

**Centro de Investigación Científica y de Educación
Superior de Ensenada, Baja California**



**Doctorado en Ciencias
en Ciencias de la Tierra
con orientación en Geociencias Ambientales**

**Implicaciones en la variación de la morfología, la
vegetación y la climatología en la recarga potencial de
bloque de montaña en una región semiárida
mediterránea**

Tesis

para cubrir parcialmente los requisitos necesarios para obtener el grado de
Doctor en Ciencias

Presenta:

Francisco José Del Toro Guerrero

Ensenada, Baja California, México
2019

Tesis defendida por

Francisco José Del Toro Guerrero

y aprobada por el siguiente Comité

Dr. Thomas Gunter Kretschmar
Director de tesis

Dr. Enrique R. Vivoni

Dr. Stephen Holmes Bullock Runquist

Dr. Efraín Gómez Arias

Dr. Rogelio Vázquez González



Dr. Jonás De Dios De Basabe Delgado
Coordinador del Posgrado en de Ciencias de la Tierra

Dra. Rufina Hernández Martínez
Directora de Estudios de Posgrado

Resumen de la tesis que presenta **Francisco José Del Toro Guerrero** como requisito parcial para la obtención del grado de Doctor en Ciencias en Ciencias de la Tierra con orientación en Geociencias Ambientales.

Implicaciones en la variación de la morfología, la vegetación y la climatología en la recarga potencial de bloque de montaña en una región semiárida mediterránea

Resumen aprobado por:

Dr. Thomas Gunter Kretzschmar
Director de tesis

Este trabajo de investigación se realizó en la región semiárida Mediterránea del Valle de Guadalupe, localizada en el noroeste de México. Esta región ha sido afectada por periodos secos recurrentes y cuyo acuífero está actualmente sobreexplotado. Se examinaron tres aspectos naturales que controlan la recarga de los acuíferos (factores climáticos, vegetación-topografía e hidrológicos) con diversas escalas espaciales (regional, local, microcuenca) y temporales (a largo y a corto plazo). Se desarrollaron una serie de metodologías para evaluar la variabilidad climática regional y los periodos de sequía, a la precipitación (P) y a la topografía como control en el desarrollo-distribución de la vegetación natural, el contenido de humedad del suelo (θ), los patrones de infiltración y la recarga potencial en el bloque de montaña. Se encontró: 1) una marcada reducción de la tasa de P anual y en la temporada de lluvia que ha afectado la región en los últimos 20 años, condición que ha influido en la severidad y duración de la sequía meteorológica, además del aumento de la temperatura promedio y la intensidad de la temperatura máxima diaria. 2) El control de la P sobre el vigor de la vegetación natural ejerce mayor influencia que los controles topográficos y la respuesta espectral de la vegetación xérica de las laderas con orientación sur (SFS) está más vinculada con la P estacional y anual que la vegetación mélica de las laderas con orientación norte (NFS). 3) La evolución temporal del θ y el almacenamiento de agua en el suelo muestran una fuerte variabilidad que se asocia principalmente con pulsos de alta intensidad de P y la profundidad del perfil del suelo en los sitios de ladera. Durante eventos de P de alta intensidad los sitios de ladera revelan un aumento del θ en la interfaz suelo-lecho rocoso, lo que sugiere flujos laterales sub-superficiales, mientras que la infiltración vertical del suelo disminuye notablemente. Las condiciones del suelo seco se reajustan anualmente en los sitios de ladera, y el agua no está disponible hasta la próxima temporada húmeda. La recarga potencial se produjo sólo en la temporada invernal, con eventos de P superiores a 50 mm/mes en el sitio SFS y a 120 mm/mes en el sitio NFS, lo que indica que la profundidad del suelo y la falta de cobertura vegetal son controles de suma importancia en el transporte del agua hacia la interfaz suelo-lecho rocoso en el bloque de montaña. En promedio se calculó que alrededor del 9.5% (~ 34.5 mm) de la precipitación acumulada puede contribuir a la recarga del acuífero desde los sitios de ladera.

Palabras clave: Variabilidad climática, índices de vegetación, humedad de suelo, ecohidrología, orientación de la pendiente, hidrología en zonas semiáridas, bloque de montaña.

Abstract of the thesis presented by **Francisco José Del Toro Guerrero** as a partial requirement to obtain the Doctor of Science degree in Earth Science with orientation in Environmental Geoscience.

Implications on the variation of morphology, vegetation, and climatology in the potential recharge of mountain block in a semi-arid Mediterranean region

Abstract approved by:

Dr. Thomas Gunter Kretzschmar
Thesis Director

This research was carried out in the semi-arid Mediterranean region of the Guadalupe Valley, located in the Northwest of Mexico. This valley has been affected by recurrent dry periods and its aquifer is currently overexploited. Three natural controls on aquifer recharge were examined (climatic, vegetation-topography and hydrological factors) on different spatial scales (regional, micro-basin and local) and temporal scales (long and short-term). A series of methodologies were developed to evaluate regional climatic variability and periods of drought, precipitation (P) and topography as a control in the development-distribution of natural vegetation, soil moisture content (θ), infiltration patterns and potential recharge in the mountain block. We found: 1) a marked reduction in the annual P and in the rainy season P has affected the region in the last 20 years, a condition that has influenced the severity and duration of the meteorological drought, in addition to the increase of the average temperature and the daily maximum temperature. 2) P exerted more influence over the vigor of natural vegetation than topographic controls, and the spectral response of xeric vegetation of south-facing slopes (SFS) was more linked to seasonal and annual precipitation than mesic vegetation of north-facing slopes (NFS). 3) The temporal evolution of θ and soil water storage showed strong variability which was mainly associated with high-intensity P pulses and soil profile depth on hillslope sites. During high-intensity P events the hillslope sites reveal an increase of θ in the soil-bedrock interface, suggesting sub-surface lateral flows, while vertical soil infiltration decreased markedly. Dry soil conditions occurred annually at hillslope sites, and soil-water was not available until the next wet season. Potential recharge occurred only in the winter season, with P events exceeding 50 mm/month at the SFS site and 120 mm/month at the NFS site, indicating that soil depth and lack of vegetation cover are significant controls on water transport to the soil-bedrock interface in the mountain block. On average, it was estimated that about 9.5% (~ 34.5 mm) of accumulated precipitation might contribute to aquifer recharge from hillslope sites.

Keywords: Climate variability, vegetation indices, soil moisture, ecohydrology, slope aspect, semi-arid hydrology, mountain block.

Dedicatorias

Este trabajo se lo dedico a mí Madre Consuelo Guerrero, sin tu amor y constante apoyo habría sido más complicado terminar esta etapa de mi formación académica.

A mi hijo Uriel Del Toro.

A mi familia querida.

A todos aquellos estudiantes que les pueda servir este trabajo de investigación, que realizamos con gran esfuerzo.

Agradecimientos

Al Consejo Nacional de Ciencia y Tecnología (CONACYT) por el apoyo económico otorgado durante cuatro años para la realización del estudio de posgrado.

Al Centro de Investigación Científica y de Educación Superior de Ensenada (CICESE) por acogerme, darme la oportunidad de formar parte del cuerpo estudiantil y por la educación recibida.

A los miembros de mi comité de tesis, al Dr. Rogelio Vázquez por sus críticas constructivas, al Dr. Stephen Bullock y al Dr. Efraín Gómez por sus sugerencias a lo largo de este trabajo. Especialmente agradezco al Dr. Thomas Kretschmar por su apoyo durante este todo este trayecto y al Dr. Enrique Vivoni por sus valiosas recomendaciones y contribuciones para el enriquecimiento de mi trabajo doctoral. ¡Gracias a todos!

Al Departamento de Ciencias de la Tierra, en especial a Ivonne Pedrín, Ana Rosa Soto, Adriana Mendoza y Denyse Robles por toda la ayuda y recomendaciones proporcionadas.

A los técnicos José Mojarro, Gabriel Rendón, Luis Gradilla y Mario Vega por la ayuda tecnológica y las facilidades otorgadas en los laboratorios.

Al Dr. Edgar Pavia por facilitarme los datos climatológicos de la estación del Valle de Guadalupe y especialmente al Meteorólogo Santiago Higareda por su tiempo y su siempre grata disponibilidad para resolver mis dudas sobre los datos climáticos.

A la Comisión Nacional del Agua, por facilitarme los datos climatológicos de las estaciones Agua Caliente y el Porvenir.

Al Dr. Enrique Iñiguez, personal técnico y administrativo del CeMIEGeo por las facilidades otorgadas.

A Natalia Badan, por darme la oportunidad de realizar mi trabajo doctoral en sus tierras. A Rigo Ceja y el personal del Rancho El Mogor por las facilidades otorgadas durante mi trabajo de campo.

A Claudia Quinteros, Juan Sánchez y Rommel Vázquez por la ayuda y confianza que me brindaron durante este trayecto.

Al personal de la biblioteca, en especial a Guadalupe Martínez, que cuando estuvo presente siempre fue muy servicial y cordial.

A la Dra. Rufina Hernández por la beca otorgada, a la M. en C. Dolores Sarracino, Citlali Romero y Norma Fuentes, a todos muchas gracias.

A mis amigos y compañeros, con quienes compartí momentos muy gratos y grandes conversaciones: Claudia Quinteros, Florian Neumann, Olaf Cortes, Erik Ramírez, Mario Fuentes, Juan Sánchez, Rommel Vázquez y Yalina Montecelos y a otros tantos que por mi mala memoria pueden faltar en los presentes agradecimientos.

Al personal de seguridad y aseo del CICESE y CeMIEGeo, en especial a Pablo Joya y Doña Rosa.

Tabla de contenidos

	Página
Resumen en español.....	ii
Resumen en inglés.....	iii
Dedicatorias.....	iv
Agradecimientos.....	v
Lista de Figuras.....	ix
Lista de Tablas.....	xiii
Capítulo 1.....	1
1.1. Introducción.....	1
1.2. Objetivos.....	2
1.2.1. Objetivo general.....	2
1.2.2. Objetivos particulares y preguntas de investigación.....	2
1.3. Organización de la tesis.....	3
1.4. Problemática regional.....	4
Capítulo 2. Análisis de la variabilidad de la precipitación y la temperatura a largo plazo y los episodios de sequía en el Valle de Guadalupe, Baja California, México.....	5
2.1. Resumen.....	5
2.2. Introducción.....	6
2.3. Métodos.....	7
2.3.1. Descripción del sitio.....	7
2.3.2. Datos.....	8
2.3.3. Análisis estadístico de las series temporales.....	10
2.3.3.1. La prueba de Mann-Kendall.....	10
2.3.3.2. El estimador de la pendiente de Sen.....	11
2.3.3.3. Prueba de homogeneidad (desviación acumulada).....	13
2.3.3.4. Cálculo del Índice de Reconocimiento de Sequía (RDI).....	13
2.4. Resultados y discusión.....	15
2.4.1. Temporadas hidrológicas.....	15
2.4.2. Tendencias de las variables climatológicas.....	16
2.4.2.1. Análisis de la tendencia y la distribución temporal de la temperatura media.....	16
2.4.2.2. Análisis de la tendencia y la distribución temporal de la precipitación.....	17
2.4.3. Análisis de los eventos extremos de un día.....	19

2.4.3.1. Análisis de la temperatura máxima.....	20
2.4.3.2. Análisis de la precipitación extrema.....	23
2.4.4. Evaluación de la sequía meteorológica.....	23
2.4.4.1. Detección del cambio en la serie temporal de precipitación.....	23
2.4.4.2. Detección de los periodos de sequía.....	24
2.5. Conclusiones.....	28
Capítulo 3. Respuesta de la vegetación a largo plazo (1986-2016) ante la precipitación y los atributos topográficos durante las temporadas húmedas y secas en tres sitios con orientación de la pendiente contrastada en el Valle de Guadalupe al NO de Baja California, México.....	30
3.1. Resumen.....	30
3.2. Introducción.....	31
3.3. Métodos.....	32
3.3.1. Sitio de estudio.....	32
3.3.2. Procesamiento de los datos satelitales.....	35
3.3.3. Estudio de la vegetación y análisis de correlación.....	36
3.3.4. Datos de la precipitación anual y estacional.....	37
3.3.5. Atributos topográficos.....	38
3.4. Resultados.....	39
3.4.1. Estadísticas interanuales del NDVIa.....	39
3.4.2. Evolución interanual del NDVIa durante las temporadas húmeda y seca.....	40
3.4.3. Tendencias de la relación entre el NDVIa interanual y la precipitación.....	42
3.4.4. La relación entre el NDVIa y los atributos del terreno.....	44
3.5. Discusión.....	47
3.5.1. Las asociaciones entre el NDVIa-precipitación y el NDVIa-atributos topográficos.....	47
3.6. Conclusiones.....	49
Capítulo 4. Variaciones en el contenido de agua del suelo, infiltración y recarga potencial en tres sitios en una región montañosa Mediterránea de Baja California, México.....	51
4.1. Resumen.....	51
4.2. Introducción.....	52
4.3. Métodos.....	53
4.3.1. Entorno geográfico y climático.....	53
4.3.2. Descripción del sitio.....	55
4.3.3. Atributos del terreno.....	56

4.3.4. Instrumentación del sitio y periodo de estudio.....	56
4.3.5. Análisis de la textura del suelo y calibración del sensor.....	57
4.3.6. Análisis de humedad de suelo.....	58
4.4. Resultados y discusión.....	59
4.4.1. Análisis de precipitación.....	59
4.4.2. Atributos del terreno de los sitios de estudio.....	60
4.4.3. Variación temporal del contenido de agua del suelo con la profundidad.....	62
4.4.4. Comparación de los perfiles de almacenamiento de agua del suelo en los tres sitios.....	66
4.4.5. Infiltración y recarga potencial durante los eventos de precipitación.....	69
4.5. Conclusiones.....	73
Capítulo 5. Resumen y observaciones finales.....	75
Capítulo 6. Trabajo a futuro y recomendaciones.....	77
Literatura citada.....	78
Anexos.....	91

Lista de Figuras

Figura	Página
1 Macro ubicación (a); sitio de estudio, área de influencia climática (círculos) y estaciones climatológicas Agua Caliente (AC) y El Porvenir (POR) (b).....	8
2 Las series temporales de la precipitación anual (barras) y la evapotranspiración potencial anual (círculos) de las estaciones climatológicas Agua Caliente (AC) y El Porvenir (POR), respectivamente (a y b). Las líneas horizontales discontinuas representan la precipitación media anual, y las líneas continuas representan ± 1 desviación estándar interanual. Las series temporales de la temperatura media anual de las estaciones climatológicas AC y POR (c). Las barras de error indican ± 1 desviación estándar intra-anual.....	9
3 Clasificación de las temporadas hidrológicas durante el año. El promedio mensual de la precipitación (barras) y la temperatura media (línea sólida con puntos) de las estaciones Agua Caliente y El Porvenir. La leyenda indica la temporada y el porcentaje de contribución a la precipitación anual.....	16
4 Frecuencia relativa al ciclo anual de eventos diarios de precipitación ($P; > 0$) extrema y datos de temperatura máxima (T_{max}). Para obtener el número aproximado de eventos mensuales, multiplicar el valor de la frecuencia relativa (%) por el número total de eventos ($P = 149; T_{max} = 2246$), dividido por 100.....	19
5 Promedio móvil de 5 años (círculos) de la temperatura máxima (T_{max}) de la estación climatológica Agua Caliente: (a) T_{max90} , (b) T_{max95} y (c) T_{max99} . Los puntos grises representan el año de cambio observado y la línea discontinua vertical representa el límite anterior y posterior del año de cambio. Los datos en color gris, representan los resultados estadísticamente significativos con un nivel de confianza del 95 %.....	21
6 Número de eventos anuales de precipitación extrema en un día, observados en la estación climatológica Agua Caliente ($P_{90} > 22.5$ mm/día; $P_{95} > 30.5$ mm/día; $P_{99} > 50.3$ mm/día) excluyendo eventos $P < 1$ mm/día, la línea vertical discontinua divide la serie temporal en dos periodos (a). (b) El Índice Oceánico de El Niño (ONI), las líneas discontinuas representan los límites de los años normales (triángulos grises) y las anomalías negativas y positivas (triángulos blancos y negros, respectivamente).....	22

7	Análisis de la frecuencia acumulada (CFA) de la precipitación anual (aP) en ambas estaciones climatológicas, (a) Agua Caliente y (b) El Porvenir. Se muestran las tendencias de los períodos antes y después del año de cambio (YC). La leyenda en gis representa los resultados estadísticamente significativos posterior al año de cambio ($\alpha = 0.05$).....	24
8	Resultados del análisis del Índice de Reconocimiento de Sequía (RDI). Las figuras (a-e) y (f-j) muestran a las temporadas hidrológicas y los resultados anuales del RDI de las estaciones climatológicas Agua Caliente (AC) y El Porvenir (POR), respectivamente. Los valores positivos representan los años en que la precipitación anual es mayor que el promedio histórico, y los valores negativos representan los años en que es menor que el promedio histórico. Los triángulos en la base de las figuras simbolizan los años sin precipitación durante esa temporada hidrológica. Las flechas negras sólidas señalan el año de cambio en la tendencia de la precipitación. La línea horizontal discontinua representa el valor inicial de los años secos (RDI = - 0.5). En las figuras (a-e), la línea vertical discontinua representa el inicio de la serie temporal en la que coinciden ambas estaciones climatológicas.....	26
9	Mapas descriptivos del sitio de estudio: (a) macro y micro-localización y las estaciones climatológicas El Porvenir (POR) y Agua Caliente (AC), (b) orientación de la pendiente (laderas con orientación sur, norte y el valle inter-montano), (c) pendiente del terreno y (d) elevación.....	33
10	El promedio histórico de la precipitación mensual y la temperatura media ± 1 desviación estándar de las estaciones climatológicas Agua Caliente y El Porvenir durante las series temporales 1986-2016 y 1992-2016, respectivamente. Las flechas representan la temporada húmeda (WS) y seca (DS).....	34
11	Series temporales de la precipitación anual (a), temporada húmeda (b) y temporada seca (c) de la estación climatológica Agua Caliente de 1986 a 2016.....	38
12	Estadísticas descriptivas a largo plazo (1986-2016) del Índice de Vegetación promedio (NDVIa) de las laderas orientadas al sur (SFS), norte (NFS) y del valle inter-montano (CT), durante las temporadas húmeda (WS) y seca (DS). Max, representa el valor máximo; Min, el mínimo; Avg, el valor promedio; Std, la desviación estándar; Med, la mediana y CV el coeficiente de variación.....	40
13	La precipitación anual de la estación climatológica Agua Caliente (a), el NDVI promedio interanual de las laderas orientadas al sur (SFS), al norte (NFS) y del valle inter-montano (CT), durante las temporadas húmeda (WS; b) y seca (DS; c). Las líneas punteadas verticales representan los años con la menor precipitación y la respuesta media del NDVI.....	41

14	Análisis de regresión logarítmica entre el NDVI promedio y la precipitación interanual, durante las temporadas-sitios con la mejor correlación y un alto grado de significación (ver Tabla 2): (a) SFS WS, (b) NFS WS, (c) CT WS y (d) SFS DS.....	43
15	Mapas de la evolución promedio del NDVI durante la temporada húmeda, en los años que representan los valores NDVIa máximos (a, 1988) y NDVIa mínimos (b, 2002) en el registro histórico. En las imágenes, el valle inter-montano (CT) está simbolizado por la línea negra y divide las SFS (en el norte) y las NFS (en el sur).....	45
16	Ubicación del sitio de estudio en Baja California, México (a). Mapa de relieve sombreado, con las estaciones de humedad de suelo y las estaciones climatológicas circundantes (b). Se presentan las microcuencas de las laderas con orientación sur (SFS; 1), control (CT; 2) y las laderas con orientación norte (NFS; 3) (c).....	54
17	Contraste entre la vegetación de las laderas orientadas hacia el norte (NFS), orientadas hacia el sur (SFS) y el valle inter-montano (CT) durante la temporada húmeda.....	55
18	Análisis comparativo de los patrones de precipitación mensual y anual entre las estaciones climatológicas CT (barras negras), Valle de Guadalupe (Vg; barras grises) (a), El Porvenir (Por; barras negras) y Agua Caliente (Ac; barras grises) (b) con información de 2012-2016.....	60
19	Índices topográficos y análisis morfométrico derivados de un modelo digital del terreno de 5 m en las microcuencas SFS, CT y NFS y su relación con el área: (a) hipsometría, (b) pendiente, (c) orientación de la pendiente, (d) índice topográfico de humedad (TWI) y (e) curvatura. Las líneas sólidas verticales representan los valores morfométricos en las estaciones de humedad del suelo y los círculos representan los valores morfométricos promedio de cada microcuenca.....	62
20	Precipitación diaria (a). Contenido promedio diario de agua en el suelo en las profundidades 0.1 m, 0.2 m, 0.3 m, 0.4 m, 0.6 m y 1 m de cada sitio (SFS, NFS, CT) (b-g). Las líneas verticales discontinuas indican la división entre las temporadas hidrológicas.....	64
21	Relación de la evolución por estrato del θ promedio en las temporadas hidrológicas y la precipitación estacional en los sitios: (a) SFS, (b) CT y (c) NFS. Las líneas discontinuas horizontales representan el límite entre los años hidrológicos y las líneas en los círculos representan la desviación estándar estacional.....	65

22	Almacenamiento diario de agua del suelo en cada perfil hasta 1 m de profundidad (a), hasta 0.4 m de profundidad (b) y almacenamiento diario estandarizado (Z) en cada perfil (c), junto con la precipitación diaria.....	68
23	Precipitación mensual de la estación climatológica CT e infiltración mensual de los sitios SFS, CT y NFS. La línea vertical discontinua representa el comienzo del período comparativo en los tres sitios.....	70
24	La precipitación medida (barras grises) y la infiltración vertical estimada a 0.1 m de profundidad (barras de color) por evento en los tres sitios de monitoreo (a). La intensidad promedio y máxima de la precipitación (círculos en blanco y negro, respectivamente) y la duración de los eventos de precipitación seleccionados (barras blancas) (b). acP representa la precipitación acumulada.....	71
25	Precipitación mensual acumulada (a) e infiltración total para cada intervalo de profundidad del suelo (d1 a d6) para eventos con $P > 7$ mm (b-d). Tenga en cuenta que SFS está limitado a 0.4 m (d4), mientras que CT y NFS se extienden hasta 1 m (d6). SFS (b), CT (c) y NFS (d).....	72
26	Atributos topográficos del sitio de estudio: (a) Índice Topográfico de Humedad (TWI), (b) Curvatura, (c) Radiación Solar y (d) Densidad de Drenaje. La zona sombreada al oeste, representa a la zona agrícola, el valle inter-montano CT (línea intermedia negra) divide a las laderas con orientación sur (SFS) al norte y a las laderas con orientación norte (NFS) al sur.....	95
27	Sección conceptual sobre los flujos hidrológicos, las zonas y los tipos de recarga hacia el acuífero (modificado de Healy, 2012 y Wilson y Guan, 2004) (a) y diagrama esquemático del suelo como sistema trifásico (modificado de Hillel, 1998) (b).....	96
28	Triángulo y clasificación textural de las 16 muestras de suelo (modificado de Hillel, 1998).....	99
29	Presas filtrantes instaladas en la sub-cuenca El Mogor: (a) en el valle inter-montano (CT), (b) en las laderas con orientación norte (NFS) y en las laderas con orientación sur (SFS). Note la transición del flujo superficial en CT y NFS y la retención de sedimentos en SFS.....	100

Lista de Tablas

Tabla		Página
1	Información climática de las estaciones Agua Caliente y El Porvenir. aP, aPET y aT representan la precipitación anual, la evapotranspiración potencial y la temperatura media anual, respectivamente.....	10
2	Clasificación de la sequía según los valores del SPI y su probabilidad de ocurrencia (Tomado de Tsakirys et al., 2007).....	15
3	Estadísticas descriptivas de la temperatura media mensual, estacional (TS2, WS, TS1 y, DS) y anual (Ann) en las estaciones climatológicas Agua Caliente (AC) y El Porvenir (POR): Avg (promedio), Std (desviación estándar), Min (valor mínimo), Max (valor máximo); y las pruebas estadísticas de Mann-Kendall (MK), la pendiente de Sen (Ss, en °C/año) y el cambio total durante todo el período (Ss*, en °C). Las tendencias estadísticamente significativas con un nivel de confianza del 95 % están subrayadas y resaltadas con negritas.....	17
4	Estadísticas descriptivas de la precipitación mensual, estacional (TS2, WS, TS1 y, DS) y anual (Ann) en las estaciones climatológicas Agua Caliente (AC) y El Porvenir (POR): Avg (promedio), Std D (desviación estándar), Min (valor mínimo), Max (valor máximo); y las pruebas estadísticas de Mann-Kendall (MK), la pendiente de Sen (Ss, en mm/año) y el cambio total durante todo el período (Ss*, en mm). Las tendencias estadísticamente significativas con un nivel de confianza del 95 % están subrayadas y resaltadas con negritas.....	18
5	Año de cambio (YC) de las tendencias de precipitación mensual, estacional y anual de las estaciones climatológicas Agua Caliente y El Porvenir. La tendencia muestra la dirección de la pendiente después del año de cambio. bYC y aYC representan el número de años antes y después del año de cambio, respectivamente.....	23
6	Conteo de los años húmedos, secos, El Niño y La Niña antes y después del año de cambio en la tendencia de la precipitación anual.....	27

7	Atributos del terreno, propiedades del suelo y configuración de la vegetación de las laderas orientadas al sur (SFS), al norte (NFS) y el valle inter-montano (CT). Área (en hectáreas), Elevación (en metros sobre el nivel del mar), Pendiente (en grados; Avg, promedio; Min, mínimo, Max, máximo), Textura (distribución porcentual relativa, hasta los 0.4 m de profundidad en SFS y hasta 1 m de profundidad en NFS y CT), Sa (arena), Si (limo), Cl (arcilla), Clasificación textural del suelo y Profundidad del perfil...	35
8	Los coeficientes de correlación de Spearman (R_s) y el valor- p (p) entre la precipitación estacional (P WS - P DS) y anual (aP) de la estación climatológica Agua Caliente y el promedio interanual del NDVI de los sitios SFS, NFS y CT. Los valores de los coeficientes que están resaltados con negritas asociados a un valor- p *, tienen un nivel de significancia de $\alpha < 0.0001$, los que están resaltados con negritas un $\alpha = 0.01$, los que están subrayados un $\alpha = 0.05$	42
9	Los coeficientes de correlación de Spearman (R_s) y el valor- p (p) entre los atributos topográficos (Ta) (Ele, elevación; Slo, pendiente; Ddren, densidad de drenaje; Cur, curvatura; TWI, índice topográfico de humedad; Solrad, radiación solar) y el promedio interanual del NDVI de los sitios SFS, NFS y CT. Los valores de los coeficientes que están resaltados con negritas asociados a un valor- p *, tienen un nivel de significancia de $\alpha < 0.0001$, los que están resaltados con negritas un $\alpha = 0.01$, los que están subrayados un $\alpha = 0.05$	46
10	Propiedades del suelo para cada sitio-profundidad (Prof), ρ_b (densidad aparente en seco), μ (porosidad del suelo), porcentajes de arena, limo y arcilla y clasificación textural.....	58
11	Comparación de los valores estadísticos (Stats) del almacenamiento de agua en el perfil de suelo (mm) de cada sitio (hasta 1 m, NFS-CT; hasta 0.4 m, SFS) y la temporada hidrológica, valores: Min (mínimo), Max (máximo), Avg (promedio) y Avg Total (promedio total).....	66
12	Comparación de los valores estadísticos (Stats) del almacenamiento de agua en el perfil de suelo (SWS, mm) de cada sitio (hasta los 0.4 m), valores: Min (mínimo), Max (máximo), Avg (promedio) y Avg total (promedio total).....	67
13	Resumen de las imágenes del satélite Landsat utilizadas en el estudio entre 1986 y 2016 en las temporadas húmeda y seca. LS simboliza la Misión del Satélite Landsat, Mon representa el mes, DOY es el día Juliano, DD es la diferencia en días entre los días Julianos, Avg, y Std representa el NDVI promedio y la desviación estándar de la imagen-temporada y Avg ann es el NDVI promedio anual. Las imágenes se descargaron de: http://earthexplorer.usgs.gov/	94

14	Relaciones de volumen y masa de los constituyentes del suelo (entre las tres fases del suelo) (modificado de Hillel, 1998).....	97
15	Valores para corregir las lecturas del hidrómetro con respecto a la variación de la temperatura. Sumar 0.36 por cada grado Celsius de aumento por encima de 19.5 °C y restar la misma cantidad por debajo de 19.5 °C (modificado de SEMARNAT, 2002)....	98

Capítulo 1.

1.1. Introducción

Los balances hídricos y la recarga de acuíferos son áreas de particular interés en regiones y ecosistemas limitados hidrológicamente (por ejemplo, zonas semiáridas y áridas). Estas regiones generalmente presentan una hidrología superficial limitada o restringida a los eventos de escurrimiento superficial generado por la lluvia. Su uso es local, poco intensivo y por cortos periodos. Por lo tanto, la preservación, recuperación de los ecosistemas y la continuidad de los procesos productivos (agrícolas, industriales y domésticos) dependen del agua almacenada en la zona vadosa o en la zona freática tras una sucesión de eventos de precipitación.

En el ciclo hidrológico, la precipitación es el flujo de entrada más importante que aumenta el contenido de agua en el suelo. Los procesos de evaporación y transpiración en conjunto (evapotranspiración; ET) se consideran los flujos de salida más representativos en los sistemas naturales. Sin embargo, la lámina de precipitación que se infiltra, actúa como infiltración neta si el frente húmedo pasa por debajo de la zona radicular de la vegetación (plano de flujo cero) e ingresa a una franja segura en la zona vadosa en la cual el proceso de ET se minimiza. La infiltración neta que actúa como exceso de agua, se transporta por la fuerza de la gravedad y llega hasta la zona saturada de los acuíferos, como resultado se genera el proceso de recarga (recarga actual). No obstante, en las zonas áridas y semiáridas el flujo de precipitación es muy pequeño (100-600 mm, D'Odorico y Porporato, 2006), inconstante y varía significativamente en el espacio y el tiempo (Hogan et al., 2004). Por lo tanto, al considerar los escenarios de cambio climático, la variabilidad de la precipitación podría tener un gran impacto sobre los sistemas naturales y sociales y su efecto se podría percibir en diversas escalas espaciales (reducción de agua superficial, sub-superficial y subterránea). De acuerdo con el Panel Intergubernamental de Expertos sobre el Cambio Climático (IPCC, 2014), el calentamiento global es un fenómeno indiscutible. Manifiestan que, en las latitudes medias la precipitación promedio disminuirá, habrá eventos extremos más intensos y frecuentes, además, la temperatura superficial aumentará, las olas de calor se producirán con mayor frecuencia y persistirán por períodos más prolongados por lo que estas regiones se volverán más cada vez más secas (IPCC, 2014).

A medida que cambia el estándar climático, la proporción relativa de agua almacenada en el subsuelo se verá afectada. Es probable que la recarga de agua subterránea disminuya debido a la modificación de

la tasa de precipitación. Además, si los pulsos de precipitación son extremos, el escurrimiento superficial aumentará en gravedad y rapidez, especialmente si la pendiente del terreno en la región es pronunciada, dando lugar a la pérdida de suelo y limitando temporalmente el proceso de recarga.

Cuantificar la recarga de agua subterránea en zonas áridas y semiáridas es una tarea complicada, ya que el agua que se encuentra en la superficie del terreno y su paso a la zona saturada tiene interacciones complejas con el clima, la textura del suelo, la topografía, la geología y los factores bióticos (Sophocleous, 2002). Los volúmenes pequeños de precipitación, las zonas vadosas profundas y las pérdidas por transpiración limitan el proceso de recarga del acuífero (Izbicki et al., 2000; Walvoord et al., 2002; Wilson y Guan, 2004). Por otro lado, los suelos poco profundos y granulares (no cohesivos) en las zonas montañosas, que sobre-yacen al lecho rocoso permiten un rápido transporte gravitacional de agua a través de su perfil (Wilson y Guan, 2004). Esta condición puede reducir, las pérdidas potenciales por transpiración y evaporación directa del suelo. Si la fracción de precipitación que se infiltra supera el perfil del suelo, el agua podría llegar hasta las fracturas del lecho rocoso y generar un flujo directo hacia el acuífero. A la fracción de agua que llega a la zona de contacto suelo-roca en el bloque de montaña le nombramos "recarga potencial" en este trabajo de investigación.

1.2. Objetivos

1.2.1. Objetivo general

Evaluar la variación del contenido de agua en el suelo, la infiltración y la recarga potencial en la zona no saturada del bloque de montaña en una región semiárida y su interrelación con el clima, la vegetación y los factores topográficos.

1.2.2. Objetivos particulares y preguntas de investigación

a) Identificar los cambios temporales a largo plazo de la precipitación, la temperatura media en las escalas mensual, estacional y anual, los eventos extremos diarios de precipitación y temperatura máxima.

- b) Evaluar la sequía meteorológica para establecer la relación entre la variabilidad climática y los episodios de sequía en la región.
- c) Determinar la relevancia de los controles a largo plazo de la precipitación y la topografía sobre el vigor de la vegetación utilizando el Índice de Vegetación de Diferencia Normalizada, definido por la posición topográfica en un sistema montañoso mediterráneo semiárido.
- d) ¿Cómo controlan la profundidad del suelo, la orientación de la pendiente y la magnitud de la precipitación el contenido de agua del suelo y la infiltración en un sistema montañoso semiárido mediterráneo?
- e) ¿Cuáles son las posibles implicaciones de estas características del terreno y del clima sobre la recarga potencial?

1.3. Organización de la tesis

Esta tesis examina tres aspectos o factores naturales que definen la variación de los componentes del balance hídrico en diversas escalas espacio-temporales y que afectan la recarga de los acuíferos (factores climáticos, topográficos-biológicos e hidrológicos). Se definieron una serie de métodos para lograr la caracterización hidrológica de algunos de los procesos naturales previos al proceso de la recarga hacia el acuífero. Los métodos descritos son replicables en zonas semiáridas, y la mayoría de los insumos están al alcance de los interesados en el campo de las geociencias.

Este documento se organiza en 6 capítulos. En los Capítulos 2 y 3, se realizaron una serie de análisis a largo plazo respaldados por métodos estadísticos. En el Capítulo 2, se examinó la variabilidad climática regional considerando los parámetros de precipitación y temperatura. Esta sección proporciona una visión sobre las tendencias climáticas, la magnitud de los cambios temporales y sobre los periodos húmedos y secos que han acontecido en la región del Valle de Guadalupe.

En el Capítulo 3, se analizó la respuesta de la vegetación (vigor) interanual y anual influida por su posición topográfica ante los controles de la precipitación y la topografía, en la porción intermedia de la sub-cuenca El Mogor, sección que contempla los límites del laboratorio de hidrogeología de campo del

Centro de Investigación y de Educación Superior de Ensenada (CICESE). Se utilizaron como insumos para los análisis al Índice de Vegetación de Diferencia Normalizada (NDVI) y una serie de índices topográficos.

En el Capítulo 4, se analizó a escala local, la distribución de la humedad del suelo, el almacenamiento de agua, la infiltración y la recarga potencial con mediciones in situ en tres sitios con posición topográfica opuesta en el bloque de montaña: dos sitios ubicados en laderas norte y sur y otro en un valle intermontano. Examinamos parte de la compleja interacción entre los flujos de precipitación-infiltración-recarga en una zona montañosa. Los Capítulos 2-4 se contemplan como una serie de trabajos de investigación específicos, cada uno por sí mismo es auto explicativo y las conclusiones se resumen e integran en el Capítulo 5. Finalmente, en el Capítulo 6 se abordan las recomendaciones finales y el trabajo a futuro.

1.4. Problemática regional

El Estado de Baja California, México se caracteriza por presentar un clima semiárido con baja disponibilidad de agua superficial (Del Toro-Guerrero et al., 2014), sin embargo, el Río Colorado abastece ~ 60% del agua total del Estado (Comisión Nacional del Agua (CONAGUA), 2017) y el resto de la fuente de abastecimiento se obtiene a través de la extracción local de agua subterránea (Campos-Gaytán et al., 2014). En 2017, la CONAGUA reportó diez acuíferos con intrusión salina o agua subterránea salina y nueve acuíferos sobreexplotados ubicados en las zonas agrícolas más relevantes (Valles de Guadalupe, Maneadero, Ojos Negros, Santo Tomás y San Quintín) y en los centros poblacionales (ciudades de Ensenada y Mexicali). El Valle de Guadalupe está ubicado en el NO de Baja California y provee el ~ 90 % de los vinos de mesa de la nación (Daesslé et al., 2006). El Acuífero Guadalupe abastece a las actividades agrícolas, a toda la población local y en el 2008 hasta un 40% a la ciudad de Ensenada (CONAGUA, 2008). El principal uso del agua es agrícola con 72.6%, seguido de uso público urbano (18.4%), uso doméstico (6%), uso local y agrícola (1.2%), uso ganadero (0.9%), uso agrícola e industrial (0.6%) y uso industrial (0.3%) (CONAGUA, 2013). Debido al crecimiento demográfico y a la expansión de los sectores agrícola e industrial, la demanda de agua se ha multiplicado en los últimos años. Además, el acuífero se ha visto gravemente afectado por la extracción sin control y los períodos de baja precipitación. Actualmente está sobreexplotado, como resultado de una extracción superior al nivel de recarga (CONAGUA, 2015) y por los largos períodos secos que ha experimentado repetidamente la región (CONAGUA, 2008).

Capítulo 2. Análisis de la variabilidad de la precipitación y la temperatura a largo plazo y los episodios de sequía en el Valle de Guadalupe, Baja California, México.

2.1. Resumen

En este trabajo se examinaron los cambios temporales a largo plazo (1979-2016) de la precipitación y la temperatura promedio, los eventos extremos que superaron los percentiles 90, 95 y 99, los cambios bruscos en las series climáticas y a la sequía meteorológica que ha afectado a la región vinícola del Valle de Guadalupe en el NO de México. Identificamos las tendencias significativas ($p = 0.05$) y los cambios de magnitud en las series temporales con el análisis estadístico no paramétrico de Mann-Kendall y el estimador de la pendiente de Sen. Se señalaron los cambios abruptos en las series climáticas con la prueba de uniformidad de Buishand y se clasificaron los periodos húmedos y secos con el Índice de Reconocimiento de Sequía (RDI). Los resultados revelaron el aumento de la temperatura media anual (de 0.76 a 1.04°C) y estacional (en la temporada húmeda-invernal, de 1.14 a 1.82°C). La reducción de la precipitación anual (de - 136.8 a - 174.2 mm) y estacional (en la temporada húmeda-invernal, de - 110.2 a - 179.2 mm). Se identificó un cambio en la tendencia de la precipitación anual y estacional (húmeda) en 1998 y un análisis de frecuencia acumulada reveló un período continuo de reducción en la tasa de precipitación de 1999 a 2016. Además, no se encontró evidencia estadísticamente significativa que compruebe el incremento-reducción del número de eventos anuales extremos de precipitación y temperatura máxima. Sin embargo, se detectó aumentó de la severidad de los eventos de la temperatura máxima después de la detección del cambio en la tendencia climática. El análisis del RDI reveló el aumento de los periodos anuales de la sequía meteorológica desde la detección del año del cambio (1998) y la duración y severidad del fenómeno ligado a los años con menor precipitación anual. En síntesis, los resultados revelaron el aumento de la temperatura media, de la severidad de la temperatura máxima y la reducción de la precipitación invernal y anual durante casi dos décadas.

