



Instituto Tecnológico de Costa Rica

Universidad Nacional, Costa Rica

Universidad Estatal a Distancia

Doctorado en Ciencias Naturales para el Desarrollo



ANÁLISIS INTEGRADO DE VARIABILIDAD CLIMÁTICA, DINÁMICA
DE PRECIPITACIÓN Y CONFLICTOS POR EL AGUA PARA LA
GESTIÓN DEL RECURSO HÍDRICO EN COSTA RICA

Trabajo sometido a consideración del Tribunal Evaluador como requisito para
optar por el grado de Doctorado en Ciencias Naturales para el Desarrollo con
énfasis en Gestión de Recursos Naturales

Germain Esquivel Hernández, M.Sc.

Universidad Estatal a Distancia, San José, Costa Rica
Julio, 2018



Instituto Tecnológico de Costa Rica

Universidad Nacional, Costa Rica

Universidad Estatal a Distancia

**ANÁLISIS INTEGRADO DE VARIABILIDAD CLIMÁTICA,
DINÁMICA DE PRECIPITACIÓN Y CONFLICTOS POR EL AGUA
PARA LA GESTIÓN DEL RECURSO HÍDRICO EN COSTA RICA**



DOCINADE
Doctorado en Ciencias Naturales para el Desarrollo

Trabajo sometido a consideración del Tribunal Evaluador como requisito para optar por el grado de Doctorado en Ciencias Naturales para el Desarrollo con énfasis en Gestión de Recursos Naturales

Estudiante

Germain Esquivel Hernández, M.Sc.

Comité Asesor

Dr. Jan Boll

Dr. Christian Birkel

Dr. Ricardo Sánchez Murillo

Universidad Estatal a Distancia, San José, Costa Rica
Julio, 2018



Instituto Tecnológico de Costa Rica

Universidad Nacional, Costa Rica

Universidad Estatal a Distancia



DOCINADE

Doctorado en Ciencias Naturales para el Desarrollo

ANÁLISIS INTEGRADO DE VARIABILIDAD CLIMÁTICA, DINÁMICA DE PRECIPITACIÓN Y CONFLICTOS POR EL AGUA PARA LA GESTIÓN DEL RECURSO HÍDRICO EN COSTA RICA

Germain Esquivel Hernández, M.Sc.
Sustentante

Tribunal evaluador:

Dr. Germán Vidaurre Fallas

Representante de la Directora Sistema de Estudios de Posgrado

Dra. Gabriela Jones Román

Representante DOCINADE-UNED

Dr. Jan Boll

Director de Tesis

Dr. Christian Birkel

Asesor de tesis

Dr. Ricardo Sánchez Murillo

Asesor de tesis

Dr. Giovanni Sáenz Arce

Coordinador General DOCINADE

Julio, 2018

*“Porque está ahí...” respondió George Leigh Mallory (1886-1924) a la pregunta:
¿Por qué quiere subir el Monte Everest? (Nueva York, 1923)*

AGRADECIMIENTOS

A la Universidad Nacional por el financiamiento parcial otorgado a través del Plan de Mejoramiento Institucional financiado por el Banco Mundial.

A la Agencia Internacional de Energía Atómica por el financiamiento parcial otorgado a través del Coordinated Research Project (CRP) F31004: “Stable isotopes in precipitation and paleoclimatic archives in tropical areas to improve regional hydrological and climatic impact models”.

Al Sistema Nacional de Áreas de Conservación (SINAC), al Área de Conservación La Amistad-Pacífico (ACLA-P) y al Parque Nacional Chirripó, por su colaboración en la recolección de muestras de agua de lluvia y superficiales entre abril 2015 y julio 2017.

RESUMEN

La gestión de los recursos hídricos en los trópicos es desafiada por la variabilidad climática y los cambios no planificados en el uso de la tierra, y sus consiguientes impactos sobre las interacciones complejas entre la vegetación, el suelo y la atmósfera. Costa Rica, por ejemplo, es una nación con una gran riqueza de recursos hídricos, sin embargo, recientemente el país ha enfrentado conflictos relacionados con el agua debido a impedimentos sociales, económicos, legales y políticos en respuesta a la limitada disponibilidad de agua durante los eventos de El Niño y el uso ineficiente de sus recursos hídricos. Además, los biomas tropicales frágiles como el Páramo pueden considerarse en general ecosistemas poco estudiados, por lo que es crucial identificar el transporte de humedad y los mecanismos de formación de la precipitación local.

Esta tesis consta de tres partes. La primera parte se centra en el análisis de las condiciones hidroclimáticas y ecohidrológicas en seis grandes biomas en Costa Rica. Utilizando los marcos de Budyko y Tomer-Schilling, y datos derivados de reanálisis climáticos estimados para la Vertiente del Caribe y el Pacífico, los biomas se clasificaron de acuerdo con su resistencia y resiliencia ecohidrológica entre 1989 y 2005. Para evaluar los datos derivados del reanálisis climático se utilizaron datos climáticos registrados *in situ*. La resistencia se definió como la desviación estándar en el exceso de agua (Q/P , o escorrentía entre precipitación), mientras que la resiliencia se definió como la desviación estándar de la energía (AET/PET , o evapotranspiración real entre evapotranspiración potencial) para el exceso de agua. Se obtuvo una fuerte separación orográfica entre la Vertiente del Pacífico, limitada por el agua, y la Vertiente del Caribe, limitada por la energía. La Vertiente del Caribe se caracteriza por una baja resistencia y alta resiliencia a los cambios en las condiciones hidroclimáticas, con pequeños cambios relativos en el exceso de agua, mientras que la Vertiente del Pacífico Norte tiene alta resistencia y baja resiliencia y exhibe cambios fuertes en el exceso de agua. Algunas zonas en el Pacífico Norte, cubiertas por bosques bajos y premontanos, han sufrido recientemente incrementos significativos en el índice de aridez (PET/P).

La segunda parte presenta una distribución espacial y un análisis temporal de los conflictos relacionados con el agua en Costa Rica entre 2005 y 2015. En total, se analizaron

719 conflictos relacionados con el agua, de los cuales el 54% correspondieron a conflictos entre particulares y el gobierno. Las áreas urbanas más grandes y la cuenca del Grande de Tárcoles fueron identificadas como los principales "puntos calientes" para los conflictos. Los conflictos por el agua fueron causados principalmente por derrames de aguas residuales, contaminación del agua, escasez de agua, daños a la infraestructura e inundaciones, y pueden predecirse utilizando un modelo lineal múltiple que incluye la población cantonal y el número de eventos hidrometeorológicos ($r^2=0,77$). Los eventos hidrometeorológicos identificados también coevolucionaron significativamente con los cambios en los regímenes de precipitación ($r=0.67$, $p=0.021$). Los resultados sugieren que es necesario reconocer que la longevidad de la infraestructura hídrica en todo el país concatena y amplifica los conflictos relacionados con el agua, principalmente en la zona más poblada del Valle Central.

La tercera parte presenta un análisis de isótopos estables en precipitación y transporte de humedad utilizando muestras de lluvia recogidas entre enero de 2015 y mayo de 2016 en dos sitios de Páramo: Chirripó (Costa Rica; 3 400 m.s.n.m.) y Cajas (sur de Ecuador; 3 900 m.s.n.m.). Se usó la composición isotópica de la precipitación (es decir, $\delta^{18}\text{O}$ y exceso de deuterio) para identificar como los procesos de generación de la precipitación influyen en las variaciones estacionales en cada sitio de estudio. Las trayectorias de masas de aire calculadas usando el modelo HYSPLIT se utilizaron para identificar las vías de transporte de humedad preferenciales. Nuestros resultados demostraron la fuerte influencia de los vientos alisios del noreste del Mar Caribe sobre Chirripó y la influencia preferencial de la Selva Amazónica sobre el Cajas. Además, los cambios altitudinales promedio calculadas para $\delta^{18}\text{O}$ y el exceso de deuterio en la precipitación local son consistentes con el aumento en la condensación del vapor atmosférico al aumentar la elevación. Además, las condiciones hidrológicas de los lagos glaciares ubicados en las tierras altas de Chirripó, Costa Rica, fueron evaluadas utilizando un conjunto único de datos de isótopos estables en agua recolectados entre septiembre de 2015 y julio de 2017. El análisis de isótopos estables ($\delta^{18}\text{O}$, exceso de deuterio, y exceso de línea condicionado) en precipitación local, las corrientes de agua y lagos glaciares se compararon y utilizaron para estimar las pérdidas por evaporación de los lagos utilizando el modelo de resistencia lineal y la línea de evaporación local (LEL) estimada

experimentalmente en Chirripó. La composición isotópica reveló condiciones de evaporación no estacionales para los lagos glaciares y pérdidas de evaporación promedio con respecto a las entradas (E/I) menores a 10%.

Finalmente, se debe reconocer que existe la necesidad de contar con estrategias nacionales y regionales para optimizar de manera efectiva el uso y el almacenamiento del agua, e incluir a la vez, un componente de vulnerabilidad climática en los planes futuros de gestión del agua. Estos planes de gestión de los recursos hídricos integrados deberían incluir, por ejemplo, los conflictos por el agua como indicadores de cambio en las condiciones hidroclimáticas y el estado de la infraestructura de abastecimiento de agua y saneamiento, y también podrían incorporar técnicas desarrolladas más recientemente basadas en el análisis de isótopos estables en agua en precipitación y aguas superficiales como indicadores de la variabilidad climática.

ABSTRACT

Water resources management in the tropics is challenged by climate variability and unregulated land use change and their impacts on the complex interactions between vegetation, soil, and atmosphere. Costa Rica, for example, is a nation with a vast wealth of water resources. The country, however, has recently faced water conflicts due to social, economic, legal, and political impediments in response to limited water availability during El Niño events and inefficient use of its water resources. In addition, tropical fragile biomes, such as the Páramo, have been understudied ecosystems for which it is crucial to identify moisture transport pathways influencing rainfall generation processes. This thesis consists of three parts. The first part focuses on the analysis of hydro-climatic and ecohydrological conditions across six major biomes in Costa Rica. Using the Budyko and the Tomer-Schilling frameworks, reanalysis data points located in the Caribbean and Pacific domains were classified according to their ecohydrological resistance and resilience between 1989 and 2005. Observed data were used to evaluate the reanalysis products. Resistance was defined as the standard deviation in the water excess (Q/P or runoff vs. precipitation), and resilience was defined as the standard deviation of the energy (AET/PET or actual evapotranspiration vs. potential evapotranspiration) of the water excess. A strong orographic separation was obtained between the water-limited Pacific slope and the energy-limited Caribbean slope. The Caribbean slope is characterized by low resistance and high resilience to changes in the hydro-climatic conditions, with small relative changes in water excess, whereas the Northern Pacific slope has high resistance and low resilience and shows strong changes in water excess. Some areas of the Northern Pacific region covered by lower and pre-montane forests have recently suffered significant increments in the dryness index (PET/P).

The second part presents a spatial distribution and temporal analysis of water conflicts in Costa Rica from 2005 to 2015. In total, 719 water conflicts were analyzed of which 54% were among private individuals and government. The largest urban areas and the Grande de Tárcoles basin were identified as the main 'hot spot' for the conflicts. Water conflicts were mainly caused by spills of wastewater, water pollution, water shortage, infrastructure damage, and flooding, and can be predicted using a multiple linear model

including the municipal population and the number of hydro-meteorological events ($r^2=0.77$). The identified hydro-meteorological events also coevolved significantly with the changes in precipitation regimes ($r=0.67$, $p=0.021$). The findings suggest that there is a need to recognize that water infrastructure longevity across the country concatenates and amplifies water conflicts, mainly in the most populated area located in the Central Valley.

Finally, the third part presents a stable isotope analysis of precipitation and moisture sources using rainfall samples collected on a daily to weekly basis between January 2015 and May 2016 at two Páramo sites: Chirripó (Costa Rica; 3,400 m a.s.l.) and Cajas (southern Ecuador; 3,900 m a.s.l.). Isotopic composition (i.e., $\delta^{18}\text{O}$ and deuterium excess) was used to identify how rainfall generation influences the seasonal variations at each study site. Air mass back trajectory analysis was used to identify preferential moisture transport pathways. Our results demonstrated the strong influence of the northeast trade winds from the Caribbean Sea at Chirripó and the preferential influence of the Amazon Forest at Cajas. Mean $\delta^{18}\text{O}$ and deuterium excess altitudinal relationships for local precipitation are consistent with increased condensation rates of atmospheric vapor with elevation. Finally, the hydrological conditions of the glacial lakes located in the highlands of Chirripó, Costa Rica, were assessed using a unique data set of water stable isotopes collected between September 2015 and July 2017. Stable isotope records ($\delta^{18}\text{O}$, deuterium excess and line-conditioned excess) of local precipitation, streams, and glacial lakes were compared and used to estimate evaporative losses of lakes using the linear resistance model and the experimental-estimated local evaporation line (LEL) of Chirripó. The isotope signals revealed non-seasonal evaporative conditions for the glacial lakes and evaporation to inflow (E/I) ratios below 10%.

Overall, national and regional strategies are needed to effectively optimize water use efficiency and water storage and to include a climate vulnerability component in future water management plans. These truly integrated water resources management plans should include, for example, water conflicts as indicators of hydro-climatic changing conditions and water supply and sanitation infrastructure status, and could incorporate recently-developed techniques based on the analysis of stable isotopes in precipitation and surface water as indicators of climate variability.

CONTENIDO

Sección	Página
AGRADECIMIENTO	V
RESUMEN	VI
ABSTRACT	IX
CONTENIDO	XI
LISTA DE FIGURAS	XIII
LISTA DE CUADROS	XVIII
LISTA DE ANEXOS	XIX
LISTA DE ABREVIATURAS	XX
1. INTRODUCCIÓN	1
1.1.OBJETIVOS	5
1.1.1. OBJETIVO GENERAL	5
1.1.2. OBJETIVOS ESPECIFICOS	5
1.1.3. LISTA DE PUBLICACIONES	6
2. MARCO TEÓRICO	7
2.1. CARACTERÍSTICAS CLIMÁTICAS Y GEOGRÁFICAS DE COSTA RICA	7
2.2. EL CONTEXTO RECIENTE DE LA GESTIÓN DEL RECURSO HÍDRICO EN COSTA RICA	8
2.3. CONDICIONES HIDROCLIMÁTICAS Y ECOHIDROLÓGICAS EN ECOSISTEMAS TROPICALES	10
2.4. ANÁLISIS DE CONFLICTOS POR EL AGUA EN COSTA RICA	13
2.5. ANÁLISIS DE ISÓTOPOS ESTABLES EN PRECIPITACIÓN Y AGUAS SUPERFICIALES.	15
3. METODOLOGÍA	20
3.1. Distribución espacial de las condiciones hidroclimáticas y ecohidrológicas	20
3.1.1. Fuentes de datos climáticos	20
3.1.2. Análisis hidroclimático y ecohidrológico.	21
3.2. Análisis espacial y temporal de conflictos por el agua	24
3.2.1. Fuentes de información sobre conflictos por el agua	24
3.2.2. Procesamiento de la información sobre conflictos por el agua	25
3.2.3. Conflictos por el agua: análisis estadístico	26
3.3. Caracterización espacial y temporal de la composición isotópica de la precipitación y las aguas superficiales en el Parque Nacional Chirripó	29
3.3.1. Descripción del área de estudio	29
3.3.2. Muestreo de aguas superficiales y precipitación en el Parque Nacional Chirripó	30
3.3.3. Análisis isotópico	31
3.3.4. Comparación de la composición isotópica de la precipitación de Chirripó y Cajas, Ecuador.	33
3.3.5. Estimación de las pérdidas por evaporación en los lagos de Chirripó.	35
4. RESULTADOS Y DISCUSIÓN	40
4.1.Condiciones hidroclimáticas y ecohidrológicas en Costa Rica	40
4.1.1. Análisis de Budyko e índices de aridez en diferentes biomas	40

4.1.2. Resistencia ecohidrológica y análisis de resiliencia	42
4.1.3. Cambios en la cobertura forestal y dirección de cambio en U y W.	43
4.2. Análisis de conflictos por el agua en Costa Rica (2005-2015)	46
4.2.1. Distribución espacial de los conflictos por el agua	46
4.2.2. Tipos y causas de los conflictos por el agua	47
4.2.3. Condiciones sociales, disponibilidad de agua, eventos hidrometeorológicos y conflictos por el agua en Costa Rica	48
4.2.4. Análisis de clúster y regresión lineal múltiple	50
4.2.5. Conflictos por el agua: variabilidad climática, variaciones temporales y eventos hidrometeorológicos	51
4.2.6. Interpretación de los resultados	53
4.3. Composición isotópica de la precipitación del Páramo de Chirripó, Costa Rica, y Cajas, Ecuador.	57
4.3.1. Trayectorias de masa de aire preferenciales.	57
4.3.2. Variaciones estacionales en $\delta^{18}\text{O}$ y <i>d</i> -exceso	59
4.3.3. Caracterización isotópica de la lluvia del Páramo.	63
4.3.4. Variaciones altitudinales del $\delta^{18}\text{O}$ y <i>d</i> -exceso	65
4.4. Análisis isotópico en las aguas superficiales del Parque Nacional Chirripó.	67
4.4.1. Variaciones isotópicas estacionales en la precipitación y las aguas de los lagos.	67
4.4.2. $\delta^2\text{H}$ y $\delta^{18}\text{O}$ en precipitación, corrientes de agua y aguas de los lagos	68
4.4.3. Pérdidas por evaporación vs. la cantidad de agua que ingresa a los lagos de Chirripó	70
4.4.4. Balance hídrico para el Lago Ditkevi.	72
5. PROPUESTAS PARA UNA GESTIÓN MÁS INTEGRADA DEL RECURSO HÍDRICO EN COSTA RICA	76
6. CONCLUSIONES	79
7. RECOMENDACIONES	82
8. REFERENCIAS	84
9. FIGURAS Y CUADROS	113
10. ANEXOS	146

LISTA DE FIGURAS

Título	Página
Figura 1. Marco de investigación desarrollado en donde se muestran las interrelaciones entre la variabilidad climática, la dinámica de precipitación y los conflictos del agua.	113
Figura 2. A. Distribución espacial de los 46 sitios CFSR disponibles para Costa Rica entre 1979-2013. Las áreas de conservación (polígonos azules) y áreas protegidas (polígonos negros) también se muestran en el mapa. Las áreas de conservación se numeraron en rojo según la siguiente descripción: 1. Área de Conservación Guanacaste 2. (ACG), Área de Conservación Tempisque (ACT), 3. Área de Conservación Arenal-Tempisque (ACA-T), 4. Área Conservación Arenal-Huetar Norte (ACAHN), 5. Área de Conservación Volcánica Central (ACVC), 6. Área de Conservación de Tortuguero (OTCA), 7. Área de Conservación Pacífico Central (ACOPAC), 8. Área de Conservación La Amistad-Caribe (ACLA-C), 9. Área de Conservación La Amistad-Pacífico (ACLA-P), 10. Área de Conservación Osa (ACOSA). B. El mapa del recuadro muestra la precipitación promedio anual (MAP, mm/año) calculada para Costa Rica (Sánchez-Murillo y Birkel, 2016). También se muestran las estaciones meteorológicas del IMN utilizadas para la evaluación <i>in situ</i> de los datos de CFSR (círculos verdes).	114
Figura 3. A. Ubicación del Área de Conservación La Amistad-Pacífico (ACLA-P) y el Parque Nacional Chirripó en la Cordillera Talamanca de Costa Rica. B. Ubicación geográfica de los tres principales sistemas de lagos glaciales (Lagos de las Morrenas, Lagos de Chirripó y Lago Ditkevi) en el Parque Nacional Chirripó. Los sitios de muestreo incluyen un colector de lluvia (cuadrado amarillo), los lagos (triángulos verdes) y las corrientes de agua (círculos rojos). También se muestra la ubicación del Lago de las Morrenas 1 (etiquetado como 1) y el Lago Chirripó (etiquetado como 2). Los polígonos azules muestran los sistemas de aguas superficiales de Chirripó, que incluyen corrientes de agua, ríos y lagos. La cuenca del Lago Ditkevi se muestra como un polígono negro.	115
Figura 4. Ubicación del Parque Nacional Chirripó (3 820 m.s.n.m.) en Costa Rica y el Parque Nacional Cajas (3 900 m.s.n.m.) en el sur de Ecuador. El mapa también muestra las estaciones de monitoreo Bataan y Turrialba (ubicadas aproximadamente 35 km al suroeste de Bataan) ubicadas en la Vertiente Caribe de Costa Rica, y Amaluza, Iquitos y Porto Velho ubicadas en la región amazónica al este de Cajas. Estas estaciones adicionales se utilizaron para calcular las variaciones altitudinales de $\delta^{18}\text{O}$ y <i>d</i> -exceso en Chirripó y Cajas.	116
Figura 5. A. Distribución de los 31 sitios CFSR dentro los límites del espacio de Budyko. Las estimaciones se clasificaron según la ubicación en las Vertientes del Caribe (puntos azules) y del Pacífico (puntos rojos). La curva de Budyko se muestra como referencia. Los sitios se etiquetaron usando los códigos que se muestran en Cuadro 1. B. El recuadro muestra los valores promedio PET/P calculados para los 31 sitios incluidos en el análisis ecohidrológico (1989-2005). Las estimaciones se clasificaron utilizando el sistema de zonas de vida de Holdridge que se muestra en el Cuadro 1.	117

Figura 6. A. Exceso de energía relativo promedio (U) y exceso de agua relativo promedio (W) calculado para los 31 sitios CFSR (1989-2005) de acuerdo con el marco de Tomer-Schilling. Los sitios se clasificaron además según la ubicación en las Vertientes del Caribe (puntos azules) y del Pacífico (puntos rojos). Las barras de error en U y W se calcularon usando 1δ . B. Representación gráfica de las métricas de resistencia y resiliencia. Los índices de resistencia y resiliencia se calculan usando las ecuaciones 8 y 9. 118

Figura 7. Gráfico de dispersión que muestra la relación entre el cambio en el exceso de agua relativo (ΔW , puntos azules), el cambio en el exceso de energía relativo (ΔU , puntos rojos) y el cambio en la cubierta forestal de las áreas de conservación que se muestran en la Figura 2. Solo se incluyeron en el análisis las áreas de conservación con al menos tres estimaciones CFSR ubicadas dentro de sus límites. Las barras de error en ΔU y ΔW se calcularon usando 1δ . Las áreas de conservación se numeraron siguiendo la descripción que se muestra en la Figura 2 como: 1. ACTO, 2. ACLA-C, 3. ACHN, 4. ACLA-P, 5. ACCVC, 6. ACOPAC y 7. ACT. 119

Figura 8. A. Condiciones ecohidrológicas y cambios en el clima y el uso de la tierra calculados para las estimaciones ubicadas la Vertiente Caribe (puntos azules) y la Vertiente Pacífica (puntos rojos). Utilizando los resultados de la prueba t, los sitios con cambios significativos en W y U ($p < 0.05$) están etiquetados en negrita. Otras estimaciones se clasificaron como cambio no significativo en ΔW pero cambio significativo en ΔU (*), cambio no significativo en ΔU pero cambio significativo en ΔW (**), y ningún cambio significativo en ΔW o en ΔU (***). B. Series de tiempo que comparan las desviaciones año a año en el exceso de agua relativo para C17 y C18 (Vertiente del Caribe) y P2 y P20 (Vertiente del Pacífico). 120

Figura 9. Distribución espacial de los conflictos por el agua históricos en Costa Rica reportados entre 2005 y 2015. Los límites de las municipalidades se muestran como polígonos negros. La cuenca del Río Virilla y la cuenca del Grande de Tárcoles están identificadas por polígonos azul claro y azul, respectivamente, en el medio del mapa. B) Mapa inserto mostrando la distribución de los conflictos por el agua en las municipalidades ubicadas en el área metropolitana. 121

Figura 10. A) Distribución espacial de los conflictos por el agua y la suma de eventos hidrometeorológicos reportados para cada municipalidad (polígonos negros) entre 2005 y 2015. B) Gráfico de barras que muestra la distribución de los conflictos por el agua en relación con el número de eventos hidrometeorológicos. Cada categoría se calculó utilizando la suma de los conflictos reportados dentro de los límites de cada municipalidad (polígonos negros). 122

Figura 11. Clúster jerárquico construido utilizando los tipos y causas de los conflictos por el agua identificados en 78 municipalidades y reportados entre 2005 y 2015. El eje vertical representa la distancia euclidiana calculada con el método de vinculación completo (conocido como complete linkage en inglés, Lance y Williams, 1967). 123

Figura 12. Gráfico de dispersión que muestra la relación entre los conflictos por el agua observados y simulados, calculado mediante análisis de regresión lineal múltiple ($N = 78$). También se muestran los intervalos de confianza al 95% de confianza del modelo de regresión. El gráfico de barras inserto muestra la

distribución de los residuos de regresión con valores de asimetría y curtosis de 0.644 y 1.097, respectivamente. 124

Figura 13. Anomalías en la temperatura de la superficie del mar en la región de El Niño 3.4 entre 2005 y 2015. Se destacan los eventos moderados de La Niña 2007-2008, El Niño 2009-2010 y el evento muy fuerte de El Niño 2014-2016. B) Gráfico de dispersión que muestra la relación significativa ($p=0.021$) entre el número total de eventos hidrometeorológicos reportados en el Gran Área Metropolitana (GAM) y las anomalías de precipitación registradas en el mismo período de estudio. 125

Figura 14. Variación temporal en la ocurrencia de los tipos y causas principales de conflictos por el agua en relación a las principales clases de eventos hidrometeorológicos (HME). Los tipos principales de conflictos incluyeron conflictos relacionados con las construcciones, aguas negras, aguas residuales e infraestructura hídrica (78% del total). Las causas principales de conflictos fueron las inundaciones, contaminación de aguas subterráneas, daño físico a la infraestructura hídrica, escasez, derrames de aguas negras o residuales y la contaminación de aguas superficiales (79% del total). Las clases principales de HME incluyen inundaciones, eventos de precipitación intensa e inundaciones repentinas (92% del total). 126

Figura 15. Mapa de trayectorias de masa de aire HYSPLIT simuladas para Chirripó (marcado con un asterisco en el mapa) y Cajas (marcado con un símbolo de suma en el mapa). La escala de contornos indica con qué frecuencia una trayectoria de aire viajó por encima de la superficie de la Tierra hacia cada sitio de estudio. Las masas de aire se clasificaron en cuatro grupos principales de acuerdo con sus trayectorias de trayectoria preferencial: 1) origen marítimo del Mar Caribe central y sur, 2) origen marítimo del Océano Pacífico, 3) América del Sur continental y 4) del Amazonas. Para ambos sitios, las trayectorias posteriores se calcularon usando períodos de tiempo de 240 horas a intervalos de 6 horas. 127

Figura 16. Series de tiempo que muestran: A) Precipitación mensual en Chirripó para el período abril 2015-mayo 2016, B) Precipitación mensual en Cajas para el período enero 2015-mayo 2016. C) y D) Variación diaria y semanal de la composición isotópica en $\delta^{18}\text{O}$ (‰) en Chirripó y Cajas, respectivamente. Los valores de $\delta^{18}\text{O}$ se clasificaron y se codificaron por colores de acuerdo con la contribución de las masas de aire que se muestran en la Figura 17A (azul: Mar Caribe, verde: América del Sur continental, rojo: Océano Pacífico y celeste: Amazonas). La temporada seca 2015-2016 para Chirripó se indica en C) y E). E) y F) Variación temporal del d-exceso y semanal (‰) (cuadrados) en Chirripó y Cajas, respectivamente. Los percentiles 25 y 75 de los valores de $\delta^{18}\text{O}$ y d-exceso se muestran en C, D, E y F como referencia. 128

Figura 17. A) Líneas meteóricas locales (LMWL) para Chirripó (línea azul discontinua) y Cajas (línea roja discontinua) calculadas utilizando muestras recogidas durante el período de enero de 2015 a mayo de 2016 (puntos sólidos). La línea meteórica global (GMWL, línea negra, Craig, 1961) se muestra como referencia. B y C) Histogramas que muestran los valores de $\delta^{18}\text{O}$ (‰) para Chirripó y Cajas, respectivamente. D) Regresiones lineales entre el $\delta^{18}\text{O}$ (‰) y la cantidad de lluvia (mm) en cada sitio. Los puntos sólidos representan muestras diarias y

semanales para Chirripó y Cajas, respectivamente. Los puntos abiertos representan valores promedio mensuales para Chirripó y Cajas, respectivamente.	129
Figura 18. Variación altitudinal en $\delta^{18}\text{O}$ (‰) y <i>d</i> -exceso (‰) para Chirripó (círculos azules y cuadrados azules, respectivamente) y para Cajas (círculos y cuadrados celeste, respectivamente). La elevación de las estaciones de monitoreo se muestra en el eje x (m.s.n.m.). La distancia recorrida por las masas de aire desde Bataan (ubicado aproximadamente 12 km desde la costa del Caribe) hasta Chirripó es aproximadamente 72 km, mientras que desde Porto Velho a Cajas la distancia es aproximadamente 1.800 km. Las barras de error en <i>d</i> -exceso representan $\pm 1\sigma$.	130
Figura 19. Series de tiempo de A) Precipitación mensual promedio (barras azules, mm/mes) y temperatura ambiental (círculos rojos, °C). B) $\delta^{18}\text{O}$ en precipitación (‰, círculos azules) y <i>d</i> -exceso (‰, cuadrados rojos). C) y D) $\delta^{18}\text{O}$, <i>d</i> -exceso, y <i>lc</i> -exceso (‰, triángulos verdes) para el Lago Chirripó y Lago Ditkevi, respectivamente.	131
Figura 20. Gráfico de $\delta^{18}\text{O}$ vs. $\delta^2\text{H}$ en precipitación (círculos azules) utilizada para calcular la línea de agua meteórica local (LMWL). La línea de evaporación local (LEL) se calculó usando los datos del experimento de evaporación (círculos rojos). También se muestran las líneas de evaporación para el Lago Ditkevi (cuadrados verdes), el Lago Chirripó (cuadrados rojos), los Lagos de las Morrenas (cuadrados rosados) y las corrientes de agua (círculos cian). La línea de agua meteórica global (GMWL) se incluye como referencia. También se muestra la composición isotópica promedio calculada para el vapor de agua (estrella negra).	132
Figura 21. Gráfico de cajas A) $\delta^{18}\text{O}$ (‰) y B) <i>d</i> -exceso (‰) en precipitación, en el Lago Chirripó, en el Lago Ditkevi, en los Lagos de las Morrenas y corrientes de agua. C) <i>lc</i> -exceso (‰) en el Lago Chirripó, en el Lago Ditkevi, en los Lagos de las Morrenas y corrientes de agua. El cuadro gris indica los percentiles 25 y 75 con la mediana en el medio. Las barras de error indican los valores mínimo y máximo. Los círculos negros indican valores atípicos (1,5 veces el valor mostrado en el centro de cada caja).	133
Figura 22. Estimación de la relación de evaporación a flujo de entrada (<i>E/I</i> , en%) para la época seca y lluviosa en el Lago Chirripó, en el Lago Ditkevi y en los Lagos de las Morrenas. Los valores de error se calcularon como el rango de error probable combinando el error relativo estimado para la temperatura del agua, la humedad del aire, la composición isotópica de la precipitación y del agua de los lagos.	134
Figura 23. Series de tiempo construidas para el Lago Ditkevi entre julio de 2016 y julio de 2017 que muestran A) Temperatura promedio diaria del agua (cuadrados azules) y humedad relativa diaria promedio (<i>h</i> en%, círculos verdes). B) Precipitación diaria (mm/día, barras azules) y nivel promedio diario del agua (en m.s.n.m.). La elevación promedio del agua se estimó en 3 509.1 m.s.n.m. (línea discontinua roja), con un volumen promedio equivalente de 5.77×10^4 m ³ . C) Nivel del agua promedio semanal (cuadrados rojos) y <i>lc</i> -exceso calculado para el Lago Ditkevi (triángulos verdes).	135
Figura 24. Esquema conceptual que muestra las interrelaciones entre encontradas entre las condiciones hidroclimáticas y ecohidrológicas en Costa Rica, el transporte de humedad y las condiciones hidrológicas del Páramo de Chirripó estudiadas	

mediante el uso de isótopos estables y la conflictividad por el agua el país. POP se refiere a la población cantonal y HME a la cantidad de eventos hidrometeorológicos según el modelo lineal múltiple desarrollado para los conflictos por el agua. Se muestran también las relaciones entre la Oscilación Sur de El Niño (ENSO) y cada dimensión analizada.

