las series del periodo 1958-207.....	62
Tabla 5.8 Tendencias regionales por década y porcentaje de estaciones con tendencia positiva y negativa para los índices con umbrales de percentil a escala anual y estacional para el periodo 1964-2013 en Veracruz	65
Tabla 5.9 Tendencias regionales y porcentaje de estaciones con tendencia positiva y negativa para 13 estaciones en los periodos 1964-2013 y 1958-2017 para índices de umbrales de percentil en Veracruz	70
Tabla 5.10 Tendencias regionales por década y porcentaje de estaciones con tendencia positiva y negativa para los índices con umbrales fijos a escala anual y estacional para el periodo 1964-2013 en Veracruz	75
Tabla 5.11 Tendencias regionales y porcentaje de estaciones con tendencia positiva y negativa para 13 estaciones en los periodos 1964-2013 y 1958-2017 para índices de umbrales fijos en Veracruz.....	82
Tabla 5.12 Tendencias regionales por década y porcentaje de estaciones con tendencia positiva y negativa para los índices absolutos a escala anual y estacional para el periodo 1964-2013 en Veracruz	86

Tabla 5.13 Tendencias regionales y porcentaje de estaciones con tendencia positiva y negativa para 13 estaciones en los periodos 1964-2013 y 1958-2017 para índices absolutos en Veracruz	92
Tabla 5.14 Tendencias regionales por década y porcentaje de estaciones con tendencia positiva y negativa para los índices de duración a escala anual para el periodo 1964-2013 en Veracruz.....	95
Tabla 5.15 Tendencias regionales y porcentaje de estaciones con tendencia positiva y negativa para 13 estaciones en los periodos 1964-2013 y 1958-2017 para índices de duración en Veracruz.....	99
Tabla 5.16 Tendencias regionales por década y porcentaje de estaciones con tendencia positiva y negativa para otros índices a escala anual y estacional para el periodo 1964-2013 en Veracruz	101
Tabla 5.17 Tendencias regionales y porcentaje de estaciones con tendencia positiva y negativa para 13 estaciones en los periodos 1964-2013 y 1958-2017 para otros índices en Veracruz	105

Índice de Figuras

Figura 1.1 Localización de la zona de estudio	12
Figura 1.2 Distribución espacial de la precipitación y temperatura media en Veracruz.....	13
Figura 1.3 Regiones hidrológicas, cuencas y principales ríos de Veracruz	14
Figura 2.1 Distribución espacial de las estaciones preseleccionadas.....	17
Figura 2.2 Regiones homogéneas por τ_2 y parámetro β	23
Figura 2.3 Estaciones climatológicas preagrupadas.....	25
Figura 5.1 Valor atípico de temperatura mínima en varias estaciones.....	54
Figura 5.2 Valores extremos de precipitación en un mismo día calendario	54
Figura 5.3 Valores extremos en la temperatura mínima debido a errores en el registro.....	55
Figura 5.4 Regiones homogéneas con τ_2 y el parámetro β para la Zona A	56
Figura 5.5 Regiones homogéneas con τ_2 y el parámetro β para la Zona B – Grupo 1	58
Figura 5.6 Regiones homogéneas con τ_2 y el parámetro β para la Zona B – Grupo 2	58
Figura 5.7 Regiones homogéneas con τ_2 y el parámetro β para la Zona C	59
Figura 5.8 Distribución espacial de los índices con umbrales de percentil anuales de temperatura para el periodo 1964-2013 en Veracruz	64
Figura 5.9 Tendencia regional anual de los índices con umbrales de percentil de temperatura para el periodo 1964-2013 en Veracruz	67
Figura 5.10 Distribución espacial de los índices con umbrales de percentil anuales de precipitación para el periodo 1964-2013 en Veracruz	68
Figura 5.11 Tendencia regional anual de los índices con umbrales de percentil de precipitación para el periodo 1964-2013 en Veracruz	69
Figura 5.12 Comparación de la tendencia regional anual de los índices con umbrales de percentil de temperatura para los periodos 1964-2013 y 1958-2017 en Veracruz.....	72
Figura 5.13 Comparación de la tendencia regional anual de los índices con umbrales de percentil de precipitación para los periodos 1964-2013 y 1958-2017 en Veracruz.....	73
Figura 5.14 Distribución espacial de los índices con umbrales fijos anuales de temperatura para el periodo 1964-2013 en Veracruz	77
Figura 5.15 Tendencia regional anual de los índices con umbrales fijos de temperatura para el periodo 1964-2013 en Veracruz.....	78
Figura 5.16 Distribución espacial de los índices con umbrales fijos anuales de precipitación para el periodo 1964-2013 en Veracruz	79

Figura 5.17 Tendencia regional anual de los índices con umbrales fijos de precipitación para el periodo 1964-2013 en Veracruz	80
Figura 5.18 Comparación de la tendencia regional anual de los índices con umbrales fijos de temperatura para los periodos 1964-2013 y 1958-2017 en Veracruz.....	82
Figura 5.19 Comparación de la tendencia regional anual de los índices con umbrales fijos de precipitación para los periodos 1964-2013 y 1958-2017 (nn=25) en Veracruz.....	83
Figura 5.20 Distribución espacial de los índices absolutos anuales de temperatura para el periodo 1964-2013 en Veracruz.....	87
Figura 5.21 Tendencia regional anual de los índices absolutos de temperatura para el periodo 1964-2013 en Veracruz	88
Figura 5.22 Distribución espacial de los índices absolutos anuales de precipitación para el periodo 1964-2013 en Veracruz.....	90
Figura 5.23 Tendencia regional anual de los índices absolutos de precipitación para el periodo 1964-2013 en Veracruz.....	90
Figura 5.24 Comparación de la tendencia regional anual de los índices absolutos de temperatura para los periodos 1964-2013 y 1958-2017 en Veracruz	93
Figura 5.25 Comparación de la tendencia regional anual de los índices absolutos de precipitación para los periodos 1964-2013 y 1958-2017 en Veracruz	94
Figura 5.26 Distribución espacial de los índices de duración anuales de temperatura para el periodo 1964-2013 en Veracruz.....	96
Figura 5.27 Tendencia regional anual de los índices de duración de temperatura para el periodo 1964-2013 en Veracruz.....	97
Figura 5.28 Distribución espacial de los índices de duración anuales de precipitación para el periodo 1964-2013 en Veracruz.....	97
Figura 5.29 Tendencia regional anual de los índices de duración de precipitación para el periodo 1964-2013 en Veracruz.....	98
Figura 5.30 Comparación de la tendencia regional anual de los índices de duración de temperatura para los periodos 1964-2013 y 1958-2017 en Veracruz	100
Figura 5.31 Comparación de la tendencia regional anual de los índices de duración de precipitación para los periodos 1964-2013 y 1958-2017 en Veracruz.....	100
Figura 5.32 Tendencia regional anual de otros índices para el periodo 1964-2013 en Veracruz	102
Figura 5.33 Distribución espacial de otros índices a escala anual para el periodo 1964-2013 en Veracruz	103

Figura 5.34 Comparación de la tendencia regional anual de otros índices para los periodos 1964-2013 y 1958-2017 en Veracruz	106
---	-----

Introducción

El Sistema Climático

Gran parte de la energía proveniente del sol atraviesa la atmósfera y es absorbida por la superficie terrestre propiciando su calentamiento (IPCC, 1992). Parte de esa energía es reflejada de regreso como radiación infrarroja debido a un fenómeno conocido como *albedo* (blancura, capacidad de reflejar radiación) que le da a nuestro planeta la capacidad de tener una temperatura de equilibrio denominada *ideal* (Garduño, 2004). Esta energía reflejada es absorbida por un pequeño porcentaje de gases contenidos en la atmósfera y es nuevamente irradiada en todas las direcciones (tanto al exterior como de regreso a la Tierra). A este fenómeno se le conoce como *Efecto Invernadero* (EI), mientras que, a los gases que absorben dicha radiación se les conoce como *Gases Efecto Invernadero* (GEI). Los GEI se han generado de forma natural desde hace miles de años debido a las erupciones volcánicas y de hidrotermales, actividades biológicas como la respiración de las plantas, la descomposición de materia orgánica, entre otros (SEMARNAT, 2009).

Los principales gases que conforman nuestra atmósfera son el nitrógeno (N_2) con el 78% y el oxígeno (O_2) con alrededor del 21%, mientras que, en el 1% restante se encuentran los GEI. Entre los más importantes se puede mencionar el bióxido de carbono (CO_2), el óxido nitroso (N_2O), el metano (CH_4), el ozono (O_3) y el vapor de agua (H_2O) (Garduño, 2004; SEMARNAT, 2009). Estos gases no son exclusivos de la atmósfera de la Tierra, los planetas de Marte y Venus también experimentan el EI (Conde, 2007). Sin embargo, la temperatura de la superficie de los tres planetas es diferente a causa de otras dos variables: la concentración en sus atmósferas de los GEI y la distancia a la que se encuentran del sol. Para el caso de Venus, la concentración en su atmósfera de GEI es mayor que la de la Tierra, además de que el planeta se encuentra a menos distancia del sol y, en consecuencia, su superficie experimenta una temperatura de $470^\circ C$; por otro lado, Marte, aunque también está saturado de GEI, se encuentra a una distancia mayor del sol, por lo que su temperatura es alrededor de $55^\circ C$. Mientras que, la temperatura promedio de nuestro planeta ronda alrededor de los $15^\circ C$, sin el efecto invernadero sería alrededor de $33^\circ C$ más fría, por lo que, entre más concentración de los GEI, mayor es la temperatura que experimenta el planeta (SEMARNAT, 2009).

Cambios en el sistema climático

Cambios en el sistema climático pueden ser provocados por forzamientos internos o externos. Los primeros se deben a la inestabilidad de la dinámica interna del sistema, resultado de los procesos de interacción entre los componentes del sistema climático como la atmósfera y los océanos (Vázquez, 2010). Ejemplos de esta variabilidad son los asociados al fenómeno de El Niño-Oscilación del Sur (ENSO), o la Oscilación Decadal del Pacífico (PDO), entre otros. Por otra parte, el forzamiento externo puede ser de dos tipos: 1) origen natural, como cambios en la intensidad de la radiación del sol, que cada 11 años emite una mayor cantidad debido a manchas en su superficie (SEMARNAT, 2009); y 2) origen antropogénico, como cambio en el uso de suelo y el incremento de los GEI (Magaña, 2004).

Según el Panel Intergubernamental sobre Cambio Climático (IPCC), la temperatura media mundial de la superficie terrestre ha aumentado alrededor de 0.6°C desde finales del siglo XIX (IPCC, 2001). Además, cada uno de los últimos tres decenios han sido cada uno más cálido que el anterior desde 1850 y es muy probable que de 1983 al 2012 haya sido el periodo de 30 años más cálido en el hemisferio norte de los últimos 800 años (IPCC, 2014). Desde su primer reporte de evaluación en 1992, el IPCC sugería que este aumento inequívoco de la temperatura no tenía un origen totalmente natural, señalando a la actividad humana como responsable.

Actualmente, la influencia antropogénica en el sistema climático es clara. Desde la era preindustrial, las emisiones mundiales de GEI por efecto de las actividades humanas aumentaron un 70% entre 1970 y 2004 (IPCC, 2007). Los niveles alcanzados en la atmósfera de dióxido de carbono, metano y óxido nitroso no tienen precedentes en los últimos 800 000 años. Según el último reporte del IPCC, desde 1750, el dióxido de carbono (CO_2) aumentó un 40%, el metano (CH_4) un 150% y el óxido nitroso (N_2O) un 20% (IPCC, 2014). Por otra parte, como consecuencia del calentamiento, el vapor de agua también ha aumentado y aunque este no sea un GEI de emisión antropogénica, intensifica el calentamiento provocado por los gases que si son de origen humano (Garduño, 2004).

El aumento de la concentración de CO_2 en la atmósfera se debe principalmente a la quema de combustibles fósiles, el CH_4 a la agricultura y uso de combustibles fósiles y el N_2O principalmente a la agricultura (IPCC, 2007). Por otra parte, el aumento en la concentración de GEI es la principal causa antropogénica, sin embargo, existen otras actividades humanas que también influyen en el

VARIACIÓN DE LLUVIA Y TEMPERATURA EN VERACRUZ

sistema, como la variación del albedo ocasionado por la deforestación o los aerosoles fabricados por el hombre, entre otros (IPCC, 1992).

El IPCC (2007) definió al cambio climático como: “cambio en el estado del clima identificable (por ejemplo, mediante análisis estadísticos) a raíz de un cambio en el valor medio y/o en la variabilidad de sus propiedades, y que persiste durante un período prolongado, generalmente cifrado en decenios o en períodos más largos”. Entonces, cuando se habla de un cambio en el sistema o cambio climáticos, en realidad se refiere a un cambio climático antropogénico.

Efectos del cambio climático

Con el cambio climático, las personas, las sociedades, los sectores económico y ecosistemas están expuestos a riesgos (IPCC, 2014). El riesgo surge con la interacción del peligro (probabilidad de que ocurra un fenómeno perturbador relacionado con el cambio climático), la vulnerabilidad (susceptibilidad de sufrir daños) y la exposición (personas, bienes o ecosistemas en riesgo). El problema con el cambio climático es que aumenta de forma directa el peligro, mientras que, la vulnerabilidad y la exposición se ven influidas por diversos procesos sociales y económicos que están en función del desarrollo.

Se dice que el calentamiento del sistema es inequívoco a partir de la evidencia y de los aumentos observados en la media mundial de la temperatura, el océano, el deshielo y el aumento del nivel del mar (IPCC, 2007). Al observar estos efectos negativos y las tendencias en aumento, es evidente que los efectos futuros serán más abruptos.

Para determinar la magnitud y velocidad de los cambios en el sistema climático y analizar sus posibles impactos, se propusieron un conjunto de escenarios sobre las concentraciones futuras de los GEI en la atmósfera (IPCC, 2001). Estos escenarios de cambio climático se refieren a un “plausible clima futuro que ha sido construido para un uso explícito en investigar las consecuencias potenciales del cambio climático antropogénico”. Estos no son pronósticos climáticos, más bien son alternativas que pueden suceder o no en la medida del nivel de desarrollo de los países a futuro, su población o uso de tecnologías (Magaña et al., 2006).

VARIACIÓN DE LLUVIA Y TEMPERATURA EN VERACRUZ

A partir de los escenarios de cambio climático se realizan proyecciones a largo plazo en los Modelos de Circulación General (MCG), que, mediante la simulación de energía, masa y cantidad de movimiento, se obtiene la evolución futura de los estados de la atmósfera.

El IPCC realiza una serie de publicaciones periódicas donde integra el estado de los conocimientos científicos, técnicos y socioeconómicos sobre el cambio climático, resultado de investigaciones a lo largo del mundo. En ellos ha enlistado y descrito tanto los efectos observados y las evidencias, como efectos futuros resultado de las proyecciones, en la mayoría de los casos asociado a un grado de incertidumbre.

Entre los sistemas afectados se encuentran los ecosistemas, con probables reducciones en la diversidad biológica y los bienes y servicios que proporcionan a la sociedad, por ejemplo, se espera que cambien algunas especies de bosques y que los desiertos sean más extremos; en la salud humana, efectos directos como aumento de mortalidad y de enfermedades infecciosas transmitidas por vectores, entre otros; en las zonas costeras se acelerará la elevación del nivel del mar y modificará la circulación oceánica y los ecosistemas marinos, desencadenando consecuencias socioeconómicas negativas; en la agricultura, se esperan cambios en los rendimientos de las cosechas y variaciones de productividad diferentes entre regiones y localidades, lo que dará lugar a que las normas de producción se modifiquen (IPCC, 1992; IPCC, 1995).

Por otra parte, mientras que la temperatura muestra una tendencia positiva generalizada a lo largo del planeta, la variación de la precipitación difiere entre regiones (Alexander et al., 2006). Sin embargo, se ha establecido que cambios pequeños tanto en la temperatura como precipitación, junto con la no-linealidad de la evapotranspiración y humedad del suelo, pueden provocar cambios significativos en la escorrentía (IPCC, 1995). Por ejemplo, para el escenario con 1 a 2 °C de aumento de temperatura y una reducción del 10% de la precipitación, la escorrentía anual podría reducirse entre un 40% y 70% (IPCC, 1992).

Para el caso de la hidrología, con cambios en el sistema climático se supone una intensificación del ciclo hidrológico global, influyendo en los recursos hídricos regionales en términos de volumen y distribución. En altitudes altas se podría experimentar un aumento de la escorrentía por el aumento de la precipitación, contrario a las latitudes bajas donde la escorrentía será menor a consecuencia del aumento de la evapotranspiración y disminución de la temperatura (IPCC, 1995). Además, a partir de la variación de precipitación los eventos hidrometeorológicos podrían ser más

extremos, traducándose en inundaciones y sequías más severas. Finalmente, la ingeniería hidráulica tendrá que tener en cuenta la planeación de la vida útil de las estructuras.

Eventos Climatológicos Extremos

La causa principal de los impactos relacionados con el clima son los fenómenos extremos, y a pesar de que los sistemas naturales y humanos han desarrollado la capacidad de tolerar algunas condiciones climáticas, estos eventos fuera de los niveles históricos registrados aumentan el riesgo de daños graves (IPCC, 2001). Su conocimiento son motivo de gran preocupación, ya que la aptitud al manejar los riesgos asociados con estos nos da la sostenibilidad de las condiciones de vida y desarrollo económico (WMO, 2009).

De acuerdo al quinto informe de evaluación del IPCC, se han observado cambios en la frecuencia e intensidad de muchos fenómenos meteorológicos y climas extremos desde 1950 (IPCC, 2014). El acuerdo general, es que este tipo de cambios tendrán profundos impactos en la sociedad humana y el medio natural (Easterling et al., 2000). Entre los principales eventos extremos asociados al cambio climático están: los huracanes más fuertes, provocando inundaciones en zonas costeras; sequías y olas de calor más prolongadas, favoreciendo los incendios forestales y la desertificación; los frentes fríos, provocando lluvias más intensas e inundaciones fluviales; y las heladas y tormentas de nieve más frecuentes, entre otros (Santiago et al., 2008).

De forma práctica, como en el caso de la ingeniería, muchos problemas requieren del conocimiento del comportamiento de los valores extremos. Por ejemplo, para el diseño de las estructuras que protegen a los sistemas de los fenómenos extremos, regularmente se busca un equilibrio óptimo entre estándares de seguridad muy altos (muy costosos) y que la obra tenga la capacidad de soportar tales extremos (que sea suficiente) durante su vida útil (WMO, 2009). Para estos casos, es común que los extremos se caractericen a partir de su frecuencia de ocurrencia, el problema con el cambio climático es que modifica esta frecuencia, en consecuencia, una estructura que se haya diseñado para un evento con un periodo de retorno alto, que normalmente no alcanzaría en la vida de una persona, este podría presentarse más habitualmente y causar daños (Huber y Gullede, 2011).

VARIACIÓN DE LLUVIA Y TEMPERATURA EN VERACRUZ

Regularmente, el cambio climático se describe a partir de cambios en la temperatura o precipitación media, sin embargo, cambios en la frecuencia e intensidad de eventos extremos debido al cambio climático repercute en mayores costos sociales y económicos (Huber y Gullege, 2011). Además, un cambio pequeño en la media, por ejemplo, provocará un incremento sustancial en la frecuencia de extremos, ya que estos no cambian linealmente con la media de la distribución (Meehl et al., 2000).

Para mejorar la capacidad de analizar las variaciones del clima es fundamental la evaluación de los extremos de los elementos climáticos básicos (temperatura y la precipitación), y determinar si están cambiando. Un análisis típico de extremos incluye la preparación de series de datos observados, utilización de índices y valores extremos teóricos y el cálculo de tendencias y otros enfoques estadísticos para evaluar los cambios en extremos, entre otros (WMO, 2009).

Cambios en eventos extremos

Al estudiar el cambio climático y climas extremos se han identificado los conceptos de detección y atribución. La detección del cambio climático en los registros observados se refiere a la identificación de un cambio estadísticamente significativo en alguna parte del sistema climático, por ejemplo, un cambio en la media altamente promediada o en los extremos climáticos (Easterling et al., 2016). Una vez encontrado un cambio, es necesario vincular este con la causa que lo provoca, ya sea natural o antropogénica, acción que le denomina atribución (IPCC, 2014).

Tradicionalmente los estudios de detección y atribución se han enfocado en detectar cambios en la media, sin embargo, en las últimas décadas se han enfocado más en los extremos (Easterling et al., 2016). Para hablar de un evento climatológico extremo y determinar si está cambiando, primero hay que definir a este. Un evento extremo es aquel que se localiza alejado de la media, en las colas de la distribución de probabilidades de las variables del clima. Estos eventos son relativamente raros, sin embargo, el cambio climático ha provocado que tengan mayor ocurrencia y a medida que este se intensifica, el riesgo asociado con los extremos adquiere una importancia cada vez mayor.

Los cambios de extremos climáticos pueden ser abordados desde dos vertientes (Easterling et al., 2000): 1) Los basados en simples cambios estadísticos, que incluyen extremos tales como muy

bajas o altas temperaturas o fuertes precipitaciones diarias o mensuales que ocurren en un año; y 2) Aquellos eventos extremos más complejos, como sequías, inundaciones y huracanes, entre otros. El presente estudio pretende detectar una señal de cambio en aquellos extremos del primer caso, dejando fuera de alcance los segundos.

Índices de extremos del ETCCDI

Con el fin de detectar cambios en extremos, se han desarrollado herramientas a base de indicadores de extremos como un intento objetivo de extraer información de datos diarios de temperatura y precipitación. Sin embargo, el principal obstáculo ha sido la resolución temporal y espacial de estas variables climatológicas (Zhang et al., 2011).

En su segundo reporte de evaluación publicado en 1995, el IPCC estableció que los datos en climas extremos y su variabilidad eran inadecuados para decir cualquier cosa acerca del cambio climático (IPCC, 1995). A partir de esto, la Organización Meteorológica Mundial (OMM) organizó en 1997 en Asheville, Carolina del Norte, un taller en índices e indicadores para climas extremos con el objetivo de alentar el desarrollo de conjuntos de datos y técnicas de análisis de estos fenómenos (Karl et al., 1999). Entonces, participantes de alrededor de 23 países establecieron como requerimiento primordial las observaciones climatológicas de alta calidad para el futuro, además, llegaron a un acuerdo de un pequeño conjunto de índices de extremos climáticos con los cuales se podría realizar análisis y presentar tendencias en climas extremos. Más tarde, en 1999 se reunieron lo que ahora es conocido como el Grupo de Expertos en Detección e Índices de Cambio Climático (ETCCDI, por sus siglas en inglés) coordinado por la Comisión de Climatología de la Organización Meteorológica Mundial (CCI/OMM), el proyecto sobre Predictibilidad y Variabilidad Climática (CLIVAR), y la Comisión Técnica de Oceanografía y Meteorología Marítima (JCOMM; Zhang et al., 2011). Estos acordaron dos principales acciones: 1) La importancia de un acuerdo internacional de un conjunto de índices de climas extremos para datos diarios de precipitación y temperatura, con el objetivo de que los resultados de los cambios en extremos se pudieran comparar a lo largo del mundo; y 2) Promover el análisis de extremos, principalmente en los países menos desarrollados.

Este último punto se llevó a cabo mediante los denominados talleres del ETCCDI, donde mostraban a expertos locales el procedimiento para realizar análisis de extremos, desde la

preparación de los datos hasta cálculo de tendencias en extremos. Por otro lado, se estandarizaron un conjunto de 27 índices robustos a partir de datos diarios de temperatura (16) y precipitación (11), que cubren una amplia gama de climas y tienen una alta relación señal-ruido (Zhang et al., 2011). Los índices del ETCCDI son capaces de describir características particulares de los extremos tales como la intensidad, frecuencia y duración (Alexander et al., 2006).

En la bibliografía existe una gran cantidad de estos indicadores, una de sus principales diferencias es que tan alejado en las colas de la distribución está el índice. Los índices que caracterizan aspectos muy alejados en las colas de la distribución tienden a ser más relevantes para la sociedad y sistemas naturales, pues estos describen eventos con poca frecuencia que normalmente son altamente destructivos. El inconveniente con este tipo de indicadores es que presentan mayor incertidumbre debido a que son menos frecuentes, por lo que se cuenta con poca información para identificar y caracterizar posibles cambios. Para superar este problema, se han definido los denominados índices de extremos “moderados”, que se presentan al menos una vez al año, como tal, son el caso de los índices del ETCCDI (Zhang et al., 2011). A partir de estos, se pueden realizar análisis estadísticos para determinar si existen cambios significativos.

Los 27 índices del ETCDDI son ampliamente usados como una herramienta para evaluar cambios en extremos, ya que los cambios previstos en estos son un fuerte indicador del cambio climático (WMO, 2009). Por otro lado, para estimar la magnitud del cambio sobre una variable temporal, como son los índices, a menudo, se describe a partir de la pendiente de una tendencia lineal. Una tendencia se dice que es detectada cuando se rechaza la hipótesis nula de la prueba de tendencia bajo un alto nivel de significancia.

Algunos estudios con índices del ETCCDI

La estimación de tendencias en los índices del ETCCDI ha sido el enfoque de una gran cantidad de investigaciones realizadas a lo largo del mundo a diferentes escalas espaciales. Por ejemplo, Alexander et al. (2006) realizó un estudio a escala global en el cual estimó tendencias en índices grillados del ETCCDI calculados a partir de datos diarios de temperatura y precipitación; a escala regional, Haylock et al. (2006) y Vincent et al. (2005) estimaron tendencias de precipitación y temperatura, respectivamente, para Sudamérica.

VARIACIÓN DE LLUVIA Y TEMPERATURA EN VERACRUZ

También, es común que este tipo de estudios se enfoquen en una variable. Por ejemplo, análisis de extremos en precipitación fueron analizados por Croitoru et al. (2013), Liu et al. (2013), Santos y Fragoso (2013), Song et al. (2015), Chen et al. (2015), Cao y Pan (2014), entre otros; análisis de extremos de temperatura como Jiang et al. (2016) y Fonseca et al. (2016); y precipitación y temperatura como Sun et al. (2016).

Para el caso de México se han realizado estudios de tendencias en índices de extremos del ETCCDI a nivel local y puntual. Por ejemplo, Mendoza-Uribe y Vázquez-Zavaleta (2017) analizaron los 27 índices del ETCCDI con series temporales del estado de Guerrero; Mora-Orozco et al. (2016) analizaron 7 índices de temperatura y 1 de precipitación en el estado de Chiapas; y Ortiz-Gómez et al. (2020) analizaron tendencias en 10 índices de extremos de precipitación en el estado de Zacatecas. También, López-Díaz et al. (2013) analizaron índices de temperatura en el municipio de Apizaco en Tlaxcala; Figueroa et al. (2016) estudiaron tendencias en la cuenca del río Sabinal, en Chiapas; Figueroa-Gallegos (2017) en la cuenca del río Grande, Chiapas; Arriaga-Ramírez y Cavazos (2010) estudiaron índices de precipitación en el noroeste de México y Estados Unidos; y García-Cueto et al (2018) en 16 áreas urbanas a lo largo de nuestro país.

El presente trabajo pretende analizar tendencias en extremos de precipitación y temperatura a partir de los índices del ETCCDI para el estado de Veracruz. Actualmente, existe un estudio realizado por Vázquez et al. (2008) en donde analizaron 45 estaciones de precipitación y 26 de temperatura para el periodo de 1963-2004 (42 años), sin embargo, de acuerdo a los estudios internacionales citados anteriormente, se considera que este periodo temporal es insuficiente para decir cualquier cosa sobre cambios en el sistema climático en el estado de Veracruz, pues se requiere al menos un periodo de 50 años para detectar cambios en extremos. Además, en vista de que los estudios de variación climática se realizan a partir del mayor periodo temporal disponible, el presente estudio también pretende entender como varían las tendencias y su significancia estadística al aumentar el periodo de análisis.

Justificación

Este trabajo busca analizar variaciones de precipitación y temperatura en el estado de Veracruz, a partir de los índices de extremos del Equipo de Expertos en Detección e Índices de Cambio Climático (ETCCDI). Actualmente existe un estudio similar, sin embargo, se considera que el periodo temporal analizado es insuficiente para decir cualquier cosa sobre cambios en el clima o climas extremos. Además, se busca entender como varían las tendencias al aumentar el periodo de análisis. Un estudio de tendencias en extremos de precipitación y temperatura con un periodo temporal suficiente, puede aportar al desarrollo de estrategias en el manejo de riesgos y mitigación de los efectos del cambio climático en el estado de Veracruz.

Objetivos

Objetivo general

Analizar variaciones de lluvia y temperatura en el estado de Veracruz.

Objetivos específicos

Para alcanzar el objetivo general de este trabajo se plantean los siguientes objetivos específicos en orden de ejecución:

- Describir y conocer la zona de estudio.
- Recabar series de tiempo a escala diaria de temperatura y precipitación para el estado de Veracruz y zonas aledañas con diferentes periodos temporales.
- Realizar un estricto control de calidad a las series temporales.
- Crear regiones homogéneas y complementar datos faltantes.
- Realizar pruebas de homogeneidad a los datos.
- Estimar índices de extremos del ETCCDI a diferentes escalas temporales, así como, para varios periodos de análisis.
- Estimar tendencias lineales en los índices del ETCCDI y determinar si éstas son estadísticamente significativas.
- Comparar como varían la tendencia entre los índices para diferentes periodos de análisis.

Estructura de la Tesis

El presente documento se divide en una introducción, seis capítulos, el apartado de referencias y un anexo. En el primer capítulo se describe la zona de estudio, incluyendo su ubicación, clima, hidrología y economía. En el segundo capítulo, se muestran los datos utilizados en este análisis, el control de calidad que se les aplicó y las metodologías empleadas para crear regiones homogéneas de precipitación, además, las técnicas para interpolar datos faltantes. Luego, en el tercer capítulo se enlistan las pruebas de homogeneidad. En el cuarto apartado se especifica el origen y la descripción de los índices de extremos del ETCCDI, su división y consideraciones en el cálculo de estos, además, se describen las pruebas estadísticas para estimar la magnitud de la pendiente y determinar su significancia estadística. En seguida, en el quinto capítulo se muestran los resultados obtenidos para cada división de índices, así como la comparación de tendencias entre periodos de análisis. Después, en el sexto capítulo se presentan las conclusiones y recomendaciones de este trabajo. Seguidamente, en una sección posterior se enlistan las referencias bibliográficas. Finalmente, se incluye un anexo donde, se describe a detalle el cálculo de cada uno de los índices del ETCCDI.

1. Descripción de la Zona de Estudio

1.1 Ubicación

Veracruz de Ignacio de la Llave, es uno de los 32 estados que conforman la República Mexicana. Se ubica al norte $22^{\circ}28'18''$, al sur $17^{\circ}08'13''$ de latitud norte; al este $93^{\circ}36'29''$, al oeste $98^{\circ}40'54''$ de longitud oeste (ver Figura 1.1), representado el 3.7% (71 826 km²) del territorio nacional (INEGI, 2017). El estado colinda al norte con Tamaulipas y el Golfo de México; al este con el Golfo de México, Tabasco y Chiapas; al sur con Chiapas y Oaxaca; al oeste con Puebla, Hidalgo y San Luis Potosí. Al territorio lo conforman elevaciones que van desde 0 m.s.n.m., en la costa con el Golfo de México, hasta 5 610 m.s.n.m., en el Volcán Pico de Orizaba.

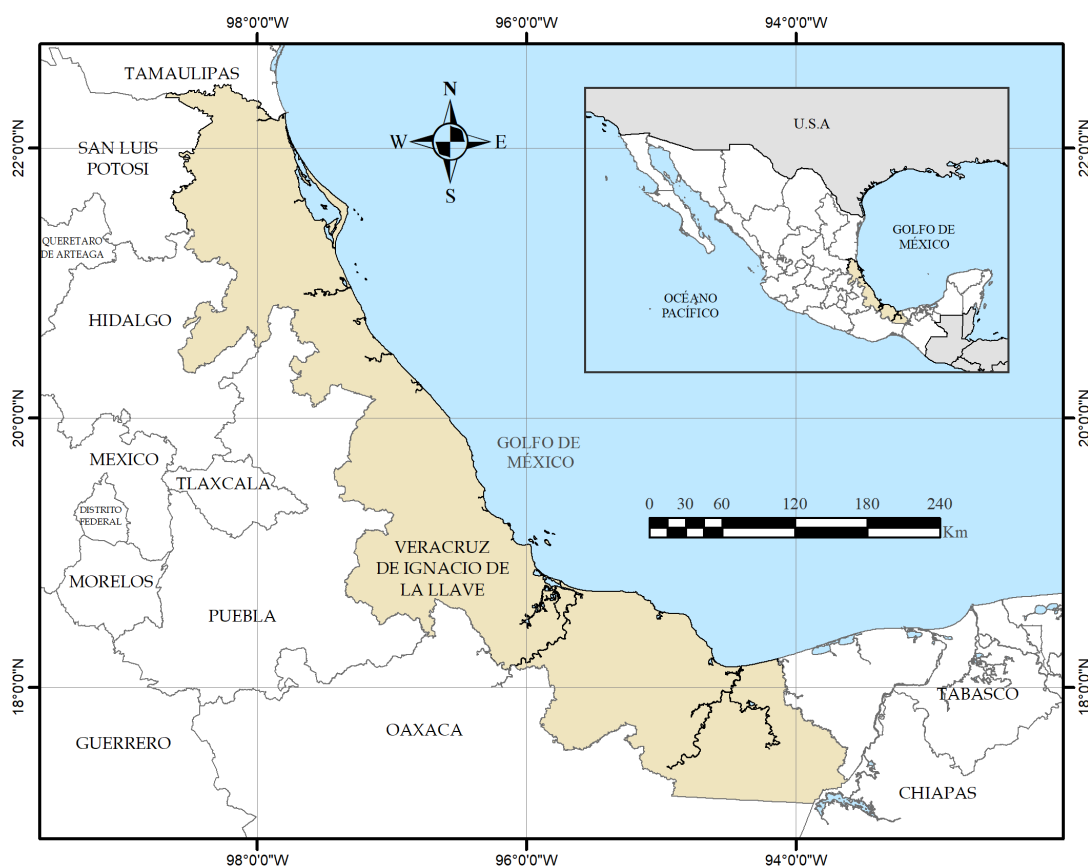


Figura 1.1 Localización de la zona de estudio

Fuente: Creado a partir de CONABIO (2008)

VARIACIÓN DE LLUVIA Y TEMPERATURA EN VERACRUZ

1.2 Clima

Según el INEGI (2017) los principales climas del estado son: cálido subhúmedo con lluvias en verano (54.14% del territorio), cálido húmedo con abundantes lluvias en verano (26.42%), semicálido húmedo con lluvias todo el año (5.74%), cálido húmedo con lluvias todo el año (5.07%), semicálido húmedo con abundantes lluvias en verano (2.96%), templado húmedo con abundantes lluvias en verano (1.90%), templado húmedo con lluvias todo el año (1.44%), templado subhúmedo con lluvias en verano (1.38%) y otros (0.95%).

Veracruz tiene una precipitación media estatal de 1 500 mm anuales y una temperatura media anual de 23°C (INEGI, 2020). La distribución espacial de los rangos de precipitación se muestra en la Figura 1.2a, mientras que la de la temperatura en la Figura 1.2b.

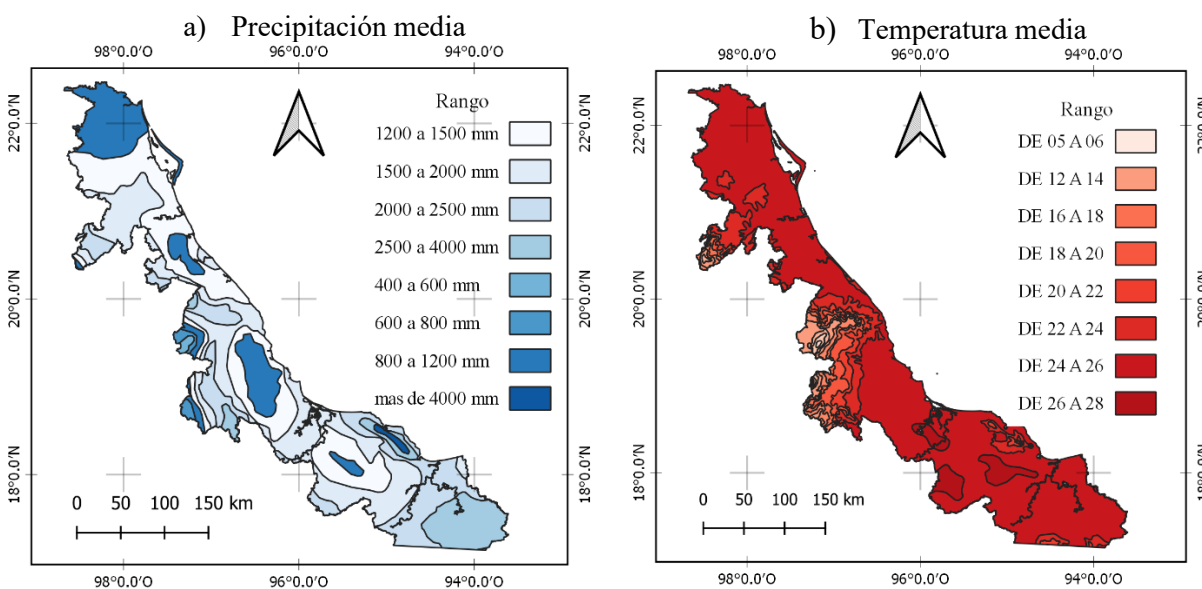


Figura 1.2 Distribución espacial de la precipitación y temperatura media en Veracruz

FUENTE: Creado a partir de CONABIO (2020)

1.3 Hidrología

En el año 2010, se publicó un acuerdo en el que la Comisión Nacional del Agua (CONAGUA) dividía al país en 13 organismos de cuenca, llamadas regiones hidrológico-administrativas (RHA). Estas, respetan los límites políticos municipales, por lo que facilita la administración de los aspectos socioeconómicos (CONAGUA, 2018). Por otra parte, la CONAGUA, en su tarea de

VARIACIÓN DE LLUVIA Y TEMPERATURA EN VERACRUZ

administrar las aguas nacionales, dividió al país en 757 cuencas hidrográficas que están agrupadas en 37 regiones hidrológicas en función de sus características morfológicas, orográficas e hidrológicas.

El estado de Veracruz, integra principalmente la RH-26 (Pánuco), RH-27 (Norte de Veracruz), RH-28 (Papaloapan), RH-29 (Coatzacoalcos) y en menor medida de la RH-26 (Balsas). Así mismo forma parte de 58 cuencas, de las 757 mencionadas anteriormente. Los principales cauces que pasan sobre el estado son: Actopan, Acuatempa, Amapa, Atoyac, Bobos, Calabozo, Chicayán, Clifón, Coatzacoalcos, Hueyapan, Jamapa, La Lana, Los Pescados, Metlac, Naolinco, Necaxa, Panoaya, Pánuco, Papaloapan, Pedregal, Río Blanco, San Juan, Sesecapan, Tamacuil, Tamozus, Tamesi, Tempoal, Tonalá, Tuxpan, Uxpanapa y Viñazco (INEGI, 2017). Ver Figura 1.3.

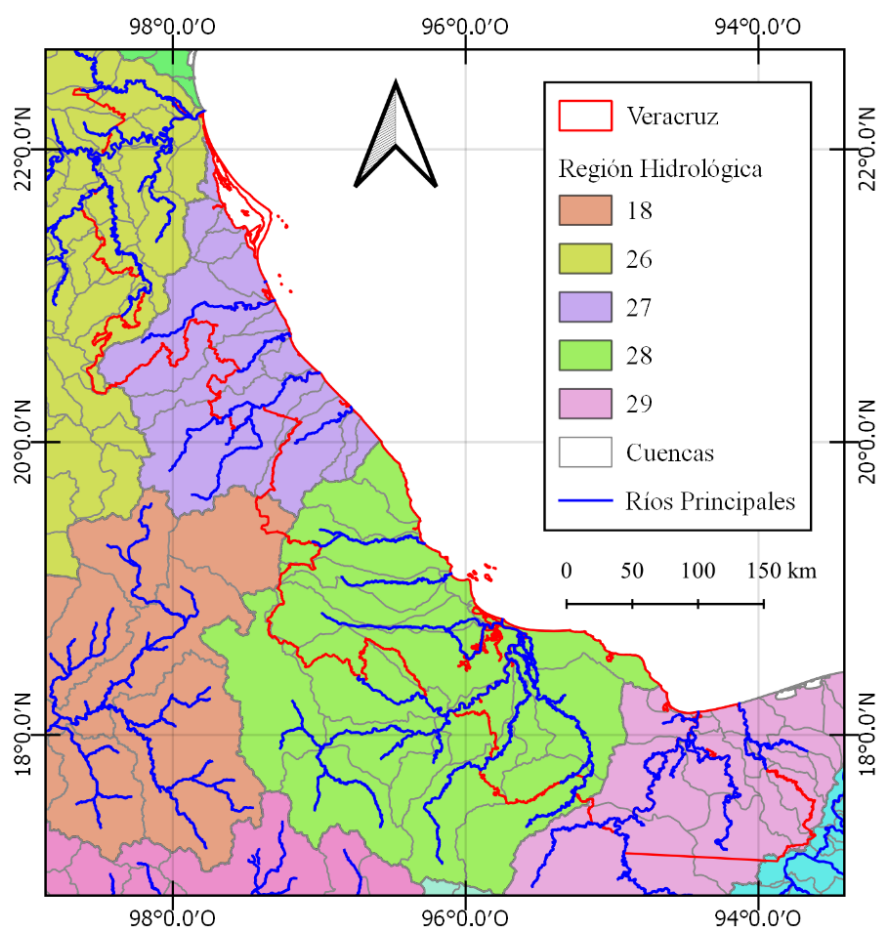


Figura 1.3 Regiones hidrológicas, cuencas y principales ríos de Veracruz

Fuente: Creado a partir de CONAGUA (2019)

1.4 Economía

El estado de Veracruz, a partir de los 212 municipios y su población de 8 112 505 habitantes, tiene una aportación al producto interno bruto (PIB) nacional del 4.6 % (SE, 2019). El principal sector de actividad económica es el terciario, representando el 63.3% del PIP estatal, le sigue las actividades secundarias (31.2%) y lo complementa con un 5.5% el sector de actividades primarias (INEGI, 2020b).