2.2. Introducción

En este trabajo, se examinó la variabilidad climática en la región del Valle de Guadalupe, considerando como punto de partida los hallazgos obtenidos en México y en el mundo. En general, se han utilizado análisis de tendencias de precipitación (P) y temperatura (T) para monitorear la variabilidad del clima y el cambio climático en varias escalas espacio-temporales. Los registros mundiales han revelado un aumento de la temperatura media en las dos últimas décadas y los eventos extremos de temperatura y precipitación se han convertido en el centro de atención de la comunidad científica (IPCC, 2014). Además, estudios realizados en todo el mundo advierten sobre el aumento de la intensidad y frecuencia de los eventos extremos (p. ej., la sequía), debido al efecto invernadero desde finales del siglo XIX (Klein Tank y Können, 2003; Alexander et al., 2006). En general, los análisis sobre el cambio climático han mostrado tendencias positivas de temperatura y tendencias negativas de precipitación en zonas áridas y semiáridas (Tabari y Talaei 2011; Rosmann et al., 2016; Salman et al., 2017; Araghi et al., 2017). Diffenbaugh et al. (2008) señalaron que, el NO de México y el SO de Estados Unidos enfrentan un alto impacto en torno al cambio climático en este siglo, consideran a estas regiones especialmente vulnerables ante los efectos negativos asociados con la variabilidad de la precipitación y las altas temperaturas.

Stahle et al. (2009), identificaron que las condiciones secas se han extendido persistentemente a lo largo de México desde 1994. Por lo que algunos trabajos de investigación han analizado las tendencias climáticas estacionales y anuales en el NO de México, examinando los efectos sobre áreas extensas. Por ejemplo, Arriaga-Ramírez y Cavazos (2010), evaluaron las tendencias anuales y estacionales de los eventos de precipitación diaria y extrema en el NO de México y el SO de los Estados Unidos. No encontraron evidencias sobre el incremento de los eventos anuales de precipitación extrema que excedieron los percentiles 95 y 99, sin embargo, en la temporada de verano los eventos de precipitación aumentaron. Además, manifiestan que los eventos de precipitación máxima acumulada en cinco días han disminuido significativamente. Asimismo, Hallack-Alegria et al. (2012) evaluaron la frecuencia y la severidad de la sequía meteorológica en la Cuenca Guadalupe en el NO de Baja California con el Índice Estandarizado de Precipitación (SPI). No encontraron evidencias estadísticamente significativas en cuanto la variación de la precipitación en escala estacional y anual, sin embargo, asociaron la reducción de los valores del SPI hacia finales del 2008 con una tendencia árida.

Creemos que los análisis de la variabilidad climática realizados sobre grandes escalas espaciales tienden a minimizar los efectos particulares de una región (p. ej., en escala meso-beta; Orlanski, 1975). Por lo tanto, presentamos un estudio que relaciona la variabilidad de la precipitación y la temperatura con

la caracterización histórica de los periodos de sequía que se han presentado en la región del Valle de Guadalupe por su relevancia económica y social. Los objetivos se centraron en la identificación a largo plazo de los cambios temporales (tendencia y magnitud) de la tasa de precipitación y la temperatura media anual y estacional, los eventos extremos de precipitación y temperatura (Tmax) y la evaluación de los episodios de la sequía meteorológica en la región. Se utilizó la metodología no paramétrica de Mann-Kendall y el estimador de la pendiente de Sen. Los que a menudo se emplean en conjunto para analizar las series temporales climáticas que no se distribuyen de manera normal (Reza Kousari et al., 2013), debido que no requieren que los datos se ajusten a un tipo explícito de distribución. Ambas metodologías contribuyen a la detección de tendencias monótonas positivas o negativas en las series temporales y a los cambios en el escenario climático en varios intervalos de tiempo histórico (mensuales, estacionales y anuales) (p.ej., Tabari et al., 2011; Tabari y Talaei, 2011; Martínez et al., 2012; Reza Kousari et al., 2013; Sharma et al., 2016; Rosmann et al., 2016; Bayer Altin y Barak, 2017; Mohammed y Scholz, 2017; Pakalidou y Karacosta, 2017; Salman et al., 2017; Wang et al., 2017). El Índice de Reconocimiento de Sequía (RDI) es un índice meteorológico que contribuye con la evaluación de la sequía. Calcula el déficit acumulado entre la evapotranspiración potencial de la atmósfera (PET) y la precipitación, por lo que se considera más completo que el SPI, con una base científica más fiable (Tsakiris y Vangelis, 2005). Los resultados de la investigación, proporcionarán información regional sobre las tendencias climáticas mensuales, estacionales y anuales en esta zona semiárida mediterránea.

2.3. Métodos

2.3.1. Descripción del sitio

El Valle de Guadalupe está ubicado en el NO de Baja California, México. El valle limita entre los paralelos 32°08'58" y 32°00'10" de latitud norte y entre los meridianos 116°41'25" y 116°29'06" de longitud oeste (Figura 1). Es un valle inter-montano con una superficie de unos 80 km² (Del Toro-Guerrero y Kretschmar, 2016). El uso principal de la tierra es agrícola, y la viticultura es la práctica más representativa. Tiene un clima semiárido mediterráneo, y los suministros de agua superficial son limitados, por lo que el desarrollo exitoso de los cultivos se logra a través de la extracción de agua subterránea del Acuífero Guadalupe. La temporada de lluvia ocurre en invierno, de diciembre a marzo, tiene un promedio anual de ~ 298 mm y la temperatura media anual es de ~ 17.9 °C (cifras calculadas con el promedio histórico de las estaciones climatológicas Agua Caliente y El Porvenir de la CONAGUA) (Figura 1). La altitud

del valle varía de entre los 300 y 370 metros sobre el nivel del mar (msnm) y las montañas circundantes entre los 400 y 900 msnm.

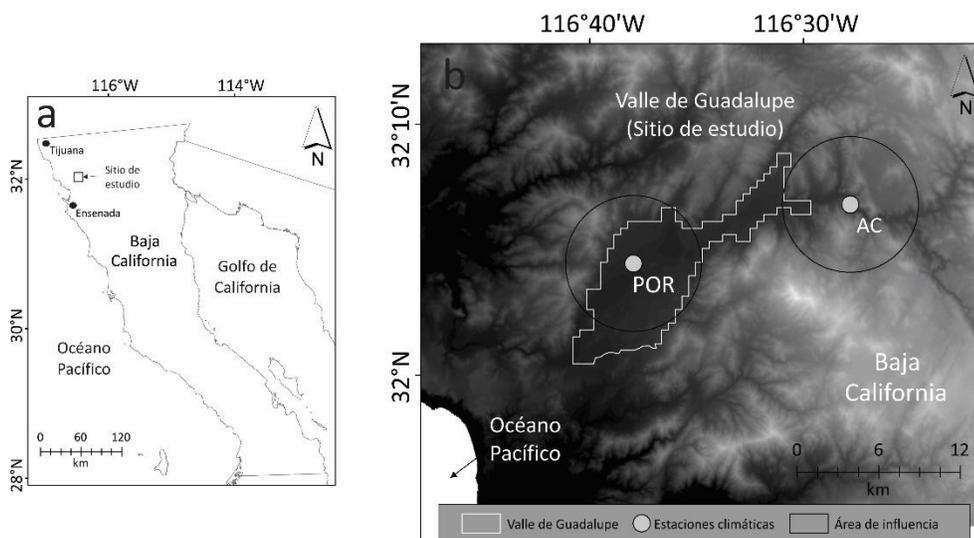


Figura 1. Macro ubicación (a); sitio de estudio, área de influencia climática (círculos) y estaciones climatológicas Agua Caliente (AC) y El Porvenir (POR) (b).

2.3.2. Datos

La red de estaciones climatológicas del noroeste de México es extensa. Sin embargo, las series temporales suelen presentar datos incompletos o con menos de 20 años de información. Por lo tanto, se torna complicado vincular la misma serie de datos entre dos o más estaciones (Del Toro-Guerrero y Kretzschmar, 2016).

En este trabajo, se utilizaron las series temporales de dos estaciones climatológicas cercanas de la CONAGUA (~ 18 km de distancia) ubicadas en el Valle de Guadalupe (Figura 1): Agua Caliente (AC) y El Porvenir (POR). De acuerdo con la Organización Meteorológica Mundial (WMO, 2011), el radio de influencia climática de cada estación es de ~ 5 km (Figura 1b). Las series temporales de AC y POR cuentan con 38 (1979-2016) y 25 años (1992-2016) de información continua, respectivamente (Figura 2). Se

emplearon datos mensuales, estacionales y anuales de precipitación, temperatura media y evapotranspiración potencial (Figura 2).

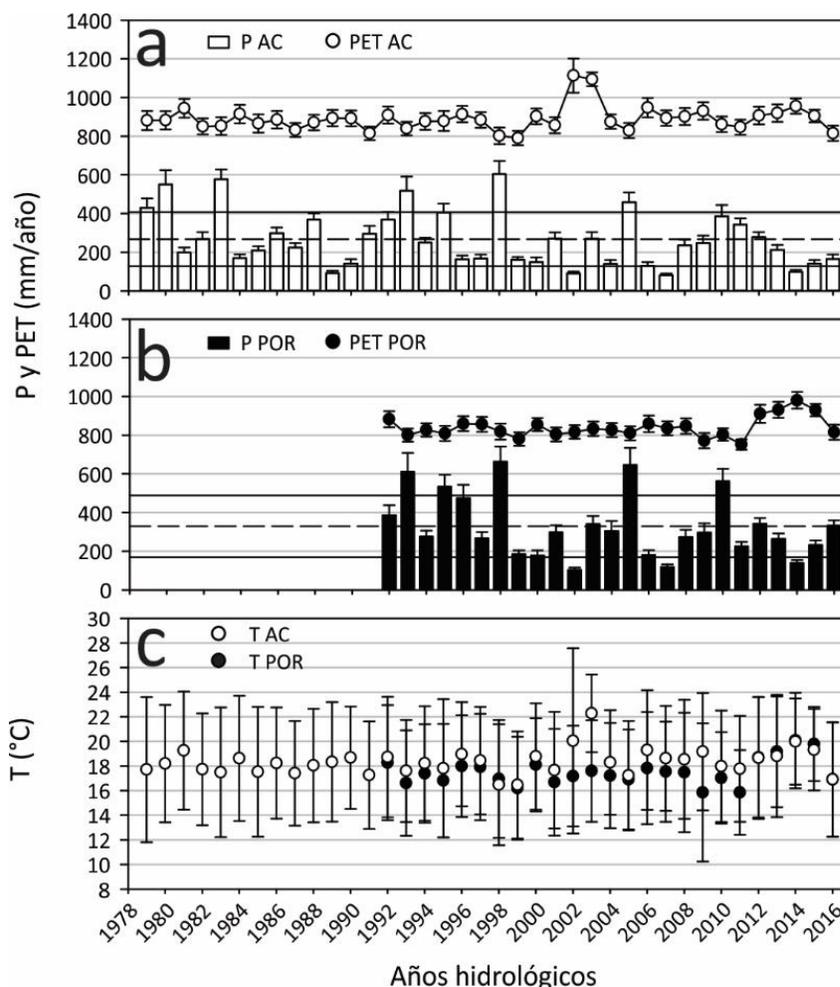


Figura 2. Las series temporales de la precipitación anual (barras) y la evapotranspiración potencial anual (círculos) de las estaciones climatológicas Agua Caliente (AC) y El Porvenir (POR), respectivamente (a y b). Las líneas horizontales discontinuas representan la precipitación media anual, y las líneas continuas representan ± 1 desviación estándar interanual. Las series temporales de la temperatura media anual de las estaciones climatológicas AC y POR (c). Las barras de error indican ± 1 desviación estándar intra-anual.

Hay al menos otras seis estaciones climatológicas en las cercanías, sin embargo, no se consideraron ya que presentan datos incompletos. Para investigar los eventos de precipitación extrema y la temperatura máxima (Tmax) que excedieron los percentiles 90 (P90, Tmax90), 95 (P95, Tmax95) y 99 (P99, Tmax99), se utilizó información diaria proporcionada por el Sistema "Climate Computing Program" (CLICOM, 2015) de la estación AC durante el periodo 1979-2012.

El promedio anual de las variables climáticas entre ambas estaciones, muestra diferencias en la tasa de precipitación ~ 60 mm (POR > AC), en la temperatura media anual de casi un grado centígrado (AC > POR), y en la evapotranspiración potencial ~ 50 mm (AC > POR) (Tabla 1).

Tabla 1. Información climática de las estaciones Agua Caliente y El Porvenir. aP, aPET y aT representan la precipitación anual, la evapotranspiración potencial y la temperatura media anual, respectivamente.

Estaciones Climáticas	Periodos	Datos (años)	Elevación (msnm)	Latitud (Norte)	Longitud (Oeste)	aP (mm)	aT (°C)	aPET (mm)
El Porvenir (POR)	1992 - 2016	25	322	32°06'44"	116°27'50"	328	17.5	840
Agua Caliente (AC)	1979 - 2016	38	419	32°04'25"	116°37'59"	270	18.3	890

2.3.3. Análisis estadístico de las series temporales

Las pruebas para la detección de las tendencias y cambios climáticos a largo plazo pueden clasificarse en métodos paramétricos y no paramétricos (Gocic y Trajcovic, 2013). En este estudio, se utilizaron dos métodos no paramétricos: la prueba de Mann-Kendall (MK) (Mann, 1945; Kendall, 1975) y el estimador de la pendiente de Sen (Ss) (Sen, 1968).

2.3.3.1. La prueba de Mann-Kendall

A continuación, se presenta una breve explicación del análisis de Mann-Kendall para nuestro conjunto de datos climáticos. El estadístico de la prueba de Mann-Kendall para una serie de tiempo se calcula con la siguiente ecuación (Mann, 1945; Kendall, 1975):

$$S = \sum_{i=1}^{n-1} \sum_{j=i+1}^n \text{sgn}(x_j - x_i) \quad (1)$$

donde n es el número de datos, x_j y x_i son los valores de los datos de la serie temporal, y sgn representa la función de signo definida como:

$$\text{sgn}(x_j - x_i) = \begin{cases} 1; & \text{sí } (x_j - x_i) > 0 \\ 0; & \text{sí } (x_j - x_i) = 0 \\ -1; & \text{sí } (x_j - x_i) < 0 \end{cases} \quad (2)$$

La varianza del estadístico S ($\text{Var}(S)$) se calcula como se indica a continuación:

$$\text{Var}(S) = \frac{n(n-1) * (2n+5) - \sum_{i=1}^m t_i(t_i-1) * (t_i+5)}{18} \quad (3)$$

donde m representa los grupos empatados y t_i representa el número de empates en el rango i . Un grupo empatado se refiere a un conjunto de datos de una muestra que tienen el mismo valor. Cuando el tamaño de la muestra es $n > 10$, el estadístico estandarizado MK se calcula de la siguiente manera:

$$\text{MK} = \begin{cases} \frac{S-1}{\sqrt{\text{Var}(S)}}, & \text{sí } S > 0 \\ 0, & \text{sí } S = 0 \\ \frac{S+1}{\sqrt{\text{Var}(S)}}, & \text{sí } S < 0 \end{cases} \quad (4)$$

Los valores positivos y negativos de MK indican tendencias positivas o negativas, respectivamente (Gocic y Trajkovic, 2013). La prueba de tendencia se realiza en el nivel específico de significación (prueba de hipótesis). Para un nivel de significación del 5 % ($p = 0.05$), tal como los empleamos en este estudio, la hipótesis nula se rechaza cuando $|Z| > 1.96$.

2.3.3.2. El estimador de la pendiente de Sen

Cuando una tendencia lineal está presente en una serie de datos climáticos, el cambio por unidad de tiempo puede estimarse con el estimador de la pendiente de Sen (S_s) (Tabari y Talaei, 2011), desarrollado por Sen en 1968. Para N pares de datos:

$$Q_i = \frac{x_j - x_k}{j - k} \text{ para } i \dots N \quad (5)$$

donde x_j y x_k son los valores de los datos en el tiempo j y k ($j > k$), respectivamente. Los valores de N de Q_i se clasifican de menor a mayor. La mediana de la pendiente o el estimador de pendiente de Sen (S_s) se calcula con la siguiente ecuación:

$$S_s = \begin{cases} Q_{[(N+1)/2]}, \text{ si } N \text{ es impar} \\ \frac{1}{2}(Q_{(N/2)} + Q_{[(N+1)/2]}), \text{ si } N \text{ es par} \end{cases} \quad (6)$$

Para prevenir el efecto de auto-correlación y su secuela en la detección de las tendencias en las series temporales, se probó la correlación en serie utilizando el coeficiente de auto-correlación lag-1 (r_1) con un nivel de significación del 5 % para la prueba de dos colas (Hamed y Rao, 1998; Yue et al., 2002):

$$r_1 = \frac{\sum_{i=1}^{N-1} (x_t - \bar{x}) * (x_{t+1} - \bar{x})}{\sum_{i=1}^N (x_t - \bar{x})^2} \quad (7)$$

donde \bar{x} es el promedio de la muestra N y x_t es el valor de la variable en el tiempo t . El estadístico r_1 se prueba contra la hipótesis nula utilizando el límite de prueba de dos colas (Anderson, 1942; Duhan y Pandey, 2013):

$$r_1(95\%) = \frac{-1 \pm 1.96 * \sqrt{N-2}}{N-1} \quad (8)$$

Si el valor calculado de r_1 está dentro del intervalo de confianza dado por r_1 (95%, ± 1.96), significa que los datos son independientes de la auto-correlación. De lo contrario, se considera que los datos tienen una correlación en serie (Duhan y Pandey, 2013).

2.3.3.3. Prueba de homogeneidad (desviación acumulada)

La prueba de homogeneidad para la evaluación de los datos climáticos se basa en un ajuste parcial de las sumas del promedio (Buishand, 1982). Se utiliza para la detección oportuna de cambios bruscos en las series climáticas (Gocic y Trajkovic, 2013). La desviación acumulada del valor medio se calcula como:

$$S_o = \sum_{i=1}^k (x_i - \bar{x}) \quad k = 1, 2, 3, \dots, n \quad (9)$$

El ajuste re-escalado de las sumas parciales se determina dividiendo los valores de S_o por la desviación estándar de la muestra:

$$S_o^* = S_o / D_x \quad k = 0, \dots, n \quad (10)$$

donde D_x es la desviación estándar de la muestra. Basado en los valores de S_o^* , se define un estadístico Y , que es sensible a las desviaciones de la homogeneidad (Buishand, 1982):

$$Y = \max |S_o^*| \quad 1 \leq k \leq n \quad (11)$$

Un valor de Y alto, indica un cambio en la serie temporal (Buishand, 1982; Duhan y Pandey, 2013). Por ejemplo, si la magnitud de Y/\sqrt{n} es superior a 1.3, entonces la serie temporal se considera heterogénea (Yu et al., 2006; Duhan y Pandey, 2013).

2.3.3.4. Cálculo del Índice de Reconocimiento de Sequía (RDI)

El cálculo del RDI se basa en la relación entre la P y la evapotranspiración potencial (PET), resultando en el déficit de las dos cantidades agregadas (Ramkar y Yadav, 2018), es decir, la deficiencia de la humedad climática (Xu et al., 2015). El cálculo del valor inicial del RDI (a_k) para un período, comenzando en un mes (k) y en un año dado, se calcula con la siguiente ecuación (Tsakiris y Vangelis, 2005):

$$\alpha_k = \frac{\sum_{j=1}^{j=k} P_j}{\sum_{j=1}^{j=k} PET_j} \quad (12)$$

donde P_j y PET_j representan la precipitación y la evapotranspiración potencial del mes j del año hidrológico, respectivamente. El valor inicial del RDI es coherente con el índice de aridez propuesto por la Organización de las Naciones Unidas para la Agricultura y la Alimentación (FAO) para la evaluación de la aridez en una zona determinada (Tsakiris et al., 2007). En esta región, el año hidrológico comienza en el mes de octubre, por lo tanto, $k_{(\text{octubre})} = 1$. La evapotranspiración potencial, se calculó con la metodología propuesta por Thornthwaite en 1948.

Existen dos expresiones para el cálculo del RDI, el RDI normalizado (RDI_n) y el RDI estandarizado (RDI_{std}). La siguiente ecuación permite normalizar el RDI:

$$RDI_n = \frac{\alpha_k}{\bar{\alpha}_k} - 1 \quad (13)$$

donde $\bar{\alpha}_k$, simboliza la media aritmética de α_k . Realizando un proceso similar para el cálculo del SPI, estandarizamos el RDI:

$$RDI_{std} = \frac{\ln(\alpha_k) - \bar{\ln(\alpha_k)}}{ds_k} \quad (14)$$

donde ds_k representa la desviación estándar. Los valores RDI positivos indican los períodos húmedos y los negativos los períodos secos. La respuesta es muy similar al del SPI (Tsakiris y Pangalou, 2009), por lo que la interpretación de los resultados se realizó bajo los mismos criterios (Tabla 2). Así mismo, Tigkas (2008), argumenta que los valores entre 0 - 1 representan una condición ambiental normal húmeda y los valores entre 0 - -0.50, se consideran dentro de un rango ambiental normal seco.

Tabla 2. Clasificación de la sequía según los valores del SPI y su probabilidad de ocurrencia (Tomado de Tsakirys et al., 2007).

Valor SPI	Categoría	Probabilidad (%)
2 (+)	Extremadamente húmedo	2.3
1.5 a 1.99	Severamente húmedo	4.4
1 a 1.49	Moderadamente húmedo	9.2
0 a 0.99	Ligeramente húmedo	34.1
0 a -0.99	Sequía leve	34.1
-1 a -1.49	Sequía moderada	9.2
-1.5 a -1.99	Sequía severa	4.4
-2 (-)	Sequía extrema	2.3

2.4. Resultados y discusión

2.4.1. Temporadas hidrológicas

Con en el análisis de la información de la precipitación y la temperatura media mensual histórica de las estaciones AC y POR, se identificaron cuatro temporadas hidrológicas en el año: una temporada húmeda-invernal (WS), una temporada seca (DS) y dos temporadas de transición, una entre el paso de los meses secos a húmedos (TS2) y el paso de los meses húmedos a secos (TS1). La WS cubre los meses de diciembre-marzo, DS de junio-septiembre, TS2 octubre-noviembre y TS1 abril-mayo (Figura 3). La distribución de la precipitación interanual muestra que la contribución más representativa ocurre durante WS (77%). En febrero se observó un pico en el promedio de precipitación (históricamente, es el mes más lluvioso), seguido de enero, marzo y diciembre. La contribución de la lluvia en la temporada seca es prácticamente nula, siendo junio el mes más seco. Las temporadas de transición representan el 21% de la contribución anual y parece ser ligeramente más significativa en otoño (TS2) que en primavera (TS1). La temperatura media mensual histórica es más baja durante WS, entre $\sim 12-15$ °C (promedio 13.4 °C), en DS la temperatura alcanza los valores máximos, entre $\sim 20-25$ °C (promedio 23.1 °C), y en agosto se observó la temperatura promedio más alta (24.7 °C). El rango promedio de los meses de transición es de $\sim 15-20$ °C y la oscilación térmica en el año es de ~ 12 °C.

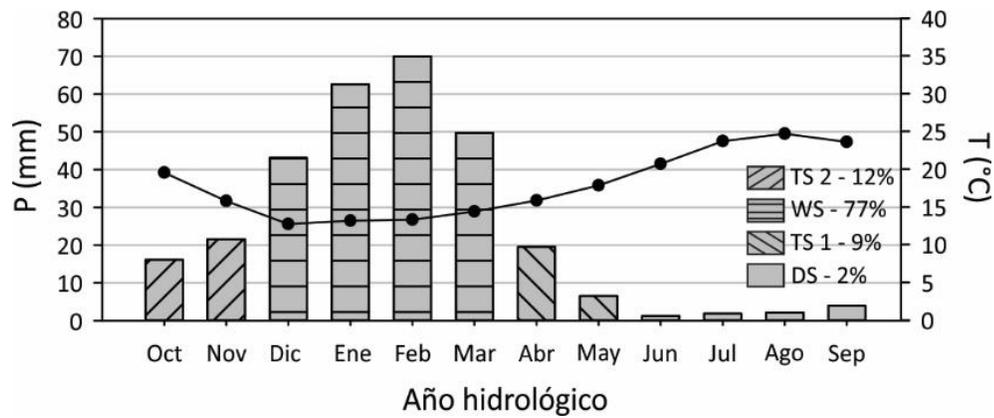


Figura 3. Clasificación de las temporadas hidrológicas durante el año. El promedio mensual de la precipitación (barras) y la temperatura media (línea sólida con puntos) de las estaciones Agua Caliente y El Porvenir. La leyenda indica la temporada y el porcentaje de contribución a la precipitación anual.

2.4.2. Tendencias de las variables climatológicas

2.4.2.1. Análisis de la tendencia y la distribución temporal de la temperatura media

En la Tabla 3 se muestran las estadísticas descriptivas y los resultados de los análisis MK y Ss de la temperatura media. Identificamos las tendencias estadísticamente significativas ($p = 0.05$; subrayadas y resaltadas con negritas) en algunos periodos y se calculó la magnitud del cambio térmico. En escala mensual se observaron cambios representativos relativos al incremento de la temperatura media en ambas estaciones. Durante los meses invernales en la estación AC, se estimó un aumento de ~ 1.9 °C en diciembre, enero y marzo; en POR en diciembre y enero de ~ 1.3 °C, en marzo ~ 2.08 °C y febrero fue el mes más afectado con un aumento de ~ 2.6 °C. En términos estacional (TS2 y WS) y anual (Ann) la temperatura incrementó ~ 1.52 , ~ 1.14 y ~ 0.76 °C en la estación AC, respectivamente. En la estación POR, sólo se observó un aumento estadísticamente significativo durante WS de ~ 1.82 °C.

Los resultados revelaron que en la región del Valle de Guadalupe la temperatura promedio está en aumento y los hallazgos son consistentes con los reportados en el noroeste mexicano durante las últimas décadas (Martínez-Austria et al., 2016) y con otras investigaciones en el mundo, en las cuales se ha documentado el incremento histórico de la temperatura media (p. ej., Tabari et al., 2011; Wang et al., 2017; Yao et al., 2018). El aumento de la temperatura regional en los meses invernales puede provocar una intensificación de la tasa de evaporación. Como resultado, el exceso de vapor podría saturar el aire más rápido y provocar eventos extremos de precipitación más súbitos y frecuentes (Trenberth et al., 2005).

Tabla 3. Estadísticas descriptivas de la temperatura media mensual, estacional (TS2, WS, TS1 y, DS) y anual (Ann) en las estaciones climatológicas Agua Caliente (AC) y El Porvenir (POR): Avg (promedio), Std (desviación estándar), Min (valor mínimo), Max (valor máximo); y las pruebas estadísticas de Mann-Kendall (MK), la pendiente de Sen (Ss, en °C/año) y el cambio total durante todo el período (Ss*, en °C). Las tendencias estadísticamente significativas con un nivel de confianza del 95 % están subrayadas y resaltadas con negritas.

Periodo	Estadísticas descriptivas AC				Tendencia			Estadísticas descriptivas POR				Tendencia		
	1979-2016 (°C)				(-)	°C/año	°C	1992-2016 (°C)				(-)	°C/año	°C
	Avg	Std	Min	Max	MK	Ss	Ss*	Avg	Std	Min	Max	MK	Ss	Ss*
Oct	20.2	1.6	17.4	23.7	<u>0.11</u>	<u>0.02</u>	<u>0.76</u>	18.9	1.7	15.8	21.9	<u>0.17</u>	<u>0.05</u>	<u>1.3</u>
Nov	16.1	2.4	12.1	25.8	<u>0.2</u>	<u>0.05</u>	<u>1.9</u>	15.5	1.7	12	18.1	0.13	0.04	1.04
Dic	13	1.9	10.1	19.1	<u>0.2</u>	<u>0.05</u>	<u>1.9</u>	12.5	1.3	10.7	15.2	<u>0.15</u>	<u>0.05</u>	<u>1.3</u>
Ene	13.4	2.6	10	25.6	<u>0.19</u>	<u>0.05</u>	<u>1.9</u>	12.9	1.9	10	17	<u>0.13</u>	<u>0.05</u>	<u>1.3</u>
Feb	13.6	1.8	10.6	18.7	0.04	0.01	0.38	13	2.2	7.5	17.8	<u>0.2</u>	<u>0.1</u>	<u>2.6</u>
Mar	14.5	1.9	11.4	21	<u>0.27</u>	<u>0.05</u>	<u>1.9</u>	14.3	2.1	10.4	19.1	<u>0.23</u>	<u>0.08</u>	<u>2.08</u>
Abr	16.2	1.6	13	20.5	0.01	0	0	15.5	2.2	10.3	19.5	0.01	0	0
May	18	1.6	14.7	20.7	0.05	0.01	0.38	17.7	2	13.1	22.4	0.04	0.01	0.26
Jun	21.2	2	17.8	25.9	-0.02	-0.01	-0.38	20.1	1.8	16.6	24.4	0.11	0.04	1.04
Jul	24.4	2	20.8	31.3	<u>-0.13</u>	<u>-0.03</u>	<u>-1.14</u>	22.9	1.5	19.7	26.2	0.02	0.01	0.26
Ago	25.3	1.8	22.8	32.8	-0.04	-0.01	-0.38	24	1.6	20.4	27.8	0.01	0	0
Sep	24.1	2.8	14.8	32.8	<u>0.09</u>	<u>0.02</u>	<u>0.76</u>	23.1	1.6	20.3	26.4	0.04	0.02	0.52
TS2	18.1	1.7	15.3	24.8	<u>0.2</u>	<u>0.04</u>	<u>1.52</u>	17.2	1.5	14.4	20	0.11	0.03	0.78
WS	13.6	1.7	11.2	21.1	<u>0.22</u>	<u>0.03</u>	<u>1.14</u>	13.2	1.4	10.3	16.8	<u>0.25</u>	<u>0.07</u>	<u>1.82</u>
TS1	17.1	1.3	14.4	19.1	0.03	0.01	0.38	16.6	2	11.7	21	0.02	0.01	0.26
DS	23.8	1.4	21.4	29.4	-0.04	0	0	22.5	1.1	19.7	24.7	0.08	0.02	0.52
Ann	18.3	1.1	16.5	22.3	<u>0.2</u>	<u>0.02</u>	<u>0.76</u>	17.5	1.1	15.9	20.1	0.12	0.04	1.04

2.4.2.2. Análisis de la tendencia y la distribución temporal de la precipitación

En la Tabla 3 se resumen las estadísticas descriptivas y los resultados de los análisis de MK y Ss de la precipitación. De forma análoga con el capítulo anterior, se identificaron las tendencias estadísticamente significativas en algunos períodos y se calculó la dimensión de los cambios hidro-meteorológicos. La precipitación promedio y máxima es más mayor durante enero y febrero en ambas estaciones climatológicas (AC y POR). Arriaga-Ramírez y Cavazos (2010), mostraron que, históricamente hay un pico en la precipitación invernal durante estos meses causado por el debilitamiento del anticiclón semipermanente del Pacífico Norte.

En términos mensuales, se encontraron cambios representativos en torno a la reducción de la tasa de precipitación en los meses invernales. Se estimó una reducción total en diciembre (AC = - 34.2 mm; POR = - 49.4 mm), enero (AC = - 22.8 mm; POR = - 80.6 mm), y marzo (AC = - 57 mm; POR = - 44.2 mm)

durante todo el período. En términos estacionales y anuales, se estimó la reducción total de la tasa de precipitación en WS (AC = - 110.2 mm; POR = - 179.4 mm) y Ann (AC = - 136.8 mm; POR = - 174.2 mm). Como se mencionó anteriormente, el 77% de la precipitación anual se presenta en la temporada invernal (WS; Figura 3), por lo que la reducción en esa temporada afecta directamente la cantidad de precipitación total en el año. Al comparar el promedio de la precipitación anual de ambas estaciones (AC, 267.2 mm; POR, 329.3 mm), se observó que la precipitación anual ha disminuido en un 50% con respecto al promedio histórico en ambos sitios. En primavera (TS1), ambas estaciones muestran un aumento de la tasa de precipitación (entre 7.6 - 13 mm), en otoño (TS2) la precipitación disminuye en la estación AC (- 15.2 mm) e incrementa en la estación POR (28.6 mm).

Tabla 4. Estadísticas descriptivas de la precipitación mensual, estacional (TS2, WS, TS1 y, DS) y anual (Ann) en las estaciones climatológicas Agua Caliente (AC) y El Porvenir (POR): Avg (promedio), Std D (desviación estándar), Min (valor mínimo), Max (valor máximo); y las pruebas estadísticas de Mann-Kendall (MK), la pendiente de Sen (Ss, en mm/año) y el cambio total durante todo el período (Ss*, en mm). Las tendencias estadísticamente significativas con un nivel de confianza del 95 % están subrayadas y resaltadas con negritas.

Periodo	Estadísticas descriptivas AC				Tendencia			Estadísticas descriptivas POR				Tendencia		
	1979-2016 (mm)				(-)	mm/año	mm	1992-2016 (mm)				(-)	mm/año	mm
	Mean	Std	Min	Max	MK	Ss	Ss*	Mean	Std	Min	Max	MK	Ss	Ss*
Oct	13	29	0	144	<u>-0.11</u>	<u>0</u>	<u>0</u>	19	62	0	312	<u>0.14</u>	<u>0</u>	<u>0</u>
Nov	23	25	0	91	<u>-0.15</u>	<u>-0.4</u>	<u>-15.2</u>	20	20	0	89	<u>0.2</u>	<u>0.5</u>	<u>13</u>
Dic	38	33	0	128	-0.03	-0.1	-3.8	48	40	0	146	0.03	0.3	7.8
Ene	54	57	2	216	<u>-0.22</u>	<u>-0.9</u>	<u>-34.2</u>	71	82	3	318	<u>-0.23</u>	<u>-1.9</u>	<u>-49.4</u>
Feb	59	53	0	234	<u>-0.1</u>	<u>-0.6</u>	<u>-22.8</u>	81	62	3	277	<u>-0.3</u>	<u>-3.1</u>	<u>-80.6</u>
Mar	48	42	0	161	<u>-0.28</u>	<u>-1.5</u>	<u>-57</u>	52	40	0	153	<u>-0.15</u>	<u>-1.7</u>	<u>-44.2</u>
Abr	16	16	0	58	0.02	0	0	23	20	0	65	0	0	0
May	5	9	0	34	0.11	0	0	8	13	0	53	<u>0.21</u>	<u>0</u>	<u>0</u>
Jun	1	2	0	13	0.04	0	0	2	5	0	25	<u>-0.31</u>	<u>0</u>	<u>0</u>
Jul	2	4	0	22	-0.03	0	0	1	3	0	10	0.13	0	0
Ago	4	7	0	31	0.11	0	0	1	2	0	7	-0.14	0	0
Sep	4	6	0	26	-0.07	0	0	4	8	0	26	<u>0.27</u>	<u>0</u>	<u>0</u>
TS2	36	41	0	169	<u>-0.13</u>	<u>-0.4</u>	<u>-15.2</u>	39	69	0	348	<u>0.23</u>	<u>1.1</u>	<u>28.6</u>
WS	198	122	48	505	<u>-0.19</u>	<u>-2.9</u>	<u>-110.2</u>	252	150	69	606	<u>-0.25</u>	<u>-6.9</u>	<u>-179.4</u>
TS1	22	18	1	61	<u>0.08</u>	<u>0.2</u>	<u>7.6</u>	30	24	0	84	<u>0.12</u>	<u>0.5</u>	<u>13</u>
DS	11	10	1	39	-0.13	-0.1	-3.8	8	12	0	47	0.02	0	0
Ann	267	142	81	604	<u>-0.21</u>	<u>-3.6</u>	<u>-136.8</u>	329	164	104	663	<u>-0.21</u>	<u>-6.7</u>	<u>-174.2</u>

La magnitud de la reducción de la precipitación es menor y menos severa en la estación AC en todos los periodos (mensual, estacional y anual). Esta diferencia en el efecto de la reducción podría estar asociada con la variación de la topografía (Liu et al., 2008), (p.ej., POR tiene un valle amplio sin

interferencias topográficas y AC está en un cañón estrecho con topografía compleja, Figura 1) o a la distribución espacial de la precipitación.

2.4.3. Análisis de los eventos extremos de un día

Con los límites de los percentiles 90, 95 y 99 de los eventos de precipitación extrema ocurridos en un día (P90 = 22.5 mm/día; P95 = 30.5 mm/día; P99 = 50.3 mm/día) y la temperatura máxima diaria (Tmax90 = 35 °C/día; Tmax95 = 37 °C/día; Tmax99 = 40 °C/día) se calculó la frecuencia relativa (%) de su distribución en el año hidrológico de 1979 a 2012 (Figura 4). Históricamente, la precipitación y la Tmax (90 y 95) tienen una distribución similar al ciclo hidrológico anual, representado en la Figura 3. Los eventos extremos de P90 son más abundantes en febrero, enero y marzo, además tienden a incrementar mensualmente de octubre a febrero, se observaron pocos eventos en abril, mayo y agosto. Los eventos P95 se observaron con mayor regularidad durante febrero, enero y marzo, estos eventos solo se han presentado en una ventana temporal de 6 meses (entre octubre – marzo). Los eventos P99 (más intensos) se observaron en enero, febrero, diciembre y octubre, en ese orden. Los episodios de Tmax (Tmax90 > Tmax95 > Tmax99) se distribuyeron principalmente en agosto, septiembre y julio, en ese orden. (Figura 4).

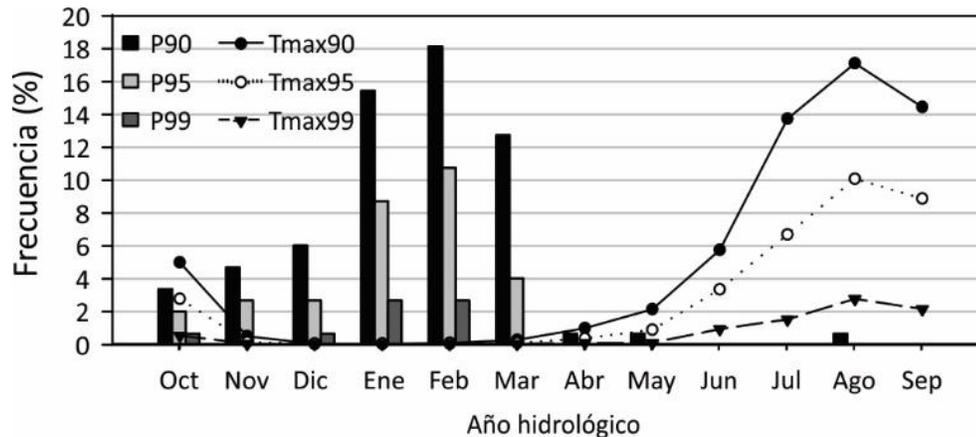


Figura 4. Frecuencia relativa al ciclo anual de eventos diarios de precipitación ($P; > 0$) extrema y datos de temperatura máxima (Tmax). Para obtener el número aproximado de eventos mensuales, multiplicar el valor de la frecuencia relativa (%) por el número total de eventos ($P = 149$; Tmax = 2246), dividido por 100.

2.4.3.1. Análisis de la temperatura máxima

Un análisis de correlación de Pearson (R) demostró que los eventos anuales de Tmax90 ($R = 0.09$), Tmax95 ($R = 0.03$) y Tmax99 ($R = 0.02$) tienen un ligero incremento, sin embargo, los resultados no son estadísticamente significativos ($\alpha = 0.05$). Para destacar las fluctuaciones a largo plazo del promedio de la Tmax anual suavizamos la serie temporal con un promedio móvil de 5 años. Se calculó la tendencia de la serie temporal y la magnitud del cambio (MK y Ss) y se identificó el cambio abrupto de la Tmax con la prueba de homogeneidad durante el periodo bajo análisis (Figura 5). Los resultados de la prueba Mann-Kendall revelaron una tendencia negativa en la Tmax90-95 (MK = - 0.31, - 0.18, respectivamente) y positiva en la Tmax99 (MK = 0.18) al evaluar todo el periodo (Figura 5), no obstante, los resultados no son estadísticamente significativos ($\alpha = 0.05$). Sin embargo, los resultados de la prueba de homogeneidad revelaron que las series temporales de Tmax no son homogéneas y que hay un año en el que se percibe un cambio en los datos. Se detectó el año de cambio para Tmax90 en 2002 (Figura 5a), Tmax95 en 2000 (Figura 5b) y Tmax99 en 1994 (Figura 5c), representados con un círculo de color gris.