LISTA DE CUADROS

Título	Página
Cuadro 1. Resumen de los sitios CFSR disponibles para Costa Rica entre 1979 y 2013.	137
Cuadro 2. Descripción de los criterios utilizados para clasificar los conflictos por el agua encontrados entre el 2005 y 2015 según tipo y causa. Los tipos de conflictos se clasificaron de acuerdo con los criterios reportados por la Sala Constitucional de Costa Rica. Las causas de los conflictos se identificaron utilizando la descripción proporcionada por los archivos oficiales o la prensa. Cada conflicto fue asignado a un solo tipo o causa porque en la mayoría de los registros disponibles la información disponible no era lo suficientemente detallada como para expandir el análisis a múltiples tipos o causas.	139
Cuadro 3. Matriz de correlación construida usando coeficientes de correlación de Spearman, calculados con base en el número de conflictos por el agua, la cantidad de eventos hidrometeorológicos y los indicadores sociales. Los cálculos se realizaron utilizando datos promediados para cada municipalidad.	142
Cuadro 4. Resumen de las características principales del clima, la vegetación y el suelo del Páramo situado en el Parque Nacional Chirripó y el Parque Nacional Cajas.	143
Cuadro 5. Principales características morfométricas, componentes del balance hídrico anual y estimaciones basadas en isótopos de los cocientes de evaporación/entrada (E/T) y el tiempo de residencia (τ) para el Lago Ditkevi entre julio de 2016 y julio de 2017.	145

LISTA DE ANEXOS

Título	Página
<p>Figura A1. A) Distribución espacial de la población en las 81 municipalidades de Costa Rica estimada para 2014-2015. Los límites de las municipalidades se muestran como polígonos negros y se codificaron de acuerdo con el Cuadro A1. La cuenca del Río Virilla y la cuenca del Grande de Tárcoles ubicadas en el Valle Central se identificaron con polígonos celeste y azul, respectivamente, en el centro del mapa. B) Distribución geográfica de la población dentro de las municipalidades ubicadas en el Valle Central. El Gran Área metropolitana ubicada dentro del valle incluye 31 municipalidades.</p>	146
<p>Figura A2. A) Distribución espacial de los conflictos por el agua y la escorrentía promedio anual calculada por Sánchez-Murillo y Birkel (2016). La cuenca del Río Virilla y la cuenca del Grande de Tárcoles se muestran como polígonos celeste y azul, respectivamente. B) Gráfico de barras que muestra la distribución de los conflictos por el agua en relación con los valores promedio anuales de escorrentía (mm/año) según Sánchez-Murillo y Birkel (2016). La escorrentía promedio se interpoló utilizando los límites de cada municipalidad (polígonos negros).</p>	147
<p>Figura A3. Líneas de agua meteórica local (LMWL) para Bataan (triángulos azules), Iquitos (cuadrados verdes), Turrialba (triángulos invertidos verdes), Amaluza (diamantes rosados) y Porto Velho (estrellas azules claras).</p>	148
<p>Figura A4. Gráfico de dispersión que muestra la relación entre $\delta^2\text{H}$ (‰) y el d-exceso (‰) para Chirripó (círculos rellenos) y para Cajas (triángulos rellenos). Los valores se clasifican y codifican por colores según las trayectorias de la trayectoria preferencial y la frecuencia de contribución a la precipitación que se muestra en la Figura 4: origen marítimo del Mar Caribe central y sur (azul oscuro), origen marítimo del Océano Pacífico (rojo), América del Sur continental (verde) y del Amazonas (azul claro).</p>	149
<p>Figura A5. Perfil batimétrico (en m) estimado para el Lago Ditkevi en julio de 2016 y septiembre de 2016. También se muestran los límites del área del lago (línea roja).</p>	150
<p>Cuadro A1. Condiciones hidroclimáticas promedio de los sitios de CFSR incluidas en el análisis ecohidrológico y en la evaluación de datos de P, PET y AET. Se incluyen los valores de sesgo relativo para cada sitio. Los valores de P_{error} mostrados se usaron para corregir los datos de precipitación de CFSR.</p>	151
<p>Cuadro A2. Ranking de municipalidades basado en el número de conflictos por el agua reportados entre 2005 y 2015. El número de eventos hidrometeorológicos registrado en este periodo se incluye también en el cuadro. Los indicadores demográficos y sociales para cada municipalidad corresponden a aquellos actualizados al periodo 2014-2015. Los valores promedio de escorrentía (Q) fueron interpolados usando los límites de las municipalidades mostrados en la Figura A1.</p>	153

LISTA DE ABREVIATURAS

(en orden alfabético)

AET: evapotranspiración real

ANOVA: análisis de varianza

ARL: Laboratorio de Recursos Atmosféricos NOAA, Estados Unidos

CIDSO: Centro de Documentación e Información para las Ciencias Sociales, Universidad Nacional de Costa Rica

CFSR: reanálisis atmosférico Climate Forecast System Reanalysis

CONARE: Consejo Nacional de Rectores

DBO: demanda bioquímica de oxígeno

d-exceso: exceso de deuterio

EC: conductividad eléctrica

E/I: cociente de evaporación/entrada de agua a un lago

ELs: líneas de evaporación de lagos

GCMs: modelos de circulación general

GMWL: Línea de agua meteórica global

h: humedad relativa (expresada como fracción o porcentaje)

HME: eventos hidrometeorológicos

HYSPLIT: modelo langraniano Hybrid Single Particle Lagrangian Integrated

IAEA: Agencia Internacional de Energía Atómica

IBM: índice de bienestar material

IDH: índice de desarrollo humano

IPH: índice de pobreza humana

ITCZ: Zona de Convergencia Intertropical

LandFlux-EVAL: producto de evapotranspiración real terrestre LandFlux-EVAL

lc-exceso: exceso de línea condicionado

LEL: línea de evaporación local

LMWL: línea de agua meteórica local

m.s.n.m.: metros sobre el nivel del mar

MAP: precipitación promedio anual

MAT: temperatura promedio anual

MINAE: Ministerio de Ambiente y Energía, Costa Rica

MLR: modelo lineal múltiple

NCEP: Centro Nacional de Predicción Ambiental, Estados Unidos

NOAA: Administración Nacional del Océano y de la Atmósfera, Estados Unidos

P: precipitación

PET: evapotranspiración potencial

PER_{E/T}: rango de error probable

Q: escorrentía

Q_{ne}: radiación solar neta

R: escorrentía que ingresa a un lago

SALLJ: corriente de chorro de bajo nivel sudamericana

SITADA: Sistema Integrado de Procesamiento para Demandas Ambientales

SST: temperatura superficial del mar

TAA: Tribunal Ambiental Administrativo, Costa Rica

U: exceso de energía en el marco de Tomer-Schilling

W: exceso de agua en el marco de Tomer-Schilling

WC: conflictos por el agua en modelo lineal múltiple

W_y: aporte de agua superficial de la cuenca al lago

α_e : constante en la ecuación de Priestley-Taylor para evapotranspiración potencial (1.26)

γ : constante psicrométrica

Δ : pendiente de la curva de vapor de saturación

δ_E : composición isotópica de los flujos de evaporación

$\delta^{18}\text{O}$: composición isotópica en oxígeno 18

$\delta^2\text{H}$: composición isotópica en deuterio

δ^* : enriquecimiento límite de la composición isotópica

δ_{vapor} : composición isotópica del vapor de agua

τ : tiempo de residencia del agua en un lago

Φ : índice de aridez (PET/P) en el marco de Budyko

1. INTRODUCCIÓN.

En general, la comunidad científica concuerda en que el clima de la Tierra está experimentando cambios en respuesta a la variabilidad natural y a las concentraciones crecientes de gases de efecto invernadero y aerosoles, que pueden afectar en conjunto a los ecosistemas sensibles y complejos ubicados en los trópicos (Giorgi, 2006; Karmalkar et al., 2011). En regiones tropicales como Centroamérica, el cambio climático está cambiando la cantidad de vapor de agua presente en la atmósfera, los mecanismos de formación de las nubes, los patrones de precipitación y la cantidad escorrentía (Hidalgo et al., 2013; Maurer et al., 2009). Por lo tanto, existe una demanda grande de información cuantitativa relacionada con las variaciones en la disponibilidad de los recursos hídricos, tanto temporal como espacialmente, y sus implicaciones para una amplia gama de ecosistemas y actividades socioeconómicas (Imbach et al., 2010; Maldonado et al., 2013).

En este sentido, el agua es reconocida como el más fundamental e indispensable de todos los recursos naturales. Uno de los objetivos de desarrollo sostenible adoptados por los líderes mundiales en septiembre de 2015 en París, Francia, es garantizar el derecho humano de acceso al agua y al saneamiento para toda la población en 2030 (Objetivos de Desarrollo Sostenible: <http://www.un.org/sustainabledevelopment>), reconociendo claramente que ni el desarrollo socioeconómico ni la diversidad ambiental pueden mantenerse sin agua. Desde la década de 1990, la gobernanza del agua ha atraído mayor atención en general. Se promueve como un concepto normativo para mejorar la gestión de los recursos hídricos, buscando también un mayor compromiso de las partes interesadas, flexibilidad y formas menos jerárquicas de interacción entre el estado y la sociedad (Schulz et al., 2017; Woodhouse y Muller, 2017). Sin embargo, recientemente se han expresado dudas sobre la efectividad de la gobernanza mundial del agua (Kuzdas et al., 2016a; Pahl-Wostl et al., 2013), porque hay evidencia de que la distribución desigual a diferentes escalas espaciales y los usos no sostenibles de los recursos hídricos están creando tensiones sobre la asignación de agua a nivel social (Wang et al., 2008). Los conflictos por el agua pueden definirse como situaciones sociales en las cuales un mínimo de dos actores o partes intentan obtener recursos hídricos simultáneamente para usos domésticos, municipales, agrícolas e industriales pero en condiciones de escasez de agua (Priscoli y Wolf, 2009). Kuzdas et al. (2016a) describen un conflicto por el agua como un proceso con diferentes grados de

tensión entre los actores que se mueve a través de etapas de mayor o menor intensidad. Los conflictos de baja intensidad incluyen los conflictos latentes, que son inherentes a la gobernanza del agua, y las disputas manifiestas que aparecen cuando al menos un actor toma medidas o acciones políticas, legales o económicas contra uno o más actores diferentes. Los conflictos de alta intensidad comprenden conflictos relacionados con la disidencia cívica (por ejemplo, actos de violencia y protestas no pacíficas) y la desestabilización, cuando la disidencia cívica aumenta en frecuencia y en cantidad. Los conflictos por el agua también están relacionados con la dependencia de las personas por el agua para su sustento, la ocurrencia de fenómenos sociales complejos como las migraciones humanas desde áreas afectadas por la sequía y los conflictos transfronterizos (Bernauer et al., 2012; Bogardi et al., 2012; Wolf et al., 2003), y la degradación de la calidad del agua, la contaminación de las fuentes de aguas superficiales y subterráneas, o la pérdida de fuentes potenciales de suministro de agua dulce (Bower, 2014; Wang et al., 2008; Woodhouse y Muller, 2017).

Finalmente, hoy en día existe la necesidad de proveer información sobre el impacto de los cambios en el clima sobre los ecosistemas tropicales más sensibles. La variabilidad climática se espera que impacte principalmente a través de variaciones de corto plazo (i.e. interanuales), generando situaciones de vulnerabilidad alta en ecosistemas ubicados en zonas montañosas y de elevación alta, por ejemplo. Los ecosistemas tropicales de elevación alta son en general reconocidos por los servicios ecosistémicos esenciales que proveen, por ejemplo, sirven como corredores biológicos, secuestradores de carbono y fuentes de agua de alta calidad (Célleri y Feyen, 2009; Imbach et al., 2010; Wright et al., 2017). Entre los ecosistemas tropicales montañosos, el Páramo (un ecosistema tropical que se extiende entre 11 ° N y 8 ° S, con una extensión aproximada de 35 000 km² a lo largo de América Central y del Sur, Hofstede et al., 2003) es de particular importancia debido al contenido alto de agua y carbono que tienen sus suelos, asociados a una capacidad alta de almacenamiento. Este ecosistema se desarrolla en las regiones montañosas por encima de la línea de árboles alrededor de 3 000 m.s.n.m., y por debajo de la línea perenne de la nieve alrededor de 4 500 m.s.n.m. (Buytaert et al., 2006). Debido a su gran capacidad de producción de agua, el Páramo puede ser considerado como una "torre de agua" (Beniston, 2000) en los trópicos (Madriñan et al., 2013, Mosquera et al., 2016a). El Páramo proporciona servicios

ambientales claves, incluyendo sus capacidades altas de producción y regulación del agua (Buytaert et al., 2006; Célleri et al., 2010; Crespo et al., 2011; Mosquera et al., 2016b), lo cual favorece el desarrollo económico de millones de personas en las regiones ubicadas en las tierras bajas. Debido a la variedad de servicios ecosistémicos proporcionados por los Páramos, existe un creciente interés en mejorar la comprensión de las condiciones hidrometeorológicas que influyen en su funcionamiento ecohidrológico. Por ejemplo, hay todavía falta de conocimiento sobre las fuentes de humedad y vías de transporte que ayudan a sostener la entrada de agua meteórica (por ejemplo, lluvia) a estas zonas altas. Es por ello, que se necesita urgentemente llenar este vacío de conocimiento para evaluar los impactos de los cambios rápidos en el clima que los están afectando (Buytaert et al., 2011; Mosquera et al., 2016a; Ochoa-Tocachi et al., 2016).

En este sentido, una herramienta muy útil para el estudio de fuentes de humedad y vías de transporte es el análisis de la composición isotópica de la precipitación que ingresa a estas regiones, la cual es inherentemente afectada por la historia de las fuentes de vapor de agua o humedad y los procesos de precipitación experimentan las masas de aire a lo largo del camino desde su fuente (Breitenbach et al., 2010; Risi et al., 2008; Windhorst et al., 2013). El uso de isótopos estables de agua ($\delta^2\text{H}$ y $\delta^{18}\text{O}$) se ha convertido en una herramienta valiosa en estudios hidrometeorológicos, ayudando a entender las condiciones atmosféricas locales a diferentes escalas de tiempo y espaciales (Araguás-Araguás et al., 2000; Lachniet et al., 2007; Mayr et al., 2007; Sánchez-Murillo et al., 2016; Windhorst et al., 2013).

El presente trabajo tiene la finalidad de presentar un análisis integrado y multidisciplinario que contribuya a la gestión integrada del recurso hídrico en Costa Rica mediante el estudio de las complejas interrelaciones entre el clima, la sociedad y los ecosistemas tropicales más frágiles como el Páramo. Con base en el análisis de estas interrelaciones, es posible postular un marco general de gestión que esté basado en las condiciones hidroclimáticas y ecohidrológicas del país, y al cual se incorpore información sobre las condiciones hidrológicas actuales de regiones sensibles a cambios en el clima como el Páramo de la Cordillera de Talamanca y sobre indicadores sociales de la efectividad de la gobernanza del agua como la aparición de conflictos por el agua. Finalmente, este estudio se puede justificar por las siguientes razones: i) a la fecha existen

pocos análisis de variabilidad climática específicos para Costa Rica y que analicen las condiciones ecohidrológicas regionales, ii) no hay estudios hidrológicos relacionados con los conflictos del agua en Costa Rica que vinculen la variabilidad climática con la ocurrencia de tales controversias, iii) Aunque los ecosistemas frágiles, como el Páramo (por ejemplo, como el ubicado en la Cordillera de Talamanca) se han estudiado en el pasado, ninguno de esos estudios han abordado el estudio de la dinámica de precipitación y los mecanismos de transporte de humedad a dichos ecosistemas montañosos de elevación alta.

1.1. OBJETIVOS.

1.1.1. OBJETIVO GENERAL.

Desarrollar un análisis integrado de variabilidad climática, dinámica de precipitación y conflictos por el agua para la gestión del recurso hídrico en Costa Rica.

1.1.2. OBJETIVOS ESPECÍFICOS

- Determinar la distribución espacial de las condiciones hidroclimáticas y ecohidrológicas en Costa Rica.
- Analizar la aparición espacial y temporal de los conflictos por el agua en Costa Rica y su relación con la variabilidad climática reciente.
- Caracterizar las variaciones espaciales y temporales de la composición isotópica de la precipitación en la Cordillera de Talamanca y en las aguas superficiales del Parque Nacional Chirripó.

Las preguntas y los objetivos de investigación enumerados están todos relacionados y abordarán las complejas interrelaciones entre la variabilidad climática, los recursos hídricos, los conflictos por el agua y la dinámica de precipitación. Estas interrelaciones se organizan en el marco de investigación mostrado en la Figura 1.

Se estableció como hipótesis general para el desarrollo de este estudio que: es posible y necesario integrar la variabilidad climática en la gestión del recurso hídrico en Costa Rica mediante el estudio de las condiciones hidroclimáticas y ecohidrológicas, y la aparición de conflictos por el agua en Costa Rica, así como a través del uso de herramientas isotópicas para el análisis de la dinámica de precipitación y condiciones de evaporación en las aguas superficiales ubicadas en ecosistemas climáticamente frágiles como el Páramo.

1.1.3. LISTA DE PUBLICACIONES

De la presente tesis doctoral se derivan cuatro artículos científicos:

- Esquivel-Hernández, G., Sánchez-Murillo, R., Birkel, C., Good, S.P., Boll, J. (2017). Hydro-climatic and ecohydrological resistance/resilience conditions across tropical biomes of Costa Rica. *Ecohydrology*, doi:10.1002/eco.1860.
- Esquivel-Hernández, G., Sánchez-Murillo, R., Birkel, C., Boll, J. (2018). Climate and water conflicts coevolution from tropical development and hydro-climatic perspectives: a case study of Costa Rica. *Journal of American Association of Water Resources*, 1-20, doi:10.1111/1752-1688.12617
- Esquivel-Hernández, G., Mosquera, G.M., Sánchez-Murillo, R., Quesada-Román, A., Birkel, C., Crespo, P., Célleri, R., Windhorst, D., Breuer, L., Boll, J. [en revisión]. Moisture transport and seasonal variations in the stable isotopic composition of rainfall in Central American and Andean Páramos. *Hydrological Processes*.
- Esquivel-Hernández, G., Sánchez-Murillo, R., Quesada-Román, A., Birkel, C., Boll, J. [en revisión]. Insight into the stable isotopic composition of glacial lakes in a tropical alpine ecosystem: Chirripó, Costa Rica. *Hydrological Processes*.

2. MARCO TEÓRICO.

2.1. CARACTERÍSTICAS CLIMÁTICAS Y GEOGRÁFICAS DE COSTA RICA.

Costa Rica se encuentra en el Istmo Centroamericano (entre 8° y 11° norte de latitud y 82° y 86° oeste de longitud), rodeado por el Mar Caribe al este y el Océano Pacífico al oeste. El territorio de Costa Rica cubre un área de 51 000 km². Administrativamente, el país está dividido en siete provincias principales que están divididas en 81 municipalidades o gobiernos locales, que son la unidad gubernamental más pequeña (Figura A1). En 2015, la población costarricense fue reportada como 4.7 millones de habitantes con una tasa de crecimiento de aproximadamente 72 000 habitantes por año entre 1990 y 2015. La densidad de población promedio del país es de 93 habitantes por km² (PEN, 2015). Una cadena montañosa divide el país en dos regiones climáticas principales, las Vertientes del Pacífico y el Caribe, que se encuentran a sotavento y barlovento, respectivamente, en relación con los vientos alisios del Atlántico Norte, que es el régimen de vientos dominante (Maldonado et al., 2013). Estas regiones climáticas están influenciadas por cuatro procesos regionales de circulación de masas de aire: los vientos alisios del noreste, la migración latitudinal de la Zona de Convergencia Intertropical (ITCZ), las entradas de vientos continentales fríos y la influencia esporádica de los ciclones tropicales (Waylen, 1996). Estos procesos de circulación producen un patrón de circulación bien definido en todo el país. Durante la estación lluviosa (mayo-noviembre), las masas de aire que llegan a Costa Rica se pueden clasificar como vientos continentales, llegando a Costa Rica desde el Océano Pacífico. En la estación seca (diciembre-abril), los vientos alisios traen masas de aire del mar Caribe. La influencia de los patrones de circulación del viento también se observa en el régimen de precipitación, lo que da como resultado dos máximos de lluvia, uno en mayo-junio y otro en septiembre-octubre, interrumpidos por un mínimo relativo entre julio y agosto conocido como Mid-Summer Drought o el Veranillo, que se produce debido a la intensificación de los vientos alisios sobre el Mar Caribe (Magaña et al., 1999). La precipitación anual varía de aproximadamente 1 500 mm en la región noroeste a aproximadamente 7 000 mm en el lado caribeño de la Cordillera de Talamanca. La estacionalidad de la temperatura es baja. Las temperaturas promedio anuales varían desde alrededor de 27°C en las tierras bajas costeras, a 20°C en el Valle Central y por debajo de 10°C en las cumbres de la cordilleras más altas (Sánchez-Murillo et al., 2013).

Los biomas en Costa Rica están influenciados por los regímenes de precipitación, temperatura y evapotranspiración y su ubicación en las Vertientes del Caribe o del Pacífico. Siguiendo la clasificación de zonas de vida desarrollada por Holdridge (1978), la cobertura forestal varía desde bosques secos estacionales en el Pacífico norte, donde los árboles de hojas delgadas de la familia de las leguminosas son comunes, hasta hábitats húmedos y muy húmedos que cambian a bosques perpetuos lluviosos de montaña y nubosos por encima de 1 800 m.s.n.m., donde los árboles son altos y especies como el kapok (*Ceiba pentandra*) y espavé (*Anacardium excelsum*) son comunes. En el bosque montano superior (1 500-2 000 m.s.n.m.), los árboles altos y el dosel denso están muy extendidos, y el roble (género *Quercus*) y el jaúl (*Alnus*) son abundantes (Powell et al., 2000; Condit et al., 2010). Más hacia el este, las selvas tropicales del Caribe muestran una estación seca moderada de 1-2 meses. Existe un gradiente secundario a lo largo de la costa del Pacífico donde la humedad aumenta de norte a sur (Powell et al., 2000). Juntos, la precipitación, la vegetación y la radiación solar, mucha de la cual es difusa debido a la alta nubosidad, producen tasas altas de evapotranspiración anual de más de 1 000 mm (Imbach et al., 2010), con tasas de transpiración que pueden ser responsables de hasta el 60% de este flujo (Rhodes et al., 2006).

2.2. EL CONTEXTO RECIENTE DE LA GESTIÓN DEL RECURSO HÍDRICO EN COSTA RICA.

Para 2014-2015, las extracciones legales estimadas de aguas superficiales y subterráneas para diversos usos fueron aproximadamente 1.66 km³ (CTI-Agua, 2015). Las extracciones de agua para la agricultura representaron el 73% del agua. El 86% de este volumen se usó para riego y el 14% para otros usos no documentados. El consumo humano, la industria y otros servicios representaron el 27% del uso total de agua. En 2013-2014, solo el 16% de las aguas residuales recolectadas en Costa Rica (aproximadamente 51 millones de m³/año) fue sujeto a tratamiento y solo el 9% se sometió a tratamiento mediante procesos secundarios. Entre 2010 y 2014, Costa Rica reportó una capacidad de tratamiento de aguas residuales de aproximadamente 5 000 ton DBO/año (o demanda bioquímica de oxígeno) con una eficiencia de aproximadamente 40% (CTI-Agua, 2015). Más de 20 agencias gubernamentales en Costa Rica se ocupan de la gestión de los recursos hídricos. Bower (2014) proporcionó una descripción de las principales entidades

administrativas y sus mandatos. En la mayoría de los casos, sus jurisdicciones se superponen, y generalmente funcionan sin coordinación (Blomquist et al., 2007). Estas instituciones también administran el intrincado marco regulatorio que rige la conservación del agua y la gestión de los recursos hídricos en Costa Rica. Este marco legal se basa en la Ley General de Aguas, N°276, que fue aprobada en 1942. Entre 1942 y 2015, se ratificaron 275 regulaciones adicionales sobre el agua. Estas regulaciones están relacionadas principalmente con el uso público de los recursos hídricos (60%), y están destinadas a controlar los servicios públicos (65%), la generación de energía (17%) y las actividades agrícolas (5%) (PEN, 2016). Sin embargo, la legislación nacional generalmente se reconoce como inadecuada para las condiciones sociales y económicas actuales del país y su alto grado de desarrollo (Bower, 2014; Lager y Wikström, 2007). Además, se acepta en general que las tareas que están bajo la responsabilidad de la mayoría de las instituciones del gobierno no se pueden realizar de manera efectiva debido a la falta de recursos humanos y financieros suficientes (Segura-Bonilla, 2002). Una de las razones principales es la cantidad relativamente pequeña de financiamiento asignada al mantenimiento de la infraestructura existente o invertida en nueva infraestructura o mejoras, lo que ha llevado a una disminución en la calidad de la infraestructura de agua en todo el país (Blomquist et al., 2007; Bower, 2014).

En Costa Rica, el agua utilizada para el consumo humano está principalmente bajo la responsabilidad del Instituto Costarricense de Acueductos y Alcantarillados (AyA), considerado el principal operador de sistemas de agua potable y aguas residuales a nivel nacional. En provincias como Heredia y Cartago, otros operadores incluyen a la Empresa de Servicios Públicos de Heredia (ESPH S.A.) y a la Junta Administrativa del Servicio Eléctrico Municipal de Cartago (JASEC S.A.). A nivel local, hay pequeñas entidades administrativas, distribuidas en todo el país y especialmente en las zonas rurales; se les llama ASADAS o Asociaciones Administradoras de los Sistemas de Acueductos y Alcantarillados Comunes (Guzmán-Arias y Calvo-Alvarado, 2013). Para operar, las ASADAS deben primero ser avaladas por el AyA, cumplir con las pautas del AyA y la Ley de Asociaciones N°218. Según Astorga (2010), el número de operadores de suministro de agua en Costa Rica es de aproximadamente 2 300, lo que resulta en un alto porcentaje de

acceso a agua potable de calidad adecuada para la población costarricense de un 91.2% (PEN, 2016).

A pesar del excelente acceso al agua en Costa Rica, los problemas de infraestructura amenazan constantemente la calidad del agua utilizada para el consumo. Por ejemplo, solo el 21% de las tuberías que abastecen al 73% de la población tiene monitoreo ocasional de la calidad del agua por el AyA (Bower, 2014; de Albuquerque 2009), a pesar de la regulación de agua potable más reciente de Costa Rica (N° 38924-S, publicado en enero de 2015), que incluye límites máximos para plaguicidas totales, plaguicidas organoclorados, 29 compuestos orgánicos (incluidos los hidrocarburos) y 25 especies inorgánicas que incluyen metales pesados. El agua subterránea en el Valle Central tiene un alto riesgo de contaminación debido al uso excesivo de agroquímicos y el uso incontrolado de tanques sépticos, lo que ha aumentado la cantidad de nitrato presente en algunos acuíferos (Guzmán-Arias y Calvo -Alvarado, 2013; Reynolds-Vargas et al., 2006). En Guanacaste, la presencia natural de compuestos de arsénico en el agua potable por encima de 10 µg/L presenta otro riesgo de contaminación del agua (Mora-Alvarado et al., 2015). En general, el saneamiento de aguas residuales es un problema importante en Costa Rica. La mayoría de las aguas residuales se tratan en la fuente (es decir, hogares, industria y hoteles), ya sea mediante una pequeña planta de tratamiento de aguas residuales o mediante sistemas sépticos (Bower, 2014). Sin embargo, solo aproximadamente 25% de la población está conectada a sistemas de alcantarillado y solo aproximadamente 4% tiene un tratamiento apropiado (Guzmán-Arias y Calvo-Alvarado, 2013). Como resultado, los ríos ubicados en el Valle Central, especialmente aquellos dentro de la cuenca del Río Virilla, están severamente contaminados. El alcance de esta contaminación está afectando además los ecosistemas costeros de agua y litorales en todo el país (García et al., 2006).

2.3. CONDICIONES HIDROCLIMÁTICAS Y ECOHIDROLÓGICAS EN ECOSISTEMAS TROPICALES.

Las condiciones ecohidrológicas tropicales suelen estar bajo la influencia de complejas interacciones tierra-océano-atmósfera que producen ciclos dinámicos de masa y energía, afectados principalmente por la dinámica de la humedad del suelo, la temperatura superficial del mar (SST), la cubierta forestal y la estacionalidad del régimen de lluvias (Alfaro, 2002; Fisher et al., 2009; Wohl et al., 2012). Estas interacciones dan como

resultado variaciones en las precipitaciones y en los regímenes de escorrentía que generan una diferencia notable en los biomas a través de los paisajes (Imbach et al., 2010). La alta biodiversidad de Costa Rica (que comprende aproximadamente 4% de la biodiversidad del mundo; <http://www.inbio.ac.cr/conservacion.html>) está protegida por un exitoso programa de conservación (Sistema Nacional de Áreas de Conservación, www.sinac.go.cr) que incluye diez áreas de protección continentales en todo el país. Este esquema de protección y conservación le permite a Costa Rica preservar aproximadamente el 48% de las áreas boscosas, de las cuales el 43% se encuentran dentro de áreas protegidas como parques nacionales y reservas biológicas (Sánchez-Azofeifa et al., 2002; Sánchez-Azofeifa et al., 2006). Sin embargo, los ecosistemas forestales se están transformando rápida y directamente debido a los cambios en el uso de la tierra provocado por poblaciones y economías en expansión, cambios que también podrían afectar a las tierras ubicadas dentro de las áreas protegidas (Allen et al., 2010). Se espera que los patrones de precipitación se vean severamente afectados por la deforestación en áreas tropicales, lo que podría conducir a una fuerte disminución en la precipitación promedio anual (30% -75%) (Hassler et al., 2008). En consecuencia, la información relacionada con los cambios en las condiciones hidroclimáticas debido a las alteraciones en la cubierta forestal de las áreas de conservación es necesaria para desarrollar planes efectivos de manejo de agua y vida silvestre (De Fries et al., 2010).

Los escenarios futuros relacionados con los cambios en el uso de la tierra indican que es probable que ocurran cambios en la distribución de las zonas de vida de los bosques tropicales como resultado de los cambios climáticos (Enquist, 2002; Feely et al., 2013). Por ejemplo, Karmalkar et al. (2008) demostraron que las zonas de vida de elevación alta mostraron mayor sensibilidad a los cambios de temperatura, mientras que las zonas de menor elevación tienden a ser más sensibles a los cambios en las precipitaciones, lo que ocasionó la disminución o desaparición de especies como Epiphytes y Rubiaceae (Colwell et al., 2008; Enquist, 2002). Sin embargo, las respuestas a estas variaciones climáticas en los biomas tropicales han sido poco estudiadas. Comprender estas respuestas es importante para mejorar el entendimiento del papel que juegan los bosques tropicales en los ciclos globales del agua y el carbono (Allen et al., 2010; Chazdon et al., 2005). De particular interés es la estimación de cambios en las propiedades funcionales ecohidrológicas de las

cuencas, tales como la conectividad hidrológica, la estacionalidad, la memoria y la sincronización, que pueden utilizarse para integrar el paisaje natural con las variaciones espacio-temporales en el rendimiento de agua y la captación de las cuencas (es decir, almacenamiento y descarga de agua, Carey et al., 2001). Dos propiedades funcionales de las cuencas pueden tomarse de la ecología y transformarse en propiedades ecohidrológicas (Tomer y Schilling, 2009): resistencia y resiliencia. La resistencia mide el grado en que la escorrentía se acopla o sincroniza con la precipitación y la resiliencia mide el grado en que una cuenca puede volver a su funcionamiento normal luego de que ha sufrido perturbaciones por eventos diversos, por ejemplo, la sequía, la deforestación o el aumento de la precipitación (Carey et al., 2001; Creed et al., 2014).

Una herramienta útil para cuantificar los cambios hidrológicos a escalas regionales y globales es el marco Budyko, que ha servido como un instrumento para predecir la disponibilidad anual promedio de agua en función de la aridez regional y para estimar los cambios hidroclimáticos inducidos por factores naturales y humanos (Budyko, 1974; Greve et al., 2015a; Tekleab et al., 2011; van der Velde et al., 2013). En este marco, la disponibilidad de agua se estima mediante el índice de evaporación, definido por la relación entre la evapotranspiración real (AET) y la precipitación (P) (es decir, AET/P) y el índice de aridez, definido como la relación de evapotranspiración potencial (PET) a P (es decir, PET/P). Por ejemplo, el marco de Budyko se utilizó recientemente para examinar los efectos de los cambios en el uso de la tierra sobre el rendimiento hídrico, en presencia calentamiento climático en bosques de América del Norte (Creed et al., 2014), para interpretar los balances hídrico en regiones áridas (Du et al., 2015), para analizar la dinámica de la vegetación y las condiciones hidroclimáticas asociadas a escalas espacio-temporales pequeñas (Donohue et al., 2007) y para evaluar las condiciones hidrológicas más allá de la suposición de un estado estacionario en los balances de agua terrestres (Greve et al., 2015b). Tradicionalmente, la alta disponibilidad de datos en las regiones templadas del hemisferio norte ha permitido un análisis robusto de las condiciones hidroclimáticas a escalas regionales. Sin embargo, en las regiones tropicales, las redes de observación climáticas son escasas y están distribuidas de forma desigual (Worqlul et al., 2015), por lo que la escala regional de la distribución de agua es poco conocida todavía. Esta falta de información ha abierto nuevas oportunidades para el uso de estimaciones

satelitales en regiones con observaciones climáticas convencionales limitadas o nulas, sin embargo, y a la vez, los análisis recientes resaltan la necesidad de estimar la exactitud y precisión de estas observaciones usando datos medidos sobre el terreno (Fuka et al., 2013; Misra et al., 2012; Worqlul et al., 2015). Además del clima, los cambios en el uso de la tierra son importantes modificadores de la hidrología de las cuencas hidrográficas; sin embargo, sus efectos relativos son difíciles de separar empíricamente (Findell y Knutson, 2006; Tomer y Schilling, 2009; Zhang et al., 2015). Para ello, el modelo conceptual propuesto por Tomer y Schilling (2009) puede separar los efectos generados en el balance hídrico por cambios climáticos de aquellos relacionados con cambios en el uso de la tierra, utilizando la cantidad de agua y energía disponibles y su distribución para distinguir los impactos relativos del clima y el cambio del uso de la tierra en la hidrología regional (Peña-Arancibia et al. al., 2012; Renner et al., 2012).

2.4. ANÁLISIS DE CONFLICTOS POR EL AGUA EN COSTA RICA.

En general, la ocurrencia de conflictos por el agua está relacionada con relaciones complejas entre diversos factores, que incluyen la variabilidad espacial de diversos parámetros tales como tamaño y crecimiento de la población, formas de gobernanza del agua, variabilidad climática y cambio climático, características geomorfológicas, calidad y cantidad del agua (Ashton, 2002; Wolf et al., 2003). En un contexto climático cambiante, donde es más probable que ocurran períodos de escasez de agua, una creciente dependencia y demanda por el agua podría desencadenar conflictos entre los usuarios del agua a diferentes escalas espaciales y temporales activando conflictos subyacentes y latentes o empeorando el alcance de los conflictos actuales (Funder et al., 2012; Raleigh y Kniveton, 2012; Salehyan, 2008; Yoffe et al., 2004). Biswas (2008) y Kuzdas y Wiek (2014) han promovido además el diseño y la implementación de planes integrados de gestión de los recursos hídricos en las regiones que enfrentan conflictos por el agua, donde la gobernanza tradicional no logra resolver estos desafíos relacionados con el agua.

En América Central, se espera que la intensificación de los cambios en el clima regional afecte la dinámica local del ciclo del agua. Tales cambios a corto plazo afectarán los patrones estacionales de precipitación y evaporación, aumentarán la probabilidad de eventos hidrometeorológicos extremos (es decir, inundaciones y sequías) y producirán

estrés social a escala local y regional (Arnell, 2004; Oki y Kanae, 2006; Stahl, 2005). Por ejemplo, a principios de 2016, la sequía y las precipitaciones excesivas afectaron a más de 60 millones de personas en todo el mundo, incluida Centroamérica (Hallegatte et al., 2017). En 2012, las Naciones Unidas clasificaron a Centroamérica como una región hídricamente estresada por razones económicas debido a que carece de la infraestructura necesaria para suministrar agua y saneamiento de manera eficiente (WWAP, 2012). Actualmente, Costa Rica recibe precipitaciones abundantes (aproximadamente 3 300 mm/año en promedio, Sánchez-Murillo y Birkel, 2016), y por lo tanto puede considerarse una nación con una gran cantidad de recursos hídricos. Los impedimentos sociales, económicos, legales y políticos, sin embargo, han creado un desafío significativo para el uso eficiente de sus recursos hídricos. Por ejemplo, estos obstáculos han ocasionado problemas de contaminación crónicos que afectan a las fuentes de aguas superficiales y subterráneas en la región central del país, provocados por el uso excesivo de fertilizantes, el uso incontrolado de tanques sépticos y la infraestructura deficiente de saneamiento (Bower, 2014; Guzmán-Arias y Calvo-Alvarado, 2013).

En este sentido, también hay una falta de información sobre la presencia local y nacional de conflictos por el agua en Costa Rica. Ramírez-Cover (2008) informó sobre los problemas socioambientales que están relacionados con los recursos hídricos en el Pacífico Norte de Costa Rica. Sin embargo, este trabajo se centró en la relación entre los conflictos relacionados con el agua y las características del estilo de desarrollo del modelo económico. Alpízar-Rodríguez (2012) informó sobre la democracia ecológica y los conflictos por el agua, centrándose en la participación política durante un período prolongado (1821-2010). Trabajos recientes de Kuzdas y Wiek (2014) y Kuzdas et al. (2014, 2016a,b) exploraron en Guanacaste la implementación de escenarios que describen estrategias de gobernanza alternativas para apoyar cambios positivos en regiones que experimentan problemas persistentes de agua. Hasta la fecha, la literatura disponible permite concluir que no se ha realizado un análisis detallado de la vinculación de la distribución espacial y temporal de los conflictos por el agua y la variabilidad climática en Costa Rica. En consecuencia, una tarea importante es recopilar y sistematizar información sobre el impacto de la variabilidad climática sobre los recursos hídricos locales y la respuesta social relacionada a estos

cambios, que pueden usar los gobiernos locales en la planificación de sus estrategias de gestión de los recursos hídricos.

2.5. ANÁLISIS DE ISOTÓPOS ESTABLES EN PRECIPITACIÓN Y AGUAS SUPERFICIALES.

El uso de isótopos estables de agua ($\delta^2\text{H}$ y $\delta^{18}\text{O}$) se ha convertido en una herramienta valiosa en estudios hidrológicos para la comprensión de la variabilidad del clima y la reconstrucción paleoclimática (Araguás-Araguás, 2000; Mayr et al. 2007; Windhorst et al. 2013). Los modelos originales para todos los cálculos de balance de agua con isótopos estables fueron establecidos por Craig (1961) y Dansgaard (1964). En resumen, las relaciones medidas de los isótopos de hidrógeno y oxígeno estables en muestras de agua ($^2\text{H}/^1\text{H}$ y $^{18}\text{O}/^{16}\text{O}$, respectivamente) se expresan como partes por mil (‰) de su desviación con respecto a un patrón internacional, la V-SMOW, o el estándar promedio de agua de mar de Viena. Estos valores de desviación se llaman deltas, $\delta^2\text{H}$ o $\delta^{18}\text{O}$, respectivamente, y se definen por la siguiente expresión:

$$\delta = \left[\left(\frac{R_{\text{muestra}}}{R_{\text{estandar}}} \right) - 1 \right] * 1000 \quad (1)$$

En esta expresión R_{muestra} y R_{estandar} son los cocientes de isótopos de $^2\text{H}/^1\text{H}$ y $^{18}\text{O}/^{16}\text{O}$ de la muestra y el estándar, respectivamente.