Según la Secretaria de Economía (SE, 2019), las principales actividades económicas son: servicios inmobiliarios (14.7%), comercio al por menor (10.1%), comercio al por mayor (9.7%), transportes (8.2%) y construcción (8.0%). En el porcentaje restante, se incluyen actividades como la agricultura, ganadería, aprovechamiento forestal, pesca, minería, industria manufacturera, electricidad y turismo (INEGI, 2017).

Según el INEGI (2020b), en lo que agricultura se refiere, el estado es el primer productor nacional de chayote, caña de azúcar, naranja, piña, limón y papaya; segundo lugar de jícama, café cereza; y tercer lugar en producción de plátano. Respecto a la pesca, es primer productor nacional de ostión, mojarra, lebrancha y peto. En minería es el tercer productor nacional de petróleo crudo y gas natural. Finalmente, Veracruz, es el primer productor de carne de aves y bovinos.

2. Información Climatológica Disponible

2.1 Preselección de las Estaciones Climatológicas

En México, existen varias fuentes de información meteorológica y climatológica generadas tanto por el sector público como privado (SMN, 2016). El Servicio Meteorológico Nacional (SMN), dependiente de la Comisión Nacional del Agua (CONAGUA), es el organismo gubernamental encargado de administrar el archivo histórico y el banco de datos meteorológicos y climáticos y proporcionarlos como consulta a todo público que lo requiera. Este organismo recaba información meteorológica mediante estaciones meteorológicas automáticas (EMA'S), estaciones sinópticas meteorológicas (ESIME'S), radares meteorológicos, estaciones de radiosondeo atmosférico y estaciones receptoras de imágenes de satélites meteorológicos (ERIS). Sin embargo, este tipo de información no es útil para la descripción de un clima regional debido a su baja resolución temporal y/o espacial (Vázquez, 2010). Con respecto a la información climatológica disponible, la CONAGUA proporciona datos de la red de estaciones climáticas convencionales, con poco más de 3 000 estaciones operando, y la red sinóptica de superficie de 79 observatorios meteorológicos (SMN, 2016). La primera, por su cobertura espacial y temporal, es la más adecuada para nuestro análisis (Vázquez, 2010).

La CONAGUA proporciona una herramienta para acceder a la información de la base de datos climatológica diaria, agrupando las estaciones por estado, así como su situación, ya sea operando o suspendida (CONAGUA, 2020). Para el caso del estado de Veracruz, hasta el momento de realizar este trabajo, están disponibles registros diarios de precipitación, evaporación, y temperatura máxima y mínima de 139 estaciones operando que van de 1926 hasta el 2017, cada una con diferente periodo de registro.

La preselección de las estaciones climatológicas para este estudio se realizó principalmente bajo el criterio de tomar aquellas que tuvieran menos del 10% de datos faltantes, tanto para precipitación como temperatura máxima y mínima, respecto a un periodo temporal fijo.

Para seleccionar el periodo de análisis, primeramente, se propusieron varios periodos tentativos que inician y finalizan donde la mayoría de los registros y que cubren una longitud mínima de 50 años. Luego, se contabilizó el número de estaciones que cumplieran con el criterio del porcentaje máximo de datos faltantes permitido, omitiendo aquellas que tuvieran grandes periodos continuos con una gran cantidad sin datos en su registro. Finalmente, se seleccionó aquel periodo que

VARIACIÓN DE LLUVIA Y TEMPERATURA EN VERACRUZ

maximizara el número de estaciones, tomando en cuenta solo aquellos en donde estaciones agrupadas estuvieran distribuidas uniformemente sobre el estado de Veracruz.

El periodo de análisis seleccionado fue de 1954 al 2013 (50 años). Tal periodo agrupó el mayor número de estaciones con una distribución espacial relativamente uniforme, no obstante, la parte norte del estado se mostró con pocas estaciones. Para corregir este déficit en la distribución, se agregaron al análisis estaciones vecinas de los estados de Tamaulipas y San Luis Potosí. Un total de 34 estaciones climatológicas con datos diarios de precipitación y temperatura máxima y mínima cumplieron el criterio del porcentaje máximo permitido de datos faltantes y del periodo de registro continuo. Estas estaciones preseleccionadas se enlistan en la Tabla 2.1, mientras que su distribución espacial se muestra en la Figura 2.1.

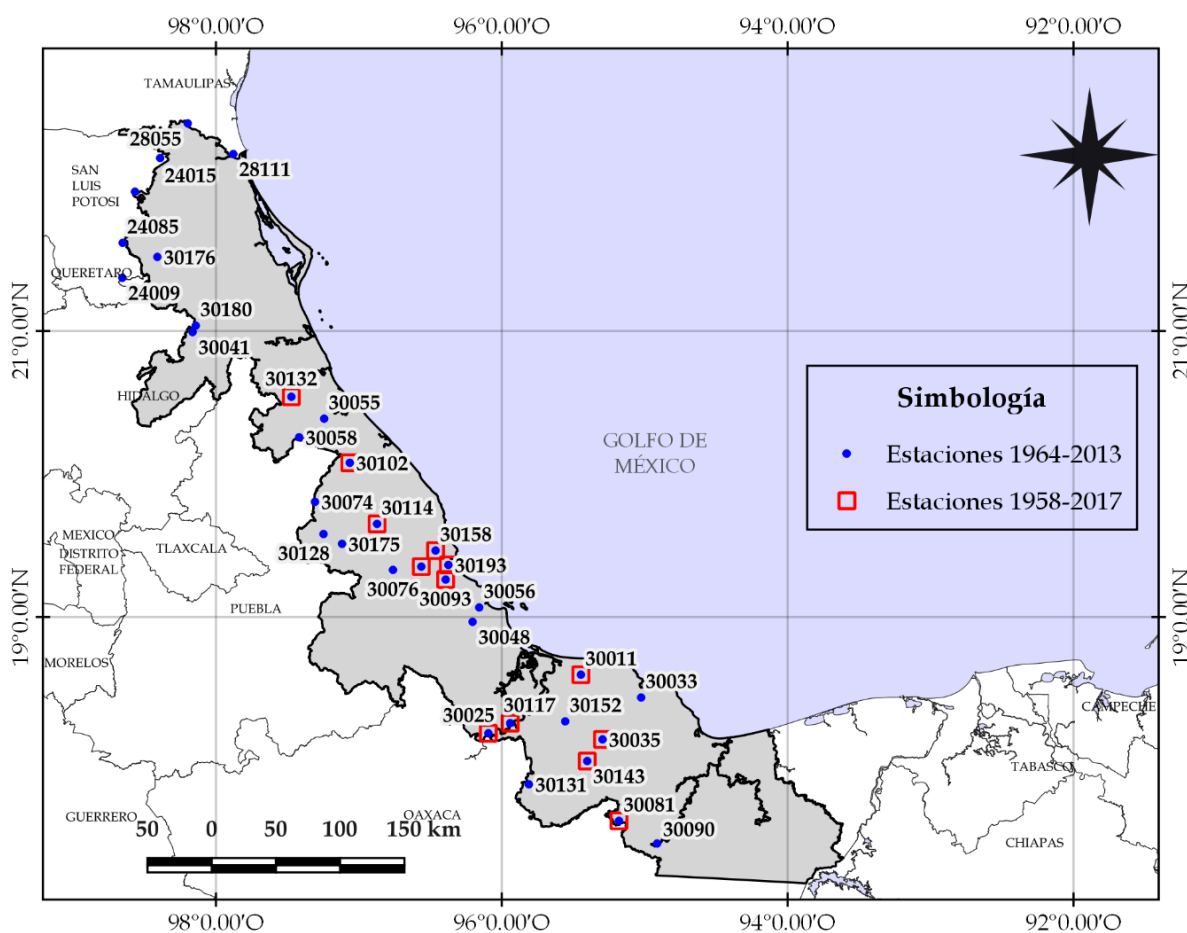


Figura 2.1 Distribución espacial de las estaciones preseleccionadas

Fuente: Creado a partir de CONAGUA (2020)

VARIACIÓN DE LLUVIA Y TEMPERATURA EN VERACRUZ

Tabla 2.1 Estaciones climatológicas preseleccionadas para 1964-2013

Clave	Nombre	Estado	Longitud	Latitud	Altitud
			[°N]	[°O]	[m.s.n.m]
24009	San Martín Chalchicuautla	San Luis Potosí	-98.6553	21.3728	212
24015	Ébano	San Luis Potosí	-98.3906	22.2103	55
24036	Las Adjuntas	San Luis Potosí	-98.5667	21.975	18
24085	Tanquian De Escobedo	San Luis Potosí	-98.6528	21.6172	48
28055	Los Tomates	Tamaulipas	-98.1972	22.4528	4
28111	Tampico	Tamaulipas	-97.8789	22.2386	3
30011*	Ángel R. Cabada	Veracruz	-95.4472	18.5972	28
30025*	Ciudad Alemán	Veracruz	-96.0944	18.1875	35
30033	Coyame (CFE)	Veracruz	-95.0256	18.4375	342
30035*	Cuatotolapan	Veracruz	-95.2958	18.1444	20
30041	Chicontepec De Tejeda (SMN)	Veracruz	-98.1639	20.9933	291
30048	El Copital	Veracruz	-96.205	18.9667	14
30055	El Remolino (CFE)	Veracruz	-97.2433	20.3875	119
30056	El Tejar	Veracruz	-96.1583	19.0672	10
30058	Espinal (CFE)	Veracruz	-97.4186	20.2578	62
30074	Jalacingo	Veracruz	-97.3078	19.8061	1880
30076	Jalcomulco (CFE)	Veracruz	-96.7619	19.33	335
30081*	La Florencia	Veracruz	-95.1806	17.575	109
30090	Las Perlas	Veracruz	-94.9139	17.4167	22
30093*	Loma Fina	Veracruz	-96.3933	19.2625	41
30102*	Martínez De La Torre (DGE)	Veracruz	-97.0639	20.0792	89
30114*	Naolinco De Victoria	Veracruz	-96.8731	19.6519	1542
30117*	Paraíso Novillero	Veracruz	-95.9417	18.2583	8
30128	Perote	Veracruz	-97.2478	19.5808	2392
30131	Playa Vicente	Veracruz	-95.8111	17.8306	49
30132*	Poza Rica	Veracruz	-97.4728	20.5408	50
30141*	Rinconada	Veracruz	-96.5639	19.3528	263
30143*	Juan Rodríguez Clara	Veracruz	-95.4028	17.9931	148
30152	Garro	Veracruz	-95.5569	18.2706	20
30158*	Santa Rosa	Veracruz	-96.4639	19.4653	65
30175	Tembladeras	Veracruz	-97.1181	19.5122	3102
30176	Tempoal De Sánchez	Veracruz	-98.4103	21.5189	34
30180	Terrerillos	Veracruz	-98.1411	21.0381	138
30193*	José Cardel	Veracruz	-96.3744	19.3647	28

* Estaciones con registro 1958-2017

Además del periodo de análisis principal de 50 años (1964 – 2013), se seleccionó otro de mayor longitud temporal con el objetivo de realizar un análisis de sensibilidad de como varía el promedio de las tendencias locales con una longitud mayor de registro de las series de tiempo. Este periodo va de 1958 al 2017 (60 años), es decir, este periodo secundario contiene al periodo principal y es una década mayor. Las series temporales para este periodo se eligieron bajo el mismo criterio que en el anterior y se realizó únicamente a partir de las estaciones ya seleccionadas (1964 – 2013), con el objetivo de ejecutar la comparación. En total se preseleccionaron 13 estaciones con registro entre 1958 – 2017. Estas se indican en la Tabla 2.1, mientras que su distribución espacial se muestra en la Figura 1.1.

2.2 Control de Calidad

La realización de un control de calidad a las series climáticas, previo al cálculo de los índices de extremos, es un requerimiento indispensable (Vincent et al., 2005), esto debido a que un error asociado con una medición puede ser mucho más grande que las señales que se intenta medir (Peterson, 2013), como es el caso de la tendencia.

Este proceso se enfoca en detectar dos aspectos: errores lógicos en los valores y valores atípicos o extremos (outliers). Los primeros hacen referencia aquellos valores físicamente imposibles, como la precipitación menor que cero o que para un día, la temperatura máxima sea menor que la temperatura mínima; el segundo caso se refiere a valores extremadamente altos o bajos relativos a una cierta región. Estos valores están ligados principalmente a errores en el procesamiento de datos, como puede ser errores de tipeado de teclas a la hora de digitalizar y en el caso de los valores atípicos, estos pueden ser debido a un error o haberse presentado a causa de un evento extraordinario. En ambos casos, es importante detectarlos y corregirlos cuando es necesario. Para eso se utilizan pruebas estadísticas sencillas y la evaluación gráfica (Alexander et al., 2006).

Para este trabajo, el control de calidad se realizó de la siguiente forma:

1. Inspección de las fechas. Se buscaron fechas faltantes y/o repetidas. En el primer caso se agregaron y su valor se indicó como faltante, mientras que en el segundo caso se conservó sólo una y su valor también se indicó como faltante.

VARIACIÓN DE LLUVIA Y TEMPERATURA EN VERACRUZ

2. Errores lógicos. Para la precipitación, valores menores que cero se indicaron como faltantes. Mientras que, para aquellos casos donde la temperatura máxima fuera menor que la mínima, también, se indicaron como faltantes.

3. Valores atípicos (outliers). Para el caso de la temperatura máxima y la temperatura mínima, se detectaron como valores atípicos aquellos valores que estuvieran fuera de un rango establecido para cada día del calendario. Este rango se definió como $[media \pm 4 * desv. estándar]$. Por otro lado, para la precipitación se estableció un umbral fijo, luego se detectaron todos aquellos valores que superaran a este. Las tres variables se graficaron a escala diaria y se indicaron aquellos los outliers.

Una vez detectado un valor atípico es necesario determinar si este se presentó realmente o es un error en el registro. Para esto, es posible apoyarse en las estaciones vecinas (independientemente de que se fueran a considerar en el análisis o no), buscando en el día calendario del valor extremo valores similares. Por ejemplo, un valor alto o bajo detectado podría ser parte de un rango o patrón y este debería mostrarse igual en las estaciones vecinas, o un valor alto de precipitación pudo ser provocado por algún huracán o tormenta invernal y algún pluviómetro vecino debió registrarlo también, etc. Para los valores atípicos a los que no se les encuentra una justificación se indican como faltantes.

2.3 Interpolación de datos faltantes

Como se mencionó anteriormente, la preselección de estaciones climatológicas se realizó a partir de un límite máximo de datos faltantes (DF). Dichas estaciones tienen un porcentaje de entre 1 – 6% de DF, por lo que es importante complementarlos de tal forma que su ausencia no altere los índices a estimar. Sin embargo, como establece Escalante-Sandoval (2019), la interpolación de DF para una estación, se debe realizar a partir de estaciones que pertenezcan a la misma región homogénea, es decir, que tengan las mismas características estadísticas. A continuación, se presenta la metodología para crear regiones homogéneas.

2.3.1 Regiones homogéneas de precipitación

En la hidrología, la identificación de regiones homogéneas está asociado con la búsqueda de zonas territoriales con condiciones físicas e hidrológicas similares (Pinheiro et al., 2018). Uno de los principales objetivos de este proceso es transferir información entre cuencas y rellenar datos faltantes de los registros a partir de otros con las mismas características estadísticas. De forma análoga, las variables climatológicas deben complementarse con registros que pertenezcan a la misma región homogénea. Sin embargo, la delimitación de regiones hidrológicas o climatológicas homogéneas es una tarea compleja y en la mayoría de los casos los resultados son inconsistentes entre los diferentes métodos empleados (Luna y Domínguez, 2013), por lo que es necesario aplicar varios métodos y buscar consistencia o patrones entre los resultados obtenidos.

En este trabajo se idealizó que las regiones homogéneas de precipitación y temperatura son las mismas, por lo que solo se identificaron regiones homogéneas de precipitación. Para esto, se emplearon tres métodos recomendados por Escalante-Sandoval (2019) para la delimitación de regiones homogéneas de precipitación: 1) coeficiente de variación de los momentos-L, 2) Parámetro β de la distribución General de Valores Extremos (GVE) y 3) Región de influencia o distancia euclidiana.

1) Coeficiente de variación de los momentos-L

Arellano-Lara y Escalante-Sandoval (2014) describen a detalle las expresiones para estimar los cuatro primeros momentos-L ($\lambda_1, \lambda_2, \lambda_3$ y λ_4) a partir de los momentos de probabilidad pesada ($\beta_0, \beta_1, \beta_2$ y β_3), además de las relaciones de los momentos-L (τ_2, τ_3 y τ_4), entre ellas, el coeficiente de variación-L (τ_2).

La primera técnica de creación de regiones homogéneas consiste en:

1. Estimar el coeficiente de variación de los momentos-L (τ_2^j) de cada muestra X_t^j para $j = 1, \dots, m_s$. Donde m_s es el número de sitios o estaciones.
2. Se proponen límites superior e inferior en los valores de τ_2 para delimitar las regiones. Por ejemplo, se puede estimar la media y la varianza (\bar{X}_{τ_2} y S_{τ_2} , respectivamente) y establecer un límite superior $L_S = \bar{X}_{\tau_2} + S_{\tau_2}$ e inferior $L_I = \bar{X}_{\tau_2} - S_{\tau_2}$.
3. Se crear los grupos a partir de los límites establecidos:
 - a) Región 1: $\tau_2^j > L_S$

$$\text{b) Región 2: } L_S \leq \tau_2^j \leq L_I$$

$$\text{c) Región 3: } \tau_2^j < L_S$$

Una gráfica como la de la Figura 2.2a es de gran ayuda.

2) Parámetro β de la Distribución General de Valores Extremos (GVE).

En Escalante-Sandoval y Reyes-Chávez (2008), la función de distribución General de Valores Extremos (GVE) se escribe como:

$$F(x) = e^{-\left[1 - \left(\frac{x-\mu}{\alpha}\right)^\beta\right]^{1/\beta}} \quad (2.1)$$

Donde μ , α y β son los parámetros de ubicación, escala y forma, respectivamente.

El tipo de la función depende del valor de β como:

$\beta = 0$	$-\infty < X < \infty$	Tipo I Gumbel.
$\beta < 0$	$\mu + \frac{\alpha}{\beta} \leq X < \infty$	Tipo II Fréchet.
$\beta > 0$	$-\infty < x \leq \mu + \frac{\alpha}{\beta}$	Tipo III Weibull.

El procedimiento para delimitar regiones homogéneas consiste en:

1. Estimar el parámetro β por alguna de las técnicas de estimación de parámetros (Escalante-Sandoval y Reyes-Chávez, 2008) de cada muestra X_t^j para $j = 1, \dots, m_s$.
Donde m_s es el número de sitios o estaciones.
2. Graficar los valores estimados de β (Figura 2.2b).
3. Se crean las regiones estableciendo límites en β según la aglomeración de estaciones en la gráfica.

3) Región de influencia o distancia euclidiana

En este método, se considera que cada estación climatológica, es el centro de una región homogénea. Y se considera que otras estaciones tienen influencia sobre esta, según la medición de

VARIACIÓN DE LLUVIA Y TEMPERATURA EN VERACRUZ

la distancia Euclidiana de un conjunto de atributos climatológicos y/o fisiográficos estandarizados. Este método es descrito con detalle por Escalante-Sandoval y Reyes-Chávez (2008).

Para este trabajo, se utilizaron como atributos los coeficientes de variación de los momentos-L de indicadores anuales creados a partir de algunos de los tipos de precipitación descritos por el CENAPRED (2014; Tabla 2.2), además de la altitud de cada estación climatológica.

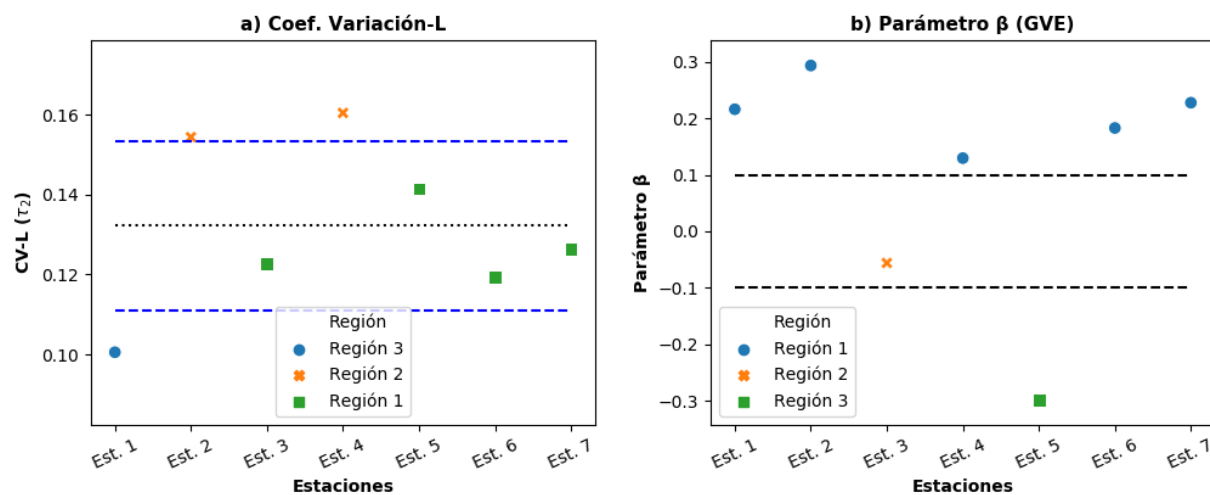


Figura 2.2 Regiones homogéneas por τ_2 y parámetro β

Fuente: Creación propia

Tabla 2.2 Tipos de precipitación

No.	Indicador	Unidad
1	Precipitación acumulada anual	mm
2	Precipitación acumulada de agosto	mm
3	Precipitación acumulada de septiembre	mm
4	Máxima anual	mm
5	Número de días húmedos ($h_p > 1$ mm)	días
6	Número de días con lluvia ligera (0.1 – 5 mm)	días
7	Número de días con lluvia moderada (5 – 20 mm)	días
8	Número de días con lluvia fuerte (20 – 70 mm)	días
9	Número de días con lluvia intensa (70 – 150 mm)	días

VARIACIÓN DE LLUVIA Y TEMPERATURA EN VERACRUZ

Para aplicar las técnicas anteriores es necesario que las series temporales tengan un periodo mínimo de 10 años completos en común para usar como muestra. Con este periodo se estima la precipitación acumulada anual y la precipitación máxima anual para usar en las técnicas del coeficiente de variación-L y parámetro β de la GVE. Mientras que, para la técnica de distancia euclidiana los índices se estiman a partir de los datos diarios del periodo completo en común.

Se tomaron algunas consideraciones al crear regiones homogéneas de precipitación en el estado de Veracruz. En vista del número considerable de estaciones, la forma y extensión del territorio, así como la variabilidad entre altitudes, se optó por preagrupar estaciones para luego crear las regiones homogéneas. Este procedimiento se realizó bajo dos criterios:

1. Latitud. Se preagruparon las estaciones cada dos grados de latitud estableciendo tres zonas a las que se les denominó zona A, B y C. Ver Figura 2.3.
2. Altitud. Se dividieron las estaciones según su altura, considerando rangos de 500 metros. Entre las estaciones preseleccionadas se tiene estaciones entre 3 y 3012 m.s.n.m., por lo que se crearon 7 grupos (Figura 2.3).

Como se muestra en la Figura 2.3 y en la Tabla 2.1, en la zona A y la zona C, todas sus estaciones se muestran en el primer rango de alturas (0 – 500) por lo que se preagruparon únicamente bajo este criterio (latitud), preagrupando 9 estaciones para la zona A y 10 para la B. Por otro lado, para la zona B, se tiene una mayor variación en las altitudes, no obstante, se encuentran en los extremos, por lo que, para esta zona se definieron dos subgrupos: 1) estaciones menores a 500 (11 estaciones) y 2) estaciones mayores a 1500 (4 estaciones). Para corregir el déficit en el número de estaciones de este último subgrupo, se agregaron tres estaciones de “apoyo” que se encuentran en la misma zona B y en el mismo rango de altitud con la finalidad de crear las regiones homogéneas y posteriormente interpolar datos faltantes. Las estaciones de apoyo tienen poco menos del 15% de DF, por lo que no se tomarán en cuenta en el cálculo de los índices. Estas se muestran en la Tabla 2.4 y su distribución se muestra en la Figura 2.3. Las estaciones preagrupadas para crear las regiones homogéneas se muestran en la Tabla 2.3.

VARIACIÓN DE LLUVIA Y TEMPERATURA EN VERACRUZ

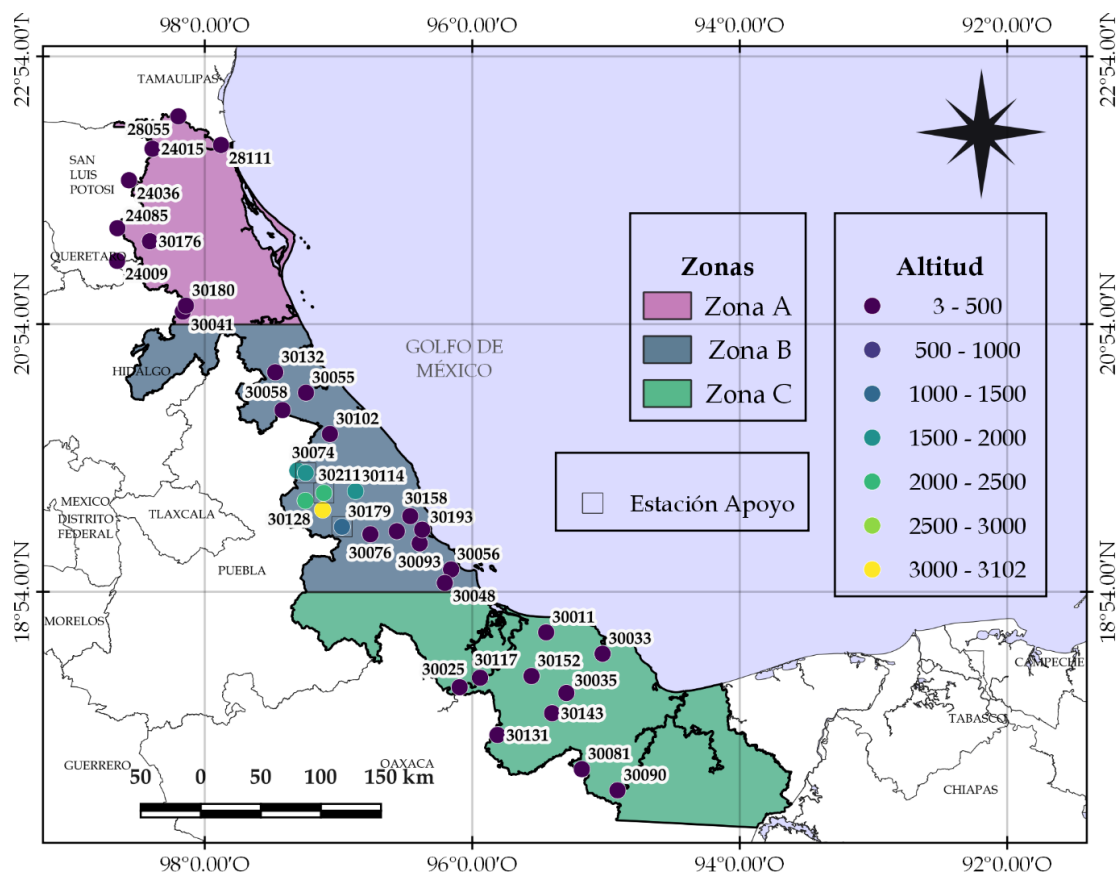


Figura 2.3 Estaciones climatológicas preagrupadas

Fuente: Creado a partir de CONAGUA (2020)

Tabla 2.3 Estaciones preagrupadas según latitud y altitud

Zona A	Zona B		Zona C
	Grupo 1	Grupo 2	
24009	30048	30074	30152
24015	30055	30114	30143
24036	30056	30128	30131
24085	30058	30175	30117
28055	30076	30012*	30090
28111	30093	30179*	30081
30041	30102	30211*	30035
30176	30132	-	30033
30180	30141	-	30025
-	30158	-	30011
-	30193	-	-

*Estaciones de apoyo

Tabla 2.4 Estaciones climatológicas de apoyo

Clave	Nombre	Estado	Longitud	Latitud	Altitud
			[°N]	[°O]	[m.s.n.m]
30211	Las Vigas	Veracruz	-97.1097	19.6389	2426
30179	Teocelo	Veracruz	-96.9736	19.3861	1188
30012	Atzalan	Veracruz	-97.2458	19.7889	1697

2.3.2 Técnicas de interpolación

Sea X_j y Y_j las coordenadas del punto j en un espacio bidimensional y P_j una función de esas coordenadas, la que denota el proceso observado en n estaciones de medición, j es el subíndice que indica el sitio al cual se refiere el proceso medido, $j = 1, 2, \dots, n$. P_e es una estimación en un punto de coordenadas X_e, Y_e . La estimación puntual se tiene a partir de los datos medidos en las n estaciones y se puede representar como (Escalante-Sandoval, 2019):

$$P_e = \sum_{j=1}^n W_j P_j \quad (2.2)$$

Donde W_j es el factor de peso del sitio j .

La forma de la ecuación (2.2) es la forma general de la interpolación. El factor de peso W_j varía según la técnica de interpolación. Los métodos empleados en este trabajo son: 1) método de Thiessen; 2) método de interpolación polinomial, mediante los enfoques de mínimos cuadrados y Lagrange; 3) método de la interpolación inversa, utilizando la distancia inversa y el cuadrado de la distancia inversa; 4) método de la interpolación multicuadrática; 5) método de la interpolación óptima; y 6) método de interpolación de kriging (ordinario y universal). Tabios y Salas (1985) hicieron una comparación entre ellas. A continuación, se presentan sus expresiones.

2.3.2.1 Método de Thiessen

Para este método en particular, existe un solo factor de peso $W = 1$, mientras que la estimación del proceso P_e para el sitio de interés “e” es igual al valor observado de la estación más cercana.

La distancia es determinada desde el sitio de interés “e” a cualquier sitio “j”, para $j = 1, 2, \dots, n$ sitios como:

$$d_{ej} = \sqrt{(X_e - X_j)^2 + (Y_e - Y_j)^2} \quad (2.3)$$

La distancia mínima es determinada como:

$$d_{ej} = \min(d_{e1}, d_{e2}, \dots, d_{en}) \quad (2.4)$$

2.3.2.2 Método de interpolación polinomial

Este consiste en ajustar una ecuación global para el área de estudio. Esta es función de las coordenadas del sitio a interpolar, empleando una función polinomial de la forma:

$$P_e = \sum_{k=1}^m \theta_k * \varphi_k(X_e, Y_e) \quad (2.5)$$

Donde:

P_e : valor interpolado en el punto “e”.

θ_k : k-ésimo coeficiente polinomial.

$\varphi_k(X_e, Y_e)$: k-ésimo.

m: número total de monomios, determinándose del grado de la función polinomial ajustada.

Los monomios algebraicos en función de las coordenadas (X, Y) se muestran en la Tabla 2.5. Para expresar la función polinomial en términos del peso W se dispone de dos aproximaciones: la de mínimos cuadrados y la de Lagrange.

Tabla 2.5 Monomios algebraicos para una función polinomial

Grado	k	$\varphi_k(x, y)$	m
0	1	1	1
1	2-3	X Y	3
2	4-6	X ² XY Y ²	6
3	7-10	X ³ X ² Y XY ² Y ³	10
4	11-15	X ⁴ X ³ Y X ² Y ² XY ³ Y ⁴	15
5	16-21	X ⁵ X ⁴ Y X ³ Y ² X ² Y ³ XY ⁴ Y ⁵	21
6	22-28	X ⁶ X ⁵ Y X ⁴ Y ² X ³ Y ³ X ² Y ⁴ XY ⁵ Y ⁶	28

VARIACIÓN DE LLUVIA Y TEMPERATURA EN VERACRUZ

La aproximación por mínimos cuadrados requiere que el número de monomios m sea menor al número de estaciones n ($m < n$), mientras que, para la aproximación por Lagrange se requiere que el número de monomios sea igual al número de estaciones ($m = n$).

Sea P_j el proceso medido para los $j = 1, 2, \dots, n$ sitios, y \hat{P}_j el proceso estimado basado el modelo polinomial. Entonces:

$$\hat{P}_j = \sum_{k=1}^m \theta_k * \varphi_k(X_j, Y_j) \quad (2.6)$$

Donde θ_k es definido para cada modelo en $k = 1, 2, \dots, m$, y $\varphi_k(X_j, Y_j)$ es el k -ésimo monomio en términos de las coordenadas de la estación j .

El factor de peso para los sitios se estima mediante:

$$[W_j] = [\alpha_{kj}]^T * [\varphi_k(X_e, Y_e)] \quad (2.7)$$

Donde:

$$[\alpha_{kj}] = [Y_{kj}] * [\varphi_{ki}] \quad (2.8)$$

$$[Y_{kj}] = [\theta_{kj}]^{-1} \quad (2.9)$$

$$[\theta_{kj}] = [\varphi_{ij}] * [\varphi_{ij}]^T \quad (2.10)$$

Siendo $[\varphi_{ij}]$ la matriz de monomios.

2.3.2.3 Método de la interpolación inversa

La influencia en una estación para el cálculo de la misma en cualquier punto, es inversamente proporcional a la distancia de los puntos. El método da mayor peso a la estación más cercana y se reduce conforme la distancia sea mayor dependiendo del exponente β de la forma:

$$W_j = \frac{\left[\frac{1}{d_{ej}}\right]^\beta}{\sum_{i=1}^m \left[\frac{1}{d_{ej}}\right]^\beta} \quad (2.11)$$

Donde d_{ej} es la distancia desde el sitio de interés “e” a cualquier sitio “j”, para $j = 1, 2, \dots, n$ y se estima mediante la expresión (2.3).

Cuando la potencia β toma el valor de 1 el método se denomina interpolación de la distancia inversa, mientras que, para $\beta = 2$ se denomina interpolación del cuadrado de la distancia inversa.

2.3.2.4 Método de interpolación multicuadrática

En este método la influencia de pesos de cada estación está representada por superficies cuadradas en función de sus distancias.

Los factores de peso se estiman mediante la expresión:

$$[W_j] = [\delta_{ij}] [d_{ej}] \quad (2.12)$$

Donde:

$$[d_{ij}] = \begin{bmatrix} d_{11} & d_{12} & d_{1n} \\ \dots & \dots & d_{21} \\ d_{n1} & d_{n1} & d_{nn} \end{bmatrix} \quad (2.13)$$

$$[d_{ej}] = \begin{bmatrix} d_{e1} \\ d_{e2} \\ d_{en} \end{bmatrix} \quad (2.14)$$

$$[\delta_{ij}] = [d_{ij}]^{-1} \quad (2.15)$$

Siendo $[d_{ij}]$ y $[d_{ej}]$ la matriz de distancias estimada entre estaciones y la matriz de distancias entre el sitio de interés “e” y las estaciones, respectivamente, mediante la expresión (2.3).

2.3.2.5 Método de la interpolación óptima

Este método consiste en minimizar la varianza del error medio de interpolación, para determinar los factores de peso de cada estación (Reyes-Chávez y Escalante-Sandoval, 2014). Además, esta técnica requiere de las magnitudes de los eventos registrados en cada estación.

Los factores de peso se pueden obtener mediante la expresión:

$$[W_j] = [\rho(d_{ij})]^{-1} [\rho(d_{ej})] \quad (2.16)$$

La función de correlación espacial, $\rho(d_{ij})$, se obtiene de observaciones entre $n(n - 1)/2$ pares de estaciones y la distancia entre ellas. La función de correlación puede ser representada por alguno de los modelos mostrados en la Tabla 2.6. Sus parámetros pueden obtenerse mediante regresión con mínimos cuadrados, por ejemplo, eligiendo aquel modelo con el menor error de ajuste.

Para ajustar la función de correlación primero se estiman las correlaciones entre estaciones, así para las estaciones i, j , el coeficiente de correlación muestral está dado por:

$$\hat{\rho}(d_{ij}) = \frac{1}{(n - 1)} \frac{\sum_{t=1}^m (P_i^t - m_i)(P_j^t - m_j)}{S_i S_j} \quad (2.17)$$

Donde:

P_i^t : Observaciones de las series de tiempo del proceso P en la estación i .

P_j^t : Observaciones de las series de tiempo del proceso P en la estación j .

m_i, m_j : Media de las observaciones de las estaciones i, j .

$S_i S_j$: Desviación estándar de las observaciones en las estaciones i, j .

m : Número de estaciones en común entre pares.

Tabla 2.6 Modelos para estimar la función de correlación

Modelo	Expresión
Modelo inverso	$\rho(d_{ij}) = \frac{1}{1 + \frac{d_{ij}}{c}}$
Modelo de potencia inversa	$\rho(d_{ij}) = \frac{1}{\left(1 + \frac{d_{ij}}{c}\right)^a}$
Modelo exponencial	$\rho(d_{ij}) = e^{-d_{ij}/c}$

a, b son coeficientes a estimar

Si $\sum W_i \neq 1$ se debe recalculer utilizando el multiplicador de Lagrange:

$$\rho(d_{ij}) = \begin{bmatrix} \rho(d_{11}) & \rho(d_{12}) & \dots & \rho(d_{1n}) & 1 \\ \rho(d_{21}) & \rho(d_{22}) & \dots & \rho(d_{2n}) & 1 \\ \vdots & \vdots & \dots & \vdots & 1 \\ \rho(d_{n1}) & \rho(d_{n2}) & \dots & \rho(d_{nn}) & 1 \\ 1 & 1 & \dots & 1 & 0 \end{bmatrix} \quad (2.18)$$

$$\rho(d_{ej}) = \begin{bmatrix} \rho(d_{e1}) \\ \rho(d_{e2}) \\ \vdots \\ \rho(d_{en}) \\ 1 \end{bmatrix} \quad (2.19)$$

2.3.2.6 Método de interpolación de kriging

Se han propuesto y desarrollado varias formas. Este método es similar a la interpolación óptima, excepto que la función de correlación espacial se reemplaza por el semivariograma $\hat{\gamma}(d_{ei})$. Se describe a continuación kriging ordinario y universal.

Kriging ordinario

$$[W_j] = [\hat{\gamma}(d_{ij})]^{-1} [\hat{\gamma}(d_{ei})] \quad (2.20)$$

Donde:

$$\hat{\gamma}(d_{ij}) = \begin{bmatrix} \hat{\gamma}_{11} & \hat{\gamma}_{21} & \dots & \hat{\gamma}_{1m} & 1 \\ \hat{\gamma}_{21} & \hat{\gamma}_{22} & \dots & \hat{\gamma}_{2m} & 1 \\ \vdots & \vdots & \dots & \vdots & 1 \\ \hat{\gamma}_{m1} & \hat{\gamma}_{m2} & \dots & \hat{\gamma}_{mm} & 1 \\ 1 & 1 & \dots & 1 & 0 \end{bmatrix} \quad (2.21)$$

$$[\hat{\gamma}(d_{ej})] = \begin{bmatrix} \gamma_{e1} \\ \gamma_{e2} \\ \dots \\ \gamma_{em} \\ 1 \end{bmatrix} \quad (2.22)$$

$$[W_j] = \begin{bmatrix} W_1 \\ W_2 \\ \vdots \\ W_m \\ 1 \end{bmatrix} \quad (2.23)$$

Algunos de los modelos para estimar el semivariograma se muestran en la Tabla 2.7. Mientras que el semivariograma real se obtiene como:

$$\gamma[d_{ij}] = \frac{1}{2N} \sum_{t=1}^N [(P_i^t - m_i) - (P_j^t - m_j)]^2 \quad (2.24)$$

Donde:

P_i^t : Observaciones de las series de tiempo del proceso P en la estación i .

P_j^t : Observaciones de las series de tiempo del proceso P en la estación j .

m_i, m_j : Media de las observaciones de las estaciones i, j .

S_i, S_j : Desviación estándar de las observaciones en las estaciones i, j .

m : Número de estaciones en común entre pares.

Tabla 2.7 Modelos para estimar el semivariograma

Modelo	Expresión
Modelo Línea	$\hat{\gamma}(d_{ij}) = ad_{ij}$
Modelo Polinomial	$\hat{\gamma}(d_{ij}) = ad_{ij}^b \quad 0 < b < 2$
Modelo exponencial	$\hat{\gamma}(d_{ij}) = a [1 - e^{-c d_{ij}}] \quad c > 0$
Modelo gaussiano	$\hat{\gamma}(d_{ij}) = a [1 - e^{-c d_{ij}^2}] \quad c > 0$
Modelo esférico	$\hat{\gamma}(d_{ij}) = \frac{a}{2} \left[3 \frac{d_{ij}}{c} - \left(\frac{d_{ij}}{c} \right)^3 \right] \quad c > 0, \quad d_{ij} \leq c$

Kriging universal

Los factores de peso se calculan al resolver el sistema:

$$\begin{bmatrix}
 0 & \gamma_{12} & \gamma_{13} & \dots & \gamma_{1m} & \varphi_{11} & \varphi_{21} & \dots & \varphi_{m1} \\
 \gamma_{21} & 0 & \gamma_{23} & \dots & \gamma_{2m} & \varphi_{12} & \varphi_{22} & \dots & \varphi_{m2} \\
 \gamma_{31} & \gamma_{32} & 0 & \dots & \gamma_{3m} & \varphi_{13} & \varphi_{23} & \dots & \varphi_{m3} \\
 \vdots & \vdots & \vdots & \vdots & \vdots & \vdots & \vdots & \vdots & \vdots \\
 \gamma_{m1} & \gamma_{m2} & \gamma_{m3} & \dots & 0 & \varphi_{1m} & \varphi_{2m} & \dots & \varphi_{mm} \\
 \varphi_{11} & \varphi_{12} & \varphi_{13} & \dots & \varphi_{1m} & 0 & 0 & \dots & 0 \\
 \varphi_{21} & \varphi_{22} & \varphi_{23} & \vdots & \varphi_{2m} & 0 & 0 & \vdots & 0 \\
 \vdots & \vdots & \vdots & \dots & \vdots & \vdots & \vdots & \dots & \vdots \\
 \varphi_{m1} & \varphi_{m2} & \varphi_{m3} & \dots & \varphi_{mm} & 0 & 0 & \dots & 0
 \end{bmatrix} * \begin{bmatrix} W_1 \\ W_2 \\ W_3 \\ \vdots \\ W_m \\ \lambda_1 \\ \lambda_2 \\ \vdots \\ \lambda_m \end{bmatrix} = \begin{bmatrix} \gamma_{e1} \\ \gamma_{e2} \\ \gamma_{e3} \\ \vdots \\ \gamma_{em} \\ \varphi_{1e} \\ \varphi_{2e} \\ \vdots \\ \varphi_{me} \end{bmatrix} \quad (2.25)$$

Dada la complejidad de la evaluación de la función que representa la media m_i , se desarrollan únicamente los esquemas de la técnica kriging ordinario y restringido con polinomios de primer y segundo grado, mismos con los que se obtiene resultados confiables (Reyes-Chávez y Escalante-Sandoval, 2014).