Los resultados de la prueba de MK y Ss antes y después del año de cambio mostraron una modificación en la dirección de la tendencia (negativa a positiva) con un alto grado de asociación en los tres percentiles (Figura 5a-c, leyenda gris). En la serie temporal de Tmax90 se observó una tendencia negativa (reducción de la temperatura) entre 1980 – 2002 (MK = - 0.89, Ss = - 0.03 °C/año), después del año de cambio la tendencia se tornó positiva (aumento de la temperatura) entre 2003 – 2012 (MK = 0.95, Ss = 0.06 °C/año) con un incremento total de ~ 0.54 °C (Figura 5a). En la serie temporal de Tmax95 se observó una tendencia negativa entre 1980 – 2000 (MK = - 0.81, Ss = - 0.02 °C/año), después del año de cambio la tendencia se volvió positiva entre 2001 – 2012 (MK = 0.84, Ss = 0.026 °C/año) con un incremento total de ~ 0.3 °C (Figura 5b). Finalmente, en la serie temporal de Tmax99 se observó una tendencia negativa entre 1980 – 1994 (MK = - 0.61, Ss = - 0.025 °C/año), después del año de cambio la tendencia se tornó positiva (aumento de la temperatura) entre 1995 – 2012 (MK = 0.81, Ss = 0.05 °C/año) con un incremento total de ~ 0.85 °C (Figura 5c). Es importante destacar que, el ligero incremento de los eventos diarios de la temperatura máxima durante el año no fue estadísticamente significativo, pero sí lo fueron la severidad de los eventos después del año de cambio principalmente la Tmax99 (Tmax99 > Tmax90 > Tmax95).

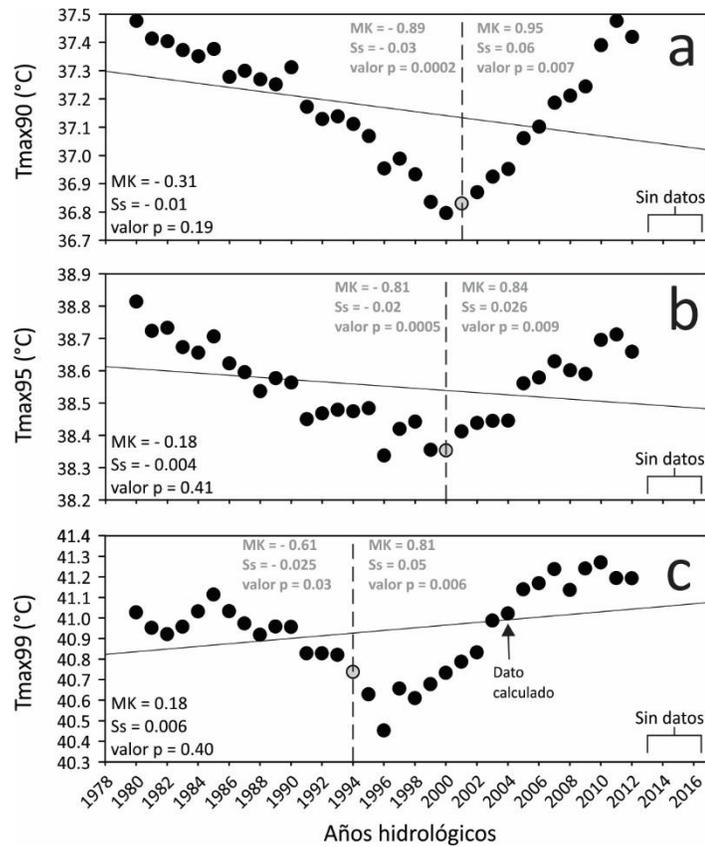


Figura 5. Promedio móvil de 5 años (círculos) de la temperatura máxima (Tmax) de la estación climatológica Agua Caliente: (a) Tmax90, (b) Tmax95 y (c) Tmax99. Los puntos grises representan el año de cambio observado y la línea discontinua vertical representa el límite anterior y posterior del año de cambio. Los datos en color gris, representan los resultados estadísticamente significativos con un nivel de confianza del 95 %.

2.4.3.2. Análisis de la precipitación extrema

La distribución mensual de los eventos de precipitación extrema P90-P95 (Figura 4) es similar a la precipitación mensual histórica (Figura 3). Durante el periodo de estudio, se calculó que en total 93 días superaron el umbral de la P90 (22.5 mm), 46 días el umbral de la P95 (30.5 mm), 10 días el de la P99 (50.3 mm) y el mayor evento de precipitación en el registro histórico se presentó en 1980 con 122 mm/día.

Un análisis de frecuencia mostró que los eventos de precipitación extremos en el primer periodo del registro histórico (1980-1996) ascienden a 51 eventos (P90), 25 (P95) y 5 (P99), mientras que en el segundo periodo (1997-2012) los eventos extremos se reducen a 42 (P90), 21 (P95) y el número de eventos P99 permanece sin cambios (Figura 6a). Estos resultados sugieren una reducción en los eventos extremos P90 y P95 en la segunda mitad y son consistentes con los hallazgos de Arriaga-Ramírez y Cavazos (2010).

Además, al igual que Cavazos y Rivas (2004), encontramos que la ocurrencia de los eventos extremos corresponde con los eventos de El Niño en los años hidrológicos (1983, 1993 y 1998; Figura 6a-b). Sin embargo, durante los años hidrológicos 2004 y 2010, observamos eventos extremos de precipitación en años neutros (Figura 6b). Los análisis del registro histórico de precipitación (33 años) demuestran la presencia de eventos extremos P90 ($P > 22.5$ mm/día) en 28 años, 20 años en P95 ($P > 30.5$ mm/día), 7 años en P99 ($P > 50.3$ mm/día). Por lo tanto, la probabilidad anual de que ocurra al menos un evento extremo en el área es de aproximadamente 85 % (P90), 61 % (P95) y 21 % (P99).

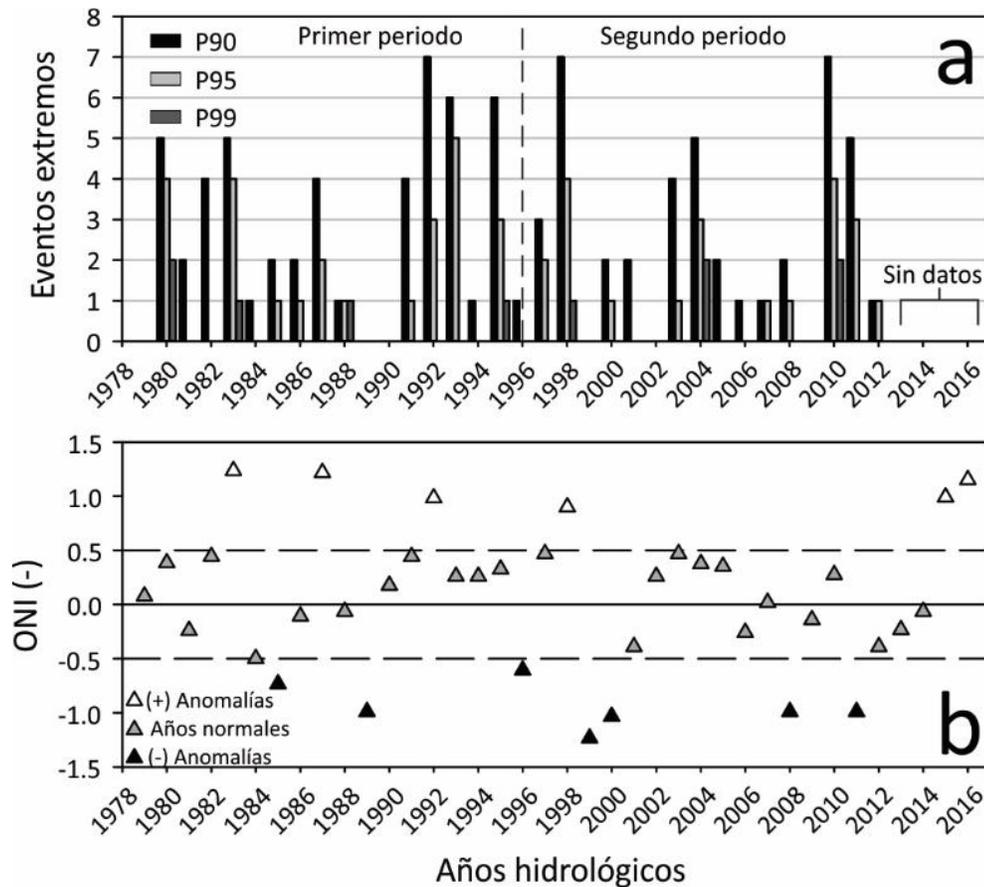


Figura 6. Número de eventos anuales de precipitación extrema en un día, observados en la estación climatológica Agua Caliente (P90 > 22.5 mm/día; P95 > 30.5 mm/día; P99 > 50.3 mm/día) excluyendo eventos $P < 1$ mm/día, la línea vertical discontinua divide la serie temporal en dos periodos (a). (b) El Índice Oceánico de El Niño (ONI), las líneas discontinuas representan los límites de los años normales (triángulos grises) y las anomalías negativas y positivas (triángulos blancos y negros, respectivamente).

2.4.4. Evaluación de la sequía meteorológica

2.4.4.1. Detección del cambio en la serie temporal de precipitación

Basado en los resultados de la prueba de Mann-Kendall que son estadísticamente significativos (Tabla 4), se aplicó la prueba de homogeneidad para detectar el principio de un cambio en la serie temporal de la precipitación (año de cambio). El análisis demuestra la dirección de la tendencia (positiva o negativa) antes y después del año de cambio en escala mensual, estacional o anual (Tabla 5). El cambio más representativo en ambas estaciones climatológicas se detectó en 1998 durante la precipitación invernal (WS) y anual, ya que el 77% de la contribución anual ocurre durante WS (Figura 3). La transición de la precipitación histórica pasó de un periodo húmedo ascendente antes de 1998 (20 y 7 años en AC y POR, respectivamente) a otro periodo húmedo descendente (18 años en AC y POR) después de 1998 (Tabla 5; Figura 7). En el registro histórico, el año 1998 se clasificó con una condición El Niño “Fuerte” (Cavazos y Rivas, 2004; Índice Oceánico de El Niño (ONI), 2018). La detección del cambio, señaló el inicio de la tendencia negativa en la serie de precipitación anual (Figura 7), es decir, la reducción de la tasa de precipitación después del año de cambio y la transición de un estado estable positivo a otro estado estable negativo (Xu et al., 2018).

Tabla 5. Año de cambio (YC) de las tendencias de precipitación mensual, estacional y anual de las estaciones climatológicas Agua Caliente y El Porvenir. La tendencia muestra la dirección de la pendiente después del año de cambio. bYC y aYC representan el número de años antes y después del año de cambio, respectivamente.

Agua Caliente					El Porvenir				
Periodo	YC	Tendencia	bYC (año)	aYC (año)	Periodo	YC	Tendencia	bYC (año)	aYC (año)
Oct	2004	(-) a (+)	26	13	Oct	2004	(-) a (+)	13	12
Nov	1988	(+) a (-)	10	28	Nov	2007	(-) a (+)	16	9
Ene	1997	(+) a (-)	19	19	Ene	1997	(+) a (-)	6	19
Feb	2005	(+) a (-)	27	11	Feb	2005	(+) a (-)	14	11
Mar	1998	(+) a (-)	20	18	Mar	1998	(+) a (-)	7	18
TS2	1988	(+) a (-)	10	28	May	2014	(-) a (+)	23	2
WS	1998	(+) a (-)	20	18	Jun	2000	(+) a (-)	9	16
TS1	1997	(-) a (+)	19	19	Sep	2009	(-) a (+)	18	7
Ann	1998	(+) a (-)	20	18	TS2	2004	(-) a (+)	13	12
					WS	1998	(+) a (-)	7	18
					TS1	2009	(-) a (+)	18	7
					Ann	1998	(+) a (-)	7	18

Con la diferencia entre la precipitación anual y el promedio de la precipitación anual histórica año con año, se realizó un análisis de frecuencia acumulada (Figura 7); los resultados revelan el incremento en la serie de precipitación antes del año de cambio sin ser estadísticamente significativos, sin embargo, la reducción de la precipitación posterior al año de cambio sí es estadísticamente significativa. El año de cambio (1998), señala el desplazamiento de una etapa anterior con abundantes años húmedos (1980-1998, AC (Figura 7a); 1992-1998, POR (Figura 7b)) a otra con una reducción repetitiva en la tasa de precipitación anual (1999-2016, Figura 7a-b).

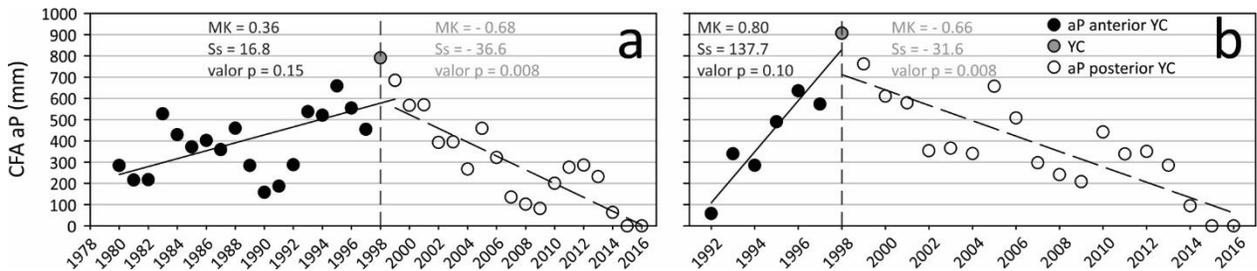


Figura 7. Análisis de la frecuencia acumulada (CFA) de la precipitación anual (aP) en ambas estaciones climatológicas, (a) Agua Caliente y (b) El Porvenir. Se muestran las tendencias de los períodos antes y después del año de cambio (YC). La leyenda en gris representa los resultados estadísticamente significativos posterior al año de cambio ($\alpha = 0.05$).

2.4.4.2. Detección de los periodos de sequía

En esta sección se muestra la variación temporal y la severidad de la sequía, calculada con el Índice de Reconocimiento de Sequía (RDI). Se realizó la evaluación y el análisis de los resultados en las temporadas hidrológicas (TS2, WS, TS1, DS, y anual) en las estaciones AC y POR. En general, la variación temporal de la sequía acontece de forma simultánea en ambas estaciones climatológicas (Figura 8). Un análisis de correlación de Pearson reveló una estrecha relación positiva entre los valores de RDI de ambas estaciones en las temporadas de transición, húmeda y anual ($R = 0.76$, TS2; $R = 0.79$, TS1; $R = 0.84$, WS; $R = 0.88$, anual) ($\alpha = 0.05$). El año de cambio en la serie de precipitación anual lo señalamos en cada una de las temporadas hidrológicas de la Figura 8.

En las temporadas transicionales se detectaron algunos años sin precipitación en las AC y POR, simbolizados con los triángulos de la Figura 8. Por ejemplo, en la TS2 el fenómeno se presentó en dos años hidrológicos (Figuras 8a y f), en la TS1 se identificaron dos años que afectaron a la estación POR (Figura 8h) y en DS, se observó la presencia de seis años sin lluvia (Figura 8i). Los resultados indican que en la zona

de influencia de la estación POR ha sido más recurrente la ausencia de precipitación en las temporadas DS, TS1 y TS2 que en la zona de la estación AC.

El inicio de los periodos de sequía es notable en escala anual (Figura 8e y j) y durante la temporada húmeda (Figura 8b y g) en ambas estaciones, en la transición entre un evento Niño “Fuerte” (1998) y un evento Niña (Figura 6b). En la región los años húmedos y secos coinciden generalmente con los eventos de El Niño y La Niña y el 1998 es uno de los años más húmedos en el registro hidro-climático de la región (Cavazos y Rivas, 2004; Hallack-Alegria et al., 2012) y tiene el mayor valor positivo de RDI (Figura 8e y j). Por el contrario, la severidad de los periodos de sequía está representada con los mayores valores negativos en el análisis del RDI y coinciden con los años de menor precipitación anual (Figura 2a-b; Figura 8e y j; 2002, 2004, 2006, 2007 y 2014), los que están catalogados con una condición normal en el registro establecido por el ONI (Figura 6b).

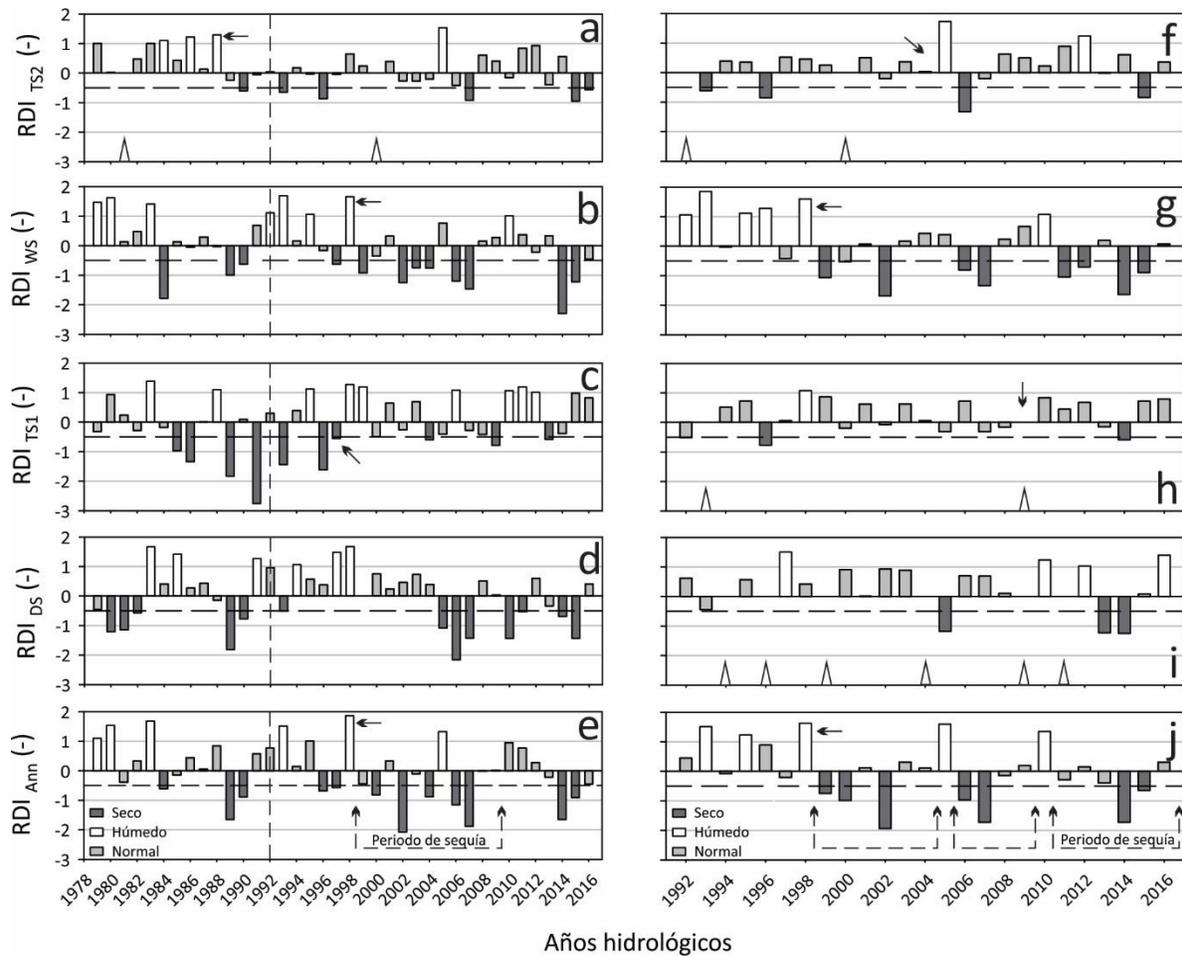


Figura 8. Resultados del análisis del Índice de Reconocimiento de Sequía (RDI). Las figuras (a-e) y (f-j) muestran a las temporadas hidrológicas y los resultados anuales del RDI de las estaciones climatológicas Agua Caliente (AC) y El Porvenir (POR), respectivamente. Los valores positivos representan los años en que la precipitación anual es mayor que el promedio histórico, y los valores negativos representan los años en que es menor que el promedio histórico. Los triángulos en la base de las figuras simbolizan los años sin precipitación durante esa temporada hidrológica. Las flechas negras sólidas señalan el año de cambio en la tendencia de la precipitación. La línea horizontal discontinua representa el valor inicial de los años secos ($RDI = -0.5$). En las figuras (a-e), la línea vertical discontinua representa el inicio de la serie temporal en la que coinciden ambas estaciones climatológicas.

Al identificar el año de cambio en el régimen de precipitación anual y en la temporada húmeda, nos permitió analizar la frecuencia los periodos húmedos y secos que han acontecido en la región, antes y después de ese año (1998). En la Tabla 6, resumimos las observaciones.

Tabla 6. Conteo de los años húmedos, secos, El Niño y La Niña antes y después del año de cambio en la tendencia de la precipitación anual.

Estaciones	Periodo	RDI		ONI		El Niño	La Niña
		Húmedo (RDI > 1)	Seco (RDI < -0.05)	El Niño	La Niña	años	años
AC	79-98	5	5	5	3	83, 87, 88, 92, 98	85, 89, 96
AC	99-16	2	7	2	3	03, 10	99, 08, 11
POR	92-98	3	0	1	1	92, 98	96
POR	99-16	2	7	2	3	03, 10	99, 08, 11

Los resultados que se presentan en la Tabla 6 indican la reducción de los años húmedos y un aumento de los años secos en el área después del año de cambio (1998). Asimismo, los años catalogados como El Niño y La Niña siguen el mismo esquema. En el análisis, interpretamos los períodos de sequía meteorológica considerando los resultados del análisis frecuencia acumulada de la precipitación anual (CFA aP) de la Figura 7 y los valores del RDI anual (Figura 8e y j). Aunque se observó un año anormalmente húmedo durante el período de sequía (p. ej., 2005), la reducción acumulada de la precipitación anual (Figura 7) y la sucesión de años secos (Figura 8e y j) durante los mismos periodos podrían intervenir con la reducción del nivel freático del Acuífero Guadalupe. Tirivarombo et al. (2018) indicaron que los años húmedos intermedios no son suficientes para reducir el déficit hídrico a nivel hidrológico, debido a la escasez y reducción de los mantos freáticos de años anteriores. Incluso las sequías moderadas han demostrado causar problemas significativos si persisten durante varios años (Tigkas, 2008). Se observó un período de sequía que persistió al menos durante diez años (1999-2009, Figura 8e y j). Cuatro años después, observamos un nuevo período de sequía de cuatro años en la estación AC (2013-2016) y tres años en POR (2013-2015). Consideramos que el fenómeno de la sequía meteorológica a largo plazo ha tenido repercusiones en el proceso de reposición de agua subterránea en la región, sin tomar en cuenta el uso intensivo y extensivo antrópico del agua (p. ej., extracción por bombeo). Por ejemplo, La CONAGUA en varias evaluaciones técnicas ha mostrado que el nivel del agua subterránea del Acuífero Guadalupe ha disminuido progresivamente y mostró sólo una recuperación parcial del nivel freático en algunos años (p.ej., 2010) (CONAGUA, 2008; 2013; 2015; 2018). Además, la CONAGUA estimó un déficit de - 12.04 Mm³ en 2007 (CONAGUA, 2013), de 12.24 Mm³ en 2014 (CONAGUA, 2015) y más recientemente de - 18.22 Mm³ en 2015 (CONAGUA, 2018). Conjuntamente, se encontró que los años de sequía más severa ocurrieron después de 1998 (posteriores al año de cambio) en 2002, 2007 y 2014, lo cuales fueron clasificados como años con sequía extrema y severa (Tabla 2), y fueron los años más secos de la región (P < 100 mm). En general, la duración de la sequía meteorológica está relacionada con la ocurrencia de una sucesión de años en los que la precipitación anual es inferior a la media histórica. Groisman y Knight en 2008, reportaron una secuencia de períodos anormalmente secos entre 2000 y 2002 en el SO de los Estados Unidos,

extendiéndose hasta el NO de México. También identificaron el 2002 como el año más seco en los últimos 40 años. Además, la Administración Nacional de Aeronáutica y del Espacio (NASA) informó que el 2014 fue el año más cálido del mundo en el registro climático reciente.

La conjunción de los flujos de evapotranspiración potencial (PET) y precipitación proporciona una descripción del fenómeno de la sequía (Thomas et al., 2016), debido a que la sequía meteorológica se concibe como un déficit hídrico y se aborda mediante un equilibrio entre las entradas (P) y salidas (PET) relativas del recurso hídrico (Takiris y Vangelis, 2005). En esta investigación, encontramos que la PET anual explica sólo parte del RDI (AC, $R = 0.48$; POR, $R = 0.34$; $\alpha = 0.05$). Por otro lado, la precipitación anual explica en totalidad el fenómeno de la sequía meteorológica en la región ($R = 0.99$, $\alpha = 0.05$; en ambas estaciones climatológicas). Así mismo, se proporcionan las siguientes relaciones entre la precipitación anual (aP) y el RDI de AC y POR para calcular los años secos y húmedos (Ecuaciones 15 y 16) y establecer el grado de sequía para evaluar la región.

$$RDI_{(AC)} = 1.8603 * \ln(aP_{(AC)}) - 10.138 \quad (15)$$

$$RDI_{(POR)} = 1.9807 * \ln(aP_{(POR)}) - 11.243 \quad (16)$$

2.5. Conclusiones

En este estudio se investigaron las tendencias a largo plazo de la precipitación y la temperatura media mensual, estacional y anual, los eventos extremos diarios de precipitación y temperatura máxima en la región vitivinícola del Valle de Guadalupe en el NO de México. Los resultados se resumen a continuación:

1. Los análisis estadísticos de las pruebas Mann-Kendall y la pendiente de Sen indican un aumento significativo de la temperatura media en los meses invernales (diciembre, enero, febrero, marzo) en las estaciones climatológicas AC y POR. En la temporada húmeda, la temperatura aumentó entre 1.14 y 1.82 °C y en la escala anual entre 0.76 y 1.04 °C. Además, se detectó la reducción en la tasa de precipitación en los mismos meses en ambas estaciones climatológicas. En la temporada húmeda, la reducción total fue de entre - 110.2 y - 179.4 mm, y en términos anuales, de entre - 136.8 y - 174.2 mm.

2. Al parecer no hay un cambio significativo en el número de eventos anuales de temperatura máxima. Sin embargo, con la prueba de homogeneidad se detectó una alteración en la serie temporal que demuestra el incremento de la gravedad de los eventos posterior al año de cambio, principalmente en la Tmax99 con un aumento total en la serie temporal de ~ 0.85 °C ($T_{max99} > T_{max90}$, 0.54 °C $> T_{max95}$, 0.30 °C). Los resultados de los eventos extremos de precipitación sugieren que hay una ligera reducción en el número y la gravedad de los eventos entre la primera y segunda mitad del registro histórico en los percentiles 90 y 95.
3. Se detectó el cambio en la precipitación histórica en 1998 y la reducción de la precipitación anual y durante la temporada húmeda a partir de ese año, con una tendencia decreciente de la tasa de precipitación y el incremento de los años secos en las últimas dos décadas.
4. El RDI explicó adecuadamente las diferencias entre los períodos secos y húmedos interanuales. Además, reveló el incremento de los periodos de sequía meteorológica después de 1998. La sequía se volvió más frecuente, más grave, aumentó en duración y la vinculamos con los años de precipitación anual más bajos (2002, 2004, 2006, 2007 y 2014). Asimismo, se asoció el impacto de la sequía meteorológica con las repercusiones en el proceso de reabastecimiento de agua subterránea en la región, sin considerar el uso antrópico intensivo y extensivo del agua.

En resumen, los resultados revelan el aumento de la temperatura media, el aumento de la severidad de la temperatura máxima y la reducción de la precipitación invernal y anual (durante casi dos décadas). Además del aumento de los períodos secos y la severidad de la sequía meteorológica en los últimos 20 años. Aunque la variabilidad climática en escala local no se investiga a menudo encontramos cambios relevantes en los patrones de temperatura y precipitación asociados con las proyecciones climáticas regionales y mundiales. Por lo tanto, este estudio puede contribuir como base científica para dar a conocer la evolución histórica del clima en la región y fomentar la adopción de medidas en torno a la gestión y conservación de los recursos hídricos presentes y futuros.

Capítulo 3. Respuesta de la vegetación a largo plazo (1986-2016) ante la precipitación y los atributos topográficos durante las temporadas húmedas y secas en tres sitios con orientación de la pendiente contrastada en el Valle de Guadalupe al NO de Baja California, México

3.1. Resumen

En esta investigación, se analizaron las variaciones a largo plazo del Índice de Vegetación de Diferencia Normalizada promedio (NDVIa) y las correlaciones temporales y espaciales de los controles de la precipitación y la topografía sobre el verdor de la vegetación, mediados por su posición topográfica (pendientes orientadas al sur (SFS), al norte (NFS) y un valle inter-montano (CT)). El trabajo se desarrolló en un sistema de montaña semiárido Mediterráneo en el Valle de Guadalupe al NO de Baja California, México. En la región no existen estudios sobre la variación del vigor de la vegetación natural en relación con los controles de la precipitación y la topografía. Por lo tanto, los objetivos de esta investigación fueron entender la asociación estacional y anual del vigor de la vegetación de los sitios SFS, NFS y CT con la precipitación y los atributos topográficos. Los coeficientes de correlación de Spearman (R_s) entre la precipitación y el NDVIa mostraron una fuerte relación positiva en la temporada húmeda y en escala anual en SFS ($R_s = 0.76$), CT ($R_s = 0.72$) y NFS ($R_s = 0.53$) y en los sitios de ladera en la temporada seca (SFS, $R_s = 0.44$; NFS, $R_s = 0.38$). Los resultados indicaron que la vegetación caducifolia, baja y abierta de las SFS es más sensible a la precipitación intra-anual e interanual que las comunidades vegetales de CT y NFS (con nivel de significación, $\alpha = 0.01$). Cuatro indicadores topográficos (densidad de drenaje, índice topográfico de humedad, radiación solar y pendiente) se asociaron moderada y débilmente con el NDVIa y colectivamente explican solo una parte menor del NDVIa (SFS, $R_s = 0.21$; CT, $R_s = 0.19$ y NFS, $R_s = 0.12$) ($\alpha = 0.01$). Los resultados mostraron que el control de la precipitación sobre el vigor de la vegetación está más estrechamente relacionado que los controles topográficos en las tres posiciones topográficas, y que la vegetación de las SFS muestra asociaciones más fuertes con la precipitación que CT y NFS, en ese orden. La capacidad de detectar las relaciones entre el vigor de la vegetación con los factores de precipitación y del terreno mediadas por la posición topográfica, ofrece la posibilidad de analizar en detalle los cambios a largo plazo de la respuesta de las comunidades vegetales nativas ante la fluctuación hidro-climática y a las características topográficas de la región.

3.2. Introducción

En los ecosistemas áridos y semiáridos, el desarrollo y el vigor de la vegetación natural presentan cambios estacionales y anuales (Zhang et al., 2011), determinados principalmente por las variaciones de la temperatura (T) y la precipitación (P) (Prasad et al., 2005). Los factores climáticos producen condiciones que controlan activamente la distribución y composición de las comunidades vegetales (Zhang et al., 2007; Reynolds et al., 2008; Gritti et al., 2010; Areola y Fasona, 2018) y están fuertemente impulsados por la variación de la precipitación (Yengoh et al., 2015). En los últimos años, el Índice de Vegetación de Diferencia Normalizada (NDVI) calculado a partir de datos satelitales ha sido un indicador de la salud (vigor) de la vegetación, a menudo, utilizado para evaluar la respuesta ambiental hidrológica en laderas (Groeneveld y Baugh, 2007), la evapotranspiración (Groeneveld et al., 2007; Jarchow et al., 2016) y la variación de la precipitación (Wang et al., 2003; Tang et al., 2017; Areola y Fasona, 2018).

En regiones áridas y semiáridas, la respuesta activa de la vegetación ante la precipitación en diversas escalas temporales y espaciales está bien documentada, generalmente tienen una correspondencia lineal (p. ej., Kawabata et al., 2001; Hao et al., 2012; Chuai et al., 2013). Sin embargo, Tang et al. (2017), indicaron que la relación entre el NDVI y los parámetros climáticos a escala de cuenca en zonas de clima frío y árido, no se ha estudiado con frecuencia. En los enfoques de aplicación para la utilización de conjuntos de datos NDVI multi-temporales, se tiene que considerar la necesidad de minimizar las condiciones de fluctuación temporal que pueden afectar a los conjuntos de datos individuales (p. ej., los aerosoles, la radiación, la reflectancia, la señal del suelo) (Liu y Huete, 1995; Hadjimitsis et al., 2004; Chander et al., 2009). Las interacciones atmosféricas, la intensidad, la dirección e inclinación de la luz y las características físicas del suelo (humedad, color, cubierta vegetal a nivel del suelo, etc.) causan una variación no sistemática en los valores del NDVI cuando se analiza temporalmente (Liu y Huete, 1995; Groeneveld y Baugh, 2007). Estas características inherentes de los sensores hacen imprescindible realizar un pre y post-procesamiento de las imágenes de satélite para evitar errores en el cálculo del NDVI.

Por otra parte, se ha comprobado que los atributos del terreno (incluyendo elevación, orientación de la pendiente y pendiente) tienen efectos en la distribución y desarrollo de la vegetación (Zhan et al., 2012) incluso en áreas pequeñas. La variación espacial de la vegetación a menudo está mediada por la posición topográfica en los sistemas montañosos (Gutiérrez-Jurado et al., 2013). La orientación de la pendiente es una característica del paisaje que se identifica como un factor clave que conduce a un cambio en las características ecológicas y estructurales de la vegetación (Coble et al., 2001; Bennie et al., 2008; Del Toro-Guerrero et al., 2016). Por ejemplo, en las regiones de latitud media, el desarrollo y distribución de la

vegetación cambia entre las laderas orientadas al Polo y al Ecuador. En el hemisferio norte, laderas que se orientan al norte (NFS) y laderas que se orientan al sur (SFS) (Gutiérrez-Jurado et al, 2013; Bennie et al., 2006; Del Toro-Guerrero et al., 2018) como consecuencia de una mayor exposición a la radiación solar en las laderas orientadas al sur (Bennie et al., 2008; Del Toro-Guerrero et al., 2016).

El conocimiento cualitativo de las asociaciones directas entre vegetación-clima y vegetación-topografía en áreas montañosas extensas con topografía compleja se vuelve difícil de lograr, por estas razones en algunos lugares, la información es inexistente. En conjunto, la teledetección y el análisis digital del terreno derivado de los modelos digitales de elevación (MDE) ofrecen un procedimiento eficiente para monitorear las características de la vegetación (p. ej., Symeonakis y Drake, 2004; Tottrup y Rasmussen, 2004; Pettorelli et al., 2005; Deng et al., 2007; Hüttich et al., 2007; Becerril-Piña et al., 2015; Jarchow et al., 2016) en grandes extensiones de terreno y de difícil acceso.

En este estudio, los objetivos fueron determinar la relevancia de los controles a largo plazo de la precipitación y la topografía sobre el vigor de la vegetación, mediada por la posición topográfica (SFS, NFS y un valle inter-montano; CT) en un sistema semiárido montañoso. La comparación entre sitios tiene por objeto obtener nueva información sobre la respuesta de la vegetación natural de las laderas ante los cambios en la precipitación estacional y anual y a los atributos topográficos en esta región semiárida.

3.3. Métodos

3.3.1. Sitio de estudio

El estudio se realizó en el Laboratorio de Hidrogeología de campo (~ 694 ha) del Centro de investigación Científica y de Educación Superior de Ensenada (CICESE) ubicado en el Valle de Guadalupe al NO de Baja California, México (Figura 9). Las elevaciones van de los 350 a 750 metros sobre el nivel del mar (Figura 9d). El talud de la pendiente es fuerte en más del ~ 85% de la superficie y la planicie en el límite occidental tiene uso agrícola (Figura 9c), la delimita las laderas orientadas al sur y al norte (SFS (naranja, ~ 66 ha) y NFS (verde, ~ 145 ha), respectivamente) y el valle inter-montano (CT; azul, ~ 33 ha), el área sin color representa la superficie que ocupan las laderas este, oeste y la zona agrícola (Figura 9b).

El clima es semiárido mediterráneo con una precipitación anual de 298 mm (~ 80 % acontece en invierno; diciembre-marzo) (Figura 10), la temperatura media mensual varía de 12.2 °C en diciembre a 24.7 °C en agosto y la temperatura media anual es de 17.9 °C, ambos parámetros se calcularon con el promedio histórico de las estaciones climatológicas Agua Caliente (AC) (1986 - 2016) y El Porvenir (POR) (1992 - 2016) de la Comisión Nacional del Agua (CONAGUA) (Figura 9a). Asimismo, delimitamos a las dos temporadas hidrológicas más representativas de la región y que utilizamos para el análisis de este estudio: la temporada húmeda (WS) y la temporada seca (DS) (Figura 10).

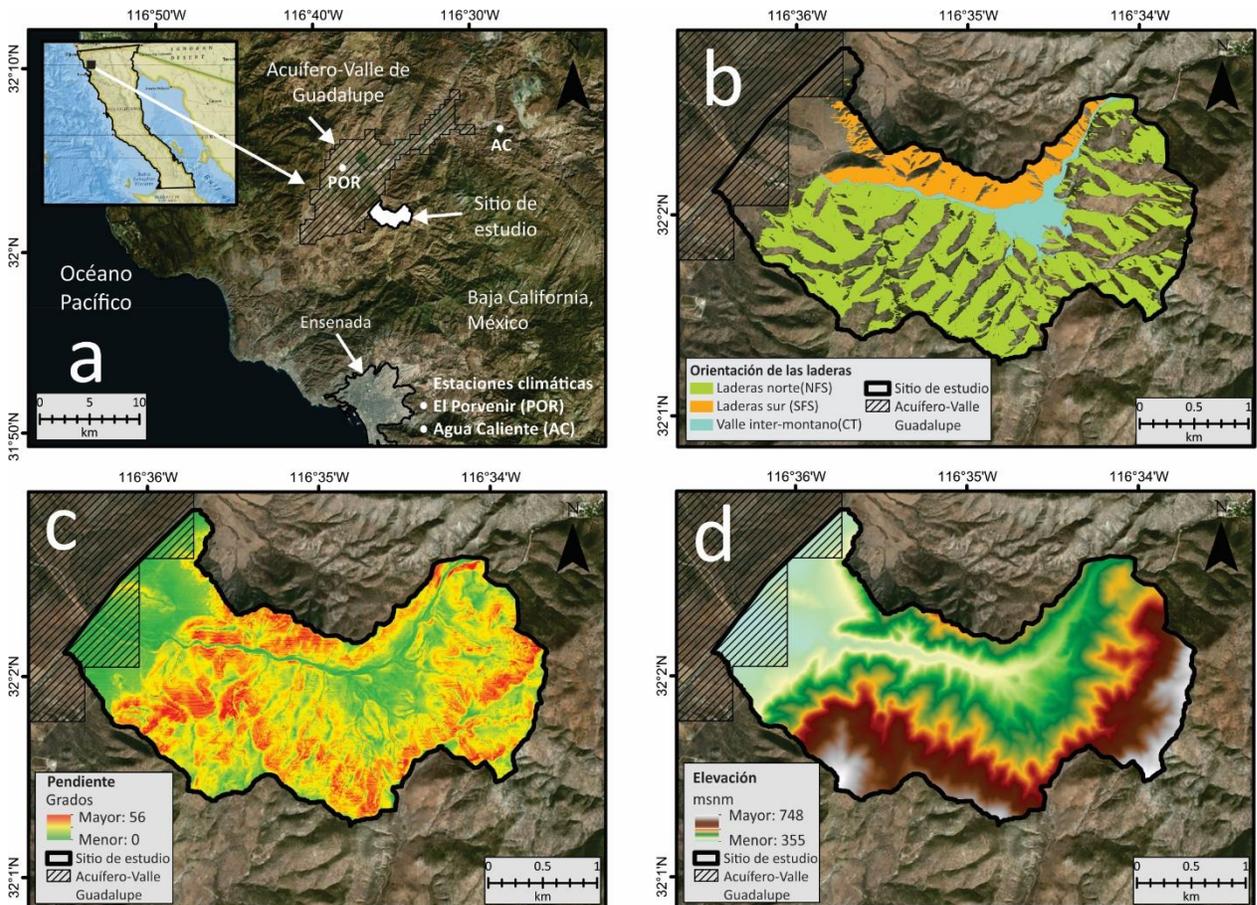


Figura 9. Mapas descriptivos del sitio de estudio: (a) macro y micro-localización y las estaciones climatológicas El Porvenir (POR) y Agua Caliente (AC), (b) orientación de la pendiente (las zonas incoloras dentro de SFS y NFS, representan a las laderas con orientación este y oeste), (c) pendiente del terreno y (d) elevación.