Varias autores han hecho énfasis sobre la utilidad que el análisis de la composición isotópica de la precipitación tiene fundamentalmente para la comprensión de los controles ambientales sobre la precipitación local (Breitenbach et al., 2010; Risi et al., 2008; Windhorst et al., 2013). En general, el transporte del vapor de agua y los procesos de formación de precipitación que las masas de aire experimentan a lo largo de su camino desde el origen hasta el sitio en el que se da la precipitación le imparten una composición isotópica característica a la lluvia local. El $\delta^2\text{H}$ y $\delta^{18}\text{O}$ han proporcionado información valiosa en estudios hidrometeorológicos, lo que ayuda a comprender las condiciones atmosféricas locales a diferentes escalas de tiempo (por ejemplo, Araguás-Araguás et al., 2000; Lachniet et al., 2007; Mayr et al., 2007; Sánchez-Murillo et al., 2016b; Windhorst et al., 2013). Los datos isotópicos usan la relación global entre $\delta^2\text{H}$ y $\delta^{18}\text{O}$ en aguas meteóricas naturales, la línea meteórica global del agua (GMWL, Craig, 1961) como una

referencia para determinar los procesos en desequilibrio que afectan la precipitación local. Además, el exceso de deuterio (en lo sucesivo denominado *d*-exceso, Dansgaard, 1964) permite la investigación de los procesos de reciclaje de humedad (por ejemplo, entrada de agua re- evaporada) que afectan a la composición isotópica parental de la precipitación (Frankenberg et al., 2013; Good et al., 2015; Jasechko et al., 2013; Pfahl y Sodemann, 2014). Por ejemplo, el *d*-exceso ha ayudado a identificar la variabilidad interanual de la lluvia debido a cambios en las condiciones oceanográficas en el Océano Pacífico, como por ejemplo la Oscilación Sur de El Niño (ENSO) (Conroy et al., 2013; Ichiyanagi y Yamanaka, 2005; Sánchez-Murillo et al., 2016b; Welker, 2012; Yoshimura et al., 2008).

Por otro lado, los modelos de transporte lagrangiano han demostrado ser útiles para identificar las vías de transporte de vapor de agua y los procesos de formación de precipitación. Los modelos lagrangianos, como el modelo de trayectoria Hybrid Single Particle Lagrangian Integrated (HYSPLIT), ofrecen un análisis de la trayectoria de una masa de aire, y ha sido particularmente útil para diagnosticar los cambios netos en la humedad específica a lo largo de las trayectorias de las masas de aire (Stein et al., 2015). El modelo HYSPLIT se ha aplicado con éxito en estudios destinados a identificar el transporte de humedad hacia diferentes regiones (por ejemplo, Aravena et al., 1999; Bershaw et al., 2012; Corrales et al., 2016; Drumond et al., 2014; Sánchez et al. al., 2016a, b; Windhorst et al., 2013; Yang et al., 2012) Aunque el análisis de trayectorias de masas de aire puede usarse para estimar el origen de las masas de aire, no proporciona información sobre los procesos de generación de lluvia. En las regiones tropicales, por ejemplo, la precipitación es fundamentalmente de dos tipos: estratiforme de baja intensidad y convectiva de gran intensidad y espacialmente limitada, debido a las diferencias en los movimientos verticales del aire y los procesos microfísicos que rigen la formación de la lluvia (Aggarwal et al., 2016)) Más recientemente, también se encontró una correlación negativa entre la composición isotópica de la precipitación y la intensidad de la convección en las regiones tropicales ubicadas entre 20°N y 20°S (Tharammal et al., 2017). Además, las nubes orográficas, generadas por la elevación de las masas de aire locales por los vientos alisios o los efectos térmicos locales, pueden convertirse también en fuentes importantes de humedad en las regiones montañosas tropicales (Rhodes et al., 2006; Otte et al., 2017). Un hallazgo importante relacionado con los diferentes tipos de precipitación es la diferencia

que existe en su composición isotópica en relación a la proporción de cada tipo lluvia (por ejemplo, se han encontrado valores más empobrecidos en la precipitación formada a partir de altas proporciones estratiformes, Aggarwal et al., 2016; Tharammal et al., 2017).

También se encontró que la lluvia formada a partir de nubes orográficas se caracterizan por valores $\delta^2\text{H}$ y $\delta^{18}\text{O}$ más enriquecidos y con valores mayores de *d*-exceso que la precipitación que se forma a partir de sistemas de convección o sistemas frontales, ya que la precipitación orográfica representa una etapa de condensación temprana y se forma a temperaturas cercanas a la de la superficie terrestre y puede interactuar fuertemente con la vegetación subyacente (Rhodes et al., 2006; Scholl y Murphy, 2014). Por lo tanto, la composición isotópica de la precipitación se puede utilizar para investigar cómo los procesos de generación de lluvia y las rutas de transporte preferenciales de la humedad afectan las variaciones isotópicas en las regiones de elevación alta, como el Páramo.

Los isótopos estables del agua son también una herramienta valiosa en estudios de aguas superficiales, ya que pueden contribuir a evaluar el estado hidrológico regional de cuerpos de agua como los lagos, en diferentes escenarios climáticos y construir los balances hídricos correspondientes (Gat, 1996; Gibson et al., 1993; Gibson y Edwards, 2002; Gibson y Reid, 2014; Mayr et al., 2007). En general, el cálculo del balance hídrico de un lago requiere conocer la composición isotópica de las entradas (es decir, agua subterránea, precipitación directa, flujos de escorrentía) y de las salidas (es decir, pérdidas de agua subterráneas, evaporación, flujos de salida), pero también deben tener en cuenta la influencia de las condiciones atmosféricas y la estacionalidad (Cui et al., 2017; Dincer, 1968; Gibson et al., 2016a; Gonfiantini, 1986; Jonsson et al., 2009). Un parámetro clave para evaluar el balance hídrico de un lago es la evaporación como fracción de la entrada de agua al lago (*E/I*), que puede calcularse utilizando isótopos estables y un modelo de fraccionamiento isotópico asociado a la evaporación (Gibson et al., 2016a; Jasechko et al., 2014; Kang et al., 2017). Las relaciones *E/I* obtenidas a partir de estas determinaciones de balance de masa isotópico pueden combinarse con datos de precipitación o hidrométricos para hacer estimaciones volumétricas de las pérdidas por vapor de agua en una cuenca o de un cuerpo de agua superficial (Sacks et al., 2014; Skrzypek et al., 2015).

En regiones de latitud baja, como los trópicos, las condiciones de evaporación de referencia se consideran no estacionales (es decir, la evaporación ocurre constantemente a

lo largo del año), caracterizadas por la entrada de precipitación que está en equilibrio isotópico con el vapor local. En este caso, la humedad no afecta significativamente la pendiente de la línea de evaporación local (LEL) pero tiende a limitar el desplazamiento de la línea de agua meteórica local a lo largo de la LEL (Cui et al., 2017; Gibson et al., 2016a). Por lo tanto, la comparación de la composición isotópica del agua de un lago con la línea de agua meteórica local de la región de estudio (LMWL) puede proporcionar información útil sobre el entorno hidrológico del lago y los cambios estacionales en el balance hídrico (Biggs et al., 2015; Gibson et al., 2016a; Jasechko et al., 2014). Las aguas del lago que tienen una LEL similar a la LMWL son isotópicamente iguales a la precipitación para esa región, mientras que las aguas del lago que tiene una LEL con una pendiente menor y por debajo de la LMWL se han evaporado, lo que significa que la composición isotópica del agua residual del lago se está volviendo progresivamente más enriquecida (Jonsson et al., 2009; Wu et al., 2017). La importancia de la evaporación en los lagos también se puede inferir utilizando parámetros secundarios calculados a partir de la composición isotópica como el *d*-exceso (Dansgaard, 1964). El *d*-exceso puede proporcionar información sobre la estacionalidad de la precipitación y las fuentes predominantes de humedad en la precipitación, las corrientes de agua y las aguas subterráneas en la cuenca de un lago (Biggs et al., 2015; Froehlich et al., 2008; Mayr et al., 2007). Recientemente, se utilizó otro parámetro secundario calculado a partir de la composición isotópica denominado exceso de línea condicionado (en lo sucesivo lc-excess, Landwehr y Coplen, 2006) con el fin de mejorar la comprensión de la evaporación dentro de una cuenca, en función de las desviaciones $\delta^2\text{H}$ y $\delta^{18}\text{O}$ de las aguas superficiales con respecto a la composición isotópica inicial de la precipitación (Sprenger et al., 2017).

Finalmente, en Centroamérica los accidentes geográficos producto de la glaciación ocurrida en este puente terrestre en el pasado han merecido especial atención y se han estudiado para acceder a registros de largo plazo de variaciones climáticas (Hastenrath, 2009; Lachniet y Vázquez-Selem, 2005; Orvis y Horn, 2000). Los registros sedimentarios lacustres preservados en los lagos ubicados en las zonas altas de Centroamérica (por ejemplo el Parque Nacional Chirripó ubicado en la Cordillera Talamanca de Costa Rica) fueron analizados utilizando isótopos estables de carbono e hidrógeno para desarrollar registros paleoclimáticos y de paleovegetación, que ayudaron a evidenciar cambios climáticos y de

vegetación durante el Pleistoceno tardío y cambios en la dinámica de la ITCZ a escala milenaria en la región circumcaribeña en el transcurso del Holoceno (Lane et al., 2011; Lane y Horn, 2013). En el Parque Nacional Chirripó, la erosión y la deposición glacial produjeron una concentración única de lagos glaciares que no se puede encontrar entre Colorado (EE.UU.) y Venezuela (Horn et al., 2005; Horn, 2017; Kappelle, 2015). En general, la investigación en los lagos costarricenses hasta ahora se ha restringido a morfometría básica y limnología (Göcke et al., 1981, Haberyan et al., 2003; Horn et al., 2005; Jones et al., 1993; Löffler, 1972). Por lo tanto, los lagos glaciares de Chirripó ofrecen un escenario único para utilizar el enfoque de isótopos estables para caracterizar no solo sus condiciones hidrológicas actuales (por ejemplo, las pérdidas por evaporación), sino también para proporcionar datos valiosos para la reconstrucción de las condiciones hidrológicas pasadas.

3. METODOLOGÍA

3.1. Distribución espacial de las condiciones hidroclimáticas y ecohidrológicas.

3.1.1. Fuentes de datos climáticos

Para el análisis de las condiciones ecohidrológicas se utilizó dos conjuntos de datos. En primer lugar, la precipitación (P) y la evapotranspiración potencial (PET) se tomaron del Climate Forecast System Reanalysis (CFSR) calculado por el Centro Nacional de Predicción Ambiental de los Estados Unidos (NCEP) para el periodo de 1979-2013 (Saha et al., 2010). Los datos diarios de CFSR (P, velocidad del viento, humedad relativa y radiación solar) se obtuvieron del sitio web de la Universidad de Texas A&M (<http://globalweather.tamu.edu>). Para Costa Rica, el conjunto de datos de CFSR consiste en una colección de 46 datos o sitios estimados de reanálisis (en lo sucesivo, sitios) distribuidos en cinco regiones climáticas, con una resolución espacial de aproximadamente 38 km (Figura 2 y Cuadro 1). El segundo conjunto de datos utilizado fue el LandFlux-EVAL, que consiste en valores de evapotranspiración real (AET) (Mueller et al., 2013), y que está disponible para el período 1989-2005 y está interpolado a un tamaño de cuadrícula unificado de 1°. Este conjunto de datos se utilizó para estimar la AET en Costa Rica. La cobertura espacial de los datos de LandFlux-EVAL AET incluye 31 sitios de los 46 sitios de CFSR calculados por el reanálisis climático. Del conjunto de datos CFSR, se seleccionaron entonces 31 sitios para el análisis de las condiciones ecohidrológicas en el período de tiempo 1989-2005. Este período de tiempo se seleccionó en función de la disponibilidad de registros anuales de P, PET y AET durante un mínimo de 15 años. Los sitios fueron separados en las siguientes regiones y se etiquetaron consecutivamente en función de su ubicación en la Vertiente del Pacífico (P) o en la Vertiente del Caribe (C): región del Pacífico Norte, PN, (P2, P3, P5, P7 y P8), costa pacífica (P9 y P20), llanuras del Caribe, CL, (C3, C4, C5, C6, C8, C9, C10, C11, C13, C14 y C17) y las regiones montañosas del Caribe y el Pacífico, respectivamente (C2, C7, C12, C15, C16, C18, C19, P6, P10, P11, P19, P21 y P25).

Por lo general, se entiende que la evapotranspiración potencial se refiere a la tasa máxima de evaporación de una gran área cubierta de manera completa y uniforme por vegetación con una cantidad de humedad adecuada en todo momento (Brutsaert, 2005). Brutsaert (2015) sugirió que la PET se puede calcular utilizando la ecuación de Priestley y

Taylor (Priestley y Taylor, 1972), que no incluye la velocidad del viento y los efectos de la presión de vapor. Se usó esta ecuación durante el período 1989-2005, la cual se describe como:

$$PET = \alpha_e \frac{\Delta}{\Delta + \gamma} Q_{ne} \quad (2)$$

donde PET es la tasa de evapotranspiración potencial (mm/día), α_e es una constante (1.26), Q_{ne} es la radiación solar neta (J/m^2 día), Δ es de la pendiente de la curva de vapor de saturación, y γ es la constante psicrométrica.

Se realizó una evaluación de los datos de precipitaciones P, AET y PET utilizando registros de datos observados para P y temperatura por el Instituto Nacional de Meteorología de Costa Rica (IMN) (<https://www.imn.ac.cr>) y los registros del espectroradiómetro de imágenes de resolución moderada para PET y AET (Moderate Resolution Imaging Spectroradiometer, MODIS, 2014). En la Figura 1 se muestran los sitios de CFSR seleccionados para esta evaluación, los cuales se clasificaron como: §: sitios CFSR evaluados utilizando datos *in situ* de P, PET y AET, †: sitios de CFSR evaluados utilizando datos *in situ* de P y PET, y ‡: sitios CFSR evaluados utilizando datos de AET *in situ*. También se dividieron según la clasificación climática Köppen-Geiger (Kottek et al., 2006) descrita el Cuadro 1. En el Cuadro A1 se muestra un resumen de los resultados obtenidos. Solamente se corrigieron los datos de precipitación CFSR de acuerdo a la metodología explicada en el Cuadro A1.

3.1.2. Análisis hidroclimático y ecohidrológico.

Los sitios de CFSR ubicados en las Vertiente del Caribe y del Pacífico se clasificaron de acuerdo con la distribución anual de P en AET y Q utilizando el marco de Budyko. El índice de aridez promedio anual (Φ), definido como la relación de PET entre P, y el índice de evaporación promedio, calculado como la relación de AET entre P, se graficaron dentro de las condiciones límites de Budyko y se compararon con la curva de Budyko original (ecuación 3) para el período 1989-2005:

$$\frac{AET}{P} = \left[\phi \tanh\left(\frac{1}{\phi}\right) (1 - \exp^{-\phi}) \right]^{0.5} \quad (3)$$

El marco teórico de equilibrio agua-energía desarrollado por Tomer y Schilling (2009) se utilizó para evaluar si la energía y el agua disponibles y no utilizadas estaban relacionadas con el clima y/o el uso de la tierra. Se asumió que, a largo plazo, la AET de la cuenca está principalmente limitada por el suministro de agua (P) y el suministro de energía (PET), que en conjunto, determinan un estado hidrológico de referencia (Renner et al., 2012). Por lo tanto, se puede suponer que los cambios observados en las condiciones hidrológicas a largo plazo son causados por el cambio climático o por cambios en las condiciones de la cuenca, como el uso de la tierra y la cubierta forestal (Tomer y Schilling, 2009). La energía disponible no utilizada (U o exceso de energía) y el agua (W o exceso de agua) se calcularon en cada sitio, respectivamente, de la siguiente manera:

$$U = 1 - \frac{AET}{PET} \quad (4)$$

$$W = 1 - \frac{AET}{P} = \frac{Q}{P} \quad (5)$$

Para separar los efectos del cambio climático y de la cobertura terrestre en cada sitio, la magnitud del cambio en U (ΔU) y W (ΔW) se calculó para 1989 -2005 siguiendo la metodología descrita por Cai et al. (2016), Renner et al. (2012) y Tomer y Schilling (2009) de la siguiente forma:

$$\Delta U = - \sum_{i=1989}^{2005} (U_{i+1} - U_i) \quad (6)$$

$$\Delta W = - \sum_{i=1989}^{2005} (W_{i+1} - W_i) \quad (7)$$

donde $U_{i+1} - U_i$ son las desviaciones anuales en U, y $W_{i+1} - W_i$ las desviaciones anuales en W, cada una calculada y sumada para el mismo período de tiempo, respectivamente. Aquí, también se incluyó la hipótesis de impacto del cambio climático, relevante para la sensibilidad de AET y la escorrentía a los cambios en P y PET, donde $\Delta U = -\Delta W$ (Renner y Bernhofer, 2012; Renner et al., 2012). Además, se asumió que los balances de masa a largo plazo cerraron (es decir, sin cambios netos en el agua almacenada

en la cuenca) y, por lo tanto, los datos de entrada representan valores promedio que incluyen las variaciones estacionales y de corto plazo en la disponibilidad de agua y PET (Freund y Kirchner, 2016). Por lo tanto, las magnitudes de cambio pueden usarse para identificar variaciones en la relación P/PET que, a su vez, pueden estar relacionadas con cambios climáticos a escala regional o para identificar si hay alteraciones en el clima y la vegetación que provocan efectos ecohidrológicos de magnitud similar (Peña-Arancibia et al., 2012; Renner et al., 2012; Tomer y Schilling, 2009). Además, se utilizó una prueba *t* de una muestra para evaluar si los cambios relativos en W y U eran significativamente diferentes al cambio promedio anual calculado para cada sitio de CFSR ($\alpha=0.05$) (Renner y Bernhofer, 2012).

El análisis de las condiciones hidroclimáticas se realizó introduciendo dos conceptos adicionales: la resistencia y la resiliencia hidrológica (Carey et al., 2001; Creed et al., 2014). La resistencia hidrológica es una medida de la sincronización en la distribución de P en Q en una cuenca (Creed et al., 2014). La resiliencia es una medida de la elasticidad hidrológica (es decir, el grado en que una cuenca puede regresar a su funcionamiento normal después de perturbaciones hidroclimáticas) (Carey et al., 2001; Creed et al., 2014). La resistencia y la elasticidad se calcularon utilizando la desviación estándar (σ) en U y W en el período 1989-2005 de la siguiente manera:

$$\sigma_U = \sqrt{\frac{1}{n-1} \sum_{i=1}^n (U_i - \bar{U})^2} \quad (8)$$

$$\sigma_W = \sqrt{\frac{1}{n-1} \sum_{i=1}^n (W_i - \bar{W})^2} \quad (9)$$

donde \bar{U} y \bar{W} son los valores promedio de U y W durante el período 1989-2015. La resistencia hidrológica se estimó utilizando la desviación estándar de la relación de Q a P (o W) en el período de tiempo estudiado. Una desviación relativamente pequeña en el índice de aridez o la relación de PET entre P en sitios con alta resiliencia no da lugar a un cambio significativo en el uso del agua de la cuenca (es decir, una desviación significativa en la

relación Q entre P). La magnitud relativa de ambas desviaciones (es decir, la relación σ_U entre σ_W) se utilizó para clasificar una cuenca según su resiliencia.

3.2. Análisis espacial y temporal de conflictos por el agua

3.2.1. Fuentes de información sobre conflictos por el agua.

La información para el análisis de conflictos por el agua se obtuvo de agencias gubernamentales y archivos de prensa (es decir, periódicos) para el período 2005-2015. Se incluyeron dos instituciones en el análisis: el Tribunal Ambiental Administrativo (TAA), que tiene la tarea exclusiva de investigar presuntas violaciones de la legislación ambiental, y la Sala Constitucional de Costa Rica, también conocido como Sala IV, que supervisa la protección de los derechos fundamentales especificados en la Constitución Política de Costa Rica. Se accedió a la información existente en la Sala IV utilizando un sistema de información en línea (<https://www.poder-judicial.go.cr/salaconstitucional>) mientras que el Centro de Documentación e Información para las Ciencias Sociales (CIDCSO) de la Universidad Nacional de Costa Rica se utilizó para acceder a los registros del TAA (<http://www.cidcsou.una.ac.cr/tribunal>). Desde 2013, el Ministerio de Medio Ambiente y Energía (MINAE), que se encarga de la gestión, protección y monitoreo de los recursos hídricos públicos, administra el Sistema Integrado de Procesamiento para Demandas Ambientales (SITADA). SITADA es un sitio web oficial (<http://www.minae.go.cr/denuncias-publico>), donde las quejas ambientales pueden ser presentadas por los residentes del país. Se espera que esta plataforma en línea permita una mejor definición de los problemas ambientales y mejore la revisión y el procesamiento de la información reportada por los residentes. Debe facilitar la interacción entre los residentes y las agencias u oficinas gubernamentales. Los residentes pueden decidir mantener su identidad como pública o confidencial. Sin embargo, cada registro debe ingresarse junto con la información personal completa (es decir, nombre completo, número de identificación, número de teléfono, dirección y correo electrónico). En este estudio, se utilizó solamente los registros disponibles en Sala IV y TAA porque proporcionaron una mejor descripción de los conflictos durante el período de tiempo seleccionado.

La información de los archivos de prensa se obtuvo de un periódico nacional en Costa Rica (<http://www.nacion.com>). Como lo demostró De Stefano et al. (2010), el análisis de

eventos relacionados con el agua reportados en las noticias ofrece documentación útil sobre el nivel de cooperación/conflicto en torno a los recursos hídricos y puede usarse como un indicador de las relaciones entre los actores que comparten el agua. La información relacionada con los indicadores demográficos y sociales en Costa Rica fue recopilada del Programa Estado de la Nación (<http://www.estadonacion.or.cr>), un programa de investigación sobre desarrollo humano sostenible que pertenece al Consejo Nacional de Rectores (CONARE) formado por las cinco universidades públicas de Costa Rica. El análisis de variabilidad climática se basó en la precipitación mensual y en los registros mensuales de anomalías de temperatura superficial del mar (SST). Los datos de precipitación se obtuvieron de la base de datos del IMN (<http://www.imn.ac.cr>). Los valores de anomalías de SST fueron reportados por la Administración Nacional Oceánica y Atmosférica (NOAA) para el Océano Pacífico Tropical Oriental o El Niño 3.4 (<http://www.cpc.ncep.noaa.gov/data/indices/sstoi.indices>). También se incluyó información relacionada con la incidencia de eventos hidrometeorológicos (HME), a saber, inundaciones, sequías, deslizamientos de tierra, tormentas eléctricas y avalanchas registradas entre 2005 y 2015. Se accedió a esta información utilizando el Sistema de Inventario de Efectos de Desastres (<https://www.desinventar.org>).

3.2.2. Procesamiento de la información sobre conflictos por el agua.

Se utilizó la integración de datos en el análisis de conflictos por el agua para ilustrar y validar de forma cruzada la información relacionada con la ocurrencia de estos conflictos (Fielding, 2012). La información recopilada del gobierno y de la prensa se combinó para crear una base de datos de conflictos por el agua. Primero, cada conflicto fue georeferenciado y asignado a la municipalidad correspondiente. Segundo, cada conflicto por el agua reportado se clasificó en un tipo particular utilizando el conjunto de términos incluido en el catálogo de la Sala IV y el TAA, a saber: agricultura, accidentes químicos, construcciones, daños a aguas subterráneas, energía hidroeléctrica, actividades industriales, riego, actividades ganaderas, minería, daños en áreas protegidas, aguas negras, silvicultura, desechos sólidos, conflictos transfronterizos, aguas residuales, infraestructura hídrica y extracción de agua. Este enfoque es similar al utilizado por Rivera et al. (2016) y Torre et al. (2014) para analizar conflictos usando información de la prensa y archivos legales, respectivamente. Tercero, los conflictos relacionados con el agua también se clasificaron en

las siguientes causas: sequía, inundación, contaminación de agua subterráneas, daños en áreas de recarga de agua subterránea, extracción ilegal, contaminación costera, navegación, invasión de áreas protegidas (es decir, transgresión de los límites de las áreas protegidas para explotar recursos hídricos), daños físicos en la infraestructura, escasez de agua, derrames de aguas residuales, contaminación de aguas superficiales y causas no identificadas. Estas causas se identificaron luego de revisar la descripción de la naturaleza de cada conflicto y de las partes involucradas incluida en los archivos públicos o proporcionados por la prensa. El Cuadro 2 enumera los criterios utilizados para asignar cada conflicto por el agua a un tipo o causa, aunque para algunos conflictos no fue posible identificar una causa subyacente. Se decidió asignar cada conflicto a un solo tipo o causa porque en la mayoría de los registros disponibles la información provista no era lo suficientemente detallada como para expandir el análisis a múltiples tipos o causas. Tampoco fue posible combinar los conflictos reportados por el gobierno y la prensa, por lo que se analizaron los conflictos reportados por estas fuentes por separado.

Se realizó un análisis de distribución espacial utilizando la base de datos denominada: “Atlas of Costa Rica 2008” (ITEC, 2008). Este análisis se realizó mediante la construcción de una distribución espacial de los datos sobre conflictos por el agua en el territorio costarricense con el fin de identificar la intensidad de la ocurrencia de los mismos (es decir, el número de conflictos por municipalidad) entre 2005 y 2015 (Customero et al., 2017; Ide, 2017). Este análisis espacial también se aplicó para contrastar la disponibilidad de agua dentro de los límites de las municipalidades de Costa Rica, la incidencia de eventos hidrometeorológicos y la ocurrencia de conflictos por el agua. Se utilizó la escorrentía anual promedio estimada para cada municipalidad de Costa Rica (Sánchez-Murillo y Birkel, 2016) como un indicador de la disponibilidad de agua. Los valores promedio de escorrentía se calcularon en ArcGIS 10.4 (ESRI, EE. UU.) utilizando la herramienta de nearest neighbor y la información rasterizada a una resolución de cuadrícula de 100 m² (Sánchez-Murillo y Birkel, 2016).

3.2.3. Conflictos por el agua: análisis estadístico

El análisis estadístico se llevó a cabo utilizando datos estimados para cada municipalidad con conflictos por el agua reportados en el período de estudio. Los conflictos

por el agua que afectaron a más de una municipalidad fueron asignados a cada municipalidad involucrada en el conflicto. Los tipos y las causas de los conflictos se clasificaron según el porcentaje de contribución al total y se ordenaron de mayor a menor porcentaje. Los tipos y las causas con los mayores porcentajes se sumaron hasta que se alcanzó una contribución del 75% o más al total y luego se agruparon en la categoría de "tipo principal" o "causa principal".

Primero se aplicó un análisis bivariado usando la cantidad de conflictos como variable de respuesta. Se realizó un análisis exploratorio de correlación Spearman-rank ($p=0.05$) utilizando los tipos y causas de los conflictos identificados en cada municipalidad, las condiciones sociales y demográficas, la incidencia de eventos hidrometeorológicos y la disponibilidad de agua como variables independientes o explicativas. Las condiciones sociales y demográficas incluyeron las siguientes variables: población total, densidad de población, índice de desarrollo humano (IDH), índice de bienestar material (IBM) e índice de pobreza humana (IPH). El IDH se calculó como el promedio geométrico de los siguientes índices normalizados: esperanza de vida al nacer, años promedio de escolaridad, años esperados de escolaridad y el ingreso neto bruto (INB) per cápita. Los valores IDH están en el rango de 0 a 1, con valores bajos asociados con desarrollo humano bajo y valores altos con desarrollo humano alto. El IBM se calculó utilizando el consumo de electricidad residencial per cápita ajustado al período de tiempo 2001-2004 (Shakelford et al., 2016). Los valores de IBM están en el rango de 0 a 1, con valores bajos asociados con bienestar material bajo y altos valores con bienestar material alto. El IPH se calculó combinando cuatro índices: la probabilidad al nacer de no sobrevivir los 60 años, el porcentaje de adultos que carecen de alfabetización funcional, el porcentaje de población por debajo del umbral de pobreza y la tasa de desempleo a largo plazo. Este índice se expresa como un porcentaje de la población que vive en condiciones de pobreza, con valores bajos asociados con condiciones de pobreza baja y valores altos con condiciones de pobreza alta. Los eventos hidrometeorológicos y la disponibilidad de agua se incluyeron en el análisis como la suma de los eventos hidrometeorológicos y la escorrentía promedio en cada municipalidad.

Se usó un análisis de correlación lineal simple para estimar la posible influencia de la variabilidad climática (por ejemplo, variabilidad en la precipitación o anomalías de SST en

El Niño 3.4) sobre la incidencia de eventos hidrometeorológicos y conflictos por el agua en el Gran Área Metropolitana (GAM) del Valle Central. Esta región fue seleccionada por su importancia demográfica y económica en Costa Rica. Se utilizó un análisis de varianza (ANOVA) para contrastar la variación temporal (es decir, cambios anuales) de los principales tipos, causas y clases de eventos hidrometeorológicos con los cambios observados en El Niño 3.4 (un predictor confiable de años “muy lluviosos” y “muy secos” en Costa Rica) y las anomalías de precipitación en el Valle Central (Alfaro, 2002; Saénz y Durán-Quesada, 2015). También se utilizó la prueba Q de Dixon ($p=0.05$) para identificar si algunos tipos o causas de conflictos fueron significativamente mayores en algunas municipalidades o algunos años.

Finalmente, se aplicó un análisis multivariado basado en el análisis de clúster o conglomerados jerárquico. El análisis de conglomerados se aplicó para establecer la relación entre los tipos y las causas más importantes de los conflictos por el agua (variables explicativas). Se utilizó el método de vinculación completo (complete linkage) y la distancia euclidiana entre variables para construir los grupos (Lance y Williams, 1967) utilizando el software Minitab 17. El número de conglomerados se determinó utilizando un nivel de similitud mínimo del 68%, que es equivalente a un 68% de probabilidad (1σ). También se desarrolló un modelo de regresión lineal múltiple (MLR) utilizando las condiciones sociales y demográficas, y la cantidad de eventos hidrometeorológicos para identificar los principales factores que influyen la aparición de los conflictos por el agua en el país. Los resultados del análisis de correlación utilizando el número de conflictos, las condiciones sociales y demográficas, y el número de eventos hidrometeorológicos por municipalidad se utilizaron para identificar posibles problemas de colinealidad entre las variables independientes y los resultados se reportaron como una matriz de correlación. El método de regresión paso a paso de selección directa (forward stepwise) se seleccionó para incorporar los factores en el modelo, usando el coeficiente de determinación ajustado (adj. r^2) como un criterio de selección de variables.

3.3. Caracterización espacial y temporal de la composición isotópica de la precipitación y las aguas superficiales en el Parque Nacional Chirripó.

3.3.1. Descripción del área de estudio.

En las montañas de Chirripó se pueden encontrar aproximadamente 30 lagos de origen glaciar, ubicados en el Parque Nacional Chirripó (en adelante Chirripó), un área protegida con una extensión de aproximadamente 104 km², perteneciente al Área de Conservación La Amistad-Pacífico (ACLA-P). Tres sistemas principales de lagos se pueden encontrar en las tierras altas de Chirripó: los Lagos de las Morrenas, los Lagos de Chirripó y el Lago Ditkevi (Figura 3). Los Lagos de las Morrenas están ubicados en la Vertiente del Caribe de Chirripó, en el llamado Valle de las Morrenas, uno de los tres valles glaciares que se encuentran alrededor del Cerro Chirripó; la elevación más alta en Costa Rica (3 820 m.s.n.m.). Este sistema lacustre está formado por cinco lagos principales (elevación promedio: 3 490 m.s.n.m.) que están interconectados y drenan hacia el Caribe como cabeceras del Río Chirripó-Atlántico. Los Lagos del Chirripó están situados en la Vertiente del Pacífico, en el llamado Valle de los Lagos. Este sistema lacustre está formado por tres lagos glaciares interconectados (elevación promedio: 3 520 m.s.n.m.) que son también las cabeceras del Río Chirripó-Pacífico. Situado en la Vertiente del Caribe de Chirripó (9.469 N, 83.481 O), el Lago Ditkevi fue estudiado por primera vez por Horn et al. (2005). Se reportó que tiene una elevación promedio de 3 506 m.s.n.m., y una profundidad máxima de aproximadamente 7 m. Los dos lagos glaciares más grandes en Chirripó son el Lago Chirripó (con 22 m de profundidad), ubicado en el Valle de los Lagos (9.482 N, 83.494, 3 524 m.s.n.m.) y previamente estudiado por Göcke et al. (1981), y el Lago Morrenas 1, de 8.3 m de profundidad ubicado en los Valles de las Morrenas (9.492 N, 83.486 O, 3 495 m.s.n.m., Horn et al., 2005). En general, estos lagos tienen temperaturas frías (aproximadamente 10-15°C), son diluidos, polimícticos (es decir, no estratificados) y tienen agua muy clara debido a la baja productividad que acompaña a sus bajos niveles de nutrientes (Kappelle, 2015).

3.3.2. Muestreo de aguas superficiales y precipitación en el Parque Nacional Chirripó.

Se recolectaron tres tipos de muestras de agua entre septiembre de 2015 y julio de 2017 en Chirripó, a saber, muestras de precipitación, muestras de corrientes de agua y lagos. Las muestras de precipitación (N=166) se recolectaron en el refugio Base Crestones (9.456 N, 83.505 O, 3 400 m.s.n.m., Figura 3) ubicado en la Vertiente del Pacífico de Chirripó utilizando un colector pasivo (Palmex Ltd., Croacia, Gröning et al. 2012). Las muestras se recogieron manualmente todos los días que se registró lluvia a las 07:00 h (-06:00 GMT), se transfirieron a viales de 30 mL de HDPE (polietileno de alta densidad) y se almacenaron a 5°C hasta el análisis. Se recogieron muestras de agua de corrientes de agua y lagos utilizando dos estrategias de muestreo. Primero, se seleccionaron dos lagos, uno ubicado en la Vertiente del Pacífico y el otro en la Vertiente del Caribe, a saber, el Lago Chirripó y el Lago Ditkevi, respectivamente, para llevar a cabo un plan de muestreo bisemanal aproximadamente. En el Lago Chirripó se tomaron muestras en la orilla oriental del lago (N=31), mientras que en el Lago Ditkevi se tomaron muestras en la orilla oeste del lago (N=40) como se muestra en la Figura 3. En segundo lugar, se organizaron ocho giras de campo para recolectar muestras en todo el distrito lacustre durante el período de estudio (aproximadamente cada 3 meses). En estas giras de campo también se tomaron muestras de corrientes de agua (N=30) y de los Lagos de las Morrenas (N=24, Figura 3). Las muestras de las corrientes de agua se recolectaron principalmente en sitios donde el flujo superficial fluye hacia los lagos. Las muestras de los lagos se recolectaron manualmente a unos 20 cm por debajo de la superficie y a aproximadamente 25 m de la entrada de las corrientes de agua superficial. Se usaron viales de HDPE de 30 mL para tomar las muestras, que se almacenaron a 5°C hasta el análisis. Se supuso que la composición isotópica en el punto de muestreo era la misma que la de la composición isotópica promedio del lago, una suposición que se verificó al comparar la composición isotópica de muestras recolectadas en diferentes sitios en el lago con el valor promedio correspondiente al lago. También se registraron la temperatura, el pH y la conductividad eléctrica (EC) de las muestras de agua en cada lago utilizando una sonda portátil de campo (Hanna Instruments, EE. UU.). Las variables meteorológicas (humedad relativa, temperatura del aire y precipitación) se registraron a 2 m de altura utilizando un sistema de sensores meteorológicos LW301

(Oregon Scientific, EE. UU.), instalado en el Refugio de Base Crestones. En el Lago Ditkevi, la temperatura del agua fue registrada a intervalos de 15 minutos con un sensor de temperatura para agua marca HOBO Onset e instalado en la orilla sur. Entre julio de 2016 hasta julio de 2017, la temperatura del agua y la presión del agua se registraron simultáneamente a intervalos de 30 minutos con un sensor de nivel de agua Onset HOBO instalado en esta misma ubicación. Entre julio de 2016 y septiembre de 2016, se realizó un estudio batimétrico en el Lago Ditkevi utilizando una sonda manual sónica (Hawkeye, EE. UU.). Un total de 118 registros de profundidad, que se georeferenciaron manualmente usando un GPS, se realizaron para este lago. Estos registros se usaron luego para construir un perfil de profundidad utilizando interpolaciones basadas en un algoritmo de kriging ordinario y realizadas en ArcGIS 10.4 (ESRI, EE. UU.)