2.3.3 Escala de aplicación

La estimación de los datos faltantes se realizó a escala diaria para cada variable, a partir de las estaciones de cada región homogénea de forma recursiva. El valor interpolado para un día faltante en cuestión, se estimó como la media aritmética de los valores calculados con las técnicas anteriores, excluyendo del promedio los extremos (máximo y mínimo). Además, este proceso se realizó únicamente cuando existía el dato en dos o más estaciones de la región homogénea.

Una vez complementado los datos faltantes para una variable, se busca que el coeficiente de variación (S/\bar{X}) de la media anual se mantenga. Si este valor tiene una gran variación, es un indicador de que el proceso se realizó de forma errónea (Escalante-Sandoval, 2019).

Es importante resaltar que, una vez realizada la interpolación de datos faltantes, es necesario volver a realizar un control de calidad a las series, con el objetivo de detectar valores extremos en la serie inducidos de forma artificial al complementar los datos.

3. Pruebas de Homogeneidad

Una vez realizado el control de calidad de los datos climáticos diarios, es necesario verificar la homogeneidad de los registros. Su importancia radica en que se ha encontrado que la tendencia lineal de una serie solo es confiable cuando esta es homogénea (Wang et al., 2007).

Se dice que un registro climático es homogéneo cuando todas sus variaciones y/o tendencias son consecuencia únicamente del propio sistema climático (Easterling et al., 2016). La falta de homogeneidad puede ser provocada por varios motivos: cambios en los instrumentos de medición o cambios en la exposición de estos; cambios en los alrededores, por ejemplo, más o menos árboles, urbanización, etc.; reubicación de las estaciones climatológicas, como mover la estación ubicada en el centro de la ciudad hacia un aeropuerto; cambio de la persona que realiza la medición o cambio en el procedimiento; entre otros (Easterling et al., 2016; Santos y Fragoso, 2013; WMO, 2009).

En la bibliografía existen varias técnicas para determinar si una serie temporal es homogénea. La finalidad de estas son determinar si existe un cambio (o quiebre) en la media (y/o varianza) estadísticamente significativo a lo largo del registro. Una comparación de algunas de las diferentes pruebas es realizada por Reeves et al. (2007).

En este trabajo, se aplicaron dos pruebas recomendadas por el ETCCDI: Prueba Máxima de Penalización t (PMT; Wang et al., 2007) y Prueba Máxima de Penalización F (Wang, 2008). Además, se aplicaron cuatro pruebas más que son de uso común y que también se han aplicado previo al cálculo de los índices del ETCCDI (e.g. Santos y Fragoso, 2007): Prueba Normal Estándar (Alexandersson, 1986), Prueba de Buishand (Buishand, 1982), Prueba de Pettitt (Pettitt, 1979) y Prueba de Von Neumann Ratio (Von Neumann, 1941).

Bajo la hipótesis nula, se asume que la serie sometida a la prueba es independiente e idénticamente distribuida (IID) y que dicha serie es homogénea, esto para las seis pruebas. Mientras que, en la hipótesis alternativa PMT, PMF, SNHT, BRT y Pettitt dictan que la serie no es homogénea e indican el punto/tiempo de quiebre. Por otro lado, la prueba de Von Neumann no da información de la localización del punto de cambio, debido a que su hipótesis nula considera que la variable de la serie no está distribuida al azar. A continuación, se describen estas pruebas.

3.1 Prueba de Pettitt

Para una secuencia de variables aleatorias X_1, X_2, \dots, X_T , la prueba de Pettitt compara los rangos r_i basados en las observaciones hechas antes ($t = 1, \dots, \tau$) y después ($t = \tau + 1, \dots, T$) de una posición temporal t , considerando un punto de cambio en τ , vía el estadístico $U_{t,T}$, (Pettitt, 1979):

$$U_{t,T} = \sum_{i=1}^t \sum_{j=t+1}^T D_{ij} \quad (3.1)$$

donde D_{ij} es el signo de la diferencia para cada par de valores de la secuencia $(X_i - X_j)$, y el $\text{signo}(y) = 1$ si $y > 0$, $\text{signo}(y) = 0$ si $y = 0$, y finalmente $\text{signo}(y) = -1$ si $y < 0$.

El valor $K_T = \max|U_{t,T}|$ da la posición del posible punto de cambio τ para $1 \leq \tau < T$. La probabilidad asociada con K_T es:

$$\rho \approx 2 \exp\left(\frac{-6K_T^2}{T^3 + T^2}\right) \quad (3.2)$$

Si ρ es más pequeño que el nivel de significancia, por ejemplo, 0.05, la hipótesis nula ($H_0 =$ no hay un cambio abrupto en la serie) se rechaza, y se acepta la hipótesis alternativa ($H_1 =$ hay un cambio abrupto en la serie).

También es posible comparar el estadístico K_T con los valores críticos K_T crítico de la Tabla 3.1 (Sahin y Cigizoglu, 2010).

Tabla 3.1 Valores críticos de la prueba de Pettitt

Nivel de Confianza	Tamaño de muestra N					
	20	30	40	50	70	100
1%	71	133	208	293	488	841
5%	57	107	167	235	393	677

Si K_T es más grande que el valor crítico obtenido, para cierto nivel de confianza y tamaño de muestra, de la Tabla 3.1 se rechaza la hipótesis nula (H_0 = no hay un cambio abrupto en la serie), y se acepta la hipótesis alternativa (H_1 = hay un cambio abrupto en la serie).

3.2 Prueba Normal Estándar

Para una serie Hp_i para $i = 1, 2, \dots, N$, con media \overline{Hp} y desviación estándar S_{Hp} , la prueba estadística $T(k)$ es definida por Alexanderson (1986) como:

$$T(k) = k\bar{z}_1^2 + (N - k)\bar{z}_2^2 \quad \text{para } k = 1, \dots, N \quad (3.3)$$

Donde

$$\bar{z}_1 = \frac{1}{k} \sum_{i=1}^k \frac{(Hp_i - \overline{Hp})}{S_{Hp}} \quad (3.4)$$

$$\bar{z}_2 = \frac{1}{N - k} \sum_{i=k+1}^N \frac{(Hp_i - \overline{Hp})}{S_{Hp}} \quad (3.5)$$

$$\overline{Hp} = \sum_{i=1}^N \frac{Hp_i}{N} \quad (3.6)$$

$$S_{Hp} = \left[\frac{1}{(N - 1)} \sum_{i=1}^N (Hp_i - \overline{Hp})^2 \right]^{1/2} \quad (3.7)$$

La media de los primeros k años, \bar{z}_1 , y los últimos $N - k$ años, \bar{z}_2 , del registro se comparan. $T(k)$ alcanza un máximo cuando hay un cambio localizado en el año k . la distribución de $T(k)$ de la serie se observa al graficar los resultados de cada año. El estadístico de prueba T_0 se define como:

$$T_0 = \max T(k) \quad \text{para } 1 \leq k \leq N \quad (3.8)$$

Si T_0 es superior al valor crítico de la Tabla 3.2, se rechaza la hipótesis nula (H_0 = no hay un cambio abrupto en la serie), y se acepta la hipótesis alternativa (H_1 = hay un cambio abrupto en la serie).

Los valores críticos dependen del tamaño de muestra N , tal y como se muestra en la Tabla 3.2 (Sahin y Cigizoglu, 2010).

Tabla 3.2 Valores críticos de la prueba Normal Estándar

Nivel de Confianza	Tamaño de muestra N					
	20	30	40	50	70	100
1%	7.0	7.7	8.1	8.5	8.8	9.2
5%	9.6	10.5	11.0	11.4	11.9	12.3

3.3 Prueba de Buishand

La prueba se basa en considerar las desviaciones acumuladas de cada elemento de la serie respecto a su valor medio (Buishand, 1982):

$$S_k^* = \sum_{i=1}^k (Hp_i - \overline{Hp}) \quad \text{para valores de } k = 1, \dots, N \quad (3.9)$$

Donde \overline{Hp} es la media de la serie.

La serie S_k^* se estandariza mediante la expresión:

$$S_k^{**} = S_k^*/S_{Hp} \quad \text{para valores de } k = 1, \dots, N \quad (3.10)$$

Donde S_{Hp} es la desviación estándar de la serie.

Los estadísticos para medir la homogeneidad de la serie son:

$$Q = \max |S_k^{**}| \quad (3.11)$$

$$R = \max |S_k^{**}| - \min |S_k^{**}| \quad (3.12)$$

VARIACIÓN DE LLUVIA Y TEMPERATURA EN VERACRUZ

Los valores $\frac{Q}{\sqrt{N}}$ y $\frac{R}{\sqrt{N}}$ deberán compararse con los valores críticos de la Tabla 3.3 y Tabla 3.4 (Buishand, 1982). Si el valor de $\frac{Q}{\sqrt{N}}$ o $\frac{R}{\sqrt{N}}$ es superior al valor crítico de su correspondiente tabla, se rechaza la hipótesis nula (H_0 = no hay un cambio abrupto en la serie), y se acepta la hipótesis alternativa (H_1 = hay un cambio abrupto en la serie).

Tabla 3.3 Valores críticos de la prueba de Buishand para Q/\sqrt{N} .

Nivel de Confianza	Tamaño de muestra N						
	10	20	30	40	50	100	1000
1%	1.29	1.42	1.46	1.5	1.52	1.55	1.63
5%	1.14	1.22	1.24	1.26	1.27	1.29	1.36

Tabla 3.4 Valores críticos de la prueba de Buishand para R/\sqrt{N} .

Nivel de Confianza	Tamaño de muestra N						
	10	20	30	40	50	100	1000
1%	1.38	1.60	1.70	1.74	1.78	1.86	2.00
5%	1.28	1.43	1.50	1.53	1.55	1.62	1.75

3.4 Prueba de Von Newman

El estadístico de prueba se obtiene a partir de la siguiente expresión:

$$N_w = \frac{\sum_{i=1}^{N-1} (Hp_i - Hp_{i+1})^2}{\sum_{i=1}^N (Hp_i - \overline{Hp})^2} \quad (3.13)$$

Donde la media de la serie \overline{Hp} .

Si el valor de N_w es superior al valor crítico de la Tabla 3.5 (Sahin y Cigizoglu, 2010), se rechaza la hipótesis nula (H_0 = no hay un cambio abrupto en la serie), y se acepta la hipótesis alternativa (H_1 = hay un cambio abrupto en la serie).

Tabla 3.5 Valores críticos de la prueba de Von Newman

Nivel de Confianza	Tamaño de muestra N					
	20	30	40	50	70	100
1%	1.04	1.20	1.29	1.36	1.45	1.54
5%	1.30	1.42	1.49	1.54	1.61	1.67

3.5 Prueba Máxima de Penalización F

Sea ε_t una variable gaussiana Idéntica e Independientemente Distribuida (IID) de media cero y una varianza desconocida. Entonces, para probar si existe o no un cambio en la media en el punto/tiempo $t = k$ en la serie $\{X_t\}$ con una tendencia lineal β constante, se pone a prueba la hipótesis nula:

$$H_0: X_t = \mu + \beta t + \varepsilon_t, \quad \text{para } t = 1, 2, \dots, N \quad (3.14)$$

La hipótesis alternativa es:

$$H_a: \begin{cases} X_t = \mu_1 + \beta t + \varepsilon_t, & \text{para } 1 \leq t \leq k \\ X_t = \mu_2 + \beta t + \varepsilon_t, & \text{para } k < t \leq N \end{cases} \quad (3.15)$$

Cuando H_a es verdad (serie no homogénea), $\mu_1 \neq \mu_2$ (media 1 \neq media 2) y el punto/tiempo $t = k$ es llamado punto de cambio, quiebre o ruptura. Entonces, el punto más probable a ser punto de cambio se asocia con el estadístico:

$$PF_{max} = \max_{1 \leq k \leq N-1} F_c(k) P(k) \quad (3.16)$$

Donde:

$$F_c(k) = \frac{(SSE_0 - SSE_A)}{SSE_A / (N - 3)} \quad (3.17)$$

Siendo SSE_0 y SSE_A la suma de los errores cuadráticos del ‘modelo completo’ y del ‘modelo reducido’, respectivamente. Estos se definen como:

$$SSE_A = \sum_{t=1}^k (X_t - \hat{\mu}_1 - \hat{\beta}t)^2 + \sum_{t=k+1}^N (X_t - \hat{\mu}_2 - \hat{\beta}t)^2 \quad (3.18)$$

$$SSE_0 = \sum_{t=1}^N (X_t - \hat{\mu}_0 - \hat{\beta}_0 t)^2 \quad (3.19)$$

Este último se rige bajo la restricción de $\mu_1 = \mu_2 = \mu_0$ y $\beta_1 = \beta_2 = \beta_0$.

Por otra parte, $P(k)$ es un factor de penalización que toma en cuenta la posición de todos los candidatos a puntos de cambio, esto con el objetivo de contrarrestar los efectos de la tasa de falsa alarma (FAR¹, por sus siglas en inglés) provocada por la desigualdad en los tamaños de las muestras. El factor $P(k)$ se construye empíricamente, a partir de un conjunto de ecuaciones contenidas en Wang (2008).

Para someter a prueba la hipótesis nula (serie homogénea), se compara el estadístico PF_{max} con sus valores críticos $PF_{max,\alpha}$ (contenidos en Wang, 2008) como: $PF_{max} > PF_{max,\alpha}$. Si se cumple la expresión, se acepta la hipótesis alternativa (serie no homogénea) y se dice que existe un punto de quiebre en $t = k$ correspondiente a PF_{max} , siendo estadísticamente significativo bajo el nivel de confianza α .

3.6 Prueba Máxima de Penalización t

Sea $\{X_t\}$ una serie gaussiana IID con $t = 1, 2, \dots, N$ y cero-tendencia. Para detectar si existe un punto de cambio en $\{X_t\}$ se pone a prueba la hipótesis nula:

$$H_0 : \{X_t\} \sim IIDN(\mu, \sigma^2) \quad (3.20)$$

Contra la hipótesis alternativa:

$$H_a : \begin{cases} \{X_t\} \sim IIDN(\mu_1, \sigma^2), & \text{para } 1 \leq t \leq k \\ \{X_t\} \sim IIDN(\mu_2, \sigma^2), & \text{para } k < t \leq N \end{cases} \quad (3.21)$$

¹ FAR es la tasa en la que la prueba declara erróneamente un punto de cambio en una serie homogénea (Wang, 2008).

Donde: $\mu_1 \neq \mu_2$ y " $\{X_t\} \sim IID\mathcal{N}(\mu_2, \sigma^2)$ " significa que la serie tiene una distribución normal IID con una media μ y varianza σ^2 . Cuando H_a es verdad, el punto/tiempo $t = k$ es llamado punto de cambio o quiebre.

El estadístico para detectar un cambio no documentado en la media es:

$$PT_{max} = \max_{1 \leq k \leq N-1} [P(k)T(k)] \quad (3.22)$$

Donde:

$$T(k) = \frac{1}{\hat{\sigma}_k} \left[\frac{k(N-k)}{N} \right]^{1/2} |\bar{X}_1 - \bar{X}_2| \quad (3.23)$$

$$\hat{\sigma}_k^2 = \frac{1}{N-2} \left[\sum_{t=1}^k (X_t - \bar{X}_1)^2 + \sum_{t=k+1}^N (X_t - \bar{X}_2)^2 \right] \quad (3.24)$$

Donde \bar{X}_1 y \bar{X}_2 son la media antes y después del punto k .

Mientras que, $P(k)$ es un factor de penalización que toma en cuenta la posición relativa de los candidatos a puntos de quiebre para disminuir la FAR provocada por la desigualdad en las muestras. El factor es empírico y fue desarrollado mediante simulaciones de Monte-Carlo en forma de una serie de ecuaciones que son función de t y N (Wang et al., 2007).

Para someter a prueba la hipótesis nula H_0 se compara el estadístico PT_{max} con sus valores críticos ($PT_{max,\alpha}$) enlistados por Wang et al., 2007. Si $PT_{max} > PT_{max,\alpha}$ se acepta la hipótesis nula y se determina a $\{X_t\}$ como no homogénea bajo la significancia estadística de α .

3.7 Escala de aplicación

Exceptuando la prueba de Pettitt, las pruebas restantes consideran que la variable temporal tiene una distribución normal, por lo que, en este trabajo, las pruebas se sometieron a la media anual de las series, es decir, a la precipitación acumulada anual y a la temperatura media máxima y mínima anual.

VARIACIÓN DE LLUVIA Y TEMPERATURA EN VERACRUZ

Por otra parte, bajo la consideración de que ninguna prueba es superior a la otra, los resultados se clasifican de forma similar que Kang y Yusof (2012):

- a) Útil. Si una o ninguna prueba declaran a la serie homogénea bajo el 5% de significancia.
- b) Dudosa. Si dos pruebas rechazan la hipótesis nula bajo el 5% de significancia.
- c) Sospechosa. Cuando tres o más pruebas declaran la prueba como no homogénea bajo el 5% de significancia.

4. Índices del ETCCDI

Los indicadores del Equipo de Expertos en Detección e Índices de Cambio Climático (ETCCDI) se definieron a partir de los índices sugeridos por Frich et al. (2002). A su vez, estos se basaron en los índices de lo que ahora es conocido como el European Climate Assessment & Dataset (ECA&D), enfatizando en aquellos con la capacidad de medir cambios en la variabilidad climática en el tiempo y el espacio a partir de información independiente y que fueran capaces de compararse con otras regiones, esto según las indicaciones de WMO CCL/CLIVAR. El ETCCDI adoptó varios índices del ECA&D y modificó aquellos con problemas al aplicarlos a grandes extensiones (Zhang et al., 2011).

Los índices del ETCCDI son creados a partir de datos diarios de precipitación y temperatura y tienen la capacidad de medir cambios en la intensidad, frecuencia y duración de los eventos extremos (Alexander et al., 2006). En total 27 índices, 16 de temperatura y 11 de precipitación, fueron propuestos. Estos índices se muestran en la Tabla 4.1, mientras que su definición exacta se indica en el ANEXO A.

Tabla 4.1 Índices propuestos por el ETCCDI

Clave	Nombre del Indicador	Definición	Unidad
FD0	Días de heladas	Número de días en un año cuando TN (mínimo diario) < 0 °C	Días
SU25	Días de verano	Número de días en un año cuando TX (máximo diario) > 25 °C	Días
ID0	Días de hielo	Número de días en un año cuando TX (máximo diario) < 0 °C	Días
TR20	Noches tropicales	Número de días en un año cuando TN (mínimo diario) > 20 °C	Días
GSL	Duración de la estación de cultivo	Anual (1 enero al 31 diciembre en HN, 1 julio a 30 junio en HS) cuenta entre el primer periodo de por lo menos 6 días con TG > 5 °C y primer periodo después de Julio 1 (enero 1 en HS) de 6 días con TG < 5 °C	Días
TXx	Max Tmax	Valor mensual máximo de temperatura máxima diaria	°C
TNx	Max Tmin	Valor mensual máximo de temperatura mínima diaria	°C
TXn	Min Tmax	Valor mensual mínimo de temperatura máxima diaria	°C
TNn	Min Tmin	Valor mensual mínimo de temperatura mínima diaria	°C
TN10p	Noches frías	Porcentaje de días cuando TN < 10th percentil	Días
TX10p	Días fríos	Porcentaje de días cuando TX < 10th percentil	Días
TN90p	Noches cálidas	Porcentaje de días cuando TN > 90th percentil	Días
TX90p	Días cálidas	Porcentaje de días cuando TX > 90th percentil	Días

continuación...

VARIACIÓN DE LLUVIA Y TEMPERATURA EN VERACRUZ

Continuación Tabla 4.1.

Clave	Nombre del Indicador	Definición	Unidad
WSDI	Indicador de la duración de periodos calientes	Contaje anual de días con por lo menos 6 días consecutivos en que TX > 90th percentil	Días
CSDI	Indicador de la duración de periodos fríos	Contaje anual de días con por lo menos 6 días consecutivos en que TN < 10th percentil	Días
DTR	Rango diurno de temperatura	Diferencia media mensual entre TX y TN	°C
Rx1day	Cantidad Máxima de precipitación en un día	Máximo mensual de precipitación en 1 día	mm
Rx5day	Cantidad Máxima de precipitación en 5 días	Máximo mensual de precipitación en 5 días consecutivos	mm
SDII	Índice simple de intensidad diaria	Precipitación anual total dividida para el número de días húmedos (definidos por PRCP \geq 1.0mm) en un año	mm/día
R10	Número de días con precipitación intensa	Número de días en un año en que PRCP \geq 10mm	Días
R20	Número de días con precipitación muy intensa	Número de días en un año en que PRCP \geq 20mm	Días
Rnn	Número de días sobre nn mm	Número de días en un año en que PRCP \geq nn mm, nn es un parámetro definido por el usuario	Días
CDD	Días secos consecutivos	Número máximo de días consecutivos con RR < 1mm	Días
CWD	Días húmedos consecutivos	Número máximo de días consecutivos con RR \geq 1mm	Días
R95p	Días muy húmedos	Precipitación anual total en que RR > 95 percentil	mm
R99p	Días extremadamente secos	Precipitación anual total en que RR > 99 percentil	mm
PRCPTOT	Precipitación total anual en los días húmedos	Precipitación anual total en los días húmedos (RR \geq 1mm)	mm

Fuente: Tabla tomada de la traducción al español del Manual de Usuario de *RCLimDex* por José Luis Santos del CIIFER (Original de Zhang y Yang, 2004).

En este trabajo, los 27 índices y sus tendencias fueron estimados a escala anual, y para cada temporada. Las temporadas son definidas como: primavera (1 de marzo al 31 de mayo), verano (1 junio al 31 de agosto), otoño (1 de septiembre al 30 de noviembre) e invierno (1 diciembre al 28/29 de febrero). Los indicadores fueron programados según la definición del ANEXO A, con la capacidad de manejar datos faltantes, sin embargo, estos están limitados: si en un año existen más de 15 datos faltantes, no se estima el índice anual; mientras que, si en una temporada existen más de 10 datos faltantes, no se estima el índice para esta. Además, se definieron los índices regionales como el promedio aritmético de todos los índices de estudio (WMO, 2009).

4.1 División de los índices del ETCCDI

Respecto a la forma en que se calculan los índices, es posible agruparlos en 5 tipos:

- 1) Índices con umbrales de percentil (TN10p, TN90p, TX10p, TX90, R95p y R99p).

Estos índices se definen como la tasa de excedencia que supera un umbral relativo delimitado a partir de un percentil. Para el caso de la temperatura, se muestrean los deciles más fríos o cálidos, mientras que, en la precipitación se mide la lluvia que cae sobre los percentiles más grandes, sin limitar al valor más alto de la muestra. En ambos casos, se permite evaluar la medida de cambio en los extremos (Alexander et al., 2006).

Es posible utilizar estos índices para cualquier tipo de clima, así como compararlos directamente entre grandes regiones (aun cuando estas tienen una topografía compleja). Esto debido a que para cada sitio en particular se muestrean la misma parte de la distribución de probabilidad de la temperatura y la precipitación (Croitoru et al., 2013; Zhang et al., 2011).

Los indicadores de este grupo tienen la capacidad de monitorear cambios en la frecuencia e intensidad de eventos extremos de precipitación y temperatura.

- 2) Índices con umbrales fijos (FD0, SU25, ID0, TR20, R10, R20 y Rnn).

Estos índices contabilizan el número de días en un año o temporada, en que un valor de temperatura o precipitación excede o está debajo de un umbral fijo. Esos indicadores tienen el inconveniente de que no necesariamente son representativos para todos los climas debido a que el umbral fijo puede no tener ningún significado para alguna región en específico (Alexander et al., 2006), sin embargo, se ha encontrado que algunos umbrales, como es el caso de 0 °C en la temperatura, está relacionado con un impacto observado por ejemplo en la hidrología y biología (WMO, 2009). Estos índices están relacionados con cambios en la frecuencia de eventos extremos.

- 3) Índices absolutos (TXx, TNx, TXn, TNn, Rx1day y RX5day).

Estos índices se definen como valores máximos o mínimos de temperatura y precipitación para un año, temporada o periodo. Debido a que estos indicadores se crean a partir de los valores, cambios en estos reflejan la variabilidad en la intensidad de los extremos.

- 4) Índices de duración (GSL, WSDI, CSDI, CDD, CWD).

VARIACIÓN DE LLUVIA Y TEMPERATURA EN VERACRUZ

Establecen la longitud de periodos cálidos, fríos y húmedos. Particularmente estos índices son representativos únicamente a escala anual. Estos indicadores monitorean cambios en la duración de eventos extremos de precipitación y temperatura.

5) Otros índices (DTR, SDII, PRCPTOT).

Estos indicadores no entran en ninguna de los 3 grupos anteriores, sin embargo, se considera que cambios en estos pueden tener un impacto en la sociedad (Alexander et al., 2006). Estos índices reflejan la intensidad de los extremos.

4.1.1 Estimación de umbrales de percentil

El cálculo de la mayoría de los índices es relativamente fácil usando cualquier lenguaje de programación de análisis de datos (ver definición en ANEXO A), exceptuando a los índices con umbrales de percentil, ya que la estimación del umbral requiere algunas consideraciones especiales para su cálculo.

El primer aspecto a tomar en cuenta es definir la muestra de datos con la que se estiman los percentiles. Tanto para la precipitación como la temperatura, estas muestras se crean a partir de un periodo base, normalmente de 30 años. Este periodo base es fijo y es igual para todas las estaciones de estudio, ya que esto permite la comparación entre índices y permite actualizar nuevos registros en las series (Zhang et al., 2011). En este trabajo se utilizó un periodo base de 1964 – 1994.

Para el caso de la precipitación, la muestra para estimar los percentiles se crea a partir de todos los días húmedos ($hp \geq 1\text{mm}$) del periodo base sin considerar el ciclo anual. Al utilizar sólo los días húmedos se evita un sesgo ocasionado por los valores más pequeños de lluvia. Por otro lado, para la temperatura se crea un sub-muestreo a partir de una ventana centrada de cinco días para cada día del calendario para cada uno de los años del periodo base (Zhang et al., 2011). Por ejemplo, para crear el percentil para calcular la tasa de excedencia (índice) para el 8 de mayo, se muestrea los días 6, 7, 8, 9 y 10 de mayo para todos los años del periodo base y a partir de esta muestra se estima el percentil. Entonces, se tendrá un umbral distinto para cada día calendario.

Una vez definida la muestra, es posible estimar el percentil. El ETCCDI utiliza el método de Hyndman y Fan (1996) que consiste en una estimación empírica del cuantil.

VARIACIÓN DE LLUVIA Y TEMPERATURA EN VERACRUZ

Sea $\{X_1, X_2, \dots, X_N\}$ una muestra de datos ordenada de mayor a menor de longitud N . El cuantil empírico correspondiente al p^{th} percentil es:

$$\hat{Q}_i(p) = (1 - \gamma)X_j + \gamma X_{j+1} \quad (4.1)$$

Donde:

$$j = \text{entero} \left(p * N + \frac{1 + p}{3} \right) \quad (4.2)$$

$$\gamma = p * N + \frac{1 + p}{3} - j \quad (4.3)$$

El cuantil empírico es igual al valor más grande o más pequeño cuando $j < 1$ o $j > N$, respectivamente.

Una vez estimados los umbrales es posible calcular los índices, sin embargo, existe otra consideración importante al estimar los índices de percentiles para la temperatura. Zhang et al. (2005) demostró que los índices que se estiman a partir de un umbral de percentil pueden contener un salto artificial al inicio y final del periodo base que se utilizó para el muestreo y la estimación de los percentiles. La falta de homogeneidad en estas series es creada por un error en el muestreo y un sesgo positivo en la tasa de excedencia para cuantiles altos (Zhang et al., 2011).

Estas discontinuidades pueden causar una estimación errónea de la tendencia de la serie del índice, por lo que Zhang et al. (2005) propuso un procedimiento Bootstrap para eliminar los saltos. Este se realiza de forma recursiva al estimar los índices para los años dentro del periodo base. Suponiendo un periodo base de 30 años, el índice para cada uno de estos se calcula de la siguiente forma:

- a) Se divide el periodo base en dos: 1) el año para el cual se calculará el índice “año fuera del periodo base” y 2) los 29 años restantes que servirán de muestra para estimar los umbrales.
- b) Se crea el periodo base de 30 años a partir de los 29 años y repitiendo un año de esos 29 (en cada iteración se repite un año diferente de los 29).
- c) A partir del periodo de 30 años definido en el paso (b) y con la metodología mencionada anteriormente, se estima el índice para el “año fuera del periodo base”.

- d) Se repite (b) y (c) agregando un año diferente en (b).
- e) Se promedian las 29 series de índices estimadas en (b) y (c) y se considera a la serie resultante como el índice para el “año fuera del periodo base”.
- f) Se repite de (a) – (e) para cada uno de los años del periodo base.

El procedimiento Bootstrap sólo se realiza para estimar los índices dentro del periodo base, para estimar los índices en años antes y después se realiza una sola vez a partir del periodo base.

4.2 Estimación de Tendencias

Es posible describir los cambios en una variable, para un cierto periodo de tiempo, a partir de una tendencia lineal. Esta se estima con técnicas estadísticas y se asocia a una medida de incertidumbre (WMO, 2009).

Existen varios métodos para estimar tendencias, entre los más conocidos esta la técnica de mínimos cuadrados, sin embargo, esta no es la más adecuada para el caso de los índices de cambio climático ya que por lo general estos no siguen una distribución normal (Easterling et al., 2016). Además, el método de mínimos cuadrados es altamente sensible a los valores extremos y su inclusión o exclusión afectan el valor de la pendiente (WMO, 2009). Entonces, una técnica no paramétrica y robusta es más adecuada.

La Organización Meteorológica Mundial recomienda el método no paramétrico de Mann-Kendall (MK; Mann, 1945; Kendall, 1975) para estimar cambios en las tendencias de variables meteorológicas e hidrológicas (Liu et al., 2013). MK junto con el estimador de la pendiente Theil-Sen's (Theil, 1950; Sen, 1968) han sido ampliamente usados en la estimación de tendencias de índices del ETCCDI (e.g. Alexander et al., 2006; Liu et al., 2015; Santos y Fragoso, 2013; Song et al., 2015; entre muchos otros) debido a que son técnicas no paramétricas por lo que no requieren normalidad en las series y son menos sensibles a valores faltantes y extremos (Guan et al., 2015; Liu et al., 2015).

Por otro lado, se encontró que la correlación serial puede afectar los estadísticos de MK (Song et al., 2015). Von Storch (1995) demostró que cuando una serie contiene autocorrelación serial positiva, en MK se incrementa la probabilidad de detectar una tendencia significativa, por lo que propuso remover el coeficiente de autocorrelación serial de retardo-1 (ϕ_1 ; cuando era

estadísticamente significativo) previamente a estimar la tendencia, a lo que llamó pre-blanqueo. Más tarde, Yue et al., (2002) evidenciaron que al remover ϕ_1 se reduce la magnitud de la tendencia, por lo que propusieron modificar la metodología del pre-blanqueo al remover la tendencia de la serie antes de estimar ϕ_1 . A este procedimiento lo denominaron “pre-blanqueo libre de tendencia” (PWTF).

A continuación, se describen estos métodos que son utilizados en este trabajo.

4.2.1 Prueba de Mann-Kendall

La prueba no paramétrica de Mann-Kendall (Mann, 1945; Kendall, 1975) determina en su hipótesis nula (H_0) que una muestra de datos $\{X_t, t = 1, 2, \dots, N\}$ es independiente e idénticamente distribuida. Mientras que, en su hipótesis alternativa (H_a) dicta que X_t tiene una tendencia monótona. El estadístico Z_{MK} para someter a prueba la hipótesis nula es:

$$Z_{MK} = \begin{cases} \frac{S - 1}{\sqrt{\text{var}(S)}}, & S > 0 \\ 0, & S = 0 \\ \frac{S + 1}{\sqrt{\text{var}(S)}}, & S < 0 \end{cases} \quad (4.4)$$

Donde:

$$S = \sum_{i=1}^{N-1} \sum_{j=i+1}^N \text{signo}(X_j - X_i) \quad (4.5)$$

$$\text{signo}(X_j - X_i) = \begin{cases} 1, & \text{si } (X_j - X_i) > 0 \\ 0, & \text{si } (X_j - X_i) = 0 \\ -1, & \text{si } (X_j - X_i) < 0 \end{cases} \quad (4.6)$$

Donde N es la longitud de la serie temporal.

Cuando $N \geq 8$ el estadístico S se aproxima a una distribución normal con una media y varianza:

$$E(S) = 0 \quad (4.7)$$

$$var(S) = \left[N(N-1)(2N+5) - \sum_{j=1}^m t_j(t_j-1)(2t_j+5) \right] / 18 \quad (4.8)$$

Donde m es el número de “tied groups” (conjunto de datos de la muestra con el mismo valor), y t_j es el número de elementos que contienen el j^{th} tied group.

El estadístico Z_{MK} sigue una distribución normal estándar con media cero y varianza uno. Un valor positivo de Z_{MK} indica una tendencia positiva y viceversa.

El p-valor del estadístico Z_{MK} se puede estimar a partir de la función de distribución acumulada normal con media cero y varianza uno. La hipótesis nula es rechazada cuando el p -valor $< \alpha$. Donde α es el nivel de significación de la prueba ($\alpha = 0.05$ para nuestro caso).

4.2.2 Magnitud de la pendiente Theil-Sen's

El estimador de la pendiente Theil-Sen's (Theil, 1950; Sen, 1968) es un método no paramétrico robusto utilizado para estimar la magnitud de una pendiente lineal β definida como:

$$\beta = \text{mediana} \left(\frac{X_j - X_i}{j - i} \right), \quad \text{para todo } i < j \quad (4.9)$$

4.2.3 Pre-blanqueo libre-de-tendencia (TFPW)

La metodología de TFPW propuesta por Yue et al. (2002) para evitar alterar la tendencia al remover la correlación serial de la serie con el objetivo de que esta no afecte los estadísticos de MK, se muestra a continuación.

- 1) Se estima la magnitud de la tendencia (β) con la prueba no paramétrica Theil-Sens. Si esta es aproximadamente igual a cero, el procedimiento termina, de no ser así, se continua con el siguiente paso asumiendo que la pendiente es lineal.
- 2) Se remueve la pendiente de la serie con la ecuación (4.10).

$$X'_t = X_t - \beta t, \quad t = 1, 2, \dots, N \quad (4.10)$$

- 3) Se estima el coeficiente de autocorrelación serial de retardo-1 (ϕ_1) de la serie X'_t con la ecuación (4.11) y sus límites de significación con la ecuación (4.12).

$$\phi_k = \frac{\frac{1}{N-k} \sum_{t=1}^{N-k} (X_t - \bar{X}_t)(X_{t+k} - \bar{X}_t)}{\frac{1}{N} \sum_{t=1}^N (X_t - \bar{X}_t)^2} \quad (4.11)$$

Donde $k = 1$ para un AR (1), N y \bar{X}_t es la longitud y la media de la serie, respectivamente.

$$\frac{-1 - 1.645\sqrt{N-2}}{N-1} \leq \phi_1 \leq \frac{-1 + 1.645\sqrt{N-2}}{N-1} \quad (4.12)$$

Si el ϕ_1 estimado cumple con esta condición, la serie se asume a ser independiente (no autocorrelacionada) en el nivel de significancia 0.1 (p -valor = 0.90) y se le puede aplicar la prueba Mann-Kendall a la serie original por lo que termina el procedimiento. De lo contrario, se sigue con el siguiente paso.

- 4) Se pre-blanquea la serie X'_t con la ecuación (4.13).

$$Y'_t = X'_t - \phi_1 X'_{t-1} \quad (4.13)$$

- 5) Se le agrega a la serie pre-blanqueada (Y'_t) la tendencia removida (β) en el paso (2) con la ecuación (4.14).

$$Y_t = Y'_t + \beta t \quad (4.14)$$

- 6) Se le aplica la prueba de MK a la nueva serie Y_t .

5. Resultados y Discusión

5.1 Control de Calidad

Se aplicó un control de calidad a las series de precipitación y temperatura máxima y mínima según la metodología descrita en el capítulo anterior. Esto para las estaciones de los dos periodos de análisis.

Primeramente, se agregaron fechas faltantes, principalmente porque la mayoría de los registros no comienzan el primer día del año y es importante tener el rango de fechas completas por año, aunque sus valores sean faltantes, con el objetivo de que su manejo sea correcto al utilizar un lenguaje de análisis de datos.

Respecto a los errores lógicos, no se encontraron precipitaciones menores a cero ni días con temperatura máxima menor que la mínima, para ninguna estación.

Para el caso de la búsqueda de valores atípicos, se detectaron estos en la mayoría de las estaciones. Cada uno de estos valores extremos fue analizado puntualmente para determinar si era parte de la oscilación natural o un error en el registro. Se presentaron ambos casos. Por ejemplo, para la estación 24036 se detectó un valor extremadamente bajo en la temperatura mínima en el 24 de diciembre de 1989 (Figura 5.1a), al buscar el día calendario en las estaciones vecinas, estas mostraron un valor bajo de igual forma (Figura 5.1b, c, d), para este caso y otros similares se conservó dicho valor. De forma similar, en el registro de la precipitación de la estación 24015 el 1 de Julio del 2011 se presentó un valor alto (Figura 5.2a) y buscando entre las estaciones vecinas, se encontró que la estación 24036 también presento una precipitación alta ese día (Figura 5.2b), además se detectó el paso de la tormenta tropical Arlene (28 de junio – 1 Julio de 2011) por el Golfo de México (NOAA, 2020). En este y en otros casos similares se conservó el valor extremo.

Por otra parte, entre los valores extremos detectados, se encontró que gran parte de ellos eran debido a un error en el registro. Por ejemplo, en la Figura 5.3a-b se muestran los registros de temperatura mínima diaria para las estaciones 30011 y 30025, ambas series muestran un valor atípico. Al buscar entre los registros de las estaciones vecinas, no se encontró valores atípicos, para ninguna de las dos estaciones, ni en los mismos registros se muestran un rango de valores bajos antes o después del valor extremo, por lo que se intuye que les falta un dígito. Para estos dos casos

VARIACIÓN DE LLUVIA Y TEMPERATURA EN VERACRUZ

y similares los datos extraños se indicaron como faltantes. La mayoría de estos, se mostraron en los registros de temperatura mínima.