La variabilidad climática interanual es característica del NO de México. Por ejemplo, la variación de la tasa de precipitación está asociada con El Niño/Oscilación del Sur y con la Oscilación Decadal del Pacífico (PDO) (Pavia et al., 2006; Higgins et al., 2007; Arriaga-Ramírez y Cavazos, 2010). Estos fenómenos hidro-

climáticos traen a la región eventos inusuales de precipitación. Bajo condiciones cálidas durante El Niño y la PDO, la tasa de precipitación tiende a aumentar, y durante condiciones frías La Niña y la PDO tiende a disminuir (Arriaga-Ramírez y Cavazos, 2010). La hidrología superficial se limita únicamente a la temporada de lluvia, es inusual y su uso no es representativo. Históricamente el año hidrológico suele presentar seis meses sin lluvia.

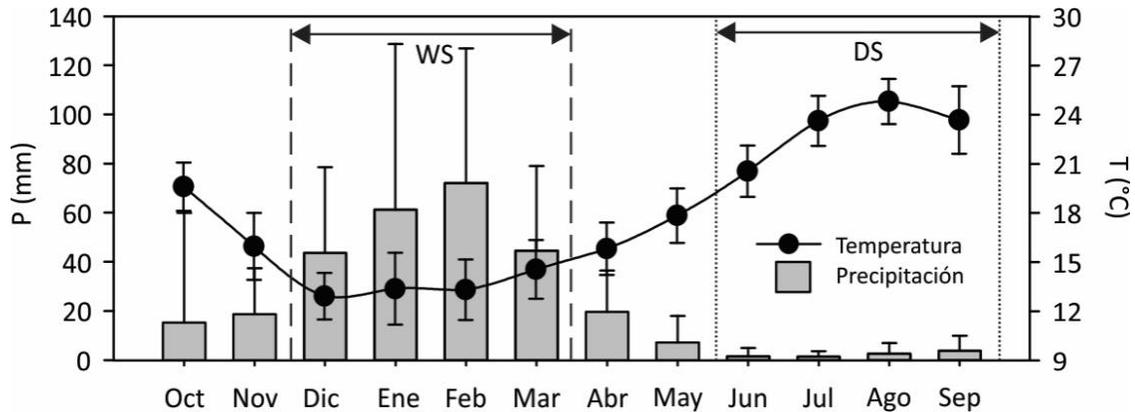


Figura 10. El promedio histórico mensual de la precipitación mensual y la temperatura media ± 1 desviación estándar de las estaciones climatológicas Agua Caliente y El Porvenir durante las series temporales 1986-2016 y 1992-2016, respectivamente. Las flechas representan la temporada húmeda (WS) y seca (DS).

La vegetación es arbustiva en toda la zona con algunos árboles cerca del lecho del arroyo. El tamaño promedio de los arbustos oscila entre 1 y 2 m (Tabla 7). La vegetación de las SFS es más caducifolia, baja y discontinua, mientras que en las NFS y CT la vegetación es más perennifolia. El ecosistema natural está estructurado por variaciones en la posición topográfica (p. ej., vegetación baja, escasa y seca en las SFS). En las laderas, el perfil del suelo es poco profundo (entre 0.4 y 1 m; Del Toro-Guerrero et al., 2018). La Tabla 7, resume con detalle las características sobre los atributos del terreno, las propiedades del suelo y la configuración de la vegetación.

Tabla 7. Atributos del terreno, propiedades del suelo y configuración de la vegetación de las laderas orientadas al sur (SFS), al norte (NFS) y el valle inter-montano (CT). Área (en hectáreas), Elevación (en metros sobre el nivel del mar), Pendiente (en grados; Avg, promedio; Min, mínimo, Max, máximo), Textura (distribución porcentual relativa, hasta los 0.4 m de profundidad en SFS y hasta 1 m de profundidad en NFS y CT), Sa (arena), Si (limo), Cl (arcilla), Clasificación textural del suelo y Profundidad del perfil.

Atributos del terreno						Propiedades del suelo				
Sitio	Área (ha)	Elevación (msnm)	Pendiente (°)			Textura (%)			Clasificación	Profundidad (m)
			Avg	Min	Max	Sa	Si	Cl		
SFS	64.8	355-550	23	0.23	51	89.2	9.8	1	Arena fina	0.4
NFS	291.4	355-750	22	0.22	56	91.7	6.8	1.5	Arena fina	1
CT	33.2	355-434	6	0.11	35	81.3	11.2	7.5	Arena fina limosa	7.5

Configuración de la vegetación	
SFS	Vegetación escasa, pequeños arbustos leñosos caducifolios (menos de 1 m) y ausencia de pasto. Las principales especies de plantas son <i>Eriogonum fasciculatum</i> (alforfón de California) y <i>Bahiopsis laciniata</i> (girasol del condado de San Diego). 50% de suelo desnudo aparente.
NFS	Aquí la vegetación es más densa; predominan los arbustos siempreverdes pequeños y medianos (1-2 m), las plantas herbáceas aparecen a nivel del suelo en la temporada húmeda. Mayor diversidad de plantas leñosas, incluyendo <i>Eriogonum fasciculatum</i> , <i>Fraxinus parryi</i> (fresno de Chaparral), <i>Condea emoryi</i> (lavanda del desierto), <i>Malosma laurina</i> (Lentisco), <i>Salvia apiana</i> (Salvia blanca), <i>Adenostoma fasciculatum</i> (Chamizo), <i>Artemisia californica</i> (Artemisa californiana), <i>Bahiopsis laciniata</i> y <i>Baccharis salicifolia</i> (Azumiate) (Flores-Zavala, 2016). 10% de suelo desnudo aparente.
CT	El tipo de vegetación está estrechamente asociado con las NFS (diversidad de especies de plantas), pero con una mayor separación entre los individuos. Presencia de pastos en la temporada húmeda a ras de suelo y manchones de árboles (principalmente encinos). 30% de suelo desnudo aparente.

3.3.2. Procesamiento de los datos satelitales

Se utilizaron sesenta imágenes del satélite Landsat (1986 – 2016), treinta imágenes corresponden a la temporada húmeda (WS) y treinta a la temporada seca (DS), una imagen por ladera por temporada por año. La información espacial tiene una resolución de 30 m, y las superficies examinadas fueron ~ 65, ~ 292 y ~ 33 ha en SFS, NFS y CT, respectivamente. Se utilizaron imágenes multi-espectrales de los satélites Landsat 5 TM, 7 ETM+ y 8 OLI/TIRS, dependiendo de la disponibilidad temporal y la nubosidad. Las imágenes corresponden al sistema de referencia mundial 2 (WRS-2) con las coordenadas de los pases 39-40 y fila 38. Se obtuvieron del catálogo de libre acceso del sitio web del Servicio Geológico de los Estados Unidos: <http://earthexplorer.usgs.gov/>.

Las fechas de captura de las imágenes corresponden al final de las temporadas húmeda y seca, es decir, entre marzo-abril para la WS y septiembre para la DS, durante el periodo de estudio. El pre-procesamiento de las imágenes satelitales consistió en la corrección atmosférica con el algoritmo de sustracción del objeto oscuro (DOS) (Chavez, 1988; Hadjimitsis et al., 2004). Se realizaron ajustes radiométricos y de resplandor para corregir el sesgo y los factores de ganancia en cada imagen Landsat 5TM y 7 ETM+ (Chander et al., 2009) (Anexo A1). Para la calibración de las imágenes Landsat 8 OLI/TIRS, se utilizaron los coeficientes de re-escalamiento radiométrico proporcionados por el Servicio Geológico de los Estados Unidos, incluidos en el archivo de metadatos (Anexo A1). El proceso de corrección se realizó iterativamente con la clasificación semi-automática del programa QGIS 2.18.10 desarrollada por Congedo (2016).

La ventana espectral de los conjuntos de datos satelitales de la WS y DS están bien delimitados (Anexo A2). Por ejemplo, la recolección de los datos espectrales durante WS se realizó dentro de un intervalo de 40 días, desde el día Juliano 65 al 105. En la DS, la recolección de los datos se realizó en el transcurso de 26 días, desde el día Juliano 247 hasta el 273. Las medianas fueron de 81 y 257 días, respectivamente. El 84% de los datos espectrales corresponden al satélite Landsat 5 TM (1986-2011), el 13% lo componen los datos de Landsat 8 OLI/TIRS (2013-2016) y sólo el 3% Landsat 7 ETM+ (2012). Los datos capturados durante WS corresponden al mes de marzo y cinco de esas imágenes al mes de abril debido a la nubosidad. Durante la DS, todos los datos son del mes de septiembre.

3.3.3. Estudio de la vegetación y análisis de correlación

Se calculó el promedio del Índice de Vegetación de Diferencia Normalizada (NDVIa) de cada conjunto de datos y se realizó el análisis bajo dos criterios. En primer lugar, asociamos los valores del NDVIa de las tres posiciones topográficas durante las temporadas húmeda (WS) y seca (DS) con la precipitación estacional y anual y, en segundo lugar, empleamos el NDVIa de las tres posiciones topográficas durante la temporada húmeda de 1988 y 2002 y comparamos los resultados con siete atributos del terreno. Estos años representan el valor máximo (1988) y el valor mínimo (2002) de la vegetación verde durante el período de estudio (1986-2016) en la temporada húmeda.

El NDVI representa el cociente de la diferencia entre las bandas infrarroja (IR) y roja (R) y la suma de estas bandas (Tucker, 1979).

$$NDVI = \frac{(IR - R)}{(IR + R)} \quad (1)$$

Los valores por debajo de cero no están relacionados con el desarrollo de la vegetación, por lo tanto, no se tuvieron en cuenta en el análisis. Se calcularon las estadísticas zonales del NDVIa (SFS, NFS y CT) en cada período (anual e interanual) para evaluar las tendencias en las series temporales. Este análisis se realizó con base en la hipótesis de que la alta variabilidad de la precipitación en zonas áridas y semiáridas resulta en una alta variabilidad en el verdor de la vegetación (vigor) (Ludwig, 1986; Weiss et al., 2004).

Se utilizó la correlación de rango de Spearman (R_s) para determinar el grado de la relación entre el NDVIa (SFS, NFS, y CT) con la precipitación estacional y anual, y con los atributos del terreno. Los coeficientes de correlación de Spearman muestran la fuerza y dirección de la relación monótona entre las dos variables (Zougrana et al., 2018). Los coeficientes van de -1 a +1 y se calculan como:

$$R_s = 1 - \frac{6 * \sum d_i^2}{n * (n^2 - 1)} \quad (2)$$

donde d_i representa la diferencia entre las dos filas de cada observación ($x_i - y_i$) y n es el número de observaciones. Cuanto más se acerca el valor de R_s a 1 o -1, hay una mejor asociación entre las variables. Además, se realizó un análisis de regresión lineal para identificar la fuerza del efecto que tiene la precipitación y los atributos del terreno sobre el NDVIa.

3.3.4. Datos de la precipitación anual y estacional

Se comparó el NDVIa interanual en sus tres posiciones topográficas con la precipitación estacional y anual; se utilizó información histórica (1986-2016) de una estación climatológica cercana, Agua Caliente (AC) ubicada a 10 km al noreste del sitio de estudio (Figura 9a). En la Figura 11 se muestra la serie temporal de precipitación anual e interanual (la temporada húmeda y seca) durante el periodo de estudio.

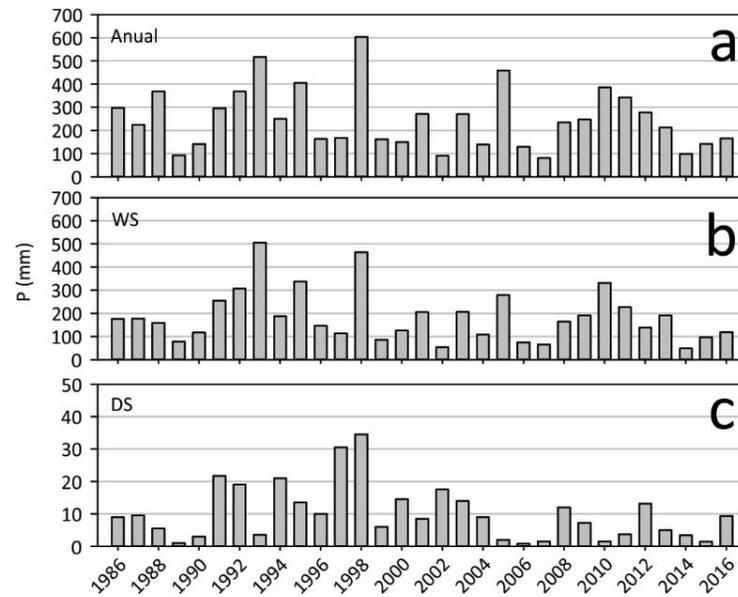


Figura 11. Series temporales de la precipitación anual (a), temporada húmeda (b) y temporada seca (c) de la estación climatológica Agua Caliente de 1986 a 2016.

3.3.5. Atributos topográficos

Se calcularon siete atributos topográficos locales (orientación de la pendiente, elevación, pendiente y curvatura) y no locales (densidad de drenaje, índice topográfico de humedad, radiación solar) de las superficies de SFS, NFS y CT, con un modelo digital de elevación LiDAR de 30 m de resolución adquirido del Instituto Nacional de Estadística y Geografía (INEGI, 2008). Se utilizó el proceso automatizado que ofrece el software ArcGIS 10.5 para calcular los atributos topográficos locales, además de la radiación solar incidente, considerando los efectos atmosféricos de la latitud, elevación, la pendiente y su orientación, los cambios diarios y estacionales del ángulo del sol, y los efectos de las sombras proyectadas por la topografía circundante en los sitios de estudio. La densidad de drenaje se calculó con la longitud total de los arroyos estacionales por unidad de área (Horton, 1945) y el índice topográfico de humedad con el logaritmo de la relación entre el área de contribución de la cuenca y el gradiente de la pendiente de cada pixel (Beven y Kirkby, 1979). Luego, se limitó la orientación de las laderas (SFS, NFS) de acuerdo con la ubicación acimutal en el sentido de las agujas del reloj de 0° a 360° ; NFS ($292.5^\circ - 67.5^\circ$) y SFS ($202.5^\circ - 157.5^\circ$). El valle intermontano (CT) se delimitó considerando un gradiente de la pendiente $< 8^\circ$ (Fig. 1b). Se extrajeron atributos topográficos y de la vegetación (NDVIa) de las áreas SFS, NFS y CT para realizar la correlación entre sitios y variables.

3.4. Resultados

3.4.1. Estadísticas interanuales del NDVIa

Las estadísticas descriptivas de los valores del NDVIa en los diferentes sitios de monitoreo (SFS, NFS, y CT), permitieron entender mejor los cambios en el patrón del NDVIa a largo plazo en las comunidades vegetales. En promedio (Figura 12), observamos los valores mínimos del NDVIa en las SFS en ambas temporadas hidrológicas (WS, 0.16; DS, 0.12) debido a la escasa vegetación en comparación con las NFS (WS, 0.23; DS, 0.16) y CT (WS, 0.21; DS, 0.16). Por otro lado, encontramos los valores máximos en las NFS durante ambas temporadas (WS, 0.64; DS, 0.44) seguidos de CT (WS, 0.61; DS, 0.37) y finalmente las SFS (WS, 0.52; DS, 0.29). Durante WS, las NFS y CT comparten el mismo rango entre los valores mínimo y máximo (0.41), las SFS tiende a mantener un régimen más bajo (0.36). Sin embargo, en DS se observa que el rango de NDVIa en CT se reduce en un 51% (0.20) casi hasta alcanzar los valores de las SFS (0.17), mientras que en el caso de las NFS el rango se reduce en un 34% (0.27), lo que indica que el verdor de la vegetación no se ve tan afectado por la variación de la escasa precipitación hacia finales del año hidrológico (septiembre; DS) en estas comunidades vegetales.

Como era de esperar, en las tres posiciones topográficas, los valores más bajos se presentaron durante DS y los más altos en WS. En promedio, CT tiene el valor más alto de NDVIa durante WS (0.46) derivado de una mayor disponibilidad de humedad en las partes bajas y las NFS durante DS (0.30) por tener menor exposición a la radiación solar. Asimismo, el coeficiente de variación (CV), indica el grado de dispersión de los valores del NDVIa con respecto al promedio: SFS > NFS > CT en WS y NFS > SFS > CT en DS (Figura 12). El CV sugiere que los valores del NDVIa CT son más estables durante el año en ambas temporadas que las zonas de ladera. Los valores del NDVIa SFS muestran mayor variación durante WS, lo que podría indicar que las comunidades vegetales de SFS son más sensibles ante la precipitación durante esa temporada, caso contrario, se aprecia en NDVIa NFS durante en la temporada seca (DS).

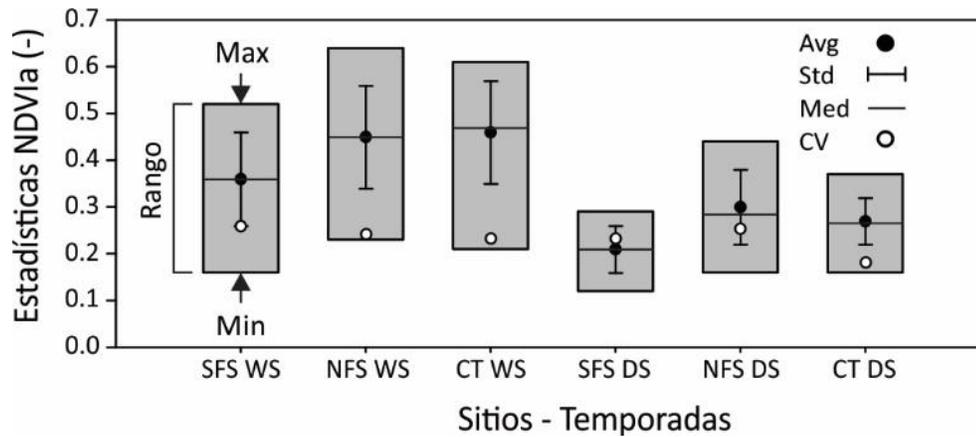


Figura 12. Estadísticas descriptivas a largo plazo (1986-2016) del Índice de Vegetación promedio (NDVIa) de las laderas orientadas al sur (SFS), norte (NFS) y del valle inter-montano (CT), durante las temporadas húmeda (WS) y seca (DS). Max, representa el valor máximo; Min, el mínimo; Avg, el valor promedio; Std, la desviación estándar; Med, la mediana y CV el coeficiente de variación.

3.4.2. Evolución interanual del NDVIa durante las temporadas húmeda y seca

En la Figura 13 se muestra la variación interanual de la precipitación (Figura 13a) y el NDVIa de las SFS, NFS y CT (Figura 13b-c) durante el periodo de estudio (1986-2016). En general, la precipitación anual y el NDVIa han disminuido en sincronía. La correlación negativa (Spearman, R_s) indica el efecto de la disminución del vigor de la vegetación, y la reducción es más evidente durante WS que en DS en los tres sitios (NFS > CT > SFS). Sin embargo, la reducción interanual del vigor a largo plazo de las comunidades vegetales no es estadísticamente significativa ($\alpha = 0.05$) en las SFS (WS-DS), CT (WS-DS) y NFS (DS), pero sí lo es en las NFS-WS ($R_s = -0.37$; Figura 13c). De acuerdo con Sohoulane Djebou et al., 2015, las tendencias en las series temporales de NDVI disminuyen al aumentar la aridez de una región (en el suroeste de Estados Unidos). Encontramos el mismo mecanismo en esta región (694 ha) en las comunidades vegetales de SFS, NFS y CT (Figura 13b-c). Por ejemplo, durante WS se aprecia que cuanto más seca es la orientación de la pendiente, menor es el grado de asociación temporal con la reducción del NDVIa (SFS < CT < NFS), en DS ocurre lo contrario (SFS > CT > NFS). En general, la reducción del NDVIa se aprecia en las comunidades vegetales de los tres sitios.

Los resultados indican que los registros máximos de precipitación anual no están necesariamente vinculados a los valores más altos de NDVIa (Figura 13). Por ejemplo, en 1998, la precipitación máxima anual fue de 603 mm. Sin embargo, los valores mayores del NDVIa en las NFS (0.64) y CT (0.61) se registraron en 1988 y en las SFS (0.52) en 1992 (Figura 13), ambos años registraron 40% menos

precipitación que la que se presentó en 1998 (~ 367 mm). Por otro lado, los valores de NDVIa más bajos sí coinciden con los años de menor precipitación anual (~ $P < 100$ m), como se muestra en las líneas discontinuas verticales de la Figura 13, y durante esos años los valores del NDVIa típicos en WS son casi tan bajos como los de DS (Figura 13b-c). Como caso particular, durante el año hidrológico 1988-1989 se reportó un incendio forestal que afectó el oeste de la zona de las NFS (Franco-Vizcaíno y Sosa-Ramírez, 1997). Aunque la precipitación anual fue baja en 1989 (Figura 13a), el efecto del incendio es notable en la reducción de los valores del NDVIa en esa zona durante WS (Figura 13b). Sin embargo, al año siguiente, el NDVIa NFS muestra una recuperación notable y tres años más tarde (1992) superó su promedio histórico (NFS WS = 0.45, Figura 12-Figura 13b).

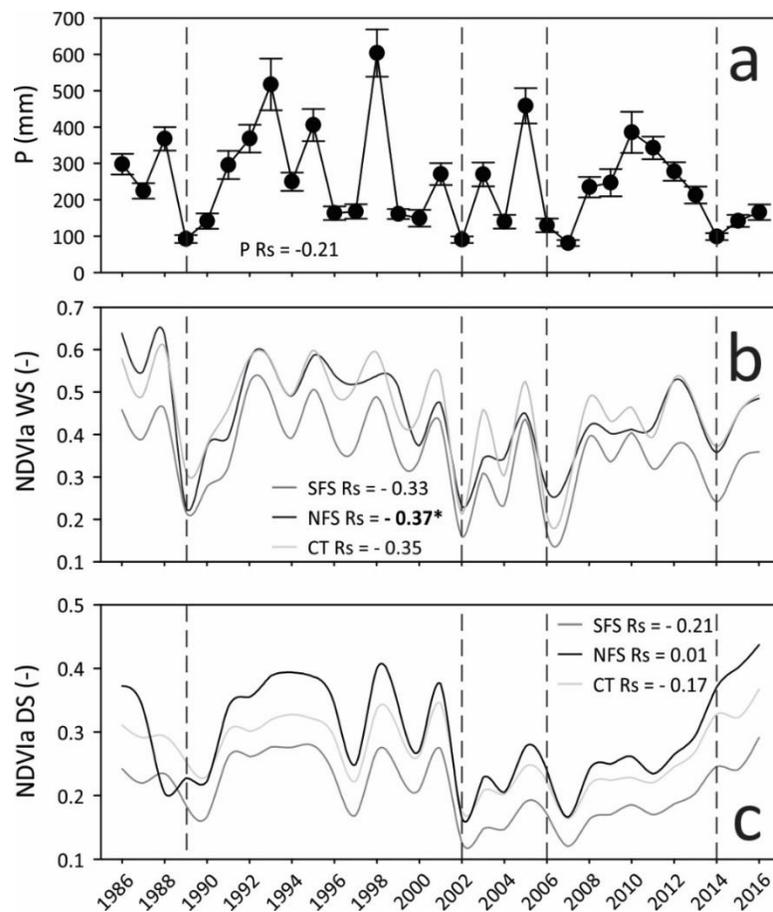


Figura 13. La precipitación anual de la estación climatológica Agua Caliente (a), el NDVI promedio interanual de las laderas orientadas al sur (SFS), al norte (NFS) y del valle inter-montano (CT), durante las temporadas húmeda (WS; b) y seca (DS; c). Las líneas punteadas verticales representan los años con la menor precipitación y la respuesta media del NDVI.

3.4.3. Tendencias de la relación entre el NDVIa interanual y la precipitación

Comparamos la serie temporal del NDVIa de las comunidades vegetales de las SFS, NFS y CT. Se evaluó la respuesta del vigor durante WS y DS y su relación con la precipitación estacional y anual al determinar la fuerza de la correlación entre las variables.

Los resultados de la correlación de Spearman muestran que la precipitación estacional (WS) y anual está positivamente correlacionada con el vigor de la vegetación durante WS en las SFS, NFS y CT, y durante DS en las SFS y NFS con diferente magnitud y nivel de significación (Tabla 8). La relación entre las variables (P y NDVIa) es positiva y más estrecha durante WS y en términos anuales. Además, la comparación entre los sitios revela que el vigor de la vegetación de las SFS está mejor correlacionado con la precipitación estacional (WS) y anual que con las NFS y el CT (Tabla 8).

Tabla 8. Los coeficientes de correlación de Spearman (R_s) y el valor- p (p) entre la precipitación estacional (P WS - P DS) y anual (aP) de la estación climatológica Agua Caliente y el promedio interanual del NDVI de los sitios SFS, NFS y CT. Los valores de los coeficientes que están resaltados con negritas asociados a un valor- p *, tienen un nivel de significancia de $\alpha < 0.0001$, los que están resaltados con negritas un $\alpha = 0.01$, los que están subrayados un $\alpha = 0.05$.

	NDVIa WS						NDVIa DS					
	SFS		NFS		CT		SFS		NFS		CT	
	R_s	p	R_s	p	R_s	p	R_s	p	R_s	p	R_s	p
P WS	0.71	*	0.49	0.005	0.65	*	<u>0.41</u>	<u>0.02</u>	<u>0.38</u>	<u>0.03</u>	0.26	0.15
P DS	0.30	0.09	0.33	0.06	<u>0.40</u>	<u>0.02</u>	0.20	0.27	0.21	0.24	0.13	0.47
aP	0.82	*	0.65	*	0.79	*	0.47	0.008	<u>0.39</u>	<u>0.03</u>	0.32	0.07

El mayor grado de asociación acontece en escala anual en las SFS ($R_s = 0.82$), CT ($R_s = 0.79$) y NFS ($R_s = 0.65$), en ese orden, con un alto nivel de significación ($\alpha = 0.01$). En segundo término, se aprecia durante WS manteniendo la misma jerarquía (SFS > CT > NFS). La asociación del NDVIa-P durante DS sugiere que, en los sitios de ladera, el vigor de la vegetación está mejor correlacionado con la precipitación estacional (WS) y anual que con el valle inter-montano (CT). Es interesante notar que en ambas temporadas (WS y DS), los NDVIa de las laderas (SFS) tienen asociaciones más fuertes con precipitación estacional y anual que las laderas de vegetación más métrica (NFS). En esta región, la precipitación es un factor limitante para el crecimiento de la vegetación, por lo tanto, los diferentes grados de correlación exponen la respuesta de las diferencias espacio-temporales entre las comunidades vegetales y la precipitación (Tabla 8).

Se ajustaron modelos de regresión logarítmica para describir los patrones de variabilidad de la precipitación y el NDVIa en las SFS, NFS y CT. En general, si la cantidad de lluvia aumenta, la fuerza de la vegetación también aumenta, al parecer hasta alcanzar un límite específico de la precipitación anual. Por ejemplo, el análisis de regresión logarítmica muestra la naturaleza de la relación entre NDVIa y la precipitación anual (Figura 14); se aprecia, que el valor máximo del NDVIa alcanza su límite en cuando la precipitación anual ≈ 380 mm en las SFS, NFS y CT (NDVIa ≈ 0.5 , 0.65 y 0.6 , respectivamente) (Figura 14a-c). Tucker (1979) y Trout y Johnson (2007), indicaron que el vigor de la vegetación (NDVI) llega a un límite y posteriormente se satura (no continúa aumentando), aunque la vegetación siga desarrollándose. Nuestros resultados revelan el límite de saturación del NDVIa por lo que la relación NDVIa y la precipitación anual muestra un comportamiento asintótico (Figura 14) en las SFS, NFS y CT.

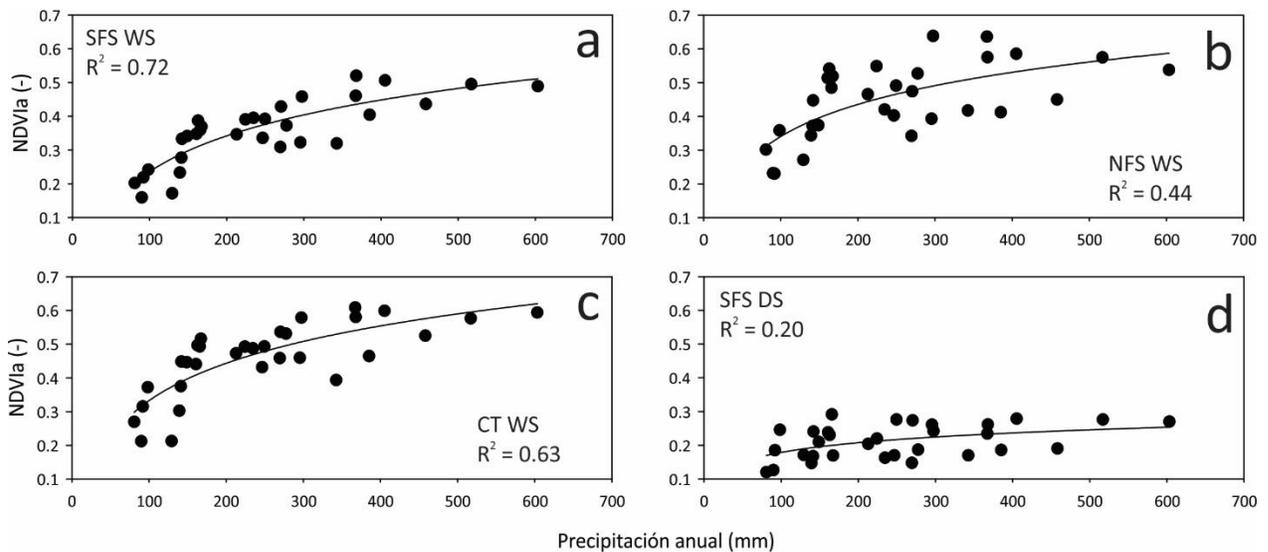


Figura 14. Análisis de regresión logarítmica entre el NDVI promedio y la precipitación interanual, durante las temporadas-sitios con la mejor correlación y un alto grado de significación (ver Tabla 8): (a) SFS WS, (b) NFS WS, (c) CT WS y (d) SFS DS.

El análisis de regresión logarítmica ofrece una mejor explicación de la relación entre los factores biológicos e hidro-climáticos en las SFS, NFS y CT que el análisis de regresión lineal (Figura 14). A continuación, se resumen los modelos de regresión logarítmica:

$$SFSWS = 0.1535 * \ln(aP) - 0.4715 \quad (3)$$

$$SFSDS = 0.0416 * \ln(aP) - 0.0129 \quad (4)$$

$$NFSWS = 0.1373 * \ln(aP) - 0.2919 \quad (5)$$

$$CTWS = 0.1599 * \ln(aP) - 0.4037 \quad (6)$$

En el modelo de regresión logarítmica y la correlación de rango de Spearman, la respuesta del NDVIa a la precipitación anual (aP) está estrechamente relacionada, primero, con las comunidades vegetales de SFS, luego con las CT y en menor medida con las NFS (Tabla 8; Figura 14). Aguilar-Zavaleta (2016), reportó la naturaleza asintótica de la asociación NDVIa-aP en el noroeste baja californiano con un alto grado de correlación, sin separar a las laderas por su orientación.

3.4.4. La relación entre el NDVIa y los atributos del terreno

Se realizó un análisis de correlación entre los índices topográficos calculados en las SFS, NFS y CT (Anexo A3) y los valores de NDVIa de dos años hidrológicos durante WS. Ambos años representan los valores más altos (1988) y más bajos (2002) del NDVIa en el registro histórico (1986-2016) (Figura 15). Identificamos la importancia de los atributos topográficos, su vinculación y su variación con respecto a la evolución del NDVIa. La resolución del Modelo Digital de Elevación y de las imágenes Landsat (30 m) permitió un análisis adecuado para comparar la relevancia entre la topografía y la vegetación.

En la Figura 15 se muestra el cambio en el vigor de la vegetación, reduciéndose al mínimo, de un año húmedo (1988, Figura 15a) a un año seco (2002, Figura 15b). Asimismo, Groisman y Knight, (2008) catalogaron el 2002 como el año más seco en los últimos 100 años en el suroeste de los Estados Unidos, y detectamos su efecto en la región (Figura 15). En un registro mundial más reciente, la NASA (Administración Nacional de Aeronáutica y del Espacio) informó que el 2014 ha sido el año más cálido. Sin embargo, como se muestra en la Figura 13, el efecto de reducción del NDVIa es más severo durante el 2002 en WS en los tres sitios.

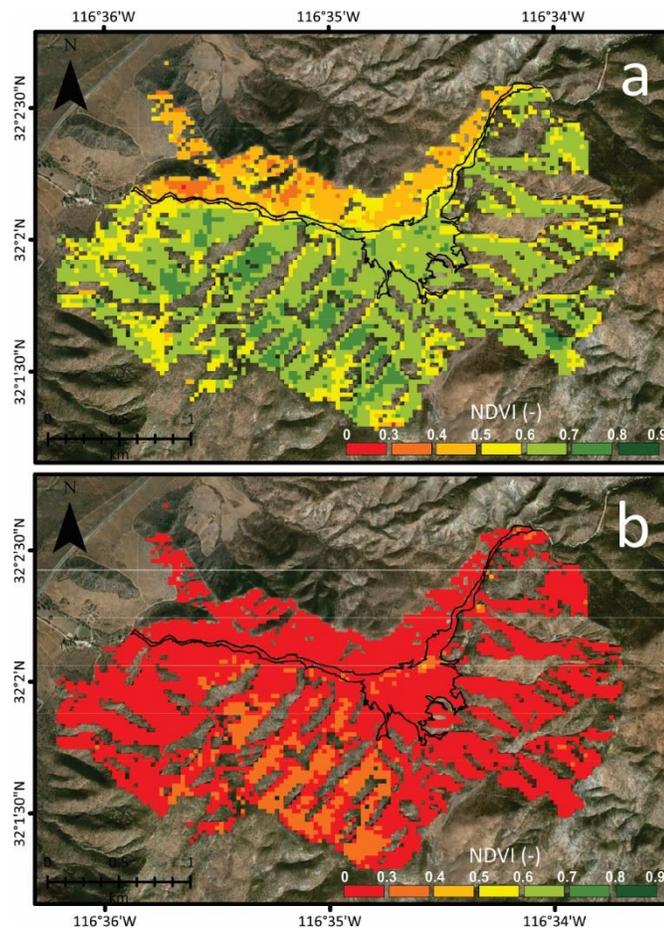


Figura 15. Mapas de la evolución promedio del NDVI durante la temporada húmeda, en los años que representan los valores NDVIa máximos (a, 1988) y NDVIa mínimos (b, 2002) en el registro histórico. En las imágenes, el valle intermontano (CT) está simbolizado por la línea negra y divide las SFS (en el norte) y las NFS (en el sur).

En ambos años hidrológicos los atributos topográficos más relevantes relacionados con el vigor de la vegetación en los tres sitios son la densidad de drenaje, el índice topográfico de humedad (TWI), la pendiente y la radiación solar, en ese orden. La curvatura es el atributo topográfico que menos se relacionó con la señal de la vegetación, seguido por la elevación (dentro de un rango de 350-750 m en estos sitios; Figura 9d). En la Tabla 9 se muestran los coeficientes de correlación NDVIa-atributos topográficos (rango de correlación, entre $R_s = -0.45$ y 0.55). En general, los atributos topográficos locales (curvatura y elevación) están menos relacionados con el vigor de la vegetación. Sin embargo, la pendiente del terreno, muestra correlaciones negativas bajas y moderadas que se relacionan con la señal espectral de la vegetación. En las SFS en ambos años (1988, $R_s = -0.29$; 2002, $R_s = -0.45$) y en las CT en 2002 ($R_s = -0.31$), el NDVIa disminuye cuando aumenta el grado de la pendiente, dado que la intensidad de la radiación aumenta. Mientras tanto, en las NFS en 1988 ocurre la tendencia opuesta ($R_s = 0.25$), dado que con mayor

pendiente disminuye la radiación directa en NFS. La pendiente es el atributo topográfico local que mejor representa la evolución de la vegetación en las tres posiciones topográficas.

Los atributos topográficos no locales (densidad de drenaje, TWI y la radiación solar incidente) están mejor relacionados con el vigor de la vegetación que los atributos locales (Tabla 9). La densidad de drenaje tiene el mayor grado de asociación positiva con el vigor de la vegetación, principalmente en 1988 en las CT ($R_s = 0.55$) y en las SFS ($R_s = 0.37$) debido a un probable enriquecimiento de agua en los canales fluviales durante ese año, mientras que, en 2002, la correlación se redujo por la pérdida de humedad. Las NFS no se correlacionaron con la densidad de drenaje en 1988, pero sí en 2002 con una asociación negativa ($R_s = -0.20$). El TWI está diseñado para modelar la humedad del suelo en relación con el relieve del terreno (Kopecký y Cízková, 2010) y es el atributo topográfico más estable en las zonas de ladera durante los dos años hidrológicos (TWI promedio = 6.4 en las SFS y NFS), se relaciona positivamente con el vigor de la vegetación en las SFS (1988, $R_s = 0.29$; 2002, $R_s = 0.28$) y negativa y más débilmente en las NFS (1988, $R_s = -0.18$; 2002, $R_s = -0.09$).

En las tres posiciones topográficas durante ambos años, la vegetación tiene la misma respuesta ante la radiación solar incidente, si ésta aumenta, el vigor de la vegetación disminuye y las NFS son las más afectadas en el año húmedo (1988, $R_s = -0.32$) y las SFS en el año seco (2002, $R_s = -0.34$). Así mismo, otros autores han encontrado una estrecha correlación entre la radiación solar incidente y el NDVI (Deng et al., 2007) y con otros índices topográficos como el gradiente altitudinal (sobre un rango altitudinal mayor; Hwang et al., 2011; Jia et al., 2011; Zhan et al., 2012).