Finalmente, se realizó también un experimento de evaporación en el Refugio Base Crestones en abril-mayo de 2016 con el objetivo de calcular la línea de evaporación local (LEL) bajo las condiciones de alta elevación de Chirripó, utilizando la metodología descrita por Corrales et al. (2016). La temperatura del agua, la humedad relativa, los datos isotópicos y la LEL calculada utilizando los datos registrados en el Refugio Base Crestones se usaron como datos de entrada para los cálculos de las relaciones E/I .

3.3.3. Análisis isotópico.

La composición isotópica de las muestras de precipitación, aguas superficiales y lagos se determinó utilizando un analizador isotópico por espectrometría Cavity Ring Down L2120-i (Picarro, EE. UU.), con una incertidumbre analítica a largo plazo de $\pm 0.5 \text{ ‰}$ (1σ) para $\delta^2\text{H}$ y $\pm 0.1 \text{ ‰}$ (1σ) para $\delta^{18}\text{O}$. La composición isotópica se reporta en notación delta δ (‰, partes por mil), basada en los cocientes (R) de $^{18}\text{O}/^{16}\text{O}$ y $^2\text{H}/^1\text{H}$, con respecto al estándar promedio de agua de mar de Viena (V-SMOW). Con base en los valores de $\delta^2\text{H}$ y $\delta^{18}\text{O}$ se calcularon dos parámetros isotópicos adicionales: el d -exceso y el lc-exceso.

El d -exceso es la intersección de la GMWL según Dansgaard (1964):

$$d\text{-excess} = \delta^2\text{H} - 8 \delta^{18}\text{O} \quad (10)$$

En general, la línea de agua meteórica global (GMWL) tiene un valor promedio de d -exceso de aproximadamente 10‰, como resultado de una etapa única de evaporación del agua de mar a una humedad relativa promedio del 85% (Clark y Fritz, 1997; Rhodes et al.,

2006). Se sabe que el *d*-exceso se conserva en la humedad cuando el vapor de agua se condensa, y cuando el agua se evapora inicialmente del océano, los valores iniciales de *d*-exceso se fijan por la humedad relativa de la masa de aire (Merlivat y Jouzel, 1979). Rhodes et al., 2006). Por lo tanto, si se encuentran valores de *d*-exceso superiores a 10‰ en la precipitación, esto puede indicar que la precipitación contiene agua ya sea reciclada (por ejemplo, evaporada nuevamente) desde la superficie terrestre o condensada del vapor que se formó cuando la humedad relativa era inferior a 85%. Además, en las regiones montañosas y de elevación alta, como el Páramo, la distancia entre la base de las nubes y el suelo es relativamente corta y el déficit de saturación es bajo. Por lo tanto, el aporte de la evaporación en las partes inferiores de las nubes a la precipitación puede reducirse notablemente, y el reciclado de la humedad, dependiendo de las condiciones ambientales, puede convertirse en el proceso dominante, y pueden observarse valores más altos de *d*-exceso (Cui et al., 2009; Froehlich et al. 2008; Guo et al., 2014; Li et al., 2016; Salati et al., 1979).

El lc-exceso se calculó utilizando la LMWL como referencia para identificar el agua que experimentó pérdidas por evaporación y posterior fraccionamiento (Sprenger et al., 2017). El lc-exceso se define de la siguiente manera:

$$lc\text{-}excess = \delta^2H - a \delta^{18}O - b \quad (11)$$

donde *a* y *b* representan la pendiente y la intersección, respectivamente, de la LMWL de Chirripó.

Se utilizó un análisis de regresión lineal simple para construir las líneas LMWL, LEL y la relación $\delta^{18}O$ - δ^2H de las aguas superficiales y de los lagos de Chirripó. Se usó un análisis de varianza de una vía no paramétrico de Kruskal-Wallis en rangos (Kruskal y Wallis, 1952) para contrastar si las señales isotópicas (es decir, $\delta^{18}O$, *d*-exceso y lc-exceso) de un sistema de lagos dominaba estocásticamente sobre las de los otros lagos y las aguas de entrada (es decir, precipitación o las corrientes de agua) durante el período de estudio. También se aplicó un procedimiento de comparación múltiple por parejas utilizando el método de Dunn (Dunn, 1961) para aquellos grupos que tuvieron una diferencia significativa entre sí, con el fin de aislar el predominio estocástico del grupo o grupos que difieren de los demás.

3.3.4. Comparación de la composición isotópica de la precipitación del Páramo Chirripó y Cajas, Ecuador.

A través de una colaboración científica con el Departamento de Recursos Hídricos y Ciencias Ambientales de la Universidad de Cuenca, Ecuador, se realizó una comparación de la composición isotópica de la precipitación de Chirripó y la del Parque Nacional Cajas (de aquí en adelante: Cajas) entre enero 2015 y mayo 2016. Se decidió realizar la comparación entre los dos sitios de Páramo porque ambos sitios cubren los extremos de los posibles patrones de fuentes de humedad que se pueden observar en los Páramos (es decir, el Páramo centroamericano que depende fuertemente del aporte directo de humedad del agua del mar, mientras que el Páramo andino en donde es probable que haya entrada importante de agua re- evaporada/reciclada de la Amazonia). Al comparar estos dos sitios desde una perspectiva isotópica, se puede proporcionar información sobre los procesos de generación de la precipitación y las vías de transporte preferenciales del agua que controlan la variabilidad isotópica en estos sitios. Esos conocimientos se necesitan urgentemente para validar aún más los modelos de circulación general (GCMs) y mejorar el conjunto de datos de reanálisis, que actualmente son los únicos medios prácticos para identificar el origen y la llegada de la precipitación entrante (van der Ent et al., 2010). Un resumen de las características más importantes de ambos sitios de Páramo se muestra en el Cuadro 4.

En Cajas, se recolectaron muestras semanales de agua de lluvia (N= 62) en la estación La Toreadora ubicada en la cabecera del Observatorio Ecohidrológico del Río Quinuas. Las muestras se recogieron usando un muestreador de lluvia pasivo que consistió en un embudo circular y una botella de polipropileno cubierta con papel de aluminio. La evaporación se evitó colocando una esfera de plástico (4 cm de diámetro) en el embudo y una capa de aceite mineral de 0.5 cm dentro de la botella de polipropileno. Las muestras de agua recolectadas se almacenaron en la oscuridad para evitar el fraccionamiento según lo recomendado por la Agencia Internacional de Energía Atómica (Mook, 2000). Las muestras se filtraron usando una membrana de jeringa de PTFE (politetrafluoretileno) y se refrigeraron a 5°C hasta el análisis.

Para comparar ambos sitios se realizó un análisis de trayectorias de masas de aire utilizando el modelo HYSPLIT (Stein et al., 2015) desarrollado por el Air Resources

Laboratory (ARL) de la NOAA (EE. UU.). El modelo identificó las vías de transporte preferenciales de la humedad recorridas por las masas de aire que llegaron a Chirripó y Cajas, respectivamente. La separación de masas de aire (es decir, la clasificación de masas de aire basadas en la vía preferencial seguida hasta cada sitio de estudio) se utilizó para identificar la influencia de diferentes fuentes de humedad, como el Mar Caribe, el Océano Pacífico y la Amazonia sobre la composición isotópica de la precipitación que llega a los sitios de estudio. El cálculo de cada trayectoria se realizó utilizando archivos de datos meteorológicos NOAA (GDAS, sistema global de asimilación de datos: 2006-presente, con una resolución de 0.5 °) (Su et al., 2015). En ambos sitios, los cálculos se realizaron durante 240 horas a intervalos de 6 horas. Los patrones espaciales de las trayectorias de masas de aire se presentan en forma de diagramas de contorno de trayectoria promedio (Caves et al., 2016; Lechler y Galewsky, 2013). En general, el tiempo de análisis utilizado concuerda con el tiempo estimado de residencia del agua en la atmósfera, que varía entre 4 y 10 días (van der Ent y Tuinenburg, 2017). De acuerdo con la altura probable de la base de la nube (típicamente entre 850 y 700 mbar), donde generalmente se forma la precipitación, las elevaciones finales de las trayectorias se establecieron a 3 400 m.s.n.m. en Chirripó y 3 900 m.s.n.m. en Cajas. El análisis de las trayectorias en Chirripó y Cajas finalizó a las 12:00 UTC en ambos sitios, lo cual corresponde a una hora local de 06:00 a.m. en Costa Rica y a las 07:00 a.m. en Ecuador, respectivamente. La fecha final para el análisis de trayectorias en Cajas se estableció de acuerdo con la fecha en que se recolectaron las muestras (es decir, el último día del período semanal). En general, para cada día en que se tomaron muestras de lluvia en Chirripó y para cada muestra compuesta semanal recolectada en Cajas, se calculó una trayectoria de masa de aire, lo que resultó en 93 y 62 trayectorias, respectivamente.

Finalmente, al igual que para Chirripó, el análisis de regresión lineal simple se utilizó para construir la línea meteórica local de Cajas (es decir, la relación lineal entre $\delta^2\text{H}$ y $\delta^{18}\text{O}$ en la precipitación local). Se construyeron histogramas para describir la distribución de los valores isotópicos (en este caso de $\delta^{18}\text{O}$) en cada sitio. Las pendientes e interceptos de la LMWL de Chirripó y Cajas se usaron para identificar desviaciones en las condiciones de equilibrio y el efecto de los procesos de fraccionamiento cinético en la composición isotópica de la precipitación de cada sitio, respectivamente. También se usó un análisis de regresión lineal simple para calcular las relaciones entre las cantidades de precipitación

diaria (para Chirripó) y semanal (para Cajas) con los valores de $\delta^{18}\text{O}$. Además, los valores promedios mensuales de $\delta^{18}\text{O}$ se calcularon para cada sitio y se usaron para comprobar si la correlación más fuerte encontrada en los trópicos durante períodos más largos de muestreo entre la cantidad de lluvia y los valores de $\delta^{18}\text{O}$ es válida para el Páramo también (Dansgaard, 1964; Gonfiantini et al., 2001). Se usó además la composición isotópica de la precipitación recolectada en la costa caribeña de Costa Rica en Bataan, en la Vertiente caribeña de Costa Rica en Turrialba, en la Amazonia brasileña en Porto Velho, en la Amazonia peruana en Iquitos, y en el sur de Ecuador en Amaluza, para estimar los cambios altitudinales en la composición isotópica de la precipitación que llega a Chirripó y Cajas, respectivamente (ver Figura 4). En Bataan (18 m.s.n.m.) y Turrialba (1 115 m.s.n.m.), se tomaron muestras entre 2015 y 2016 (N=127 y N=22, respectivamente) y se analizaron usando los mismos métodos descritos anteriormente para Chirripó. La composición isotópica de la precipitación mensual recolectada en Porto Velho (105 m.s.n.m.), Iquitos (98 m.s.n.m.) y Amaluza (1 720 m.s.n.m.) entre 1965 y 2012 (N=72, N=54 y N=27, respectivamente) se obtuvo de los archivos isotópicos de la Agencia Internacional de Energía Atómica (IAEA, 2016). La LMWL para cada sitio se incluye como anexo (Figura A3). Estos cálculos se usaron para comparar las primeras estimaciones de los cambios en la composición isotópica de la precipitación de Chirripó y Cajas con la elevación, con otros valores reportados para la región andina (por ejemplo, Aravena et al., 1999; Gonfiantini et al., 2001; Windhorst et al., 2013).

3.3.5. Estimación de las pérdidas por evaporación en los lagos de Chirripó.

Se estimaron las pérdidas por evaporación del Lago Chirripó, el Lago Ditkevi, y los Lagos de las Morrenas utilizando el enfoque basado en el balance isotópico descrito por Gibson et al. (2016a,b). Las pérdidas por evaporación se estimaron utilizando las relaciones E/I y se basaron en el modelo de resistencia lineal desarrollado por Craig y Gordon (1965) para la evaporación desde superficies de agua libre. También se usó un software recientemente desarrollado y validado, el Hydrocalculator, que permite hacer una estimación rápida y robusta de las pérdidas por evaporación basadas en la composición isotópica del agua (Skrzypek et al., 2015). Las relaciones E/I se calcularon usando la siguiente ecuación:

$$\frac{E}{I} = \frac{1-h}{h} \cdot \frac{\delta_{lago} - \delta_{lluvia}}{\delta^* - \delta_{lago}} \quad (12)$$

con variables de entrada: humedad relativa local (h , expresada como fracción), la composición isotópica de la precipitación (δ_{lluvia}), la composición isotópica del agua del lago (δ_{lago}) y el enriquecimiento límite de la composición isotópica (δ^*). La estimación adicional de δ^* se realizó usando la siguiente expresión:

$$\delta^* = \frac{h\delta_{vapor} + \varepsilon}{h - \frac{\varepsilon}{1000}} \quad (13)$$

donde ε es el fraccionamiento isotópico total y δ_{vapor} es la composición isotópica del vapor de agua atmosférico. El fraccionamiento total isotópico se define como:

$$\varepsilon = \frac{\varepsilon^+}{\alpha^+ + \varepsilon_k} \quad (14)$$

donde ε^+ es el factor de fraccionamiento isotópico de equilibrio, ε_k es el factor de fraccionamiento isotópico cinético, y α^+ es el factor de fraccionamiento isotópico en equilibrio. Los valores ε^+ también dependen de la temperatura, con $\varepsilon^+ = (\alpha^+ - 1) \times 1000$. Se calcularon los valores α^+ usando las siguientes ecuaciones para hidrógeno y oxígeno, respectivamente (Horita y Wesolowski, 1994):

$$10^3 \ln(\alpha^+) = 1158.8xT^3 \times 10^{-9} - 1620.1xT^2 \times 10^{-6} + 794.84xT \times 10^{-3} - 161.04 + 2.9992xT^{-3} \times 10^9 \quad (15)$$

$$10^3 \ln(\alpha^+) = -7.685 + 6.7123xT^{-1} \times 10^3 - 1.6664xT^{-2} \times 10^6 - 0.35041xT^{-3} \times 10^9 \quad (16)$$

donde $T(K)$ es la temperatura estimada usando la temperatura de la superficie del agua del lago (generalmente cerca de la temperatura promedio en la interface aire-agua, Gibson et al., 2016a). Los valores de ε_k se estimaron usando la siguiente ecuación:

$$\varepsilon_k = (1-h)C_k \quad (17)$$

donde C_k es la constante de fraccionamiento cinético, 12.5 ‰ para $\delta^2\text{H}$ y 14.2 ‰ para $\delta^{18}\text{O}$ (Gonfiantini, 1986).

La estimación de δ_{vapor} se realizó utilizando los registros locales de precipitación y su composición isotópica (δ_{lluvia}), corregida utilizando la LEL, con base en la siguiente ecuación:

$$\delta_{\text{vapor}} = \frac{\delta_{\text{rain}} - X\varepsilon^+}{1 + X\varepsilon^+ \times 10^{-3}} \quad (18)$$

donde X es un factor de corrección con valores entre 0.6 y 1.0, que se ajustó a un valor final basado en una iteración sucesiva, hasta que la diferencia entre la pendiente calculada para la LEL por Hydrocalculator y la pendiente calculada experimentalmente de la LEL fuese lo más pequeña posible, o cuando se alcanzaron los valores límite de 0.6 o 1.0 (Skrzypek et al., 2015). El δ_{vapor} calculado anteriormente se utilizó para aproximar la composición isotópica de los flujos de evaporación asumiendo condiciones climáticas no estacionales (es decir, la evaporación se produce consistentemente durante todo el año y con la humedad atmosférica local en equilibrio con la precipitación, Gibson et al., 2016a) usando la expresión definida por Craig y Gordon (1965):

$$\delta_E = \frac{((\delta_{\text{lake}} - \varepsilon^+)/\alpha^+ - h\delta_{\text{vapor}} - \varepsilon_k)}{(1 - h + 10^{-3}x\varepsilon_k)} \quad (19)$$

donde las variables de entrada fueron definidas previamente. Se estimó además el rango de error probable (PER) de las relaciones E/I usando el método de la raíz del cuadrado medio (Topping, 1972), donde las estimaciones del error relativo para los componentes de cálculo individuales, y que fueron estimados usando la desviación estándar, se combinaron usando la siguiente expresión:

$$\frac{\text{PER}_{E/I}}{\frac{E}{I}} = \sqrt{\left(\frac{\sigma_T}{T}\right)^2 + \left(\frac{\sigma_h}{h}\right)^2 + \left(\frac{\sigma_{\delta_{\text{rain}}}}{\delta_{\text{rain}}}\right)^2 + \left(\frac{\sigma_{\delta_{\text{lake}}}}{\delta_{\text{lake}}}\right)^2} \quad (20)$$

donde σ_T , σ_h , $\sigma_{\delta_{\text{lluvia}}}$ y $\sigma_{\delta_{\text{lago}}}$ son las desviaciones estándar de T , h , δ_{lluvia} y δ_{lago} y $\text{PER}_{E/I}$ es el valor PER de E/I . Esta expresión incluye los parámetros de entrada que tienen una

contribución importante en el cálculo de los valores E/I de un lago y que se identificaron previamente mediante análisis de sensibilidad, a saber, la temperatura del agua, la humedad del aire, la composición isotópica del agua de entrada (por ejemplo, la precipitación) y la composición isotópica del agua del lago (Cui et al., 2017; Gibson et al., 1993; Mayr et al., 2007).

Para el Lago Ditkevi, el enfoque descrito anteriormente (basado en la composición isotópica del agua) se usó para calcular un balance hídrico anual basado en la suposición de que este lago estuvo bajo condiciones de estado estacionario. Esto significa que el nivel del agua permaneció constante, ya que las pérdidas por evaporación se compensaron con el flujo de entrada que igualó o excedió la evaporación (Gibson et al., 1993; Gibson et al., 2016a). Se usaron mediciones hidrométricas (es decir, registros del nivel del agua) para confirmar esta suposición y luego se calculó un balance anual, que se definió como:

$$I = O + E \quad (21)$$

$$\delta_I I = \delta_O O + \delta_E E \quad (22)$$

donde I, O y E son la entrada de agua al lago, la salida de agua del lago y los flujos de evaporación (todos en $\text{m}^3/\text{año}$), respectivamente, y δ_I , δ_O y δ_E son la composición isotópica de la entrada de agua al lago, la salida de agua del lago y los flujos de evaporación (todos en ‰), respectivamente (Gibson et al., 2016b). Para un lago bien mezclado y de cabecera como el Lago Ditkevi (es decir, sin entrada de agua de lagos ubicados aguas arriba), la composición isotópica del agua del lago (δ_{lago}) es aproximadamente igual a la del agua de salida del lago (δ_O), y la composición isotópica del agua que entra al lago es aproximadamente similar a la precipitación (δ_{lluvia}).

Se estimó también el agua que entró al lago pero que no fue medida directamente (R o escorrentía), que para un lago de cabecera se define como: $R = I - P$, donde P es la precipitación en la superficie del lago. Esta contribución también puede calcularse usando:

$$R = \frac{E}{\frac{E}{I}} - P \quad (23)$$

Usando la escorrentía calculada anteriormente (en m³), también es posible estimar el aporte de agua superficial de la cuenca al lago (W_y), o expresada como L/m² o mm de agua, usando la siguiente expresión:

$$W_y = \frac{R}{W_A \times 1000} \quad (24)$$

donde W_A es el área de la cuenca (en m²). El área de la cuenca se estimó utilizando el software ArcGIS y realizando una delineación de la parte alta de la cuenca del Lago Ditkevi y del área circundante con base en los datos hidrológicos (Kappelle, 2015) y de elevación disponibles para Chirripó. El área planimétrica del polígono de la cuenca se calculó con el software ArcGIS basado en una proyección de área equivalente. Finalmente, con base en los datos batimétricos registrados para el lago Ditkevi, el tiempo de residencia del agua (τ) se calculó usando la siguiente expresión:

$$\tau = \frac{\frac{E}{I} \times V}{E} \quad (25)$$

donde se utiliza el volumen (V) estimado para el lago (m³). Este cálculo toma en cuenta las contribuciones de la cuenca y la precipitación al lago (Gibson et al., 2016b).

4. RESULTADOS Y DISCUSIÓN

4.1. Condiciones hidroclimáticas y ecohidrológicas en Costa Rica.

4.1.1. Análisis de Budyko e índices de aridez en diferentes biomas.

De acuerdo con las condiciones límite del marco de Budyko (Figura 5A), los sitios ubicados en la Vertiente del Pacífico están limitados por agua, mientras que los sitios ubicados en la Vertiente del Caribe están en su mayoría limitados por energía. Esta separación es especialmente clara para los sitios P2, P5 y P8 en el Pacífico Norte que puede explicarse en la distribución no sincronizada de P en AET relacionada con el tipo de vegetación de la región (Zhang et al., 2001) o por otros componentes no incluidos en el balance hídrico, por ejemplo, un cambio neto en el almacenamiento relacionado con periodos secos prolongados (Potter et al., 2005). Para los sitios del Pacífico Norte, factores antropogénicos como la introducción de plantaciones de árboles comerciales de alta demanda de agua como la teca (*Tectona grandis* L.) (Lacombe et al., 2015) y el uso o extracción de agua para la agricultura y las actividades turísticas también pueden estar vinculados con las desviaciones observadas de las condiciones de equilibrio, pero todavía hay poca información disponible para probar esta hipótesis para esta región. Algunos sitios, como P3, P7 y P9 también se desviaron de las condiciones de equilibrio según el marco de Budyko, y podrían clasificarse como regiones secas (van der Velde et al., 2013). En general, los sitios que están más limitados por el agua comparten el mismo clima (clima húmedo y seco tropical o Aw, como se muestra en el Cuadro 1) y se encuentran en la Vertiente del Pacífico, con índices de aridez mayores en promedio a 1.0. Enquist (2002) demostró que este bioma es extremadamente sensible a los cambios de humedad y que cambios pequeños en la precipitación podrían causar cambios relativamente grandes en su distribución. Por lo tanto, si la distribución observada de P en AET y Q en el Pacífico Norte continúa, esto podría conducir a condiciones hidrológicas deficientes para biomas como el bosque húmedo, especialmente aquellos ubicados en regiones pre-montanas (Karmalkar et al., 2008).

A diferencia de los sitios en la Vertiente del Pacífico, en la región Caribe, las limitaciones por energía parecen estar relacionadas con las cantidades de precipitación relativamente mayores durante todo el año. Por ejemplo, C12, ubicado en la región montañosa central, está en condiciones de equilibrio y puede clasificarse como un sitio

húmedo con una disponibilidad de agua relativamente alta (Creed et al., 2014). Otro ejemplo de un sitio con alta disponibilidad de agua y ubicado en una región montañosa es C18, ubicado en la Cordillera de Talamanca y en los límites del Parque Nacional Chirripó. Estas condiciones hidroclimáticas concuerdan con la alta disponibilidad de agua observadas en el Páramo y en los bosques montanos aledaños (Hofstede et al., 2003). Los sitios más húmedos en la Vertiente del Caribe corresponden al clima del bosque lluvioso tropical Af (ver Cuadro 1) y están ubicados cerca de la costa del Caribe, donde abundan los bosques húmedos. En general, las condiciones hidrológicas observadas pueden considerarse buenas para mantener los bosques lluviosos y húmedos de este bioma. Sin embargo, es imperativo cuantificar los cambios en el almacenamiento del agua en estas cuencas y evaluar sus impactos dentro del marco de Budyko (Li et al., 2013), especialmente en áreas con características topográficas complejas, que afectan significativamente la evapotranspiración anual promedio a largo plazo. (Shao et al., 2012).

En términos de la relación PET/P (es decir, el índice de aridez, Figura 5B), los bosques lluviosos húmedos ubicados en áreas premontanas y montañosas mostraron valores de PET/P más pequeños (es decir, valores menores que uno relacionado con limitaciones en la cantidad de energía) que aquellos biomas ubicados en las regiones costeras del Pacífico y el Caribe. Esta diferencia probablemente está relacionada con los regímenes térmicos, los tipos de vegetación y la disponibilidad de agua. La relación entre los valores de PET/P y la temperatura promedio anual (MAT) resultó en una correlación significativa para el Caribe ($n=18$; $r=0.524$, $p=0.025$) y el Pacífico ($n=13$; $r=0.901$; $p<0.01$). Los sitios ubicados a una altura relativamente alta (1 500-2 500 m.s.n.m.) como C12, C16, C18, P11 y P21 mostraron valores pequeños de PET/P, que están relacionadas con valores de MAT relativamente bajos y valores de P más altos. Los biomas menos densos en vegetación presentes en la Vertiente del Pacífico y los valores relativamente bajos de P (1 600-2 000 mm) de los sitios como P3, P5, P8 y P9 explican los valores de PET/P relativamente más grandes. En la Vertiente del Caribe, los valores de PET/P se observaron en los sitios C3, C4 y C17 (0.74-0.89), pero estos valores son similares a los valores registrados para los otros sitios de esta región. En general, las fluctuaciones en la producción primaria bruta (GPP) en todo el mundo están controladas principalmente por P y fuertemente asociadas la evapotranspiración (Zhang et al., 2016). Por lo tanto, las respuestas ambientales de los

flujos de carbono a las condiciones del agua pueden estimarse mediante los flujos de evapotranspiración (Heimann et al., 1998; Ito y Oikawa, 2000; Wohl et al., 2012). Si el patrón de aridez observado en el Pacífico Norte continuará en el futuro, es probable que estos biomas se vean afectados por escenarios de baja disponibilidad de agua y podrían sufrir estrés hídrico. Estas condiciones, en general, podrían también propiciar la aparición de un mayor número conflictos por el agua, asociados a condiciones de baja disponibilidad de agua en esta región, por ejemplo, durante fase cálidas en ENSO.

4.1.2. Resistencia ecohidrológica y análisis de resiliencia.

El exceso relativo de agua promedio (\bar{W}) y el exceso de energía relativo promedio (\bar{U}) para el período 1989-2005 (Figura 6A) también mostraron una clara separación entre las Vertientes del Caribe y el Pacífico relacionada con el mayor exceso de agua relativo en la Vertiente del Caribe. Los sitios en la Vertiente del Pacífico se pueden dividir en dos subtipos: sitios con un exceso menor de energía relativa para el Pacífico Sur y algunos sitios premontanos como P11, P19, P21 y P25 y sitios con consumo alto de agua para el Pacífico Norte como P2, P5, P6, P8 y P9, con valores de W que oscilan entre 53-63% y 11-29%, respectivamente. Estos resultados de separación de \bar{W} también muestran que los bosques húmedos a más baja altura, y los premontanos situados en el Pacífico Norte, pueden verse gravemente afectados por cambios en la disponibilidad de agua provocados por cambios de precipitación relacionados con los ciclos de ENSO y sequías estacionales resultantes que pueden amplificar las tasas de mortalidad de árboles en los bosques tropicales (Chazdon et al., 2005).

En términos de resistencia y resiliencia, la Vertiente del Pacífico mostró resistencia hidrológica alta debido a la desviación relativa alta en el exceso de agua (Carey et al., 2001). Para sitios como P2, P5 y P8, la desviación estándar en el exceso de agua está en el rango de 29-33%. Este ámbito significa que los bosques húmedos premontanos de esta región sufrieron un déficit en la disponibilidad de agua en el período 1989-2005. Los resultados también indican una baja sincronización en la distribución de P en AET y Q (Creed et al., 2014), y muestran condiciones de resiliencia hidrológica baja, ya que desviaciones pequeñas en el exceso de energía dieron como resultado desviaciones grandes en el exceso de agua. Por lo tanto, las cuencas en estas áreas mostraron una capacidad

mínima para mantener la distribución de P en AET y Q de manera consistente a medida que el clima varía y para mantener los valores esperados para la distribución de la precipitación en esorrentía de acuerdo con estos datos tan variables (Carey et al., 2001; Hickel y Zhang, 2006). En contraste, el Pacífico Sur y el Caribe mostraron mejores condiciones ecohidrológicas debido a sus desviaciones relativamente pequeñas en exceso de agua de 8-19% y 2-9%, respectivamente, y desviaciones similares en exceso de energía y agua (es decir, condiciones de alta resiliencia). Este hallazgo puede explicarse en la distribución relativamente similar de P en AET y Q que estas regiones comparten con la Vertiente del Caribe (Figura 5A).

4.1.3. Cambios en la cobertura forestal y dirección de cambio en U y W.

Entre 1987 y 2005, las áreas de conservación ubicadas en la Vertiente del Caribe como ACTO, ACLA-C y ACHN se vieron afectadas por cambios negativos en la cobertura forestal en el rango de -3.66% a -1.23%, mientras que áreas de conservación como ACT y ACOPAC, situado en la Vertiente del Pacífico, mostró un cambio positivo en la cubierta forestal con valores entre 1.64% y 9.76% (Sánchez-Azofeifa et al. 2002, 2006). Como se muestra en la Figura 7, estos cambios en la cubierta forestal se correlacionaron significativamente con el cambio relativo promedio en el exceso de agua o ΔW calculado para cada área de conservación ($r=-0.929$, $p<0.001$). La correlación observada entre ΔW y el cambio promedio en la cubierta forestal fue inversamente proporcional de acuerdo con la pendiente negativa de la línea de regresión que se muestra en la Figura 7, lo que significa que la región del Pacífico Norte (limitada por agua y menos resiliente) fue reforestada durante el período 1989-2005. Cuando los cambios en la cubierta forestal se compararon con el cambio promedio en el exceso de energía o ΔU , la relación observada también fue inversamente proporcional, pero relativamente débil para las áreas de conservación de ACTO, ACLA-C, ACHN, ACLA-P y ACCVC ($r=-0.900$, $p<0.1$). Es evidente que las áreas de conservación de ACOPAC y ACT no siguieron la tendencia observada en las otras áreas de conservación, porque los cambios más grandes en la cubierta forestal ocasionaron relativamente pocos cambios en el exceso de energía (Figura 7). Esta observación podría estar relacionada con las variaciones climáticas y una disminución en el promedio anual de P que podría haber afectado a la región del Pacífico limitada por agua. Con base en el marco de Tomer-Schilling, una disminución en la P promedio dejaría menos agua para

evapotranspiración y Q, lo que también daría como resultado cambios positivos en U (aumento del exceso de energía) y en cambios negativos en W (disminución del exceso de agua) (Tomer y Schilling, 2009; Renner et al., 2012). Entonces, a escala local, existe la necesidad de evaluar si el promedio observado en W y U se vio afectado por cambios significativos en P o PET, además de los cambios en la cubierta forestal, y para determinar si hubo cambios simultáneos significativos en U y W (Renner y Bernhofer, 2012; Renner et al., 2014).

La tendencia general en la dirección de los cambios en U y W mostrados en la Figura 8A y calculados según Tomer y Schilling (2009), revela que algunos sitios CFSR ubicados en el Pacífico Norte como P2 y P3 se vieron afectados por una disminución significativa en W en el periodo de tiempo 1989-2005 ($p < 0.05$). Este resultado también se encontró para los sitios P6 y P11 que están ubicados en las áreas de conservación ACA-T y ACCVC, respectivamente. En la Vertiente del Caribe, los sitios que se encuentran en las llanuras caribeñas ubicadas más al norte como C2, C4, C7 y C8 también mostraron cambios significativos en el exceso de agua con valores entre -2.4% y -6.6%, mientras que los sitios ubicados cerca de la costa del Caribe como C6, C10, C11 y C14 no mostraron cambios significativos en W. Parece que las condiciones hidrológicas presentes en estas regiones están relacionadas con variaciones climáticas debido al aumento de los valores de PET/P en el período 1989-2005, que conllevó a una disminución en el exceso de agua de aproximadamente 2.3% a 34%. En el Pacífico Norte, el déficit promedio de precipitación, con respecto a la precipitación promedio anual (MAP) histórica que se muestra en la Figura 2B (Sánchez-Murillo y Birkel, 2016) fue de 192 mm/año, lo que explica el aumento en los valores PET/P. Hidalgo et al. (2013) asociaron estos cambios en la precipitación al patrón de aridez característico para el corredor Pacífico de América Central, con una disminución máxima de alrededor del 5-10%, lo que indican que estas condiciones podrían afectar significativamente la distribución de biomas como los bosques de baja altura y premontanos de esta región (Enquist, 2002). Sin embargo, los sitios P5, P7, P8 y P9 en el Pacífico Norte no pueden vincularse con estos cambios en los patrones de P. Estos sitios comparten dos características: su ubicación dentro del área de conservación ACT, con un cambio reportado de 9.76% en la cubierta forestal, y su ubicación dentro de las cuencas hidrográficas de la Península de Nicoya. Estos sitios también tienen desviaciones estándar

altas en W o valores de resistencia altos como se muestra en la Figura 6A, con valores de aproximadamente 0.30. Estos resultados pueden estar relacionados con los cambios observados en la cubierta forestal, porque en las cuencas que tienen agua limitada (es decir, con relaciones de PET a P cercanas a 1 como se muestra en el análisis de Budyko para estas subregiones), la separación de los impactos del clima y el uso de la tierra es menos certera e incluso pequeños cambios en la cuenca (por ejemplo, en la vegetación) pueden afectar en gran medida las respuestas hidrológicas (Wang y Hejazi, 2011; Renner et al., 2012).

Estos efectos grandes en las respuestas hidrológicas fueron evidentes en las desviaciones año a año en W estimadas para P2 (Figura 8B), especialmente en el período de tiempo 1989-1998, cuando W tuvo una alta variabilidad. A diferencia del Pacífico Norte, estos efectos no se observaron en C17, que se encuentra en el Caribe Sur (Figura 5B). En el período de tiempo 1963-2003, Alfaro (2002) reportó que la precipitación total anual dividida por el número de días húmedos ($P > 1.0$ mm) mostró una tendencia positiva significativa o un aumento en la precipitación de esta región. Sin embargo, no se detectaron cambios en W utilizando los sitios C17 y C18 que podrían asociarse con estos cambios en la precipitación de esta región. En general, la baja variabilidad relativa en W mostrada en la Figura 8B está relacionada con la distribución sincronizada de P en AET y Q y la resiliencia hidrológica alta de esta región. Aunque C18 en la región montañosa del Caribe, y P20 en la Vertiente del Pacífico Sur también mostraron cambios significativos en W (Figura 8A y 8B), no se observaron cambios significativos en U , a diferencia de los sitios en el Pacífico Norte. Por lo tanto, no hay evidencia de efectos de la reforestación para estas regiones. Lo mismo es cierto para P25 donde no se encontraron cambios significativos en U o W . Solo un sitio, C15 (en el área de conservación de ACCVC y ubicado en el límite de una área protegida) se asoció con una disminución en Q o un aumento en la cubierta forestal. Por lo tanto, el bosque húmedo tropical premontano situado en esta región se beneficia de las condiciones hidroclimáticas locales y la presencia de áreas protegidas que conducen a un uso más eficiente de la energía y el agua (es decir, una disminución sincronizada en el U y W).

4.2. Análisis de conflictos por el agua en Costa Rica (2005-2015).

4.2.1. Distribución espacial de los conflictos por el agua.

El número de conflictos por el agua en Costa Rica reportados por el gobierno y la prensa fue de 448 y 271, respectivamente, para un total de 719 conflictos reportados entre 2005 y 2015 (Figura 9). En general, de los 448 conflictos reportados por el gobierno, 421 fueron casos judiciales oficiales (94%). El 54% de los casos judiciales oficiales fueron entre particulares y las instituciones gubernamentales, y el 27% entre particulares y entidades privadas. Los registros oficiales restantes (19%) fueron conflictos entre particulares solamente.