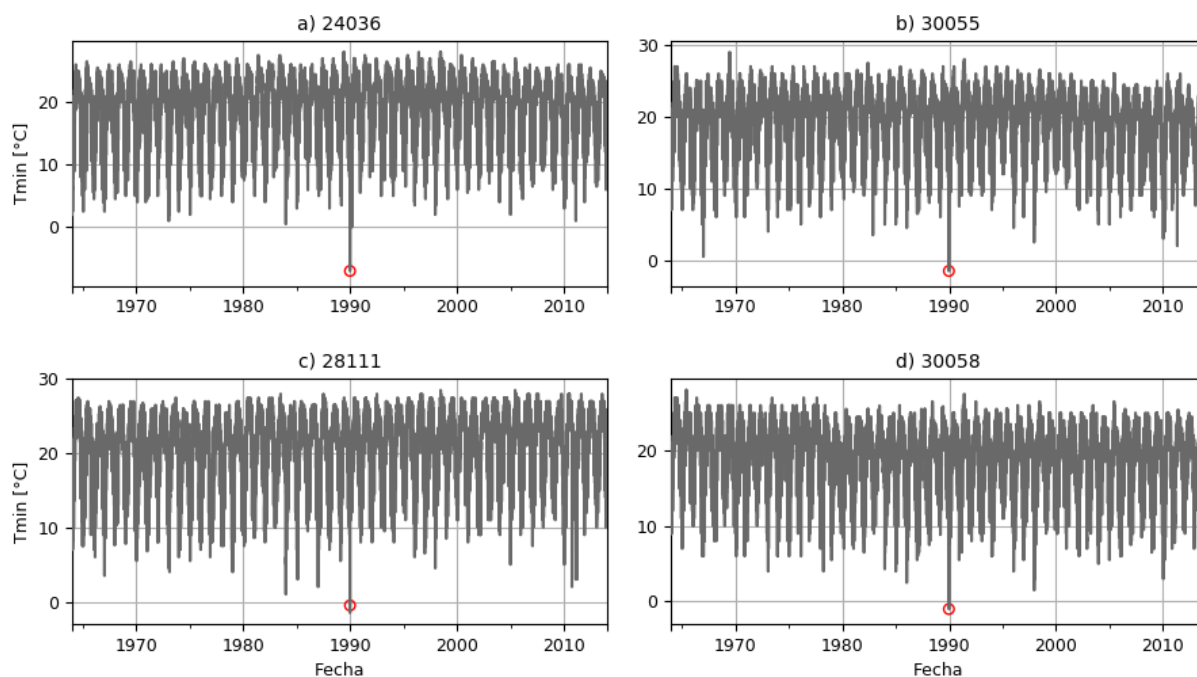


Figura 5.1 Valor atípico de temperatura mínima en varias estaciones

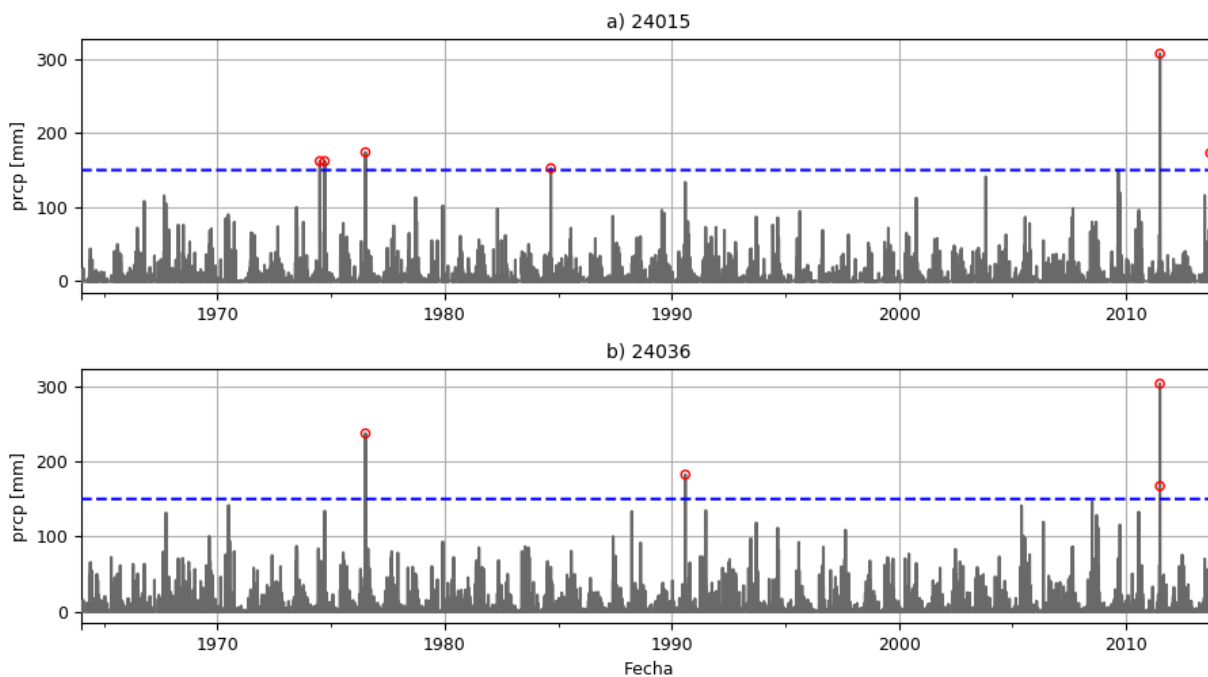


Figura 5.2 Valores extremos de precipitación en un mismo día calendario

VARIACIÓN DE LLUVIA Y TEMPERATURA EN VERACRUZ

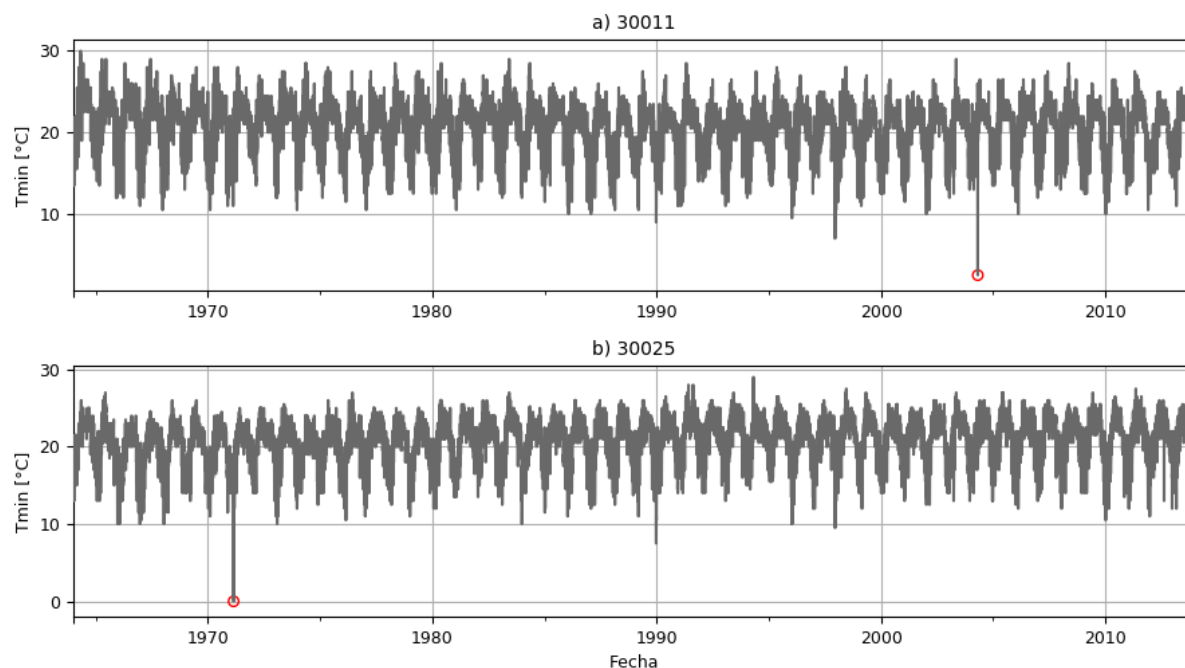


Figura 5.3 Valores extremos en la temperatura mínima debido a errores en el registro

5.2 Regiones Homogéneas de Precipitación

Apegándose a la metodología descrita en capítulos anteriores, primeramente, se crearon regiones homogéneas de precipitación para las estaciones preagrupadas según la latitud y altitud (Tabla 2.3).

Comenzando con la zona A, se buscaron los años completos en común, para luego estimar la precipitación acumulada anual y la precipitación máxima anual. Enseguida, se aplicaron los tres métodos para crear regiones homogéneas de precipitación. Las regiones delimitadas con el coeficiente de variación-L (τ_2) y el parámetro β de la distribución GVE se muestran en la Figura 5.4, mientras que la región de influencia de cada estación, se muestra en la Tabla 5.1.

VARIACIÓN DE LLUVIA Y TEMPERATURA EN VERACRUZ

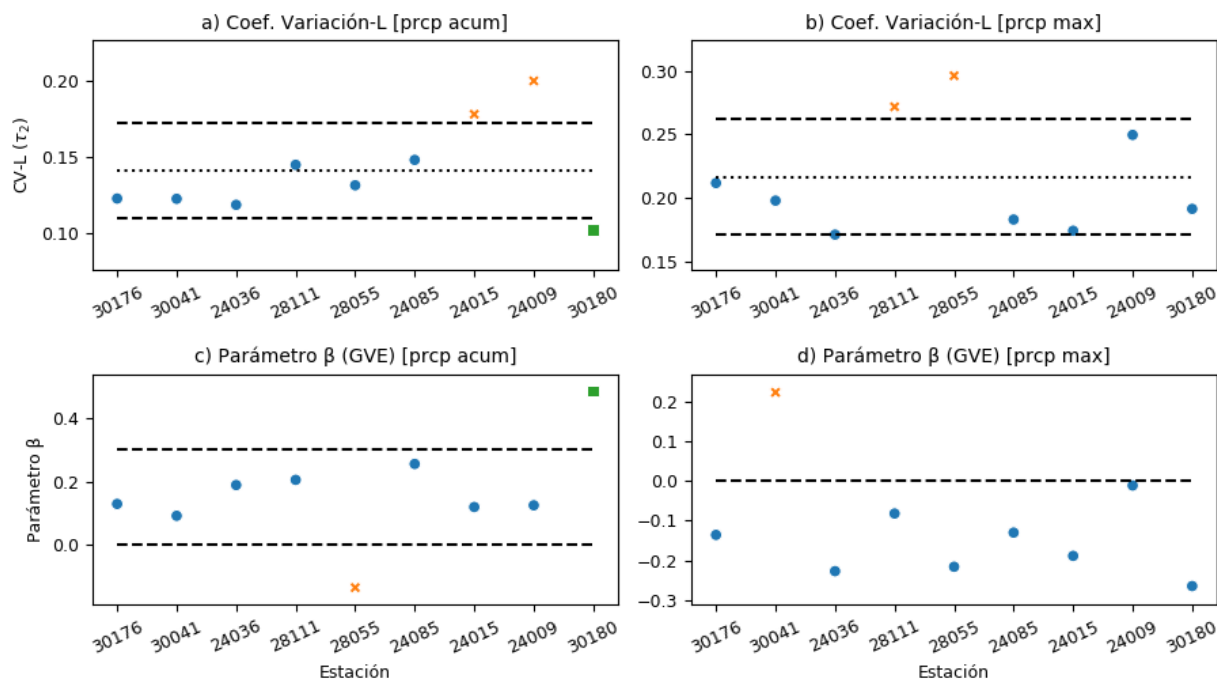
Figura 5.4 Regiones homogéneas con τ_2 y el parámetro β para la Zona A

Tabla 5.1 Región de influencia para las estaciones de la Zona A

30176	30041	24036	28111	28055	24085	24015	24009	30180
24036	30176	30176	30176	30176	30176	30176	30041	30176
24085	24036	24085	24036	30041	24036	24036	24085	30041
24015	24085	24015	28055	24036	24015	24085	24015	24036
30180	24015	30180	24085	28111	30180	-	-	28111
-	30180	-	30180	24015	-	-	-	24085

Como se muestra en la Figura 5.4, las regiones delimitadas no coinciden entre métodos ni variables, siendo distintas las estaciones que agrupan, así como el número de grupos. Para desempatar estos métodos se utilizaron los resultados de la distancia euclidiana (Tabla 5.1). El método de τ_2 de la precipitación máxima anual (Figura 5.4b) fue la que presentó mayor consistencia con esta, por lo que se eligió las dos regiones que delimita. Sin embargo, una de estas solo contiene dos estaciones (28111 y 28055), lo que hace prácticamente imposible complementar datos faltantes entre ellas. No obstante, la región de influencia de ambas considera a las estaciones 30176 y 24026 (Tabla 5.1) como parte de su región homogénea, por lo que se agregaron estas dos estaciones a la región con el objetivo de «asistir» en el complementado de datos de dicha región.

VARIACIÓN DE LLUVIA Y TEMPERATURA EN VERACRUZ

De forma similar, se crearon las regiones homogéneas para las demás estaciones preagrupadas. En la Figura 5.5 y Figura 5.6 se muestran las regiones creadas con τ_2 y β para los grupos 1 y 2 de la Zona B, respectivamente, mientras que, en las Tabla 5.2 y Tabla 5.3 se muestran la región de influencia para cada estación de estos dos grupos. Finalmente, en la Figura 5.7 y Tabla 5.4 se muestran las regiones homogéneas para la Zona C creadas con los tres métodos.

En la Tabla 5.5 se muestran las regiones homogéneas de precipitación finales delimitadas para el estado de Veracruz. En algunas de estas regiones se indican aquellas estaciones a las que se les denominó de «asistencia». Estas estaciones se definieron en una región homogénea con el método de mayor consistencia, sin embargo, por otro método indicaron pertenecer también a otra región que contenía pocas estaciones por lo que se consideraron también en esta región para asistir en el proceso de complementado de datos.

Tabla 5.2 Región de influencia para las estaciones de la Zona B - Grupo 1

30211	30114	30012	30179	30074	30128	30175
30074	30012	30114	30114	30114	30211	30114
30128	30179	30179	30012	30012	30074	30012
30175	30074	30074	30074	30179	30175	30179
	30175	30175	30175	30175		30074

Tabla 5.3 Región de influencia para las estaciones de la Zona B - Grupo 2

30056	30102	30132	30093	30055	30158	30076	30141	30048	30058	30193
30093	30056	30093	30056	30102	30056	30102	30132	30056	30056	30056
30158	30132	30055	30132	30132	30102	30132	30093	30132	30102	30132
30058	30055	30158	30158	30158	30132	30158	30158	30093	30132	30093
30193	30158	30076	30048		30141	30141	30076	30158	30093	30158
	30076	30193	30193		30193	30058	30193	30193	30158	30058
	30058					30193			30076	
	30193								30193	

VARIACIÓN DE LLUVIA Y TEMPERATURA EN VERACRUZ

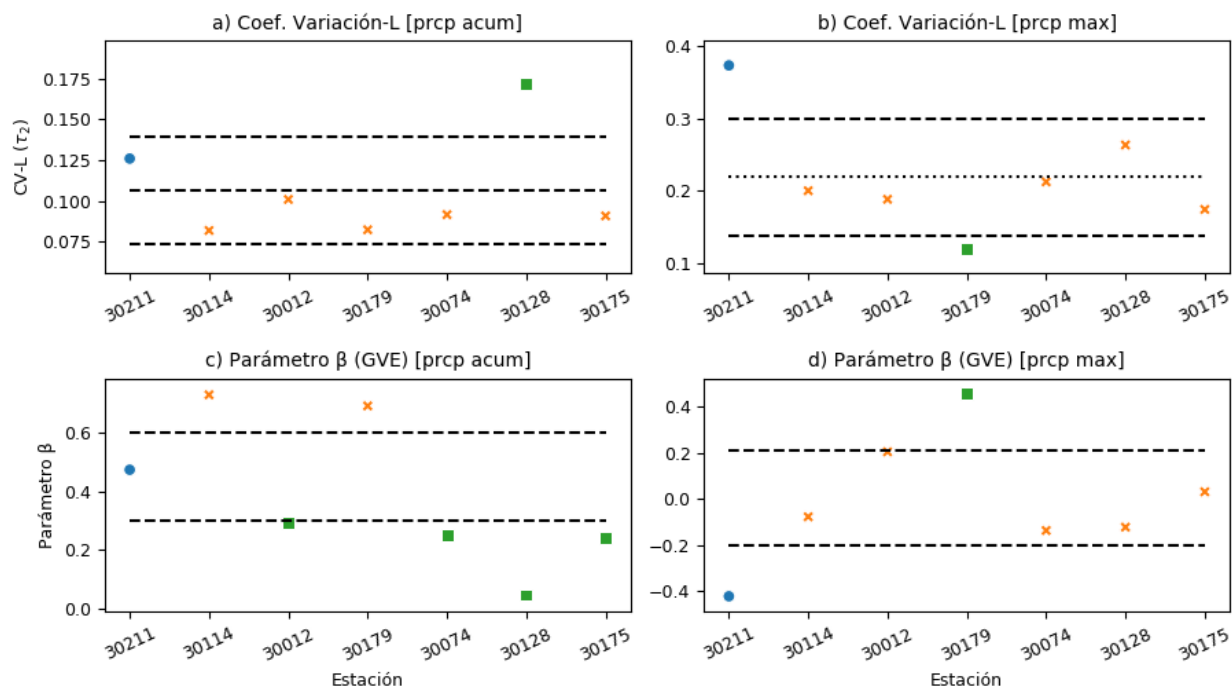


Figura 5.5 Regiones homogéneas con τ_2 y el parámetro β para la Zona B – Grupo 1

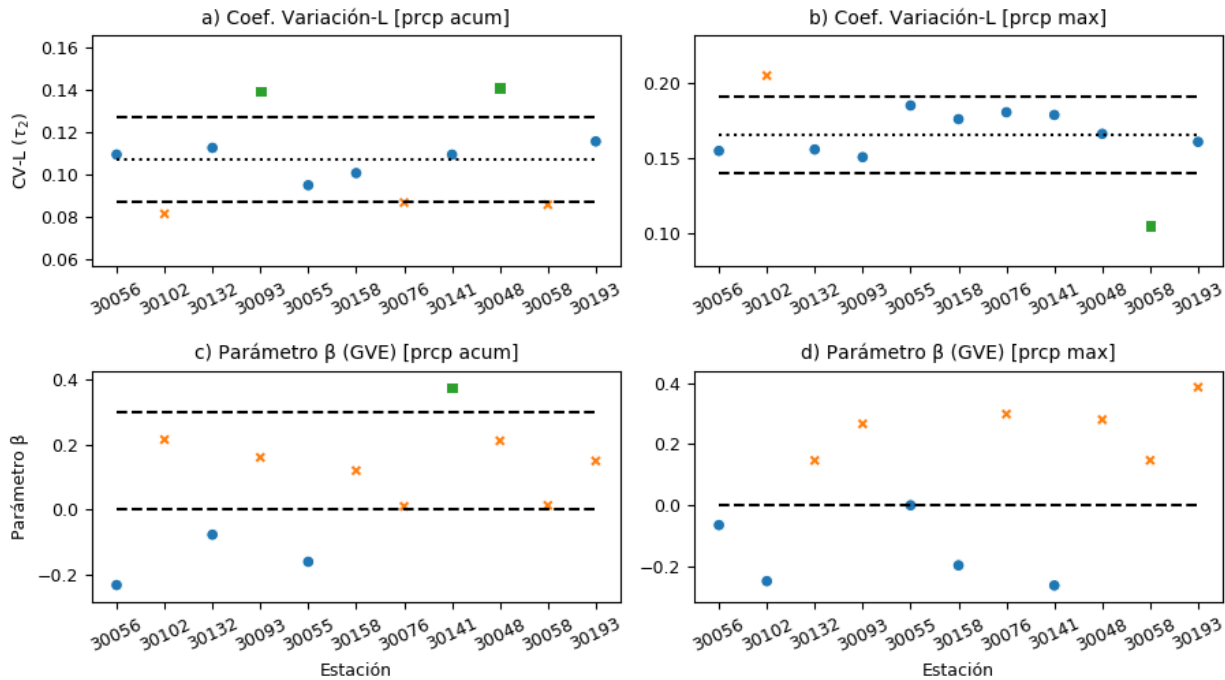


Figura 5.6 Regiones homogéneas con τ_2 y el parámetro β para la Zona B – Grupo 2

VARIACIÓN DE LLUVIA Y TEMPERATURA EN VERACRUZ

Tabla 5.4 Región de influencia para las estaciones de la Zona C

30011	30035	30025	30033	30152	30117	30143	30090	30131	30081
30025	30011	30011	30011	30011	30011	30011	30025	30152	30025
30152	30025	30117	30025	30025	30035	30035	30152	30117	30117
30117	30117	30090	30152	30131	30025	30025	30117	30143	30131
30143	30143	30081	30081	30081	30090	30117	30081	30081	
	30081				30081	30081			

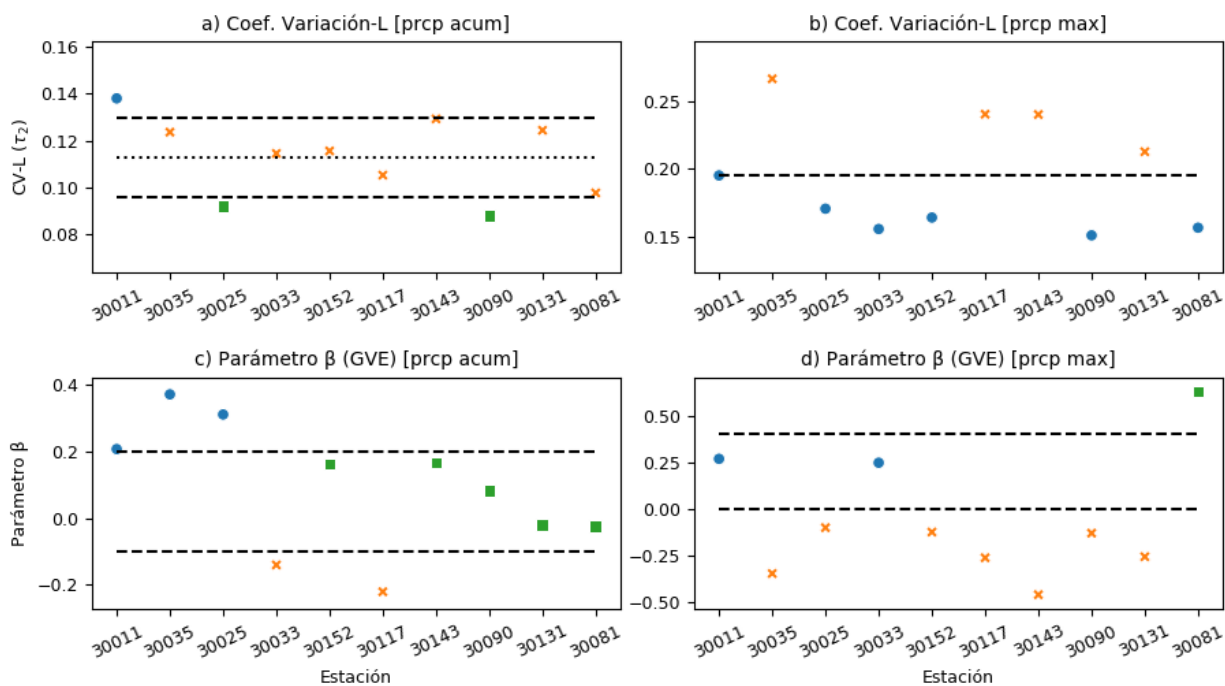
Figura 5.7 Regiones homogéneas con τ_2 y el parámetro β para la Zona C

Tabla 5.5 Regiones homogéneas de precipitación para el estado de Veracruz

RH1	RH2	RH3	RH4	RH5	RH6	RH7	RH8	RH9
30041	28111	30074	30128	30056	30132	30035	30011	30081
30176	28055	30114	30074*	30102	30093	30025	30033	30152*
24036	30176*	30175	30175*	30055	30076	30152	30081*	30143*
24085	24036*	30012**	30211**	30158	30048	30117	30025*	30090*
24015	-	30179**	-	30141	30058	30143	-	30131*
30180	-	-	-	-	30193	30090	-	-
24009	-	-	-	-	-	30131	-	-

*estaciones de asistencia; ** estaciones de apoyo

Una vez delimitadas las regiones homogéneas, se realizó un proceso de complementado para cada una de ellas, para las variables de precipitación y temperatura máxima y mínima. Después, se verificó que se mantuviera el coeficiente de variación antes y después del relleno para las tres variables de cada estación. Los resultados mostraron que, el coeficiente se mantiene en todas las variables y estaciones de las regiones homogéneas exceptuando las regiones 3 y 4 (Tabla 5.5) donde se mostró gran variabilidad salvo la estación 30074. Es importante mencionar, que la variabilidad persistió aun proponiendo otras regiones homogéneas, por lo que las estaciones de las regiones homogéneas 3 y 4 (excepto la estación 30074) se descartaron del análisis. Un total de 31 estaciones de precipitación y temperatura máxima y mínima conservaron su coeficiente de variación y se utilizarán en el análisis de extremos.

5.3 Pruebas de Homogeneidad

Se aplicaron las seis pruebas de homogeneidad mencionadas en la metodología a cada una de las series temporales de los dos periodos de análisis.

Primeramente, se crearon las series anuales para cada variable, considerando sólo aquellos años cuando estos tienen menos de 10 días faltantes. Esto debido a que, aun realizando un proceso de interpolación de datos faltantes, en ocasiones no es posible complementar un día calendario debido a que, en la mayoría de las estaciones de la región homogénea este es faltante.

A las series anuales se les aplicaron las seis pruebas de homogeneidad y estas se clasificaron de acuerdo al número de veces que se rechazó la hipótesis nula bajo una significancia estadística 95%. Los resultados de forma resumida para las series del periodo 1964 – 2013 se muestran en la Tabla 5.6 mientras que para el periodo 1958 – 2017 en la Tabla 5.7.

Como se muestra en los resultados, las series de temperatura mínima y máxima tienden a ser no homogéneas. Bajo una estricta metodología estas series deberían ser sometidas a un proceso de homogeneización; sin embargo, esta tarea es altamente compleja, se requiere de expertos locales y el uso de metadatos, siendo estos últimos muy raros en nuestro país. Por otra parte, como se mencionó en capítulos anteriores, las pruebas aplicadas detectan un cambio en la media, sin embargo, este cambio puede ser inducido por alguna de las acciones mencionadas anteriormente o deberse a cambios en el sistema climático.

VARIACIÓN DE LLUVIA Y TEMPERATURA EN VERACRUZ

Tanto definir la causa como realizar un proceso de homogeneización queda totalmente fuera del alcance de este trabajo. Debido a esto, es importante mencionar que a los resultados de las tendencias de temperatura se les agrega incertidumbre, no obstante, el proceso de la estimación de tendencias en extremos de temperatura se realiza apegado a la metodología, tratando de reducir dicha incertidumbre.

Tabla 5.6 Resultados pruebas de homogeneidad para las series del periodo 1964-2013

Clave	Precipitación	Temperatura Máxima	Temperatura Mínima
30041	Sospechosa	Sospechosa	Sospechosa
30176	Útil	Sospechosa	Sospechosa
24036	Útil	Sospechosa	Sospechosa
24085	Útil	Sospechosa	Sospechosa
24015	Sospechosa	Sospechosa	Sospechosa
30180	Dudosa	Dudosa	Sospechosa
24009	Sospechosa	Sospechosa	Sospechosa
28111	Útil	Sospechosa	Sospechosa
28055	Útil	Sospechosa	Sospechosa
30074	Útil	Sospechosa	Sospechosa
30056	Útil	Sospechosa	Sospechosa
30102	Sospechosa	Sospechosa	Sospechosa
30055	Útil	Sospechosa	Sospechosa
30158	Útil	Sospechosa	Sospechosa
30141	Dudosa	Sospechosa	Sospechosa
30132	Útil	Sospechosa	Sospechosa
30093	Dudosa	Sospechosa	Sospechosa
30076	Útil	Sospechosa	Sospechosa
30048	Útil	Sospechosa	Sospechosa
30058	Útil	Sospechosa	Sospechosa
30193	Dudosa	Sospechosa	Sospechosa
30035	Útil	Sospechosa	Sospechosa
30025	Útil	Sospechosa	Sospechosa
30152	Útil	Sospechosa	Sospechosa
30117	Útil	Sospechosa	Sospechosa
30143	Útil	Sospechosa	Sospechosa
30090	Útil	Sospechosa	Sospechosa
30131	Útil	Sospechosa	Sospechosa
30011	Útil	Sospechosa	Sospechosa
30033	Sospechosa	Sospechosa	Sospechosa
30081	Dudosa	Sospechosa	Sospechosa

Tabla 5.7 Resultados pruebas de homogeneidad para las series del periodo 1958-207

Clave	Precipitación	Temperatura Máxima	Temperatura Mínima
30102	Sospechosa	Sospechosa	Sospechosa
30158	Útil	Sospechosa	Sospechosa
30141	Dudosa	Sospechosa	Sospechosa
30132	Útil	Sospechosa	Sospechosa
30093	Sospechosa	Sospechosa	Sospechosa
30193	Dudosa	Sospechosa	Sospechosa
30035	Útil	Sospechosa	Sospechosa
30025	Útil	Sospechosa	Sospechosa
30117	Útil	Sospechosa	Sospechosa
30143	Útil	Sospechosa	Sospechosa
30011	Útil	Sospechosa	Sospechosa
30081	Sospechosa	Sospechosa	Sospechosa

Una vez sometidas las series temporales de temperatura y precipitación al control de calidad y pruebas de homogeneidad es posible estimar los índices climáticos recomendados por el ETCCDI y estimar sus tendencias.

Primeramente, se calcularon los 27 índices de extremos para cada estación de los dos periodos de análisis. Se estimaron a escala anual y por temporada, salvo los índices de duración, ya que por su definición estos son solo representativos a escala anual. Enseguida, siguiendo la metodología descrita en el capítulo anterior, se estimaron las tendencias de cada serie de índice y para su promedio regional, definiendo así la magnitud de la pendiente y su significación estadística. Los resultados son mostrados acorde a la división de los índices y se muestran a continuación.

5.4 Tendencia en Índices con Umbrales de Percentil

En la Tabla 5.8 se muestra el porcentaje de estaciones con tendencia total positiva, positiva significativa, total negativa, negativa significativa, y sin tendencia que corresponde a los índices con umbrales de percentil a escala anual y temporal de 31 estaciones para el periodo 1964 – 2013 en el estado de Veracruz.

El índice denominado *días cálidos* (TX90p) muestra que el 87.1% de las series tienen una tendencia positiva, de las cuales el 58.06% son significativas y el restante 12.9% son negativas,

VARIACIÓN DE LLUVIA Y TEMPERATURA EN VERACRUZ

donde el 6.45% son estadísticamente significativas (Tabla 5.8). Estas tendencias tomaron valores de -1.82 a 4.01 días/década (ver Figura 5.8(a)). El promedio regional del índice es estadísticamente significativo (p -valor = 0.00004) con una magnitud de 1.4326 días/década (Figura 5.9 (a)).

Por otro lado, las tendencias regionales estacionales de TX90p muestran que el 64.52% de las series son positivas (38.71% significativas), el 22.58% negativas (6.45% significativas) y el 12.9% sin tendencia para el invierno; 67.74% positivas (22.58% significativas), 22.58% negativas (6.45% significativas) y 9.68% sin tendencia para la primavera; 87.1% positivas (64.52% significativas), 9.68% negativas (6.45% significativas) y el 3.23% sin tendencia para el verano; y 64.52% positiva (48.39% significativa), 16.13% negativa (6.45% significativa) y el 19.35% sin tendencia para el otoño. Mientras que, la tendencia del promedio regional para invierno es de 0.9148 días/década, de 0.8887 días/década para primavera, 2.6389 días/década para verano y 1.4241 días/década para otoño, siendo primavera la única estación sin cambios estadísticamente significativos (ver Tabla 5.8).

El índice *noches cálidas* (TN90p) a escala anual muestra que el 61.29% de las 31 estaciones para el periodo 1964-2013 tienen una tendencia positiva, donde el 48.39% es estadísticamente significativa (p -valor < 0.05), mientras que, el 38.71% son negativas, de las cuales el 25.81% son significativas. La distribución espacial de estas tendencias (signo, magnitud y significancia) se muestran en la Figura 5.8(b) donde se aprecian magnitudes que van de -2.52 a 4.1 días/década. El promedio regional anual del índice muestra una tendencia de 0.676 días/década, misma que es estadísticamente significativa (p -valor = 0.00495). Ver Figura 5.9(b).

Respecto a las tendencias estacionales de TN90p, el 61.29% son positivas (35.48% significativas), 25.81% negativas (12.9% significativas) y 12.9% sin tendencia en invierno; 45.16% positiva (22.58% significativa), 45.16% negativa (22.58% significativa) y 9.68% sin tendencia en primavera; 61.29% positiva (45.16% significativa), 32.26% negativa (22.58% significativa) y 6.45% sin tendencia para el verano; y 54.84% positiva (29.03% significativa), 29.03% negativa (19.35% significativa) y 16.13% sin tendencia para otoño. Mientras que la magnitud de la media regional es de 0.322 días/década para invierno, 0.1668 días/década en primavera, 1.4638 días/década en verano y 0.7566 días/década en otoño, siendo estas las últimas dos, estadísticamente significativas (ver Tabla 5.8).

VARIACIÓN DE LLUVIA Y TEMPERATURA EN VERACRUZ

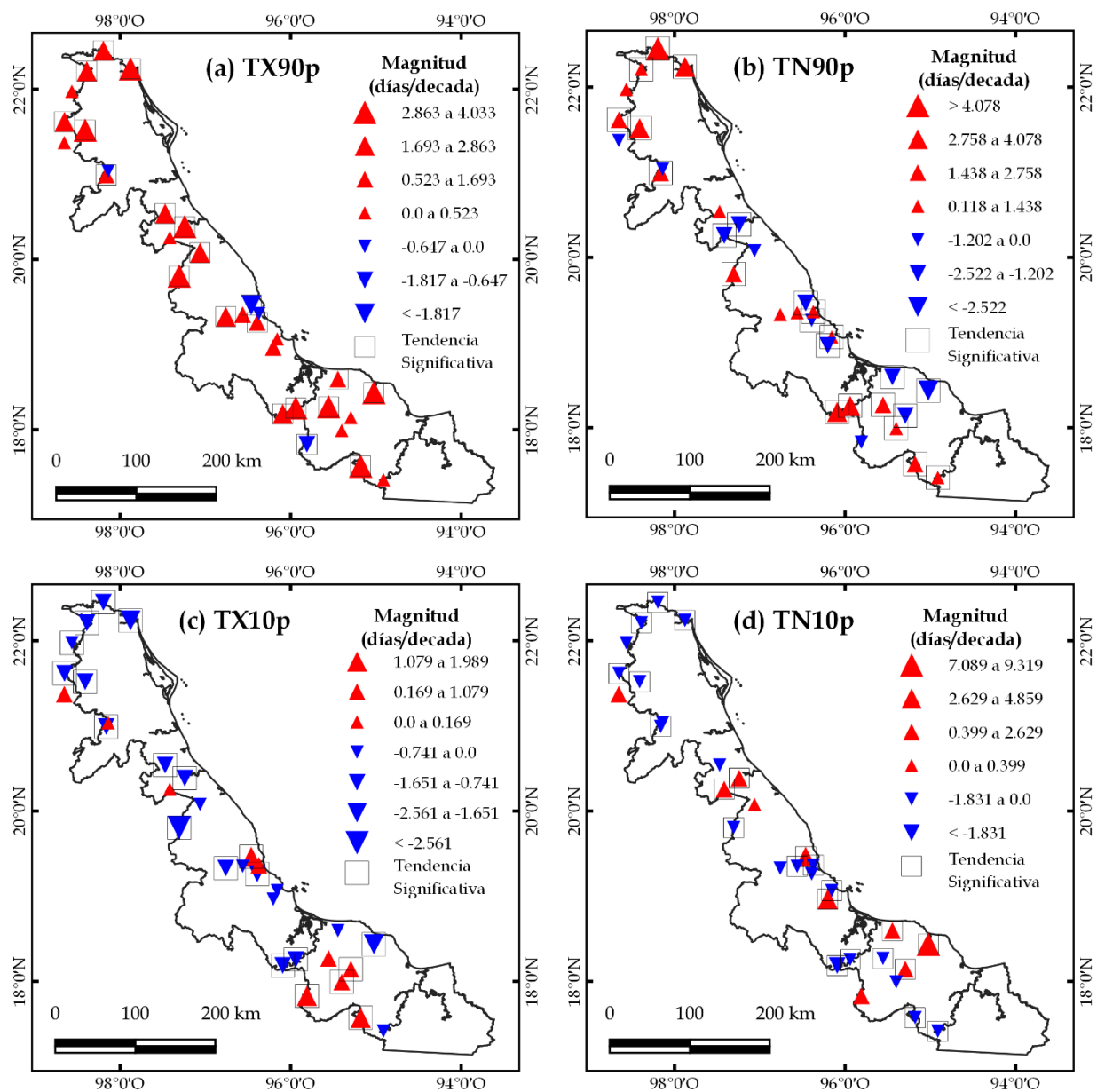


Figura 5.8 Distribución espacial de los índices con umbrales de percentil anuales de temperatura para el periodo 1964-2013 en Veracruz

VARIACIÓN DE LLUVIA Y TEMPERATURA EN VERACRUZ

Tabla 5.8 Tendencias regionales por década y porcentaje de estaciones con tendencia positiva y negativa para los índices con umbrales de percentil a escala anual y estacional para el periodo 1964-2013 en Veracruz

Índice	Tendencia Regional	P-valor Regional	Rango	Positiva [%]		Negativa [%]		Sin Tendencia
				Total	Significativa	Total	Significativa	[%]
Anual								
TX90p	1.4326	0.00004	-1.82 a 4.01	87.1	58.06	12.9	6.45	0
TN90p	0.676	0.00495	-2.52 a 4.1	61.29	48.39	38.71	25.81	0
TX10p	-0.394	0.02608	-2.56 a 1.98	32.26	16.13	67.74	48.39	0
TN10p	0.2138	0.5871	-1.83 a 9.31	32.26	22.58	67.74	48.39	0
R95p	9.8498	0.38433	-129.19 a 89.25	61.29	6.45	38.71	3.23	0
R99p	2.9265	0.54699	-51.98 a 35.95	12.9	3.23	6.45	0	80.65
Invierno								
TX90p	0.9148	0.0362	-1.69 a 5	64.52	38.71	22.58	6.45	12.9
TN90p	0.322	0.40847	-1.85 a 3.22	61.29	35.48	25.81	12.9	12.9
TX10p	-0.2567	0.36542	-2.44 a 3.13	29.03	16.13	61.29	32.26	9.68
TN10p	0.0014	0.99312	-2.14 a 6.63	29.03	9.68	64.52	38.71	6.45
R95p	-0.621	0.64155	0	0	0	0	0	100
R99p	0	1	0	0	0	0	0	100
Primavera								
TX90p	0.8887	0.14553	-1.66 a 3.65	67.74	22.58	22.58	6.45	9.68
TN90p	0.1668	0.58089	-2.29 a 4.19	45.16	22.58	45.16	22.58	9.68
TX10p	-0.729	0.08793	-2.62 a 1.93	22.58	6.45	77.42	38.71	0
TN10p	0.7985	0.08486	-1.65 a 7.88	54.84	25.81	35.48	19.35	9.68
R95p	-1.4347	0.36631	0	0	0	0	0	100
R99p	0	1	0	0	0	0	0	100
Verano								
TX90p	2.6389	0.00002	-1.09 a 5.86	87.1	64.52	9.68	6.45	3.23
TN90p	1.4638	0.0026	-1.54 a 6.33	61.29	45.16	32.26	22.58	6.45
TX10p	-0.51	0.15502	-2.36 a 1.86	29.03	3.23	61.29	38.71	9.68
TN10p	0.138	0.68538	-2.1 a 13.12	25.81	19.35	58.06	35.48	16.13
R95p	-2.662	0.76331	-59.23 a 25.37	35.48	3.23	38.71	3.23	25.81
R99p	-2.2384	0.56948	0	0	0	0	0	100
Otoño								
TX90p	1.4241	0.00156	-0.98 a 5.4	64.52	48.39	16.13	6.45	19.35
TN90p	0.7566	0.02964	-1.75 a 4.54	54.84	29.03	29.03	19.35	16.13
TX10p	-0.3368	0.41236	-1.92 a 1.94	35.48	6.45	51.61	25.81	12.9
TN10p	0.1153	0.86714	-1.83 a 11.23	29.03	9.68	61.29	29.03	9.68
R95p	10.5996	0.16496	-33.8 a 49.76	61.29	9.68	9.68	0	29.03
R99p	4.4617	0.24836	0	0	0	0	0	100

VARIACIÓN DE LLUVIA Y TEMPERATURA EN VERACRUZ

El índice *días fríos* (TX10p) en su escala anual muestra que el 32.26% de las series tienen una tendencia positiva, de las cuales el 16.13% son significativas, mientras que 67.74% restante son negativas, donde el 48.39% son estadísticamente significativas bajo una significancia del 0.05. Para el estado de Veracruz, la magnitud de la tendencia de este índice tomó valores de entre -2.56 a 1.98 días/década, la distribución espacial de estos se muestran en la Figura 5.8(c). Respecto al promedio regional anual del índice, este mostró una tendencia negativa significativa (p-valor = 0.026) de -0.3940 días/década para el periodo de 1964-2013. Ver Figura 5.9(c).

Para la escala estacional, TX10p muestra que el 29.03% de las 31 estaciones de estudio tienen una tenencia positiva (16.13% significativa), 61.29% negativa (32.26% significativa) y 9.68% sin tendencia para la temporada de invierno; 22.58% positiva (6.45% significativa) y 77.42% negativa (38.71% significativa) en primavera; 29.03% positiva (3.23% significativa), 61.29% negativa (38.71% significativa) y 9.68% negativa para verano; y 35.48% positiva (6.45% significativa), 51.61% negativa (25.81% significativa) y 12.9% sin tendencia para la temporada de otoño. Por otra parte, el promedio regional en las temporadas el índice muestra una magnitud de -0.2567 días/década en invierno, -0.729 días/década en primavera, -0.51 días/década en verano y -0.3368 días/década en otoño, donde ninguna es estadísticamente significativa bajo su p-valor (ver Tabla 5.8).

Para el índice denominado *noches frías* (TN10p), en su escala anual, el 32.26% de las estaciones mostraron una tendencia positiva donde el 22.58% son significativas, mientras que, el 64.74% de las estaciones tienen una tendencia negativa, de las cuales, el 48.39% son significativas. La tendencia del índice anual tomó valores de -1.83 a 9.31 días/década, estas magnitudes y el signo de la tendencia se muestran con la distribución espacial en la Figura 5.8(d) variando el símbolo de acuerdo con el signo, rango de la magnitud y significancia de la tendencia. Por otra parte, el promedio regional anual del índice para las 31 estaciones, mostró una tendencia no significativa (p-valor = 0.58710) con una magnitud de 0.2138 días/década. Ver Figura 5.9(d).

Para la escala estacional, el indicador TN10p muestra que el 29.03% de las estaciones tienen una tendencia positiva (9.68% significativa), 64.52% negativas (38.71% significativa) y 6.45% sin tendencia para la temporada de invierno; 54.84% positiva (25.81% significativa), 35.48% negativa (19.35% significativa) y 9.68% sin tendencia para la temporada de primavera; 25.81% positiva (19.35% significativa), 58.06% negativa (35.48% significativa) y 16.13% sin tendencia en verano;

VARIACIÓN DE LLUVIA Y TEMPERATURA EN VERACRUZ

y 29.03% positiva (9.68% significativa), 61.29% negativa (29.03 significativa) y 9.68% sin tendencia. El promedio regional estacional del índice mostró una magnitud en la tendencia de 0.0014 días/década en invierno, 0.7985 días/década en primavera, 0.1380 días/década en verano y 0.1153 días/década en otoño, sin embargo, ninguna de estas estadísticamente significativa (ver Tabla 5.8).