Tabla 9. Los coeficientes de correlación de Spearman (R_s) y el valor- p (p) entre los atributos topográficos (T_a) (Ele, elevación; Slo, pendiente; Ddren, densidad de drenaje; Cur, curvatura; TWI, índice humedad topográfico; Solrad, radiación solar) y el promedio interanual del NDVI de los sitios SFS, NFS y CT. Los valores de los coeficientes que están resaltados con negritas asociados a un valor- p *, tienen un nivel de significancia de $\alpha < 0.0001$, los que están resaltados con negritas un $\alpha = 0.01$, los que están subrayados un $\alpha = 0.05$.

WS	Año hidrológico 1988						Año hidrológico 2002					
	SFS		NFS		CT		SFS		NFS		CT	
T_a	R_s	p	R_s	p	R_s	p	R_s	p	R_s	p	R_s	p
Ele	-0.15	*	0.02	0.24	0.07	0.2	-0.26	*	0.14	*	-0.15	0.003
Slo	-0.29	*	0.25	*	0.04	0.42	-0.45	*	<u>0.04</u>	<u>0.03</u>	-0.31	*
Ddren	0.37	*	-0.01	0.47	0.55	*	0.11	0.002	-0.20	*	<u>0.12</u>	<u>0.01</u>
Cur	<u>-0.08</u>	<u>0.03</u>	0.03	0.05	0.14	0.007	-0.05	0.17	0.05	0.004	0.03	0.61
TWI	0.29	*	-0.18	*	-0.26	*	0.28	*	-0.09	*	0.20	*
Solrad	-0.10	0.005	-0.32	*	-0.25	*	-0.34	*	-0.11	*	0.09	0.08

3.5. Discusión

3.5.1. Las asociaciones entre el NDVIa-precipitación y el NDVIa-atributos topográficos

Como hemos examinado en esta investigación, la evolución del vigor de la vegetación se vincula con algunos factores que colectivamente afectan su desarrollo (p. ej., la topografía, el clima y el tipo de vegetación) (McDonald et al., 1996; Deng et al., 2007). Los resultados revelan los diferentes grados de correlación entre el NDVIa-precipitación anual y el NDVIa-atributos topográficos. La variación de la posición topográfica permitió clasificar la importancia de las variables hidro-climáticas y del terreno con respecto de las comunidades vegetales que habitan en las SFS, NFS y CT.

Los coeficientes de correlación de Spearman muestran fuertes asociaciones positivas entre el NDVIa WS y la precipitación estacional (WS) y anual con un alto grado de significancia ($\alpha = 0.01$) en las SFS, NFS y CT (Tabla 8). La asociación del NDVIa-precipitación muestra una correlación positiva más fuerte en las SFS que en el CT y en las NFS en las temporadas húmedas y secas. Aunque en la literatura se establece que las SFS tienden a conservar menor grado de humedad en el suelo que las NFS debido a una exposición más significativa a la radiación solar (Dubayah y Rich, 1996; Auslander et al., 2003; Gutiérrez-Jurado et al., 2013), son más secas y tienen menores tasas de infiltración (Famiglietti et al., 1998; Brocca et al., 2007; Bennie et al, 2008; Moeslund et al., 2013), el vigor de la vegetación está mejor relacionado con la precipitación. De acuerdo con Del Toro-Guerrero et al. (2016) en esta área, las SFS recibe anualmente un 26% más de radiación solar que la contraparte orientada al norte (NFS). Por lo tanto, esa característica inherente del terreno, proporciona a las SFS un mayor grado de aridez (SFS > NFS). Sin embargo, se ha reportado en algunos estudios que la fluctuación de la precipitación y el vigor de la vegetación (NDVI) están relacionados significativamente en los sitios más secos (SFS) más que en los sitios más húmedos (NFS) (Kawabata et al., 2001; Chamaillé-Jammes y Fritz, 2009; Dorman et al., 2013), estos estudios apoyan nuestros resultados. Asimismo, Sohoulane Djebou et al., (2015) señalan que la respuesta del vigor de la vegetación aumenta con el grado de aridez, mientras que es menos susceptible bajo un alto grado de humedad del suelo (Piao et al., 2006). La escasa cobertura de vegetal en las SFS permite a la precipitación alcanzar el suelo durante las lluvias minimizando la partición de la precipitación y la intercepción de la vegetación. Esta característica del terreno-vegetación facilita la infiltración de agua de lluvia (Del Toro-Guerrero et al., 2018) y permite cambios en el vigor de la vegetación más contrastantes que los que suceden con la vegetación másica de las NFS, además este rasgo contribuye a explicar las estrechas asociaciones entre el NDVIa-precipitación en las SFS que, entre el CT y las NFS, en ese orden.

El vigor de la vegetación no responde sólo a los eventos de precipitación, sino a una interrelación de factores (Jobbágy et al., 2002; Burry et al., 2018), como los atributos del terreno (Deng et al., 2007; Jia et al., 2011; Zhan et al., 2012). Aunque la topografía es considerada como un control estable en la distribución y desarrollo de la vegetación (Franklin, 1995), encontramos diferencias interesantes en las tres posiciones topográficas al analizar los dos años durante WS (1988 y 2002) (Tabla 9). Por ejemplo, la densidad de drenaje muestra qué tan bien desarrollada y distribuida está la red de drenaje en las SFS, NFS y CT (en promedio D_{dren} , CT = 7.3; SFS = 6.7; NFS; 6.1)., esta característica del terreno podría indicar que las SFS interceptan mayor precipitación que las NFS (Beullens et al., 2014). La correlación entre la densidad de drenaje con el NDVIa es moderada y tiene una asociación positiva, primero, con la zona de menor elevación (CT) y seguida por las SFS (Tabla 9). El TWI es una medida relativa de la disponibilidad de humedad del suelo a largo plazo de un sitio determinado (Kopecký y Cízková, 2010), por lo tanto, su comparación con el vigor de la vegetación entre años los húmedos y secos permite determinar su efecto sobre la vegetación (Hwang et al., 2011). El resultado de la correlación del TWI es positiva en las SFS y negativa en las NFS en ambos años hidrológicos (1988 y 2002), sin embargo, el grado de asociación NDVIa-TWI es más estrecho en las SFS (Tabla 9), por lo tanto, parece ser un indicador de que las SFS permiten una mejor disponibilidad de humedad que las NFS durante WS por su configuración topográfica.

La asociación entre el vigor de la vegetación y la radiación solar incidente es inversa en los tres sitios. En general, si la radiación solar aumenta, el vigor de la vegetación disminuye. Si el año hidrológico es húmedo, las NFS y las CT son más afectadas que las SFS (1988, Figura 15a; Tabla 9), la tendencia opuesta ocurre en un año seco (2002, Figura 15b; Tabla 9). Durante ambos años hidrológicos, los atributos de la pendiente del terreno, la densidad de drenaje y el TWI revelan una tendencia opuesta en las zonas de ladera (con respecto de su orientación topográfica). Es decir, en las SFS, el NDVIa tiene una correlación negativa con el grado de la pendiente y positiva con la densidad de drenaje y el TWI; en las NFS, las asociaciones ocurren de manera inversa (Tabla 9).

En promedio, se encontró una gran correlación entre el NDVIa y la precipitación temporal (WS) y anual, evidenciado por el grado de la relación de las comunidades vegetales SFS ($R_s = 0.76$), CT ($R_s = 0.72$) y NFS ($R_s = 0.53$) con la hidro-climatología regional. En DS, se presentaron correlaciones significativas solo en los sitios de ladera (SFS, $R_s = 0.44$; NFS, $R_s = 0.38$). Por otro lado, los resultados revelan que colectivamente los atributos topográficos están débilmente correlacionados con el NDVIa. Sin embargo, la explicación topográfica es consistente y significativa. En promedio, la topografía sólo puede explicar una parte menor del vigor de la vegetación en las tres posiciones topográficas y está mejor correlacionada con las SFS (SFS, $R_s = 0.21$; CT, $R_s = 0.19$ y NFS, $R_s = 0.12$).

3.6. Conclusiones

En esta investigación, exploramos la correlación a largo plazo (1986-2016) entre el vigor de la vegetación (NDVIa) con la precipitación y los atributos topográficos en tres sitios con diferentes posiciones topográficas (SFS, NFS, y CT). Analizamos la variabilidad a largo plazo del vigor de la vegetación, la relación entre el NDVIa y la precipitación, la asociación del NDVIa con atributos topográficos (siete índices topográficos), la comparación entre los controles de la precipitación y la topografía sobre el NDVIa, y finalmente resumimos los hallazgos. Por lo tanto, organizamos las conclusiones de la misma manera que en el párrafo anterior, como sigue:

1. La respuesta de la vegetación a largo plazo en las tres posiciones topográficas, revelaron una tendencia negativa durante WS, lo que indica una reducción histórica en el vigor de la vegetación. En DS el grado de asociación es débil (SFS > CT > NFS) y durante WS es moderada (NFS > CT > SFS). Sin embargo, la reducción del vigor de la vegetación solo es significativa en las NFS WS. El declive del NDVIa en los tres sitios, sugiere estar atado con la disminución de la precipitación anual. Además, el efecto más notable se asoció con los valores más bajos de la precipitación anual del registro histórico, mientras que los valores máximos de NDVIa no están esencialmente ligados con los años más lluviosos.
2. El efecto estacional y anual de la precipitación sobre el NDVIa, reveló la sensibilidad de las comunidades vegetales ante el fenómeno hidro-meteorológico en las tres posiciones topográficas. La relación de NDVIa-precipitación mostró una fuerte correlación positiva en los tres sitios (SFS > CT > NFS). La vegetación xérica y escasa de las SFS reveló una correlación más fuerte con la precipitación estacional (WS) y anual que la vegetación más mélica de las NFS. Además, la vegetación del valle inter-montano (CT) presentó una fuerte correlación con la precipitación.
3. El grado de la asociación entre los atributos del terreno y el NDVIa, sugieren que el papel topográfico que se relaciona con el desarrollo de la vegetación no es constante y varía con los años hidrológicos húmedos y secos. Los atributos topográficos más estables que controlan el vigor de la vegetación en ambos años (1988 y 2002) fueron la densidad de drenaje, el TWI, la pendiente del terreno y la radiación solar.
4. En los sitios de ladera, el grado de la asociación entre el NDVIa-precipitación anual y estacional (WS-DS) indicó que la vegetación de las SFS es más sensible y responde mejor que la vegetación de CT y

NFS ante la lluvia. Mientras que los atributos topográficos, en colectivo se asocian débilmente con el NDVIa, por lo que explican una parte menor de la señal de la vegetación en comparación con la precipitación.

En resumen, los controles de la precipitación sobre el vigor de la vegetación están estrechamente relacionados, mejor que los controles topográficos en las tres posiciones topográficas. Además, la escasa vegetación xerófila de las laderas orientadas al sur (SFS) muestra asociaciones más fuertes con la precipitación que las del valle inter-montano (CT) y las laderas orientadas al norte (NFS), en ese orden. La capacidad de detectar las relaciones locales del vigor de la vegetación con los factores climáticos y del terreno mediadas por la posición topográfica ofrece la posibilidad de analizar con detalle el efecto de la reducción de la precipitación sobre la vegetación nativa en esta región semiárida montañosa.

Capítulo 4. Variaciones en el contenido de agua del suelo, infiltración y recarga potencial en tres sitios en una región montañosa Mediterránea de Baja California, México

4.1. Resumen

En esta investigación, se examinaron las variaciones temporales del contenido de agua del suelo (θ), los patrones de infiltración y la recarga potencial en tres sitios con diferente posición topográfica en un bloque de montaña de una región semiárida Mediterránea en Baja California, México. Dos sitios se ubican en orientaciones del terreno opuestas (laderas orientadas al sur (SFS) y norte (NFS)) y uno ubicado en un valle inter-montano (CT). En cada sitio, se midió diariamente el θ entre 0.1 y 1 m de profundidad desde mayo de 2014 hasta septiembre de 2016 en cuatro temporadas hidrológicas: temporada húmeda (invierno), temporada seca (verano) y dos temporadas de transición. La evolución temporal del θ y el almacenamiento de agua en el suelo (SWS) muestra una fuerte variabilidad que se asocia principalmente con los pulsos de alta precipitación (P) y la profundidad del perfil del suelo en los sitios de laderas. Los resultados muestran que, durante eventos de precipitación de alta intensidad, los sitios de laderas revelan un aumento del θ en la interfaz entre el suelo y el lecho rocoso, lo que sugiere la presencia de flujos laterales sub-superficiales, mientras que la infiltración vertical del suelo disminuye notablemente, lo que significa la producción de escorrentía superficial. Encontramos que las condiciones del suelo seco se reajustan anualmente en los sitios de laderas, y que el agua no está disponible hasta la próxima temporada húmeda. La recarga potencial se produjo sólo en la temporada de invierno, con eventos de precipitación superiores a 50 mm/mes en el sitio SFS y a 120 mm/mes en el sitio NFS, lo que indica que la profundidad del suelo y la falta de cobertura vegetal tienen un rol fundamental en el transporte de agua hacia la interfaz entre el suelo y el lecho rocoso. En promedio se calculó que alrededor del 9.5% (~ 34.5 mm) de la precipitación acumulada puede contribuir a la recarga del acuífero desde los sitios de laderas. La información sobre el θ en el bloque de montaña es esencial para describir la dinámica y el movimiento del agua en el perfil del suelo y su relación con la recarga potencial de aguas subterráneas.

4.2. Introducción

Comprender la dinámica y el transporte del contenido de agua del suelo (θ) en suelos someros de las zonas de montaña es esencial para describir la infiltración en las capas superficiales y profundas del suelo. La evaluación de la distribución espacial y temporal del θ también es crucial para evaluar cómo puede variar la recarga en diferentes lugares de un bloque de montaña (Ines y Mohanty, 2008; Phuong Tran et al., 2015). Las variaciones significativas del θ dependen del forzamiento climático (Gómez-Plaza et al., 2000; Martínez-Fernández y Ceballos, 2003; Vivoni et al., 2008; Anenkhnov et al., 2015), las propiedades del suelo, la topografía y la vegetación (Zhang y Berndtsson, 1988; Cantón et al., 2004; Vivoni et al., 2008; Cleverly et al., 2016). Cada uno de estos factores puede influir en el θ sobre múltiples escalas espacio-temporales (Zhao et al., 2010) con variaciones sustanciales observadas con la profundidad del suelo (Choi y Jacobs, 2007; Gao et al., 2015; Zhou et al., 2015). Por ejemplo, la variación del θ en diferentes capas del suelo está influenciado por la productividad de las plantas con diferentes profundidades de enraizamiento (Porporato et al., 2002; Legates et al., 2011; Yang et al., 2014).

Los pulsos de precipitación son un control de primer orden de la variación estacional del θ durante el año hidrológico. En particular las regiones semiáridas se caracterizan por tener largos períodos de ausencia de precipitación (Reynolds et al., 2004; Vivoni et al., 2007; Cleverly et al., 2016). En los sistemas climáticos semiáridos mediterráneos, la estacionalidad de la precipitación (P) conduce a una alta disponibilidad de agua durante la temporada invernal, cuando la evapotranspiración potencial es baja (Del Toro-Guerrero et al., 2014). La precipitación invernal influye en los procesos de recarga difusa a través de la infiltración vertical que ocurre en el perfil del suelo (p. ej., Foster y Smith-Carrington, 1980; Phillips, 1994; Izbicki et al., 2000; Walvoord et al., 2002). En los sistemas montañosos, el espesor del suelo es generalmente poco profundo, lo que potencializa un flujo rápido hacia las fracturas que subyacen al suelo (Wilson y Guan, 2004). Como resultado, el monitoreo del θ en el perfil de suelo y su variabilidad espacio-temporal en respuesta a los pulsos de precipitación permite realizar inferencias sobre la recarga potencial en sistemas de bloques montañosos.

Los sistemas de bloques de montaña a menudo tienen variaciones espaciales en la vegetación mediada por la posición topográfica. Por ejemplo, la distribución de la vegetación en las regiones de latitud media muestra cambios entre las pendientes que se orientan hacia el polo y las que se orientan hacia el ecuador (en el hemisferio norte, pendientes orientadas al norte (NFS) y sur (SFS)), y se reconoce como un fenómeno global (Bennie et al., 2006; Gutiérrez-Jurado et al., 2006, 2013; Warren, 2010). Este control topográfico se deriva de una mayor exposición a la radiación solar en la vertiente ecuatorial y de las

consecuencias sobre el contenido de agua del suelo por los procesos de evaporación y transpiración (Dubayah y Rich, 1996; Bennie et al., 2008; Albaba, 2014; Del Toro-Guerrero et al., 2016; Gutiérrez-Jurado et al., 2013). Los patrones espaciales de la distribución de la vegetación también tienen consecuencias en la distribución espacio-temporal del θ (Gutiérrez-Jurado et al., 2006, 2013) lo que podría afectar el potencial de recarga de los sistemas montañosos y el almacenamiento de agua del suelo (SWS) en laderas con orientación opuesta. Además, los procesos de retroalimentación suelo-vegetación-topografía que ocurren en pendientes opuestas, alteran las propiedades del suelo y la forma de la ladera (Gutiérrez-Jurado et al., 2006), lo que a su vez influye en el movimiento del agua superficial y en la distribución del contenido de agua del suelo.

En esta investigación, analizamos la variación espacio-temporal del θ en diferentes profundidades para responder a las siguientes preguntas: ¿cómo controlan la profundidad del suelo, la posición topográfica y la magnitud de la precipitación el contenido de agua del suelo y la infiltración en los sistemas montañosos semiáridos mediterráneos? ¿Cuáles son las posibles implicaciones de las características del terreno y del clima sobre la recarga potencial? Para responder a estas preguntas, se instalaron sistemas de monitoreo del contenido de agua del suelo (en profundidades de 0.1 a 1 m) en tres sitios con diferentes características ecológicas y del terreno: dos sitios con posición topográfica opuesta y uno en un área plana intermedia. Comparamos el contenido de agua del suelo durante cuatro temporadas hidrológicas y se hicieron inferencias con respecto a la infiltración vertical, el almacenamiento de agua del suelo y la recarga potencial. La comparación entre los sitios tuvo por objeto obtener información sobre la recarga potencial, que es importante para cuantificar los recursos hídricos disponibles en las zonas de los valles aguas abajo.

4.3. Métodos

4.3.1. Entorno geográfico y climático

Este estudio se realizó en la sub-cuenca "El Mogor" (~ 1929 ha) ubicada a 26 km al noreste de Ensenada, Baja California, México (Figura 16a). La cuenca confluye hacia el oeste en el Valle de Guadalupe, conocido por sus actividades agrícolas incluyendo la producción de vino (Kurczyn-Robledo et al., 2007; Del Toro-Guerrero y Kretschmar, 2016). Seleccionamos la parte central de la sub-cuenca como sitio de estudio (~ 694 ha) debido al acceso y la seguridad que proporciona un propietario privado. Existen varios

documentos de investigación que facilitan descripciones detalladas sobre las características del sitio de estudio (p.ej., Del Toro-Guerrero et al. 2014; Flores-Zavala, 2016; y Villarreal-Rodríguez et al. 2016).

La región tiene un clima semiárido de tipo mediterráneo (Pražnikar, 2017). Se calculó una temperatura media anual de 17.2 °C y una precipitación media anual de 330 mm, con los registros históricos de la estación climatológica El Porvenir (1991-2016) de la Comisión Nacional del Agua (CONAGUA), ubicada a 7 km al noroeste del sitio a una altitud de 320 msnm (Figura 16b). Además, en el sitio de estudio, se registraron durante cuatro años hidrológicos (2012-2013 a 2015-2016) los datos climáticos con una estación climatológica instalada a 430 msnm en un sitio inter-montano (Control, CT; Figura 16c). Durante ese periodo, se registró una precipitación inferior al promedio anual de 228 mm, mientras que la temperatura media anual fue la misma que la estación El Porvenir (17.2 °C).

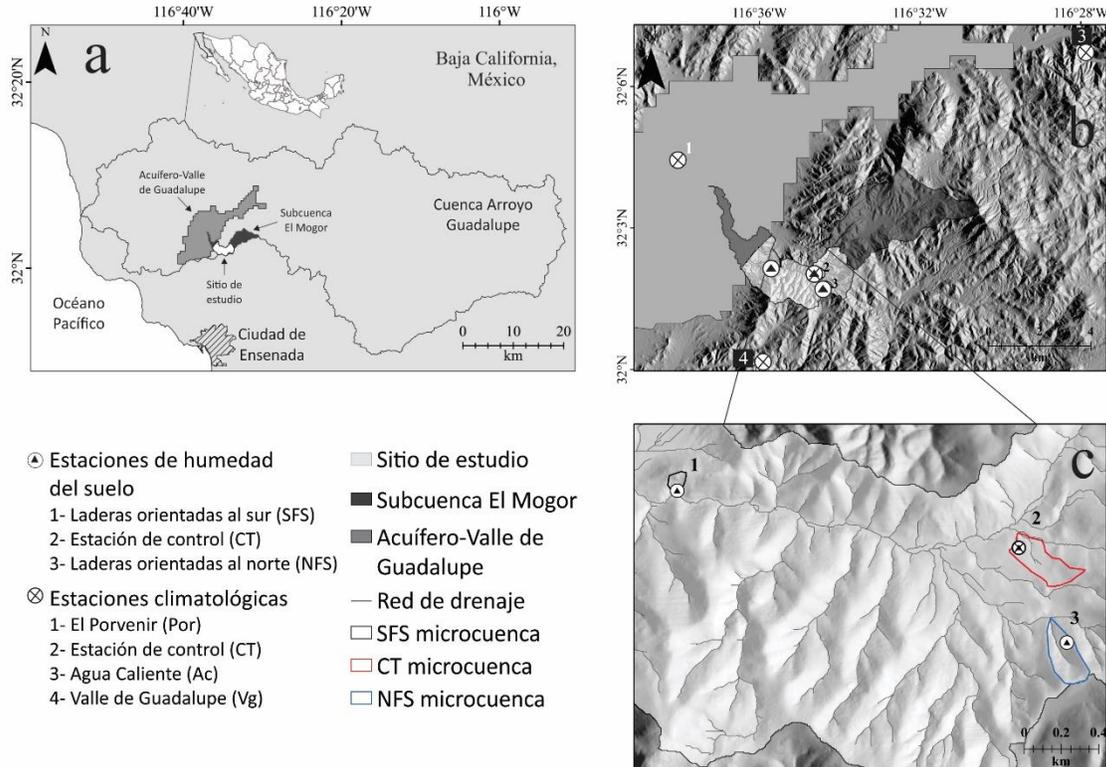


Figura 16. Ubicación del sitio de estudio en Baja California, México (a). Mapa de relieve sombreado, con las estaciones de humedad de suelo y las estaciones climatológicas circundantes (b). Se presentan las microcuencas de las laderas con orientación sur (SFS; 1), control (CT; 2) y las laderas con orientación norte (NFS; 3) (c).

4.3.2. Descripción del sitio

Los arbustos del Chaparral cubren completamente el sitio de estudio y las microcuencas bajo análisis (~ 10.3 ha). Además, el ecosistema natural está claramente estructurado por la variación de la orientación de la pendiente. En la Figura 17 se muestra la diferencia de la cobertura vegetal entre las pendientes orientadas hacia el polo (norte) y hacia el ecuador (sur). Las laderas orientadas al sur (SFS) tienen un tipo de vegetación más xérica que las orientadas a norte (NFS) y en éstas últimas prevalece una vegetación más mélica. La microcuenca norte (0.82 ha) está compuesta exclusivamente de las SFS, lo que da lugar a una vegetación escasa y xerófila, la componen pequeños arbustos (menos de 1 m) y es común la ausencia de gramíneas incluso en la temporada húmeda. Las especies vegetales dominantes son *Eriogonum fasciculatum* (alforfón de California) y *Bahiopsis laciniata* (girasol del condado de San Diego) (Del Toro-Guerrero et al., 2016; Flores-Zavala, 2016). En contraste, la microcuenca sur (4.53 ha) está dominada por las NFS que cubren alrededor del 80% del área, mientras que el 20% restante incluye laderas orientadas al oeste. Aquí la vegetación es más densa (más mélica), predominan los arbustos pequeños y medianos, y las plantas herbáceas aparecen a nivel del suelo en la temporada húmeda. Existe una mayor diversidad de vegetación leñosa, incluyendo *Eriogonum fasciculatum*, *Fraxinus parryi* (fresno de Chaparral), *Condea emoryi* (lavanda del desierto), *Malosma laurina* (Lentisco), *Salvia apiana* (Salvia blanca), *Adenostoma fasciculatum* (Chamizo), *Artemisia californica* (Artemisa californiana), *Bahiopsis laciniata* y *Baccharis salicifolia* (Azumiate) (Flores-Zavala, 2016). La microcuenca CT (4.97 ha) está situada en la transición de las microcuencas sur y norte, sobre un pequeño valle inter-montano. En la CT, la vegetación es similar a las NFS en términos de cobertura y diversidad de especies de plantas. Además, los pastos están presentes en la temporada húmeda y hay presencia de pequeños parches de árboles.



Figura 17. Contraste entre la vegetación de las laderas orientadas hacia el norte (NFS), orientadas hacia el sur (SFS) y el valle inter-montano (CT) durante la temporada húmeda.

En todos los sitios, el tipo de suelo se clasificó como Feozem Háptico. El sistema radicular de las plantas es evidente en la capa superficial del suelo en los tres sitios ($\sim 0 - 0.2$). Los horizontes del suelo son poco diferenciados hasta llegar al lecho rocoso de las laderas. La profundidad total del suelo es menor en el sitio SFS (~ 0.4 m) que en el sitio NFS (~ 1 m), debido a que las SFS están más afectadas por el proceso de erosión fluvial y menor formación de suelo debido a la falta de cobertura vegetal. El material parental residual está formado por rocas silíceas fracturadas (granito, granodiorita y tonalita) (Castro-Escárrega et al., 2003). Cabe mencionar que la profundidad del suelo en el sitio CT se midió con una máquina perforadora y alcanzó aproximadamente 7.5 m de profundidad.

4.3.3. Atributos del terreno

Se utilizó un modelo digital del terreno con una resolución espacial de 5 m derivado de un levantamiento aéreo Light Detection and Ranging (LiDAR) (INEGI, 2008) para analizar las características del terreno en el sitio de estudio. Se calculó un conjunto de índices topográficos y se examinó la importancia de: los atributos de flujo (hipsometría, orientación de la pendiente, curvatura), de las variables morfométricas no locales (área de captación) y de las variables morfométricas combinadas (índice topográfico de humedad), (Beven y Kirkby, 1979) en cada microcuenca y en cada sitio de observación.

4.3.4. Instrumentación del sitio y periodo de estudio

El contenido de humedad del suelo (m^3/m^3) se estimó con los sensores de perfil PR2, los datos se colectaron automáticamente cada 30 minutos y se almacenaron en un registrador de datos DL6 o GP2 (Delta-T Devices). En el sitio SFS se utilizó una sonda PR2/4 con 4 sensores en diferentes intervalos de profundidad (0.1, 0.2, 0.3 y 0.4 m), y en los sitios CT y NFS se instaló una sonda PR2/6 con 6 sensores en 6 intervalos de profundidad (0.1, 0.2, 0.3, 0.4, 0.6 y 1 m). En algunos estudios (Evelt et al., 2008; Qi y Helmers, 2010; Kargas et al., 2012) y en el manual de operación del sensor Delta T-Devices (2016) se provee la descripción detallada su funcionamiento. La instalación de los sensores se realizó con una perforadora manual y se colocó el tubo de acceso de las sondas. Este procedimiento conservó las propiedades naturales del perfil del suelo y permitió estimar su espesor (~ 0.4 m en SFS y ~ 1 m en NFS). Además, se instaló una estación climatológica Davis en el sitio CT para registrar las condiciones atmosféricas (precipitación y

temperatura) en intervalos de 30 minutos. La precipitación se midió con un pluviómetro calibrado. Los datos se analizaron por evento, mes y temporada hidrológica: temporada húmeda (WS; diciembre-marzo), temporada seca (DS; junio-septiembre) y dos temporadas de transición (TS1, transición de la temporada húmeda a la seca, abril-mayo; y TS2, transición de la temporada seca a la húmeda; octubre-noviembre). El período de estudio comenzó a mediados de TS1 2014 (TS1-14; mayo) en los sitios SFS y CT, mientras que, en el sitio NFS, la recolección de datos comenzó a finales de WS 2015 (WS-15; marzo). Así, la disponibilidad de datos fue de ~ 2.3 años en SFS y CT y de ~ 1.6 años en NFS.

4.3.5. Análisis de la textura del suelo y calibración del sensor

En cada uno de los tres sitios, se realizó un muestreo y el análisis granulométrico de las propiedades del suelo con los tamices y el hidrómetro (Anexo B1-B2) para establecer las características texturales e hidráulicas de cada uno de los estratos de los perfiles (Tabla 10). En los sitios de ladera (SFS y NFS) las fracciones de arena fluctuaron entre el 85-95%, mientras que en CT entre 64-87% (Tabla 10). En los tres perfiles de suelo (0.4 m en SFS; 1 m en NFS; 1 m en CT), la fracción arenosa fue la más dominante, con el resto del suelo compuesto por sedimentos finos (limo y arcilla) con un menor porcentaje de arcilla (1-1.5% en ambos sitios; SFS y NFS) (Tabla 10). Las características generales de la textura del suelo y las fracciones relativas arena, limo y arcilla son consistentes en cada capa-profundidad, excepto en la capa más profunda del sitio CT, que está compuesta en un 34% por la fracción arcillosa (Tabla 10).

Para calibrar las lecturas de los sensores, seguimos el procedimiento descrito en (Delta-T Devices, 2016) cuya metodología se describe brevemente a continuación. El propósito de la calibración es generar dos coeficientes (cuando el suelo está húmedo y cuando está seco), los que se utilizan en una ecuación lineal para convertir las lecturas de voltaje del sensor en humedad de suelo a partir de las propiedades dieléctricas del mismo ($\sqrt{\epsilon}$). Colectamos las muestras de cada capa de suelo-profundidad sin perturbar (16 muestras en total) y medimos el voltaje de salida en campo con un medidor de humedad HH2 y un sensor ML3 de Delta-T Devices. Luego, colocamos cada muestra dentro de un cilindro metálico (volumen ~ 300 cm³) y la transportamos a un laboratorio donde se obtuvo el peso de las muestras húmedas, después de secar a 105 °C durante ~ 72 h, se obtuvo el peso seco de las muestras. Posteriormente se midió el voltaje de salida en condiciones secas para obtener ambos coeficientes de calibración. La calibración se verificó al relacionar las mediciones dieléctricas del suelo ($\sqrt{\epsilon}$) con el contenido volumétrico de agua de las 16 muestras. Los sensores PR2 indicaron un error de $\sim \pm 0.05$ m³/m³ o menos con la calibración específica.

Tabla 10. Propiedades del suelo para cada sitio-profundidad (Prof), ρ_b (densidad aparente en seco), μ (porosidad del suelo), porcentajes de arena, limo y arcilla y clasificación textural (Anexo B1).

Sitio	Prof (m)	ρ_b (g/cm ³)	μ (%)	Arena (%)	Limo (%)	Arcilla (%)	Textura
SFS	0.1	1.51	43	89	10	1	arena fina
	0.2	1.56	41	89	10	1	arena fina
	0.3	1.56	41	90	9	1	arena fina
	0.4	1.71	36	89	10	1	arena fina
CT	0.1	1.51	43	84	14	2	arenoso franco
	0.2	1.61	39	85	13	2	arenoso franco
	0.3	1.56	41	85	13	2	arenoso franco
	0.4	1.56	41	83	14	3	arenoso franco
	0.6	1.71	36	87	11	2	arena fina
	1	1.52	43	64	2	34	franco arcillo arenoso
NFS	0.1	1.46	45	85	13	2	arenoso franco
	0.2	1.41	47	91	7	2	arena fina
	0.3	1.36	49	92	6	2	arena fina
	0.4	1.51	43	94	5	1	arena fina
	0.6	1.61	39	93	6	1	arena fina
	1	1.56	41	95	4	1	arena fina

4.3.6. Análisis de humedad de suelo

Se analizó la variación temporal del θ en términos de almacenamiento de agua del suelo (SWS) en el perfil en cada sitio durante el período de estudio en las temporadas hidrológicas definidas. Se realizó una integración numérica para calcular SWS_{ij} para el sitio i en el día j como:

$$SWS_{ij} = 1000 * \left\{ \frac{b-a}{c} * [\theta_{ij(a)} + \dots + \theta_{ij(b)}] * d \right\} \quad (1)$$

donde 1000 es un factor de conversión de m a mm, los subíndices indican la profundidad de la medición (θ en m³/m³), a indica el límite superior del sensor, b representa el límite inferior del sensor, c es la longitud total de la varilla del sensor y d es el espesor de cada estrato de medición en la varilla del sensor (0.1 m). Estandarizamos los valores de SWS llevando a cabo una transformación:

$$Z_{ij} = \frac{SWS_{ij} - \overline{SWS_{ti}}}{\sigma_{ti}} \quad (2)$$

donde Z_{ij} es la variable estandarizada, los subíndices i y j representan el sitio y el día, respectivamente, (Z_{ij} indica que en el sitio i las condiciones son relativamente húmedas si $Z_{ij} > 0$ o secas si $Z_{ij} < 0$), el promedio temporal ($\overline{SWS_{ij}}$) y la desviación estándar (σ_{ij}) se definen por el total de los días de observación.

Los análisis de humedad del suelo en los tres sitios se relacionaron con la cantidad de eventos de precipitación, la intensidad y la acumulación mensual. En total, se seleccionaron 14 meses con una precipitación que oscila entre los 12.6 y 126.6 mm/mes. En los meses restantes, los pulsos de precipitación fueron inferiores a 7 mm (29 meses). En los períodos con lluvia, la infiltración vertical (Inf en mm) se definió como la cantidad total de humedad que ingresa en el suelo cuando el frente de humectación sobrepasa el primer estrato (~ 0.1 m). La recarga potencial (Pr en mm) se definió entonces como la cantidad total de agua que alcanzó la capa más profunda del suelo en cada perfil. Calculamos los dos flujos siguiendo la metodología de Green y Ampt (1911), en la que se asume que la infiltración es continua y que el θ es uniforme por encima del frente de humectación (Bhark y Small, 2003), estimamos la infiltración con una ecuación modificada de Bhark y Small (2003) y Moran et al. (2010), como sigue:

$$Inf = \int_{z=0}^{wf} (\theta_{a(z)} - \theta_{p(z)}) * dz \approx 1000 * (\theta_{a(z)} - \theta_{p(z)}) * d \quad (3)$$

donde θ_a es el valor máximo del θ registrado después de un pulso de precipitación (m^3/m^3), θ_p representa el θ medido antes del pulso (m^3/m^3), wf es la profundidad del frente de humectación (m), z simboliza la superficie del terreno, 1000 es un factor de conversión de m a mm y d es el intervalo de profundidad (0.1 m). Definimos la estimación de la Inf suponiendo que el θ es uniforme a 0.1 m y por encima de esa capa (por ejemplo, a 0.2 m de profundidad, el θ es uniforme de 0.1 a 0.2 m) y que el θ es uniforme antes del paso del frente de humectación.

4.4. Resultados y discusión

4.4.1. Análisis de precipitación

En la Figura 18 se muestra una comparación de la precipitación mensual y anual de tres estaciones climatológicas circundantes: El Porvenir (Por), Agua Caliente (Ac), Valle de Guadalupe (Vg) y de la estación

CT en los años hidrológicos 2012 a 2016. Se detectó variabilidad interanual excepto en la temporada seca (junio a septiembre). El número total de eventos anuales de precipitación observados en la estación climatológica CT, varió de 44 a 86, con un total de 256 días con precipitación de 2012 a 2016 (Figura 18a; barras negras). Los eventos de precipitación menores con $P < 2$ mm/día fueron los más representativos en todo el período (69% de los eventos totales), mientras que los eventos mayores ocurrieron con menor frecuencia: $P > 2$ y < 5 mm/día (10%), $P > 5$ y < 10 mm/día (11%), y $P > 10$ mm/día (10%). La intensidad máxima de la lluvia durante el período fue de 15 mm/h, y se presentó en enero de 2016. Algunos días con $P > 20$ mm/día ocurrieron entre enero y mayo.

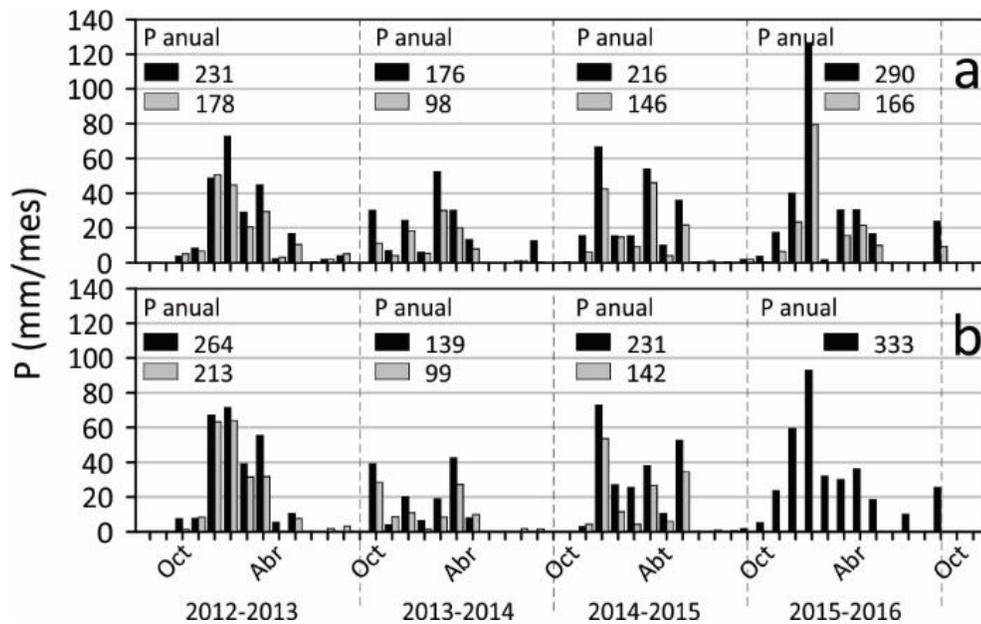


Figura 18. Análisis comparativo de los patrones de precipitación mensual y anual entre las estaciones climatológicas CT (barras negras), Valle de Guadalupe (Vg; barras grises) (a), El Porvenir (Por; barras negras) y Agua Caliente (Ac; barras grises) (b) con información de 2012-2016.

4.4.2. Atributos del terreno de los sitios de estudio

Comparamos los tres sitios relacionando de la distribución del área acumulada de cada microcuenca y la elevación utilizando curvas hipsométricas. Los perfiles convexos de las curvas hipsométricas muestran microcuencas activas en los dos sitios de laderas (SFS y NFS) con gran potencial erosivo. Los atributos del terreno se utilizan para describir la erosión del suelo y el desarrollo de los deslizamientos del terreno, así como para hacer inferencias sobre el agua almacenada en el suelo y los procesos de escorrentía (Zakharov, 1940; Florinsky, 2016) (Figura 19a-b). La microcuenca del sitio CT tiene una etapa intermedia de desarrollo

(Figura 19a-b), en la que tienen lugar una compleja interacción de los procesos del paisaje (Kirkby y Chorley, 1967; Willgoose y Hancock, 1998), debido a que en ~ 20% del área se están produciendo procesos de laderas, mientras que el 80% restante se desarrollan procesos fluviales en los que los mecanismos son diferentes a los descritos en los sitios de las laderas (p. ej. sedimentación).