La distribución espacial de los conflictos por el agua en Costa Rica muestra que el Valle Central y las zonas costeras del país son los principales lugares donde se produjeron los conflictos (Figuras 9A y 9B). Con base en el número total de conflictos, se clasificó, sin embargo, al Valle Central de Costa Rica como el principal "punto caliente" de conflictos relacionados con el agua debido a la densidad espacial relativamente alta de conflictos identificados en esta región. Sin embargo, si se estandariza el número de conflictos usando la población de cada municipalidad (expresada como número de conflictos por cada 10 000 habitantes) y se comparan las municipalidades localizadas dentro de la GAM con aquellas localizadas fuera de esta región (Cuadro A2), en las municipalidades de la GAM el valor mediano 1.5 conflictos por cada 10 000 habitantes, con un máximo de 4.4 conflictos por cada 10 000 habitantes (Belén) y un mínimo de 0.4 conflictos por cada 10 000 habitantes (San Rafael). En las municipalidades ubicadas en la periferia de la GAM, estos valores son 1.8 conflictos por cada 10 000 habitantes, 4.5 conflictos por cada 10 000 habitantes (Garabito) y 0.4 conflictos por cada 10 000 (La Cruz), respectivamente. Por lo tanto, debido a que el número de conflictos por el agua por unidad poblacional en ambas regiones no es significativamente diferente entre sí, no se puede excluir la posibilidad de que esta densidad alta de conflictos en el Valle Central esté relacionada con el mejor acceso de la población metropolitana a las instituciones gubernamentales, por ejemplo, a la Sala IV. Sesenta y ocho por ciento de los conflictos ocurrieron en municipalidades ubicadas en esta región central, tomando como base el número de conflictos reportados por la prensa y el gobierno por separado (Figura 9B). Estos conflictos ocurrieron principalmente dentro de la cuenca del Río Virilla, ubicada dentro de la cuenca del Río Grande de Tárcoles (Figura 9A). A

nivel local, 25 municipalidades estuvieron por encima del percentil 75 del total de conflictos por el agua reportados entre 2005 y 2015 (es decir, 10 o más conflictos por el agua) según los archivos gubernamentales y de la prensa. En conjunto, estas municipalidades experimentaron 457 conflictos por el agua durante este período, representando el 63% de los conflictos entre 2005 y 2015. De las 25 municipalidades, 12 están ubicadas dentro del Valle Central, mientras que 13 están ubicadas principalmente en áreas periféricas (Figura 9A y 9B). Las municipalidades ubicadas en el Valle Central que reportaron el mayor número de conflictos fueron San José, Alajuela y Desamparados con 45, 36 y 28 conflictos por el agua reportados entre 2005 y 2015, respectivamente, mientras que San Carlos, Puntarenas y Limón fueron las municipalidades ubicadas fuera del Valle Central que reportaron el mayor número de conflictos, con 32, 30 y 27 conflictos, en ese orden.

4.2.2. Tipos y causas de los conflictos por el agua.

Los tipos de conflictos por el agua reportados tanto por el gobierno como por la prensa se relacionaron principalmente con la infraestructura hídrica, construcciones, aguas residuales y aguas negras (Cuadro 2). En conjunto, estos tipos de conflictos por el agua representaron el 78% de los conflictos. Entre estos tipos de conflictos, la infraestructura hídrica contribuyó con el 40.5% de los conflictos. Las causas más comunes involucradas en la aparición de conflictos por el agua fueron las inundaciones, la contaminación de aguas subterráneas, el daño físico a la infraestructura, la escasez de agua, los derrames (que incluyen aguas residuales y aguas negras) y la contaminación de aguas superficiales, que en conjunto contribuyeron al 79% de las causas identificadas. De estas causas, los derrames contribuyeron al 24% de los conflictos. Los conflictos por el agua causados por los eventos de sequía contribuyeron con el 0.7% del total. Entre 2005 y 2015, se reportaron 22 eventos de sequía, que representan aproximadamente 2% de los 919 eventos hidrometeorológicos registrados en el mismo período. Estos eventos de sequía también se reportaron al final del período de estudio (por ejemplo, 18 eventos en 2014 durante El Niño 2014-2016) y se localizaron principalmente en el Pacífico del país (aproximadamente 68%), en cantones como Bagaces, Cañas, Liberia, Nicoya, La Cruz. Estos eventos hidrometeorológicos generaron la aparición de cinco conflictos por el agua en Guanacaste, Puntarenas y la Zona Norte, relacionados con falta de acceso al agua para consumo y para la ganadería. Estas

condiciones de sequía concuerdan bien con las condiciones ecohidrológicas analizadas anteriormente, en donde se encontraron variaciones estadísticamente significativas en el exceso de agua y energía en esta región, asociadas a un aumento en la relación PET/P (aumento en el índice de aridez). En general, las principales clases de eventos hidrometeorológicos encontrados en el Sistema de Inventario de Efectos de Desastres (DesInventar) fueron las inundaciones, las precipitaciones intensas y las inundaciones repentinas, que contribuyeron al 92% de los 919 eventos hidrometeorológicos registrados entre 2005 y 2015.

En general, la distribución de los tipos y las causas de los conflictos por el agua en las municipalidades de Costa Rica fue relativamente equitativa, con algunas excepciones que se identificaron mediante la prueba Q de Dixon. En San José y Alajuela, que son las municipalidades con mayor número de conflictos, a saber, 45 y 36 conflictos (Cuadro A2), los conflictos relacionados con la infraestructura hídrica fueron significativamente mayores que en el resto de las municipalidades ($p=0.040$ y $p=0.010$, respectivamente). Estos conflictos contribuyeron al 75% y 58% de los conflictos registrados en estas municipalidades, respectivamente. Además, los conflictos por el agua causados por derrames (tanto de aguas residuales como de alcantarillado o aguas negras) fueron significativamente mayores en Alajuela y San Ramón (con 17 conflictos, como se muestra en el Cuadro A2) que en el resto de las municipalidades ($p=0.021$ y $p=0.010$, respectivamente). La contribución de los conflictos causados por los derrames fue del 36% y 28% de los conflictos encontrados en estas municipalidades, respectivamente. Debido a la limitada información proporcionada principalmente por los archivos de la prensa, no fue posible asignar una causa de conflicto específica al 15% de los conflictos por el agua. Finalmente, parece que la prensa se siente más atraída por los conflictos causados por la escasez de agua (42%) y los daños físicos a la infraestructura (22%).

4.2.3. Condiciones sociales, disponibilidad de agua, eventos hidrometeorológicos y conflictos por el agua en Costa Rica.

Con base en las condiciones sociales presentes en las municipalidades en el período 2005-2015 y la disponibilidad promedio de agua en las cuencas hidrográficas costarricenses, el Gran Área Metropolitana y la cuenca del Río Grande de Tárcoles son las

áreas más afectadas del país en términos de conflictos por el agua. De las 25 municipalidades que reportaron al menos 10 conflictos por el agua en el período 2005-2015 (Cuadro A2), las municipalidades ubicados en el Gran Área Metropolitana (12 municipalidades) tienen las condiciones sociales mejores en Costa Rica en términos de desarrollo humano, acceso a bienes materiales, y pobreza humana, y concentran a la mayoría de la población del país. Por ejemplo, los valores de HDI en el área metropolitana se encuentran entre 0.712 y 0.944, con valores de HPI en el rango de 0.484-1.000. En las otras 13 municipalidades, ubicadas fuera del Valle Central, los valores HDI e HPI están en el rango de 0.634-0.791 y 0.309-0.549, respectivamente.

En términos de disponibilidad de agua, y con base en la escorrentía promedio anual estimada por Sánchez-Murillo y Birkel (2016), la cuenca del Río Grande de Tárcoles fue la más afectada con 319 conflictos registrados (Figura A2). Con excepción de las municipalidades ubicadas en el Pacífico, que tienen una escorrentía promedio de <1 122 mm/año, las municipalidades dentro de la cuenca del Río Grande de Tárcoles se clasifican como las que tienen la escorrentía promedio más baja (<1 704 mm/año, ver Figura A2). La siguiente región más afectada fue el lado este del Valle Central (región Caribe) (Figura A2), donde algunas municipalidades más pequeñas tienen una escorrentía promedio de <2 286 mm/año.

La incidencia de los conflictos por el agua también se comparó con la cantidad de eventos hidrometeorológicos reportados en todo el país. La incidencia de estos eventos estuvo relacionada principalmente con la ocurrencia de inundaciones, que representan aproximadamente 75% del total. Los eventos causados por tormentas eléctricas y deslizamientos de tierra contribuyeron a aproximadamente 16% del total. En general, la ocurrencia de eventos hidrometeorológicos en Costa Rica en el período 2005-2015 fue relativamente homogénea (Figura 10A). En el Gran Área metropolitana, el número de eventos hidrometeorológicos fluctuó entre 9 y 19 eventos por municipalidad, mientras que en las municipalidades ubicadas fuera del Valle Central, el número de eventos estuvo en el rango de 8-19 por municipalidad, con excepción de San Carlos donde se reportaron 23 eventos. Como se muestra en la Figura 10B, la mayoría de los conflictos relacionados con el agua se registraron en las municipalidades que registraron 10-14 eventos (40%) y 15-19 eventos (40%). Como se mencionó anteriormente, la incidencia de eventos de sequía fue

relativamente baja en comparación con los otros tipos de eventos hidrometeorológicos. Sin embargo, no se puede ignorar la influencia que tales períodos más secos de lo normal pueden tener en la aparición de conflictos por el agua, ya que generalmente duran de meses a años. En regiones como Guanacaste, por ejemplo, este tipo de eventos podrían tener un fuerte impacto sobre las condiciones ecohidrológicas del Pacífico Norte, dada las condiciones de baja resiliencia ecohidrológica encontradas en esta región. De esta forma, cambios en las condiciones climáticas en un corto plazo (por ejemplo, una disminución súbita en la cantidad de precipitación) puede conllevar a cambios grandes en el exceso de agua o escorrentía disponible en las cuencas hidrográficas de la región y que es utilizada para diversos usos como la agricultura o el turismo.

4.2.4. Análisis de clúster y regresión lineal múltiple.

El análisis de correlación realizado utilizando los tipos y causas de conflictos identificados en 78 municipalidades (no se reportaron conflictos en Dota, Guácimo y León Cortés, ver Cuadro A2) demuestra que las principales causas de los conflictos por el agua se correlacionan de manera significativa y fuerte con los principales tipos de conflictos. Por ejemplo, los conflictos relacionados con la infraestructura hídrica se correlacionaron significativamente con causas de conflictos como inundaciones ($r= 0.705, p<0.001$), daños físicos a la infraestructura hídrica ($r=0.635, p<0.001$) y escasez de agua ($r=0.644, p<0.001$). Los conflictos por el agua causados por los derrames se correlacionaron significativamente con dos tipos de conflictos principalmente: aguas residuales ($r=0.707, p<0.001$) y construcciones ($r=0.794, p<0.001$). El análisis de clúster jerárquico muestra que estos tipos y causas de conflictos se pueden agrupar en tres grupos principales (Figura 11). El primer grupo incluye los conflictos causados por inundaciones que originaron contaminación de aguas subterráneas y superficiales, que también se asociaron con actividades de construcción y problemas con el alcantarillado o aguas negras. El segundo grupo incluye conflictos relacionados con la escasez de agua causada por daño físico a la infraestructura. El tercer grupo incluye conflictos relacionados con aguas residuales que son principalmente causados por derrames no regulados. El tipo de conflicto principal, la infraestructura hídrica, parece ser más difícil de asociar con una causa específica debido a dos razones: 1) aproximadamente el 14% de estos conflictos no tienen causa identificada, y 2) las causas

más importantes, a saber, las inundaciones, los daños físicos, y la escasez, se distribuyen por igual, con porcentajes de contribución en torno al 26%.

Como se muestra en la Cuadro 3, los conflictos por el agua reportados entre 2005 y 2015 están significativamente correlacionados con el número de eventos hidrometeorológicos ($r=0.568$, $p<0.001$) y la población de las municipalidades ($r=0.740$, $p<0.001$). También se encontraron correlaciones relativamente débiles, pero aún significativas entre los conflictos por el agua y la densidad poblacional ($r=0.341$, $p=0.0024$), el MWI ($r=-0.237$, $p=0.037$) y el HPI ($r=0.224$, $p=0.049$). Aunque los eventos hidrometeorológicos se asociaron principalmente con episodios relacionados con el aumento de las cantidades de precipitación, también es necesario reconocer que se necesita más información para evaluar la influencia de eventos hidrometeorológicos de alto impacto como la sequía. Dichos eventos hidrometeorológicos pueden tener un gran impacto en la aparición de conflictos por el agua en regiones sensibles al clima como la región del Pacífico de Costa Rica, tal y como explicó anteriormente. Como se muestra en la Figura 12, el modelo de lineal múltiple que mejor describe el número de conflictos incluye solo dos variables: la población municipal (POP) y los eventos hidrometeorológicos (HME). Este modelo de dos parámetros tiene factores de inflación de varianza de 1.74 para ambas variables y una varianza global explicada de 76.6% de acuerdo con el número de conflictos por el agua reportados en cada municipalidad (WC). Se evaluó además el modelo utilizando un histograma que muestra la distribución de los residuos de la regresión lineal, tal y como se muestra en el recuadro de la Figura 12. La distribución de los residuos sigue una distribución casi normal ($p=0.043$), con un valor medio de $-0.023 \pm 4.060 (1\sigma)$.

4.2.5. Conflictos por el agua: variabilidad climática, variaciones temporales y eventos hidrometeorológicos.

En el Gran Área Metropolitana de Costa Rica, la incidencia de eventos hidrometeorológicos entre 2005 y 2015 se correlacionó significativamente con las anomalías de precipitación registradas en esta región. Además, la variación temporal de los conflictos por el agua observados en las municipalidades de Costa Rica que reportaron conflictos por el agua puede describirse utilizando los principales tipos y causas de conflictos y las principales clases de eventos hidrometeorológicos. Como se muestra en la

Figura 13A, en el período de estudio, se identificaron tres fases cálidas en la región de El Niño 3.4: 2006-2007, 2009-2010 y 2014-2016. Estos dos últimos períodos cálidos se asociaron con condiciones moderadas y muy fuertes de El Niño, respectivamente.

Asimismo, se registraron tres fases frías en esta región del Océano Pacífico: 2007-2008, 2010-2011 y 2012-2013, una de ellas asociada a un episodio moderado de La Niña 2007-2008.

La influencia de los cambios en las condiciones de la región El Niño 3.4 sobre el patrón de precipitación y la ocurrencia de eventos hidrometeorológicos en el Gran Área Metropolitana de Costa Rica se muestra en la Figura 13B. Se utilizaron las anomalías de precipitación normalizadas porque son útiles para evaluar la influencia de los cambios positivos y negativos en los patrones de precipitación asociados con los ciclos de ENSO y pueden describir efectivamente la influencia de dichos cambios cuando se registran periodos de sequía o altas precipitaciones. En el Gran Área Metropolitana, el promedio de precipitación en el período de estudio fue de $1\ 696 \pm 336$ mm (1σ). Está claro que durante los años en que prevalecieron condiciones cálidas en la región de El Niño 3.4, las anomalías de precipitación en el Valle Central fueron negativas, indicando una reducción en la cantidad de precipitación que cayó en esta región, mientras que cuando las condiciones en la región El Niño 3.4 fueron más frías de lo normal, las cantidades de precipitación aumentaron en el área metropolitana. También se encontró una correlación significativa entre las anomalías de precipitación y el número de eventos hidrometeorológicos ($r=0.670$, $p=0.021$).

Como se muestra en la Figura 14, el número de conflictos por el agua (agrupados por tipos y causas principales) reportados por año fue relativamente constante durante todo el período de estudio, con excepción de los conflictos reportados en 2007 durante el evento La Niña, cuando se produjeron 148 conflictos en el país, de los cuales 80 ocurrieron en el Gran Área Metropolitana (54%). Usando la prueba Q de Dixon, se identificó que los conflictos por el agua de 2007 relacionados con aguas residuales fueron significativamente mayores que los otros tipos de conflictos ($p=0.001$) y contribuyeron al 43% del total de conflictos. Estos conflictos de agua fueron causados por derrames que también fueron significativamente mayores ($p=0.004$) que las otras causas (45% del total). Además, se observó un aumento en la incidencia de los conflictos causados por inundaciones y daño

físico a la infraestructura de aproximadamente 27% cuando se registraron anomalías de precipitación positivas en el Valle Central en comparación con otros períodos. Usando un ANOVA de un factor, también se encontró que las diferencias entre los valores promedio entre los tipos principales (51 ± 28 conflictos por año) y las causas de los conflictos del agua (52 ± 27 conflictos por año), y las principales clases de eventos hidrometeorológicos (77 ± 26 eventos por año) no son estadísticamente significativas ($p=0.058$), lo cual concuerda con el análisis de correlación reportado previamente donde se encontró una fuerte correlación entre los conflictos por el agua y los eventos hidrometeorológicos (Cuadro 3). Por lo tanto, el uso de esta información hidrometeorológica, por ejemplo, por parte del personal capacitado que labora en las municipalidades, podría ayudar en el desarrollo de mejores acciones de manejo del recurso hídrico, ya que los conflictos relacionados con el agua podrían usarse como indicadores de las áreas de mayor vulnerabilidad a la variabilidad climática.

4.2.6. Interpretación de los resultados.

Costa Rica reportó 719 conflictos por el agua, con un promedio de 1-2 conflictos por semana, entre 2005 y 2015, esto con base en los registros disponibles en las bases de datos del gobierno y de la prensa. Si se compara este número de conflictos por el agua con otros países latinoamericanos como Chile, con aproximadamente 1 000 conflictos en 34 años (Rivera et al., 2016), Costa Rica experimentó aproximadamente 2.5 veces más conflictos de agua por año que Chile. Sin embargo, estos conflictos pueden clasificarse como conflictos de baja intensidad, con aproximadamente 60% de ellos relacionados con casos judiciales legales y oficiales (Kuzdas et al., 2016a). En el Valle Central, el número de conflictos reportados fue mayor y, por lo tanto, puede considerarse el principal "punto caliente" de los conflictos. Sin embargo, las municipalidades periféricas, ubicadas principalmente en las zonas costeras de las regiones del Pacífico y el Caribe, también sufrieron un número considerable de conflictos, que son comparables con el número de conflictos que se registraron en el Gran Área Metropolitana.

En general, la incidencia de conflictos se relaciona principalmente con el estado de la infraestructura hídrica en todo el país, lo que puede explicar la distribución de conflictos entre las diferentes partes (es decir, particulares, empresas privadas y el gobierno) donde

solo el 19% de los conflictos ocurrieron entre particulares. En un país donde el acceso al agua no puede considerarse una limitación (PEN, 2016), parece que el acceso a la infraestructura hídrica de buena calidad si es una restricción importante. Cuando esta condición no puede cumplirse, los problemas de contaminación que afectan los sistemas de aguas subterráneas y superficiales debido a actividades de construcción y derrames de aguas residuales y aguas negras aparecen como las causas principales de los conflictos, seguidos de los conflictos causados por las inundaciones y la escasez de agua debido a daños físicos en la infraestructura. Esta situación genera presión sobre las instituciones que se ocupan de la gestión del agua, ya que la probabilidad de enfrentar problemas con la calidad y cantidad del agua aumentará con el tiempo si la infraestructura hídrica no se actualiza. También hay falta de información científica disponible para administrar la cantidad y calidad del agua entregada a la población, lo que históricamente ha restringido el desarrollo de los planes hídricos sostenibles que tomen en cuenta la demanda vs. la disponibilidad y calidad del agua (de Albuquerque, 2009; Bower, 2014; Babcock et al., 2016). Por lo tanto, estos hallazgos confirman que Costa Rica puede considerarse un país que sufre de estrés hídrico económico según lo reportado por las Naciones Unidas (WWAP, 2012), debido a que su infraestructura no puede suministrar el agua y el saneamiento de manera eficiente, como lo demuestra el alto número de conflictos por el agua relacionados con problemas de infraestructura (aproximadamente 80%).

Una mirada más cercana a la incidencia de los conflictos por el agua en las municipalidades revela que la intensidad de la aparición de conflictos (es decir, el número de conflictos por municipalidad) puede explicarse utilizando un modelo lineal que incluye dos variables: la población de las municipalidades y el número de eventos meteorológicos por municipalidad. En términos de condiciones sociales, se encontró una correlación relativamente débil entre los conflictos por el agua, la densidad de población, el MWI y el HPI, lo que parece estar relacionado con las condiciones sociales relativamente buenas y homogéneas reportadas en Costa Rica durante en el período 2005-2015 (Hidalgo y Alfaro, 2012). Finalmente, la variabilidad climática, es decir, los cambios en los patrones de precipitación, parece haber influido en el aumento de los eventos hidrometeorológicos (por ejemplo, en el Gran Área Metropolitana) y, por lo tanto, en la aparición de los conflictos por el agua. Esta influencia de los patrones de precipitación también se observó cuando la

variación temporal de los principales tipos y causas de los conflictos por el agua se comparó con los cambios temporales en el número de eventos hidrometeorológicos. Un claro patrón de la influencia de la variabilidad climática en la incidencia de estos conflictos surgió especialmente cuando se registraron cambios o anomalías positivas en el régimen de precipitación durante los episodios de La Niña. Estos cambios generaron más presión sobre la infraestructura hídrica ubicada principalmente en el Valle Central, lo que resultó en un aumento en el número de conflictos relacionados con el agua. Por ejemplo, los derrames de aguas residuales fueron significativamente mayores ($p < 0.05$) que los otros tipos o causas de conflictos por el agua durante La Niña 2007. Además, un aumento de aproximadamente 27% en la ocurrencia de conflictos relacionados con inundaciones y daños físicos en la infraestructura fue registrado en el Valle Central.

Los resultados de este estudio tienen varias implicaciones potenciales para la gestión de los recursos hídricos en Costa Rica. En primer lugar, es necesario reconocer que la reducción del riesgo de aparición de conflictos por el agua requiere reducir las presiones sobre los recursos hídricos y que contribuyen a generar perturbaciones económicas, sociales, políticas y ambientales (Gleick, 2014). En Costa Rica, la situación actual es propensa a conflictos debido a la creciente presión social por el acceso a la infraestructura hídrica de buena calidad. Los análisis estadísticos realizados sugieren que existe una relación entre los tipos y causas principales de conflictos, todos ellos relacionados con el mal mantenimiento de los sistemas de suministro de agua y de la infraestructura de saneamiento. Tradicionalmente, los gobiernos de los países desarrollados y en desarrollo han tenido dificultades para financiar el mantenimiento de su infraestructura. Los gobiernos locales, tradicionalmente centralizados (por ejemplo, las municipalidades), han recibido significativamente menos recursos y apoyo del gobierno central en las últimas décadas, lo que en algunos casos ha llevado a sistemas operacionalmente fragmentados con actores aislados y mecanismos de rendición de cuentas poco estrictos que aumentan el riesgo de conflicto (Kuzdas et al., 2016a). En los países en desarrollo, las personas aún carecen de acceso a agua potable y saneamiento adecuado (Hallegatte et al., 2017). En Costa Rica, el 60% de la población depende principalmente de los recursos hídricos provistos por dos cuencas hidrográficas (es decir, la cuenca del Río Grande Tárcoles y la cuenca del Río Virilla) y, por lo tanto, una meta importante a corto plazo para las municipalidades ubicadas

en el Valle Central y el Gran Área Metropolitana es actualizar su infraestructura hídrica. En segundo lugar, las políticas regulatorias y de gestión relacionadas con el agua son necesarias para garantizar el acceso y el uso sostenibles del agua a largo plazo. Como lo reconoció Bower (2014), la gran cantidad de agencias nacionales y municipales que se ocupan del agua crea confusión en los roles y responsabilidades. Para lidiar con estos impedimentos, la literatura sobre conflictos por el agua ha propuesto utilizar planes de gestión del agua que incorporen los límites naturales como unidades organizativas para mejorar la distribución de los recursos hídricos y las responsabilidades entre las municipalidades (Yoffe et al., 2004; Priscoli y Wolf, 2009) y para manejar de manera más efectiva la ocurrencia de conflictos por el agua (Rivera et al., 2016).

Además, las estrategias de gestión del agua de Costa Rica se desarrollaron bajo un marco institucional fragmentado. Por ejemplo, instituciones como el AyA y, más recientemente, la ESPH y la JASEC, han desempeñado un papel importante en la definición de estrategias de agua y saneamiento, pero las municipalidades históricamente han tenido jurisdicción sobre la gestión y el mantenimiento del suministro local de agua y los servicios de saneamiento, generalmente con un nivel mínimo de calidad y eficiencia (Bower, 2014). Por lo tanto, para lidiar con la duplicación de responsabilidades y la falta de coordinación, una nueva legislación y actualizada podría incorporar unidades de gestión más grandes basadas en los límites naturales de las cuencas hidrográficas para agrupar a las municipalidades que comparten recursos hídricos y que necesitan desarrollar planes de gestión para el suministro de agua y saneamiento verdaderamente integrados. En tercer lugar, todavía existe un alto grado de incertidumbre con respecto al suministro de agua y el uso de las reservas de agua subterránea debido a políticas regulatorias inadecuadas y mala gobernanza del agua (Biswas y Tortajada, 2010; Kuzdas et al., 2014; Kuzdas et al., 2016a, Schulz et al. al., 2017). Esto es especialmente cierto si se tiene en cuenta la creciente e insostenible demanda de recursos hídricos relacionados con el desarrollo inmobiliario y de la construcción en Costa Rica (de Albuquerque, 2004). Por lo tanto, los lineamientos regulatorios deben actualizarse para establecer políticas y funciones institucionales claras, establecer tarifas y sanciones aceptables para el uso del agua o la contaminación en todo el país, y proporcionar una distribución y gestión del agua adecuada.

Finalmente, aunque actualmente hay un debate internacional sobre el papel que los cambios en el clima tienen sobre la aparición de los conflictos por el agua, y a su vez, la posibilidad de proporcionar escenarios de patrones futuros de conflicto en un clima cambiante sigue, esto sigue siendo un ejercicio principalmente académico (Salehyan, 2008; Raleigh y Kniveton, 2012; Ide, 2017). Los resultados obtenidos sugieren que la variabilidad climática (es decir, cambios en los patrones de precipitación y los eventos hidrometeorológicos resultantes) es un factor importante que debe tomarse en consideración para el manejo efectivo de los recursos hídricos en el Valle Central de Costa Rica. El aumento en el número de conflictos reportados en años con anomalías positivas de precipitación demuestra el impacto que tiene el aumento de las precipitaciones (y las inundaciones asociadas) sobre la infraestructura hídrica localizada en el Gran Área Metropolitana (Bower, 2014). Por lo tanto, la respuesta de la sociedad a tales eventos debe ser reconocida por las instituciones gubernamentales, especialmente por las municipalidades ubicadas en el Gran Área Metropolitana, donde parece que estos conflictos tienen más probabilidades de ocurrir. Hasta la fecha, no hay suficiente recurso humano y técnico en la mayoría de las instituciones gubernamentales, incluidas las municipalidades (Bower, 2014). Estas instituciones deben cambiar los métodos tradicionales de planificación e incorporar personal capacitado en el uso de información hidroclimática en sus acciones de gestión. Aunque la mayoría de las instituciones gubernamentales disponen de información científica, como los pronósticos de ENSO a 3 meses proporcionados por el IMN, parece que su uso sigue siendo ineficaz o inexistente (Babcock et al., 2016). Por lo tanto, los conflictos por el agua pueden ser útiles como indicadores de áreas de mayor vulnerabilidad hídrica al vincular los conflictos, el uso de los recursos hídricos y el impacto de las actividades antropogénicas sobre el ambiente (Mason et al., 2007).

4.3. Composición isotópica de la precipitación del Páramo de Chirripó, Costa Rica y Cajas, Ecuador.

4.3.1. Trayectorias de masa de aire preferenciales.

Los análisis de HYSPLIT mostraron que la humedad que llega a Chirripó se originó a partir de dos fuentes de origen marítimo, mientras que el mismo análisis para Cajas basado en la precipitación acumulada semanal, mostró la influencia predominante de las masas de aire continentales originadas en la Amazonia (Figura 15). En Chirripó, las fuentes fueron:

el Mar Caribe (relacionada con la influencia de los vientos alisios intensificados desde noreste) y el Océano Pacífico. En general, la influencia de las masas de aire marítimo originadas de la costa caribeña de Costa Rica y el sureste del mar Caribe contribuyó con aproximadamente 79.6% de la precipitación. Las masas de aire que llegaron desde el Mar Caribe viajaron predominantemente por la parte central y suroeste del Mar Caribe (frecuencia del 90%). Estas masas de aire tuvieron poca interacción con las masas de tierra circundantes, con la excepción de las masas de aire que viajaron sobre el norte de América del Sur (frecuencia del 10%). Las masas de aire provenientes del Océano Pacífico representaron solamente el 20.4% (contribuyendo con 200 mm o 12.7% de la lluvia total registrada entre enero de 2016 y mayo de 2016, Figura 16A), y se originaron principalmente en la costa del Pacífico de Costa Rica y Panamá. En Cajas, las masas de aire originadas en la Amazonia contribuyeron con aproximadamente un 79.0% de la precipitación registrada. Este hallazgo probablemente esté relacionado con una fuerte influencia de la corriente de chorro de bajo nivel sudamericana (SALLJ). Otras masas de aire viajaron sobre el noreste de Venezuela y Colombia y fueron desviadas por la porción norte de los Andes hacia el sur de Ecuador. Estas masas de aire representaron el 17.7% del número total de trayectorias y contribuyeron con 19.4% de la lluvia total (308 mm, Figura 16B). La influencia de las masas de aire provenientes del Océano Pacífico fue prácticamente inexistente entre enero de 2015 y mayo de 2016 (solo 3.2%). Para ambos tipos de masas de aire, la vía de transporte más frecuente (con una frecuencia del 90%) estuvo ubicada en la región amazónica de Ecuador y el norte de Perú (por ejemplo, Iquitos, Perú). La vía de transporte menos frecuente (con una frecuencia del 40%) se encontró en la porción central de la Amazonia (por ejemplo, Manaus, Brasil).

Cabe destacar que nuestro período de muestreo coincidió con las anomalías más grandes en SST observadas en el Océano Pacífico oriental entre 2013 y 2016. Se registró una anomalía máxima en septiembre-octubre-noviembre (incremento promedio: 2.3°C utilizando el índice combinado del Niño 3.4/ONI índice) (Sánchez-Murillo et al., 2016b), mientras que en la región de El Niño 1.2 las anomalías más grandes en SST se registraron en este mismo período con un incremento promedio de 2.4°C. En Costa Rica, durante una fase cálida de ENSO, la intensificación de los vientos alisios del noreste disminuye el transporte de humedad desde el Océano Pacífico y aumenta el transporte de humedad desde

el Caribe y el norte de Sudamérica (Sánchez-Murillo et al., 2016b; Durán-Quesada et al., 2017). A su vez, las cantidades de precipitación en el área del Caribe de América Central aumentan durante la fase cálida y disminuyen durante las fases frías de ENSO (Maldonado et al., 2013). Por lo tanto, la precipitación en Chirripó debería reflejar principalmente los cambios estacionales entre la precipitación orográfica durante la estación seca, llevada a Chirripó por los vientos alisios, y la lluvia tipo convectivo de la época lluviosa asociada con la migración de la ITCZ (Rhodes et al., 2006).

En los Andes, durante las fases cálidas ENSO, la intensificación de los vientos alisios del noreste y el aumento de la influencia de la SALLJ se asocian con una intensificación de la corriente de chorro subtropical alrededor de 30°S y anomalías positivas en la presión a nivel del mar en el Atlántico ecuatorial occidental y América del Sur tropical (Silva et al., 2009). La SALLJ también está asociada con la convergencia del drenaje nocturno (es decir, flujos superficiales que viajan pendiente abajo desde elevaciones altas a bajas) a lo largo de los Andes orientales de Ecuador y el norte de Perú al interactuar con aire cálido y húmedo de la cuenca del Amazonas. Es probable que esta convergencia provoque sistemas convectivos, ascenso orográfico y condensación adiabática en esta región, lo que aumenta el reciclaje de la humedad en la precipitación que llega a Cajas (Chavez y Takahashi, 2017).

4.3.2. Variaciones estacionales en $\delta^{18}\text{O}$ y *d*-exceso.

Las variaciones isotópicas estacionales se definieron claramente en Chirripó y Cajas. En Chirripó, el mayor empobrecimiento en $\delta^{18}\text{O}$ ocurrió en mayo y junio (comienzo de la estación lluviosa) (Figura 16A), cuando la ITCZ comienza su migración sobre Costa Rica (Figura 16C). En Chirripó, en julio y principios de agosto, durante el Veranillo (Magaña et al., 1999), la composición isotópica en $\delta^{18}\text{O}$ se mantuvo relativamente estable y enriquecida (valor medio: -6 ‰) en comparación con el resto del año. Hacia el final de la estación lluviosa (septiembre-octubre), la variación en $\delta^{18}\text{O}$ también pareció disminuir (Figuras 16A y 16C). Durante el período de transición hacia las estaciones secas de noviembre a diciembre, se observó un enriquecimiento en la composición isotópica. En general, los valores isotópicos más empobrecidos se observaron después del comienzo y al final de la estación lluviosa (Figura 16C) y son el resultado del paso de la ITCZ por Costa Rica

(Sánchez-Murillo et al., 2013; 2016a), y a la vez, reflejan la influencia de precipitación tipo convectivo sobre Chirripó. Durante el Veranillo y las temporadas de transición (por ejemplo, noviembre-diciembre), a su vez, la intensificación de los vientos alisios, que aumentan el transporte de humedad desde el Mar Caribe, produjo la formación de precipitaciones orográficas enriquecidas isotópicamente en comparación con la lluvia tipo convectivo.

En Cajas, las variaciones más importantes en $\delta^{18}\text{O}$ ocurrieron entre agosto y octubre, coincidiendo con el período de menor precipitación (Figura 16B). En este período, se registró un enriquecimiento sistemático en los valores isotópicos (Figura 16D). También se observó un empobrecimiento en $\delta^{18}\text{O}$ en abril-mayo, que fue el período con precipitaciones más intenso. Mosquera et al. (2016b) reportaron variaciones similares en la precipitación en el Observatorio Ecohidrológico del Río Zhurucay (ZREO), ubicado en la Vertiente occidental de la división continental Atlántico-Pacífico, a 40 km al suroeste de Cajas, donde también se registraron valores enriquecidos durante períodos relativamente más secos y empobrecidos durante períodos más lluviosos. Por lo tanto, la variabilidad isotópica observada revela la incorporación y el transporte de humedad proveniente en su mayoría desde la Amazonía y asociada con la fuerte influencia de la SALLJ. Los valores más empobrecidos en $\delta^{18}\text{O}$ también son el resultado del paso de la ITCZ por la región andina de Ecuador y la región amazónica (enero a mayo), lo que aumenta la actividad convectiva (Rózanski y Araguás-Araguás, 1995; Gastmans et al. 2017). Los valores más enriquecidos en $\delta^{18}\text{O}$, a su vez, están relacionados con precipitaciones orográficas formadas durante el período lluvioso menos intenso en Cajas.

Estos resultados ilustran que la precipitación tipo convectivo y orográfica relacionada con la influencia de los vientos alisios afecta la composición isotópica en $\delta^{18}\text{O}$ de la precipitación que llega al Páramo. Estos tipos de precipitación se forman a diferentes altitudes, donde las diferentes temperaturas atmosféricas y la composición del vapor de agua contribuyen a las distintas composiciones isotópicas (Scholl y Murphy, 2014). Los valores en $\delta^{18}\text{O}$ más bajos encontrados en la lluvia tipo convectivo probablemente se debe a nubes más altas en la atmósfera con temperaturas más bajas, vapor de agua isotópicamente empobrecido y fraccionamiento tipo Rayleigh en la lluvia antes de llegar a la montaña (Scholl y Murphy, 2014; Otte et al., 2017). La precipitación orográfica, a su vez, se genera

por la elevación de las masas de aire por los vientos alisios o los efectos térmicos locales, y se asocia con los valores de $\delta^{18}\text{O}$ más altos en la lluvia durante las temporadas más secas en ambos sitios. Las variaciones estacionales observadas en el Páramo también concuerdan con las variaciones de isótopos de precipitación observadas en Costa Rica y en la región amazónica, relacionadas principalmente con la influencia del movimiento de la ITCZ (Salati et al., 1979; Rózanski y Araguás-Araguás, 1995; Sánchez et al., 2013).