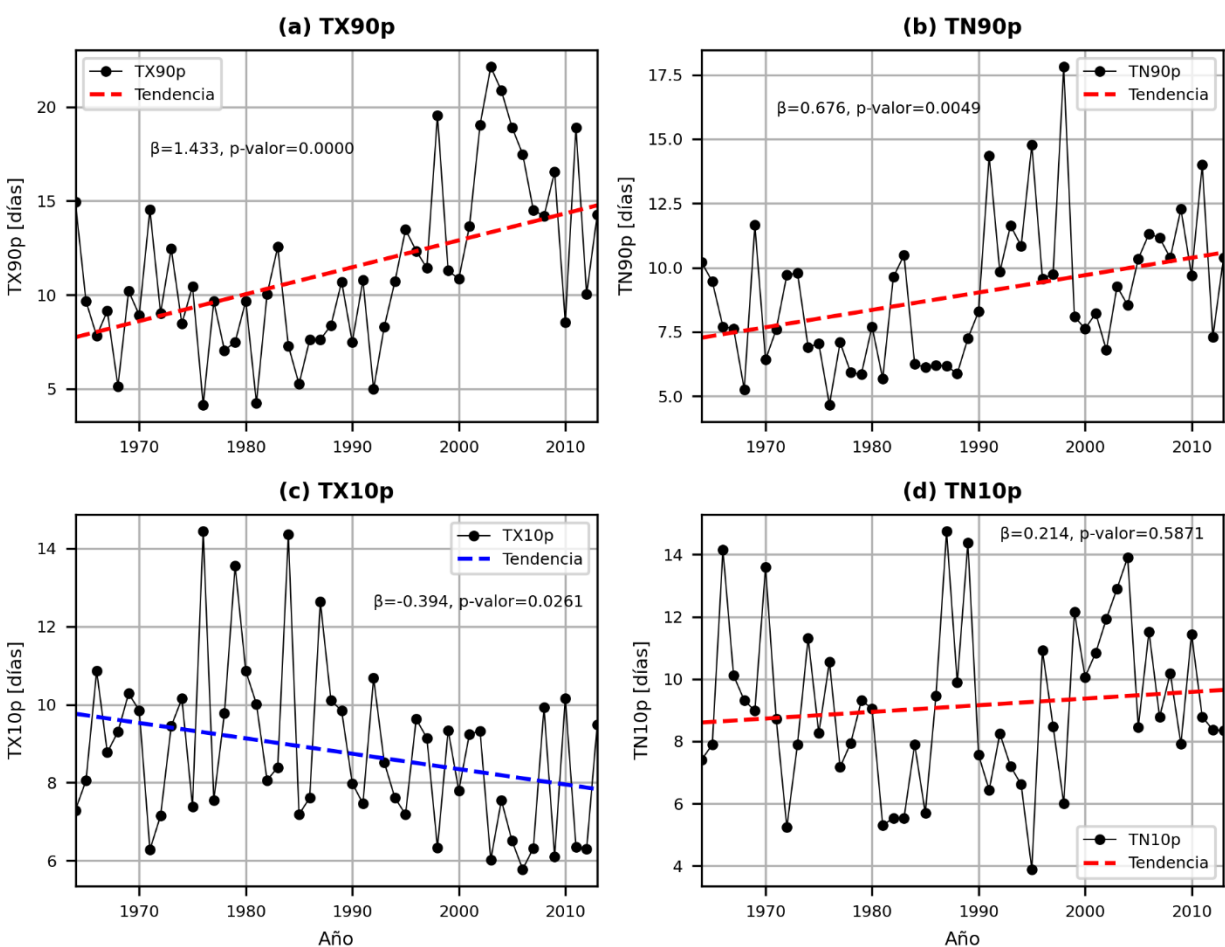


Figura 5.9 Tendencia regional anual de los índices con umbrales de percentil de temperatura para el periodo 1964-2013 en Veracruz

Con respecto a los índices de precipitación, para el índice *días muy húmedos* (R99p), en su escala anual, el 61.29% de las estaciones muestra una tendencia positiva, sin embargo, sólo el 6.45% son estadísticamente significantes, mientras que el 38.71% son negativas y sólo el 3.23% son significantes. La distribución espacial de estas tendencias se muestra en la Figura 5.10(a), donde se aprecia que la para el periodo de 1964 – 2013, la magnitud de la tendencia tomó valores

VARIACIÓN DE LLUVIA Y TEMPERATURA EN VERACRUZ

de -129.17 a 89.25 mm/década. Respecto al promedio regional del índice, este muestra una tendencia positiva no significativa (p -valor = 0.38433) de 9.8498 mm/década. Ver Figura 5.11(a).

Para la escala estacional, R95p muestra al 100% de las series sin tendencia para invierno y primavera; 35.48% con tendencia positiva (3.23% significativa), 38.71% negativa (3.23% significativa) y 25.81% sin tendencia para verano; y 61.29% positiva (9.68 significativa), 9.86% negativa no significaba y 29.03% sin tendencia para otoño. Los promedios regionales mostraron una pendiente de -0.621 mm/década para invierno, -1.4347 mm/década para primavera, -2.662 mm/década para verano y 10.5996 mm/década para otoño, donde ninguna es estadísticamente significativa. La razón por la cual existe una tendencia regional aun cuando el 100% de las estaciones tienen una tendencia cero, es debido a que cuando una serie en particular tiene muchos valores igual a cero, Theil-Sen's declara a la serie con tendencia cero, entonces al promediar los índices la mayoría de estos ceros toman un valor, por lo que existe una tendencia regional.

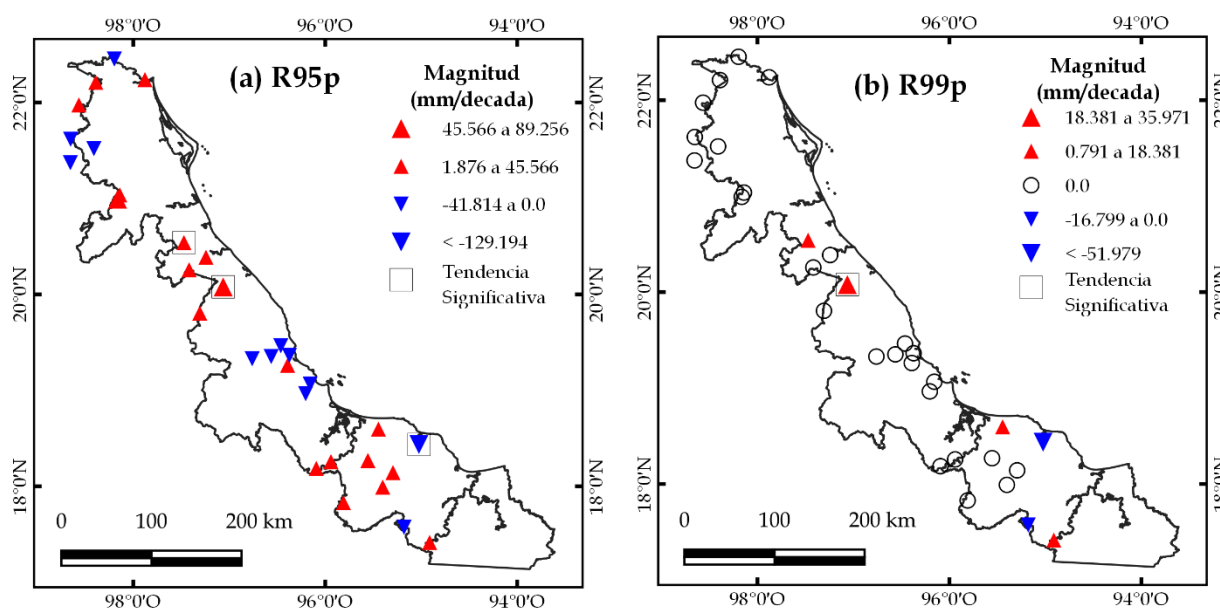


Figura 5.10 Distribución espacial de los índices con umbrales de percentil anuales de precipitación para el periodo 1964-2013 en Veracruz

Finalmente, el índice *días extremadamente húmedos* (R99p), para su escala anual, muestra que el 12.9% de las series tienen una tendencia positiva, donde el 3.23% es significativa, el 6.45% una

VARIACIÓN DE LLUVIA Y TEMPERATURA EN VERACRUZ

tendencia negativa no significativa y el 80.65% restante de las series no muestran tendencia. La distribución espacial de estas tendencias se muestra en la Figura 5.10(b), donde se aprecian magnitudes de -51.98 a 35.95 mm/década. El promedio regional anual del índice muestra una tendencia no significativa (p -valor = 0.5469) de 2.9265 mm/década. Ver Figura 5.11(b).

Para la escala temporal el 100% de las estaciones se muestran sin tendencia para las cuatro temporadas al considerarlas de forma independiente. Para el promedio regional, se muestra una tendencia cero para invierno y primavera, de -2.2384 mm/década para verano y de 4.4617 mm/década para otoño, donde ninguna es estadísticamente significativa (Tabla 5.8).

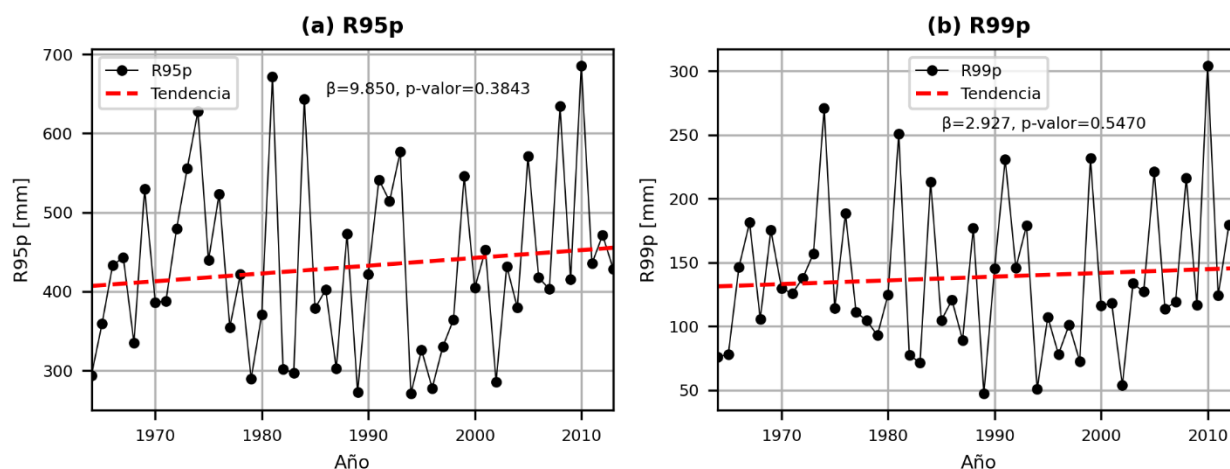


Figura 5.11 Tendencia regional anual de los índices con umbrales de percentil de precipitación para el periodo 1964-2013 en Veracruz

5.4.1 Comparación entre periodos para índices de umbrales de percentil

Se compararon las tendencias anuales (signo, magnitud y significación) entre los índices estimados en los periodos de 1964 – 2013 y 1958 – 2017 con el objetivo de entender si las tendencias varían significativamente al considerar más o menos años de registro. El segundo periodo contiene al primero y es 10 años mayor. Se tomaron en cuenta únicamente aquellas estaciones que cubrieran los dos periodos. En total 13 estaciones meteorológicas se utilizaron (ver Tabla 2.1).

VARIACIÓN DE LLUVIA Y TEMPERATURA EN VERACRUZ

En la Tabla 5.9 se muestran el porcentaje de estaciones con tendencia total positiva, positiva significativa, total negativa, negativa significativa y sin tendencia de 13 estaciones climatológicas del estado de Veracruz para el periodo 1964 - 2013 y 1958 – 2014.

Para el índice TX90p, en el periodo 1964 – 2013 (1958 – 2017), el 83.33% (75%) de las series mostró una tendencia postiva, donde el 58.33% (50%) es significativa, y el 16.67% (25%) restante una tendencia negativa, donde el 8.33% (8.33%) es significativa. Estas mostraron magnitudes de entre -1.82 a 4.01 (-0.93 a 3.65) días/década. Por otra parte, la tendencia regional anual tiene una magnitud de 1.26955 (0.90457) días/década y es estadísticamente significativa con un p-valor de 0.00042 (0.00017). Al agregar 10 años al periodo de este índice, disminuyó el porcentaje de estaciones positivas y aumentó el de las negativas, así mismo la magnitud de la pendiente regional disminuyó considerablemente, sin embargo, esta sigue siendo estadísticamente significativa. Ver Figura 5.12(a).

Tabla 5.9 Tendencias regionales y porcentaje de estaciones con tendencia positiva y negativa para 13 estaciones en los periodos 1964-2013 y 1958-2017 para índices de umbrales de percentil en Veracruz

Índice	Tendencia Regional	P-valor Regional	Rango	Positiva [%]		Negativa [%]		Sin Tendencia [%]
				Total	Significativa	Total	Significativa	
				1964 - 2013				
TX90p	1.26955	0.00042	-1.82 a 4.01	83.33	58.33	16.67	8.33	0
TN90p	0.32716	0.12284	-1.95 a 3.43	58.33	41.67	41.67	33.33	0
TX10p	-0.29667	0.14553	-1.54 a 1.24	41.67	33.33	58.33	33.33	0
TN10p	-0.22929	0.36542	-1.83 a 3.91	33.33	25	66.67	41.67	0
R95p	19.23148	0.17538	-16.92 a 89.25	66.67	16.67	33.33	0	0
R99p	1.125	0.89353	-0.21 a 35.95	25	8.33	8.33	0	66.67
1958 - 2017								
TX90p	0.90457	0.00017	-0.93 a 3.65	75	50	25	8.33	0
TN90p	-0.08293	0.85472	-2.75 a 2.7	58.33	33.33	41.67	25	0
TX10p	-0.54928	0.00286	-1.15 a 1.07	33.33	25	66.67	33.33	0
TN10p	-0.31883	0.22385	-2.04 a 4.19	25	25	75	41.67	0
R95p	14.22373	0.11815	-16.32 a 76.35	75	25	25	0	0
R99p	1.2339	0.8085	0 a 19.68	16.67	8.33	0	0	83.33

VARIACIÓN DE LLUVIA Y TEMPERATURA EN VERACRUZ

El índice TN90p en el periodo 1964 – 2013 (1958 – 2017) mostró que el 58.33% (58.33%) de las tendencias son positivas, siendo el 41.64% (33.33%) significativas, mientras que, el 41.67% (41.67%) son negativas donde el 33.33% (25%) son estadísticamente significativas. Las magnitudes de estas van de -1.95 a 3.43 (-2.75 a 2.7) días/década. Por otro lado, el promedio de la tendencia regional mostró una magnitud de 0.32716 (-0.08293) días/década con un p-valor de 0.12284 (0.85472). Para este índice en particular, el porcentaje de tendencias se mantuvo tanto para las positivas como para las negativas, sin embargo, el porcentaje de series con tendencia significativa se redujo en ambos casos. De igual forma, se redujo el valor de la pendiente hasta el punto de cambiar de signo, además de su p-valor. Ver Figura 5.12(b).

Para el índice TX10p, las tendencias en el periodo 1964 – 2013 (1958 – 2017) mostraron un signo positivo en el 41.67% (33.33%) de las estaciones, donde el 33.33% (25%) son significativas, y un signo negativo en el 58.33% (66.67%) de las estaciones, donde el 33.33% (33.33%) son significativas. Estas tomaron valores de entre -1.54 a 1.24 (-1.15 a 1.07) días/década. Mientras que el promedio regional anual mostró una tendencia de -0.29667 (-0.54928) días/década con un p-valor = 0.14553 (p-valor = 0.00286). Este índice mostró un cambio considerable al aumentar 10 años en su registro, mostrando una disminución en el porcentaje de estaciones con tendencia positiva y aumento en el porcentaje de las tendencias negativas, esta variación se reflejó en la magnitud de la tendencia regional y lo más importante fue que paso de no ser estadísticamente significativo a si mostrar tal significancia. Ver Figura 5.12(c).

Finalmente, para las 13 estaciones, se estimó el índice TN10p para el periodo 1964 – 2013 (1958 – 2014). Los resultados muestran que el 33.33% (25%) de las tendencias son positivas, de las cuales el 25% (25%) son significativas, mientras que, el 66.67% (75%) son negativas donde el 41.67% (41.67%) son significativas. Estas tendencias tomaron valores de entre -1.83 y 3.91 (-2.04 y 4.19) días/década. Por otro lado, el promedio regional anual mostró una tendencia de -0.22929 (-0.31883) días/década no significativa (ver Figura 5.12(d)). Para este índice la magnitud de la tendencia aumento y el p-valor disminuyo al agregar 10 años de registro más, sin embargo, sigue siendo estáticamente no significativa.

VARIACIÓN DE LLUVIA Y TEMPERATURA EN VERACRUZ

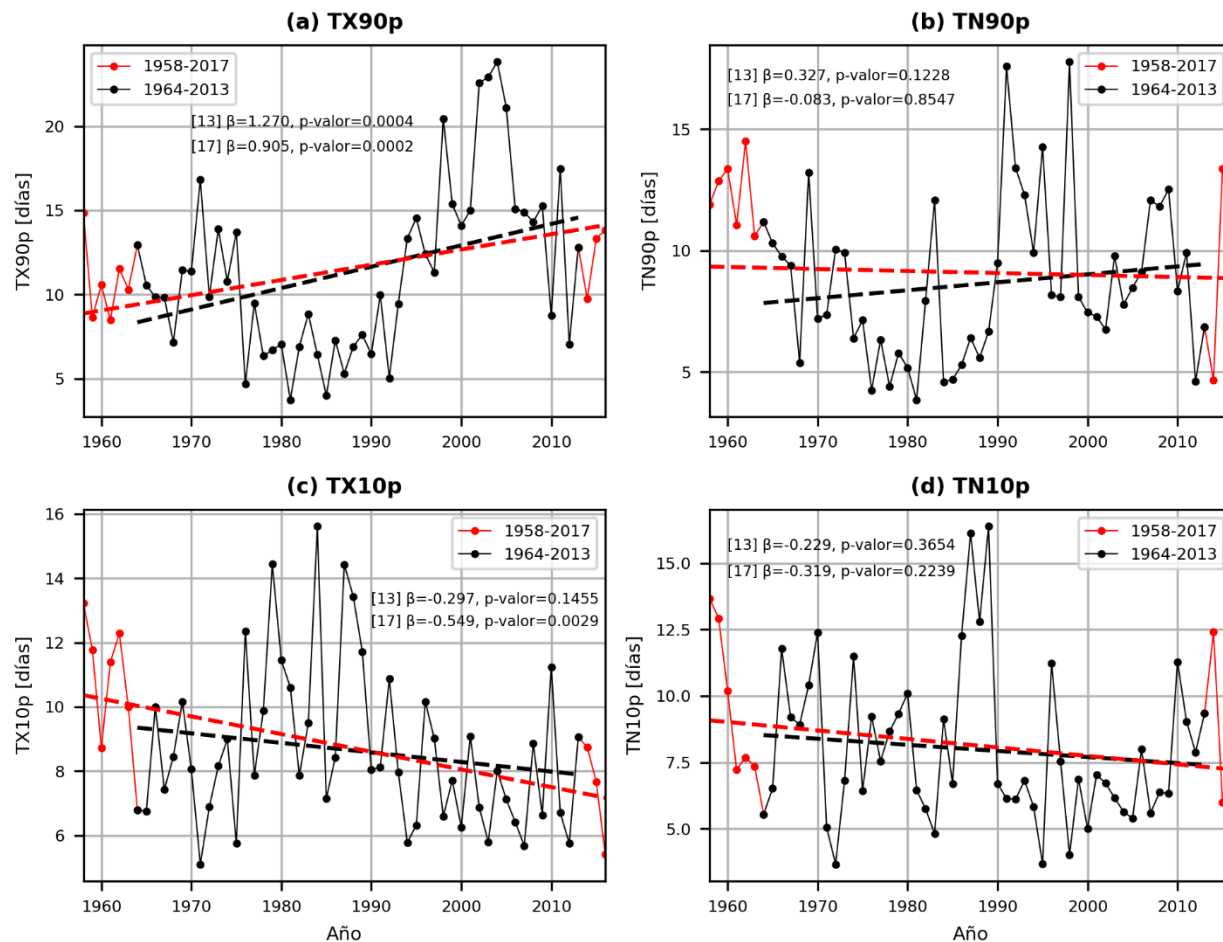


Figura 5.12 Comparación de la tendencia regional anual de los índices con umbrales de percentil de temperatura para los periodos 1964-2013 y 1958-2017 en Veracruz

Para el caso de los índices de precipitación. El índice R95p en el periodo 1964 – 2013 (1968 – 2017) mostró que el 67.67% (75%) de las tendencias son negativas, donde el 16.67% (25%) son significativas, mientras que el 33.33% (25%) son negativas y estadísticamente no significativas. Estas tendencias tomaron valores de entre -16.92 a 89.25 (-16.32 a 76.35) mm/década. Mientras que, el promedio de la tendencia regional tiene una magnitud de 19.23148 (14.22373) mm/década, sin ser estadísticamente significativa (ver Figura 5.13(a)). Para R95p, al agregar 10 años más al periodo temporal, aumento el número de series con tendencia positiva, así como su el estatus de significativa también aumento, sin embargo, la magnitud de la tendencia regional disminuyó y se mantiene en no ser significativa.

VARIACIÓN DE LLUVIA Y TEMPERATURA EN VERACRUZ

Finalmente, para el índice R99p en el periodo 1964 – 2013 (1958 – 2017), el porcentaje de tendencias con signo positivo fue de 25% (16.67%), donde el 8.33% (8.33%) son significativas, el 8.33% (0%) son negativas no significativas y el 66.67% (83.33%) no muestran tendencia. Las magnitudes de estas van desde -0.21 a 35.95 (0 a 19.68) mm/década. Por otro lado, la tendencia regional anual muestra una magnitud de 1.125 (1.2339) mm/década y un p-valor igual a 0.893 (0.808). Para el caso de este índice, los cambios se manifestaron disminuyendo el número de estaciones con tendencia, tanto positiva como negativa, y aumentando el número de series sin tendencia, sin embargo, la magnitud de la tendencia regional se mantuvo. Ver Figura 5.13(b).

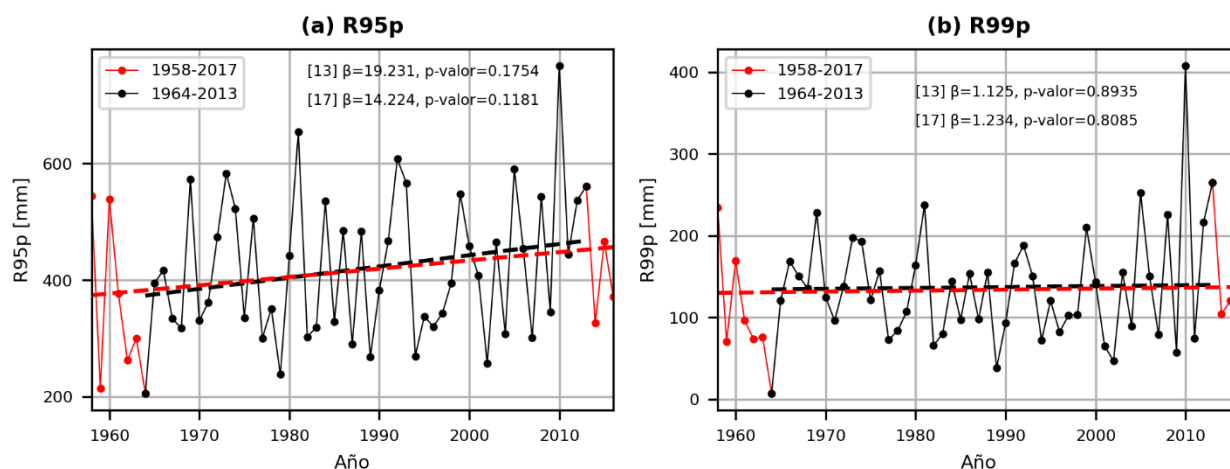


Figura 5.13 Comparación de la tendencia regional anual de los índices con umbrales de percentil de precipitación para los periodos 1964-2013 y 1958-2017 en Veracruz

5.5 Tendencia en Índices con Umbrales Fijos

En la Tabla 5.10 se muestra la magnitud decadal de las tendencias regionales para los índices de umbrales fijos, así como su significancia estadística.

El índice denominado *días de heladas* (FD0) muestra una tendencia negativa significativa solamente en una de las 31 series temporales de análisis para el estado de Veracruz en el periodo de 1964 – 2013, las restantes 30 series se mostraron sin tendencia (ver Figura 5.14(a)), esto para escala anual del análisis. Para el caso del promedio regional anual, FD0 muestra una magnitud regional de -0.0340 días/década en su tendencia estadísticamente significativa (p-valor = 0.00001; ver Figura 5.15(a)). De igual forma para la escala temporal, solo una serie de temperatura mostró tendencia negativa significativa en la estación de invierno, el resto de las series y temporadas se mostraron sin tendencia (Tabla 5.10).

El índice *días de verano* (SU25) en su escala anual, muestra una tendencia positiva en el 67.74% de las series (48.39% significativas) y un 32.26% negativa (6.45% significativas) con magnitudes que van desde -6.67 a 10.95 días/década (ver Figura 5.14(b)). Para el caso del promedio regional anual, SU25 presenta una tendencia positiva con una magnitud de 2.371 días/década, siendo esta estadísticamente significativa (p-valor = 0.02339). Ver Figura 5.15(b).

Por otro lado, en escala estacional, SU25 exhibe que el 67.74% de las tendencias son positivas (38.71% significativas), el 29.03% negativas (6.45% significativas) y el restante 3.23% sin tendencia para la temporada de invierno; en primavera 70.97% positivas (32.26% significativas) el 6.45% negativa no significativa y el 22.58% sin tendencia; en verano el 3.23% positiva significativa y el restante 96%.77 sin tendencia; finalmente en otoño el 38.71% son positivas (19.35% significativas), el 25.81% negativas (12.9%) y el 35.48% sin tendencia. Respecto a los promedios regionales, las tendencias tienen magnitudes de 1.14 días/década en invierno, 0.66 días/década en primavera, 0.2 días/década en verano y 0.03 días/década en otoño, siendo la estación de verano es la única con cambios estadísticamente significativos. Ver Tabla 5.10.

VARIACIÓN DE LLUVIA Y TEMPERATURA EN VERACRUZ

Tabla 5.10 Tendencias regionales por década y porcentaje de estaciones con tendencia positiva y negativa para los índices con umbrales fijos a escala anual y estacional para el periodo 1964-2013 en Veracruz

Índice	Tendencia Regional	P-valor Regional	Rango	Positiva [%]		Negativa [%]		Sin Tendencia
				Total	Significativa	Total	Significativa	[%]
Anual								
FD0	-0.0340	0.00001	-0.74	0	0	3.23	3.23	96.77
SU25	2.3710	0.02339	-6.67 a 10.95	67.74	48.39	32.26	6.45	0
ID0	0		0	0	0	0	0	100
TR20	-0.8159	0.47706	-37.35 a 22.92	58.06	38.71	35.48	29.03	6.45
R10	-0.1575	0.78249	-5.71 a 2.14	35.48	3.23	45.16	6.45	19.35
R20	0.0202	0.94664	-4 a 1.18	38.71	0	22.58	6.45	38.71
R25	-0.0334	0.88690	-3.33 a 1.54	25.81	6.45	29.03	9.68	45.16
Invierno								
FD0	-0.0187	0.00001	-0.29	0	0	3.23	3.23	96.77
SU25	1.1374	0.17868	-4.46 a 4.26	67.74	38.71	29.03	6.45	3.23
ID0	0		0	0	0	0	0	100
TR20	-0.0872	0.62495	-3.67 a 2.75	32.26	25.81	16.13	16.13	51.61
R10	-0.2001	0.22743	-1.43 a 0.32	6.45	0	25.81	9.68	67.74
R20	-0.0748	0.36518	-0.67 a 0	0	0	9.68	3.23	90.32
R25	-0.0703	0.25839	-0.6	0	0	3.23	0	96.77
Primavera								
FD0	0		0	0	0	0	0	100
SU25	0.6658	0.06327	-0.43 a 2.41	70.97	32.26	6.45	0	22.58
ID0	0		0	0	0	0	0	100
TR20	-0.8065	0.13870	-10.36 a 5	45.16	25.81	45.16	25.81	9.68
R10	-0.0605	0.58084	-0.65 a 0.28	3.23	0	16.13	0	80.65
R20	-0.0520	0.53012	-0.43 a 0	0	0	6.45	3.23	93.55
R25	-0.0691	0.29157	-0.34 a 0	0	0	9.68	3.23	90.32
Verano								
FD0	0		0	0	0	0	0	100
SU25	0.1935	0.00453	0 a 3.33	3.23	3.23	0	0	96.77
ID0	0		0	0	0	0	0	100
TR20	-0.1744	0.92446	-16.9 a 11.67	38.71	16.13	16.13	9.68	45.16
R10	-0.3917	0.29951	-2.58 a 0.59	6.45	0	48.39	9.68	45.16
R20	-0.2481	0.40752	-1.95 a 0.77	12.9	0	29.03	6.45	58.06
R25	-0.1935	0.37969	-1.72 a 0.95	12.9	3.23	48.39	9.68	38.71

Continuación...

Continuación Tabla 5.10.

Índice	Tendencia Regional	P-valor Regional	Rango	Positiva [%]		Negativa [%]		Sin Tendencia
				Total	Significativa	Total	Significativa	[%]
Otoño								
FD0	0		0	0	0	0	0	100
SU25	0.0285	0.97331	-1.76 a 2.17	38.71	19.35	25.81	12.9	35.48
ID0	0		0	0	0	0	0	100
TR20	0.2581	0.73162	-12.5 a 8.71	58.06	38.71	32.26	16.13	9.68
R10	0.2366	0.32768	-1.84 a 1.38	54.84	12.9	9.68	3.23	35.48
R20	0.3065	0.14779	-1.11 a 0.77	58.06	12.9	6.45	3.23	35.48
R25	0.2218	0.15987	-1 a 0.79	51.61	16.13	3.23	3.23	45.16

El índice nombrado *días de hielo* (ID0) se mostró sin tendencia en todas las series de análisis en el periodo 1964 – 2013, tanto a escala anual como estacional (Tabla 5.10; Figura 5.14(c)).

Finalmente, el indicador denominado *noches tropicales* (TR20) expone que el 58.06% de las tendencias anuales son positivas (38.71% significativas), el 35.48% negativas (29.03% significativas) y el 6.45% sin tendencia, esto con magnitudes que van desde -37.35 hasta 22.92 días/década (Ver Figura 5.14(d)). Mientras que el promedio regional anual muestra una tendencia negativa no significativa de -0.82 días/década (Figura 5.15(d)).

Por otro lado, a escala estacional, TR20 muestra una tendencia positiva en el 32.26% de las series (25.81% significativas), 16.13% negativas significativas y 51.61% sin tendencia para la temporada de invierno; un 45.16% positivas (25.81% significativas), 45.16% negativas (25.81% significativas) y el 9.68% sin tendencia para la temporada de primavera; en verano un 38.71% de las series son positivas (16.13% significativas), el 16.13% negativas (9.68% significativas) y el 45% sin tendencia; mientras que, para otoño el 58.06% son positivas (38.71% significativas), el 32.26% negativas (16.13% significativas) y el 9.68% restante sin tendencias. Los promedios regionales tienen pendientes de -0.09 días/década para invierno, -0.81 días/década en primavera, -0.17 días/década en verano y 0.26 días/década para el otoño, sin embargo, en ninguna estadísticamente significativa.

VARIACIÓN DE LLUVIA Y TEMPERATURA EN VERACRUZ

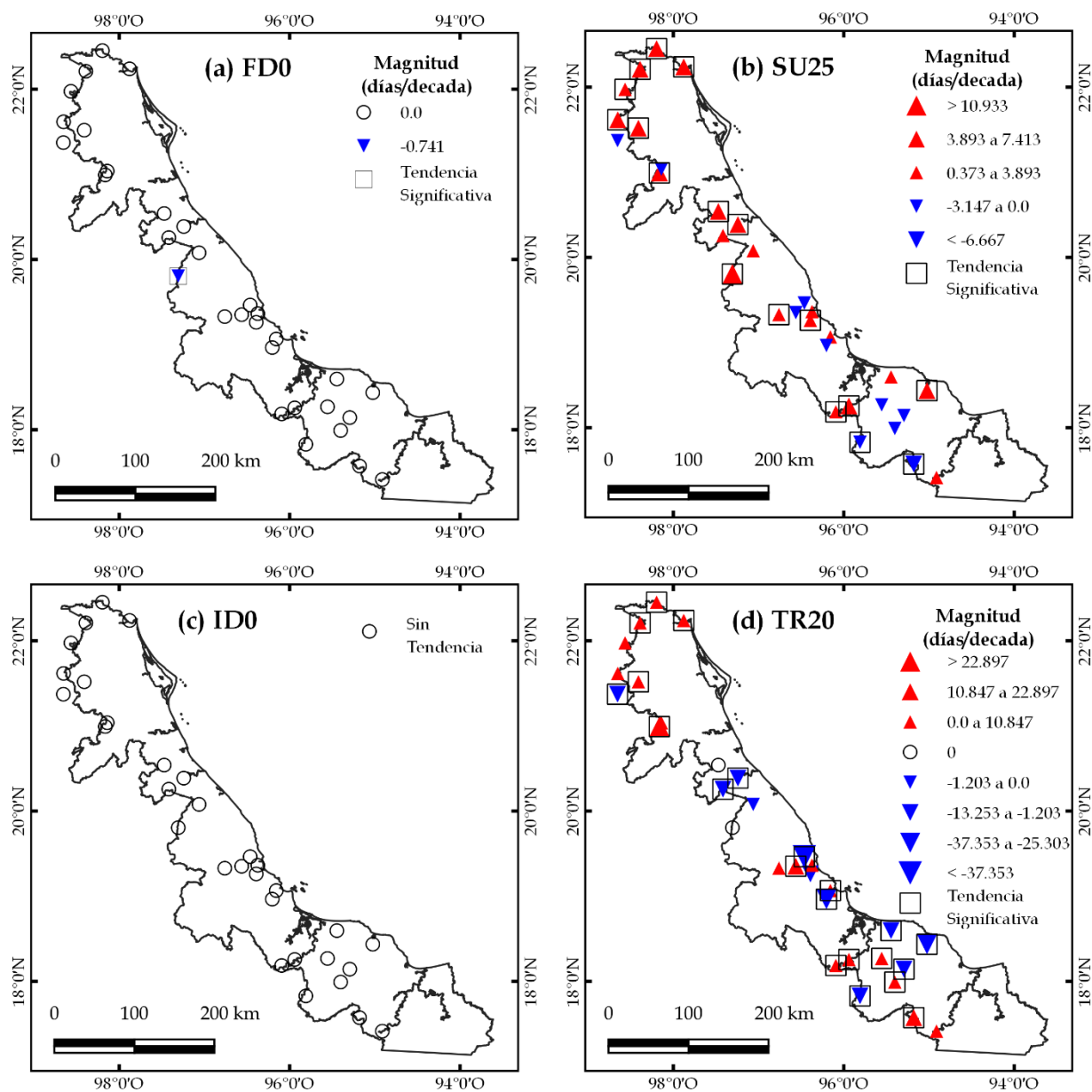


Figura 5.14 Distribución espacial de los índices con umbrales fijos anuales de temperatura para el periodo 1964-2013 en Veracruz

Respecto a los índices de precipitación, primeramente, el índice *número de días con precipitación intensa* (R10) exhibe una tendencia anual positiva en el 35.48% de las series (3.23% significativa), negativa en el 45.16% (6.45% significativa) y sin tendencia en el 19.35%, con magnitudes que de -5.71 a 2.14 días/década (Figura 5.16(a)). Mientras que, la tendencia regional anual muestra una magnitud no significativa de -0.1575 días/década (Figura 5.17).

VARIACIÓN DE LLUVIA Y TEMPERATURA EN VERACRUZ

Para la escala estacional, R10 muestra que el 6.45% de las tendencias son positivas no significativas, el 25.81% negativas (9.68% significativas) y el 67.74% sin tendencia para el invierno; en primavera el 3.23% positiva no significativa, el 16.13% negativa no significativa y el 80.65% sin tendencia; para el verano el 6.45% positivas no significativas, 48.39% negativas (9.68% significativas) y el 45.16% sin tendencia; y para el otoño, 54.84% positiva (12.9% significativa), el 9.68% negativa (3.23% negativa) y el 35.48% sin tendencia. Sus magnitudes regionales son de -0.2 en invierno, -0.06 en primavera, -0.39 en verano y 0.23 días/década en otoño, donde ninguna es estadísticamente significativa (Tabla 5.10).

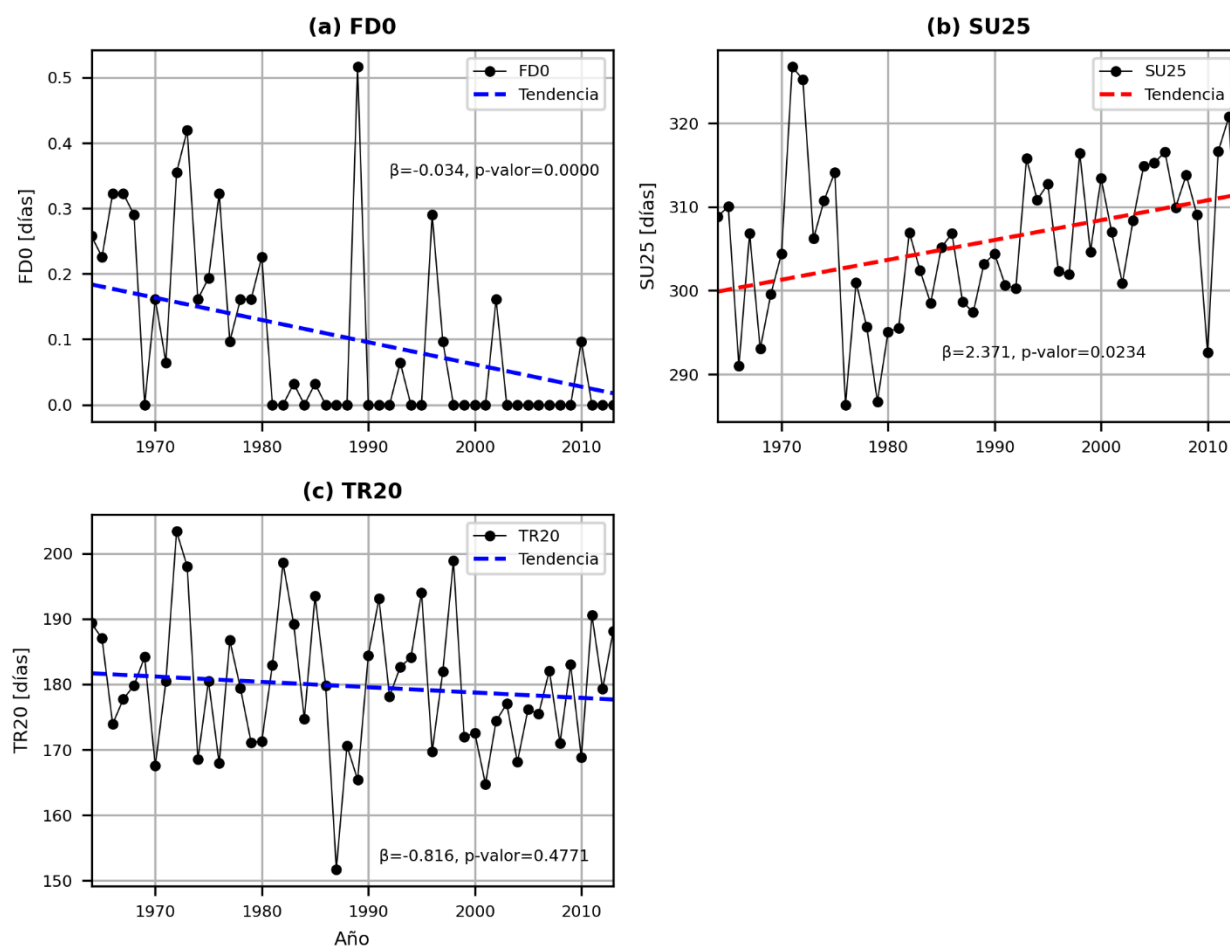


Figura 5.15 Tendencia regional anual de los índices con umbrales fijos de temperatura para el periodo 1964-2013 en Veracruz

VARIACIÓN DE LLUVIA Y TEMPERATURA EN VERACRUZ

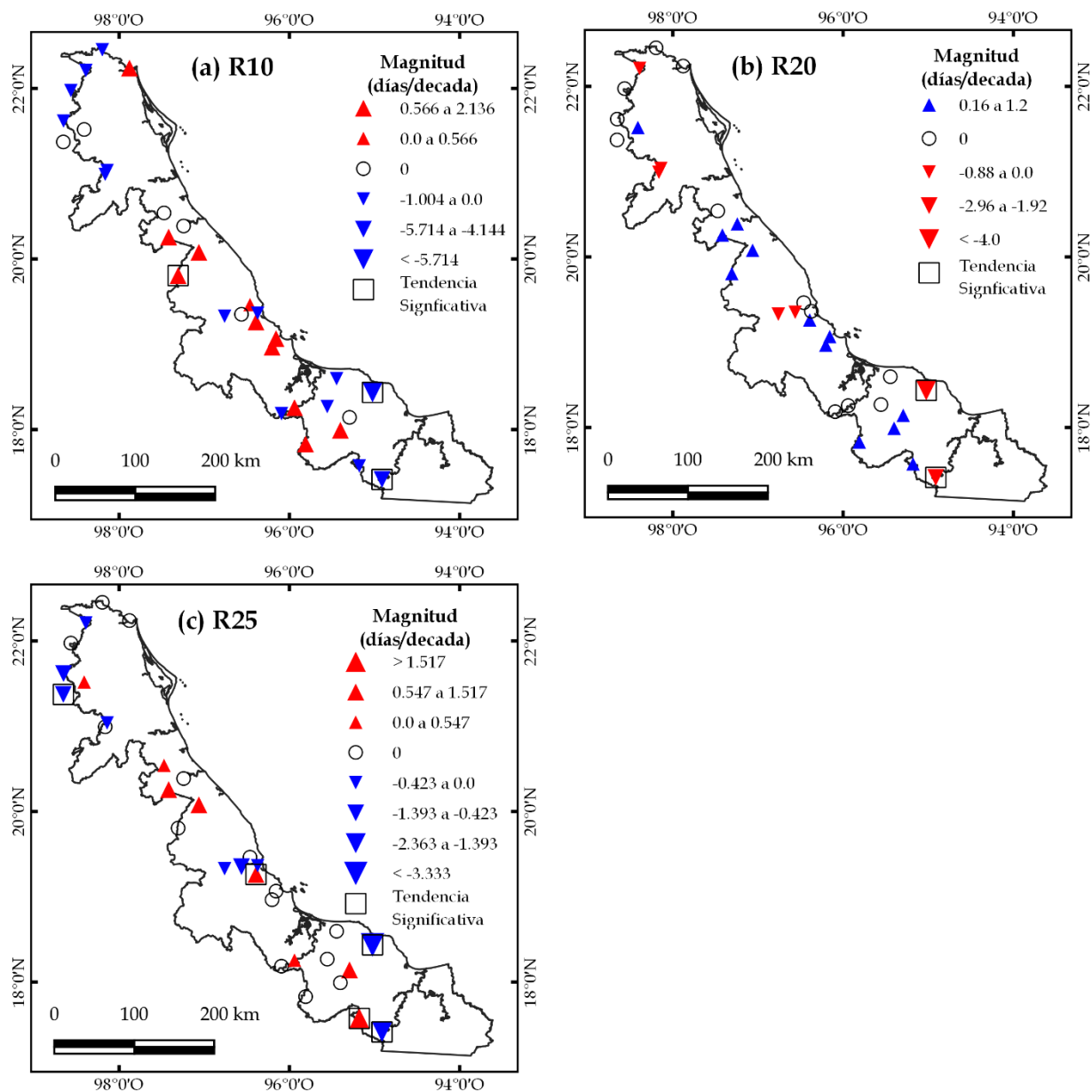


Figura 5.16 Distribución espacial de los índices con umbrales fijos anuales de precipitación para el periodo 1964-2013 en Veracruz

En el índice *número de días con precipitación muy intensa* (R20), el 38.71% de las series anuales son positivas no significativas, el 22.58% son negativas (6.45% significativas) y el 38.71% sin tendencia, con magnitudes que van desde -4 hasta 1.18 días/década (Figura 5.16 (b)). Mientras que, la tendencia regional anual muestra una magnitud no significativa de 0.02 días/década (Figura 5.17(b)).