La orientación de la pendiente afecta el θ debido a las diferencias en la insolación (las SFS tiende a captar mayor radiación que las NFS en el hemisferio norte). La orientación de la pendiente en la microcuenca SFS es netamente sur (alrededor del 80% del área), con laderas orientadas SO y SE cubriendo el área restante. Por el contrario, la microcuenca NFS presenta orientación norte (40% N, 30% NO y 10% NE), mientras que el área restante la caracterizan las laderas orientadas hacia el oeste. En la microcuenca CT, la orientación de la pendiente NO es dominante (50%), seguido por orientaciones O (20%) y N (20%), en el 10% restante, la pendiente se orienta hacia el NE (Figura 19c). El índice topográfico de humedad (TWI) se ve afectado por la magnitud de la pendiente y el área de contribución aguas arriba. La Figura 19d muestra la tendencia relativa del TWI en cada microcuenca. Observamos valores relativamente más bajos en los sitios de ladera que en el sitio CT debido a las pendientes más pronunciadas. Las variaciones de curvatura (Cur) entre las microcuencas se muestran en la Figura 19e.

En general, los valores positivos y negativos de la curvatura están bien equilibrados, aunque la microcuenca SFS mostró valores más extremos que la NFS. Los valores de la microcuenca CT tienden a ser más lineales en la superficie (Cur = 0) (Figura 19e). Los valores de curvatura en los sitios SFS, CT y NFS muestran valores negativos (SFS < NFS < CT), indicando que los flujos superficiales y sub-superficiales convergen y se desaceleran, estas características indican que el contenido de humedad del suelo tiende a aumentar en estos puntos, con más potencial en el sitio SFS.

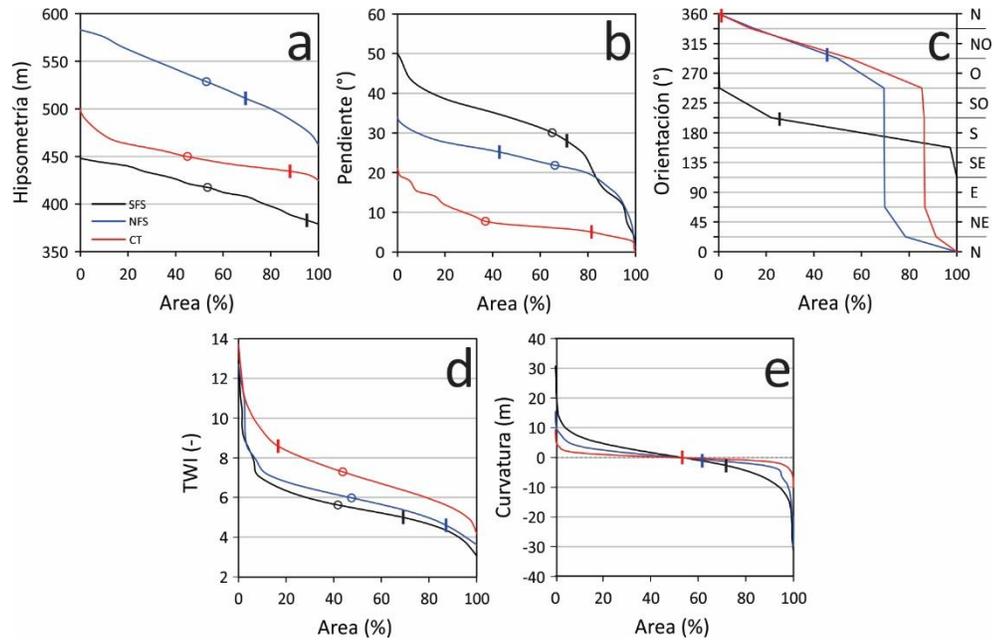


Figura 19. Índices topográficos y análisis morfométrico derivados de un modelo digital del terreno de 5 m en las microcuencas SFS, CT y NFS y su relación con el área: (a) hipsometría, (b) pendiente, (c) orientación de la pendiente, (d) índice topográfico de humedad (TWI) y (e) curvatura. Las líneas sólidas verticales representan los valores morfométricos en las estaciones de humedad del suelo y los círculos representan los valores morfométricos promedio de cada microcuenca.

4.4.3. Variación temporal del contenido de agua del suelo con la profundidad

La Figura 20 presenta la variación del contenido diario de agua del suelo en cada una de las profundidades de los sitios SFS, CT y NFS junto con la precipitación durante el periodo de estudio. En los tres sitios, encontramos diferencias significativas en el θ para cada capa de suelo (ANOVA, $p < 0.01$). El valor mayor de θ se observó en los meses invernales (WS) atado con altas tasas de precipitación (151.2 y 198.4 mm en WS-15 y WS-16, respectivamente). El menor valor de θ lo encontramos durante las temporadas de transición (TS1 y TS2) y la temporada seca de verano (DS) con poca o nula precipitación.

En todo el periodo, el θ de la TS1 es superior a la TS2 por la frecuencia de los eventos precipitación. Se observó que el θ se agotó casi completamente en todos los estratos hacia el verano (DS) y en la transición de los meses secos a los húmedos (TS2) en los tres sitios, lo que indica un restablecimiento de las condiciones secas cada año. Como era de esperar, en las capas más superficiales del suelo el θ presenta más variación por su exposición directa ante los los flujos de precipitación y evaporación (Figura 20). Hu et al. (2010), Gao y Shao, (2012) y Gao et al., (2015), mostraron que, en las capas más profundas del suelo,

el contenido de agua generalmente tiende a ser más estable. Las observaciones en los sitios de ladera muestran la respuesta activa de los pulsos verticales y laterales del θ después de un largo período de lluvia de baja intensidad (p. ej., Figura 20; diciembre de 2015 en SFS) y alta intensidad (p. ej., Figura 20; marzo de 2015 y enero de 2016 en los sitios SFS y NFS; y enero de 2016 en el sitio CT).

En los sitios de ladera se observó un aumento atípico del θ , cerca del fondo del perfil de suelo en la zona de contacto con el lecho rocoso (p. ej., 0.4 m en SFS y 1 m en NFS) (Figura 20e y g). Es interesante notar que, el incremento del θ en ese estrato fue superior al θ en capas más superficiales (superpuestas) y este mecanismo se apreció evidentemente en las zonas de ladera. Esto podría indicar que el agua que se infiltra actúa como agua gravitacional y lateral, percolando rápidamente hacia el fondo del perfil del suelo. Si el lecho rocoso está fracturado, este proceso podría promover una rápida infiltración o transporte de agua hacia el acuífero desde el bloque de montaña. Sin embargo, también podría estar indicando un flujo lateral desde ubicaciones cuesta arriba transportado a lo largo de la interfaz suelo-lecho rocoso. Este mecanismo no ha sido documentado con frecuencia en pendientes con orientación opuesta y con diversas especies vegetales. Por ejemplo, Gutiérrez-Jurado et al (2007) mostraron evidencia sobre la presencia de flujos laterales sub-superficiales en diferentes posiciones topográficas en las laderas de los cerros después de una gran tormenta, pero no lo atribuyeron al efecto de transporte sobre la interfaz suelo-lecho rocoso, en el impulso del transporte sub-superficial.

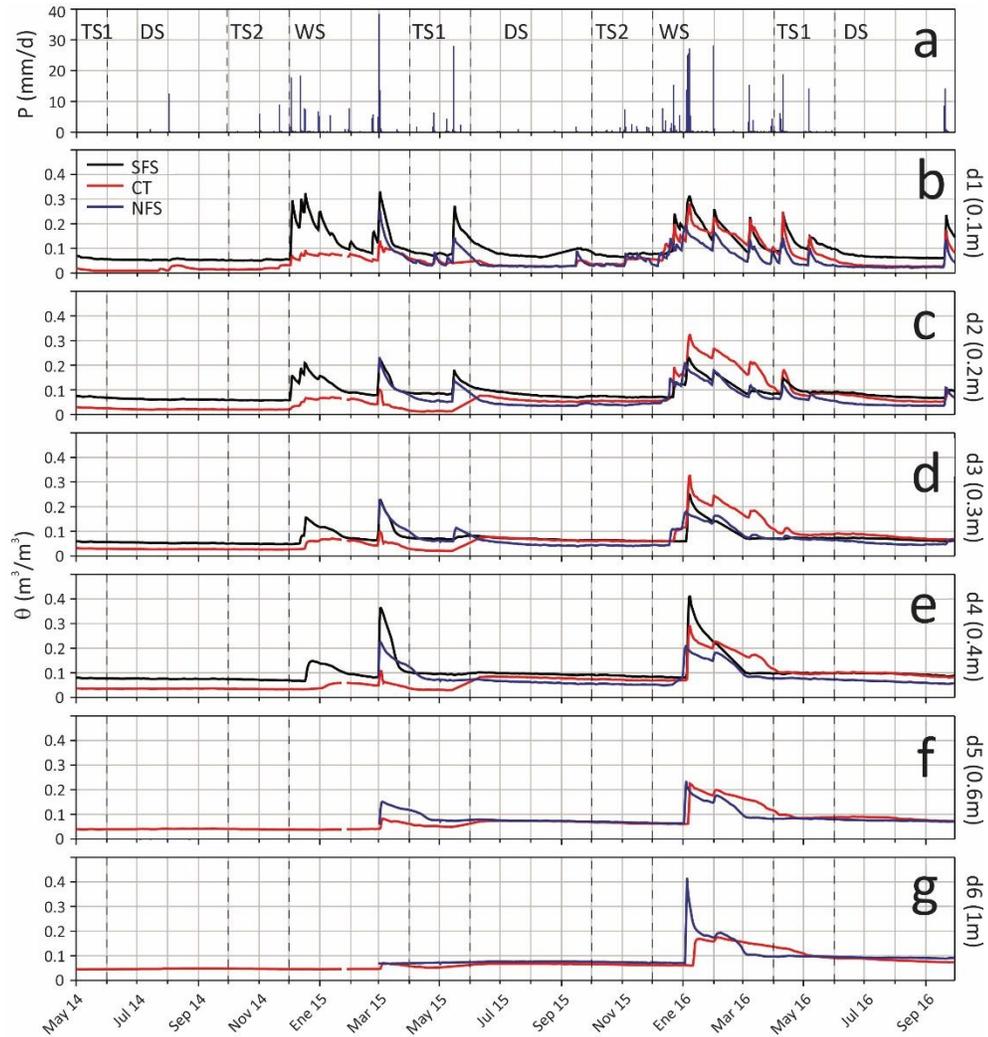


Figura 20. Precipitación diaria (a). Contenido promedio diario de agua en el suelo en las profundidades 0.1 m, 0.2 m, 0.3 m, 0.4 m, 0.6 m y 1 m de cada sitio (SFS, NFS, CT) (b-g). Las líneas verticales discontinuas indican la división entre las temporadas hidrológicas.

La Figura 21 resume la dinámica temporal del θ a través del promedio y la desviación estándar para cada profundidad y temporada hidrológica. Los primeros estratos de suelo tuvieron mayor variación estacional del θ , mientras que con la profundidad la variación disminuye, tal como se ha señalado en otros estudios (p. ej., Yang et al., 2014; Rosenbaum et al., 2012). La reducción e inestabilidad del θ en cada estrato fue causada principalmente por los factores climáticos (capas superiores) y la captación de agua por las raíces (Jia et al., 2013) especialmente en la temporada seca e intermedia (transicionales). Mientras que la mayor variación en profundidad ocurrió durante las temporadas húmedas impulsado probablemente por el flujo lateral. En las temporadas con mayor precipitación acumulada, el frente de

humectación alcanzó las capas más profundas del suelo. Por ejemplo, en WS 2016 ($P = 198.4 \text{ mm}$) el θ incrementó a lo largo del perfil del suelo en todos los sitios.

Curiosamente, el promedio estacional del θ durante WS 2016 incrementó con la profundidad del suelo, alcanzando los valores máximos a los 0.4 m (SFS), 0.2 m (CT) y 1 m (NFS), con grandes variaciones temporales (Figura 21, barras). Como se señaló anteriormente, el incremento del θ en profundidad fue un indicador de un rápido transporte lateral. Debido a que las capas superficiales no mostraron el mismo mecanismo, es probable que ese incremento atípico de agua del suelo durante las temporadas de lluvia provenga de zonas cuesta arriba. Esto sugiere que las zonas de ladera con suelos poco profundos en los sistemas de bloques de montaña transportan el agua lateralmente sobre la superficie del lecho rocoso (McIntosh et al., 1999; Lin y Zhou, 2008; Takagi y Lin, 2012), de este modo evitan eficazmente los estratos más someros que están más expuestos a perder agua por la evapotranspiración.

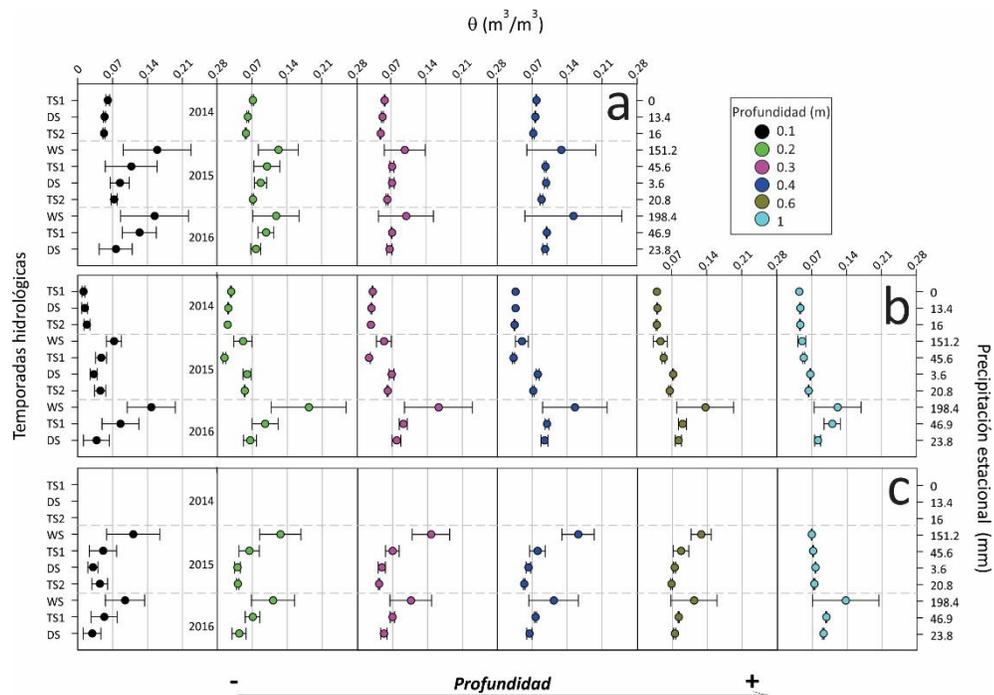


Figura 21. Relación de la evolución por estrato del θ promedio en las temporadas hidrológicas y la precipitación estacional en los sitios: (a) SFS, (b) CT y (c) NFS. Las líneas discontinuas horizontales representan el límite entre los años hidrológicos y las líneas en los círculos representan la desviación estándar estacional.

4.4.4. Comparación de los perfiles de almacenamiento de agua del suelo en los tres sitios

En la Tabla 11 se presenta la descripción estadística del almacenamiento de agua en el perfil de suelo en las temporadas hidrológicas (hasta 1 m en los sitios NFS y CT, y hasta 0.4 m en el sitio SFS). La comparación entre sitios en términos de almacenamiento de agua promedio es posible para los períodos coincidentes (WS-15 a DS-16). Los valores más altos de SWS ocurrieron durante los meses invernales (temporada de lluvias). Los sitios NFS y CT mostraron los valores más altos (39 y 40 mm) durante todo el período, y cerca de un 37% mayores que el sitio SFS (25 mm). Esto indica que los sitios NFS y CT tienen mayor capacidad de almacenamiento de agua en todo el perfil.

Durante WS-15, en los sitios de ladera se registró el mayor almacenamiento de agua en el perfil de suelo (NFS, 61 mm; SFS, 37 mm), mientras que en el sitio inter-montano (CT, 31 mm) se registró el menor almacenamiento durante esa temporada hidrológica. En la siguiente temporada de lluvia (WS-16) se observó que el sitio inter-montano presentó un SWS más alto (CT, 70 mm) que los sitios de ladera (NFS, 56 mm; SFS, 32 mm) (Tabla 11). Al relacionar el SWS de los tres perfiles, se encontró que la pendiente orientada hacia el sur tiene cantidades persistentemente menores que la pendiente orientada hacia el norte y que el sitio CT (Figura 22a; Tabla 11). Esto sugiere que los efectos de la posición topográfica y la pendiente sobre la humedad y el almacenamiento de agua del suelo son consistentes con las expectativas de las regiones mediterráneas semiáridas. Algunos estudios han reportado que las laderas orientadas al sur tienden a ser más secas y con menores tasas de infiltración (Famiglietti et al., 1998; Brocca et al., 2007; Bennie et al., 2008; Moeslund et al., 2013).

Tabla 11. Comparación de los valores estadísticos (Stats) del almacenamiento de agua en el perfil de suelo (mm) de cada sitio (hasta 1 m, NFS-CT; hasta 0.4 m, SFS) y la temporada hidrológica, valores: Min (mínimo), Max (máximo), Avg (promedio) y Avg Total (promedio total).

Stats	Sitio	WS-15	TS1-15	DS-15	TS2-15	WS-16	TS1-16	DS-16	Avg Total
Min	SFS	21	19	18	17	17	20	17	18
	NFS	45	29	25	25	25	33	26	30
	CT	25	21	32	33	33	44	36	32
Max	SFS	67	37	26	19	72	33	28	40
	NFS	87	48	38	29	111	47	41	57
	CT	43	32	39	34	109	59	45	51
Avg	SFS	37	23	20	18	32	24	19	25
	NFS	61	36	28	26	56	37	29	39
	CT	31	23	36	34	70	48	41	40

Posteriormente, se compararon los patrones temporales del SWS considerando la misma profundidad de los perfiles de suelo en los tres sitios (hasta 0.4 m) (Tabla 12). En este caso, el promedio total del SWS hasta los 0.4 m, reveló que la pendiente orientada al sur permitió mayor SWS que la pendiente orientada al norte y CT durante todo el período, excepto en WS-16, temporada en la que el SWS del sitio CT fue el más representativo. Se atribuyó el mayor SWS en el sitio SFS debido a la falta de cobertura vegetal, lo cual permite que el agua adicional llegue a la superficie del suelo, además del posible transporte lateral de agua sub-superficial desde las zonas cuesta arriba.

Tabla 12. Comparación de los valores estadísticos (Stats) del almacenamiento de agua en el perfil de suelo (SWS, mm) de cada sitio (hasta los 0.4 m), valores: Min (mínimo), Max (máximo), Avg (promedio) y Avg total (promedio total).

Stats	Sitio	WS-15	TS1-15	DS-15	TS2-15	WS-16	TS1-16	DS-16	Avg Total
Min	SFS	21	19	18	17	17	20	17	18
	NFS	22	13	10	10	10	13	10	13
	CT	9	6	13	13	14	18	14	12
Max	SFS	67	37	26	19	72	33	28	40
	NFS	56	26	18	13	47	24	21	29
	CT	25	13	17	15	72	36	23	29
Avg	SFS	37	23	20	18	32	24	19	25
	NFS	33	17	11	11	26	16	11	18
	CT	14	8	14	14	39	22	16	18

Para investigar más a fondo el SWS en las laderas y la planicie, en la Figura 22 se presenta la variación diaria del almacenamiento de agua en los perfiles de suelo (Figura 22a), la variación diaria del almacenamiento de agua hasta los 0.4 m (Figura 22b) y los valores estandarizados para detectar tendencias semejantes con respecto a los regímenes del almacenamiento de agua y establecer el periodos húmedos y secos (Figura 22c). Los periodos secos son aquellos cuyo valor del SWS son inferiores al valor normalizado de $Z = 0$ (Figura 22c). En general, la humedad del suelo que se acumula durante la temporada invernal domina las condiciones más húmedas de las temporadas hidrológicas en los tres sitios (Figura 22a-b). Un análisis del coeficiente de correlación de Pearson indicó una relación lineal positiva entre el SWS en los tres sitios debido a la probable presencia común de pulsos de precipitación, características similares de textura de suelo, rasgos topográficos (en sitios SFS y NFS) y la presencia común de cobertura vegetal (en sitios NFS y CT): SFS-NFS ($R^2 = 0.92$), SFS-CT ($R^2 = 0.61$) y NFS-CT ($R^2 = 0.67$).

El SWS hasta los 0.4 m fue superior en el sitio SFS durante todo el periodo excluyendo WS-16 (CT > SFS) (Figura 22b). En el sitio SFS, el contenido de agua del suelo fue altamente enriquecido en el estrato más profundo (0.4 m), potencialmente provocado por un rápido flujo hacia ese estrato debido a los cambios locales en la configuración del suelo-lecho rocoso. Como resultado, el aumento del SWS en SFS persistió a lo largo de las temporadas hidrológicas.

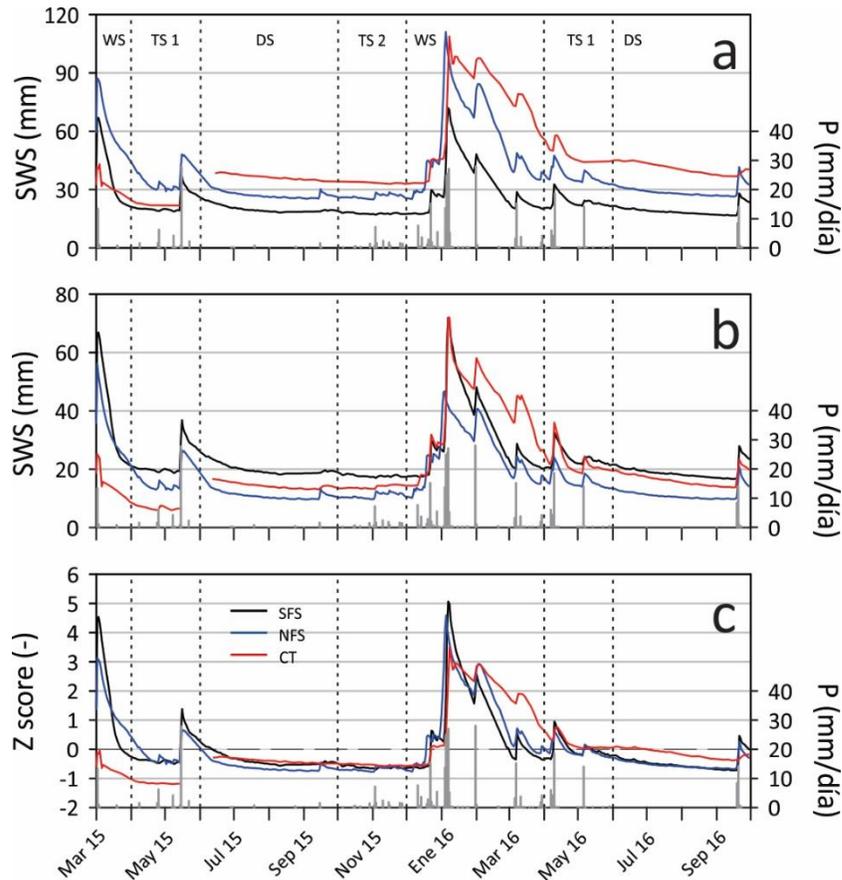


Figura 22. Almacenamiento diario de agua del suelo en cada perfil hasta 1 m de profundidad (a), hasta 0.4 m de profundidad (b) y almacenamiento diario estandarizado (Z) en cada perfil (c), junto con la precipitación diaria.

La comparación entre los sitios indicó condiciones estandarizadas más húmedas en SFS durante los picos de precipitación en invierno (WS) y en la temporada de transición húmeda-seca (TS1), sin embargo, el agotamiento del agua del suelo ocurrió más rápidamente que en NFS y CT. Asimismo, durante un período prolongado en WS-16, el sitio CT exhibió valores estandarizados más altos que los sitios de ladera, lo que sugiere que los aportes de agua provienen de la precipitación local y del exceso de precipitación de las áreas circundantes. En general, el agotamiento del agua del suelo ocurrió más rápido en los sitios de

ladera que en el sitio CT (~ 1 mes) (Figura 22c), debido al mayor grado de pendiente y al predominio de la fracción arenosa del suelo.

La dinámica de la humedad del suelo en cada perfil fue consistente con estudios previos zonas con clima mediterráneo, en los cuales señalan que los suelos se saturan generalmente durante la temporada invernal y muestran recesiones durante los períodos secos intermedios (por ejemplo, Ceballos et al., 2002; Martínez-Fernández y Ceballos, 2003). En los tres sitios, las condiciones de suelo seco fueron persistentes y duraron casi el 70% del periodo de estudio. Además, los pulsos de precipitación inferiores a 7 mm durante las temporadas de transición, extendieron las condiciones secas a lo largo de esos períodos. Curiosamente, los períodos secos no parecieron restablecer las diferencias de humedad del suelo entre los sitios que se establecieron durante las temporadas húmedas invernales. Como resultado, las laderas orientadas al norte y al sur tuvieron condiciones estandarizadas más húmedas y súbitas durante los eventos de precipitación, seguidas de un rápido agotamiento. El área inter-montana (CT) permitió la acumulación progresiva del contenido de agua poco después de los eventos de precipitación, y cuyo almacenamiento se agotó a un ritmo más lento. Sin embargo, las condiciones secas del suelo eventualmente se reestablecen en los tres sitios.

4.4.5. Infiltración y recarga potencial durante los eventos de precipitación

Se estimó la infiltración vertical en los tres sitios a partir de que el frente de humectación alcanzara 0.1 m de profundidad en eventos de precipitación mayores a 7 mm. Por lo tanto, se estimó en sólo 14 meses, sin embargo, la comparación entre los totales de los tres sitios se realizó entre marzo de 2015 y septiembre de 2016 (total P = 374 mm) (Figura 23). La Figura 23 muestra la precipitación mensual y la infiltración mensual en cada sitio. Como resultado, en los tres sitios, los totales mensuales mostraron que entre el 28 y el 42% de la precipitación se infiltró verticalmente hasta 0.1 m (SFS < CT < NFS) y entre el 72 (SFS) y el 58% (NFS) de la precipitación se perdió en otros procesos superficiales como la intercepción de la lluvia por la vegetación (no en SFS), la evaporación y la escorrentía (SFS > CT > NFS).

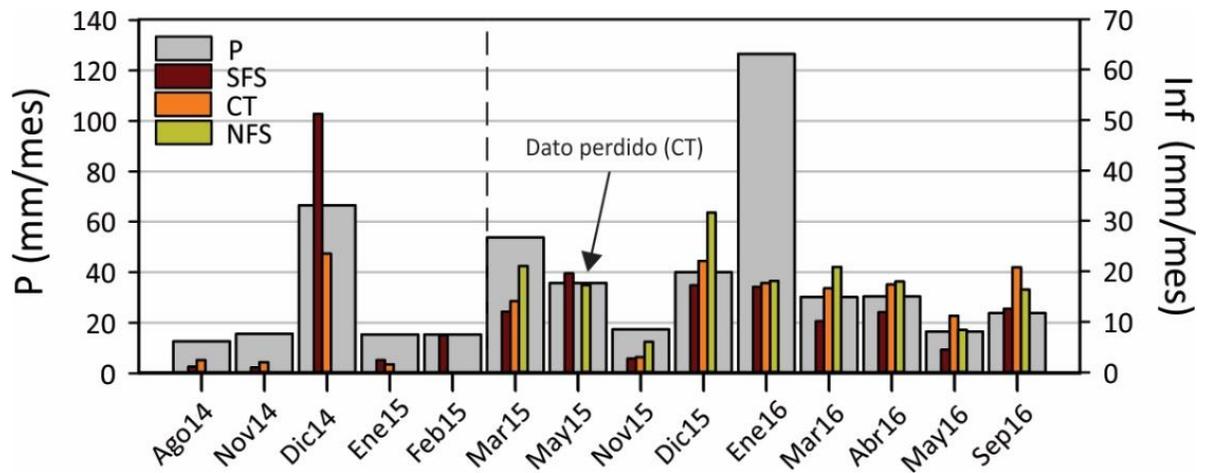


Figura 23. Precipitación mensual de la estación climatológica CT e infiltración mensual de los sitios SFS, CT y NFS. La línea vertical discontinua representa el comienzo del período comparativo en los tres sitios.

En las Figuras 9a-b, se muestra la precipitación acumulada, la intensidad de la precipitación, la duración y la infiltración vertical de los 19 eventos de precipitación que ocurrieron en los 14 meses analizados a partir de marzo de 2015. Es interesante notar que en los totales del análisis de precipitación-infiltración, la fracción de la precipitación que infiltró reveló que la pérdida de agua a ~ 0.1 m de profundidad es menor en SFS que en NFS y CT (entre un 15 y 20%), este mecanismo podría estar asociado con el proceso de transpiración en los sitios NFS y CT.

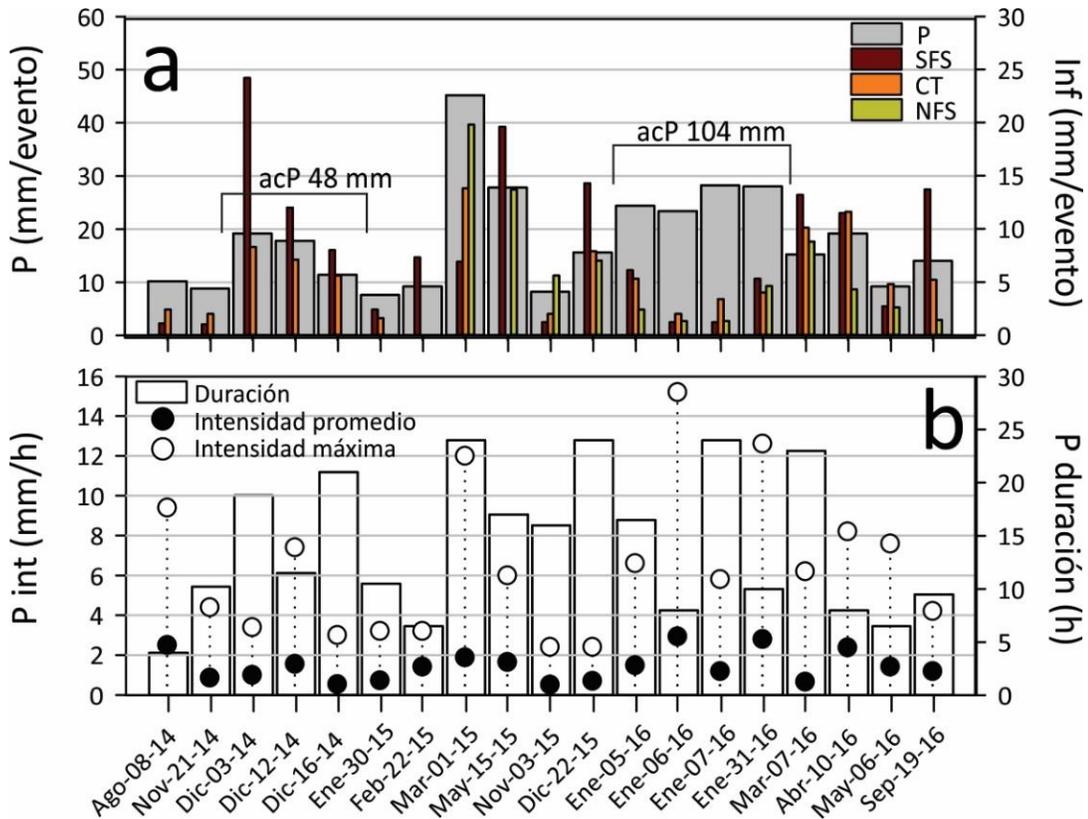


Figura 24. La precipitación medida (barras grises) y la infiltración vertical estimada a 0.1 m de profundidad (barras de color) por evento en los tres sitios de monitoreo (a). La intensidad promedio y máxima de la precipitación (círculos en blanco y negro, respectivamente) y la duración de los eventos de precipitación seleccionados (barras blancas) (b). acP representa la precipitación acumulada.

Se encontró que la fracción de infiltración que pasó a las capas subyacentes del suelo requirió eventos de precipitación mayores a los ~ 10.5 mm (por debajo de 0.1 m; aproximadamente $\sim 10\%$ de los eventos anuales de precipitación). Además, se necesitaron eventos sucesivos de precipitación con acumulaciones entre 48 mm (diciembre de 2014) y 104 mm (enero de 2016) (Figura 24a) para que el θ aumentara en las capas más profundas (Figura 25). Cuando los eventos de precipitación fueron intensos (p. ej., marzo de 2015, 12 mm/h; 6 de enero de 2016, 15.2 mm/h; 31 de enero de 2016, 12.6 mm/h; Figura 24b; círculos blancos), la infiltración se limitó sustancialmente debido a que la tasa de precipitación fue mayor que la capacidad del suelo para transportar el flujo vertical (Figura 25). Por otro lado, durante una secuencia de pulsos de baja intensidad (p. ej., diciembre de 2014; Figura 24b), la infiltración ocurrió progresivamente y el frente de humectación pasó gradualmente hacia las capas inferiores (p. ej., diciembre de 2014; Figura 25b) (Grayson et al., 1997; Takagi y Lin, 2012). Este segundo mecanismo fue apreciado principalmente

durante el DS y en las temporadas intermedias TS1 y TS2 sin que el contenido de agua del suelo alcanzara la capa más profunda del suelo (Figura 25).

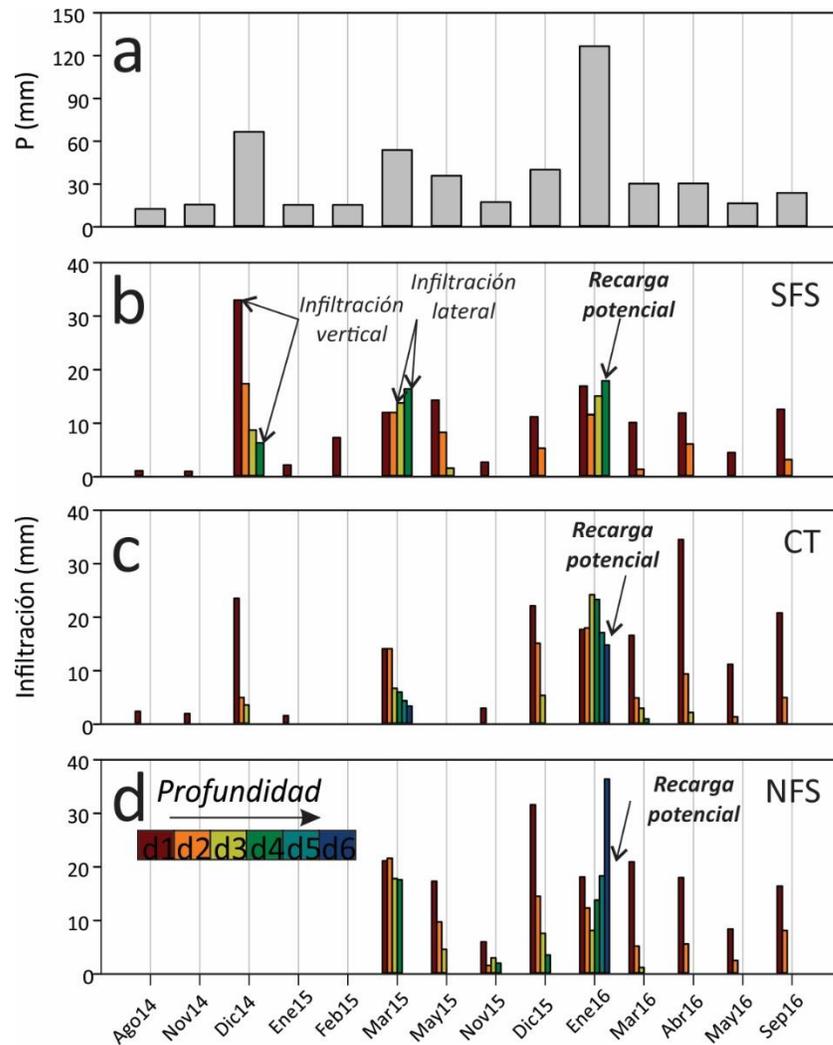


Figura 25. Precipitación mensual acumulada (a) e infiltración total para cada intervalo de profundidad del suelo (d1 a d6) para eventos con $P > 7$ mm (b-d). Tenga en cuenta que SFS está limitado a 0.4 m (d4), mientras que CT y NFS se extienden hasta 1 m (d6). SFS (b), CT (c) y NFS (d).

La Figura 25 presenta las estimaciones de infiltración en cada capa de suelo durante todos los eventos de precipitación seleccionados, los patrones de infiltración (vertical y lateral) y la recarga potencial. En general, la infiltración disminuyó con la profundidad del suelo, y en la mayoría de los eventos el alcance del frente de humectación no superó los 0.2 m de profundidad (d1 y d2). A partir de marzo de 2015, eventos de precipitación más representativos (marzo de 2015, 53.8 mm y enero de 2016, 126.6 mm) (Figura 23) favorecieron que la infiltración alcanzara la capa más profunda del suelo en los sitios de ladera

y se consideraron como potencialmente conducentes a la recarga (Figura 25b, barra verde; Figura 25d, barra azul oscuro). Se calculó que en estos dos eventos de precipitación se generaron en total 34.4 mm considerados como recarga potencial en el sitio SFS (marzo de 2015, 16.4 mm; enero de 2016, 18 mm) (Figura 25b; barras verdes "d4"), 18.3 mm en el sitio CT (marzo de 2015, 3.4 mm; enero de 2016, 14.9 mm) y 36.5 mm en el sitio NFS (enero de 2016) (Figura 25c-d; barras azules oscuras "d6" para el CT y el NFS). En general, se estimó que en promedio alrededor del 9.5% de la precipitación acumulada (~ 374 mm; de marzo de 2015 a septiembre de 2016) podría contribuir a la recarga del acuífero desde el bloque de montaña en los dos sitios con posición topográfica opuesta (SFS y NFS; recarga potencial promedio de 34.5 mm). Cabe mencionar que el sitio SFS con menor cantidad de precipitación permitió que la infiltración llegase hasta la capa más profunda del perfil del suelo, lo cual conduce a una mayor probabilidad de recarga potencial en ese sitio (p. ej., marzo de 2015 = 53.8 mm; Figura 25b) que en el sitio NFS (con esta cantidad de precipitación, la infiltración no alcanzó la última capa "d6").

4.5. Conclusiones

Este estudio presenta un análisis del contenido de agua del suelo, almacenamiento de agua del suelo, infiltración y recarga potencial en tres sitios con diferente posición topográfica en un bloque de montaña compuesto por un ecosistema semiárido mediterráneo. Los resultados de la investigación se resumen a continuación:

1. La evolución del contenido de agua del suelo mostró una fuerte variabilidad en las laderas opuestas (SFS y NFS), principalmente en las temporadas invernales y de transición húmeda-seca en los espesores más someros. Asimismo, los sitios de ladera muestran un aumento repentino en el contenido de agua del suelo durante los picos de precipitación, seguido de un rápido agotamiento. En contraste, el sitio inter-montano plano (CT) mostró una reducción más paulatina del contenido de agua del suelo y la acumulación de agua desde las zonas de montaña circundantes durante eventos significativos de precipitación. Durante los eventos de alta intensidad de precipitación, los sitios de ladera revelan un aumento del contenido de agua del suelo en la interfaz suelo-lecho rocoso (~ 0.4 m en SFS; ~ 1 m en NFS) sugiriendo flujos laterales sub-superficiales, mientras que la infiltración vertical del suelo disminuye notablemente, lo que significa la producción de escorrentía superficial.