En Chirripó, el *d*-exceso varió entre -1.63‰ a +17.2‰ (valor promedio: +10.1 ‰; Figura 16E). La mayor variación positiva en el *d*-exceso se observó hacia el final de la estación lluviosa (es decir, octubre-noviembre). Estos valores de *d*-exceso en la lluvia de Chirripó estuvieron predominantemente entre +8‰ y +12‰. El *d*-exceso en Cajas varió de +11.3‰ a +20.7‰ (valor promedio: +15.4‰, Figura 16F). Los cambios positivos más importantes en el *d*-exceso se registraron en agosto-octubre. En general, estos patrones de variación están de acuerdo con la variación estacional pronosticada en el *d*-exceso por Pfahl y Sodemann (2014), basada en un modelo estadístico que relaciona el *d*-exceso del agua que se evapora del océano con la humedad relativa cercana a la superficie. En general, el *d*-exceso de la evaporación oceánica tiene un máximo en invierno tanto en el Hemisferio Norte como en el Hemisferio Sur, con valores de hasta +14‰ y +12‰, respectivamente, asociados con la intensa evaporación oceánica en presencia de masas de aire secas. Entre diciembre y febrero, el modelo predice que el *d*-exceso asociado con la evaporación del agua superficial del Mar Caribe y el Océano Atlántico Tropical Norte puede tener valores de hasta +9‰, mientras que entre Junio y Agosto se podría esperar que los valores bajen hasta +6‰, aunque en la costa caribeña de Costa Rica y Panamá se pueden observar valores de *d*-exceso hasta +9‰. En consecuencia, aunque los procesos de transporte atmosférico son controlados principalmente por los vientos alisios que llevan las masas de aire desde el Mar Caribe hasta Chirripó, y desde el Océano Atlántico Tropical Norte a través de la Amazonia hasta Cajas, se espera que las diferentes interacciones de las masas de aire a lo largo del camino seguido hasta el Páramo cambien los valores de *d*-exceso en la precipitación de ambos sitios.

En Chirripó, el transporte preferencial de masas de aire desde el Mar Caribe a las tierras altas de Chirripó experimenta un fraccionamiento en equilibrio con el vapor de agua oceánico altamente saturado (Clark y Fritz, 1997), lo que se refleja en el valor medio *d*-

exceso de aproximadamente +10‰ encontrado en este sitio. El vapor de agua transportado desde el Mar Caribe también está sujeto al reciclaje de humedad cuando las masas de aire viajan a través de la Vertiente caribeña de Costa Rica, como lo muestran los valores de *d*-exceso superiores a +10‰, pero principalmente hacia el final de la estación lluviosa (Rhodes et al., 2006; Sánchez-Murillo et al., 2013; Sánchez-Murillo et al., 2016b). La fuente de precipitación menos frecuente, que llega desde el Océano Pacífico, también se relacionó con valores de *d*-exceso superiores a +10‰ (hasta +15.4‰ como se muestra en la Figura 16E). Estos valores también se observaron durante la estación lluviosa (agosto-octubre) cuando el régimen de precipitación estuvo controlado por la presencia de la ITCZ en Centroamérica y la intensificación en la génesis y desarrollo de sistemas de convección profundos en la costa del Pacífico de Costa Rica, y que pueden influir en las masas de aire que llegan a Chirripó (Durán-Quesada et al. 2010). En general, el aporte de humedad reciclada observado en Chirripó, parece concordar con las condiciones ecohidrológicas encontradas en el Caribe y el Pacífico Sur, donde se encontraron valores de resiliencia y resistencia ecohidrológica altos y bajos, respectivamente, asociados con condiciones estables y sincronizadas en la distribución de la precipitación en evapotranspiración y escorrentía. Por lo tanto, el bosque muy húmedo y el bosque lluvioso ubicados en las zonas más bajas de la región Caribe y Pacífica de Chirripó parecen beneficiarse de las condiciones hidroclimáticas locales y la presencia de áreas protegidas, lo cual conduce a un uso más eficiente de la energía y el agua, o a una disminución sincronizada en *U* y *W*, como se observó en el sitio C15 ubicado en la cuenca del Río Reventazón y cerca del Parque Nacional Tapantí (Cuadro 1).

En Cajas, la menor amplitud y variación en el *d*-exceso en comparación con Chirripó es probablemente causada por el hecho de que parte de la precipitación proviene del reciclaje de humedad debido al mayor tiempo de residencia de las masas de aire sobre el continente (Pfahl y Sodemann, 2014). Por ejemplo, las masas de aire que ingresan desde la Amazonia o del norte de Sudamérica tuvieron valores de *d*-exceso, en su mayoría entre +12‰ y +18‰. Sin embargo, los mayores valores de *d*-exceso (que van desde +18‰ hasta +20‰) se encontraron en las masas de aire que llegaron a Cajas desde la región de la Amazonia en agosto-octubre. Estas observaciones probablemente estén asociadas con la fuerte influencia de la SALLJ que está activa todo el año al este de los Andes. Esta corriente de chorro

también forma parte de los llamados "ríos atmosféricos", que son responsables de la formación de precipitaciones a lo largo del lado oriental de los Andes (Poveda et al., 2014). Al ingresar a la zona tropical oriental de Sudamérica y la cuenca del río Amazonas, el vapor de agua se mezcla con agua reciclada local para aumentar la cantidad de humedad disponible para la precipitación (Moreira et al., 1997; Poveda et al., 2014; Salati et al. 1979; van der Ent y Savenije, 2011). Por lo tanto, es probable que la intensificación en la SALLJ aumente el transporte del vapor de agua producido en la región amazónica a las tierras altas de los Andes, lo que demuestra el papel crucial que juega el reciclaje de la humedad en la región amazónica en la formación de la precipitación que llega al Cajas.

4.3.3. Caracterización isotópica de la lluvia del Páramo.

En Chirripó, las composiciones isotópicas en $\delta^{18}\text{O}$ y $\delta^2\text{H}$ de la precipitación variaron de -22.4‰ a -3.07‰ y de -165.1‰ a -14.7‰, respectivamente (Figuras 17A y 17B). La LMWL para Chirripó fue $\delta^2\text{H} = 8.07 * \delta^{18}\text{O} + 10.9$ ($r^2=0.99$, $N=93$, $p<0.001$) (Figura 17A). Los valores de la pendiente y el intercepto de la LMWL de Chirripó son consistentes con los de la GMWL (Figura 17A) (Craig, 1961). Estas observaciones reflejan las condiciones de equilibrio en los procesos de formación de la precipitación local (Clark y Fritz, 1997). La pendiente de la LMWL de Chirripó también es similar a la pendiente de LMWL estimada para la región caribeña de Costa Rica ($\delta^2\text{H} = 8.26 * \delta^{18}\text{O} + 12.3$; Sánchez-Murillo et al., 2013). En Cajas, la composición isotópica en $\delta^{18}\text{O}$ y $\delta^2\text{H}$ de la precipitación varió entre -20.8‰ a -2.16‰ y de -154.4‰ a -3.44‰, respectivamente (Figuras 17A y 17C). La LMWL para Cajas fue $\delta^2\text{H} = 8.32 * \delta^{18}\text{O} + 18.5$ ($r^2=0.99$, $N=62$, $p<0.001$) (Figura 17A).

La principal diferencia entre la LMWL de Chirripó y la de Cajas fue el valor en el intercepto en Cajas (+18.5‰) que es mayor que el valor de referencia (+10‰) de la GMWL. Este valor para Cajas es consistente con el intercepto de +18.0‰ reportado por Mosquera et al. (2016a) en el Páramo ubicado en ZREO. Windhorst et al. (2013) también encontraron un valor de +14.5‰ en el Valle de San Francisco (Vertiente Oriental de los Andes), ubicado en el sur de Ecuador. Mosquera et al. (2016b) dio dos posibles explicaciones para este cambio en la LMWL en el sitio ZREO basándose en el origen más probable de la precipitación: 1) el vapor de agua que se origina en el Océano Pacífico, es sometido a un fraccionamiento en desequilibrio e intenso al ser transportado y elevado

desde el nivel del mar en la costa de Ecuador (donde las temperaturas predominantes durante todo el año son altas y por encima de 20°C) a las regiones más altas y frías de los Andes, y 2) el vapor de agua que se forma en el lado amazónico de la Cordillera de los Andes, es transportado y sometido a un fraccionamiento en desequilibrio debido a la incorporación de agua re-evaporada desde la selva amazónica. Windhorst et al. (2013) también atribuyeron el cambio en la LMWL a la precipitación re-evaporada/reciclada que llega a esta área de estudio. Los datos producto de este estudio indican una influencia creciente del reciclado de la humedad en el enriquecimiento del $\delta^2\text{H}$ de la precipitación procedente de la región amazónica o continental de América del Sur, como lo demuestra la relación entre el *d*-exceso y el $\delta^2\text{H}$ de la precipitación de ambos sitios (Figura A4). Por ejemplo, esta relación fue más fuerte en Cajas ($r=0.658$, $p<0.001$) que en Chirripó ($r=0.322$, $p=0.0568$). Recientemente, este mismo efecto fue reportado por Gastmans et al. (2017) en Brasil, donde la mayoría de las estaciones tuvieron interceptos entre +12 ‰ y +13 ‰, probablemente también debido a los efectos de la recirculación del vapor de agua a lo largo de la trayectoria de transporte de las masas de aire que llegan desde la Amazonia. Por lo tanto, con base en las trayectorias de masas de aire preferenciales identificadas para Cajas desde los Andes orientales de Ecuador y el norte de Perú, parece que el reciclaje de agua que llega desde esta región podría vincularse con este cambio en la LMWL.

La relación entre la cantidad de lluvia y $\delta^{18}\text{O}$ (o el "efecto de cantidad", Dansgaard, 1964) ocurre como resultado de procesos de precipitación tipo convectivo. Cuanto más fuerte es la naturaleza convectiva de un evento de lluvia, mayor es la cantidad de precipitación total, y por lo tanto, menor es la probabilidad de intercambio de humedad con el ambiente cuando las gotas de lluvia caen hacia la superficie (Sánchez-Murillo et al., 2015; Tharammal et al. 2017). Este "efecto de cantidad" parece ser más fuerte en los trópicos cuando se examinan datos obtenidos para períodos de tiempo más largos y no se presenta cuando los intervalos de muestreo son más cortos. Por lo tanto, la composición isotópica de muestras diarias o recolectadas para eventos de precipitación a menudo no muestran una fuerte correlación con la cantidad de precipitación (Risi et al., 2008; Sánchez-Murillo et al., 2015). En este estudio, a escalas de tiempo diarias y semanales, se encontró que la relación entre la cantidad de lluvia y el $\delta^{18}\text{O}$ fue muy débil y no estadísticamente significativa en Chirripó ($r^2=0.033$, $p=0.094$). En Cajas, esta relación también fue muy

débil pero estadísticamente significativa ($r^2=0.14$, $p=0.0027$) (Figura 17D). La variación de la composición isotópica correspondiente con la cantidad de lluvia mostró una disminución de 3.1‰ por 100 mm en Chirripó y 5.9‰ por 100 mm en Cajas. En general, estos valores son similares a los valores calculados para la región intermontañosa de Costa Rica (elevación más alta aproximadamente 3 400 m.s.n.m.) por Sánchez-Murillo et al. (2016c) y para Bolivia (Yungas-Altiplano, elevación más alta aproximadamente 5 200 m.s.n.m.) por Gonfiantini et al. (2001). Sin embargo, la correlación muy baja en el “efecto de cantidad” observado en las composiciones isotópicas a corto plazo (es decir, de diario a semanal) sugiere que las variaciones isotópicas en estos ecosistemas tropicales de gran altitud están controladas por los movimientos verticales de las masas de aire y los procesos microfísicos que rigen la formación de la precipitación orográfica y tipo convectivo y su contribución relativa a las aguas meteóricas en estas regiones montañosas tropicales, en lugar de la cantidad de precipitación (Scholl et al., 2009; Aggarwal et al., 2016).

4.3.4. Variaciones altitudinales del $\delta^{18}\text{O}$ y d -exceso.

Como se muestra en la Figura 18, hay una disminución altitudinal (de este a oeste según la trayectoria de masa de aire preferencial) en los valores de $\delta^{18}\text{O}$ de las aguas meteóricas para ambos sitios de estudio, asociada con la formación de la precipitación a partir de las masas de aire ascendentes desde sus respectivas fuentes al Páramo. Estas tendencias tienen variaciones altitudinales en $\delta^{18}\text{O}$ de -0.24‰/100m y -0.15‰/100m en Chirripó y Cajas, respectivamente. Ambos valores concuerdan con el valor promedio reportado por Gonfiantini et al. (2001) en Bolivia (-0.19‰/100m) y Windhorst et al. 2013 en el sur de Ecuador (-0.22‰/100m). Se encontró un aumento poco significativo en los valores de d -exceso a medida que las masas de aire viajaron desde Bataan (+8.98 ‰) hasta Chirripó (+10.08 ‰) lo que resultó en un cambio en d -exceso con la altura desde Bataan a Chirripó de apenas +0.03‰/100m (Figura 18). En Cajas, la tendencia altitudinal observada en el d -exceso en las aguas meteóricas a lo largo del transecto desde Porto Velho (+7.09‰) a Cajas (+15.39‰) dio como resultado un cambio altitudinal sistemático en el d -exceso de +0.22 ‰/100m. Debido a la distancia relativamente corta recorrida por masas de aire desde la costa caribeña de Costa Rica hasta las tierras altas de Chirripó (aproximadamente 84 km), es posible que el aumento relativamente pequeño con la altitud en el d -exceso en este sitio de Páramo esté controlado por: 1) la humedad entrante que se eleva orográficamente a lo

largo de la Vertiente caribeña, lo que aumenta el *d*-exceso en la precipitación debido a un reciclado de humedad más efectivo, y 2) masas de aire entrantes que viajan a altitudes mayores, lo que disminuye el *d*-exceso en la precipitación ya que se produce un menor intercambio con el suelo. Los cambios altitudinales en el *d*-exceso observados en Cajas concuerdan con el aumento observado en el *d*-exceso con la altitud reportado para el Altiplano del Yungas en Bolivia y la Meseta Tibetana (Gonfiantini et al., 2001; Bershaw et al., 2012).

En general, las variaciones altitudinales en $\delta^{18}\text{O}$ y el *d*-exceso son probablemente producto de la destilación del vapor de agua proveniente del Mar Caribe y la región amazónica, que se eleva orográficamente y se enfría adiabáticamente a través de la región caribeña de la Cordillera de Talamanca (Durán-Quesada et al. al., 2010) y de los Andes orientales (Chavez y Takahashi, 2017). En Chirripó, sin embargo, se encontró que el efecto de la migración anual de la ITCZ modificó el reciclaje de la humedad local y disminuyó las variaciones altitudinales en *d*-exceso, probablemente relacionado con una mayor contribución de la precipitación tipo convectivo, formada en altitudes mayores que en Cajas durante el período de estudio (Scholl y Murphy, 2014; Sánchez-Murillo et al., 2016b). Sin embargo, es posible también que exista un aporte adicional de humedad proveniente del Océano Pacífico, como producto de la influencia de la corriente de chorro colombiano (CHOCO, Durán-Quesada et al. al., 2010), y que probablemente conlleva a la formación de precipitación de tipo convectivo tanto en la Vertiente Pacífica de Chirripó como en la Vertiente del Caribe. En Cajas, por otro lado, la influencia de la SALLJ probablemente esté asociada con una mayor contribución de precipitación orográfica y reciclado de humedad a lo largo del transecto estudiado, consistente con una reducción en la convección durante eventos de El Niño en el norte de Brasil, pero que extiende también hacia el oeste hasta las estribaciones de los Andes en Ecuador y el norte de Perú (Vuille et al., 2000). En general, estas relaciones altitudinales son útiles para distinguir mejor las áreas de recarga de aguas subterráneas y las fuentes de agua superficial, así como el acceso al agua de los ecosistemas locales y de las personas que viven en las regiones más bajas.

4.4. Análisis isotópico en las aguas superficiales del Parque Nacional Chirripó.

4.4.1. Variaciones isotópicas estacionales en la precipitación y las aguas de los lagos.

Entre septiembre de 2015 y julio de 2017, las aguas del Lago Chirripó y el Lago Ditkevi mostraron una temperatura relativamente estable con valores medios de $12.5 \pm 2.0^{\circ}\text{C}$ (1σ) y $13.6 \pm 2.5^{\circ}\text{C}$ (1σ), respectivamente. En este mismo período, la temperatura ambiental mensual promedio fue $15.0 \pm 1.5^{\circ}\text{C}$ (1σ) y varió entre 12.7°C y 18.4°C (Figura 19A). Los valores promedio de pH para el Lago Chirripó y el Lago Ditkevi fueron de 8.09 ± 1.02 (1σ) y 7.71 ± 1.04 (1σ), respectivamente, mientras que el promedio de EC para estos lagos fue 4.5 ± 7.4 (1σ) $\mu\text{S}/\text{cm}$ y 17.3 ± 9.3 (1σ) $\mu\text{S}/\text{cm}$, respectivamente. Las mediciones de temperatura de las aguas de los lagos concuerdan en general con los valores de temperatura reportados por Horn et al. (2005).

La composición isotópica estacional de la precipitación (solo se muestran los valores de $\delta^{18}\text{O}$) fue variable en Chirripó, mostrando una mayor variación al comienzo de la estación lluviosa en abril-mayo y hacia el final de la estación lluviosa en septiembre-octubre (Figura 19B). Estos cambios en los valores de $\delta^{18}\text{O}$ muestran un empobrecimiento sistemático de los valores isotópicos (hasta $-20,67\text{‰}$) relacionadas con el paso de la ITCZ sobre Costa Rica (Sánchez-Murillo et al., 2013; 2016). Además, se registraron mayores cambios positivos en el *d*-exceso (hasta $+27.94 \text{‰}$) durante los períodos de transición hacia la estación seca y lluviosa en abril-mayo y noviembre-diciembre, respectivamente, debido a la influencia de la re-evaporación/reciclado de flujos de humedad. Como se muestra en la Figura 19C y 19D, el Lago Chirripó y el Lago Ditkevi presentaron variaciones isotópicas $\delta^{18}\text{O}$ similares pero atenuadas en comparación con las variaciones en la precipitación. Los cambios en $\delta^{18}\text{O}$ fueron más notorios en las aguas del Lago Ditkevi que en las del Lago Chirripó, especialmente durante la estación seca, cuando se registraron valores de $\delta^{18}\text{O}$ más enriquecidos. Las variaciones en las señales observadas de $\delta^{18}\text{O}$ coincidieron con cambios negativos simultáneos en el *d*-exceso y en el *lc*-exceso (hasta $-0,36\text{‰}$ y $-14,15\text{‰}$, respectivamente) durante la estación seca y se relacionaron con condiciones de evaporación más intensas. Cambios similares en los valores de *lc*-exceso también se encontraron durante períodos secos en una red de turberas en Escocia, relacionados con menores tasas de descarga y mayor evapotranspiración potencial (Sprenger et al., 2017). También se observó

un incremento relativo tanto en el *d*-exceso como en el lc-exceso durante la estación lluviosa, en respuesta a la entrada de precipitación.

4.4.2. $\delta^2\text{H}$ y $\delta^{18}\text{O}$ en precipitación, corrientes de agua y aguas de los lagos.

Entre septiembre de 2015 y julio de 2017, la LMWL de Chirripó fue $\delta^2\text{H}=8.37*\delta^{18}\text{O}+16.7$ ($r^2=0.98$, $N=166$, $p<0.001$) (Figura 20), y $\delta^2\text{H}$ y $\delta^{18}\text{O}$ varió de -155.45‰ a -10.55‰ y de -20,67‰ a 3,32‰, respectivamente. La LMWL de Chirripó se compara bien con la LMWL estimada para el bosque nuboso de Monteverde, Costa Rica (aproximadamente 1 500 m.s.n.m.) que fue $\delta^2\text{H}=8.6*\delta^{18}\text{O}+14.3$ (Rhodes et al., 2006). El intercepto mayor a +10‰ refleja la influencia de la humedad re-evaporada/reciclada que llega a Chirripó, similar a otros sitios de Páramo (por ejemplo, Mosquera et al., 2016a). Para las corrientes de agua, la relación $\delta^2\text{H}$ vs. $\delta^{18}\text{O}$ fue $\delta^2\text{H}=8.01*\delta^{18}\text{O}+11.4$ ($r^2=0.93$, $N=29$, $p<0.001$), y $\delta^2\text{H}$ y $\delta^{18}\text{O}$ variaron de -93.65‰ a -38.10‰ y de -13.02‰ a -6.41‰, respectivamente. La LMWL y la relación entre $\delta^2\text{H}$ vs. $\delta^{18}\text{O}$ para las corrientes de agua comparten valores de pendiente similares (aproximadamente de ocho), aunque el intercepto más pequeño de 11.4 ‰ para las corrientes de agua puede estar relacionada con la influencia de la evaporación.

La LEL estimada para Chirripó usando los datos del experimento de evaporación (círculos rojos en la Figura 20) fue $\delta^2\text{H}=5.21*\delta^{18}\text{O}-22.3$ ($r^2=0.96$, $N=21$, $p<0.001$). Durante el período de recolección de los datos de evaporación, la temperatura y humedad (*h*) promedio en Chirripó fueron 14.0 ± 2.7 °C (1σ) y 0.79 ± 0.56 (1σ), respectivamente. Se registró un enriquecimiento de aproximadamente 9‰ en $\delta^{18}\text{O}$ (de -11.67‰ a -2.52‰ en $\delta^{18}\text{O}$) en un período de 136 horas y una tasa de evaporación promedio de 5.0 ± 2.2 mm/día (aproximadamente 42% del volumen de agua inicial). La pendiente estimada para la LEL de Chirripó es consistente con el enriquecimiento isotópico observado para la relación $\delta^2\text{H}$ vs. $\delta^{18}\text{O}$ al evaporar agua bajo condiciones experimentales de humedad de 0.75 y para lo cual se registró una pendiente de 5.2 (Clark y Fritz, 1997; Gonfiantini, 1986). La pendiente de la LEL en Chirripó también concuerda con los valores reportados para sistemas no estacionales (es decir, donde se asume que existe un equilibrio entre el vapor de agua y la precipitación local) y para los cuales los valores de pendientes típicamente están en el rango 4-5 (Gibson et al., 2008). En este sentido, se encontró adicionalmente una composición

isotópica promedio del vapor de agua atmosférico (símbolo de estrella negra, Figura 20) como -149.91‰ para $\delta^2\text{H}$ y -20.74‰ para $\delta^{18}\text{O}$. Como la composición isotópica del vapor de agua atmosférico está aproximadamente sobre el trazo de la LMWL de Chirripó, es probable que las condiciones de evaporación en Chirripó se caractericen por la entrada de precipitación que está en equilibrio isotópico con el vapor de agua local (Gibson y Reid, 2014; Skrzypek et al., 2015).

Las líneas de evaporación (ELs) del Lago Ditkevi, Lago Chirripó y Lagos de Morrenas fueron: $\delta^2\text{H}=6.49*\delta^{18}\text{O}-6.43$ ($r^2=0.96$, $N=40$, $p<0.001$), $\delta^2\text{H}=6.61*\delta^{18}\text{O}-7.01$ ($r^2=0.97$, $N=31$, $p<0.001$), y $\delta^2\text{H}=6.07*\delta^{18}\text{O}-10.5$ ($r^2=0.95$, $N=24$, $p<0.001$), respectivamente. Se encontró que el $\delta^2\text{H}$ para el Lago Ditkevi, el Lago Chirripó y los Lagos de Morrenas se encontraba en los siguientes rangos: 82.12‰ a -41.90‰ , -118.49‰ a -58.03‰ , y -80.01‰ a -26.14‰ , respectivamente, mientras el $\delta^{18}\text{O}$ varió de -11.57‰ a -5.77‰ , de -16.90‰ a -8.33‰ , y de -11.51‰ a -1.88‰ , en el mismo orden. En general, las ELs del Lago Ditkevi, Lago Chirripó y Lagos de Morrenas reflejan las condiciones climáticas de altitud de Chirripó, ya que las ELs de estas aguas tienen pendientes mayor a cinco (5), generalmente reportadas para regiones de altitud (Gibson et al., 2008; Gibson et al., 2016a). Por ejemplo, en los Andes de Bolivia (América del Sur), también se observó un valor > 5 a aproximadamente $4\ 400$ m.s.n.m. (Abbott et al., 2000; Wolfe et al., 2001).

Al utilizar el análisis de varianza de una vía no paramétrico de Kruskal-Wallis en rangos, se encontraron diferencias estadísticamente significativas entre los valores promedio de $\delta^{18}\text{O}$, d -exceso, y lc -exceso de la precipitación, las corrientes de agua y de los lagos ($p<0.001$, Figura 21A-C). La mediana del $\delta^{18}\text{O}$ en el Lago Ditkevi (-8.54‰) fue significativamente mayor ($p<0.001$) que la mediana correspondiente del $\delta^{18}\text{O}$ de la precipitación y las corrientes de agua (-10.77‰ y -10.60‰ , respectivamente), pero no significativamente diferente ($p=0.492$) que la mediana de $\delta^{18}\text{O}$ de los Lagos de Morrenas (-9.36‰ , respectivamente). También fue significativamente mayor que la mediana del $\delta^{18}\text{O}$ del Lago Chirripó (-9.34‰ , $p<0.05$). No se encontraron diferencias significativas ($p=0.829$) entre la mediana de $\delta^{18}\text{O}$ de la precipitación y las corrientes de agua. En términos de d -exceso, no se encontraron diferencias significativas ($p>0.05$) entre las medianas del Lago Ditkevi, Lago Chirripó y Lagos de Morrenas (6.25‰ , 5.77‰ , y 7.86‰ , respectivamente). Sin embargo, estos valores fueron significativamente menores ($p<0.05$)

que el d -exceso promedio de la precipitación y las corrientes de agua (12.11 ‰ y 10.77 ‰, respectivamente) para los cuales también se identificó una diferencia significativa entre los valores de d -exceso ($p=0.037$). Con respecto al lc-exceso, los valores estimados para el Lago Ditkevi, el Lago Chirripó y los Lagos de Morrenas fueron -7.40 ‰, -7.39 ‰, y -5.19 ‰, respectivamente. Estos valores de lc-exceso fueron significativamente más bajos ($p<0.05$) que la mediana para las corrientes de agua (-1.90 ‰), pero no significativamente diferentes ($p<0.05$) entre sí. En general, estos resultados muestran que la evaporación de las aguas presentes en la superficie de los lagos influye en la composición isotópica, ya que el d -exceso y el lc-exceso de las aguas de los lagos son diferentes a los valores correspondientes en la precipitación y las corrientes de agua (Cui et al., 2017; Sprenger et al., 2017; Wu et al., 2017). Estos hallazgos también demuestran la factibilidad de separar cuantitativamente los componentes del balance hídrico de los lagos utilizando estimaciones basadas en isótopos estables como las relaciones E/I debido a que las señales isotópicas en los diferentes componentes del ciclo del agua de Chirripó son distintas entre sí (Gibson et al., 2016a).

4.4.3. Pérdidas por evaporación vs. la cantidad de agua que ingresa a los lagos de Chirripó.

Con base en el balance hídrico realizado y basado en el uso de isótopos estables, se estimaron las condiciones de evaporación estacionales en el Lago Chirripó, el Lago Ditkevi y los Lagos de Morrenas (Figura 22). Los valores calculados son estimaciones basadas en isótopos estables para pérdidas por evaporación y se expresan como relaciones E/I (en %). Durante la estación lluviosa (mayo-noviembre), la relación E/I promedio estimada y los valores correspondientes de $PER_{E/I}$ para el Lago Chirripó, el Lago Ditkevi y los Lagos de Morrenas fueron de $2.5 \pm 1.0\%$, $6.6 \pm 2.5\%$ y $4.0 \pm 1.5\%$, respectivamente, mientras que durante la estación seca (diciembre-abril) los valores promedio correspondientes fueron $4.3 \pm 2.6\%$, $8.5 \pm 5.3\%$ y $9.8 \pm 7.0\%$, respectivamente. Por lo tanto, se encontró un aumento en las pérdidas por evaporación de los lagos durante la estación seca en comparación con la estación lluviosa, que fue mayor en los Lagos de Morrenas que en los otros sistemas lacustres, principalmente relacionado con la disminución en la precipitación mensual durante esta temporada como se muestra en Figura 19A. Sin embargo, con base en los valores $PER_{E/I}$ calculados para las relaciones E/I de cada sistema lacustre, no se pueden

inferir que existan cambios estacionales significativos en los lagos, ya que las pérdidas por evaporación no fueron lo suficientemente diferentes entre la estación seca y lluviosa como para vincular estas diferencias a cambios estacionales en las condiciones climáticas en Chirripó, con excepción de los cambios observados en las cantidades de precipitación antes mencionadas. También se observó que las relaciones E/I estimadas para Chirripó son relativamente bajas en comparación con otros lagos situados, por ejemplo, en la Meseta Tibetana (24.1-27.3%, Cui et al., 2017), en el sur de la Patagonia (50-58%, Mayr et al., 2007), y en Alberta, Canadá (18-136%, Gibson et al., 2016b). Estas pérdidas bajas por evaporación reflejan también las condiciones ecohidrológicas encontradas para las regiones montañosas del Caribe y Pacífico Sur, las cuales mostraron una resiliencia ecohidrológica alta y resistencia ecohidrológica baja, es decir, buena disponibilidad de agua para los ecosistemas de alta montaña. Por lo tanto, estos hallazgos para Chirripó abren la posibilidad de realizar más investigaciones en otros lagos glaciares alpinos tropicales como los situados en el Páramo del sur de Ecuador, para los cuales recientemente se realizó un análisis de su estado limnológico y trófico (Van Colen et al., 2017).

Las relaciones E/I más pequeñas para el Lago Chirripó en comparación con el Lago Dikevi y los Lagos de Morrenas también parecen estar relacionadas con el mayor almacenamiento de calor del Lago Chirripó (Andreasen et al., 2017), que tiene un área de $7.8 \times 10^4 \text{ m}^2$ y una profundidad promedio de 8.2 m (Göcke et al., 1981). El sistema de lagos ubicado en el Valle de las Morrenas, por ejemplo, tiene un área de aproximadamente $1.2 \times 10^5 \text{ m}^2$, pero una profundidad promedio más pequeña de 5.2 m (Horn et al., 2005), lo que reduce el almacenamiento de calor y aumenta la evaporación. En este sentido, se sabe que los lagos con volúmenes de agua más pequeños suelen estar sujetos a una reducción gradual del volumen como resultado de las pérdidas por evaporación que podría conducir a una sobreestimación de las relaciones promedio E/I debido al enriquecimiento isotópico de sus aguas (Gibson et al. al., 1993). Sin embargo, se encontró que las relaciones E/I estimadas fueron más sensibles a la variación en δ_{luzvia} y h (con valores de incertidumbre relativa promedio de 28% y aproximadamente 17%, respectivamente) que a los de T y δ_{lago} . Por ejemplo, en los Lagos de Morrenas (los cuales tuvieron las mayores variaciones en las relaciones E/I), variaciones en δ_{luzvia} de $\pm 3.5 \text{ ‰}$ para $\delta^{18}\text{O}$ resultaron en diferencias de aproximadamente 5% en los cocientes E/I , mientras que variaciones de $\pm 15\%$ en h

muestraron cambios en los valores E/I de aproximadamente 10%. Sin embargo, debido a que estos parámetros se midieron *in situ*, no se introdujeron errores de suposición en los cálculos de las relaciones E/I debidas a δ_{luvia} o h .

4.4.4. Balance hídrico para el Lago Ditkevi.

Las principales características morfológicas utilizadas para estimar los niveles de agua del Lago Ditkevi se muestran en el Cuadro 5 y la Figura A5 (perfil de profundidad batimétrica). En el período de julio de 2016 a julio de 2017, se registró una disminución en el nivel del agua de 19 mm en el Lago Ditkevi, que corresponde a una variación de aproximadamente 0.5% en el volumen promedio del lago. Por lo tanto, los resultados del balance hídrico anual para el Lago Ditkevi son representativos de condiciones de estado estacionario. Para estos cálculos, se usó la temperatura del agua del lago y la humedad del aire que se muestran en la Figura 23A. La h (humedad relativa, en %) observada en el Lago Ditkevi varió entre 38.5% y 98.5%, con un valor promedio de $71.8\% \pm 18.5\%$ (1σ), mientras que la temperatura promedio del agua del lago fue de $12.0^{\circ}\text{C} \pm 1.3^{\circ}\text{C}$, con un mínimo y máximo de 8.5°C y 15.0°C , respectivamente. Se estimó un nivel de agua promedio de 3 509.1 m.s.n.m. para el Lago Ditkevi (Figura 23B), equivalente a una profundidad promedio de 3.5 m y un volumen de $5.77 \times 10^4 \text{ m}^3$ (Cuadro 5).

En general, los cambios diarios promedio en el nivel del agua mostraron un nivel relativamente estable entre julio y noviembre de 2016, con aumentos esporádicos entre diciembre de 2016 y mediados de enero de 2017 (hasta 3 509.5 m.s.n.m.) causados por eventos de precipitación relativamente grandes (hasta 50 mm/día). En febrero y partes de abril de 2017 se registró una disminución constante en el nivel del agua (hasta 3 508.9 m.s.n.m.), seguido de leves aumentos en los niveles de agua debido a eventos de precipitación de hasta aproximadamente 30 mm/día entre marzo y abril de 2017. Después de mayo 2017, cuando se restableció la estación lluviosa en Chirripó, se observó otro aumento en el nivel del agua. Como se muestra en la Figura 23C, hubo un claro efecto de la estación seca (de diciembre a abril) sobre la composición isotópica del agua del lago cuando se observó una reducción sistemática del $\delta^{18}\text{O}$ -exceso (hasta $-14,1\text{‰}$), pero también una alta respuesta a las entradas de precipitación que aumentó rápidamente el $\delta^{18}\text{O}$ -exceso, especialmente al comienzo de la estación lluviosa. Por lo tanto, el nivel del agua del Lago

Ditkevi fue controlado por los incrementos estacionales en la cantidad de precipitación y la escorrentía, que es una característica de los lagos sin entradas de agua de lagos ubicados aguas arriba (Gibson et al., 2016a). Parece que la contribución de las aguas subterráneas al Lago Ditkevi fue relativamente pequeña, porque en ausencia de precipitaciones, los niveles del agua del lago disminuyeron de manera rápida y constante.

Utilizando la relación E/I anual, los cambios en el nivel del agua en el lago y la información de precipitación, se estimó una entrada de agua anual de 2 953 mm/año (aproximadamente 4.9×10^4 m³) para el Lago Ditkevi, con una contribución relativa de la precipitación y la escorrentía de 57% y 43%, respectivamente. Con base en la respuesta rápida observada en el nivel de agua cuando recibe precipitación mostrada anteriormente, y el hipotético ingreso mínimo de agua subterránea al lago, se concluye que al Lago Ditkevi solo ingresa agua de precipitación y escorrentía. La relación entre la escorrentía/precipitación, estimada al dividir la escorrentía promedio (1 271 mm/año y equivalente a 2.1×10^5 m³/año) entre la precipitación (1 682 mm/año o 2.8×10^5 m³/año), fue 75.6%. Esta estimación es similar a los valores reportados en otros sitios de Páramo como Chingaza (Colombia, 67.5%) y Zhurucay (sur de Ecuador, hasta 68%) (Cárdenas et al., 2017; Mosquera et al., 2015). Además, el valor de escorrentía estimado para Chirripó se compara bien con el valor anual reportado para una cuenca de Páramo (2.58 km²) ubicada en el sur de Ecuador (Cuenca) de 933 mm/año (Buytaert et al., 2007). Con base en el área de la cuenca del Lago Ditkevi (2.89×10^5 m² o 0.289 km²) y el cálculo de la escorrentía, se estimó el valor del aporte de agua superficial que hace la cuenca al Lago Ditkevi basado en el uso de isótopos (W_y) de 73 mm/año para el Páramo de Chirripó (Cuadro 5). En general, la cuenca del Lago Ditkevi se caracteriza por pendientes pronunciadas que promueven respuestas hidrológicas rápidas como los cambios rápidos de nivel de agua mostrados en la Figura 23B (Kang et al., 2017), y no se espera que haya agua subterránea en la cuenca, ya que el flujo de agua está restringido a flujos de agua superficiales o a flujos sub-superficiales en el suelo y por encima del lecho de roca (Buytaert et al., 2007).