VARIACIÓN DE LLUVIA Y TEMPERATURA EN VERACRUZ

Por otro lado, para la escala estacional en R20 el 9.68% de las tendencias son negativas (3.23% significativas) y el 90.32% sin tendencia, esto para invierno; en primavera, el 6.45% son negativas (3.23% significativas) y el 93.55% sin tendencia; en verano, el 12.9% son positivas significativas, el 29.03 negativas (6.45% significativas) y el 58.06% sin tendencia; mientras que, en otoño, el 58.06% positivas (12.9% significativas), 6.45% negativas (3.23% significativas) y el 35.48% restante sin tendencia. Las tendencias regionales presentan magnitudes de -0.075 días/década en invierno, -0.05 días/década en primavera, -0.2481 días/década para verano y 0.3065 días/década para otoño, dónde en ninguna es estadísticamente significativa. Ver Tabla 5.10.

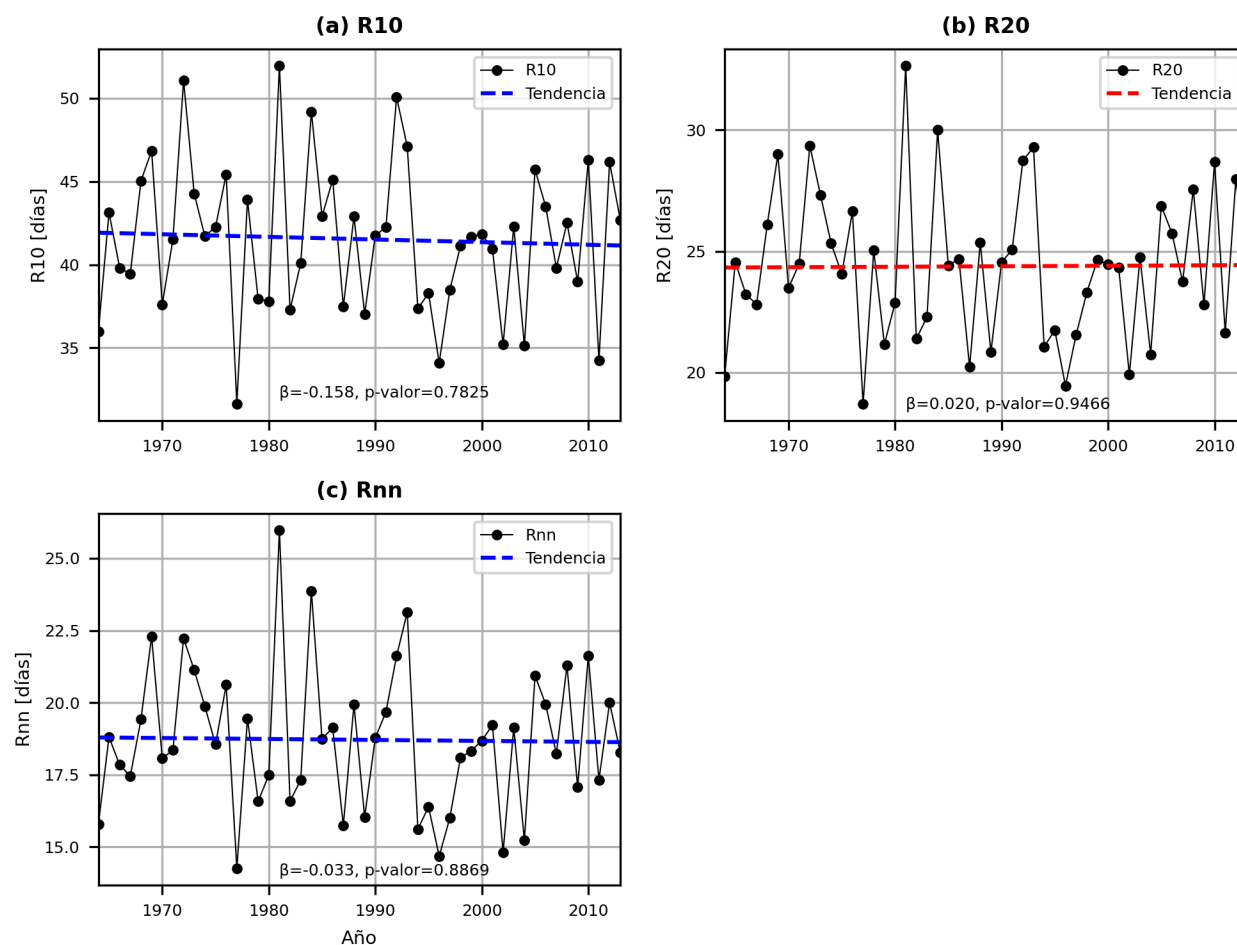


Figura 5.17 Tendencia regional anual de los índices con umbrales fijos de precipitación para el periodo 1964-2013 en Veracruz

Finalmente, el índice *número de días con precipitación sobre 25 mm* (R25) en su escala anual muestra que el 25.81% de las tendencias son positivas (6.45% significativas), el 29.03% negativas (9.68% significativas) y el 45.16% sin tendencias, con magnitudes que van desde -3.33 hasta 1.54 días/década (Figura 5.16 (c)). Mientras que, la tendencia regional anual exhibe una magnitud no significativa de -0.0334 días/década. Ver Figura 5.17(c).

Respecto a la escala regional de R25, para invierno sólo el 3.23% de las tendencias son negativas no significativas y el restante 96.77% sin tendencia; en primavera, el 9.68% son negativas (3.23% significativas) y el 90.32% sin tendencia; para verano, el 12.9% son positivas (3.23% significativas), el 48.39% negativas (9.68% significativas) y el 38.71% sin tendencia; mientras que para otoño, el 51.61% son positivas (16.13% significativas), el 3.23% negativas significativas y el 45.16% sin tendencia. Respecto a las magnitudes, estas se muestran como -0.07 días/década para invierno, -0.0691 días/década para primavera, -0.1935 días/década para verano y de 0.2218 días/década para otoño.

5.5.1 Comparación entre periodos para índices con umbrales fijos

En la Tabla 5.11 se muestra el porcentaje de tendencias anuales positivas, negativas y sin tendencias para los índices de umbrales fijos estimados en dos periodos de análisis a partir de 13 estaciones climatológicas en común.

Los índices FDO e ID0 se muestran sin tendencia en su totalidad para ambos periodos.

Para el índice SU25, en el periodo 1964-2013 (1958-2017), el 58.33% (66.67%) de las tendencias se mostraron positivas, de las cuales el 33.33% (41.67%) son significativas, mientras que el 41.67% (33.33%) son negativas, donde el 8.33% (16.67%) son significativas, con rangos que van de -6.67 a 5.5 (-2.31 a 5.45) días/década. Respecto a la tendencia anual regional, mostró una magnitud no significativa de 1.0516 (1.3719) días/década (Figura 5.18a). Al aumentar el registro temporal en SU25, aumento el porcentaje de tendencias positivas y su significancia, se disminuyó el rango de las magnitudes individuales, pero aumento la magnitud de la tendencia regional.

VARIACIÓN DE LLUVIA Y TEMPERATURA EN VERACRUZ

Tabla 5.11 Tendencias regionales y porcentaje de estaciones con tendencia positiva y negativa para 13 estaciones en los periodos 1964-2013 y 1958-2017 para índices de umbrales fijos en Veracruz

Índice	Tendencia Regional	P-valor Regional	Rango	Positiva [%]		Negativa [%]		Sin Tendencia [%]
				Total	Significativa	Total	Significativa	
1964 - 2013								
FD0	0	1	0	0	0	0	0	100
SU25	1.0516	0.23764	-6.67 a 5.5	58.33	33.33	41.67	8.33	0
ID0	0	1	0	0	0	0	0	100
TR20	-0.3604	0.95189	-37.35 a 21.95	50	41.67	41.67	25	8.33
R10	0.2273	0.75689	-0.74 a 1.85	41.67	0	33.33	0	25
R20	0.4630	0.21868	-0.25 a 1.18	41.67	0	8.33	0	50
R25	0.4040	0.14776	-0.57 a 1.54	50	16.67	16.67	0	33.33
1958 - 2017								
FD0	0	1	0	0	0	0	0	100
SU25	1.3719	0.05790	-2.31 a 4.35	66.67	41.67	33.33	16.67	0
ID0	0	1	0	0	0	0	0	100
TR20	-0.5548	0.48002	-37.5 a 19.07	66.67	25	33.33	25	0
R10	0.2804	0.46709	-0.89 a 1.54	33.33	25	25	0	41.67
R20	0.4167	0.15859	-0.5 a 1.25	58.33	33.33	16.67	0	25
R25	0.3613	0.13058	-0.45 a 1.67	58.33	25	16.67	0	25

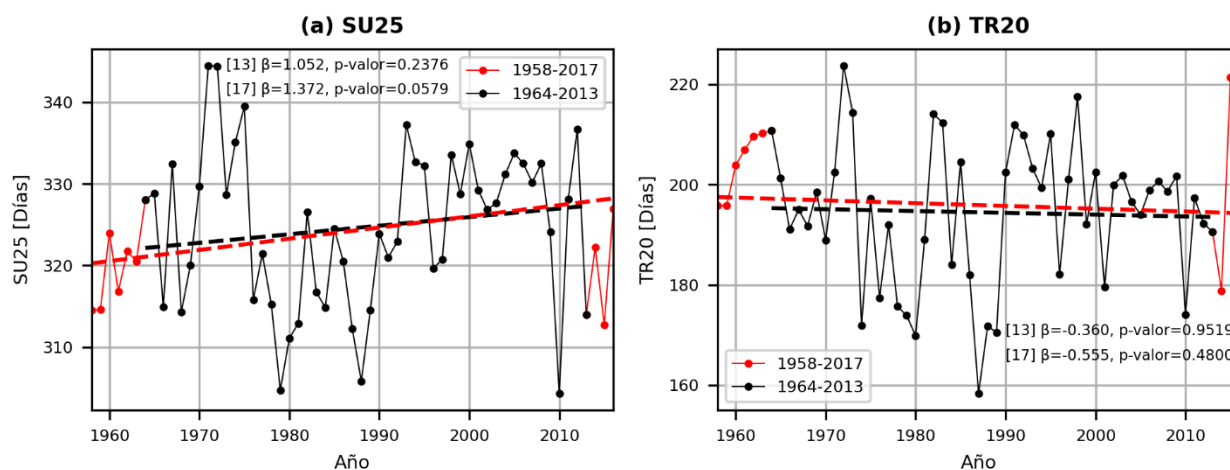


Figura 5.18 Comparación de la tendencia regional anual de los índices con umbrales fijos de temperatura para los periodos 1964-2013 y 1958-2017 en Veracruz

VARIACIÓN DE LLUVIA Y TEMPERATURA EN VERACRUZ

Para el índice TR20 en el periodo de 1964-2013 (1958-2017) el 50% (66.67%) de las tendencias anuales se exhiben como positivas, donde el 41.67% (25%) son significativas, el 41.67% (33.33%) negativas, donde el 25% (25%) son significativas y el 8.331% (0%) se muestra sin tendencia, esto con valores que van de -33.35 a 21.95 (-37.5 a 19.07) día/década. La tendencia regional tiene una magnitud de -0.3604 (-0.5548) días/década, sin embargo, esta es no significativa (Figura 5.18(b)). Al aumentar el periodo temporal en TR20 aumenta el porcentaje de tendencias positivas significativas, así como la magnitud de la tendencia regional.

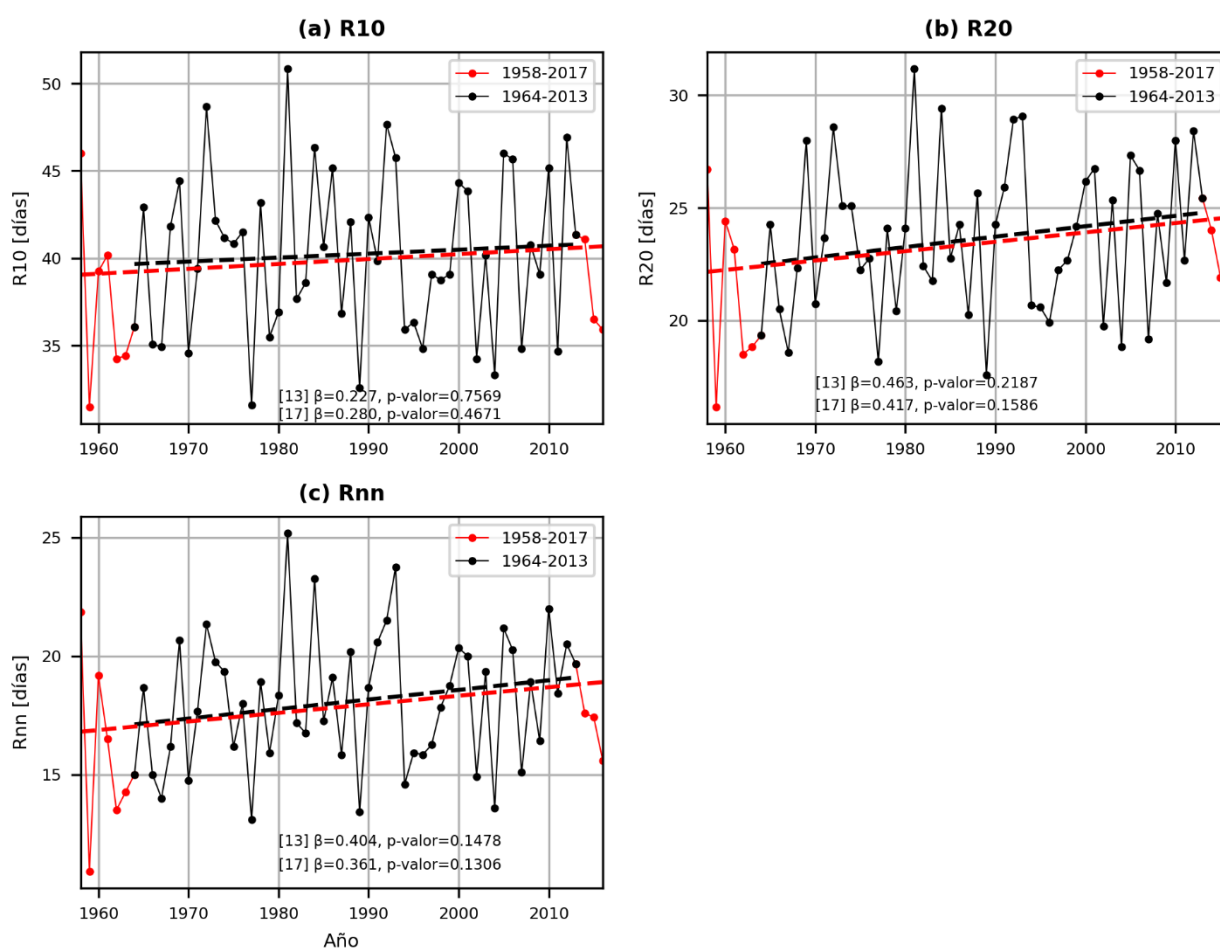


Figura 5.19 Comparación de la tendencia regional anual de los índices con umbrales fijos de precipitación para los periodos 1964-2013 y 1958-2017 (nn=25) en Veracruz

VARIACIÓN DE LLUVIA Y TEMPERATURA EN VERACRUZ

Para el índice R10, en el periodo 1964-2013 (1958-2017) se mostraron tendencias positivas en el 41.67% (33.33%) de las series, donde el 0% (25%) son significativas, el 33.33% (25%) negativas no significativas y el 25% (41.67%) sin tendencia, con pendientes que van de -0.74 a 1.85 (-0.89 a 1.54) días/década. Mientras que, para la tendencia regional anual, el índice mostró una magnitud positiva no significativa de 0.2273 (0.2804) días/década (Figura 5.19(a)). Se observa que al aumentar el periodo en R10 disminuye el porcentaje de series con tendencia tanto positiva como negativa.

Para el índice R20 en el periodo 1964-2013 (1958-2017), el 41.76% (58.33%) de las series son positivas, donde el 0% (33.33%) son significativas, el 8.33% (16.67%) son negativas no significativas y el 50% (25%) no tienen tendencia, y sus magnitudes van desde -0.25 a 1.18 (-0.5 a 1.25) días/década. Mientras que, su tendencia regional anual es positiva no significativa y tomó valores de 0.463 (0.4167) días/década (Figura 5.19(b)). Al aumentar el registro temporal en la estimación de R20, aumentó el porcentaje de tendencias positivas significativas considerablemente, disminuyendo las series sin tendencia.

Finalmente, para el índice R25, en el periodo 1964-2013 (1958-2017), se mostraron tendencias positivas en el 50% (58.33%) de las series, donde el 16.67% (25%) son significativas, 16.67% (16.67%) negativas no significativas y 33.33% (25%) sin tendencia, y tomaron valores de entre -0.57 a 1.54 (-0.45 a 1.67) días/década. Por otro lado, la tendencia regional del índice exhibió una tendencia positiva no significativa de 0.4040 (0.3613) días/década (Figura 5.19(c)). Se observa, que en R25 aumentó el porcentaje de tendencias positivas significativas, sin embargo, las magnitudes de las tendencias se conservan.

5.6 Tendencias en Índices Absolutos

En la Tabla 5.12 se muestra el porcentaje de tendencias positivas, negativas y sin tendencia correspondiente a la estimación de los índices absolutos a escala anual y estacional para el periodo de 1964-2013 en el estado de Veracruz.

El indicador denominado *Max Tmax* (TXx) presentó una tendencia anual positiva en el 45.16% de sus series (32.26% significativa), un 16.13% negativa (6.45% significativa) y un 38.71% sin tendencia, con magnitudes que van desde -0.94 a 0.86 °C/década (Figura 5.20(a)). Mientras que, la tendencia anual regional mostró una tendencia positiva no significativa de 0.1525 °C/década (Figura 5.21(a)).

Por otro lado, en la escala estacional, TXx exhibe que el 51.61% de las series son positivas (22.58% significativas), 12.9% negativas (6.45% significativas) y 35.48% sin tendencia en invierno; en primavera, el 45.16% son positivas (16.13% significativas), el 22.58% negativas (9.68% significativas) y el 32.26% restante sin tendencia; en verano el 64.52% positivas (29.03% significativas), el 12.9% negativas (6.45% significativas) y el 22.58% sin tendencia; mientras que, para el otoño, el 51.61% positivas (41.94% significativas), el 6.45% negativas (3.23% significativas) y el 41.94% sin tendencia. Las magnitudes de las tendencias regionales fueron de 0.1336 °C/década para el invierno, 0.111 °C/década para la primavera, 0.1404 °C/década para el verano y 0.1532 °C/década para el otoño. Ver Tabla 5.12.

El índice *Min Tmax* (TXn) en su escala anual, mostró que el 64.52% son tendencias positivas (48.39% significativas), 12.9% son negativas (9.68% significativas) y 22.58% sin tendencia, con magnitudes que van desde -1.43 a 1.38 °C/década (Figura 5.20(b)). Para el caso de la tendencia regional anual, mostró una magnitud estadísticamente significativa (p-valor=0.01209) de 0.3731 °C/década. Ver Figura 5.21(b).

Para el caso de la escala estacional, en invierno, el 54.84% de las series resultaron positivas (41.94% significativas), el 22.58% fueron negativas (12.9% significativas) y el 22.58% sin tendencia; en primavera, el 64.52% fueron positivas (35.48% significativas), el 22.58% negativas (6.45% significativas) y el 12.9% sin tendencia; en verano el 29.03% positivas (19.35% significativas), 32.26% negativas (6.45% significativas) y el 38.71% sin tendencia; mientras que en otoño, el 45.16% fueron positivas (19.35% significativas), el 29.03% negativas (9.68% significativas) y el 25.81% sin tendencia. Ver Tabla 5.12.

VARIACIÓN DE LLUVIA Y TEMPERATURA EN VERACRUZ

Tabla 5.12 Tendencias regionales por década y porcentaje de estaciones con tendencia positiva y negativa para los índices absolutos a escala anual y estacional para el periodo 1964-2013 en Veracruz

Índice	Tendencia Regional	P-valor Regional	Rango	Positiva [%]		Negativa [%]		Sin Tendencia [%]
				Total	Significativa	Total	Significativa	
Anual								
TXx	0.1525	0.24157	-0.94 a 0.86	45.16	32.26	16.13	6.45	38.71
TXn	0.3731	0.01209	-1.43 a 1.38	64.52	48.39	12.9	9.68	22.58
TNx	-0.0538	0.19768	-1.19 a 1	25.81	25.81	29.03	29.03	45.16
TNn	0.2581	0.03961	-1.03 a 0.85	61.29	45.16	9.68	6.45	29.03
RX1day	2.4879	0.15022	-9.25 a 12.18	67.74	6.45	29.03	0	3.23
RX5day	2.1030	0.56948	-31.27 a 18.33	58.06	3.23	41.94	9.68	0
Invierno								
TXx	0.1336	0.16783	-0.86 a 0.74	51.61	22.58	12.9	6.45	35.48
TXn	0.2990	0.03470	-1.67 a 1.46	54.84	41.94	22.58	12.9	22.58
TNx	0.0046	0.70232	-0.88 a 0.42	38.71	29.03	22.58	22.58	38.71
TNn	0.2913	0.03777	-0.97 a 0.83	58.06	41.94	9.68	6.45	32.26
RX1day	-0.8338	0.42276	-2.61 a 5.38	29.03	0	67.74	0	3.23
RX5day	-1.3838	0.45330	-5.01 a 4.66	29.03	0	67.74	3.23	3.23
Primavera								
TXx	0.1110	0.42196	-0.86 a 1	45.16	16.13	22.58	9.68	32.26
TXn	0.3409	0.06573	-1.23 a 1.34	64.52	35.48	22.58	6.45	12.9
TNx	-0.0905	0.08793	-1.25 a 0.72	29.03	25.81	25.81	25.81	45.16
TNn	-0.0394	0.80186	-1.15 a 0.73	35.48	9.68	32.26	6.45	32.26
RX1day	-1.4448	0.21572	-8.48 a 2	32.26	0	64.52	6.45	3.23
RX5day	-1.6489	0.43169	-12.07 a 4	35.48	0	64.52	9.68	0
Verano								
TXx	0.1404	0.19768	-0.79 a 1.09	64.52	29.03	12.9	6.45	22.58
TXn	0.0538	0.52495	-0.42 a 0.67	29.03	19.35	32.26	6.45	38.71
TNx	-0.0379	0.52495	-1.4 a 0.87	29.03	25.81	29.03	25.81	41.94
TNn	0.1575	0.00351	-1 a 0.71	48.39	45.16	16.13	9.68	35.48
RX1day	0.9572	0.71283	-15.84 a 8.33	51.61	0	45.16	6.45	3.23
RX5day	-1.2924	0.76331	-43.21 a 10.43	45.16	0	54.84	3.23	0
Otoño								
TXx	0.1532	0.00698	-0.48 a 0.83	51.61	41.94	6.45	3.23	41.94
TXn	0.1002	0.58089	-0.7 a 1.25	45.16	19.35	29.03	9.68	25.81
TNx	-0.0017	0.95997	-1.21 a 0.53	29.03	29.03	25.81	22.58	45.16
TNn	0.1041	0.56948	-1.14 a 0.68	48.39	12.9	22.58	6.45	29.03
RX1day	2.7535	0.24836	-4.29 a 10.82	67.74	9.68	32.26	0	0
RX5day	3.9876	0.37525	-22.12 a 20.37	70.97	9.68	29.03	0	0

VARIACIÓN DE LLUVIA Y TEMPERATURA EN VERACRUZ

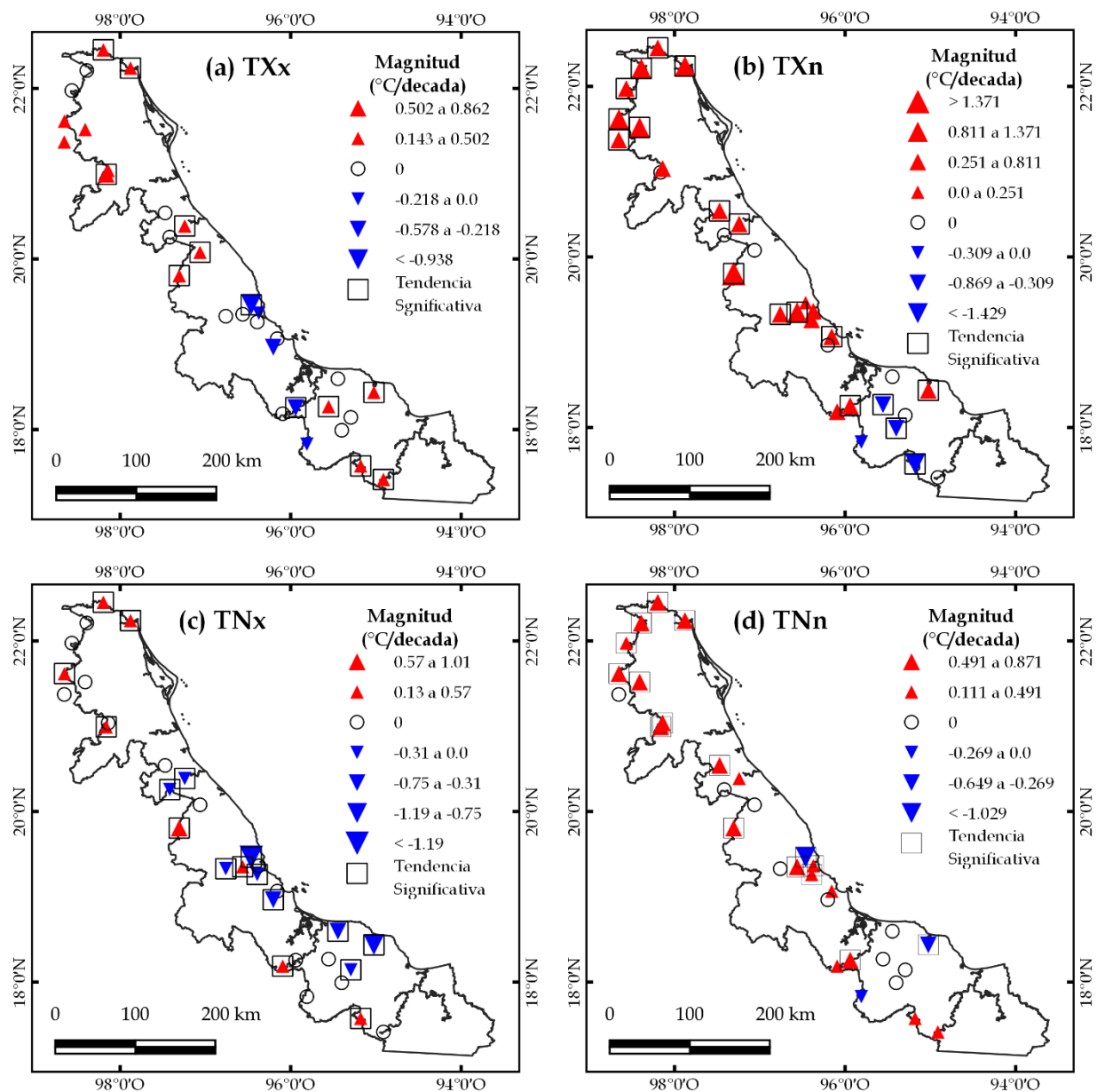


Figura 5.20 Distribución espacial de los índices absolutos anuales de temperatura para el periodo 1964-2013 en Veracruz

El índice *Max Tmin* (TNx) en sus tendencias anuales, exhibe tendencias positivas significativas en el 25.81% de las series, negativas significativas en el 29.03% de las series y sin tendencia en el 45.16%, con magnitudes que oscilan entre -1.19 a 1 °C/década (Figura 5.20(a)). Mientras que, en el promedio regional, muestra una tendencia negativa no significativa de -0.0538 °C/década. Ver Figura 5.21(c).

VARIACIÓN DE LLUVIA Y TEMPERATURA EN VERACRUZ

Por otro lado, a escala estacional del indicador TNx, en invierno el 38.71% de sus series son tendencias positivas (29.03% significativas), 22.58% negativas significativas y el 38.71% sin tendencia; en primavera, el 29.03% positivas (25.81% significativas), 25.81% negativas significativas y el restante 45.16% sin tendencia; en verano, el 29.03% positivas (25.81% significativas), 29.03% negativas (25.81% significativas) y el 41.94% sin tendencia; y en otoño, el 29.03% son positivas significativas, el 25.81% negativas (22.58% significativas) y el 45.16% sin tendencia. Las pendientes regionales fueron de $0.0046\text{ }^{\circ}\text{C}/\text{década}$ para invierno, $-0.0905\text{ }^{\circ}\text{C}/\text{década}$ en primavera, $-0.0379\text{ }^{\circ}\text{C}/\text{década}$ en verano y $-0.0017\text{ }^{\circ}\text{C}/\text{década}$ en otoño. Ver Tabla 5.12.

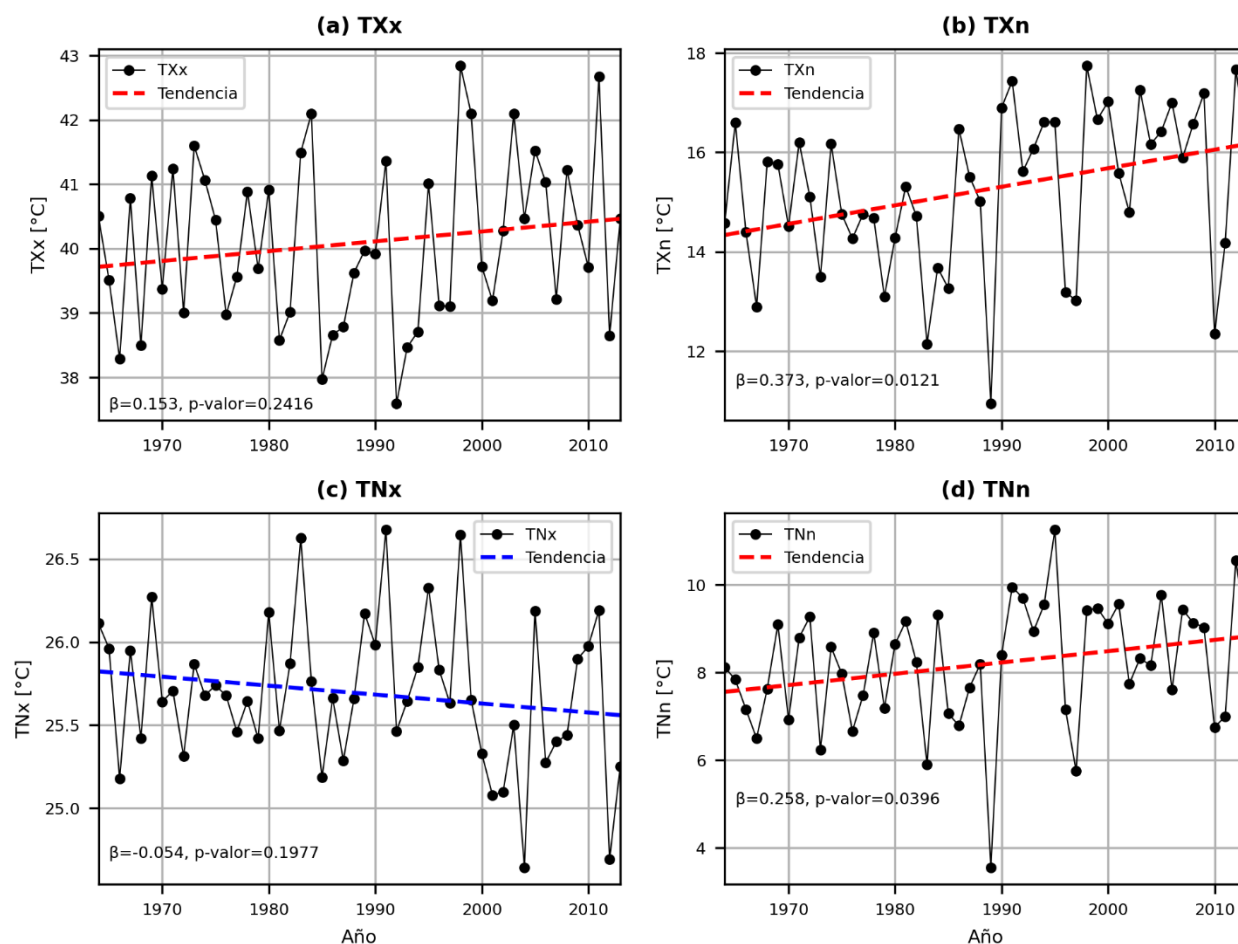


Figura 5.21 Tendencia regional anual de los índices absolutos de temperatura para el periodo 1964-2013 en Veracruz

VARIACIÓN DE LLUVIA Y TEMPERATURA EN VERACRUZ

Para el índice *Min Tmin* (TNn) en su escala anual, se muestra que el 61.29% de las tendencias son positivas (45.16% significativas), 9.68% negativas (6.45% significativas) y 29.03% sin tendencia con magnitudes que van desde -1.03 a 0.85 °C/década. Mientras que, la magnitud de la tendencia regional anual es de 0.2581 °C/década, siendo esta estadísticamente significativa con un p-valor de 0.04. Ver Figura 5.21(d).

Por otro lado, para la escala estacional del índice, en invierno el 58.06% de las tendencias son positivas (41.94% significativas), el 9.68% negativas (6.45% significativas) y el 32.26% sin tendencias; en primavera, el 35.48% son positivas (9.68% significativas), el 32.26% negativas (6.45% significativas) y el 32.26% sin tendencia; en verano, el 48.39% positivas (45.16% significativas), 16.13% negativas (9.68% significativas) y el 35.48% sin tendencia; y en otoño, el 48.39% son positivas (12.9% significativas), el 22.58% negativas (6.45% significativas) y el 29.03% sin tendencia. Ver Tabla 5.12.

Para el caso de los índices absolutos de precipitación, el índice denominado *cantidad máxima de precipitación en un día* (RX1day), en su escala anual exhibe que el 67.74% de las tendencias son positivas (6.45% significativas) y el 29.03% son negativas no significativas, con pendientes que van desde -9.25 hasta 12.18 mm/década (Figura 5.22(a)). Mientras que, la tendencia regional anual es positiva no significativa con una magnitud de 2.5 mm/década. Ver Figura 5.23(a).

Respecto a la escala estacional del índice, en invierno, RX1day muestra que el 29.03% de las tendencias son positivas no significativas, el 67.74% negativas no significativas y el 3.23% sin tendencia; en primavera, el 32.26% son positivas no significativas, el 64.52% negativas (6.45% significativas) y el 3.23% sin tendencia; en verano, el 51.61% son positivas no significativas, el 45.16% negativas (6.45% significativas) y el 3.23% sin tendencia; mientras que en otoño el 67.74% son positivas (9.68% significativas) y el 32.26% negativas no significativas. En invierno la tendencia regional fue de -0.83 mm/década, de -1.44 mm/década en primavera, 0.96 mm/década en verano y de 2.75 mm/década en otoño, sin embargo, ninguna es estadísticamente significativa. Ver Tabla 5.12.

VARIACIÓN DE LLUVIA Y TEMPERATURA EN VERACRUZ

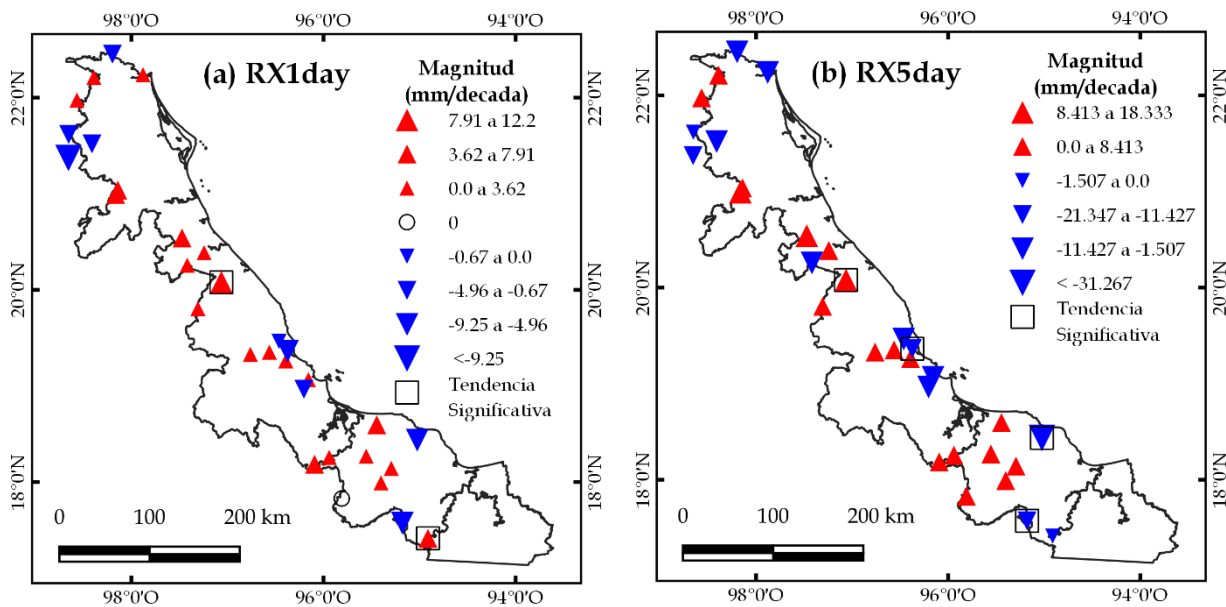


Figura 5.22 Distribución espacial de los índices absolutos anuales de precipitación para el periodo 1964-2013 en Veracruz

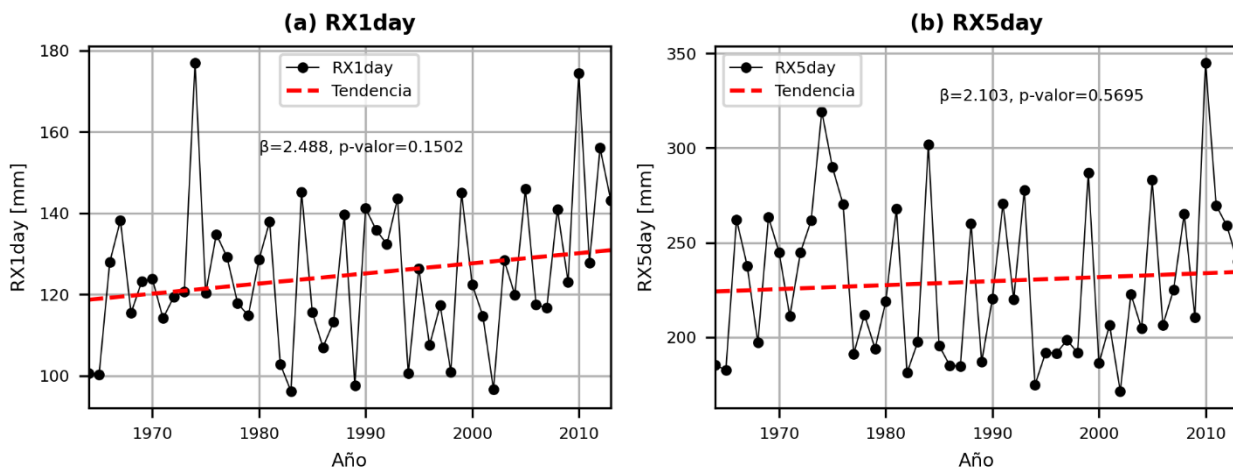


Figura 5.23 Tendencia regional anual de los índices absolutos de precipitación para el periodo 1964-2013 en Veracruz

Para la escala anual del índice denominado *cantidad máxima de precipitación en 5 días* (RX5day), el índice muestra que el 58.06% de sus tendencias son positivas (3.23% significativas) y el 41.94% son negativas (9.68% significativas) con magnitudes que van desde -31.27 a 18.33 mm/década (Figura 5.22(b)). Mientras que, la tendencia regional anual muestra una magnitud positiva no significativa de 2.1 mm/década. Ver Figura 5.23(b).

Por otra parte, respecto a la escala estacional del índice, RX5day muestra que en invierno el 29.03% de las tendencias son positivas no significativas, el 67.74% negativas (3.23% significativas) y el 3.23% sin tendencia; en primavera el 35.48% son positivas no significativas y el 64.52% son negativas (9.68% significativas); en verano el 45.16% son negativas positivas no significativas y el 54.84% negativas (3.23% significativas); mientras que en el otoño, el 70.97% son positivas (9.68% significativas) y el 29.03% negativas no significativas. Ver Tabla 5.12.

5.6.1 Comparación entre periodos para índices absolutos

En la Tabla 5.13 se muestran los porcentajes de estaciones con tendencia anual positiva, negativa y sin tendencia de los índices de umbrales absolutos del ETCCDI estimados para 13 estaciones climatológicas con dos periodos de análisis en el estado de Veracruz, así como la magnitud de la tendencia anual regional y su correspondiente significancia estadística.

El índice TXx en su escala anual para el periodo de 1964-2013 (1958-2017) muestra que el 16.67% (16.67%) de las tendencias son positivas significativas, el 25% (33.33%) son negativas, de las cuales el 16.67% (16.67%) son significativas, y el 58.33% (50%) se muestran sin tendencia, esto con magnitudes que van desde -0.94 a 0.45 (-0.66 a 0.51) °C/década. Por otra parte, el indicador muestra una magnitud regional no significativa de -0.05 (-0.0056) °C/década (ver Figura 5.24(a)). Al aumentar el periodo de análisis TXx no muestra cambios significativos en los porcentajes de las tendencias, sin embargo, se atenúa la magnitud regional del índice.

El indicador TXn exhibe que en el periodo de 1954-2013 (1958-2017) el 58.33% (58.33%) de las tendencias anuales son positivas, de las cuales, el 25% (41.67%) son estadísticamente significativas, el 16.67% (8.33%) son negativas, donde el 16.67% (8.33%) son significativas y el restante 25% (33.33%) se muestran sin tendencia, con magnitudes que oscilan entre -1.43 a 0.97 (-1 a 0.77) °C/década (Figura 5.25(b)). La magnitud regional es de 0.1112 (0.1403) °C/década, sin

VARIACIÓN DE LLUVIA Y TEMPERATURA EN VERACRUZ

embargo, esta no es significativa. Al aumentar el periodo temporal de cálculo, TXn aumenta considerablemente el porcentaje de estaciones con tendencias positivas significativas, sin embargo, la magnitud regional se mantiene.