2. Los patrones estacionales del SWS fueron similares en los tres sitios. La precipitación en invierno (WS) y en los meses de transición húmedo-seco (TS1) reponen el SWS en cada sitio y el almacenamiento se agota en los meses de verano y otoño, sobre todo en los sitios de ladera. Los sitios NFS y CT exhiben un SWS relativamente alto debido a su mayor espesor del perfil del suelo, pero la comparación del SWS hasta los 0.4 m reveló valores más altos en el sitio SFS. Esto se atribuye a la falta de cobertura vegetal, que permite que el agua adicional llegue a la superficie del suelo y se infiltre en direcciones verticales y horizontales, y al posible efecto del transporte lateral de agua sub-superficial desde lugares cuesta arriba.
3. La relación del SWS en los sitios de ladera mostró una fuerte correlación positiva. El almacenamiento de agua se agotó completamente en los perfiles de suelo en los sitios de ladera después de WS, lo que significa que no hay agua disponible en el suelo hasta la próxima WS. El déficit hídrico ocurrió en los meses de verano (DS) y en los meses de transición seco-húmedo (TS2) y persistió casi el 70% del período bajo estudio en los tres sitios.
4. La recarga potencial se produjo sólo en WS con eventos de precipitación superiores a los 50 mm/mes en el sitio SFS y a los 120 mm/mes en el sitio NFS, lo que indica que la profundidad del suelo y la falta de cobertura vegetal tienen un rol crítico en el transporte de agua hacia la interfaz suelo-lecho rocoso. En promedio, alrededor del 9.5% de la precipitación acumulada (~ 374 mm; de marzo de 2015 a septiembre de 2016) podría contribuir a la recarga del acuífero por los dos sitios con posición topográfica opuesta (~ 34.5 mm).

Los resultados de la presente investigación proporcionan información sobre la dinámica, el almacenamiento y el transporte del contenido de agua del suelo en diferentes escalas temporales. Este es el primer trabajo de investigación realizado con estos objetivos en la región, y aunque los resultados son limitados espacialmente, permiten hacer inferencias sobre la contribución potencial de los sitios de ladera a la recarga del acuífero desde el bloque de montaña.

Capítulo 5. Resumen y observaciones finales

Este trabajo de investigación fue motivado por la creciente crisis hídrica que ha afectado a la región del Valle de Guadalupe en los últimos años. Se analizaron los factores climáticos (Capítulo 2), del paisaje (Capítulo 3) e hidrológicos (Capítulo 4) en diferentes escalas espacio-temporales cuya influencia combinada puede determinar diferencias sustanciales en la recarga potencial hacia el acuífero desde la zona de montaña.

Los resultados revelaron el aumento de la temperatura media, el aumento de la severidad de la temperatura máxima de un día (Figura 5; Capítulo 2) y la reducción de la precipitación invernal y anual (durante casi dos décadas). Además del aumento de los períodos secos y la severidad de la sequía meteorológica en los últimos 20 años (Tabla 6, Figura 8; Capítulo 2). Aunque no se contaron con estimaciones robustas sobre la variación histórica del nivel freático del Acuífero Guadalupe, las actualizaciones sobre la disponibilidad de agua subterránea realizados periódicamente por la CONAGUA (2008, 2013, 2015, 2018) ofrecen un panorama general sobre la reducción de los recursos hídricos. La variación de los factores de precipitación (reducción) y temperatura (incremento) a menudo se asocian con la reducción natural de los niveles freáticos de los acuíferos. La marcada estacionalidad regional de la precipitación (Figura 3; Capítulo 2) provoca que el mayor porcentaje de contribución anual (77%) se concentre en una ventana temporal reducida (Dic-Mar), por lo que cualquier variación en las condiciones hidro-climáticas puede acarrear consecuencias importantes. Al ser la precipitación un insumo de primer orden para abastecer los mantos freáticos, la reducción regional de la precipitación invernal y anual (Tabla 4, Figura 7; Capítulo 2) directamente reducirá la disponibilidad de agua subterránea y su calidad, mientras que el incremento de la temperatura media en los meses invernales (Tabla 3; Capítulo 2) podría acortar la temporada invernal, incrementar la tasa de evaporación y reducir el suministro hacia la recarga. Si la descarga neta natural o artificial excede a la recarga neta, el nivel del agua subterránea disminuirá (Chen et al., 2004), tal como ha sucedido paulatinamente en el Acuífero Guadalupe. Además, la señal espectral de la vegetación como indicador ecológico regional reveló que el ecosistema natural se ha visto afectado por la reducción de la precipitación anual, al disminuir sincrónicamente su vigor (Figura 12; Capítulo 3) y el efecto es más severo durante WS (marzo-abril). El control de la precipitación sobre el vigor de la vegetación natural en la zona de montaña reveló una fuerte correlación con la precipitación invernal y anual, mientras que el control topográfico tiene menor relación. Las comunidades vegetales de SFS está más relacionadas con la precipitación estacional y anual que las CT y NFS. Esto sugiere que la vegetación de SFS pasa de estar en déficit hídrico a su completo desarrollo entre las dos temporadas, fenómeno que

no es tan notable en NFS debido a su posición topográfica (menor exposición a la radiación solar). Se sabe que, la vegetación altera el balance de agua en el suelo a través de los procesos de interceptación de lluvia (Keim et al., 2006) que provoca una partición de la precipitación antes de llegar al suelo, y el proceso de transpiración. Las influencias de ambos procesos se propagan espacialmente sobre todo durante los periodos de desarrollo de la vegetación y afectan la recarga del agua subterránea (Gribovszki et al., 2010). En algunos trabajos de investigación se propone y se asegura que el desbroce de la vegetación natural y el cambio de uso de suelo suele incrementar la recarga hacia los acuíferos (Bekele et al., 2006; Oliveira et al., 2017). Los análisis del contenido de agua en el suelo revelaron diferencias significativas en las condiciones que contribuyen para la formación de la recarga potencial en los sitios de ladera (Capítulo 4). Las tasas de infiltración en las laderas tienen diferencias entre los sitios SFS y NFS (Figura 23; Capítulo 4). Climáticamente, dependen de la intensidad y la duración de los eventos de precipitación (Figura 24b; Capítulo 4). El frente de humectación se distribuye verticalmente con pulsos de precipitación de menor intensidad y generalmente no alcanza la zona de contacto suelo-roca. En los pulsos de precipitación intensos la infiltración gravitacional se limita e incrementa la humedad en profundidad debido al flujo lateral sub-superficial y da paso al proceso de recarga potencial más representativo en los sitios de ladera (Figura 25; Capítulo 4). Sin embargo, el aumento en profundidad del contenido de agua en el suelo es súbito y episódico seguido de prolongados e inusuales pulsos de precipitación, por lo que los periodos de recarga potencial son breves (Figura 20; Capítulo 4). Así mismo, la interrelación de los factores del terreno (el espesor del perfil de suelo, la textura y la cobertura vegetal) contribuyen significativamente en el transporte de agua hasta la parte basal del perfil de suelo. Por ejemplo, se identificó que el sitio SFS (con orientación sur), que es caracterizado por tener poca cobertura vegetal, suelo desnudo entre la vegetación leñosa, suelo poco profundo y textura arenosa, facilita el paso del frente de humectación hasta la zona de contacto suelo roca y el transporte lateral sub-superficial con menores tasas de precipitación que el sitio NFS. Por lo tanto, los resultados sugieren que la recarga potencial más significativa ante la paulatina reducción de la tasa de precipitación invernal y anual (Capítulo 1) se llevará a cabo en el sitio SFS.

Nuestros resultados sugieren la necesidad de implementar practicas específicas para la conservación del agua en la región. Las evidencias en la reducción en la tasa de precipitación, de los recursos hídricos subterráneos, del incremento de la temperatura promedio, de la severidad y frecuencia de los episodios de la sequía meteorológica y el efecto negativo en el vigor de la vegetación natural (durante la temporada húmeda) son señales inequívocas sobre la variabilidad climática y la desestabilidad hidrológica en la región. Los análisis de infiltración y recarga potencial desde los sitios de ladera revelan que el sitio SFS tiene características inherentes que facilitan el transporte de agua hacia el subsuelo con menores tasas de precipitación por lo que podría favorecer con mayor periodicidad la recarga de agua subterránea.

Capítulo 6. Trabajo a futuro y recomendaciones

Los resultados proporcionan información relevante sobre la dinámica, el almacenamiento y el transporte del contenido de agua del suelo en diferentes escalas temporales, sin embargo, la gran heterogeneidad del terreno y la variabilidad de la precipitación no permite extrapolar adecuadamente los hallazgos en la evaluación de áreas extensas. Además, los resultados revelan la necesidad de explorar el nivel de fracturamiento en las zonas de monitoreo para complementar la caracterización hidrológica de este sistema de montaña, la evaluación de las variables micro-meteorológicas y el monitoreo del nivel freático. Los trabajos a futuro deberían incluir información espacio-temporal más detallada para mejorar las estimaciones en torno a la recarga potencial del acuífero desde el bloque de montaña.

El problema de desabasto de agua que enfrenta la región del Valle de Guadalupe se debe a la reducción de la tasa de precipitación anual (en los últimos 20 años; Figura 7, Capítulo 2), la sobreexplotación del acuífero, la expansión de las zonas de cultivo y la sequía meteorológica que se ha presentado en los últimos 10 años (Figura 8; Capítulo 2), este conjunto de características no ha permitido la recuperación del nivel freático del acuífero. Por lo tanto, la necesidad de implementar medidas de captación agua y contribuir con la recarga natural es prioritario.

En la sub-cuenca el Mogor se han realizado medidas para amortiguar el déficit hidrológico que ha afectado a la región. En los últimos 5 años se han instalado una serie de obras de superficie (presas filtrantes o gaviones) sobre el lecho de los arroyos. El propósito de las obras de control es desacelerar el escurrimiento superficial paulatinamente desde las partes altas de algunas secciones de la cuenca hasta enlazar con el cauce principal en las partes bajas, promoviendo la infiltración natural, la recarga hacia el acuífero y minimizar las pérdidas del flujo superficial. En enero de 2017 se registró un evento de escurrimiento superficial que demostró el funcionamiento de las estructuras (Anexo C1). Aunque no se contaron con mediciones del nivel freático, visiblemente los pozos en el valle inter-montano (CT) aumentaron de nivel durante el periodo de escorrentía (~ 1.5 meses), lo cual parece indicar que las estructuras han funcionado positivamente. La instalación de una serie de presas filtrantes sobre los cauces desde la zona de ladera (principalmente en las SFS) podría favorecer el transporte del agua desde la superficie a profundidad desde las zonas altas hacia los valles impulsando la recarga de los acuíferos.

Literatura citada

- Albaba, I. 2014. The effects of slope orientations on vegetation characteristics of Wadi Alquf forest reserve (WAFR) West Bank-Palestine. *International Journal of Agricultural and Soil Science*. 2 (7): 118-125.
- Aguilar-Zavaleta, E.I. 2016. Distribución de incendios y recuperación de matorrales en el noroeste de Baja California. Tesis de maestría. Centro de Investigación Científica y de Educación Superior de Ensenada, Baja California (CICESE). Ensenada, B.C. México. 66.
- Alexander, L.V.; Zhang, X.; Peterson, T.C.; Caesar, J.; Gleason, B.; Klein Tank, A.M.G.; Haylock, M.; Collins, D.; Trewin, B.; Rahimzadeh, F.; Tagipour, A.; Rupa Kumar, K.; Revadekar, J.; Griffiths, G.; Vincent, L.; Stephenson, D.B.; Burn, J.; Aguilar, E.; Brunet, M.; Taylor, M.; New, M.; Zhai, P.; Rusticucci, M. and Vazquez-Aguirre, J.L. 2006. Global observed changes in daily climate extremes of temperature and precipitation. *Journal of Geophysical Research*. 111. D05109, doi:10.1029/2005JD006290.
- Anderson, R.L. 1942. Distribution of the serial correlation coefficients. *Annals of Mathematical Statistics* 8 (1): 1–13. doi:10.1214/aoms/1177731638.
- Anenkhonov, O. A.; Korolyuk, A. Y.; Sandanov, D. V.; Liu, H.; Zverev, A. A. and Guo, D. 2015. Soil-moisture conditions indicated by field-layer plants help identify vulnerable forests in the forest-steppe of semi-arid Southern Siberia. *Ecological Indicators*. 57: 196-207.
- Araghi, A.; Mousavi-Baygi, M. and Adamowski, Jan. 2017. Detecting soil temperature trends in Northeast Iran from 1993 to 2016. *Soil & Tillage Research*. 174: 177-192. dx.doi.org/10.1016/j.still.2017.07.010.
- Areola, M. and Fasona, M. 2018. Sensitivity of vegetation to annual rainfall variations over Nigeria. *Remote Sensing Applications: Society and Environment*. 10: 153-162.
- Arriaga-Ramírez, S. and Cavazos, T. 2010. Regional of daily precipitation indices in northwest Mexico and southwest United States. *Journal of Geophysical Research*. 115, D14111, doi: 10.1029/2009JD013248.
- Auslander, M.; Nevo, E. and Inbar, M. 2003. The effects of slope orientation on plant grow, developmental instability and susceptibility to herbivores. *Journal of Arid Environments*. 55: 405-416.
- Bayer Altin, T. and Barak, B. 2017. Trends and changes in tropical summer days at the Adana Sub-Region of the Mediterranean Region, Southern Turkey. *Atmospheric Research*. 196: 182-199. doi.org/10.1016/j.atmosres.2017.06.017.
- Bennie, J.; Hill, M.O.; Baxter, R. and Huntley, B. 2006. Influence of slope aspect on long-term vegetation change in British chalk grasslands. *Journal of Ecology*. 94: 355-368.
- Bennie, J.; Huntley, B.; Wiltshire, A. O.; Hill, M. and Baxter, R. 2008. Slope, aspect and climate: Spatially explicit and implicit models of topographic microclimate in chalk grassland. *Ecological Modeling*. 216: 47-59.
- Beven, K.J. and Kirkby, M. 1979. A physical based variable contributing area model of basin hydrology. *Hydrological Sciences Bulletin*. 24: 43-79.

- Becerril-Piña, R.; Mastachi-Loza, A.; González-Soza, E.; Díaz-Delgado, C. and Bâ, M. 2015. Assessing desertification risk in the semi-arid highlands of central Mexico. *Journal of Arid Environments*. 120: 4-13.
- Bekele, E.B.; Salama, R.B. and Commander, D.P. 2006. Impact of change in vegetation cover on groundwater recharge to a phreatic aquifer in Western Australia: assessment of several recharge estimation techniques. *Australian Journal of Earth Sciences*. 53: 905-917.
- Bennie, J.; Hill, M.O.; Baxter, R. and Huntley, B. 2006. Influence of slope aspect on long-term vegetation change in British chalk grasslands. *Journal of Ecology*. 94: 355-368.
- Bennie, J.; Huntley, A.; Wiltshire, O.; Hill, M. and Baxter, R. 2008. Slope, aspect and climate: Spatially explicit and implicit models of topographic microclimate in chalk grassland. *Ecological Modeling*. 216: 47-59.
- Beullens, J.; Van de Velde, D. and Nyssen, J. 2014. Impact of slope aspect on hydrological rainfall and on the magnitude of rill erosion in Belgium and northern France. *Catena*. 129-139.
- Bhark, E. W. and Small, E. E. 2003. Association between plant canopies and the spatial patterns of infiltration in shrubland and grassland of the Chihuahuan Desert, New Mexico. *Ecosystems*. 6: 185-196.
- Brocca, L.; Morbidelli, R.; Melone, F. and Moramarco, T. 2007. Soil moisture spatial variability in experimental areas of central Italy. *Journal of Hydrology*. 333: 356-373.
- Buishand, T.A. 1982. Some methods for testing the homogeneity of precipitation records. *Journal of Hydrology*. 58: 11-27. doi.org/10.1016/0022-1694(82)90066-X.
- Burry, L.S.; Palacio, P.I.; Somoza, M.; Trivi de Mandri, M.E.; Lindskoug, H.B.; Marconeto, M.B. and D'Antoni, H.L. 2018. Dynamics of fire, precipitation, vegetation and NDVI in dry forest environments in NW Argentina. *Contributions to environmental archaeology. Journal of Archaeological Science*. 18: 747-757.
- Campos-Gaytán, J.R.; Kretschmar, T. and Herrera-Olivo, C.S. 2014. Future groundwater extraction scenarios for an aquifer in a semiarid environment: case study of Guadalupe Valley Aquifer, Baja California, Northwest Mexico. *Environmental Monitoring and Assessment*. 186: 7961-7985.
- Cantón, Y.; Solé-Benet, A. and Domingo F. 2004. Temporal and spatial patterns of soil moisture in semiarid badlands of SE Spain. *Journal of Hydrology*. 285: 199-214.
- Castro-Escárrega, J. J.; Terán-Martínez, G. E. and Siqueiros-López, C. 2003. Carta Geológico-Minera Tijuana 111-11 Baja California. Servicio Geológico Mexicano. Recuperado de: <http://www.sgm.gob.mx>. (consultado 12 junio 2018).
- Cavazos, T. and Rivas, D. 2004. Variability of extreme precipitation events in Tijuana, Mexico. *Climate Research*. 25: 229-243. doi:10.3354/cr025229.
- Ceballos, A.; Martínez-Fernández, J.; Santos, F. and Alonso, P. 2002. Soil-water behavior of sandy soils under semi-arid conditions in the Duero Basin (Spain). *Journal of Arid Environments*. 51: 501-519.
- Centro de Investigación Científica y de Educación Superior de Ensenada (CICESE). 2015. Base de datos climatológica nacional (Sistema CLICOM). <http://clicom-mex.cicese.mx/> (Oct/5/2018).

- Chavez, P.S. 1988. An improved dark-object subtraction technique for atmospheric scattering correction of multi-spectral data. *Remote Sensing of Environment*. 24: 458-479.
- Chamaillé-Jammes, S. and Fritz, H. 2009. Precipitation-NDVI relationships in eastern and southern African savannas vary along a precipitation gradient. *International Journal of Remote Sensing*. 30(13): 3409-3422.
- Chander, G., Markham, B. L. and Helder D. L. 2009. Summary of current radiometric calibration coefficients for Landsat MSS, TM, ETM+, and EO-1 ALI sensors. *Remote Sensing of Environment*. 113: 893-903.
- Chen, Z.; Grasby, S.E. and Osadetz, K.G. 2004. Relation between climate variability and groundwater levels in the upper carbonate aquifer, southern Manitoba, Canada. *Journal of Hydrology*. 290: 43-62.
- Choi, M. and Jacobs, J. M. 2007. Soil moisture variability of root zone profiles within SMEX02 remote sensing footprints. *Advances in Water Resources*. 30: 883-896.
- Chuai, X.W.; Huang, X.J.; Wang, W.J. and Bao, G. 2013. NDVI, temperature and precipitation changes and their relationships with different vegetation types during 1998-2007 in Inner Mongolia, China. *International Journal of Climatology*. 33: 1696-1706.
- Cleverly, J.; Eamus, D.; Restrepo Coupe, N.; Chen, C.; Maes, W., Li, L.; Faux, R.; Santini S. N.; Rumman, R.; Yu, Q. and Huete, A. 2016. Soil moisture controls on phenology and productivity in semi-arid critical zone. *Science of the Total Environment*. 568: 1227-1237.
- Coble, D.W.; Milner, K.S. and Marshall, D. 2001. Above- and below-ground production of trees and other vegetation on contrasting aspects in western Montana: A case study. *Forest Ecology and Management*. 142: 231-241.
- CONAGUA. 2008. Guadalupe Aquifer Management Master Plan. Town hall of Ensenada, B.C. Volume III. Technical report. Ensenada, B. C. Mexico. 111.
- CONAGUA. 2013. Determination of water availability in the Guadalupe Aquifer (0207). State of Baja California. Technical Sub-Directorate General. Groundwater Management. Sub-Management of Aquifer Evaluation and Management. México. Published in The Mexican Official Journal of The Federation. 31.
- CONAGUA. 2015. Determination of water availability in the Guadalupe Aquifer (0207). State of Baja California. Technical Sub-Directorate General. Groundwater Management. Sub-Management of Aquifer Evaluation and Management. México. Published in The Mexican Official Journal of The Federation. 31.
- CONAGUA. 2017. Estadísticas del agua en México, Edición 2017. Editado por: SEMARNAT. pp.291. http://sina.conagua.gob.mx/publicaciones/EAM_2017.pdf. Revisado en línea en marzo 2018.
- CONAGUA. 2018. Determination of water availability in the Guadalupe Aquifer (0207). State of Baja California. Technical Sub-Directorate General. Groundwater Management. Sub-Management of Aquifer Evaluation and Management. México. Published in The Mexican Official Journal of The Federation. 31.
- Congedo, L. 2016. Semi-automatic classification plugin documentation. doi: [dx.doi.org/10.13140/RG.2.2.29474.02242/1](https://doi.org/10.13140/RG.2.2.29474.02242/1).

- Daesslé, L.W.; Mendoza-Espinosa, L.G.; Camacho-Ibar, V.F.; Rozier, W.; Morton, O.; Van Dorst, L.; Lugo-Ibarra, K.C.; Quintanilla-Montoya, A.L. and Rodríguez-Pinal, A. 2006. The hydrogeochemistry of a heavily used aquifer in the Mexican wine-producing Guadalupe Valley, Baja California. *Environmental Geology*. 51: 151-159.
- Del Toro-Guerrero, F. J.; Kretzschmar, T. and Hinojosa-Corona, A. 2014. Estimación del balance hídrico en una cuenca semiárida, El Mogor, Baja California, México. *Tecnología y Ciencias del Agua*. 5 (6): 69-81.
- Del Toro-Guerrero, F.J. and Kretzschmar, T. 2016. Identifying periods of historical drought in a region of semiarid mediterranean climate type. *Revista Mexicana de Ciencias Agrícolas*. 7(6): 1311-1320.
- Del Toro-Guerrero, F. J; Hinojosa-Corona, A. and Kretzschmar, T. 2016. A comparative study of NDVI values between North-and South-Facing slopes in a semiarid mountainous region. *IEEE Journal of Selected Topics in Applied Earth Observations and Remote Sensing*. 9 (12): 5350-5356.
- Del Toro-Guerrero, F.J.; Vivoni, E.R.; Kretzschmar, T.; Bullock Runquist, S.H. and Vázquez-González, R. 2018. Variations in soil water content, infiltration and potential recharge at three sites in a Mediterranean mountainous region of Baja California, Mexico. *Water*. 10 (12): 1844.
- Delta T-Devices, Ltd. 2016. User manual for the profile probe type PR2. Cambridge, UK.
- Deng, Y.; Chen, X.; Chuvieco, E.; Warner, T. and Wilson, J.P. 2007. Multi-scale linkages between topographic attributes and vegetation indices in a mountainous landscape. *Remote Sensing of Environment*. 111: 122-134.
- Diffenbaugh, N.S.; Giorgi, F. and Pal, J.S. 2008. Climate change hotspots in the United States. *Geophysical Research Letters*. 35. L16709.
- D’Odorico, P. and Porporato, A. 2006. Ecohydrology of Arid and Semiarid Ecosystems: An Introduction. En: D’Orico, P. and Porporato, A. (Eds). *Dryland Ecohydrology*. Springer, Netherlands. pp. 1-10.
- Dorman, M.; Svoray, T. and Perevolotsky, Avi. 2013. Homogenization in forest performance across an environmental gradient – The interplay between rainfall and topographic aspect. *Forest Ecology Management*. 310: 256-266.
- Dubayah, R. and Rich, P. M. 1996. GIS-based solar radiation modeling. 129-137. In: Goodchild, M. F.; Steyaert, L. T.; Parks, B. O.; Johnston, C.; Maidment, D.; Crane, M. and Glendinning, S. (eds). *GIS and environmental modeling: progress and research issues*. GIS World Books. Fort Collins, CO.
- Duhan, D. and Pandey, A. 2013. Statistical analysis of long term spatial and temporal trends of precipitation during 1901-2002 at Madhya Pradesh, India. *Atmospheric Research*. 122: 136-149. doi.org/10.1016/j.atmosres.2012.10.010.
- Evelt, S. R., Heng, L. K., Moutonnet, P., and Nguyen, M. L. 2008. Field estimation of soil water content: A practical guide to methods, instrumentation, and sensor technology. *IAEA International Atomic Energy Agency*, pp. 131.
- Famiglietti, J. S.; Rudnicki, J. W. and Rodell, M. 1998. Variability in surface moisture content along a hillslope transect: Rattlesnake Hill, Texas. *Journal of Hydrology*. 210 (1998): 259-281.

- Flores-Zavala, R. 2016. Evaporación y transpiración según tres patrones espaciales y estacionales en un ecosistema mediterráneo en la subcuenca de El Mogor, Ensenada, Baja California. Tesis de maestría. Centro de Investigación Científica y de Educación Superior de Ensenada, Baja California (CICESE). Ensenada, B.C. México. 36.
- Florinsky, I. V. 2016. Digital Terrain Analysis in Soil Science and Geology. Second edition. Academic Press. Elsevier. UK. 486.
- Franklin, J. 1995. Predictive vegetation mapping: Geographic modeling of biospatial patterns in relation to environmental gradients. *Progress in Physical Geography*. 19: 474-499.
- Franco-Vizcaíno, E. and Sosa-Ramírez, J. 1997. Soil properties and nutrient relations in burned and unburned Mediterranean-climate shrublands of Baja California, Mexico. *Acta Oecologica*. 18(4): 503-517.
- Foster, S. S. D. and Smith-Carrington, A. 1980. The interpretation of tritium in the chalk unsaturated zone. *Journal of Hydrology*. 46: 343-364.
- Gao, L. and Shao, M. 2012. Temporal stability of soil water storage in diverse soil layers. *Catena*. 95: 24-32.
- Gao, L.; Shao, M.; Peng, X. and She, D. 2015. Spatio-temporal variability and temporal stability of water contents distributed within soil profiles at a hillslope scale. *Catena*. 132: 29-36.
- Gocic, M. and Trajkovic, S. 2013. Analysis of changes in meteorological variables using Mann-Kendall and Sen's slope estimator statistical tests in Serbia. *Global and Planetary Change*. 100: 172-182. [dx.doi.org/10.1016/j.gloplacha.2012.10.014](https://doi.org/10.1016/j.gloplacha.2012.10.014).
- Gómez-Plaza, A.; Alvarez-Rogel, J.; Albaladejo, J. and Castillo, V. M. 2000. Spatial patterns and temporal stability of soil moisture across a range of scales in a semi-arid environment. *Hydrological Processes*. 14: 1261-1277.
- Grayson, R.B.; Western, A.W.; Chiew, H.S. and Blöschl, G. 1997. Preferred states in spatial soil moisture patterns: Local and nonlocal controls. *Water Resources Research*. 33 (12): 2897-2808.
- Gribovszki, Z.; Szilagyi, J. and Kalicz, P. 2010. Diurnal fluctuations in shallow groundwater levels and streamflow rates and their interpretation – A review. *Journal of Hydrology*. 385: 371-383.
- Gritti, E.S.; Cassignat, C.; Flores, O.; Bonnefille, R.; Chalie, F.; Guiot, J. and Jolly, D. 2010. Simulated effects of a seasonal precipitation change on the vegetation in tropical Africa. *Climate of the Past*. 6: 169-178.
- Groeneveld, D.P.; Baugh, W.M.; Sanderson, J.S. and Cooper, D.J. 2007. Annual groundwater evapotranspiration mapped from single satellite scenes. *Journal of Hydrology*. 344: 146-156.
- Groeneveld, D.P. and Baugh, W.M. 2007. Correcting satellite data to detect vegetation signal for eco-hydrologic analyses. *Journal of Hydrology*. 344: 135-145.
- Groisman, P.Y. and Knight, R.W. 2008. Prolonged Dry Episodes over the Conterminous United States: New Tendencies Emerging during the Last 40 Years. *Journal of Climate*. 21: 1850–1862. doi: 10.1175/2007JCLI2013.1.

- Gutiérrez-Jurado, H.A.; Vivoni, E.R.; Harrison, J.B.J. and Guan, H. 2006. Ecohydrology of root zone water fluxes and soil development in complex semiarid rangelands. *Hydrological Processes*. 20: 3289-3316.
- Gutiérrez-Jurado, H.A.; Vivoni, E.R.; Istanbuluoglu, E. and Bras, R.L. 2007. Ecohydrological response to a geomorphically significant flood event in a semiarid catchment with contrasting ecosystems. *Geophysical Research Letters*. 34: L24S25. doi:10.1029/2007GL030994.
- Gutiérrez-Jurado, H.A.; Vivoni, E.R.; Cikoski, C.; Harrison, J.B.J.; Bras, R.L. and Istanbuluoglu, E. 2013. On the observed ecohydrologic dynamics of a semiarid basin with aspect-delimited ecosystems. *Water Resources Research*. 49: 8263-8284.
- Green, W.H. and Ampt, G.A. 1911. Studies in soil physics. I. The flow of air and water through soils. *The Journal of Agricultural Science*. 4: 1-24.
- Hadjimitsis, D. G., Clayton, C. R. I., and Retalis, A. 2004. Darkest pixel atmospheric correction algorithm: a revised procedure for environmental applications of satellite remotely sensed imagery, in: *Proceedings 10th International Symposium on Remote Sensing, Proc. SPIE 5239*. 464.
- Hallack-Alegria, M.; Ramírez-Hernandez, J. and Watkins, D.W.Jr. 2012. ENSO-conditioned rainfall drought frequency analysis in northwest Baja California, Mexico. *International Journal of Climatology*. 32: 831-842. doi: 10.1002/joc.2310.
- Hamed, K.H. and Rao, A.R. 1998. A modified Mann–Kendall trend test for autocorrelated data. *Journal of Hydrology*. 204: 182–196. doi.org/10.1016/S0022-1694(97)00125-X.
- Hao, F.; Zhang, X.; Ouyang, W.; Skidmore, A.K. and Toxopeus, A.G. 2012. Vegetation NDVI linked to temperature and precipitation in the Upper Catchments of Yellow River. *Environmental Modeling & Assessment*. 17: 389-398.
- Higgins, R.W.; Silva, V.B.S.; Shi, W. and Larson, J. 2007. Relationships between climate variability and fluctuations in daily precipitation over the United States. *Journal of Climatology*. 20: 3561-3579. doi: 10.1175/JCLI4196.1.
- Hogan, J.F.; Phillips, F.M. and Scanlon, B.R. 2004. *Groundwater Recharge in a Desert Environment. The Southwestern United States*. Washington, DC: American Geophysical Union.
- Horton, R.E. 1945. Erosional development of streams and their drainage basins, hydro-physical approach to quantitative morphology. *Geological Society of America Bulletin*. 56: 275-370.
- Hu, W.; Shao, M.A. and Reichardt, K. 2010. Using a new criterion to identify sites for mean soil water storage evaluation. *Soil Science Society of America Journal*. 74 (3): 762-773.
- Hüttich, C.; Herold, M. Schullius, C.; Egorov, V. and Bartalev, S.A. 2007. Indicators of Northern Eurasia's land-cover trends from SPOT-VEGETATION time-series analysis 1998-2005. *International Journal of Remote Sensing*. 28: 4199-4206.
- Hwang, T.; Song, C.; Vose, J.M. and Band, L.E. 2011. Topography-mediated controls on local vegetation phenology estimated from MODIS vegetation index. *Landscape Ecology*. 13.

- Ines, A. V. M. and Mohanty, B. P. 2008. Near-surface soil moisture assimilation for quantifying effective soil hydraulic properties using generic algorithm: 1. Conceptual modeling. *Water Resources Research*. 44: W06422. doi:10.1029/2007WR005990.
- Instituto Nacional de Estadística y Geografía (INEGI). 2008. Modelo digital de elevación de alta resolución LIDAR, tipo Terreno. I11D82XX (datos y metadatos). Baja California, México.
- Intergovernmental Panel on Climate Change (IPCC). 2014. Fifth assessment synthesis report - Climate Change 2014 synthesis report (1 November 2014) by Allen, M.R.; Barros, V.R.; Broome; et al. edited by Aldunce, P.; Downing, T; Jousaume, S.; et al. pp. 169.
- Izbicki, J. A.; Radyk, J. and Michel, R. L. 2000. Water movement through a thick unsaturated zone underlying an intermittent stream in the western Mojave Desert, Southern California, USA. *Journal of Hydrology*. 238: 194-217.
- Jarchow, C.J., Nagler, P.L. and Glenn, E.P. 2016. Greenup and evapotranspiration following the Minute 319 pulse flow to Mexico: An analysis using Landsat 8 Normalized Difference Vegetation Index (NDVI) data. *Ecological Engineering*. 1-8.
- Jia, S.; Zhu, W.; Lü, A. and Yan, T. 2011. A statistical spatial downscaling algorithm of TRMM precipitation based on NDVI and DEM in the Qaidam Basin of China. *Remote Sensing of Environment*. 115: 3069-3079.
- Jia, X.; Shao, M.; Wei, X. and Wang, Y. 2013. Hillslope scale temporal stability of soil water storage in diverse soil layers. *Journal of Hydrology*. 498: 254-264.
- Jobbágy, E.G.; Sala, O.E. and Paruelo, J.M. 2002. Patterns and controls of primary production in the Patagonian steppe: a remote sensing approach. *Ecology*. 83: 307-319.
- Kargas, G.; Kerkides, P. and Pouovassilis, A. 2012. Infiltration of rain water in semi-arid areas under three land surface treatments. *Soil & Tillage Research*. 120: 15-24.
- Kawabata, A.; Ichii, K. and Yamaguchi, Y. 2001. Global monitoring of interannual changes in vegetation activities using NDVI and its relationships to temperature and precipitation. *International Journal of Remote Sensing*. 22(7): 1377-1382.
- Keim, R.F.; Meerveld, H. and McDonnell, J.J. 2006. A virtual experiment on the effects of evaporation and intensity smoothing by canopy interception on subsurface stormflow generation. *Journal of Hydrology*. 327: 352-364.
- Kendall, M.G. 1975. *Rank Correlation Methods*. 4th Edition, Charles Griffin, London.
- Kirkby, M. J. and Chorley, R. J. 1967. Throughflow, overland flow and erosion. *Bulletin International Association of Scientific Hydrology*. 12: 5-21.
- Klein Tank, A.M.G. and Können, G.P. 2003. Trends in Indices of Daily Temperature and Precipitation Extremes in Europe, 1946-99. *Journal of Climate*. 15: 3665-3680. doi.org/10.1175/1520-0442(2003)016<3665:TIIDOT>2.0.CO;2.
- Kopecký, M. and Cízková, S. 2010. Using topographic wetness index in vegetation ecology: does the algorithm matter? *Applied Vegetation Science*. 13: 450-459.

- Kurczyn-Robledo, A.; Kretschmar, T.; and Hinojosa-Corona, A. 2007. Surface runoff evaluation in the northwest of Guadalupe Valley, B.C., México, using the numbered curves method and satellite data. *Revista Mexicana de Ciencias Geológicas (in Spanish)*. 24 (1): 1-14.
- Legates, D. R.; Mahmood, R.; Levia, D. F.; DeLiberty, T. L.; Quiring, S. M.; Houser, C. and Nelson, F. E. 2011. Soil moisture: A central and unifying theme in physical geography. *Progress in Physical Geography*. 35 (1): 65-86.
- Lin, H. and Zhou, X. 2008. Evidence of subsurface preferential flow using soil hydrologic monitoring in the Shale Hills catchment. *European Journal of Soil Science*. 59: 34-49.
- Liu, H.Q. and Huete, A.R. 1995. A feedback based modification of the NDVI to minimize canopy background and atmospheric noise. *IEEE Transactions on Geoscience and Remote Sensing*. 33: 457-465.
- Liu, Q.; Yang, Z. and Cui, B. 2008. Spatial and temporal variability of annual precipitation during 1961-2006 in Yellow River Basin, China. *Journal of Hydrology*. 361: 330-338. doi:10.1016/j.jhydrol.2008.08.002.
- Ludwig, J.A. 1986. Primary production variability in desert ecosystems. In: Whitford, W.G. (Ed.), *Pattern and Process in Desert Ecosystems*. University of New Mexico Press. Albuquerque, New Mexico. 139.
- Mann, H.B. 1945. Nonparametric tests against trend. *Econometrica*. 13: 245–259. doi: 10.2307/1907187.
- Martinez, C.J.; Maleski, J.J. and Miller, M.F. 2012. Trends in precipitation and temperature in Florida, USA. *Journal of Hydrology*. 452-453: 259-281. dx.doi.org/10.1016/j.jhydrol.2012.05.066.
- Martínez-Austria, P.F.; Bandala, E.R. and Patiño-Gómez, C. 2016. Temperature and heat wave trends in northwest Mexico. *Physics and Chemistry of the Earth*. 91: 20-26. doi.org/10.1016/j.pce.2015.07.005.
- Martínez-Fernández, J. and Ceballos, A. 2003. Temporal stability of soil moisture in a large-field experiment in Spain. *Soil Science Society of America J*. 67: 1647-1656. doi:10.2136/sssaj2003.1647.
- McDonald, K.J.; Cowling, R.M. and Boucher, C. 1996. Vegetation environment relationships on a species-rich on a species-rich coastal mountain range in the fynbos biome (South Africa). *Vegetation*. 123: 165-182.
- McIntosh, J.; McDonnell, J. J. and Peters, N. E. 1999. Tracer and hydrometric study of preferential flow in large undisturbed soil cores from the Georgia Piedmont, USA. *Hydrological Processes*. 13: 139-155.
- Moeslund, J. E., Arge, L., Bocher, P. K., Dalgaard, T., Odgaard, M. V., Nygaard, B. and Svenning, J. 2013. Topographically controlled soil moisture is the primary driver of local vegetation patterns across a lowland region. *Ecosphere*. 4 (7): 91.
- Mohammed, R. and Scholz, M. 2017. The reconnaissance drought index: A method for detecting regional arid climatic variability and potential drought risk. *Journal of Arid Environments*. 144: 181-191. doi.org/10.1016/j.jaridenv.2017.03.014.
- Moran, M. S.; Hamerlynck, E. P.; Scott, R. L.; Stone, J. J.; Holifield Collins, C. D.; Keefer, T. O.; Bryant, R.; DeYoung, L.; Nearing, G. S.; Sugg, Z. and Hymer, D. C. 2010. Hydrologic response to precipitation pulses under and between shrubs in the Chihuahuan Desert, Arizona. *Water Resources Research* 46: 1-12.

- Oceanic El Niño Index (ONI). The U.S. National Oceanic Administration (NOAA). Consulted online (2018). Available in: http://origin.cpc.ncep.noaa.gov/products/analysis_monitoring/ensostuff/ONI_v5.php.
- Oliveira, P.T.S.; Leite, M.B.; Mattos, T.; Nearing, M.A.; Scott, R.L.; de Oliveira Xavier, R.; da Silva Matos, D.M. and Wendland, E. 2017. Groundwater recharge decrease with increased vegetation density in the Brazilian cerrado. *Ecohydrology*. 1-8.
- Orlanski, I. 1975. A rational subdivision of scales for atmospheric processes. *Bulletin of the American Meteorological Society*. 56: 527-530.
- Pakalidou, N. and Karacosta, P. 2017. Study of very long-period extreme precipitation records in Thessaloniki, Greece. *Atmospheric Research*. doi: 10.1016/j.atmosres.2017.07.029.
- Pavia, E.G.; Graef, F. and Reyes, J. 2006. PDO-ENSO effects in the climate of Mexico. *Journal of Climate*. 19(24): 6433-6438. doi:10.1175/jcli4045.1.
- Pettorelli, N.; Vik, O.; Mysterud, A.; Gaillard, M. Tucker, C.J. and Stenseth, N.C. 2005. Using the satellite-derived NDVI to assess ecological responses to environmental change. *Trends in Ecology & Evolution*. 20: 503-510.
- Phillips, F. M. 1994. Environmental tracers for water movement in desert soils of the American Southwest. *Soil Science Society of America J*. 58: 15-24.
- Phuong Tran, A.; Bogaert, P.; Wiaux, F.; Vanclooster, M. and Lambot, S. 2015. High-resolution space-time quantification of soil moisture along a hillslope using joint analysis of ground penetrating radar and frequency domain reflectometry data. *Journal of Hydrology*. 523: 252-261. doi:10.1016/j.jhydrol.2015.01.065.
- Piao, S.; Mohammat, A.; Fang, J.; Cai, Q. and Feng, J. 2006. NDVI-based increase in growth of temperature grasslands and its responses to climate changes in China. *Global Environmental Change*. 16: 340-348.
- Porporato, A.; D'Odorico, P.; Laio, F.; Ridolfi, L. and Rodriguez-Iturbe, I. 2002. Ecohydrology of water-controlled ecosystems. *Advances in Water Resources*. 25: 1335-1348.
- Prasad, V.K.; Anuradha, E. and Badinath, K.V.S. 2005. Climatic controls of vegetation vigor in four contrasting forest types of India evaluating from National Oceanic and Atmospheric Administration's Advanced Very High Resolution Radiometer dataset (1990-2000). *International Journal of Biometeorology*. 50: 6-16.
- Pražnikar, J. 2017. Particulate matter time-series and Köppen-Geiger climate classes in North America and Europe. *Atmospheric Environment*. 150: 136-145.
- Qi, Z. and Helmers, M. J. 2010. The conversion of permittivity as measured by a PR2 capacitance probe into soil moisture values for Des Moines lobe soils in Iowa. *Soil Use and Management*. 26: 82-92.
- Ramkar, P. and Yadav, S.M. 2018. Spatiotemporal drought assessment of a semi-arid part of middle Tapi River Basin, India. *International Journal of Disaster Risk Reduction*. 28: 414-426. doi.org/10.1016/j.ijdr.2018.03.025.