Durante el período de estudio, la relación E/I fue de $10.0 \pm 5.0\%$, lo que equivale a una pérdida de evaporación de 294 mm/año, y un tiempo de residencia del agua de 1.2 ± 0.6 años. Como era de esperar, las pérdidas por evaporación fueron más importantes durante la estación seca (diciembre-abril) cuando se observaron los mayores cambios en el nivel de

agua y en el lc-exceso (Figura 23C). Sin embargo, también parece que la humedad relativamente alta registrada durante todo el año en Chirripó ($71.8\% \pm 18.5\%$, 1σ) tiende a limitar la transferencia de masa de agua líquida del lago y el vapor atmosférico en la superficie del lago, lo que resulta en una evaporación relativamente pequeña en el Lago Ditkevi. Se identificaron condiciones similares de evaporación utilizando valores de *d*-exceso (con valores promedio que varían entre 10.5 ‰ y 11.5 ‰) en los humedales de Zhurucay (sur de Ecuador), donde el agua superficial y del suelo no se evaporan fuertemente ya que la humedad es relativamente alta durante todo el año (generalmente $>90\%$, Mosquera et al., 2016b). Estos humedales se encuentran en las partes bajas de los valles cerca de las corrientes de agua, conectados con las laderas adyacentes en la época lluviosa y dominados por un flujo sub-superficial poco profundo, que son características similares a las encontradas en el Lago Ditkevi. Para estos humedales, los tiempos promedio de tránsito estimados fueron similares a los tiempos de residencia calculados para el Lago Ditkevi (0.64-0.84 años; Mosquera et al., 2016a). El mayor tiempo de residencia calculado para el Lago Ditkevi parece estar relacionado con la mayor capacidad de almacenamiento de agua de este lago.

Como se encontró que el Lago Ditkevi estaba en estado estacionario durante el período de estudio y los lagos de Chirripó son lagos bien mezclados (Göcke et al., 1981; Horn et al., 2005), se considera el modelo de equilibrio de masa basado en el uso de isótopos estables proporciona estimaciones precisas de la relación *E/I* para este lago (Gibson et al., 2016a; Mayr et al., 2007), y es válido considerar que la composición isotópica de los flujos de evaporación mostrados en el Cuadro 5 están controladas por la composición isotópica del vapor de agua atmosférico y las condiciones climáticas no estacionales de Chirripó (Gibson et al., 2008).

Finalmente, es necesario reconocer que la disponibilidad de agua alta en el Páramo de Chirripó supone un reto importante para la gestión adecuada de este recurso en la zona sur del país. Tal y como se discutió anteriormente, el número de conflictos por el agua a nivel municipal puede ser estimado con base en la población de cada municipalidad y el número de eventos hidrometeorológicos. Aunque actualmente el foco de conflictos parece ubicarse en otras regiones, y no en la zona sur del país, cantones como Pérez Zeledón reportaron 1.3 conflictos por el agua por cada 10 000 habitantes, lo cual es un valor muy similar a la

mediana correspondiente estimada para las municipalidades ubicadas en la GAM de 1.5 conflictos por el agua por cada 10 000 habitantes. Por lo tanto, un aumento poblacional en esta región podría aumentar la cantidad de conflictos por el agua si no se toman medidas adecuadas para actualizar la infraestructura hídrica disponible actualmente. Además, los cambios en el uso de la tierra que se podrían registrar como resultado de la expansión poblacional hacia los límites de las áreas protegidas, como el Parque Nacional Chirripó, podrían afectar las condiciones ecohidrológicas del Páramo y a los recursos hídricos que provee actualmente. Estos cambios ya han sido reportados por Sánchez-Azofeifa et al. (2002, 2006) en el Área de Conservación La Amistad-Caribe (ACLA-C), tal y como se muestra en la Figura 7.

5. PROPUESTAS PARA UNA GESTIÓN MÁS INTEGRADA DEL RECURSO HÍDRICO EN COSTA RICA

Los resultados obtenidos y discutidos anteriormente pueden ser representados en un esquema conceptual que muestre las interrelaciones encontradas entre las condiciones hidroclimáticas y ecohidrológicas en Costa Rica, el transporte de humedad y las condiciones hidrológicas del Páramo de Chirripó estudiadas mediante el uso de isótopos estables y la conflictividad por el agua en el país. Este esquema se muestra en la Figura 24. Tomando como base esta información, a continuación se presentan tres propuestas para integrar estos resultados en la gestión del recurso hídrico en Costa Rica.

Como primera propuesta, **la gestión del recurso hídrico en Costa Rica debería organizarse en función de las condiciones hidroclimáticas y ecohidrológicas que prevalecen actualmente en el país.** En general, estas condiciones determinan la disponibilidad de agua, y determinan la respuesta de los ecosistemas a cambios en las condiciones climáticas, por ejemplo, variaciones en la cantidad de precipitación. De esta forma, Costa Rica puede ser dividida en dos regiones, el Caribe y el Pacífico Sur, y el Pacífico Norte, las cuales tienen condiciones de resiliencia y resistencia hidrológicas diferentes, y por lo tanto, deben gestionarse de manera diferente. Estas dos regiones deberían constituirse en dos macro-unidades de gestión para el recurso hídrico en Costa Rica, por lo que aquellos administradores del recurso hídrico, por ejemplo las municipalidades, las ASADAS, el AyA, la ESPH y la JASEC deberían agruparse, y cooperar entre sí, en función de su ubicación dentro de estos espacios hidroclimáticos. Sin embargo, es posible también utilizar unidades de gestión más pequeñas basadas en los límites de las cuencas hidrográficas para agrupar aquellas instituciones que comparten recursos hídricos y que necesitan desarrollar planes de gestión para el suministro de agua y saneamiento verdaderamente integrados. A la vez, este reordenamiento permitiría establecer acciones de adaptación y mitigación ante cambios climáticos de corto plazo y relacionadas con ENSO, los cuales impactarían de manera diferente a ambas regiones. Por ejemplo, durante fases cálidas en ENSO, el Pacífico Norte sería muy susceptible a cambios en los patrones de precipitación debido a la resistencia hidrológica alta presente en esta región, es decir, debido a la pobre sincronización entre la precipitación y la escorrentía registrada en nuestro periodo de estudio.

Como segunda propuesta, **la gestión del recurso hídrico, y específicamente a la toma de decisiones, debería incorporar con mayor eficiencia la información científica obtenida mediante monitoreo hidroclimático y ecohidrológico a lo largo del país.** Esta información debería registrarse utilizando redes de monitoreo con una resolución espacial y temporal alta, y para lo cual, la cooperación interinstitucional es un factor clave para lograr con éxito este objetivo. Además, la información generada debe incorporar el uso de herramientas de gestión actualizadas, por ejemplo, el uso de sistemas de información geográfica y el análisis de isótopos estables del agua. Aunque tradicionalmente este monitoreo se ha llevado a cabo en las cuencas hidrográficas del Valle Central (por ejemplo, Río Grande de Tárcoles), o que se utilizan para la hidrogenación (por ejemplo, Río Reventazón), es necesario incluir otros espacios hidroclimáticos susceptibles a variaciones climáticas de corto plazo a mediano plazo, como aquellos ubicados en zonas de alta elevación (por ejemplo, el Páramo) o regiones con patrones de aridez marcados (por ejemplo, los bosques ubicados en el Pacífico Norte). Como se muestra en la Figura 24, aunque el Páramo de Chirripó puede considerarse actualmente como un ecosistema altamente resiliente en términos hidrológicos, es a la vez sensible a variaciones climáticas asociadas, por ejemplo, con cambios en las condiciones de ENSO. Estos cambios de corto plazo en el clima de esta región de alta elevación podrían modificar el transporte de humedad desde el Mar Caribe o el Océano Pacífico, o incrementar las pérdidas de agua por evaporación en los sistemas de aguas superficiales ubicados en el Páramo. En general, estos cambios modificarían también la disponibilidad de agua para las tierras ubicadas a menor elevación en el Caribe y el Pacífico Sur.

Finalmente, y como tercera propuesta, **la gestión del recurso hídrico en Costa Rica debería avocarse a la implementación y la consolidación de una gobernanza del agua adaptativa en el país.** En esta actualización de la gestión del recurso hídrico en el país, se podrían incluir indicadores de gestión como los conflictos por el agua, los cuales pueden dar información sobre cambios en las condiciones hidroclimáticas y el estado de la infraestructura hídrica utilizada para el suministro y saneamiento. Como se muestra en la Figura 24, las condiciones hidroclimáticas y ecohidrológicas en el país influyen la respuesta social ante variaciones climáticas de corto plazo. Sin embargo, hay que aceptar que estas respuestas sociales son complejas, por lo que se requiere de un abordaje

interdisciplinario para gestionarlas. Para ello, es necesario entonces propiciar la colaboración y establecimiento de una gobernanza policéntrica, que incluya a diversos actores, con el fin de resolver y prevenir problemas de coordinación, fomentar la confianza entre los actores y garantizar un ambiente más democrático cuando se toman decisiones. Un aumento en la confianza entre los actores requerirá necesariamente incorporar con mayor eficiencia la participación pública en la toma de decisiones, y a la vez, como se mencionó anteriormente, reconocer que tenemos una comprensión limitada de nuestros sistemas socioecológicos y que debemos cooperar estrechamente para gestionar adecuadamente nuestros recursos naturales.

6. CONCLUSIONES

Con base en los resultados obtenidos en este estudio, es posible aceptar la hipótesis que la integración de la variabilidad climática en la gestión del recurso hídrico en Costa Rica es necesaria para mejorar la comprensión de las condiciones hidroclimáticas, ecohidrológicas, y la aparición de conflictos por el agua. Esta variabilidad climática puede estudiarse mediante el uso de herramientas isotópicas que demuestran ser muy útiles y poderosas para analizar cambios en la dinámica de precipitación en ecosistemas frágiles como el Páramo y estudiar cambios en las condiciones hidrológicas, por ejemplo, las pérdidas por evaporación en sistemas lacustres ubicados regiones como el Parque Nacional Chirripó.

La distribución espacial de las condiciones hidroclimáticas y ecohidrológicas en Costa Rica puede describirse tomando como referencia los límites teóricos del marco de Budyko. La Vertiente del Pacífico mostró una tendencia a estar limitados por el agua, mientras que la Vertiente del Caribe está limitada por la energía. Los sitios estudiados en el Pacífico se dividieron en dos tipos: el Pacífico Sur, con sitios altamente resilientes con desviaciones similares en el exceso de energía (U) y exceso de agua (W), y el Pacífico Norte, con sitios con altamente resistentes con altas desviaciones en W. Los valores de resistencia calculados sugieren que los biomas ubicados en la región del Pacífico Norte, como los bosques húmedos más bajos y premontanos, son especialmente susceptibles a los cambios observados en las condiciones ecohidrológicas consideradas en este estudio, especialmente por sus limitaciones en el agua, baja resiliencia y alta variabilidad en W. Por el contrario, los bosques lluviosos y húmedos ubicados en la Vertiente del Pacífico Sur y el Caribe (zonas costeras) están bajo la influencia de condiciones ecohidrológicas más estables debido a la alta disponibilidad de agua y la alta resiliencia ecohidrológica. En general, los cambios en la cubierta forestal y en las condiciones climáticas de corto plazo revelaron que el Pacífico Norte y el Caribe Norte sufrieron un aumento en los índices de aridez (PET/P) y la región montañosa caribeña, cerca del Parque Nacional Tapantí, sufrió cambios ecohidrológicos asociados a un aumento en la cubierta forestal.

Un total de 719 conflictos relacionados con el agua fueron encontrados entre 2005 y 2015. Estos conflictos ocurrieron principalmente entre particulares y el gobierno y se ubicaron principalmente en la cuenca del Río Grande de Tárcoles. Cuando el acceso a la

infraestructura hídrica de buena calidad no es posible, los problemas de contaminación ocasionados por daños físicos a la infraestructura hídrica y los derrames de aguas residuales fueron las causas principales de los conflictos, seguidos por aquellos conflictos causados por las inundaciones y la escasez de agua. Un modelo lineal que incluye dos variables: la población de cada municipalidad y la cantidad de eventos hidrometeorológicos fue calculado para estimar la cantidad de conflictos por cantón. La variabilidad climática o los cambios en los patrones de precipitación del Valle Central se correlacionaron significativamente con la ocurrencia de eventos hidrometeorológicos como las inundaciones en esta región. Durante los episodios de La Niña, los cambios positivos o anomalías positivas registradas en los patrones de precipitación ejercieron una presión adicional sobre la infraestructura hídrica, principalmente la ubicada en el Valle Central, lo que resultó en un aumento en el número de conflictos por el agua, especialmente aquellos relacionados con derrames y daños físicos. Por lo tanto, esta región puede considerarse vulnerable a cambios de corto plazo en el clima debido a la incidencia de conflictos por el agua.

Las variaciones isotópicas temporales en la precipitación y el análisis de trayectorias de masas de aire revelaron que en el Páramo de Chirripó (Costa Rica) hay una contribución efectiva de la humedad del Caribe y del Pacífico (fuentes marítimas) y principalmente de los vientos alisios que viajan sobre el Mar Caribe Central. La variabilidad temporal de la composición isotópica de la precipitación local está controlada por la contribución de las precipitaciones tipo convectivo que llegan a Chirripó asociadas con el paso de la ITCZ sobre Costa Rica durante la estación lluviosa, y la contribución de la precipitación orográfica durante el Veranillo y las temporadas de transición. En Cajas (sur de Ecuador), se encontró una fuerte influencia de la corriente de chorro de bajo nivel sudamericana (SALLJ) sobre el transporte de vapor de agua reciclado desde la selva amazónica (fuente continental). Los cambios estacionales en la composición isotópica de la precipitación en Cajas también estuvieron relacionados con la contribución de la precipitación tipo convectivo relacionada con la migración de la ITCZ (períodos más lluviosos) y la precipitación orográfica (períodos más secos). También se identificó un fuerte aporte de agua reciclada al Páramo de Cajas debido al mayor tiempo de residencia de las masas de aire sobre el continente, transportadas por la SALLJ, mientras que en Chirripó, la distancia

relativamente corta recorrida por las masas de aire desde la costa caribeña de Costa Rica hasta Chirripó, y transportadas principalmente por los vientos alisios desde el noreste, resultó en una contribución menor de agua reciclada a este Páramo.

El estudio realizado en las aguas superficiales de Chirripó indica que las condiciones de evaporación en Chirripó se caracterizaron por el aporte de la precipitación que está en equilibrio isotópico con el vapor de agua local. En general, los lagos glaciares de Chirripó mostraron valores promedio de δ -exceso y el δ -exceso que están relacionados con las pérdidas por evaporación desde la superficie de los lagos. La composición isotópica distinta que presentan los diferentes componentes del ciclo del agua de Chirripó confirman las condiciones de evaporación no estacionales relacionadas con valores bajos en las relaciones E/I menores a 10%. Para el Lago Ditkevi, el balance hídrico anual demostró que este lago estuvo bajo condiciones de estado estable (sin pérdidas significativas de agua) y con niveles de agua controlados por los cambios estacionales en la cantidad de precipitación y la escorrentía que ingresaron al lago. La humedad relativamente alta registrada durante todo el año en Chirripó tiende a limitar la evaporación desde la superficie del Lago Ditkevi, lo que da como resultado un tiempo de residencia de aproximadamente un año.

Finalmente, con base en los resultados obtenidos, se presentan tres propuestas para realizar una gestión más integrada del recurso hídrico en Costa Rica: i) organizar la gestión del recurso hídrico en Costa Rica en función de las condiciones hidroclimáticas y ecohidrológicas que prevalecen actualmente en el país, ii) incorporar con mayor eficiencia a la gestión del recurso hídrico, y específicamente a la toma de decisiones, la información científica obtenida mediante monitoreo hidroclimático y ecohidrológico a lo largo del país, y iii) implementar y consolidar una gobernanza del agua adaptativa para la gestión del recurso hídrico en Costa Rica, y en la cual, se podrían usar indicadores de gestión como los conflictos por el agua.

7. RECOMENDACIONES

Con base lo expuesto anteriormente, se puede pueden hacer varias recomendaciones para ampliar los resultados del presente trabajo.

El análisis de las condiciones ecohidrológicas realizado en Costa Rica debe actualizarse en el futuro para incluir periodos de tiempo más largos y conjuntos de datos con mayor resolución espacial y temporal, lo cual ayudaría a ampliar los resultados de este estudio a las regiones que carecen de información hidrológica. Sin embargo, no solamente es necesario ampliar estos resultados, sino también incorporarlos en el desarrollo de estrategias efectivas de conservación y manejo para cuencas y bosques tropicales en el país. Por ejemplo, los administradores de recursos hídricos nacionales y regionales deberían usar la susceptibilidad hidrológica a las sequías de regiones como el Pacífico Norte para adoptar políticas de gestión efectivas que optimicen la eficiencia del uso y el almacenamiento del agua de acuerdo con la resiliencia hidrológica de esta región. Nuevamente, este análisis requiere de la cooperación y colaboración entre las diferentes instituciones que velan por el recurso hídrico en el país.

El análisis de la conflictividad por el agua en Costa Rica indica que existe una necesidad urgente de invertir fondos en la actualización de la infraestructura hídrica en todo el país, pero en coordinación con el desarrollo las políticas económicas, regulatorias y de gestión actualizadas. En general, y como se propuso anteriormente, esto requiere de la implementación de cambios en la gobernanza del agua tradicional. Se necesita además la incorporación de personal capacitado y el uso de la información científica disponible sobre la variabilidad climática para mejorar el uso de los recursos hídricos y las responsabilidades entre los gobiernos locales, quienes tienen una jurisdicción importante sobre la infraestructura hídrica.

Debido a la ubicación de Costa Rica en el Istmo Centroamericano, las variaciones en la cantidad de lluvia que llega al país se asocian principalmente con anomalías de la temperatura superficial en el Océano Pacífico y Atlántico. **Esto supone un espacio hidroclimático tropical ideal para establecer observatorios ecohidrológicos y estudiar regiones como el Páramo de Chirripó y el Pacífico Norte en Guanacaste, en donde se pueden utilizar herramientas isotópicas, sensores remotos, sistemas de información**

geográficos, entre otras herramientas, para estudiar variaciones climáticas a largo plazo. Estos observatorios serían sitios idóneos para realizar investigaciones con una resolución espacio-temporal alta y estudiar la influencia del ciclo de ENSO en el transporte efectivo de humedad hacia América Central, los cambios en las condiciones de evaporación en las aguas superficiales del Páramo y los efectos de los cambios en el uso de la tierra sobre la variedad de servicios ecosistémicos que proveen los ecosistemas frágiles, que incluyen además del Páramo al bosque seco. Por ejemplo, el Observatorio Ecohidrológico de Zhurucay, ubicado en el Parque Nacional Cajas (Andes Ecuatorianos), permitirá en el futuro identificar los posibles impactos negativos asociados con la deforestación en la Amazonia, la cual modificará la cantidad de humedad que los bosques tropicales de esta región reciclan, y que conducirá a una reducción en la cantidad de agua reciclada que es efectivamente transportada al Páramo. También se espera que la deforestación modifique la composición isotópica de la precipitación que llega al Páramo andino, debido al aumento en la escorrentía.

8. REFERENCIAS

- Abbott, M.A., Wolfe, B.B., Aravena, R., Wolfe, A.P., Seltzer, G.O. (2000). Holocene hydrological reconstructions from stable isotopes and paleolimnology, Cordillera Real, Bolivia. *Quaternary Science Reviews*, 19 (17-18), 1801-1820, doi:10.1016/S0277-3791(00)00078-0.
- Aggarwal, P.K., Romatschke, U., Araguás-Araguás, L., Belachew, D., Longstaffe, F.J., Berg, P., Schumacher, C., Funk, A. (2016). Proportions of Convective and Stratiform Precipitation Revealed in Water Isotope Ratios. *Nature Geoscience*, 9, 624-629, doi:10.1038/ngeo2739.
- Alfaro, E.J. (2002). Some Characteristics of the Annual Precipitation Cycle in Central America and their Relationships with its Surrounding Tropical Oceans. *Tópicos Meteorológicos y Oceanográficos*, 9, 88-103.
- Alpízar-Rodríguez, F. (2012). ¿Democracia ecológica? Las instituciones, la participación política y las contiendas por el agua en Costa Rica (1821-2010). Tesis doctoral, Universidad Complutense de Madrid, Madrid, España.
- Allen, C.D., Macalady, A.K., Chenchouni, H., Bachelet, D., McDowell, N. (2010). A global overview of drought and heat-induced tree mortality reveals emerging climate change risks for forests. *Forest Ecology and Management*, 259 (4), 660-684, doi:10.1016/j.foreco.2009.09.001.
- Andreasen, M., Rosenberry, D.O., Stannard D.I. (2017). Estimating daily lake evaporation from bi-weekly energy-budget data. *Hydrological Processes*, 31(25), 4530-4539, doi:10.1002/hyp.11375.
- Araguás-Araguás, L., Froehlich, K., Rozanski, K. (2000). Deuterium and oxygen-18 isotope composition of precipitation and atmospheric moisture. *Hydrological Processes*, 14, 1314-1355, doi:10.1002/1099-1085(20000615)14:8<1341::AID-HYP983>3.0.CO;2-Z.
- Aravena, R., Suzuki, O., Pena, H., Pollastri, A., Fuenzalida, H., Grilli, A. (1999). Isotopic composition and origin of the precipitation in Northern Chile. *Applied Geochemistry*, 14 (4), 411-422, doi:10.1016/S0883-2927(98)00067-5.

- Arnell, N.W. (2004). Climate change and global water resources: SRES emissions and socio-economic scenarios. *Global Environmental Change*, 14, 31-52, doi:10.1016/j.gloenvcha.2003.10.006.
- Ashton, P.J. (2002). Avoiding Conflicts over Africa's Water Resources. *Ambio*, 31, 236-242, doi:10.1579/0044-7447-31.3.236.
- Astorga, Y. (2010). Gestión del Recurso Hídrico y Uso del Agua. Decimosexto Informe Estado de la Nación. San José, Programa Estado de la Nación, San José, Costa Rica.
- Babcock, M., G. Wong-Parodi, M.J. Small, and I. Grossmann (2016). Stakeholder perceptions of water systems and hydro-climate information in Guanacaste, Costa Rica. *Earth Perspectives*, 3, 1-13, doi:10.1186/s40322-016-0035-x.
- Bernauer, T., Böhmelt, T., Koubi, V. (2012). Environmental changes and violent conflict. *Environmental Research Letters*, 7:015601. doi:10.1088/1748-9326/7/1/015601.
- Beniston, M. (2000). *Environmental Change in Mountains and Uplands*, Arnold Publishers, London, and Oxford University Press, New York.
- Bershaw, J., Penny, S.M., Garzzone, C.N. (2012). Stable isotopes of modern water across the Himalaya and eastern Tibetan Plateau: Implications for estimates of paleoelevation and paleoclimate. *Journal of Geophysical Research.*, 117, 97-109, D02110 doi:10.1029/2011JD016132.
- Biggs, T.W., Lai, C.T., Chandan, P., Lee, R.M., Messina, A., Leshner, R.S., Khatoon N. (2015). Evaporative fractions and elevation effects on stable isotopes of high elevation lakes and streams in arid western Himalaya. *Journal of Hydrology*, 522, 239-249, doi:10.1016/j.jhydrol.2014.12.023.
- Biswas, A.K. (2008). *Integrated Water Resources Management: Is It Working?* *International Journal of Water Resources Development*, 24(1), 5-22, doi:10.1080/07900620701871718.
- Biswas, A.K., Tortajada, C. (2010). *Future Water Governance: Problems and Perspectives.* *International Journal of Water Resources Development*, 26(2), 129-139, doi:10.1080/07900627.2010.488853.

Blomquist, W., Ballesteros, M., Bhat, A., Kemper, K.E. (2007). Costa Rica: Tárcoles Basin. In: Kemper K.E, W. Blomquist, A, Dinar (Eds). Integrated river management through decentralization. Springer, New York, doi:10.1007/978-3-540-28355-3_8.

Bogardi, J.J., Dudgeon, D., Lawford, R., Flinkerbusch, E., Meyn, A., Pahl-Wostl, C., Vielhauer, K., Vörösmarty, C. (2012). Water security for a planet under pressure: interconnected challenges of a changing world call for sustainable solutions. *Current Opinion in Environmental Sustainability*, 4, 35-43, doi:10.1016/j.cosust.2011.12.002.

Bower, K. (2014). Water supply and sanitation of Costa Rica. *Environmental Earth Science*, 71, 107-123, doi:10.1007/s12665-013-2416-x.

Breitenbach, S.F.M., Adkins, J.F., Meyer, H., Marwan, N., Kumar, K.K., Haug, V. (2010). Strong influence of water vapor source dynamics on stable isotopes in precipitation observed in Southern Meghalaya, NE India. *Earth and Planetary Science Letters*, 292, 212-220, doi:10.1016/j.epsl.2010.01.038.

Buytaert, W., Wyseure, G., De Bievre, D.B., Deckers, J. (2005). The effect of land-use changes on the hydrological behaviour of Histic Andosols in south Ecuador. *Hydrological Processes*, 19, 3985-3997, doi:10.1002/hyp.5867.

Buytaert, W., Céleri, V., De Bievre, D.B., Cisneros, F., Wyseure, G., Deckers, J., Hofstede, R. (2006a). Human Impact on the hydrology of the Andean Páramos. *Earth. Science Reviews*, 79, 53-72, doi:10.1016/j.earscirev.2006.06.002.

Buytaert, W., Deckers, J., Wyseure, G. (2006b). Description and classification of nonallophanic Andosols in south Ecuadorian alpine grasslands (páramo). *Geomorphology*, 73 (3-4), 207-221, doi:10.1016/j.geomorph.2005.06.012.

Buytaert, W., Iñiguez, V., De Bièvre, B. (2007). The effects of afforestation and cultivation on water yield in the Andean páramo. *Forest and Ecology Management*, 251, 1-2, doi:10.1016/j.foreco.2007.06.035.

Buytaert, W., Cuesta-Camacho, F., Tobón, C. (2011). Potential impacts of climate change on the environmental services of humid tropical alpine regions. *Global Ecology and Biogeography*, 20, 19-33, doi:10.1111/j.1466-8238.2010.00585.x

Brutsaert W. (2005). *Hydrology – An introduction*. Cambridge University Press, New York, doi:10.1017/CBO9780511808470.

Brutsaert W. (2015). A generalized complementary principle with physical constraints for land-surface evaporation. *Water Resources Research*, 51, 1-7, doi:10.1002/2015WR017720.

Budyko M.I. (1974). *Climate and Life*. Academic Press, New York.

Cai, D., Fraedrich, K., Sielmann, F., Guan, Y., Guo, S. (2016). Land-Cover Characterization and Aridity Changes of South America (1982–2006): An Attribution by Ecohydrological Diagnostics. *Journal of Climate*, 29, 8175- 8189, doi:10.1175/JCLI-D-16-0024.1.

Carey, S.K., Tetzlaff, D., Seibert, J., Soulsby, C., Buttle, J., Laudon, H., McDonnell, J., McGuire, K., Caissie, D., Shanley, J., Kennedy, M., Devitoll, K., Pomeroyl, J.W. (2001). Inter-comparison of hydro-climatic regimes across Northern catchments: synchronicity, resistance and resilience. *Hydrological Processes*, 24, 3591-3602, doi:10.1002/hyp.7880.

Cárdenas, M.F., Tobón, C., Buytaert W. (2017). Contribution of occult precipitation to the water balance of páramo ecosystems in the Colombian Andes. *Hydrological Processes*, doi:10.1002/hyp.11374.

Carrillo-Rojas, G., Silva, V., Córdova, V., Célleri, R., Bendix, J. (2016). Dynamic Mapping of Evapotranspiration Using an Energy Balance-Based Model over an Andean Páramo Catchment of Southern Ecuador *Remote Sens.*, 8 (2), 160, doi:10.3390/rs8020160.

Caves, J.K., Winnick, M.J., Graham, S.A., Sjoström, D.J., Mulch, A., Chamberlain, C.P. (2016). Role of the westerlies in Central Asia climate over the Cenozoic. *Earth Planetary Science Letters*, 428, 33-43, doi:10.1016/j.epsl.2015.07.023.

Célleri, R., Feyen, J. (2009). The Hydrology of Tropical Andean Ecosystems: Importance, Knowledge Status, and Perspectives. *Mountain. Research Development*, 29, 350-355, doi:10.1659/mrd.00007.

Célleri, R., Buytaert, W., De Bièvre, B., Tobón, C., Crespo, P., Molina, J., Feyen, J. (2010). Understanding the hydrology of tropical Andean ecosystems through an Andean network of

basins, paper presented at Status and Perspectives of Hydrology in Small Basins, IAHS Publication, Goslar-Hahnenklee, Germany.

Chaves, S.P., Takahashi, K. (2017). Orographic rainfall hotspots in the Andes-Amazon transition according to the TRMM precipitation radar and in situ data. *Journal of Geophysical Research.*, 122 (11), 5870-5882, doi:10.1002/2016JD026282.

Chazdon, R.L., Redondo-Brenes, A., Vilchez-Alvarado, B. (2005). Effects of climate and stand age on annual tree dynamics in tropical second-growth rain forests. *Ecology* 86(7), 1808-1815, doi:10.1890/04-0572.

Clark, I.D., Fritz, P. (1997). *Environmental Isotopes in Hydrogeology*, Lewis, Boca Raton, Florida.

Cleef, A.M., Chaverri, A. (1992). Phytogeography of the páramo flora of the Cordillera de Talamanca, Costa Rica, en: *Páramo: An Andean Ecosystem under Human Influence*, edited by H. Balslev and J.L. Luteyn. Academic Press, London.

Comité Técnico Interinstitucional para estadísticas del Agua (CTI-Agua) (2015). *Datos e indicadores claves para la gestión integrada del recurso hídrico (GIRH)*. Ministerio de Ambiente y Energía (MINAE), Instituto Nacional de Estadísticas y Censos (INEC), Sistema Nacional de Información Ambiental (SINIA), Dirección de Agua. San José, Costa Rica.

Condit, R., Pérez, R., Daguerre, N. (2010). *Trees of Panama Costa Rica*. Princeton University Press, New Jersey, doi:10.1515/9781400836178.

Conroy, J.L., Cobb, V., Noone, V. (2013). Comparison of precipitation isotope variability across the tropical Pacific in observations and SWING2 model simulations *J. Journal of Geophysical Research*, 118, 5867-5892, doi:10.1002/jgrd.50412.

Corrales, J.L., Sánchez- Murillo, R., Esquivel- Hernández, G., Herrera, E., Boll, J. (2016). Tracking the water fingerprints of Cocos Island: a stable isotope analysis of precipitation, surface water, and groundwater. *International Journal of Tropical Biology* 64 (Suppl. 1), S105-S0120, doi:10.15517/rbt.v64i1.23420.

Costumero, R., Sánchez, J., García-Pedrero, A., Rivera, D., Lillo, M., Gonzalo-Martín, C., Menasalvas, E. (2017). Geography of legal water disputes in Chile. *Journal of Maps* 13(1), 7-13, doi:10.1080/17445647.2016.1252803.

Craig, H. (1961). Isotopic Variations in Meteoric Waters *Science*, 133: 1702-1703, doi:10.1126/science.133.3465.1702.

Craig, H., Gordon, L.I. (1965). Deuterium and oxygen 18 variations in the ocean and the marine atmosphere. En: Ongiorgi, E. (Ed.), *Stable Isotopes in Oceanographic Studies and Paleotemperatures*, Laboratorio di Geologia Nucleare, Pisa, Italy.

Creed, I.F., Spargo, A.T., Jones, J.A., Buttle, J.M., Adam, M.B. Beall, F.D., Booth, E.G., Campbell, J.L., Clow, D., Elder, K., Green, M.B., Grimm, N.B., Miniati, C., Ramlal, P., Saha, A., Sebestyen, S., Spittlehouse, D., Sterling, S., Williams, M.W., Winkler, R., Yao, H. (2014). Changing forest water yields in response to climate warming: results from long-term experimental watershed sites across North America. *Global Change Biology* 20, 3191-3208, doi:10.1111/gcb.12615.

Crespo, P., Feyen, J., Buytaert, W., Bücker, A., Breuer, V. Frede, V. Ramírez, V. (2011). Identifying controls of the rainfall–runoff response of small catchments in the tropical Andes (Ecuador). *Journal of Hydrology*, 407, 1-4, 164-174, doi:10.1016/j.jhydrol.2011.07.021.

Cuesta, F., Sevink, J., Llambí, L.D., De Bièvre, B., Posner, J. (2013). (Eds) *Avances en investigación para la conservación de los páramos andinos*. CONDESAN, Ecuador.

Cui, J., An, S., Wang, V., Fang, C.M., Liu, Y.H., Yang, H.B., Zhen, X., Liu, S.R. (2009). Using deuterium excess to determine the sources of high altitude precipitation: implications in hydrological relations between sub-alpine forests and alpine meadows. *Journal of Hydrology*, 373, 24-33, doi:10.1016/j.jhydrol.2009.04.005.

Cui J., Tian, L., Biggs, T.W., Wen, R. (2017). Deuterium excess determination of evaporation to inflow ratios of an alpine lake: Implications for water balance and modeling. *Hydrological Processes*, 31, 1034-1046, doi:10.1002/hyp.11085.

- Dansgaard, W. (1964). Stable Isotopes in Precipitation, *Tellus*, 16(4), 436-468, doi:10.3402/tellusa.v16i4.8993.
- de Albuquerque, C. (2009). Promotion and protection of all human rights, civil, political, economic, social and cultural rights, including the right to development. Report of the independent expert on the issue of human rights obligations related to access to safe drinking water and sanitation. Addendum Mission to Costa Rica. Report to the United Nations General Assembly A/HRC/12/24/Add.1.
- De Fries, R., Karanth, K.K., Pareeth, S. (2010). Interactions between protected areas and their surroundings in human-dominated tropical landscapes. *Biological Conservation*, 143, 2870-2880, doi:10.1016/j.biocon.2010.02.010.
- De Stefano, L., Edwards, P., de Silva, L., Wolf, A.T. (2010). Tracking cooperation and conflict in international basins: historic and recent trends. *Water Policy*, 12, 871-884. doi:10.2166/wp.2010.137.
- Dincer, T. (1968). The use of oxygen-18 and deuterium concentrations in the water balance of lakes. *Water Resources Research*, 4, 1289e1306.
- Donohue, R., Roderick, M.L., McVicar, T.R. (2007). On the importance of including vegetation dynamics in Budyko's hydrological model. *Hydrology and Earth System Science* 11, 983-999, doi:10.5194/hess-11-983-2007.
- Drumond, A., Marengo, J., Ambrizzi, T., Nieto, R., Moreira, L., Gimeno, L. (2014). The role of the Amazon Basin moisture in the atmospheric branch of the hydrological cycle: a Lagrangian analysis *Hydrology and Earth System Sciences*. 18: 2577-2598, doi:10.5194/hess-18-2577-2014.
- Durán-Quesada, A.M., Gimeno, L., Amador, J.A., Nieto, R. (2010). Moisture sources for Central America: identification of moisture sources using a Lagrangian analysis technique. *Journal of Geophysical Research*, 115, D05103, doi:10.1029/2009JD012455.
- Durán-Quesada, A.M., Gimeno, L., Amador, J.A. (2017). Role of moisture transport for Central American precipitation, *Earth System Dynamics*, 8, 147-161, doi:10.5194/esd-8-147-2017.

- Du, C., Sun, F., Yu, J., Liu, X., Chen, Y. (2015). New interpretation of the role of water balance in an extended Budyko hypothesis in arid regions. *Hydrology and Earth System Science*, 12, 11013-11052, doi:10.5194/hessd-12-11013-2015.
- Dunn, O. J. (1961). Multiple comparisons among means. *Journal of the American Statistical Association*, 56(293), 52-64.
- Emck, P. (2007). A Climatology of South Ecuador: With special focus on the major Andean Ridge as Atlantic-Pacific climate divide. Tesis doctoral, Friedrich-Alexander-Universität Erlangen-Nürnberg, Erlangen, Alemania.
- Enquist, C.A.F. (2002). Predicted regional impacts of climate change on the geographical distribution and diversity of tropical forests in Costa Rica. *Journal of Biogeography* 29, 519-534, doi:10.1046/j.1365-2699.2002.00695.
- Feeley, K.J., Hurtado, J., Saatchi, S., Silman, M.R., Clark, D.B. (2013). Compositional shifts in Costa Rican forests due to climate-driven species migrations. *Global Change Biology* 19, 3472-3480, doi:10.1111/gcb.12300.
- Fielding, N.G. (2012). Triangulation and Mixed Methods Designs: Data Integration with New Research Technologies. *Journal of Mixed Methods Research*, 6, 124-136, doi:10.1177/1558689812437101.
- Findell, K.L., Knutson, T.R. (2006). Weak simulated extratropical responses to complete tropical deforestation. *Journal of Climate*, 19, 2835-2850, doi:10.1175/JCLI3737.1.
- Fisher, J.B., Malhi, Y., Bonal, D., Da Rocha, H.R., De Araújo, A.C., Gamo, M., Goulden, M.L., Rano, T.H., Huete, A.R., Kondo, H., Kumagai, T., Loescher, H.W., Miller, S., Nobre, A.D., Nouvellon, Y., Oberbauer, S.F., Panuthai, S., Roupsard, O., Saleska, S., Tanaka, K., Tanaka, N., Tu, K.P., von Randow, C. (2009). The land-atmosphere water flux in the tropics. *Global Change Biology*, 15, 2694-2714, doi:10.1111/j.1365-2486.2008.01813.
- Frankenberg, C., Wunch, D., Toon, G., Risi, C., Scheepmaker, R., Lee, J.E., Worden, J. (2013). Water vapor isotopologue retrievals from high-resolution GOSAT shortwave

infrared spectra. *Atmospheric Measurements Techniques*, 6(2), 263-274, doi:10.5194/amt-6-263-2013.