Para la escala anual, el índice TNx muestra que el 25% de las tendencias son positivas significativas, el 33.33% negativas significativas y el 41.67% restante se muestra sin tendencia, esto tanto para el periodo de 1964-2013 como para el de 1958-2017. Las magnitudes regionales también se mantuvieron, sin embargo, para el periodo 1958-2017 resultó ser estadísticamente significativo. Ver Figura 5.24(c).

Tabla 5.13 Tendencias regionales y porcentaje de estaciones con tendencia positiva y negativa para 13 estaciones en los periodos 1964-2013 y 1958-2017 para índices absolutos en Veracruz

Índice	Tendencia Regional	P-valor Regional	Rango	Positiva [%]		Negativa [%]		Sin Tendencia [%]
				Total	Significativa	Total	Significativa	
1964 - 2013								
TXx	-0.0500	0.61567	-0.94 a 0.45	16.67	16.67	25	16.67	58.33
TXn	0.1112	0.34883	-1.43 a 0.97	58.33	25	16.67	16.67	25
TNx	-0.0887	0.10098	-1.19 a 0.41	25	25	33.33	33.33	41.67
TNn	0.1647	0.22195	-1.03 a 0.63	58.33	41.67	8.33	8.33	33.33
RX1day	1.3331	0.42196	-5.71 a 12.18	75	8.33	25	0	0
RX5day	0.7313	0.81482	-15.88 a 18.33	75	8.33	25	16.67	0
1958 - 2017								
TXx	-0.0056	0.94406	-0.66 a 0.51	16.67	16.67	33.33	16.67	50
TXn	0.1403	0.14067	-1 a 0.77	58.33	41.67	8.33	8.33	33.33
TNx	-0.0876	0.02556	-1.06 a 0.5	25	25	33.33	33.33	41.67
TNn	0.1794	0.06907	-0.9 a 0.77	66.67	58.33	8.33	8.33	25
RX1day	1.4326	0.23803	-5.88 a 10.46	66.67	8.33	33.33	0	0
RX5day	0.6565	0.78389	-14.75 a 15.2	58.33	8.33	41.67	8.33	0

El índice TNn, muestra que el 58.33% (66.67%) de las tendencias son positivas, donde el 41.67% (58.33%) son significativas, el 8.33% (8.33%) son negativas significativas y el 33.33% (25%) sin tendencia, con pendientes de entre -1.03 a 0.63 (-0.9 a 0.77) °C/década. Mientras que, la tendencia regional anual tiene una magnitud de 0.1647 (0.1794) °C/década, siendo esta no significativa. Para el caso de este índice, al aumentar el periodo de análisis aumento también la

VARIACIÓN DE LLUVIA Y TEMPERATURA EN VERACRUZ

cantidad de tendencias positivas significativas, además, aunque la magnitud de la pendiente regional tuvo una variación muy pequeña, su significancia estadística tuvo un aumento considerable. Ver Figura 5.24(d).

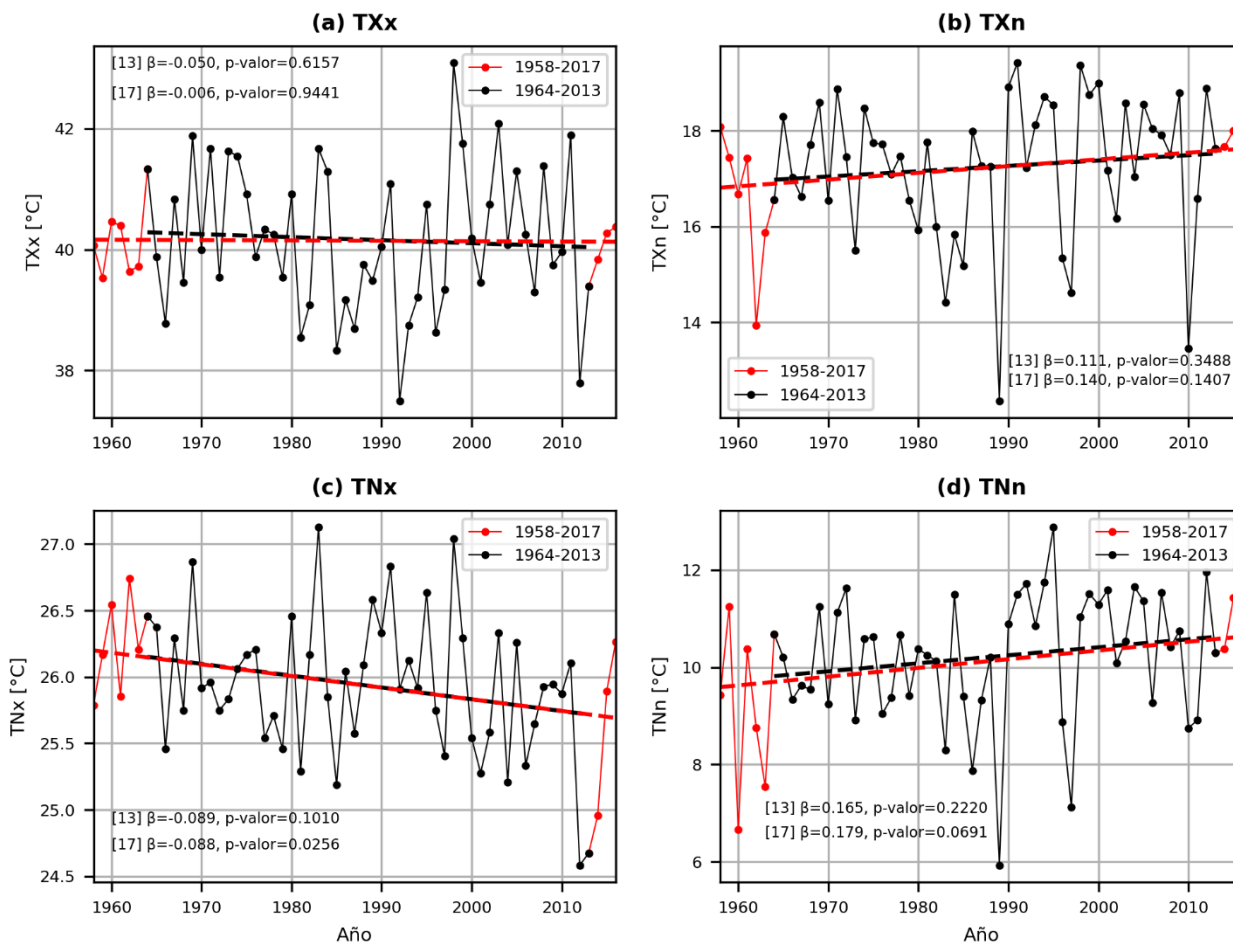


Figura 5.24 Comparación de la tendencia regional anual de los índices absolutos de temperatura para los periodos 1964-2013 y 1958-2017 en Veracruz

El índice RX1day para el periodo de 1964-2013 (1958-2017) muestra que el 75% (66.67%) de sus tendencias anuales son positivas, donde el 8.33% (8.33%) son significativas, mientras que el 25% (33.33%) son negativas no significativas, esto con magnitudes de entre -5.71 a 12.18 (-5.88 a 10.46) mm/década. Su tendencia regional anual tiene una pendiente positiva no significativa de 1.33 (1.43) mm/década. Este índice presenta pocas variaciones en sus tendencias al aumentar el periodo de registro, tanto en las tendencias individuales como en el promedio regional. Ver Figura 5.25(a).

VARIACIÓN DE LLUVIA Y TEMPERATURA EN VERACRUZ

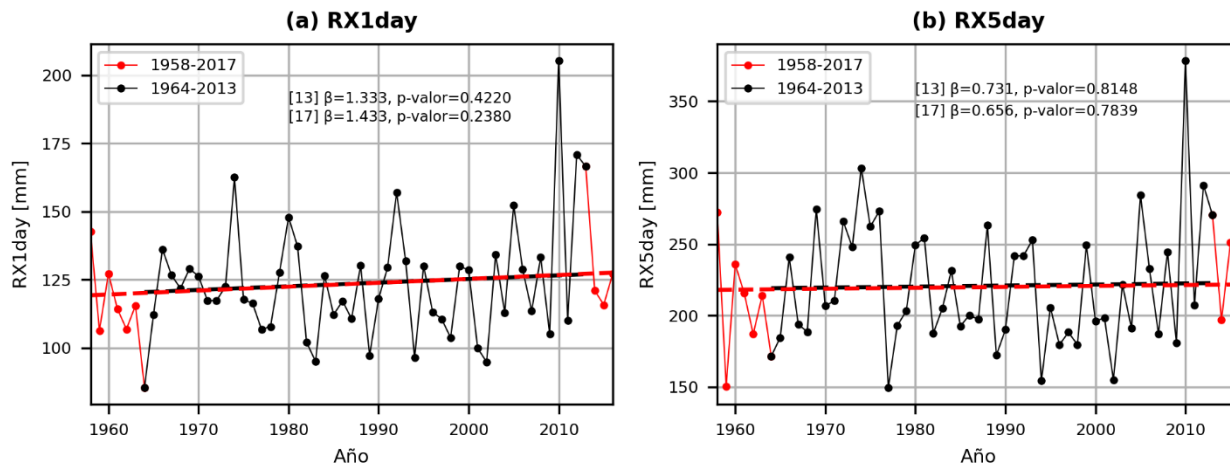


Figura 5.25 Comparación de la tendencia regional anual de los índices absolutos de precipitación para los periodos 1964-2013 y 1958-2017 en Veracruz

Finalmente, el índice RX5day muestra que el 75% (58.33%) de sus series tienen tendencia positiva, donde el 8.33% (8.33%) son significativas, y el 25% (41.67%) negativas, donde el 16.67% (8.33%) son significativas, esto con magnitudes de entre -15.88 a 18.33 (-14.75 a 15.2) mm/década. Por otro lado, la tendencia regional anual tiene una magnitud de 0.7316 (0.6565) mm/década. Se observa que, al aumentar el periodo de análisis, disminuye el porcentaje de tendencias positivas y aumentan las negativas, sin embargo, su significancia se mantiene, así como su magnitud regional. Ver Figura 5.25(b).

5.7 Tendencias en Índices de Duración

En la Tabla 5.14 se muestra el porcentaje de estaciones con tendencia positiva, negativa y sin tendencia, así como las magnitudes regionales anuales de los índices de duración del ETCCDI para el periodo de 1964-2013 en Veracruz. Recordando que, por definición, estos índices son sólo representativos a escala anual.

Primeramente, el indicador denominado *duración de la estación de cultivo* (GSL) resultó sin tendencia para el 100% de las series de análisis, indicando que este no es aplicable para el estado de Veracruz. Ver Figura 5.26(a).

El *indicador de la duración de periodos cálidos* (WSDI), exhibe que el 19.35% de las tendencias son positivas significativas y el 80.65% restante no tiene tendencia (Figura 5.26(b)). Las magnitudes de las pendientes van desde 0 hasta 3.13 días/década, mientras que la tendencia anual regional es de 1.5323 días/década, siendo esta estadísticamente significativa con un p-valor de 0.0001. Ver Figura 5.27(a).

El *indicador de duración de periodos fríos* (CSDI), muestra que el 6.45% de las tendencias son positivas y estadísticamente significativas, el 3.23% negativas significativas y el 90.32% sin tendencia, esto con magnitudes que van desde -0.42 a 10 días/década (Figura 5.26(c)). Mientras que, la tendencia anual es de 1.4378 días/década y es significativa (p-valor = 0.0095). Ver Figura 5.27(b).

Tabla 5.14 Tendencias regionales por década y porcentaje de estaciones con tendencia positiva y negativa para los índices de duración a escala anual para el periodo 1964-2013 en Veracruz

Índice	Tendencia Regional	P-valor Regional	Rango	Positiva [%]		Negativa [%]		Sin Tendencia
				Total	Significativa	Total	Significativa	[%]
Anual								
GSL	0		0	0	0	0	0	100
WSDI	1.5323	0.00010	0 a 3.13	19.35	19.35	0	0	80.65
CSDI	1.4378	0.00947	-0.42 a 10	6.45	6.45	3.23	3.23	90.32
CDD	0.4032	0.41285	-3.5 a 4.87	67.74	3.23	19.35	0	12.9
CWD	-0.0922	0.48733	-1.5 a 0.61	9.68	3.23	22.58	9.68	67.74

VARIACIÓN DE LLUVIA Y TEMPERATURA EN VERACRUZ

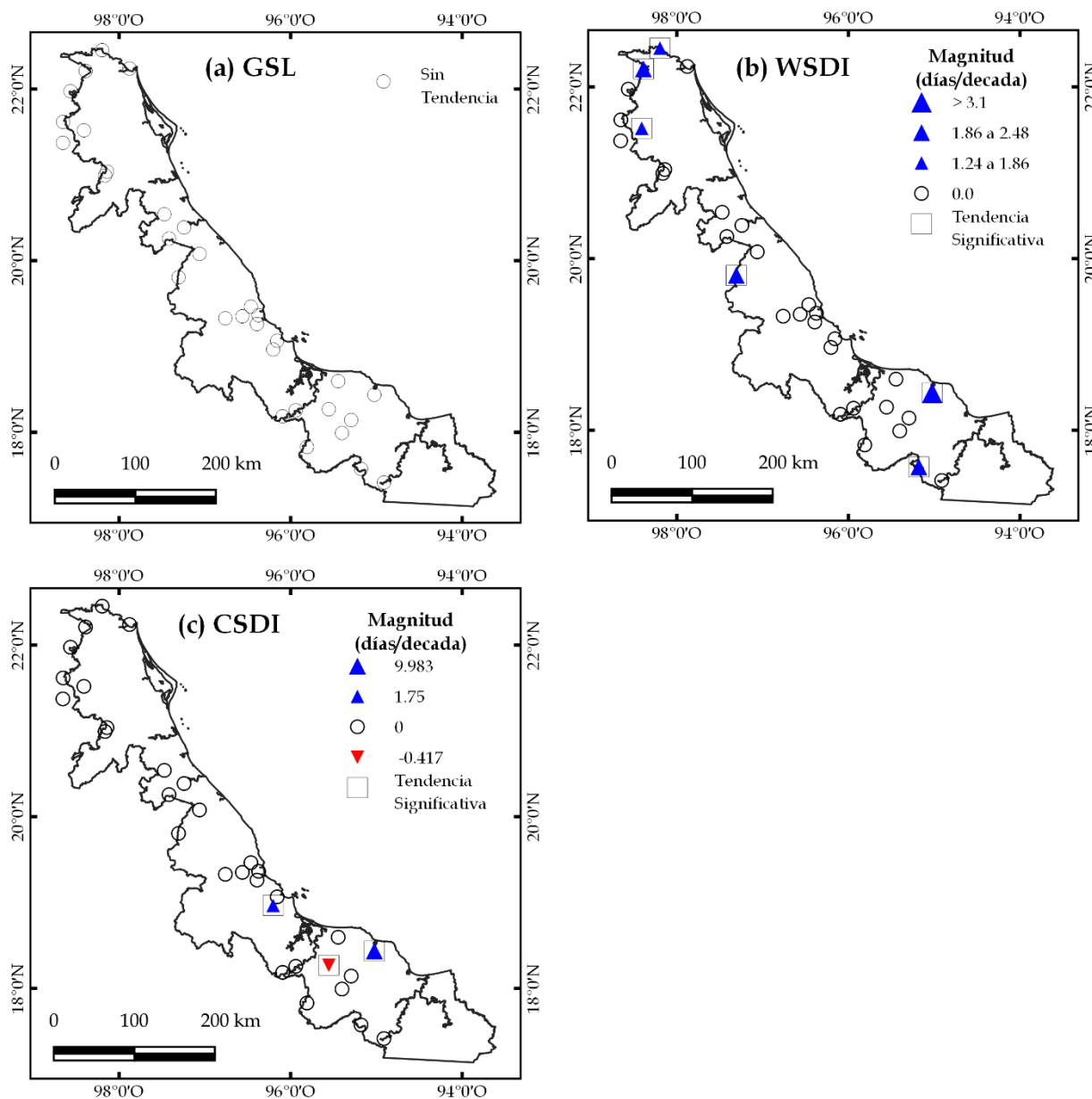


Figura 5.26 Distribución espacial de los índices de duración anuales de temperatura para el periodo 1964-2013 en Veracruz

Para el caso de los índices de precipitación, el índice denominado *días secos consecutivos* (CDD) muestra que el 67.74% de las tendencias son positivas, donde sólo el 3.23% son significativas, el 19.35% negativas no significativas y el 12.9% sin tendencias (Figura 5.28(a)). Las pendientes van de -3.5 a 4.87 días/década, mientras que, la tendencia anual regional es no significativa y tiene una pendiente de 0.4032 días/década. Ver Figura 5.29(a).

VARIACIÓN DE LLUVIA Y TEMPERATURA EN VERACRUZ

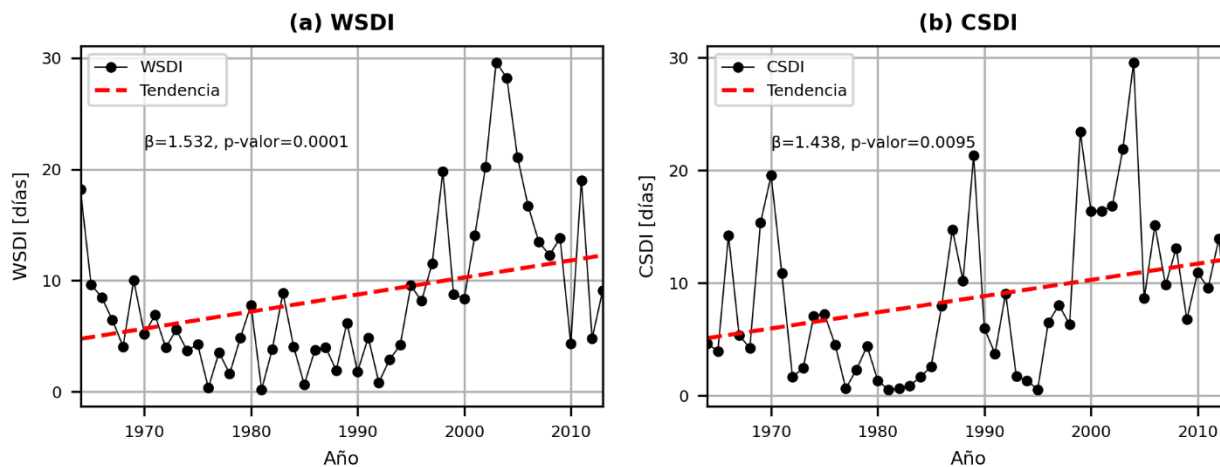


Figura 5.27 Tendencia regional anual de los índices de duración de temperatura para el periodo 1964-2013 en Veracruz.

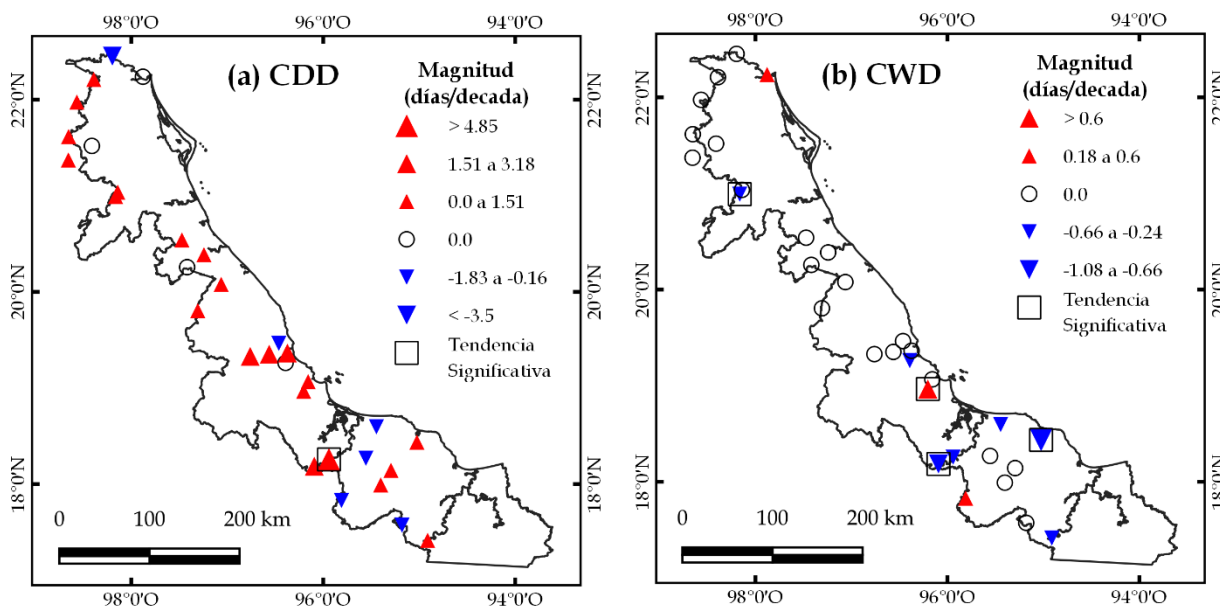


Figura 5.28 Distribución espacial de los índices de duración anuales de precipitación para el periodo 1964-2013 en Veracruz

VARIACIÓN DE LLUVIA Y TEMPERATURA EN VERACRUZ

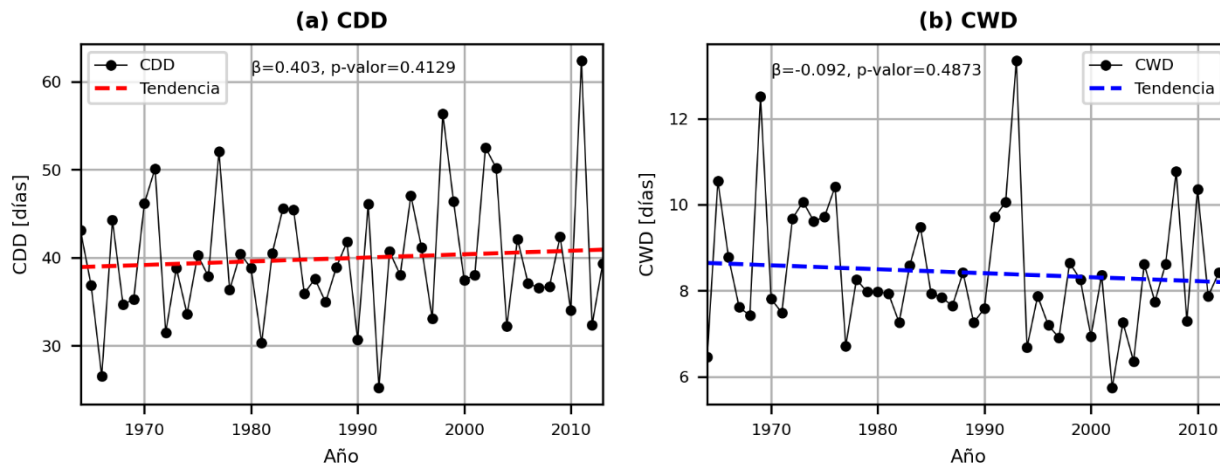


Figura 5.29 Tendencia regional anual de los índices de duración de precipitación para el periodo 1964-2013 en Veracruz.

Finalmente, el índice *días húmedos consecutivos* (CWD) muestra que el 9.68% de las tendencias son positivas, donde el 3.23% significativas, el 22.58% negativas, donde el 9.68% significativa y el 67.74% sin tendencia (Figura 5.28(b)). Mientras que, la tendencia regional tiene una magnitud no significativa de -0.0922. Ver Figura 5.29(b).

5.7.1 Comparación entre periodos para índices de duración

En la Tabla 5.15 se muestra el porcentaje de tendencias anuales positivas, negativas y sin tendencias para los índices de duración estimados en dos periodos de análisis a partir de 13 estaciones climatológicas en común en el estado de Veracruz.

El índice GSL se muestra sin tendencia en todas las series de ambos periodos de análisis.

Para el índice WSDI, en ambos periodos muestra que el 8.33% de las series son positivas significativas y el 91.67% sin tendencia, sin embargo, en el periodo menor la magnitud alcanzada es de 2.22 días/década, mientras que, en el segundo es de 2.43 días/década. Además, la magnitud regional cambio de 1.7803 a 1.1342 días/década, ambas significativas (Figura 5.30(a)).

VARIACIÓN DE LLUVIA Y TEMPERATURA EN VERACRUZ

Tabla 5.15 Tendencias regionales y porcentaje de estaciones con tendencia positiva y negativa para 13 estaciones en los periodos 1964-2013 y 1958-2017 para índices de duración en Veracruz

Índice	Tendencia Regional	P-valor Regional	Rango	Positiva [%]		Negativa [%]		Sin Tendencia [%]
				Total	Significativa	Total	Significativa	
1964-2013								
GSL	0	1	0	0	0	0	0	100
WSDI	1.7803	0.00023	0 a 2.22	8.33	8.33	0	0	91.67
CSDI	-0.1984	0.88350	0 a 0	0	0	0	0	100
CDD	1.1806	0.12708	-1.33 a 4.87	66.67	8.33	25	0	8.33
CWD	-0.2604	0.07590	-0.8 a 0	0	0	33.33	8.33	66.67
1958-2017								
GSL	0	1	0	0	0	0	0	100
WSDI	1.1342	0.00074	0 a 2.43	8.33	8.33	0	0	91.67
CSDI	-0.4556	0.77355	0 a 0	0	0	0	0	100
CDD	0.2667	0.71141	-2.31 a 3.68	58.33	25	41.67	8.33	0
CWD	-0.2193	0.02347	-0.5 a 0.19	8.33	0	41.67	25	50

Para el índice CSDI, ambos periodos en su totalidad se muestran sin tendencia, sin embargo, al promediar el índice a escala regional estas muestran una magnitud de -0.1984 para el primer periodo y -0.4556 días/década para el segundo periodo, que es mayor. Ver Figura 5.30(b).

En el caso de los índices de precipitación, para el índice CDD en el periodo de 1964-2013 (1958-2017) el 66.67% (58.33%) de las tendencias son positivas, donde el 8.33% (25%) son significativas, el 25% (41.67%) negativas, donde el 0% (8.33%) son significativas y el 8.33% (0%) sin tendencia. Sus magnitudes varían de -1.33 a 4.87 (-2.31 a 3.68) días/década. Mientras que, la magnitud de la tendencia regional es de 1.1806 (0.2667) días/década, misma que no es significativa. Ver Figura 5.31(a).

Finalmente, para el índice CWD en el periodo de 1964-2013 (1958-2017) el 0% (8.33%) de las tendencias son positivas, el 33.33% (41.67%) negativas, donde el 8.33% (25%) son significativas, y el 66.67% (50%) sin tendencia. Para el primer periodo, la tendencia tiene una magnitud no significativa de -0.26 días/década, mientras que, para el periodo mayor es una tendencia significativa de -0.2193. Ver Figura 5.31(b).

VARIACIÓN DE LLUVIA Y TEMPERATURA EN VERACRUZ

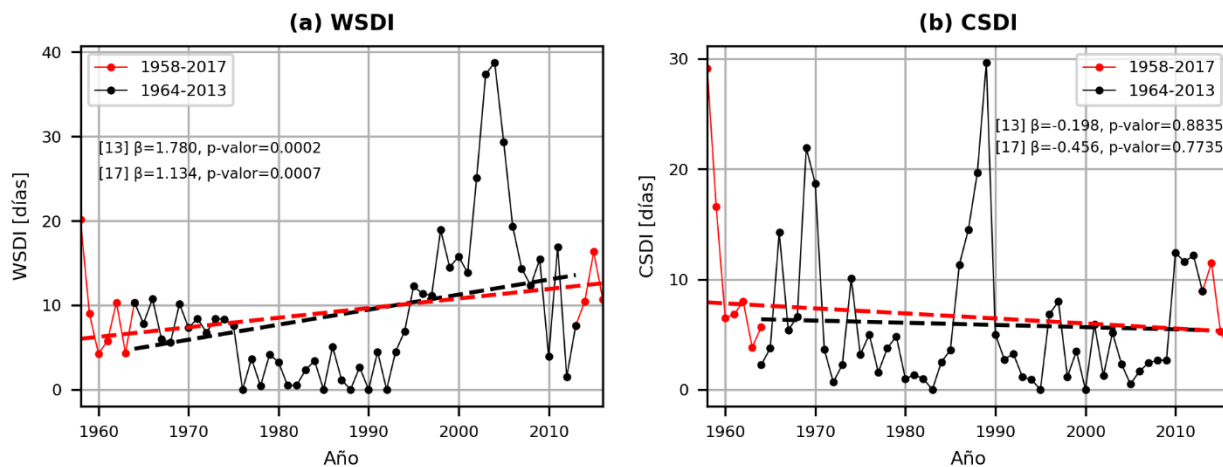


Figura 5.30 Comparación de la tendencia regional anual de los índices de duración de temperatura para los periodos 1964-2013 y 1958-2017 en Veracruz

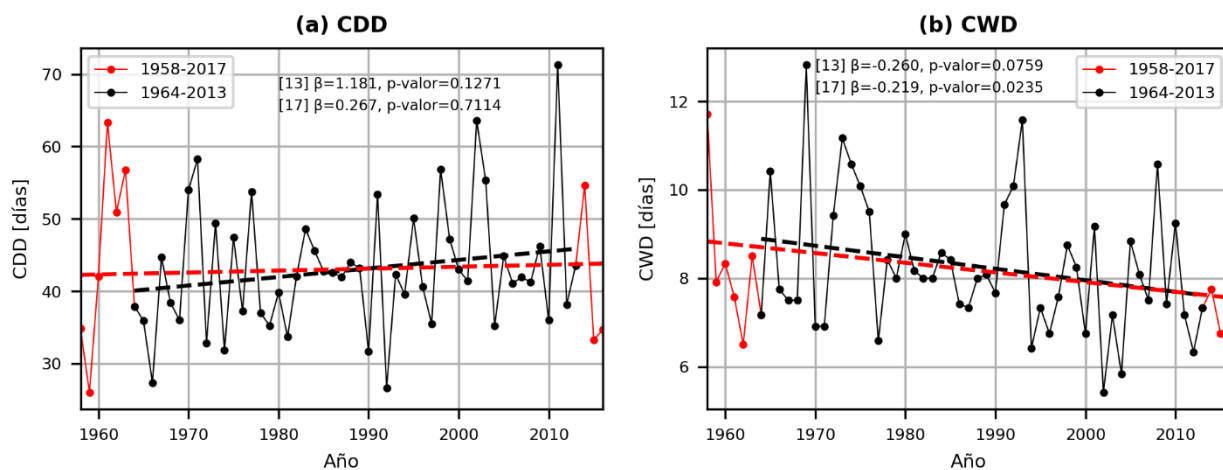


Figura 5.31 Comparación de la tendencia regional anual de los índices de duración de precipitación para los periodos 1964-2013 y 1958-2017 en Veracruz

5.8 Tendencias en Otros Índices

En la Tabla 5.16 se muestra el porcentaje de estaciones con tendencia positiva, negativa y sin tendencia para los otros índices a escala anual y estacional para el periodo de 1964-2013, así como la magnitud de las tendencias regionales y su significancia estadística para el estado de Veracruz.

Tabla 5.16 Tendencias regionales por década y porcentaje de estaciones con tendencia positiva y negativa para otros índices a escala anual y estacional para el periodo 1964-2013 en Veracruz

Índice	Tendencia Regional	P-valor Regional	Rango	Positiva [%]		Negativa [%]		Sin Tendencia
				Total	Significativa	Total	Significativa	[%]
Anual								
SDII	0.1774	0.31548	-1.58 a 1.22	70.97	16.13	25.81	9.68	3.23
PRCPTOT	1.4048	0.98665	-285.26 a 91.31	58.06	6.45	41.94	6.45	0
DTR	0.1062	0.00537	-0.32 a 1	67.74	48.39	32.26	12.9	0
Invierno								
SDII	-0.0255	0.90394	-0.71 a 1.32	45.16	3.23	51.61	6.45	3.23
PRCPTOT	-5.8738	0.26616	-41.82 a 15.07	29.03	3.23	70.97	9.68	0
DTR	0.1044	0.13143	-0.49 a 1.06	67.74	22.58	32.26	9.68	0
Primavera								
SDII	0.0550	0.84089	-1.57 a 1	48.39	0	48.39	3.23	3.23
PRCPTOT	-4.1436	0.44156	-26.36 a 4.89	38.71	0	61.29	6.45	0
DTR	0.1995	0.01599	-0.32 a 1.1	80.65	35.48	19.35	3.23	0
Verano								
SDII	-0.0950	0.68804	-2 a 1.53	51.61	6.45	45.16	9.68	3.23
PRCPTOT	-12.5657	0.42196	-147.55 a 38.2	38.71	0	61.29	9.68	0
DTR	0.1524	0.01833	-0.26 a 1.02	74.19	35.48	22.58	0	3.23
Otoño								
SDII	0.3185	0.22838	-1.32 a 1.71	74.19	12.9	22.58	0	3.23
PRCPTOT	14.6237	0.24157	-76.39 a 64.12	80.65	9.68	19.35	0	0
DTR	0.0604	0.19305	-0.39 a 0.99	58.06	38.71	38.71	16.13	3.23

En su escala anual, el indicador denominado *índice simple de intensidad diaria* (SDII) muestra que el 70.97% de sus tendencias son positivas (16.13% significativas), el 25.81% negativas (9.68% significativas) y el 3.23% sin tendencia, con magnitudes que van desde -1.58 a 1.22 mm/día/década (Figura 5.33(a)). Mientras que la tendencia regional no significativa tiene una magnitud de 0.1774 mm/día/década. Ver Figura 5.32(a).

VARIACIÓN DE LLUVIA Y TEMPERATURA EN VERACRUZ

En su escala estacional, en invierno SDII exhibe que el 45.16% de las tendencias son positivas (3.23% significativas), el 51.61% negativas (6.45% significativas) y el 3.23% sin tendencia; en primavera, el 48.39% positivas no significativas, el 48.39% negativas (3.23% significativas) y el 3.23% significativas; en verano, el 51.61% positivas (6.45% significativas), 45.16% negativas (9.68% significativas) y el 3.23% sin tendencia; y para el otoño, el 74.19% positivas (12.9% significativas), 22.58% negativas no significativas y el 3.23% sin tendencia. Sus magnitudes regionales se muestran en la Tabla 5.16, dónde ninguna es significativa.

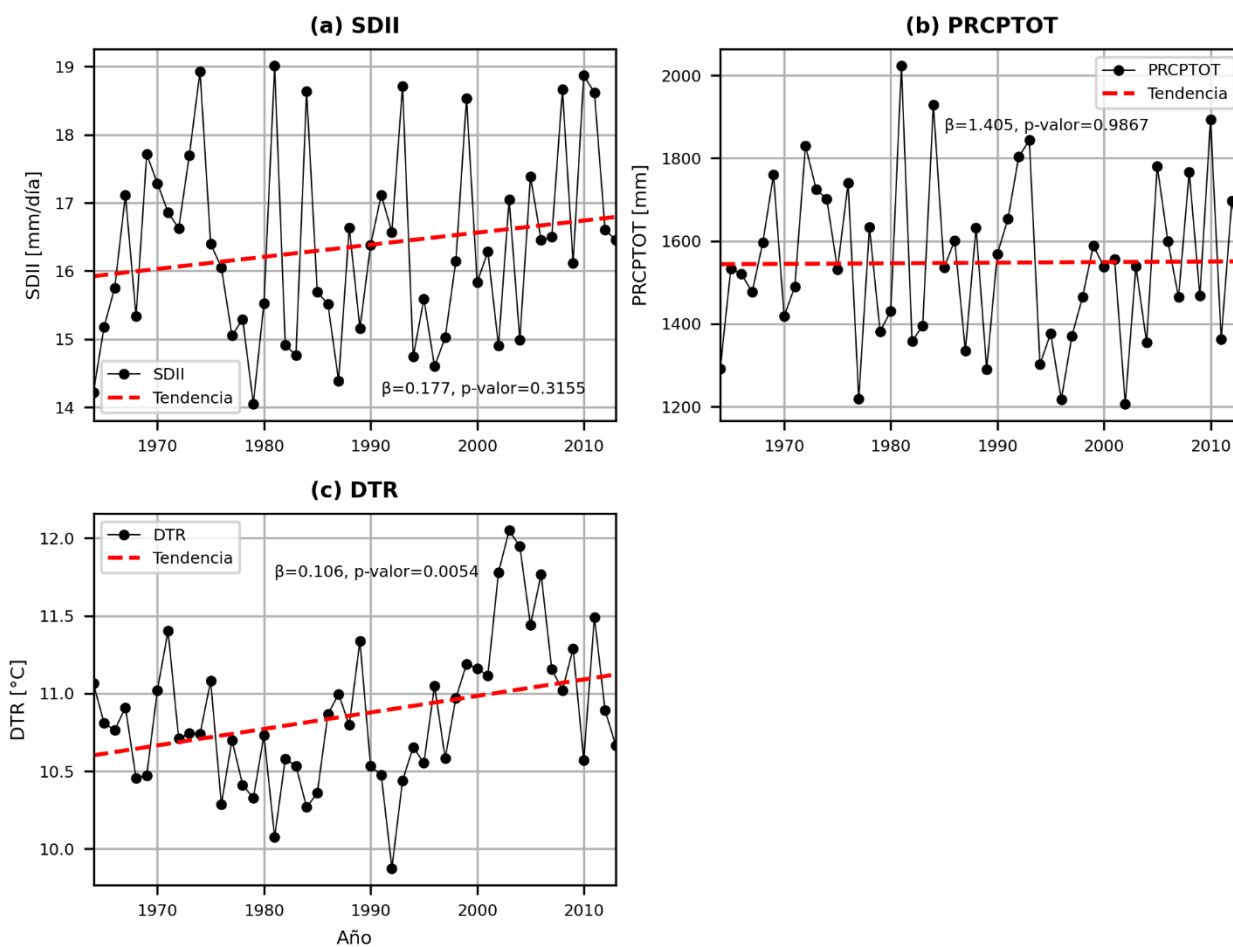


Figura 5.32 Tendencia regional anual de otros índices para el periodo 1964-2013 en Veracruz

VARIACIÓN DE LLUVIA Y TEMPERATURA EN VERACRUZ

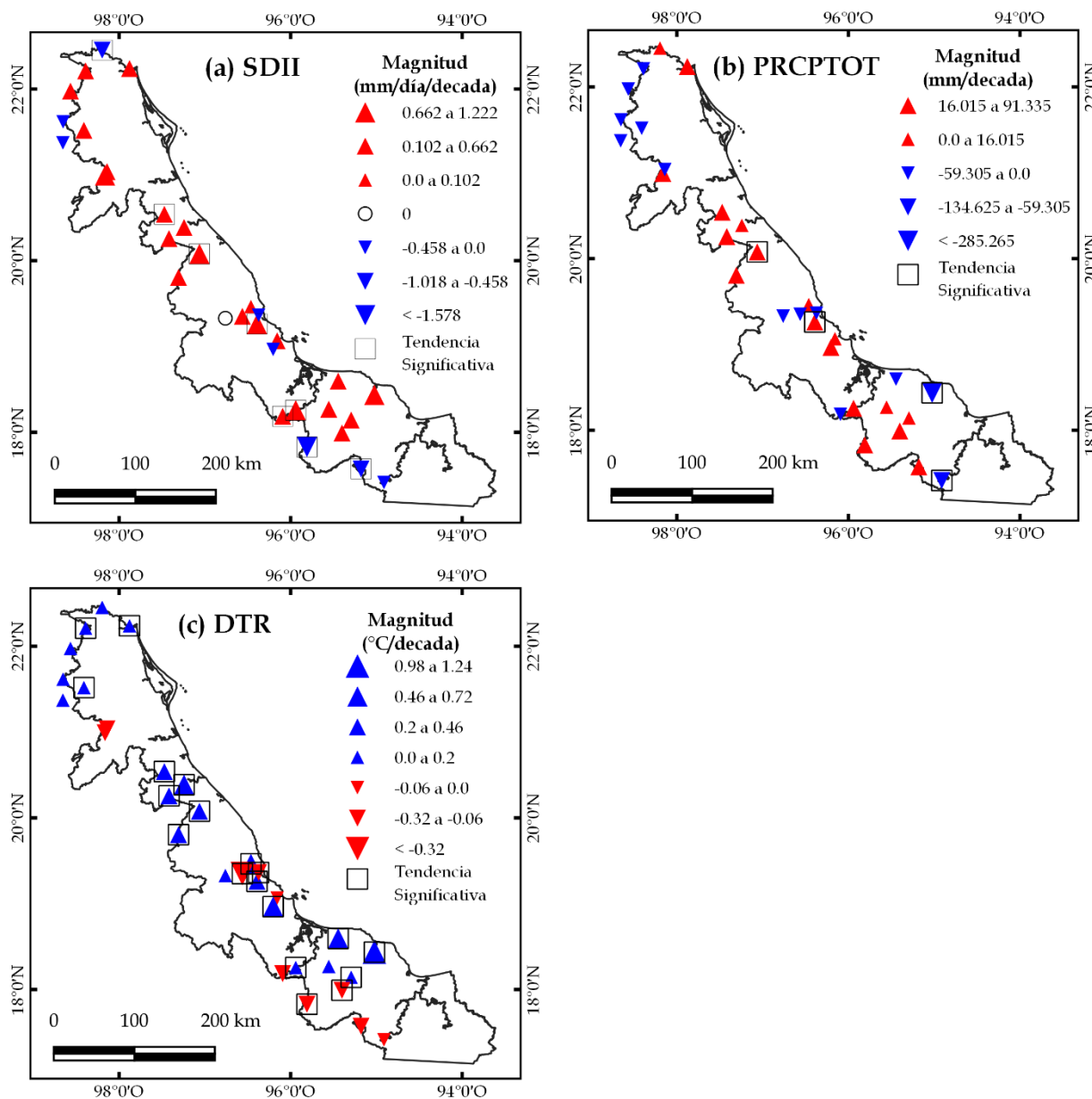


Figura 5.33 Distribución espacial de otros índices a escala anual para el periodo 1964-2013 en Veracruz

El índice denominado *precipitación total anual en los días húmedos* (PRCPTOT), muestra que el 58.06% de las tendencias anuales son positivas (6.45% significativas) y el 41.94% son negativas (6.45% significativas) con magnitudes de entre -285.26 a 91.31 mm/década (Figura 5.33(b)). Mientras que, la tendencia anual regional tiene una pendiente no significativa de 1.4048 mm/década. Ver Figura 5.32(b).