- Raynolds, M.K.; Comiso, J.C.; Walker, D.A. and Verbyla, D. 2008. Relationship between satellite-derived land surface temperatures, arctic vegetation types, and NDVI. *Remote Sensing of Environment*. 112: 1884-1894.
- Reynolds, J. F.; Kemp, P. R.; Ogle, K. and Fernández, R. J. 2004. Modifying the pulse-reserve paradigm for deserts of North America: precipitation pulses, soil water and plant responses. *Oecología*. 141: 194-210.
- Reza Kousari, M.; Ahani, H. and Hendi-zadeh, R. 2013. Temporal and spatial trends detection of maximum air temperature in Iran during 1960-2005. *Global and Planetary Change*. 111: 97-110. [dx.doi.org/10.1016/j.gloplacha.2013.08.011](https://doi.org/10.1016/j.gloplacha.2013.08.011).
- Rosenbaum, U.; Bogena, H. R.; Herbst, M.; Huisman, J. A.; Peterson, T. J.; Weuthen, A.; Western, A. W. and Vereecken, H. 2012. Seasonal and event dynamics of spatial soil moisture patterns at the small catchment scale. *Water Resources Research*. 48: 1-22.
- Rosmann, T.; Domínguez, E. and Chavarro, J. 2016. Comparing trends in hydrometeorological average and extreme data sets around the world at different time scales. *Journal of Hydrology: Regional Studies*. 5: 200-212. [dx.doi.org/10.1016/j.ejrh.2015.12.061](https://doi.org/10.1016/j.ejrh.2015.12.061).
- Salman, S.A.; Shahid, S.; Ismail, T.; Chung, E. and Al-Albadi, A.M. 2017. Long-term trends in daily temperature extremes in Iraq. *Atmospheric Research*. 198: 97-107. [dx.doi.org/10.1016/j.atmosres.2017.08.011](https://doi.org/10.1016/j.atmosres.2017.08.011).
- Sen, R.K. 1968. Estimates of the Regression Coefficient Based on Kendall's Tau. *Journal of the American Statistical Association*. 63 (324): 1379-1389. [doi:10.2307/2285891](https://doi.org/10.2307/2285891).
- Sharma, C.S.; Panda, S.N.; Pradhan, R.P.; Singh, A. and Kawamura, A. 2016. Precipitation and Temperature Changes in Eastern India by Multiple Trend Detection Methods. *Atmospheric Research*. [doi:10.1016/j.atmosres.2016.04.019](https://doi.org/10.1016/j.atmosres.2016.04.019).
- Sohoulande Djebou, D.C.; Vijay, P.S. and Frauenfeld, O.W. 2015. Vegetation response to precipitation across the aridity gradient of the southwestern United States. *Journal of Arid Environments*. 155: 35-43.
- Sophocleous, M. 2002. Interactions between groundwater and surface water: the state of science. *Hydrogeology Journal*. 10: 52-67. doi.org/10.1007/s10040-001-0170-8.
- Stahle, D.W.; Cook, E.R.; Villanueva-Diaz, J.; Fye, F.J.; Burnette, D.J.; Griffin, R.D.; Acuña-Soto, R.; Seager, R. and Heim Jr., R.R. 2009. Early 21st - century drought in Mexico. *EOS, Transactions, American Geophysical Union*. 90 (11): 89-100.
- Symeonakis, E. and Drake, N. 2004. Monitoring desertification and land degradation over sub-Saharan Africa. *International Journal of Remote Sensing*. 25: 573-592.
- Tabari, H. and Talaee, P.H. 2011. Analysis of trends in temperature data in arid and semi-arid regions of Iran. *Global and Planetary Change*. 79: 1-10. [doi:10.1016/j.gloplacha.2011.07.008](https://doi.org/10.1016/j.gloplacha.2011.07.008).
- Tabari, H.; Shifteh Somee, B. and Rezaeian Zadeh, M. 2011. Testing for long-term trends in climatic variables in Iran. *Atmospheric Research*. 100: 132-140. [doi:10.1016/j.atmosres.2011.01.005](https://doi.org/10.1016/j.atmosres.2011.01.005).

- Takagi, K. and Lin, H.S. 2012. Changing controls of soil moisture spatial organization in the Shale Hills Catchment. *Geoderma*. 173-174: 289-302.
- Tang, Z.; Ma, J.; Peng, H.; Wang, S. and Wei, J. 2017. Spatiotemporal changes of vegetation and their responses to temperature and precipitation in upper Shiyang river basin. *Advances in Space Research*. 60: 969-979.
- Thomas, T.; Jaiswal, R.K.; Galkate, R.V. and Nayak, T.R. 2016. Reconnaissance drought index based evaluation of meteorological drought characteristics in Bundelkhand. *Procedia Technology*. 24: 23-30. doi.org/10.1016/j.protcy.2016.05.005.
- Thorntwaite C.W. 1948. An approach toward a rational classification of climate. *Geographical Review*. 38: 55-9. doi:10.2307/210739.
- Tigkas, D. 2008. Drought characterization and monitoring in regions of Greece. *European Water*. 23(24): 29-39.
- Tirivarombo, S.; Osupile, D. and Eliasson, P. Drought monitoring and analysis: Standardised Precipitation and Evapotranspiration Index (SPEI) and Standardised Precipitation Index (SPI). 2018. *Physics and Chemistry of the Earth*. 10. doi.org/10.1016/j.pce.2018.07.001.
- Tottrup, C. and Rasmussen, M.S. 2004. Mapping long-term changes in savannah crop productivity in Senegal through trend analysis of time series of remote sensing data. *Agriculture, Ecosystems & Environment*. 103: 545-560.
- Trenberth, K.E.; Fasullo, J. and Smith, L. 2005. Trends and variability in column-integrated atmospheric water vapor. *Climate Dynamics*. 24: 741-758. doi:10.1007/s00382-005-0017-4.
- Trout, T.J. and Johnson, L.F. 2007. Estimating crop water use from remotely sensed NDVI, crop models, and reference ET. *USCID Fourth International Conference*. 275-285.
- Tsakiris, G. and Vangelis, H. 2005. Establishing a drought index incorporating evapotranspiration. *European Water*. 9-10: 1-9.
- Tsakiris, G.; Tigkas, D.; Vangelis, H. and Pangalou, D. 2007. Regional drought identification and assessment - case study in Crete. In: *methods and tools for drought analysis and management*, Rossi, L. (Eds.). Springer, The Netherlands. 169-191.
- Tsakiris, G. and Pangalou, D. 2009. Drought Characterization in the Mediterranean. In: *Iglesias, A.; Garrote, L. and Concelliere, A. (Eds). Coping with drought risk in agriculture and water supply. Advances in natural and technological hazards research*. Springer, New York. 69-80.
- Tucker, C.J. 1979. Red and photographic infrared linear combinations for monitoring vegetation. *Remote Sensing of Environment*. 8: 127-150.
- Villarreal-Rodríguez, S.; Vargas, R.; Yopez, E. A.; Acosta, J. S.; Castro, A.; Escoto-Rodriguez, M.; Lopez, E.; Martínez-Osuna, J.; Rodriguez, J. C.; Smith, S. V.; Vivoni, E. R. and Watts, C. J. 2016. Contrasting precipitation seasonality influences evapotranspiration dynamics in water-limited shrublands. *Journal of Geophysical Research: Biogeoscience*. 121: 494-508.
- Vivoni, E. R.; Gutiérrez-Jurado, H. A.; Aragón, C. A.; Méndez-Barroso, L. A.; Rinehart, A. J.; Wyckoff, R. L.; Rodríguez, J. C.; Watts, C. J.; Bolten, J. D.; Lakshmi, V. and Jackson, T. J. 2007. Variation of

hydrometeorological conditions along a topographic transect in northwestern Mexico during the North American monsoon. *Journal of Climate*. 20 (9): 1792-1809.

- Vivoni, E. R.; Rinehart, A. J.; Mendez-Barroso, L. A.; Aragon, C. A.; Bisht, G.; Cardenas, M. B.; Engle, E.; Forman, B. A.; Frisbee, M. D.; Gutierrez-Jurado, H. A.; Hong, S.; Mahmood, T. H.; Tai, K. and Wyckoff, R.L. 2008. Vegetation controls on soil moisture distribution in the Valles Caldera, New Mexico, during the North American monsoon. *Ecohydrology*. 1(3): 225-238.
- Yang, L.; Wei, W.; Chen, L.; Chen, W. and Wang, J. 2014. Response of temporal variation of soil moisture to vegetation restoration in semi-arid Loess Plateau, China. *Catena*. 115: 123-133.
- Walvoord, M. A.; Plummer, M. A. and Phillips, F. M. 2002. Deep arid system hydrodynamics 1. Equilibrium states and response times in thick desert vadose zones. *Water Resources Research*. 38 (12) 1-15.
- Wang, J.; Rich, P.M. and Price, K.P. 2003. Temporal response of NDVI to precipitation and temperature in the central Great Plains, USA. *International Journal of Remote Sensing*. 24: 2345-3364.
- Wang, H.; Pan, Y.; Chen, Y. and Ye, Z. 2017. Linear trend and abrupt changes of climate indices in the arid region of northwestern China. *Atmospheric Research*. 196: 108-118. doi.org/10.1016/j.atmosres.2017.06.008.
- Warren, R.J. 2010. An experimental test of well-described vegetation patterns across slope aspects using woodland herb transplants and manipulated abiotic drivers. *New Phytologist*. 185: 1038-1049.
- Weiss, J.L.; Gutzler, D.S.; Allred-Coonrod, J.E. and Dahm, C.N. 2004. Long-term vegetation monitoring with NDVI in a diverse semi-arid setting, central New Mexico, USA. *Journal of Arid Environments*. 58: 249-072.
- Willgoose, G. and Hancock, G. 1998. Revisiting the hypsometric curve as an indicator of form and process in transport-limited catchment. *Earth Surface Processes and Landforms*. 23: 611-623.
- Wilson, J. L. and Guan, H. 2004. Mountain-Block hydrology and Mountain-Front recharge. *Groundwater Recharge in a Desert Environment: The Southwestern United States*. Edited by Fred M. Phillips, James Hogan and Bridget Scanlon. AGU. Washington, DC, pp. 113-138.
- World Meteorological Organization (WMO). 2011. *Weather practice guide*. World Meteorological Organization. Geneva, Switzerland, pp. 128.
- Xu, K.; Yang, D.; Yang, H.; Li, Z.; Qin, Y. and Shen, Y. 2015. Spatio-temporal variation of drought in China during 1961-2012: A climatic perspective. *Journal of Hydrology*. 526: 253-264. doi.org/10.1016/j.jhydrol.2014.09.047.
- Xu, M.; Kang, S.; Wu, H. and Yuan, X. 2018. Detection of spatio-temporal variability of air temperature and precipitation based on long-term meteorological station observations over Tianshan Mountains, Central Asia. *Atmospheric Research*. 203: 141–163. doi.org/10.1016/j.atmosres.2017.12.007.
- Yao, J.; Zhao, Y.; Chen, Y.; Yu, X. and Zhang, R. 2018. Multi-scale assessments of droughts: A case study in Xinjiang, China. *Science of Total Environment*. 630: 444-452. doi.org/10.1016/j.scitotenv.2018.02.200.

- Yengoh, G.T.; Dent, D.; Olsson, L.; Tengberg, A.E. and Tucker III, C.J. 2015. Use of the Normalized Difference Vegetation Index (NDVI) to Assess Land Degradation at Multiple Scales. Current Status, Future Trends, and Practical Considerations. Springer. 123.
- Yue, S.; Pilon, P. and Cavadias, G. 2002. Power of the Mann–Kendall and Spearman’s rho tests for detecting monotonic trends in hydrological series. *Journal of Hydrology*. 259: 254–271. doi.org/10.1016/S0022-1694(01)00594-7.
- Yu, P.S.; Yang, T.C. and Kuo, C.C. 2006. Evaluating long-term trends in annual and seasonal precipitation in Taiwan. *Water Resources Management*. 20: 1007–1023. doi.org/10.1007/s11269-006-9020-8.
- Zakharov, S.A. 1940. Importance of slope aspect and gradient for soil and vegetation distribution in the Great Caucasus. *Botanical Journal of the Academy of Sciences of the USSR*. 25: 378-405.
- Zhan, Z.; Liu, H.; Li, H.; Wu, W. and Zhong, B. 2012. The relationship between NDVI and terrain factors—A case study of Chongqing. 2011 International Conference on Environmental Science and Engineering. *Procedia Environmental Sciences*. 12: 765-771.
- Zhang, T. and Berndtsson, R. 1988. Temporal patterns and spatial scale of soil water variability in a small humid catchment. *Journal of Hydrology*. 104: 111-128.
- Zhang, J.; Yao, F.; Zheng, L. and Yang, L. 2007. Evaluation of grassland dynamics in the Northern-Tibet Plateau of China using remote sensing and climate data. *Sensors*. 7(12): 3312-3328.
- Zhang, G.L.; Xu, X.L.; Zhou, C.P.; Zhang, H.B. and Ouyang, H. 2011. Responses of grassland vegetation to climatic variations on different temporal scales in Hulun Buir Grassland in the past 30 years. *Journal of Geographical Sciences*. 21 (4): 634-650. DOI: 10.1007/s11442-011-0869-y.
- Zhao, Y.; Peth, S.; Wang, X.Y.; Lin, H. and Horn, R. 2010. Controls of surface soil moisture spatial patterns and their temporal stability in a semi-arid steppe. *Hydrological Processes*. 24: 2507-2519.
- Zhou, J.; Fu, B.; Gao, G.; Lü, N.; Lü, Y. and Wang, S. 2015. Temporal stability of surface soil moisture of different vegetation types in the Loess Plateau of China. *Catena*. 128: 1-15.
- Zoungrana, B.J-B.; Conrad, C.; Thiel, M.; Amekudzi, L.K. and Dapola Da, E. 2018. MODIS NDVI and fractional land cover change for improved assessments of vegetation degradation in Burkina Faso, West Africa. *Journal of Arid Environments*. 153: 66-75.

Anexos

Anexo A (Capítulo 3)

A1. Ajuste radiométrico y atmosférico de las imágenes Landsat

La corrección radiométrica modifica los valores DN (Número Digital) de cada banda de las imágenes de satélite. El propósito es disminuir los efectos de distorsión causados por los aerosoles en la atmósfera, la intensidad, la dirección de la luz y el deterioro del sensor con el tiempo. Los conjuntos de datos de Landsat 1-8 Nivel-1 consisten en Números Digitales (DN) cuantizados y calibrados que representan los datos de imágenes multi-espectrales.

Se re-escalaron los datos Landsat de resplandor y radiancia en el tope de la atmósfera (TOA) utilizando los coeficientes de re-escalamiento radiométrico proporcionados en el archivo de metadatos (MTL) adjunto con el producto Landsat de nivel 1. El Servicio Geológico de los Estados Unidos (USGS) proporciona las fórmulas para estas conversiones, y resumimos a continuación (<https://landsat.usgs.gov/using-usgs-landsat-8-product>).

a) Conversión a resplandor en el TOA

$$L_{\lambda} = M_L * Q_{cal} + A_L$$

donde L_{λ} es el resplandor o radiancia spectral en el TOA (Watts/(m² * srad * μm)), M_L representa el reajuste del factor de resplandor específico de la banda, Q_{cal} es el valor estándar cuantizado y calibrado de los píxeles (DN), y A_L es el factor de reajuste de radiancia de cada banda.

b) Conversión a reflectancia en el TOA

$$\rho_{\lambda^*} = M_p * Q_{cal} + A_p$$

donde ρ_{λ^*} es la reflectancia planetaria en el TOA sin corrección del ángulo solar, M_p representa el reajuste del factor de reflectancia específico de la banda, Q_{cal} es el valor estándar cuantizado y calibrado de los píxeles (DN), y A_p es el factor de reajuste de reflectancia de cada banda.

Reflectancia planetaria del TOA con corrección del ángulo solar

$$\rho_{\lambda} = \frac{\rho_{\lambda}^*}{\cos \theta_{sz}}$$

donde ρ_{λ} es la reflectancia planetaria en el TOA y θ_{sz} es el ángulo zenital local ($\theta_{sz} = 90^{\circ}$ - ángulo de elevación solar local). El ángulo de elevación local del sol se proporciona en el archivo de metadatos.

c) Finalmente, se corrigieron los efectos atmosféricos con la metodología DOS1 (Dark Object Subtraction). La técnica se basa en la suposición de que en la imagen hay algunos píxeles completamente sombreados y que el resplandor recibido por el satélite se debe al efecto de dispersión atmosférica llamado “path radiance” (Chavez, 1996). Sobrino et al. (2004), proporcionaron la ecuación para calcular “path radiance”.

$$L_p = L_{min} - L_{DO1\%}$$

donde L_{min} es el valor mínimo de resplandor del DN (DN_{min}) de cada banda y $L_{DO1\%}$ es el resplandor (radiancia) del objeto oscuro (Dark Object), y se asume que tiene un valor de reflectancia de 0.01.

Para las imágenes Landsat:

$$L_{min} = M_L * DN_{min} + A_L$$

entonces el resplandor del objeto oscuro se calcula de la siguiente manera (Sobrino et al., 2004):

$$L_{DO1\%} = 0.01 * [(ESUN_{\lambda} * \cos \theta_{sz} * T_z) + E_{down}] * T_v / (\pi * d^2)$$

Hay varias metodologías Dark Object Subtraction, y de acuerdo con Moran et al. (1992), la más simple es DOS1 e hicieron las siguientes suposiciones: $T_v = 1$ (T_v , es la transmitancia atmosférica en la dirección de la visión), $T_z = 1$ (T_z , es la transmitancia atmosférica en la dirección de la iluminación) y $E_{down} = 0$ (E_{down} , es la irradiancia difusa a la baja). Entonces “path radiance” se calcula como sigue:

$$L_p = M_L * DN_{\min} + A_L - 0.01 - ESUN_{\lambda} * \cos \theta_{sz} / (\pi * d^2)$$

donde $ESUN_{\lambda}$ es la irradiancia exo-atmosférica promedio y d es la distancia Tierra-Sol en unidades astronómicas. Los valores de $ESUN_{\lambda}$ y d han sido proporcionados por Chander et al., 2009 para Landsat 1-7. Y la reflectancia de la superficie de la tierra es:

$$\rho = [\pi * (L_{\lambda} - L_p) * d^2] / (ESUN_{\lambda} * \cos \theta_{sz})$$

Para Landsat 8, ESUN se calcula como sigue:

$$ESUN = [\pi * d^2] * RADIANCE_MAXIMUM / REFLECTANCE_MAXIMUM$$

Los valores RADIANCE_MAXIMUM y REFLECTANCE_MAXIMUM están en el archivo de metadatos (MTL).

En este anexo se describe el conjunto de metodologías y ecuaciones utilizadas para eliminar los efectos atmosféricos y realizar las correcciones de resplandor y reflectancia para cada imagen-banda de los satélites Landsat. La explicación detallada sobre otras metodologías y la semi-automatización de los procesos de corrección utilizando el software QGIS se encuentran en el Manual de Documentación de la Clasificación Semiautomática (Congedo, 2018).

A2. Información de los conjuntos de datos Landsat y el NDVI

Tabla 13. Resumen de las imágenes del satélite Landsat utilizadas en el estudio entre 1986 y 2016 en las temporadas húmeda y seca. LS simboliza la Misión del Satélite Landsat, Mon representa el mes, DOY es el día Juliano, DD es la diferencia en días entre los días Julianos, Avg, y Std representa el NDVI promedio y la desviación estándar de la imagen-temporada y Avg ann es el NDVI promedio anual. Las imágenes se descargaron de: <http://earthexplorer.usgs.gov/>.

Landsat 5 TM, 7 ETM, 8 OLI Pase39-40/Fila38													
Año	Temporada húmeda						Temporada seca						
	LS	Mon	DOY	DD	Avg	Std	LS	Mon	DOY	DD	Avg	Std	Avg ann
1986	L5	Mar	84		0.56	0.06	L5	Sep	253		0.31	0.05	0.43
1987	L5	Apr	103	19	0.48	0.05	L5	Sep	247	6	0.28	0.06	0.38
1988	L5	Mar	82	21	0.57	0.06	L5	Sep	249	2	0.24	0.07	0.41
1989	L5	Mar	76	6	0.25	0.07	L5	Sep	252	3	0.22	0.05	0.24
1990	L5	Mar	104	28	0.34	0.06	L5	Sep	255	3	0.21	0.04	0.27
1991	L5	Mar	75	29	0.39	0.07	L5	Sep	251	4	0.30	0.04	0.35
1992	L5	Apr	93	18	0.56	0.06	L5	Sep	269	18	0.31	0.04	0.43
1993	L5	Mar	80	13	0.55	0.06	L5	Sep	272	3	0.33	0.05	0.44
1994	L5	Mar	74	6	0.46	0.05	L5	Sep	259	13	0.33	0.05	0.40
1995	L5	Mar	86	12	0.56	0.06	L5	Sep	262	3	0.33	0.05	0.45
1996	L5	Apr	95	9	0.47	0.06	L5	Sep	264	2	0.29	0.05	0.38
1997	L5	Mar	66	29	0.47	0.06	L5	Sep	251	13	0.21	0.03	0.34
1998	L5	Mar	69	3	0.54	0.06	L5	Sep	254	3	0.34	0.06	0.44
1999	L5	Mar	81	12	0.43	0.05	L5	Sep	273	19	0.29	0.05	0.36
2000	L5	Mar	90	9	0.39	0.07	L5	Sep	259	14	0.25	0.06	0.32
2001	L5	Mar	77	13	0.48	0.07	L5	Sep	262	3	0.33	0.06	0.41
2002	L5	Mar	89	12	0.20	0.04	L5	Sep	265	3	0.16	0.03	0.18
2003	L5	Mar	67	22	0.37	0.07	L5	Sep	252	13	0.19	0.04	0.28
2004	L5	Apr	101	34	0.29	0.04	L5	Sep	270	18	0.18	0.03	0.24
2005	L5	Mar	65	36	0.47	0.06	L5	Sep	257	13	0.24	0.03	0.35
2006	L5	Mar	76	11	0.22	0.04	L5	Sep	260	3	0.21	0.03	0.21
2007	L5	Mar	87	11	0.26	0.04	L5	Sep	247	13	0.15	0.02	0.20
2008	L5	Mar	80	7	0.43	0.05	L5	Sep	249	2	0.21	0.03	0.32
2009	L5	Mar	76	4	0.39	0.05	L5	Sep	252	3	0.21	0.03	0.30
2010	L5	Mar	86	10	0.43	0.05	L5	Sep	255	3	0.23	0.03	0.33
2011	L5	Apr	105	19	0.38	0.04	L5	Sep	258	3	0.21	0.03	0.29
2012	L7	Mar	67	38	0.48	0.06	L7	Sep	259	1	0.23	0.04	0.35
2013	L8	Mar	83	16	0.43	0.05	L8	Sep	247	12	0.26	0.04	0.34
2014	L8	Mar	74	9	0.32	0.06	L8	Sep	266	19	0.31	0.04	0.32
2015	L8	Mar	84	10	0.41	0.05	L8	Sep	260	6	0.32	0.05	0.37
2016	L8	Mar	79	5	0.45	0.06	L8	Sep	255	5	0.37	0.04	0.41

A3. Atributos topográficos

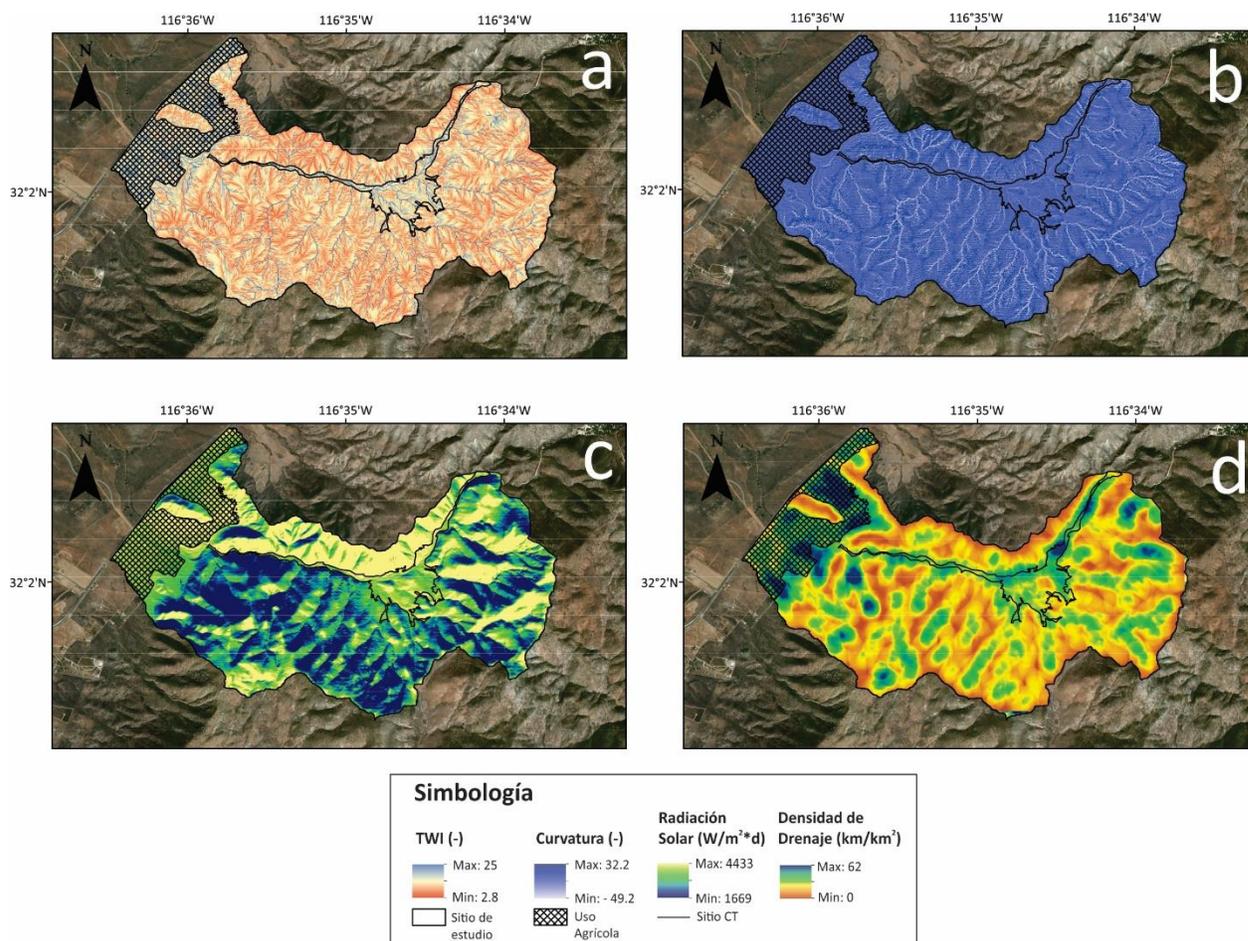


Figura 26. Atributos topográficos del sitio de estudio: (a) Índice Topográfico de Humedad (TWI), (b) Curvatura, (c) Radiación Solar y (d) Densidad de Drenaje. La zona sombreada al oeste, representa a la zona agrícola, el valle intermontano CT (línea intermedia negra) divide a las laderas con orientación sur (SFS) al norte y a las laderas con orientación norte (NFS) al sur.

Anexo B (Capítulo 4)

Este anexo incluye información adicional que se refiere al Capítulo 4. Aborda las relaciones masa-volumen del contenido de agua en el suelo, tablas y figuras para determinar la textura del suelo.

B1. Relaciones de volumen y masa de los constituyentes del suelo

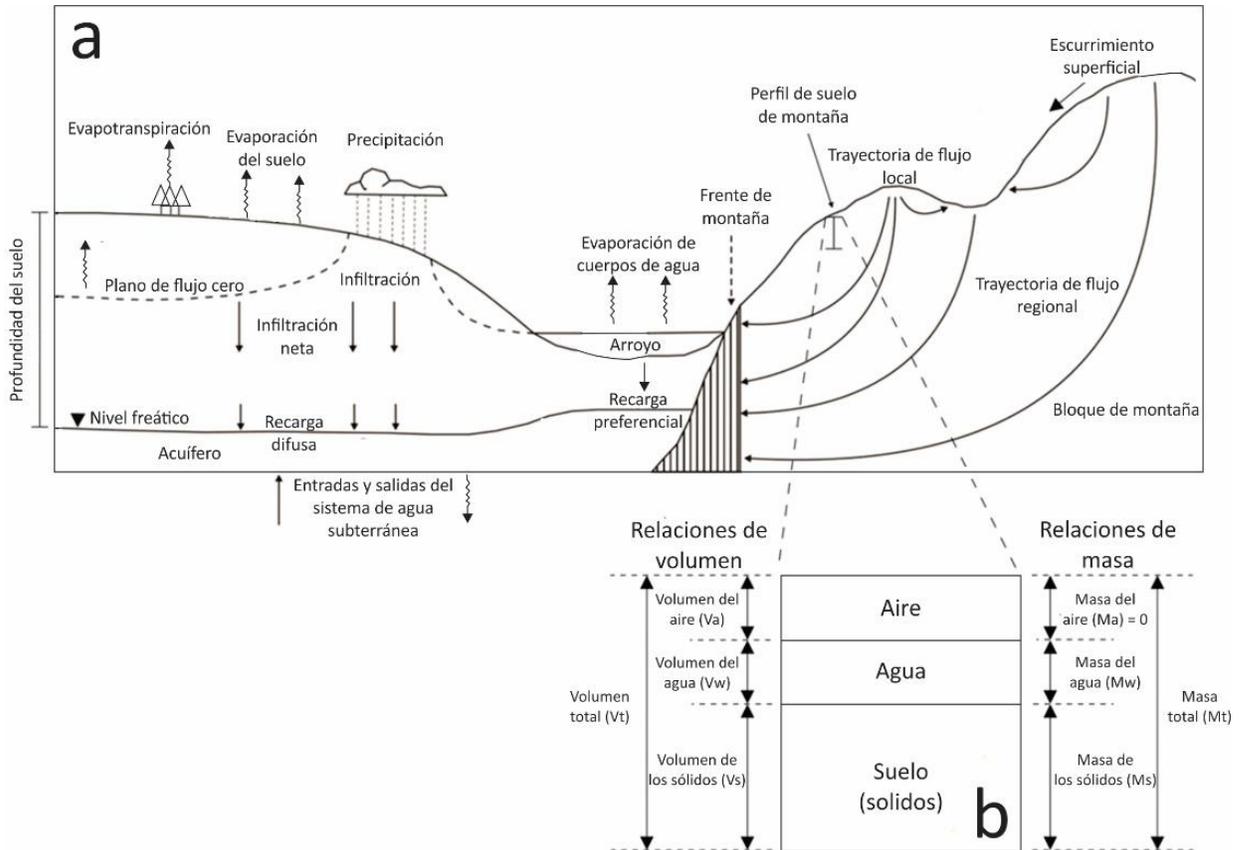


Figura 27. Sección conceptual sobre los flujos hidrológicos, las zonas y los tipos de recarga hacia el acuífero (modificado de Healy, 2012 y Wilson y Guan, 2004) (a) y diagrama esquemático del suelo como sistema trifásico (modificado de Hillel, 1998) (b).

Tabla 14. Relaciones de volumen y masa de los constituyentes del suelo (entre las tres fases del suelo) (modificado de Hillel, 1998).

Características del suelo y relaciones volumen-masa	Definiciones	Formulas y unidades
Densidad aparente (ρ_b)	La densidad aparente en seco representa la relación entre la masa de sólidos y el volumen total del suelo.	$\rho_b = M_s / V_t$ (g/cm ³)
Porosidad (μ)	Índice del espacio poroso relativo en el suelo. Generalmente, oscila entre 0.3 y 0.6 (30-60%). La densidad de los sólidos es una constante ($\rho_s = 2.65$ g/cm ³).	$\mu = (V_a + V_w) / V_t$ (%) $\mu = 1 - \left(\frac{\rho_b}{\rho_s} \right) * 100$
Contenido gravimétrico de agua en el suelo (θ_g)	Es la masa de agua relativa a la masa de las partículas sólidas del suelo seco.	$\theta_g = M_w / M_s$ (g/g)
Contenido volumétrico de agua en el suelo (θ_v)	Es el volumen de agua en relación con el volumen de las partículas sólidas del suelo seco.	$\theta_v = V_w / V_s$ (m ³ /m ³ , %)
Relaciones entre los contenidos volumétricos y gravimétricos de agua	Densidad del agua ($\rho_w = 1$ g/cm ³) a temperatura y presión estándar.	$\theta_g = \theta_v * \frac{\rho_w}{\rho_b}$ $\theta_v = \theta_g * \frac{\rho_b}{\rho_w}$

B2. Análisis de la textura del suelo

Se colectaron 16 muestras de suelo en total ($\sim 300 \text{ cm}^3$, cada muestra). Se calculó la proporción relativa de arena, limo y arcilla cada muestra de suelo. Se separó la fracción gruesa (arena) con el método de tamices y la fracción fina (limo y arcilla) con el hidrómetro. La descripción detallada de cada método la establece el Departamento de Agricultura de los Estados Unidos y la Norma Oficial Mexicana (NOM-021-RECNAT-2000) de la Secretaría de Medio Ambiente y Recursos Naturales (SEMARNAT, 2002). Las correcciones del hidrómetro para la temperatura y el triángulo de textura se resumen a continuación.

Tabla 15. Valores para corregir las lecturas del hidrómetro con respecto a la variación de la temperatura. Sumar 0.36 por cada grado Celsius de aumento por encima de 19.5 °C y restar la misma cantidad por debajo de 19.5 °C (modificado de SEMARNAT, 2002).

T °C		Corrección	T °C		Corrección
15	-	1.62	21.5	+	0.72
15.5	-	1.44	22	+	0.9
16	-	1.26	22.5	+	1.08
16.5	-	1.08	23	+	1.26
17	-	0.9	23.5	+	1.44
17.5	-	0.72	24	+	1.62
18	-	0.54	24.5	+	1.8
18.5	-	0.36	25	+	1.98
19	-	0.18	25.5	+	2.16
19.5	-	0	26	+	2.34
20	+	0.18	26.5	+	2.52
20.5	+	0.36	27	+	2.7
21	+	0.54	27.5	+	2.88

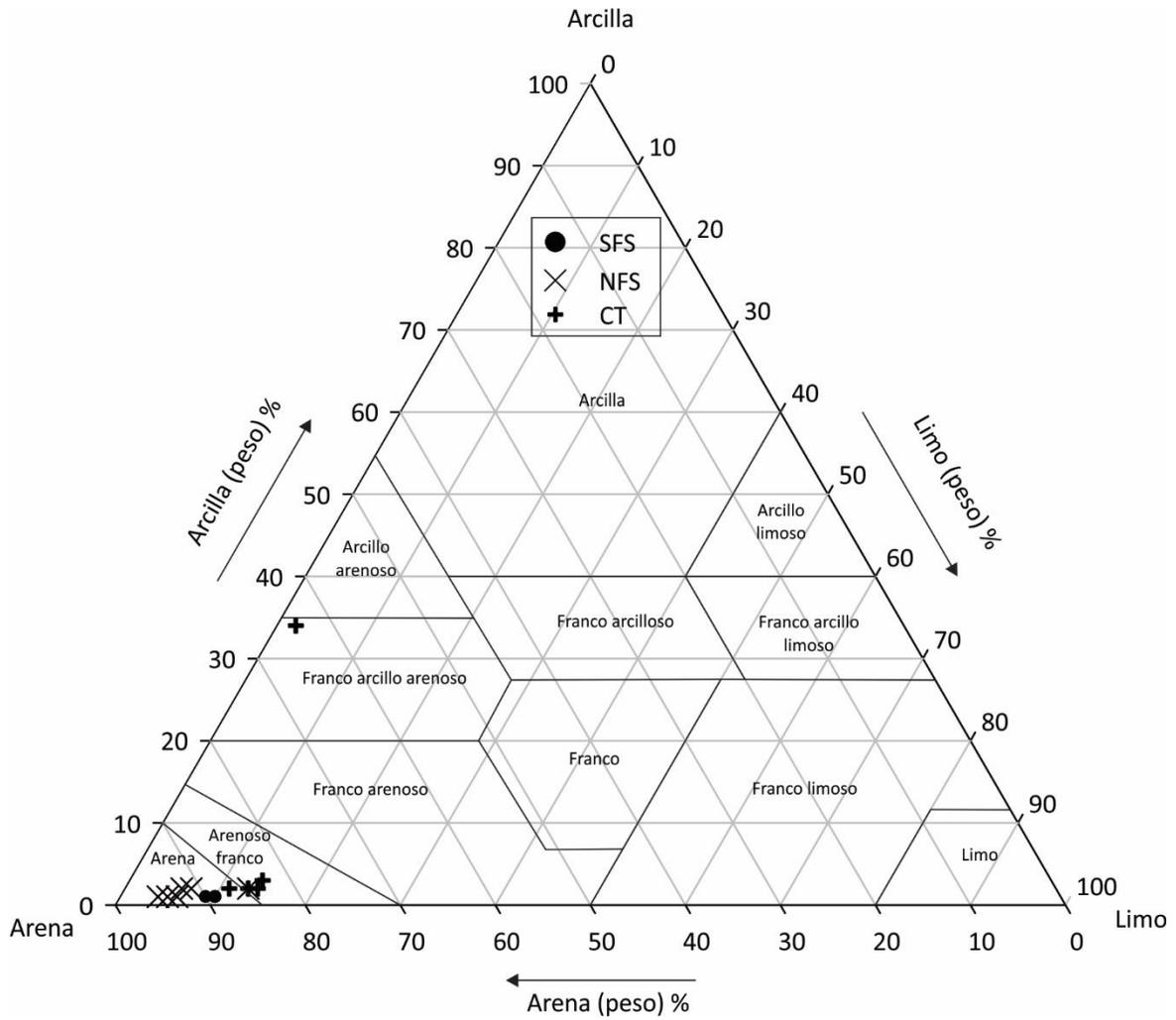


Figura 28. Triángulo y clasificación textural de las 16 muestras de suelo (modificado de Hillel, 1998).

Anexo C (Capítulo 6)

C1. Presas filtrantes



Figura 29. Presas filtrantes instaladas en la sub-cuenca El Mogor: (a) en el valle inter-montano (CT), (b) en las laderas con orientación norte (NFS) y en las laderas con orientación sur (SFS). Note la transición del flujo superficial en CT y NFS y la retención de sedimentos en SFS.