VARIACIÓN DE LLUVIA Y TEMPERATURA EN VERACRUZ

Para la escala estacional, en invierno PRCPTOT muestra que el 29.03% de las tendencias son positivas (3.23% significativas) y el 70.97% son negativas (9.68% significativas); en primavera el 38.71% son positivas no significativas y el 61.29% son negativas (6.45% significativas); en verano, el 38.71% son positivas no significativas y el 61.29% son negativas (9.68% significativas); y en otoño, el 80.65% son positivas (9.68% significativas) y el 19.35% negativas no significativas. En la Tabla 5.16 se muestran sus magnitudes regionales no significativas.

Finalmente, el índice denominado, *rango diurno de temperatura* (DTR) en su escala anual exhibe que el 67.74% de sus tendencias son positivas (48.39% significativas) y el 32.26% negativas (12.9% significativas) donde sus magnitudes oscilan entre -0.32 a 1 °C/década (Figura 5.33(c)). Mientras que, la tendencia anual tiene una magnitud 0.1062 °C/década, misma que es estadísticamente significativa (p-valor = 0.0054). Ver Figura 5.32(c).

Respecto a la escala estacional de DTR, en invierno el 67.74% de las tendencias son positivas (22.58% significativas) y el 32.26% negativas (9.68% significativas); en primavera, el 80.65% positivas (35.48% significativas) y el 19.35% negativas (3.23% significativas); en verano, el 74.19% positivas (35.48% significativas), el 22.58% negativas no significativas y el 3.23% sin tendencia; y en otoño, el 58.06% positivas (38.71% significativas), el 38.71% negativas (16.13% significativas) y el 3.23% sin tendencias. Por otra parte, sus magnitudes regionales fueron de 0.1044 °C/década para el invierno, 0.1995 °C/década para primavera, 0.1524 °C/década para verano y 0.0604 °C/década para otoño. En las temporadas de primavera y verano las pendientes son significativas.

5.8.1 Comparación entre periodos para otros índices

Para el índice SDII en el periodo de 1964-2013 (1958-2017) el 83.33% (75%) de las tendencias anuales son positivas, donde el 41.67% (33.33%) son significativas y el 16.67% (25%) negativas, donde el 8.33% (8.33%) son significativas, con rangos de valores -0.83 a 1.22 (-0.64 a 1) mm/día/década. Mientras que, la tendencia regional anual presenta una magnitud significativa de 0.4062 (0.3083) mm/día/década. Ver Figura 5.34(a).

El índice PRCPTOT, para el periodo de 1964-2013 (1958-2017) muestra que el 66.67% (66.67%) de las tendencias son positivas, donde el 16.67% (25%) son significativas y el 33.33% (33.33%) negativas no significativas, con pendientes que oscilan entre -39.33 a 91.31 (-19.82 a 90) mm/década. Mientras que, el promedio regional anual es una magnitud positiva no significativa de 21.45 (18.05) mm/década. Ver Figura 5.34(b)

Finalmente, para el índice DTR en el periodo de 1964-2013 (1958-2017) el 58.33% (50%) de las tendencias son positivas, donde el 58.33% (50%) son significativas y el 41.67% (50%) son negativas, donde el 25% (25%) son significativas, con pendientes que oscilan entre -0.32 a 0.6 (-0.38 a 0.79) °C/década. Mientras que, el promedio regional anual tiene una tendencia positiva estadísticamente significativa de 0.088 (0.1126) °C/década. Ver Figura 5.34(c).

Tabla 5.17 Tendencias regionales y porcentaje de estaciones con tendencia positiva y negativa para 13 estaciones en los periodos 1964-2013 y 1958-2017 para otros índices en Veracruz

Índice	Tendencia Regional	P-valor Regional	Rango	Positiva [%]		Negativa [%]		Sin Tendencia
				Total	Significativa	Total	Significativa	[%]
1964-2013								
SDII	0.4062	0.02339	-0.83 a 1.22	83.33	41.67	16.67	8.33	0
PRCPTOT	21.4479	0.35750	-39.33 a 91.31	66.67	16.67	33.33	0	0
DTR	0.0880	0.03939	-0.32 a 0.6	58.33	58.33	41.67	25	0
1958-2017								
SDII	0.3083	0.01828	-0.64 a 1	75	33.33	25	8.33	0
PRCPTOT	18.0538	0.28109	-19.82 a 90	66.67	25	33.33	0	0
DTR	0.1126	0.00055	-0.38 a 0.79	50	50	50	25	0

VARIACIÓN DE LLUVIA Y TEMPERATURA EN VERACRUZ

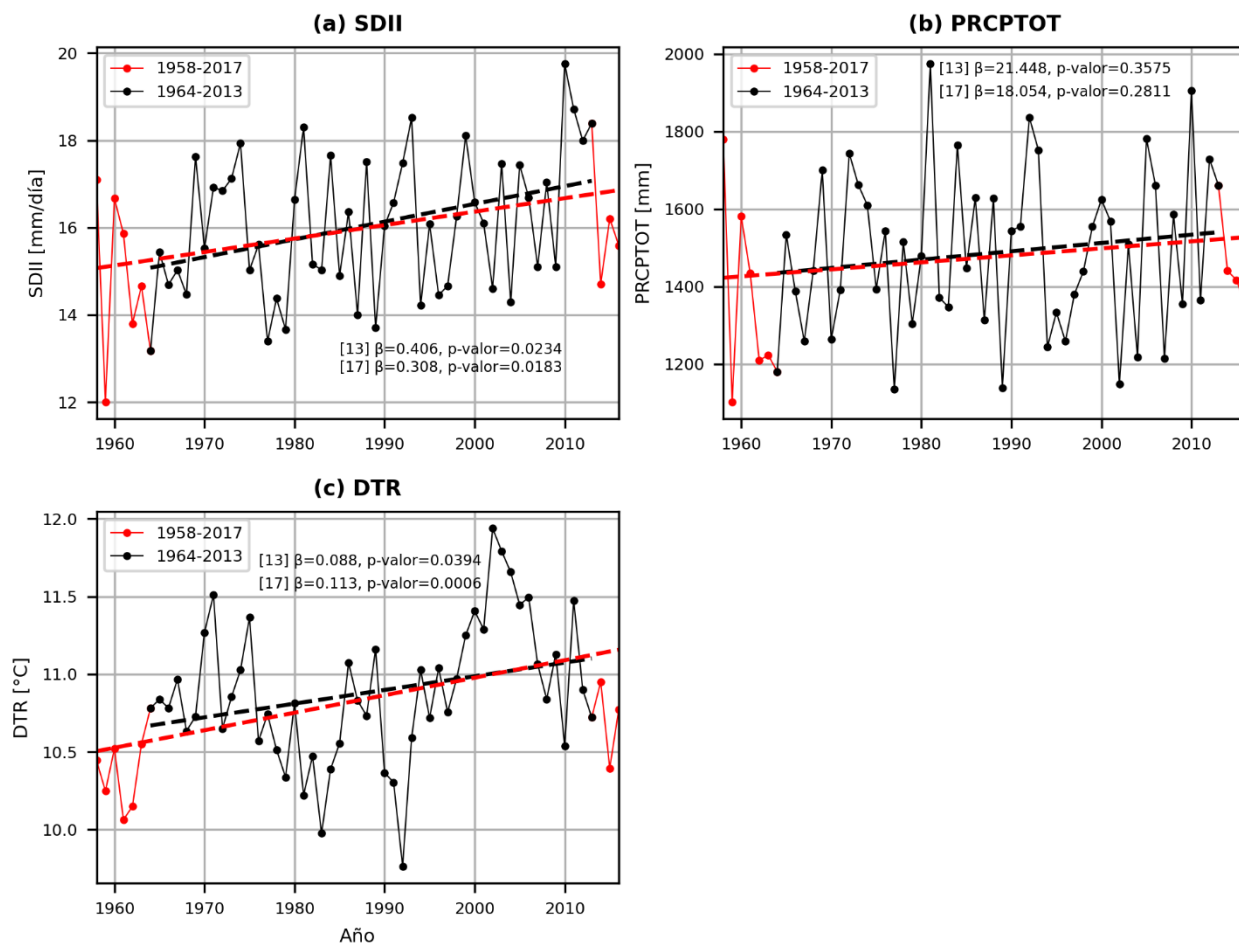


Figura 5.34 Comparación de la tendencia regional anual de otros índices para los periodos 1964-2013 y 1958-2017 en Veracruz

6. Conclusiones y Recomendaciones

Uno de los grandes efectos del cambio climático son los cambios en de la frecuencia, intensidad y duración de los eventos climatológicos extremos. Entre ellos se encuentran los huracanes más fuertes, inundaciones costeras, sequías y olas de calor, los frentes fríos y las heladas más recurrentes, entre otros.

Para mejorar la capacidad de analizar las variaciones del clima es fundamental la evaluación de los elementos climáticos básicos como la temperatura y precipitación, esto se ha realizado a partir del análisis de las tendencias lineales de índices que caracterizan las colas de las distribuciones. Entre los índices más utilizados se encuentran los 27 índices desarrollados por el ETCCDI.

A partir de la descripción del estado de Veracruz, que incluye su localización, clima, hidrología y principales actividades económicas, se concluye que las personas y los sistemas del estado están en riesgo por el cambio climático. Esto a partir de alta vulnerabilidad, consecuencia de su localización y el aumento del peligro que trae el cambio climático global.

Las series de tiempo de temperatura y precipitación a escala diaria son un requerimiento indispensable para el análisis de las variaciones del clima. Estas deben tener una cobertura temporal de al menos 50 años para poder decir cualquier cosa acerca del cambio en el sistema climático. En el estado de Veracruz existe una gran cantidad de estaciones climatológicas, sin embargo, gran parte de ellas están suspendidas y aunque sus registros son valiosos, la mayoría no tiene cobertura temporal en las últimas décadas, por lo que no son útiles para análisis de variaciones climáticas. Respecto a las estaciones operando, sus periodos de registro son indistintos por lo que se complica analizar un periodo temporal específico. Se encontró que los periodos de 1964-2013 y 1958-2014 maximizan el número de estaciones para 50 y 60 años respectivamente. Además, varias estaciones son relativamente nuevas, por lo que se recomienda concentrar esfuerzos en las estaciones ya existentes y seguir realizando las observaciones en estas, pues los datos faltantes son otra gran restricción para utilizar las series.

Realizar un control de calidad a las series de tiempo diarias de es de vital importancia. Aunque no se detectaron errores lógicos como precipitaciones menores a cero y que para un día la temperatura máxima sea menor que la mínima, la mayoría de las series contienen valores atípicos.

VARIACIÓN DE LLUVIA Y TEMPERATURA EN VERACRUZ

Estos corresponden a errores en el registro o eventos extremos que ocurrieron realmente. En el primer caso es muy probable que se cometa el error al omitir un dígito o agregarlo de más a la hora de digitalizar, mientras que, en el segundo caso, en su mayoría los eventos atípicos se deben a la presencia de algún fenómeno climatológico extremo, por lo que son reales. Es posible identificar ambos casos, por ejemplo, se recomienda comparar los valores del día calendario con las estaciones vecinas, además de apoyarse en las bases de datos de eventos extremos, como por ejemplo la trayectoria histórica de los huracanes, entre otros.

La creación de regiones homogéneas de precipitación es un proceso complejo pues los resultados no se muestran consistentes a través de los distintos métodos, sin embargo, es posible desempatar entre los resultados de los métodos, buscando patrones entre los grupos de estaciones y así definir de forma correcta las regiones homogéneas. Una vez creadas las regiones homogéneas, se recomienda complementar las series que tengan menos del 10% de datos faltantes a partir de estaciones que pertenezcan a la misma región, esto mediante técnicas geoestadísticas robustas, pues esto reduce la incertidumbre, ya que un valor extremo faltante puede alterar los índices estimados y en consecuencia su tendencia.

Respecto a las pruebas de homogeneidad se encontró, que la mayoría de las series de temperatura mínima y máxima tienden a ser no homogéneas, esto les agrega incertidumbre a los resultados de las tendencias en extremos de temperatura. Se recomienda que futuras investigaciones se centren en procesos de homogeneización para que sus resultados permitan reducir dicha incertidumbre.

Una vez sometidas las series a las pruebas mencionadas anteriormente se estimaron los 27 índices de extremos del ETCCDI a escala anual y para cada temporada (exceptuando los índices de duración) en 31 series diarias de temperatura y precipitación para el periodo de 1964-2013 y para 13 series en el periodo de 1958-2017. Luego para cada serie independiente se estimó el signo de la tendencia lineal y su significancia estadística con la prueba no paramétrica de Mann-Kendall, y su magnitud mediante Theil-Sen's, además de aplicar la técnica de pre-blanqueo libre-de-tendencia. Así mismo se estimó el promedio regional de cada índice como la media aritmética, para luego también estimar su tendencia y su magnitud.

Respecto a los índices calculados con umbrales de percentil para el periodo de 1964-2013 se puede concluir que, a lo largo de todo Veracruz existe un aumento significativo en los días cálidos

VARIACIÓN DE LLUVIA Y TEMPERATURA EN VERACRUZ

y una disminución en los días fríos, ambos casos tanto en la escala anual como en las cuatro temporadas. Las noches cálidas han aumentado en poco más de la mitad del estado y disminuido las noches frías, tanto para la escala anual como las temporadas, exceptuando la primavera, donde prevalece la disminución de las noches cálidas y el aumento de las frías. Por otro lado, los días muy húmedos están aumentando de forma no significativa en más de la mitad del estado, principalmente en la temporada de otoño. Mientras que, los días extremadamente húmedos se mantienen prácticamente sin tendencia.

A partir de los índices con umbrales fijos en Veracruz se concluye que: los índices de días de heladas y días de hielo se muestran sin tendencia para todas las escalas, esto se debe a que estos índices no son representativos para el estado de Veracruz; los días de verano están aumentando de forma significativa principalmente a escala anual y en las temporadas de invierno y primavera; y las noches tropicales están aumentando anualmente, gran parte de forma significativa, resultado del aumento significativo en otoño. Por otro lado, el número de días con precipitación intensa muestra cambios desiguales no significativos anualmente, sin embargo, se observa una disminución en las temporadas de invierno y verano y un aumento de estos días en otoño; y el número de días con precipitación muy intensa, así como el número de días con precipitación sobre 25 mm, están aumentando en poco más de la mitad del estado en los otoños.

Con los índices absolutos en el periodo de 1964-2013 en Veracruz se concluye que los valores máximos de la temperatura máxima están aumentando de forma anual y para cada temporada, donde el aumento mayor significativo es en otoño; los valores mínimos de la temperatura máxima están aumentando en todas las escalas, y son significativos principalmente en invierno; no existe una tendencia generalizada en los valores máximos de la temperatura mínima; los valores mínimos de la temperatura mínima están aumentando en todas las escalas en gran parte de las estaciones, principalmente en invierno y verano donde el cambio es estadísticamente significativo. Por otro lado, a escala anual y en las temporadas de verano y otoño está aumentando la cantidad máxima de precipitación por día, mientras que, en invierno y primavera está disminuyendo; además, la cantidad máxima de precipitación en trenes de 5 días está aumentando en la escala anual y en otoño, mientras que disminuye en invierno, primavera y verano.

Respecto a los índices de duración se concluye que el índice de duración de la estación de cultivo no es representativo para el estado de Veracruz; el indicador de la duración de periodos

VARIACIÓN DE LLUVIA Y TEMPERATURA EN VERACRUZ

calientes tiene una tendencia significativa a incrementar en algunas zonas del estado, sin embargo, la mayor parte de esta se muestra sin tendencia; el indicador de la duración de periodos fríos se muestra prácticamente sin tendencia. Por otro lado, días secos consecutivos están aumentando de forma no significativa en poco más de la mitad de Veracruz, mientras que, los días húmedos consecutivos están disminuyendo en otras zonas del estado.

Para los índices restantes del ETCCDI, se concluye que el índice simple de intensidad diaria de los días con precipitación está aumentando de forma no significativa en gran parte del estado a escala anual como resultado de los cambios en otoño; la precipitación total en los días húmedos presenta inconsistencia en el signo de la tendencia a escala anual, sin embargo, para las temporadas de primavera, verano y otoño prevalece una tendencia no significativa a disminuir y en otoño a aumentar. Finalmente, el rango diurno de temperatura presenta una tendencia aumentar en el estado, en donde gran parte es significativo.

Independientemente del índice, se observa que, cuando la mayoría de las estaciones se muestran sin tendencia, la tendencia regional toma la magnitud de las pocas estaciones que resultan con una tendencia, así como su significancia estadística, debido al promedio aritmético que se utiliza para estimar el índice regional, por lo que se concluye que esta técnica no es totalmente válida en todos los casos, por lo que se recomienda buscar otros métodos para estimar cambios regionales en futuros estudios con índices.

Por otra parte, se comparó el signo, la magnitud y la significancia de las tendencias anuales para los índices estimados en los periodos de 1954-2013 y 1958-2017 en 13 estaciones climatológicas del estado de Veracruz. En general, al aumentar el periodo de análisis cambian los porcentajes de estaciones con tendencia positiva, negativa y sin tendencia y su significancia, además de los rangos de las magnitudes que toman. La mayoría de estos cambios se deben a variaciones en las tendencias de pocas estaciones puntuales.

Respecto a las tendencias regionales, en la escala anual, la mayoría de los índices mantiene tanto su magnitud como su significancia estadística. No obstante, también se presentaron cambios considerables e importantes al aumentar el periodo de registro, como es el caso de los índices TX90p, R95p, WSDI, SDII, PRCPTOT y CDD que disminuyeron la magnitud de su tendencia; mientras que, CSDI y DTR aumentaron su magnitud. Otros cambios más significativos fueron que

VARIACIÓN DE LLUVIA Y TEMPERATURA EN VERACRUZ

en TX10p y TNn su tendencia paso de ser no significativa a serlo y que TN90p cambio el signo de su tendencia regional.

En resumen, existen cambios considerables al aumentar el periodo de registro del análisis por lo que se recomienda utilizar el mayor posible, siempre tratando de incluir el máximo de estaciones posibles.

Bibliografía

- Alexander, L. V., Zhang, X., Peterson, T. C., et al. 2006. Global observed changes in daily climate extremes of temperature and precipitation. *Journal of Geophysical Research* 111: 1-22. D05109, doi:10.1029/2005JD006290
- Alexandersson, H. 1986. A homogeneity test applied to precipitation data. *Journal of Climatology* 6: 661–675.
- Arellano Lara, F. y Escalante Sandoval, C. A. 2014. Multivariate delineation of rainfall homogeneous regions for estimating quantiles of maximum daily rainfall: A case study of northwestern Mexico. *Atmósfera* 27: 47-60.
- Arriaga Ramírez, S. y Cavazos, T. 2010. Regional trends of daily precipitation indices in northwest Mexico and southwest United States. *Journal of geophysical research* 115: 1-10. doi:10.1029/2009JD013248.
- Buishand, T. A. 1982. Some methods for testing the homogeneity of rainfall records. *Journal of Hydrology* 58: 11–27.
- Cao, L., and Pan, S. 2014. Changes in precipitation extremes over the “Three-River Headwaters” región, hinterland of the Tibetan Plateau, during 1960-2012. *Quaternary International* 321: 105-115. <http://dx.doi.org/10.1016/j.quaint.2013.12.041>
- Centro Nacional de Prevención de Desastres (CENAPED). 2014. Tormentas severas.
- Chen, F., Chen, H., and Yang, Y. 2015. Anual and seasonal changes in means and extreme eventos of precipitation and their connection to elevation over Yunnan Province, China. *Quaternary International* 374: 46-61. <http://dx.doi.org/10.1016/j.quaint.2015.02.016>
- Comisión Nacional del Agua (CONAGUA). 2018. Atlas del agua en México 2018.
- Comision Nacional del Agua (CONAGUA). 2019. Regiones hidrológicas (nacional). Recuperado de: <http://sina.conagua.gob.mx/sina/>
- Comisión Nacional del Agua (CONAGUA). 2020. Información Estadística Climatológica. Recuperado de <https://smn.conagua.gob.mx/es/climatologia/informacion-climatologica/informacion-estadistica-climatologica>.

- Comisión Nacional para el Conocimiento y Uso de la Biodiversidad (CONABIO). 2020. Portal de geoinformación 2020. Sistema nacional de información sobre biodiversidad (SNIB). Recuperado de <http://www.conabio.gob.mx/informacion/gis>.
- Comisión Nacional para el Conocimiento y Uso de la Biodiversidad (CONABIO). 2008. División política estatal 1:250000. 2005, escala: 1:250000. Serie III. Instituto Nacional de Estadística, Geografía e Informática (2003-2004). Marco Geoestadístico Municipal, Instituto Nacional de Estadística, Geografía e Informática (2005). Escala 1:250000. México.
- Conde, C. 2007. *México y el cambio climático global*. Dirección General de Divulgación de la Ciencia, UNAM. México D. F.
- Croitoru, A.-E., Chitoroiu, B.-C., Todorova, V.-I., and Totica, V. 2013. Changes in precipitation extremes on the Black Sea Western Coast. *Global and Planetary Change 102*: 10-19. <http://dx.doi.org/10.1016/j.gloplacha.2013.01.004>
- Easterling, D. R., Kunkel, K. E., Wehner, M. F., and Sun, L. 2016. Detection and attribution of climate extremes in the observed record. *Weather and Climate Extremes 11*: 17-27. doi.org/10.1016/j.wace.2016.01.001
- Easterling, D. R., Meehl, G. A., Parmesan, C., Changnon, S. A., Karl, T. R., and Mearns, L. O. 2000. Climate extremes: observations, modeling, and impacts. *Science's Compass 289*: 2068-2074.
- Escalante Sandoval, C. A. 2019. Apuntes de la materia de Hidrología Urbana 2019. Universidad Nacional Autónoma de México.
- Escalante Sandoval, C. A. y Reyes Chávez, L. 2008. Técnicas estadísticas en la hidrología. 2ª. ed., primera reimpresión, México, UNAM, Facultad de Ingeniería, 2008, 298p.
- Figueroa Gallegos, J. A. 2016. Índices de cambio climático en la cuenca del río Sabinal, Chiapas, México. *Aqua-LAC 8*: 36-41.
- Figueroa Gallegos, J. A. 2017. Índices de cambio climático en la cuenca Grande, Chiapas, México. *Tecnología y Ciencias del Agua VIII*: 137-143. DOI: 10.24850/j-tyca-2017-06-10.

- Fonseca, D., Calvalho, M. J., Marta-Almeida, M., Melo-Goncalves, P., and Rocha, A. 2016. Recent trends of extreme temperature indices for the Iberian Peninsula. *Physics and Chemistry of the Earth, Parts A/B/C*. <http://dx.doi.org/10.1016/j.pce.2015.12.005>
- Frich, P., Alexander, L. V., Della-Marta, P., Gleason, B., Haylock, M., Klein, A. M. G., y Peterson, T. 2002. Observed coherent changes in climatic extremes during the second half of the twentieth century. *Climate research* 19: 193-212.
- García Cueto, O. R., Santillán Soto, N., López Velázquez, E., Reyes López, J., Cruz Sotelo, S., Ojeda Benítez, S. 2018. Trends of climate change indices in some Mexican cities from 1980 to 2010. *Theoretical and Applied Climatology* 137: 775-790. <https://doi.org/10.1007/s00704-018-2620-4>.
- Garduño, R. 2004. ¿Qué es el efecto invernadero? Compiladores: Martínez, J., Fernández Bremauntz, A. F. y Osnaya, P. *Cambio climático: una visión desde México*. 29-39. Secretaría de Medio Ambiente y Recursos Naturales. Instituto Nacional de Ecología.
- Guan, Y., Zhang, X., Zheng, F., and Wang, B. 2015. Trends and variability daily temperature extremes during 1960-2012 in the Yangtze River Basin, China. *Global and Planetary Change* 124: 79-94. <http://dx.doi.org/10.1016/j.gloplacha.2014.11.008>
- Haylock, M. R., Peterson, T. C., Alves, L. M., et al. 2006. Trends in total and extreme South American rainfall in 1960-2000 and link with sea surface temperature. *Journal of Climate* 19: 1490-1512.
- Huber, D. G., and Gulledege, Ph. D. 2011. Extreme weather & climate change: Understanding the link and managing the risk. *Center For Climate and Energy Solution*.
- Hyndman, R. J., and Fan, Y. 1996: Sample quantiles in statistical packages. *The American Statistician* 50: 361-367.
- Instituto Nacional de Geografía y Estadística (INEGI). 2017. Anuario estadístico y geográfico de Veracruz de Ignacio de la Llave 2017. Instituto Nacional de Estadístico y Geografía. México: INEGI, c2017.
- Instituto Nacional de Geografía y Estadística (INEGI). 2020. Cuéntame INEGI: Veracruz de Ignacio de la Llave - Clima. Recuperado de <http://www.cuentame.inegi.org.mx>.

- Instituto Nacional de Geografía y Estadística (INEGI). 2020b. Cuéntame INEGI: Veracruz de Ignacio de la Llave - Economía. Recuperado de <http://www.cuentame.inegi.org.mx>.
- Jiang, C., Mu, X., Wang, F., and Zhao, G. 2016. Analysis of extreme temperatura events in the Qinling Mountains and surrounding area during 1960-2012. *Quaternary International* 392: 155-167. <http://dx.doi.org/10.1016/j.quaint.2015.04.018>
- Kang, H. M., and Yusof, F. 2012. Homogeneity tests on daily rainfall series in Peninsular Malaysia. *Int. J. Contemp. Math. Sciences* 7 (1): 9-22.
- Karl, T. R., Nicholls, N., and Ghazi, A. 1999. CLIVAR/GCOS/WMO workshop on indices and indicators for climate extremes. *Climatic Change* 42: 3-7
- Kendall, M. G. 1975. Rank Correlation Methods. Griffin: London.
- Liu, W., Zhang, M., Wang, S., Wang, B., Li, F., and Che, Y. 2013. Changes in precipitation extremes over Shaanxi Province, northwestern China, during 1960-2011. *Quaternary International* 313-314: 118-129. <http://dx.doi.org/10.1016/j.quaint.2013.06.033>
- López Díaz, F., Conde, C., Sánchez, O. 2013. Analysis of indices of extreme temperature events at Apizaco, Tlaxcala, Mexico: 195-2003. *Atmósfera* 26: 349-3358.
- Luna, J. A. y Domínguez, R. 2013. Un método para el análisis de frecuencia regional de lluvias máximas diarias: aplicación den los Andes bolivianos. *Revista chilena de ingeniería* 21: 111-124.
- Magaña Rueda, V. O. 2004. El cambio climático global: comprender el problema. Compiladores: Martínez, J., Fernández Bremauntz, A. F. y Osnaya, P. *Cambio climático: una visión desde México*. 17-27. Secretaría de Medio Ambiente y Recursos Naturales. Instituto Nacional de Ecología.
- Magaña Rueda, V., Méndez, A., Caetano, E., Méndez Pérez, J. M., Pérez, E. 2006. Escenarios de cambio climático y tendencias en la zona del Golfo de México. Editor: Buenfil Friedman, J. Adaptación a los impactos del cambio climático en los humedales costeros del Golfo de México. Secretaría del Media Ambiente y Recursos Naturales. Instituto Nacional de Ecología.

- Mann, H. B. 1945. Nonparametric tests against trend. *Econometrica* 13: 245–259.
- Meehl, G.A., Karl, T., Easterling, D. R., et al. 2000. An introduction to trend in extreme weather and climate events: observations, socioeconomic impacts, terrestrial ecological impacts, and model projections. *Bulletin of the American Meteorological Society* 81(3): 413-416.
- Mendoza Uribe, I. y Vázquez, M. A. 2017. Detection of rain and temperature climate extremes in the state of Guerrero. *Revista Académica de la Facultad de Ingeniería, Universidad Autónoma de Yucatán* 21: 13-30.
- Mora, O. C., Ruíz, C. J. A., Flores, L. H. E., Zarazúa, V. P., Ramírez, O. G., Medina, G. G., Rodríguez, M. M. y Chávez, D. A. A. 2016. Índices de cambio climático en el estado de Chiapas, México, en el periodo 1960-2009. *Revista Mexicana de Ciencias Agrícolas* 13: 2523-2543.
- National Oceanic and Atmospheric Administration (NOAA). 2020. Historical Hurricane Tracks. <https://coast.noaa.gov/hurricanes>
- Ortiz Gómez, R., Muro Hernández, L. J y Flowers Cano, R. S. 2020. Assessment of extreme precipitation through climate change indices in Zacatecas, Mexico. *Theoretical and Applied Climatology* 141: 1541-1557. <https://doi.org/10.1007/s00704-020-03293-2>.
- Panel Intergubernamental sobre el Cambio Climático (IPCC). 1992. Cambio Climático: Las evaluaciones del IPCC de 1990 y 1992. OMM/PNUMA.
- Panel Intergubernamental sobre el Cambio Climático (IPCC). 1995. Segunda evaluación. Cambio Climático 1995. OMM/PNUMA.
- Panel Intergubernamental sobre el Cambio Climático (IPCC). 2001. Cambio climático 2001: Informe de síntesis. Contribución de los Grupos de Trabajo I, II y III al Tercer Informe de Evaluación del Grupo Intergubernamental de Expertos sobre el Cambio Climático. OMM/PNUMA.
- Panel Intergubernamental sobre el Cambio Climático (IPCC). 2007. Cambio climático 2007: Informe de síntesis. Contribución de los Grupos de trabajo I, II, III al Cuarto Informe de evaluación del Grupo Intergubernamental de Expertos sobre el Cambio Climático [Equipo

- de redacción principal: Pachauri, R. K. y Reisinger, A. (directores de publicidad)]. IPCC, Ginebra, Suiza, 104 págs.
- Panel Intergubernamental sobre el Cambio Climático (IPCC). 2014. Cambio Climático 2014: Informe de síntesis. Contribución de los Grupos de trabajo I, II y III al Quinto Informe de Evaluación del Grupo Intergubernamental de Expertos sobre el Cambio Climático [Equipo principal de redacción, R. K. Pachauri y L.A. Meyer (eds)]. IPCC, Ginebra, Suiza, 157 págs.
- Peterson, T. C. 2013. Introduction to Quality Control of Daily Climate Data. Nanking Workshop, 6 March 2013.
- Pettitt, A. N. 1979. A non-parametric approach to the change-point detection. *Applied Statistics* 28: 126–135.
- Pinheiro, E. P., Cavalcante, C. J. y Lira., C. 2018. Regionalization of precipitation with determination of homogeneous regions via fuzzy c-means. *Brazilian Journal of Water Resources* 23: 1-19. <https://doi.org/10.1590/2318-0331.231820180079>.
- Reeves, J., Chen, J., Wang, X. L., Lund, R., and Lu, Q. 2007: A review and comparison of changepoint detection techniques for climate data. *Journal of Applied Meteorology and Climatology* 46: 900–915.
- Reyes Chávez, L., Escalante Sandoval, C. A. 2014. Hidrología básica. Instituto Mexicano de Tecnología del Agua, Universidad Autónoma de México, 2014, 766p.
- Sahin, S. y Cigizoglu, H. K. 2010. Homogeneity analysis of Turkish meteorological data set. *Hydrol. Process* 24: 981 – 992. DOI: 10.1002/hyp.7534
- Santiago Lastra, J. A., López Carmona, M. y López Mendoza, S. 2008. Tendencias del cambio climático global y los eventos extremos asociados. *Ra Ximhai* 4(3): 625-633.
- Santos, M., and Fragoso, M. 2013. Precipitation variability in Northern Portugal: Data homogeneity assessment and trend in extreme precipitation indices. *Atmospheric Research* 131: 34-45. <http://dx.doi.org/10.1016/j.atmosres.2013.04.008>
- Secretaría de Economía (SE). 2019. Información económica y estatal 2019.

- Secretaría de Medio Ambiente y Recursos Naturales (SEMARNAT). 2009. Cambio climático. Ciencia, evidencia y acciones. México. 2009.
- Sen, P. K. 1968. Estimates of the regression coefficients based on Kendall's tau. *J. Am. Stat. Assoc* 63: 1379–1389.
- Servicio Meteorológico Nacional (SMN). 2016. Servicio meteorológico nacional, tiempo y clima.
- Song, X., Song, S., Sun, W., Mu, X., Wang, S., Li, J. and Li, Y. 2015. Recent changes in extreme precipitation and drought over the Songhua River Basin, China, during 1960-2013. *Atmospheric Research* 157: 137-152. <http://dx.doi.org/10.1016/j.atmosres.2015.01.022>
- Sun, W., Mu, X., Song, X., Wu, D., Cheng, A., and Qiu, B. 2016. Changes in extreme temperature and precipitation events in the Loess Plateau (China) during 1960-2013 under global warming. *Atmospheric Research* 168: 33-48. <http://dx.doi.org/10.1016/j.atmosres.2015.09.001>
- Tabios, G. Q. y Salas, J. D. 1985. A comparative análisis of techniques for spatial interpolation of precipitation. *Water Resources Bulletin* 21, N3: 365-380.
- Theil, H. 1950. A rank invariant method of linear and polynomial regression analysis, Part 3. *Netherlands Akademie van Wetenschappen, Proceedings* 53: 1397–1412.
- Vázquez Aguirre, J. L., Brunet., M. y Jones, P. D. 2008. Cambios observados en los extremos climáticos de temperatura y precipitación en el estado de Veracruz, México a partir de datos diarios. *Ponencia presentada en: VI Congreso Internacional de la Asociación Española de Climatología celebrado en Tarragona del 8 al 11 de octubre de 2008.*
- Vázquez, A. J. L. 2010. Guía para el cálculo y uso de índices de cambio climático en México. México D. F. Instituto Nacional de Ecología y Secretaria de Medio Ambiente y Recursos Naturales.
- Vincent, L. A., Peterson, T. C., Barros, V. R., et al. 2005. Observed trends in indices of daily temperature extremes in South America 1960-2000. *American Meteorological society* 18: 5011-5023.
- Von Neumann, J., 1941. Distribution of the ratio of the mean square successive difference to the variance. *Annals of Mathematical Statistics* 13: 367–395.

- Von Storch, V. H. 1995. Misuses of statistical analysis in climate research. In *Analysis of Climate Variability: Applications of Statistical Techniques*, von Storch H, Navarra A (eds). Springer-Verlag: Berlin: 11–26.
- Wang, X. L. 2008. Penalized maximal F test for detecting undocumented mean shift without trend change. *Journal of Atmospheric and Oceanic Technology.*, 25: 368–384.
- Wang, X. L., Wen, Q. H., and Wu, Y. 2007. Penalized Maximal t test for Detecting Undocumented Mean Change in Climate Data Series. *Journal of Applied Meteorology and Climatology*, 46 (No. 6), 916-931. DOI:10.1175/JAM2504.1
- World Meteorological Organization. 2009. Guidelines on analysis of extremes in a changing climate in support of informed decisions for adaptation. *Climate Data and Monitoring*.
- Yue, S., Pilon, P., Phinney, B., and Cavadias, G. 2002. The influence of autocorrelation on the ability to detect trend in hydrological series. *Hydrol. Process* 16: 1807–1829.
- Zhang, X. y Yang, F. 2004. RClimDex (1.0) User Manual. Climate Research Branch Environment Canada Downsview, Ontario Canda
- Zhang, X., Alexander, L., Hegerl, G. C., et al. 2011. Indices for monitoring changes in extremes base on daily temperatura and precipitation data. *Advanced Review*. doi: 10.1002/wcc.147
- Zhang, X., Hegerl, G., Zwiers, F. W., and Kenyon, J. 2005. Avoiding inhomogeneity in percentile-based indices of temperatura extremes. *American Meteorological Society* 18: 1641-1641.

Anexo A. Definición de los Índices del ETCCDI

La siguiente información fue tomada del documento de la traducción al español del manual de usuario de *RClimDex* por José Luis Santos del CIIFER (Original de Zhang y Yang, 2004).

FD0. Sea Tn_{ij} la temperatura mínima diaria en el día i en el periodo j . Cuente el número de días cuando: $Tn_{ij} < 0^{\circ}C$

SU25. Sea Tx_{ij} la temperatura máxima diaria en el día i periodo j . Cuente el número de días cuando: $Tx_{ij} > 25^{\circ}C$

ID0. Sea Tx_{ij} la temperatura máxima diaria en el día i en el periodo j . Cuente el número de días cuando: $Tx_{ij} < 0^{\circ}C$

TR20. Sea Tn_{ij} la temperatura mínima diaria en el día i en el periodo j . Cuente el número de días cuando: $Tn_{ij} > 20^{\circ}C$

GSL. Sea T_{ij} la temperatura media en el día i en el periodo j . Cuente el número de días entre la primera ocurrencia de por lo menos 6 días consecutivos con: $T_{ij} > 5^{\circ}C$ y la primera ocurrencia después de 1st Julio (1st enero en HS) de por lo menos 6 días consecutivos con: $T_{ij} < 5^{\circ}C$

TXx. Sea Tx_{kj} la temperatura máxima diaria en el mes k , periodo j . La máxima temperatura máxima diaria cada mes es entonces: $TXx_{kj} = \max(Tx_{kj})$

TNx. Sea Tn_{kj} la temperatura mínima diaria en el mes k , periodo j . La máxima temperatura mínima diaria cada mes es entonces: $TNx_{kj} = \max(Tn_{kj})$

TXn. Sea Tx_{kj} la temperatura máxima diaria en el mes k , periodo j . La mínima temperatura máxima diaria cada mes es entonces: $TXn_{kj} = \min(Tx_{kj})$

TNn. Sea Tn_{kj} la temperatura mínima diaria en el mes k , periodo j . La mínima temperatura mínima diaria en cada mes es entonces: $TNn_{kj} = \min(Tn_{kj})$

Tn10p. Sea Tn_{ij} la temperatura mínima diaria en el día i en el periodo j y sea Tn_{in10} el día calendario del percentil 10th centrado en una ventana de 5-días (ver apartado 4.1.1). El porcentaje del tiempo es determinado, donde: $Tn_{ij} < Tn_{in10}$

Tx10p. Sea Tx_{ij} la temperatura máxima diaria en el día i en el periodo j y sea Tx_{in10} el día calendario del percentil 10th centrado en una ventana de 5-días (ver apartado 4.1.1). El porcentaje del tiempo es determinado, donde: $Tx_{ij} < Tx_{in10}$

Tn90p. Sea Tn_{ij} la temperatura mínima diaria en el día i en el periodo j y sea Tn_{in90} el día calendario del percentil 90th centrado en una ventana de 5-días (ver apartado 4.1.1). El porcentaje del tiempo es determinado, donde: $Tn_{ij} > Tn_{in90}$

Tx90p. Sea Tx_{ij} la temperatura máxima diaria en el día i en el periodo j y sea Tx_{in90} el día calendario del percentil 90th centrado en una ventana de 5-días (ver apartado 4.1.1). El porcentaje del tiempo es determinado, donde: $Tx_{ij} > Tx_{in90}$

WSDI*. Sea Tx_{ij} la temperatura máxima diaria en el día i en el periodo j y sea Tx_{in90} el día calendario del percentil 90th centrado en una ventana de 5-días (ver apartado 4.1.1). Entonces el número de días por periodo es sumado donde, en intervalos de por lo menos 6 días consecutivos: $Tx_{ij} > Tx_{in90}$

CSDI*. Sea Tn_{ij} la temperatura mínima diaria en el día i en el periodo j y sea Tn_{in10} el día calendario del percentil 10th centrado en una ventana de 5-días (ver apartado 4.1.1). Entonces el número de días por periodo es sumado donde, en intervalos de por lo menos 6 días consecutivos: $Tn_{ij} < Tn_{in10}$

DTR. Sean Tx_{ij} y Tn_{ij} las temperaturas diarias máximas y mínimas respectivamente en el día i en el periodo j . Si I representa el número de días en j , entonces:

$$DTR_j = \frac{\sum_{i=1}^I (Tx_{ij} - Tn_{ij})}{I}$$

RX1day. Sea RR_{ij} el total diario de precipitación en el día i en el periodo j . Entonces los valores máximos de 1-día para el periodo j son: $Rx1day_j = \max(RR_{ij})$

Rx5day. Sea RR_{kj} la cantidad de precipitación para el intervalo de cinco días terminando en k , periodo j . Entonces los valores máximos de 5-días para el periodo j son: $Rx5day_j = \max(RR_{kj})$

SDII. Sea RR_{wj} la cantidad diaria de precipitación en días húmedos, $w(RR \geq 1mm)$ en el periodo j .

Si W representa el número de días húmedos en j , entonces:

$$SDII_j = \frac{\sum_{w=1}^W RR_{wj}}{W}$$

R10. Sea RR_{ij} la cantidad diaria de precipitación en el día i en el periodo j . Cuente el número de días donde: $RR_{ij} \geq 10mm$

R20. Sea RR_{ij} la cantidad diaria de precipitación en el día i en el periodo j . Cuente el número de días donde: $RR_{ij} \geq 20mm$

Rnn. Sea RR_{ij} la cantidad diaria de precipitación en el día i en el periodo j . Si nn representa cualquier valor razonable de precipitación diaria entonces, cuente el número de días donde: $RR_{ij} \geq nnmm$

CDD*. Sea RR_{ij} la cantidad diaria de precipitación en el día i en el periodo j . Cuente el más grande número de días consecutivos donde: $RR_{ij} < 1mm$

CWD*. Sea RR_{ij} la cantidad diaria de precipitación en el día i en el periodo j . Cuente el más grande número de días consecutivos donde: $RR_{ij} \geq 1mm$

R95pTOT. Sea RR_{wj} la cantidad diaria de precipitación en un día húmedo $w(RR \geq 1.0mm)$ en el periodo j y sea RR_{wn95} el percentil 95th de precipitación en los días húmedos en el periodo 1961-1990. Si W representa el número de días húmedos en el periodo, entonces:

$$R95p_j = \sum_{w=1}^W RR_{wj} \text{ where } RR_{wj} > RR_{wn95}$$

R99p. Sea RR_{wj} la cantidad diaria de precipitación en un día húmedo $w(RR \geq 1.0mm)$ en el periodo j y sea RR_{wn99} el percentil 99th de precipitación en los días húmedos en el periodo 1961-1990. Si W representa el número de días húmedos en el periodo, entonces:

VARIACIÓN DE LLUVIA Y TEMPERATURA EN VERACRUZ

$$R99p_j = \sum_{w=1}^W RR_{wj} \text{ where } RR_{wj} > RR_{wn}99$$

PRCPTOT. Sea RR_{ij} la cantidad diaria de precipitación en el día i en el periodo j . Si I representa el número de días en j , entonces

$$PRCPTOT_j = \sum_{i=1}^I RR_{ij}$$