Froehlich, K., Kralik, M., Papesch, W., Rank, D., Scheifinger, H., Stichler W. (2008). Deuterium excess in precipitation of Alpine regions—moisture recycling. *Isotopes in Environmental and Health Studies*, 44, 61-70, doi:10.1080/10256010801887208.

Freund, E.R., Kirchner, J.W. (2017). A Budyko framework for estimating how spatial heterogeneity and lateral moisture redistribution affect average evapotranspiration rates as seen from the atmosphere. *Hydrology and Earth System Science*, 21, 217-233, doi:10.5194/hess-21-217-2017.

Fuka, D.R., Walter, M.T., MacAlister, C., Degaetano, A.T., Steenhuis, T.S., Easton, Z.M. (2013). Using the Climate Forecast System Reanalysis as weather input data for watershed models. *Hydrological Processes*, 28(22), 5613-5623, doi:10.1002/hyp.10073.

Funder, M., Cold-Ravnkilde, S.M., Peters-Ginsborg, I. (2012). Addressing climate change and conflict in development cooperation: Experiences from natural resource management. Danish Institute for International Studies, Report 04: 9-13.

García, V., Acuña-González, J., Vargas-Zamora, J.A., García-Céspedes, J. (2006). Calidad bacteriológica y desechos sólidos en cinco ambientes costeros de Costa Rica. *Revista de Biología Tropical*, 54, 35-48.

Garreaud, R.D., Vuille, M., Compagnucci, R., Marengo, J. (2009). Present day South American climate. *Palaeogeography, Palaeoclimatology and Palaeoecology*, 281, 180-195, doi:10.1016/j.palaeo.2007.10.032.

Gastmans, D., Santos, V., Aparecida-Galhardi, J., Felipe-Gromboni, J., Vianna-Batista, L., Miotlinski, K., Kiang-Chang, H., Silvio-Govone, J. (2017). Controls over spatial and seasonal variations on isotopic composition of the precipitation along the central and eastern portion of Brazil. *Isotopes in Environmental Health Studies*, 53(5), 518-538, doi:10.1080/10256016.2017.1305376.

Gat, J.R. (1996). Oxygen and hydrogen isotopes in the hydrologic cycle. *Annual Review of Earth and Planetary Sciences*, 24, 225-262, doi:10.1146/annurev.earth.24.1.225.

- Gibson, J.J., Edwards, T.W.D., Bursey, G.G., Prowse, T.D. (1993). Estimating evaporation using stable isotopes: quantitative results and sensitivity analysis for two catchments in northern Canada. *Nordic Hydrology*, 24, 79-94.
- Gibson, J.J., Edwards, T.W.D. (2002). Regional water balance trends and evaporation-transpiration partitioning from a stable isotope survey of lakes in northern Canada. *Global Biogeochemical Cycles*, 16, doi:10.1029/2001GB001839.
- Gibson, J. J., Birks, S., Edwards, T. (2008). Global prediction of δ_A and δ^2H - $\delta^{18}O$ evaporation slopes for lakes and soil water accounting for seasonality. *Global Biogeochemical Cycles*, 22, GB2031, doi:10.1029/2007GB002997.
- Gibson, J.J., Reid, R. (2014). Water balance along a chain of tundra lakes: a 20-year isotopic perspective. *Journal of Hydrology*, 519 (Part B), 2148-2164, doi:10.1016/j.jhydrol.2014.10.011.
- Gibson, J.J., Birks, S.J., Yi, Y. (2016a). Stable isotope mass balance of lakes: A contemporary perspective. *Quaternary Science Reviews*, 131, 316-328, doi:10.1016/j.quascirev.2015.04.013.
- Gibson, J.J., Birks, S.J., Yi, Y., Moncur, M.C., McEachern, V. (2016b). Stable isotope mass balance of fifty lakes in central Alberta: Assessing the role of water balance parameters in determining trophic status and lake level, *Journal of Hydrology: Regional Studies*, 6, 13-25, doi:10.1016/j.ejrh.2016.01.034.
- Giorgi, F. (2006). Climate change hot-spots. *Geophysical Research Letters* 33, L08707, doi:10.1029/2006GL025734.
- Gleick, P.H. (2014). Water, Drought, Climate Change, and Conflict in Syria. *Weather, Climate and Society*, 6, 331-340, doi:10.1175/WCAS-D-13-00059.1.
- GNIP/IAEA/WMO. (2016). Global Network of Isotopes in Precipitation and Global Network of Isotopes in River. The GNIP and GNIR Databases.
- Gonfiantini, R. (1986). Environmental Isotopes in Lake Studies. *Handbook of Environmental Isotope Geochemistry* 2, 113-168, New York: Elsevier.

- Gonfiantini, R., Roche, M., Olivry, J., Fontes, J., Zuppi, G. (2001). The altitude effect on the isotopic composition of tropical rains. *Chemical Geology*, 181(1-4), 147-167, doi:10.1016/S0009-2541(01)00279-0
- Göcke, K., Lahmann, E., Rojas, G., Romero, J. (1981). Morphometric and basic limnological data of Laguna Grande de Chirripó, Costa Rica. *Revista de Biología Tropical* 27, 165-74.
- Good, S.P., Noone, D., Kurita, K., Benetti, M., Bowen, G.J. (2015). D/H isotope ratios in the global hydrologic cycle. *Geophysical Research Letters*, 42, 5042-5050, doi:10.1002/2015GL064117
- Gröning, M.H., Lutz, O., Roller- Lutz, Z., Kralik, M., Gourcy, L., Pölsenstein, L. (2012). A simple rain collector preventing water re-evaporation dedicated for $\delta^{18}\text{O}$ and $\delta^2\text{H}$ analysis of cumulative precipitation samples. *Journal of Hydrology*, 448, 195-200, doi:10.1016/j.jhydrol.2012.04.041.
- Greve, P. (2015a). Understanding and characterizing past, present, and future hydroclimatological change. Tesis doctoral, Swiss Federal Institute of Technology (ETH) Zürich, Suiza.
- Greve, P., Gudmundsson, L., Orłowsky, B., Seneviratne, SI. (2015b). The Budyko framework beyond stationarity. *Hydrology and Earth System Science*, 12, 6799-6830, doi:10.5194/hessd-12-6799-2015.
- Guo, X.Y., Feng, Q., Wei, Y.P., Li, Z. (2014). An overview of precipitation isotopes over the extensive Hexi Region in NW China. *Arabian Journal of Geosciences*, 8(7), 4365-4378, doi:10.1007/s12517-014-1521-9
- Guzmán-Arias, I., Calvo-Alvarado, J.C. (2013). Planning and development of Costa Rica water resources: current status and perspectives. *Tecnología en Marcha*, 26, 52-63, doi:10.18845/tm.v26i4.1583.
- Haberyan, K.A., Horn, S.P., Umaña, G. (2003). Basic limnology of fifty-one lakes in Costa Rica. *Revista de Biología Tropical*, 51(1), 107-22.

Hallegraeve, S., Vogt-Schilb, A., Bangalore, M., Rozenberg, J. (2017). *Unbreakable: Building the Resilience of the Poor in the Face of Natural Disasters*. Climate Change and Development Series. International Bank for Reconstruction and Development/The World Bank. Washington, DC.

Hassler, N., Werth, D., Avissar, R. (2009). Effects of Tropical Deforestation on Global Hydroclimate: A Multimodel Ensemble Analysis. *Journal of Climate* 22:1121-1141. doi:10.1175/2008jcli2157.1.

Heimann, M., Esser, G., Haxeltine, A., Kaduk, J., Kicklighter, D.W., Knorr, W., Kohlmaier, G.H., McGuire, A.D., Melillo, J., Moore III, B., Otto, R.D., Prentice, I.C., Sauf, W., Schloss, A., Sitch, S., Wittenberg, W., Würth, G. (1998). Evaluation of terrestrial carbon cycle models through simulations of the seasonal cycle of atmospheric CO₂: First results of a model intercomparison study. *Global Biogeochemical Cycles*, 12(1), 1-24, doi:10.1029/97GB01936.

Henderson-Sellers, A., McGuffie, K. (2006). Shift in stable water isotopes in precipitation in the Andean Amazon: Implications of deforestation or greenhouse impacts? P.P. Povinec, J.A. Sanchez-Cabeza (Eds.), *Radionuclides in the Environment: International Conference On Isotopes in Environmental Studies, Radioactivity in the Environment*, 8, 39-49, doi:10.1016/S1569-4860(05)08003-4.

Hickel, K., Zhang, L. (2006). Estimating the impact of rainfall seasonality on mean annual water balance using a top-down approach. *Journal of Hydrology*, 331, 409-424, doi:10.1016/j.jhydrol.2006.05.028.

Hidalgo, H.G., Alfaro, E.J. (2012). Some physical and socio-economic aspects of climate change in Central America. *Progress in Physical Geography*, 36, 379-399, doi:10.1177/0309133312438906.

Hidalgo, H.G., Amador, J.A., Alfaro, E.J., Quesada, B., (2013). Hydrological climate change projections for Central America. *Journal of Hydrology*, 495, 94-112, doi:10.1016/j.jhydrol.2013.05.004.

Hofstede, R., Segarra, P., Mena, P. (Eds.) (2003). *Los Páramos del Mundo: Proyecto Atlas Mundial de los Páramos*. Global Peatland Initiative/NC/IUCN/EcoCiencia, Quito, Ecuador.

- Holdridge LR. (1978). *Ecología Basada en Zonas de Vida*. IICA, San José, Costa Rica.
- Horita, J., Wesolowski, D.J. (1994). Liquid-vapor fractionation of oxygen and hydrogen isotopes of water from the freezing to the critical temperature, *Geochimica Cosmochimica Acta*, 58, 3425-3437, doi:10.1016/0016-7037(94)90096-5.
- Horn, S.P., Orvis, K.H., Haberyan, K.A. (2005). Limnología de las lagunas glaciares en el páramo del Chirripó, Costa Rica, en: M. Kappelle and S.P. Horn, (Eds.), *Páramos de Costa Rica*, 161–81. Santo Domingo de Heredia, Costa Rica: Instituto Nacional de Biodiversidad (INBio).
- Horn, S.P. (2017). Lakes and limnology. *The International Encyclopedia of Geography*, 1-8, doi:10.1002/9781118786352.wbieg0105.
- Ichiyanagi, K., Yamanaka, M.D. (2005). Interannual variation of stable isotopes in precipitation at Bangkok in response to El Niño Southern Oscillation. *Hydrological Processes*, 19, 3413-3423, doi:10.1002/hyp.5978.
- Ide, T. (2017). Research methods for exploring the links between climate change and conflict. *WIREs Climate Change* 8, e456, doi:10.1002/wcc.456.
- Imbach, P., Molina, L., Locatelli, B., Roupsard, O., Ciais, P., Corrales, L., Mahé, G. (2010). Climatology-based regional modelling of potential vegetation and average annual long-term runoff from Mesoamerica. *Hydrology and Earth System Science*, 14, 1801-1817, doi:10.5194/hess-14-1801-2010.
- Instituto Tecnológico de Costa Rica (ITEC), (2008). *Atlas de Costa Rica*. Escuela de Ingeniería Forestal. Cartago, Costa Rica, Digital Atlas, ITEC, Cartago, Costa Rica.
- Ito, A., Oikawa, T. (2000). A model analysis of the relationship between climate perturbations and carbon budget anomalies in global terrestrial ecosystems: 1970 to 1997. *Climate Research*, 15, 161-183, doi:10.3354/cr015161.
- Jasechko, S., Gibson, J. J., Edwards, T.W.D. (2014). Stable isotope mass balance of the Laurentian Great Lakes. *Journal of Great Lakes Research*, 40, 336-346, doi:10.1016/j.jglr.2014.02.020.

- Jones, J.R., Lohman, K., Umaña, G. (1993). Water chemistry and trophic state of eight lakes in Costa Rica. *Verhandlungen, Internationale Vereinigung für Theoretische und Angewandte Limnologie*, 25, 899-905.
- Jonsson, C.E., Leng, M.J., Rosqvist, G.C., Seibert, J., Arrowsmith, C. (2009). Stable oxygen and hydrogen isotopes in sub-Arctic lake waters from northern Sweden. *Journal of Hydrology*, 376, 143e151, doi:10.1016/j.jhydrol.2009.07.021.
- Jasechko, S., Sharp, Z. D., Gibson, J., Birks, S.J., Yi, Y., Fawcett, P.J. (2013). Terrestrial water fluxes dominated by transpiration. *Nature*, 496 (7445), 347-350, doi:10.1038/nature11983
- Kang, S., Yi, Y., Yanwei, X., Baiqing, X., Yulan Z. (2017). Water Isotope framework for lake water balance monitoring and modelling in the Nam Co Basin, Tibetan Plateau, *Journal of Hydrology: Regional Studies* 12, 289-302, doi:10.1016/j.ejrh.2017.05.007.
- Kappelle, M. (1996). *Los Bosques de Roble (Quercus) de la Cordillera de Talamanca, Costa Rica: Biodiversidad, Ecología, Conservación y Desarrollo*. Instituto Nacional de Bioersidad (INBio), Heredia, Costa Rica.
- Kappelle, M., Horn, S.P. (2005) (Eds.) *Páramos de Costa Rica* INBioPress, Heredia, Costa Rica.
- Kappelle, M. (Ed.) (2015). *Costa Rican Ecosystems*. The University of Chicago Press, Chicago and London.
- Karmalkar, A.V., Bradley, R.S., Diaz, H.F. (2008). Climate change scenario for Costa Rican montane forests. *Geophysical Research Letters*, 35, L11702, doi:10.1029/2008GL033940.
- Karmalkar, A.V., Bradley, R.S., Diaz, H.F. (2011). Climate change in Central America and Mexico: regional climate model validation and climate change projections. *Climate Dynamics*, 37, 605-629, doi:10.1007/s00382-011-1099-9.
- Kottek, M., Grieser, J., Beck, C., Rudolf, B., Rubel, F. (2006). World Map of the Köppen-Geiger climate classification updated. *Meteorologische Zeitschrift*, 15(3), 259-263, doi:10.1127/0941-2948/2006/0130.

- Kruskal, W. H., Wallis, W.A. (1952). Use of ranks in one-criterion variance analysis. *Journal of the American Statistical Association*, 47, (260), 583-621.
- Kuzdas, C., Wiek, A. (2014). Governance scenarios for addressing water conflicts and climate change impacts. *Environmental Science and Policy*, 42, 181-196, doi:10.1016/j.envsci.2014.06.007.
- Kuzdas, C., Wiek, A., Warner, B., Vignola, R., Morataya, R. (2014). Sustainability Appraisal of Water Governance Regimes: The Case of Guanacaste, Costa Rica. *Environmental Management*, 54, 205-222, doi:10.1007/s00267-014-0292-0.
- Kuzdas, C., Warner, B., Wiek, A., Yglesias, M., Vignola, R., Ramírez-Cover, A. (2016a). Identifying the potential of governance regimes to aggravate or mitigate local water conflicts in regions threatened by climate change, *Local Environment*, 1-22, doi:10.1080/13549839.2015.1129604.
- Kuzdas, C., Warner, B.P., Wiek, A., Vignola, R., Yglesias, M., Childers, D.L. (2016b). Sustainability assessment of water governance alternatives: the case of Guanacaste Costa Rica. *Sustainability Science*, 1, 231-247, doi:10.1007/s11625-015-0324-6.
- Lachniet, M.S., Vazquez-Selem, L. (2005). Last Glacial Maximum Equilibrium Line altitudes in the circum-Caribbean (Mexico, Guatemala, Costa Rica, Colombia, and Venezuela). *Quaternary International*, 138-139, 129-144, doi:10.1016/j.quaint.2005.02.010.
- Lachniet, M.S., Paterson, W.P., Burns, S., Asmerom, Y., Polyak V. (2007). Caribbean and Pacific moisture sources on the Isthmus of Panama revealed from stalagmite and surface water $\delta^{18}\text{O}$ gradients. *Geophysical Research Letters*. 34, L01708, doi:10.1029/2006GL028469.
- Lachniet, M.S. (2009). Sea surface temperature control on the stable isotopic composition of rainfall in Panama. *Geophysical Research Letters*, 36, L03701, doi:10.1029/2008GL036625.
- Lacombe, G., Ribolzi, O., de Rouw, A., Pierret, A., Latschak, K., Silvera, N., Pham-Dinh, R., Orange, D., Janeau, J.L., Soulileuth, B., Robain, H., Tacoen, A., Sengphaathith, P., Mouche, E., Sengtaeuanghoung, O., Tran-Duc, T., Valentin, C. (2015). Afforestation by

natural regeneration or by tree planting: examples of opposite hydrological impacts evidenced by long-term field monitoring in the humid tropics. *Hydrology and Earth System Science Discussions*, 12, 12615-12648, doi:10.5194/hessd-12-12615-2015.

Lager, T., Wikström, M. (2007). Polluted domestic water in Costa Rica: An analysis from a technical and an economic perspective. Tesis de Grado en Economía, Department of Economics, Sveriges Lantbruksuniversitet, Uppsala, Suecia.

Lance, G.N., Williams, W.T. (1967). A general theory of classificatory sorting strategies: 1. Hierarchical systems. *The Computer Journal*, 9, 373-380, doi:10.1093/comjnl/9.4.373

Landwehr, J. M., Coplen, T.B. (2006). Line-conditioned excess: A new method for characterizing stable hydrogen and oxygen isotope ratios in hydrologic systems, paper presented at International Conference on Isotopes in Environmental Studies, 132-135, International Atomic Energy Agency, Vienna.

Lane, C.S., Horn, S.P., Mora, C.I., Orvis, K.H., Finkelstein, D.B. (2011). Sedimentary stable carbon isotope evidence of late Quaternary vegetation and climate change in highland Costa Rica. *Journal of Paleolimnology*, 45, 323-338, doi:10.1007/s10933-011-9500-6.

Lane, C.S., Horn, S.P. (2013). Terrestrially derived n-alkane δD evidence of shifting Holocene paleohydrology in highland Costa Rica. *Arctic, Antarctic, and Alpine Research* 45(3), 342-49, doi:10.1657/1938-4246-45.3.342.

Lechler, A.R., Galewsky, J. (2013). Refining paleoaltimetry reconstructions of the Sierra Nevada, California, using air parcel trajectories *Geol.*, 41(2), 259-262, doi:10.1130/G33553.1.

Li, D., Pan, M., Cong, Z., Zhang, L., Wood, E. (2013). Vegetation control on water and energy balance within the Budyko framework. *Water Resources Research*, 49, 1-8, doi:10.1002/wrcr.20107.

Li, Z., Feng, Q., Wang, J.Q., Kong, Y., Cheng, A., Song, Y., Li, Y., Li, J., Guo X. (2016). Contributions of local terrestrial evaporation and transpiration to precipitation using $\delta^{18}O$

and D-excess as a proxy in Shiyang inland river basin in China. *Global and Planetary Change*, 146, 140-151, doi:10.1016/j.gloplacha.2016.10.003.

Löffler, H. (1972). Contribution to the limnology of high mountain lakes in Central America. *Internationale Revue der Gesamten Hydrobiologie (Viena)* 57(3), 397-408.

Lu, J., Sun, G., McNulty, S.G., Amatya, D.M. (2005). A comparison of six potential evapotranspiration methods for regional use in the Southeastern United States. *Journal of the American Water Resources Association*, 41(3), 621-633, doi:10.1111/j.1752-1688.2005.tb03759.x.

Madrñan, S., Cortés, A.J., Richardson, J.E. (2013). Páramo is the world's fastest evolving and coolest biodiversity hotspot *Frontiers in Genetic*, 4 (192), 1-7, doi:10.3389/fgene.2013.00192.

Magaña, V., Amador, J.A., Medina, S. (1999). The midsummer drought over Mexico and Central America. *Journal of Climate*, 12, 1967, 1577-1588, doi:10.1175/1520-0442(1999)012<1577:TMDOMA>2.0.CO;2.

Maldonado, T., Alfaro, E., Fallas-López, B., Alvarado, L. (2013). Seasonal prediction of extreme precipitation events and frequency of rainy days over Costa Rica, Central America, using Canonical Correlation Analysis. *Advances in Geosciences*, 33, 41-52, doi:10.5194/adgeo-33-41-2013.

Mason, S.A., Hagmann, T., Bichsel, C., Ludi, E., Arsano, Y. (2007). Linkages between Sub-national and International Water Conflicts: the Eastern Nile Basin, en: Brauch, H. G., J. Grin, C. Mesjasz, H. Krummenacher, N.C. Behera, B. Chourou, U. Oswald-Spring, P.H. Liotta, P. Kameri-Mbote (Eds.): *Facing Global Environmental Change: Environmental, Human, Energy, Food, Health and Water Security Concepts*. Springer-Verlag, Berlin - Heidelberg - New York - Hong Kong - London - Milan - Paris-Tokyo.

Maurer, E.P., Adam, J.C., Wood, A.W. (2009). Climate model based consensus on the hydrologic impacts of climate change to the Rio Lempa basin of Central America. *Hydrology and Earth System Science*, 13, 183-194, doi:10.5194/hess-13-183-2009.

- Mayr, C., Lucke, A., Stichler, W., Trimborn, P., Ercolano, B., Oliva, G., Zolitschka, B. (2007). Precipitation origin and evaporation of lakes in semi-arid Patagonia (Argentina) inferred from stable isotopes ($\delta^{18}\text{O}$, $\delta^2\text{H}$). *Journal of Hydrology*, 334, 53-63, doi:10.1016/j.jhydrol.2006.09.025.
- Merlivat, L. Jouzel, J. (1979). Global climate interpretation of the deuterium-oxygen 18 relationship for precipitation. *Journal of Geophysical Research*, 84 (C8), 5029-5033, doi:10.1029/JC084iC08p0502.
- Misra, V., Pantina, P., Chan, S.C., DiNapoli, S. (2012). A comparative study of the Indian summer monsoon hydroclimate and its variations in three reanalyses. *Climate Dynamics*, 39, 1149-1168, doi:10.1007/s00382-012-1319-y.
- Moderate Resolution Imaging Spectroradiometer (MODIS). (2014). Global Evapotranspiration Project (MOD16) from the Numerical Terradynamic Simulation Group, Univ. of Montana.
- Mora-Alvarado, D., Urbina-Campos, A., Chamizo-García, H. (2015). Ecological study on chronic kidney disease and arsenic in drinking water in districts of Guanacaste. *Tecnología en Marcha*, 28, 102-115, doi:10.18845/tm.v28i2.2337.
- Mook, W.G. (2000). Introduction: Theory, methods, review in *Environmental Isotopes in the Hydrological Cycle: Principles and Applications*, Mook, W. G. (Ed.). IAEA and UNESCO, Paris/Vienna.
- Mosquera, G.M., Lazo, P.X., Celleri, R., Wilcox, B.P., Crespo P. (2015) Runoff from tropical alpine grasslands increases with areal extent of wetlands. *Catena*, 125, 120-128, doi:10.1016/j.catena.2014.10.010.
- Mosquera, G.M., Segura, C., Vaché, K.B., Windhorst, D., Breuer, L., Crespo, P. (2016a). Insights into the water mean transit time in a high-elevation tropical ecosystem *Hydrological Earth System Sciences*, 20, 2987-3004, doi:10.5194/hess-20-2987-2016.
- Mosquera, G.M., Celleri, R., Lazo, P.X., Vaché, K.B., Perakis, S.S., Crespo P. (2016b). Combined Use of Isotopic and Hydrometric Data to Conceptualize Ecohydrological

Processes in a High-Elevation Tropical Ecosystem. *Hydrological Processes*, 30, 2930-2947, doi:10.1002/hyp.10927.

Muñoz, P., Célleri, R., Feyen J. (2016). Effect of the Resolution of Tipping-Bucket Rain Gauge and Calculation Method on Rainfall Intensities in an Andean Mountain Gradient Water, 8 (11), 534, doi:10.3390/w8110534.

Mu, Q., Zhao, M., Running, S.W. (2011). Improvements to a MODIS global terrestrial evapotranspiration algorithm. *Remote Sensing of Environment*, 115, 1781-1800, doi:10.1016/j.rse.2011.02.019.

Mueller, B., Hirschi, M., Jimenez, C., Ciais, P., Dirmeyer, P.A., Dolman, A.J., Fisher, J.B., Jung, M., Ludwig, F., Maignan, F., Miralles, D.G., McCabe, M.F., Reichstein, M., Sheffield, J., Wang, K., Wood, E.F., Zhang, Y., Seneviratne, S.I. (2013). Benchmark products for land evapotranspiration: LandFlux-EVAL multi-data set synthesis. *Hydrology and Earth System Science*, 17, 3707-3720, doi:10.5194/hess-17-3707-2013.

Ochoa-Tocachi, B.F., Buytaert, W., De Bièvre, B., Célleri, R., Crespo, P., Villacís, M., Llerena, C.A., Acosta, L., Villazón, M., Gualpa, M., Gil-Ríos, J., Fuentes, P., Olaya, D., Viñas, P., Rojas, G., Arias S. (2016). Impacts of land use on the hydrological response of tropical Andean catchments *Hydrological Processes*, 30, 4074-4089, doi:10.1002/hyp.10980.

Oki, T., Kanae, S. (2006). Global Hydrological Cycles and World Water Resources. *Science*, 313, 1068. doi:10.1126/science.1128845.

Orvis, K.H., Horn, S.P. (2000). Quaternary glaciers and climate on Cerro Chirripó, Costa Rica. *Quaternary Research*, 54, 24-37, doi:10.1006/qres.2000.2142.

Otárola, C.E., Alvarado, A. (1976). Caracterización y clasificación de algunos suelos del Cerro de la Muerte, Talamanca, Costa Rica. Facultad de Agronomía, Universidad de Costa, San Pedro, Costa Rica.

Otte, I., Detsch, F., Gütlein, A., Scholl, M., Kiese, R., Appelhans, T., Nauss, T. (2017). Seasonality of stable isotope composition of atmospheric water input at the southern slopes

of Mt. Kilimanjaro Tanzania Hydrological Processes, 31, 3932–3947,
doi:10.1002/hyp.11311.

Padrón, R., Wilcox, B., Crespo, P., Célleri R. (2015). Rainfall in the Andean Páramo: New Insights from High-Resolution Monitoring in Southern Ecuador Journal of Hydrometeorology, 16: 985-996, doi:10.1175/JHM-D-14-0135.1.

Pahl-Wostl, C., Conca, K., Kramer, A., Maestu, J., Schmidt, F. (2013). Missing links in global water governance: a processes-oriented analysis. Ecology and Society, 18(2), 33, doi: 10.5751/ES-05554-180233.

Peña-Arancibia, J.L., van Dijk, A.I.J.M., Guerschman, J.P., Mulligan, M., Bruijnzeel, L.A.S., McVicar, T.R. (2012). Detecting changes in streamflow after partial woodland clearing in two large catchments in the seasonal tropics. Journal of Hydrology, 416-417, 60-71, doi:10.1016/j.jhydrol.2011.11.036.

Pfahl, S., Sodemann H. (2014). What controls deuterium excess in global precipitation? Climate of the Past, 10, 771-781, doi:10.5194/cp-10-771-2014.

Potter, N.J., Zhang, L., Milly, P.C.D., McMahon, T.A., Jakeman, A.J. (2005). Effects of rainfall seasonality and soil moisture capacity on mean annual water balance for Australian catchments. Water Resources Research 41, W06007, doi:10.1029/2004WR003697.

Poveda, G., Jaramillo, L., Vallejo, L.F. (2014). Seasonal precipitation patterns along pathways of South American low-level jets and aerial rivers. Water Resources Research, 50, 98-118, doi:10.1002/2013wr014087.

Powell, G.V.N., Barborak, J., Rodriguez, S.M. (2000). Assessing representativeness of protected natural areas in Costa Rica for conserving biodiversity: a preliminary gap analysis. Biological Conservation, 93, 35-41, doi:10.1016/S0006-3207(99)00115-9.

Priestley, C.H.B., Taylor, R.J. (1972). On the assessment of surface heat flux and evaporation using large-scale parameters (PDF). Monthly Weather Review, 100(2), 81-82, doi.org/10.1175/1520-0493(1972)100<0081:OTAOSH>2.3.CO;2.

Priscoli, J.D. Wolf, A.T. (Eds). (2009). Managing and Transforming Water Conflicts. International Hydrology Series with Cambridge University Press, Cambridge, UK.

Programa Estado de la Nación (PEN). (2015). Vigésimo Primer Informe Estado de la Nación en Desarrollo Humano Sostenible. Programa Estado de la Nación, San José, Costa Rica.

Programa Estado de la Nación (PEN). (2016). Vigésimo Segundo Informe Estado de la Nación en Desarrollo Humano Sostenible. Programa Estado de la Nación, San José, Costa Rica.

Raleigh, C., Kniveton, D. (2012). Come rain or shine: An analysis of conflict and climate variability in East Africa. *Journal of Peace Research*, 49(1), 51-64, doi:10.1177/0022343311427754.

Ramsay, P.M., Oxley E.R.B. (1997). The growth form composition of plant communities in the Ecuadorian Páramos. *Plant Ecology*, 131 (2), 173-192, doi:10.1023/A:1009796224479.

Ramírez-Cover, A. (2008). Conflictos socioambientales y recursos hídricos en Guanacaste; una descripción desde el cambio en el estilo de desarrollo (1997-2006). *Anuario de Estudios Centroamericanos (Universidad de Costa Rica)*, 33-34, 359-385.

Renner, M., Seppelt, R., Bernhofer, C. (2012). Evaluation of water-energy balance frameworksto predict the sensitivity of streamflow to climate change. *Hydrology and Earth System Science*, 16, 1419-1433, doi:10.5194/hess-16-2531-2012.

Renner, M., Bernhofer, C. (2012). Applying simple water-energy balance frameworks to predict the climate sensitivity of streamflow over the continental United States. *Hydrology and Earth System Science*, 16, 2531-2546, doi:10.5194/hess-16-2531-2012.

Renner, M., Brust, K., Schwärzel, K., Volk, M., Bernhofer, C. (2014). Separating the effects of changes in land cover and climate: a hydro-meteorological analysis of the past 60 yr in Saxony, Germany. *Hydrology and Earth System Science*, 18, 389-405, doi:10.5194/hess-18-389-2014.

Reynolds-Vargas, J., Fraile-Merino, J., Hirata, R. (2006). Trends in nitrate concentrations and determination of its origin using stable isotopes (^{18}O and ^{15}N) in groundwater of the western Central Valley, Costa Rica. *Ambio*, 35, 229-236, doi:10.1579/05-R-046R1.1

- Rhodes, A.L., Guswa, A.J., Newell, S.E. (2006). Seasonal variation in the stable isotopic composition of precipitation in the tropical montane forests of Monteverde, Costa Rica. *Water Resources Research*, 42, W11402, doi:10.1029/2005WR004535.
- Risi, C., Bony, S., Vimeux F. (2008). Influence of convective processes on the isotopic composition ($\delta^{18}\text{O}$ and δD) of precipitation and water vapor in the tropics: 2. Physical interpretation of the amount effect. *Journal of Geophysical Research*, 113, D19306, doi:10.1029/2008JD009943.
- Rivera, D., Godoy-Faúndez, A., Lillo, M., Alvez, A., Delgado, V., Gonzalo-Martín, C., Menasalvas, E., Costumero, R., García-Pedrero, A. (2016). Legal disputes as a proxy for regional conflicts over water rights in Chile, *Journal of Hydrology*, 535, 36-45, doi:10.1016/j.jhydrol.2016.01.057.
- Różanski, K., Araguás-Araguás, L. (1995). Spatial and temporal variability of stable isotope composition of precipitation over the South American continent. *Bulletin de l'Institut Français d'Études Andines*, 24, 379-390.
- Sacks, L.A., Terrie, T.M., Swancar, V. (2014). The suitability of a simplified isotope-balance approach to quantify transient groundwater–lake interactions over a decade with climatic extremes. *Journal of Hydrology*, 519, 3042-3053, doi:10.1016/j.jhydrol.2013.12.012.
- Saéñz, F., Durán-Quesada, A.M. (2015). A climatology of low level wind regimes over Central America using a weather type classification approach. *Frontiers in Earth Science*, 3, Article 15, 1-18. DOI:10.3389/feart.2015.00015.
- Saha, S., Moorthi, S., Pan, H.L., Wu, X., Wang, J., Nadiga, S., Tripp, P., Kistler, R., Woollen, J., Behringer, D., Liu, H., Stokes, D., Grumbine, R., Gayno, G., Wang, J., Hou, Y.T., Chuang, H.Y., Juang, H.M.H., Sela, J., Iredell, M., Treadon, R., Kleist, D., Van Delst, P., Keyser, D., Derber, J., Ek, M., Meng, J., Wei, H., Yang, R., Lord, S., van den Dool, H., Kumar, A., Wang, W., Long, C., Chelliah, M., Xue, Y., Huang, B., Schemm, J.K., Ebisuzaki, W., Lin, R., Xie, P., Chen, M., Zhou, S., Higgins, W., Zou, CZ., Liu, Q., Chen, Y., Han, Y., Cucurull, L., Reynolds, RW., Rutledge, G., Goldberg, M. (2010). The NCEP

Climate Forecast System Reanalysis. *Bulletin of the American Meteorological Society* 91(8), 1015-1057, [oi:10.1175/2010BAMS3001.1](https://doi.org/10.1175/2010BAMS3001.1).

Salehyan, I. (2008). From Climate Change to Conflict? No Consensus Yet. *Journal of Peace Research*, 45(3), 315-326, [doi:10.1177/0022343308088812](https://doi.org/10.1177/0022343308088812).

Sánchez-Azofeifa, A., Foley, S., Hamilton, S., Calvo-Alvarado, J.C., Arroyo, P., Jiménez, V. (2002). Estudio de cambios de Cobertura Forestal de Costa Rica 1997-2000. Technical Report FONAFIFO, San José, Costa Rica.

Sánchez-Azofeifa, A., Calvo-Alvarado, J.C., Chong, M.M., Castillo, M., Jiménez, V. (2006). Estudio de Monitoreo de Cobertura Forestal De Costa Rica 2005. I. Parte: Clasificación de la Cobertura Forestal con Imágenes Landsat ETM+ 2005. Technical Report FUNDATEC, San José, Costa Rica.

Sánchez- Murillo, R., Esquivel- Hernández, G., Welsh, K., Brooks, E., Boll, J., Alfaro-Solís, R., Valdés- González J. (2013). Spatial and temporal variation of stable isotopes in precipitation across Costa Rica: An analysis of historic GNIP records, *Open Journal of Modern Hydrology*, 3(4), 226-240, [doi:10.4236/ojmh.2013.34027](https://doi.org/10.4236/ojmh.2013.34027).

Sánchez-Murillo, R., Birkel, C. (2016). Groundwater recharge mechanisms inferred from isoscapes in a complex tropical mountainous region. *Geophysical Research Letters*, 1-10, [doi:10.1002/2016GL068888](https://doi.org/10.1002/2016GL068888).

Sánchez-Murillo, R., Birkel, C., Welsh, K., Esquivel-Hernandez, G., Corrales-Salazar, J., Boll, J., Brooks, E., Rouspard, O., Saénz-Rosales, O., Katchan, I. (2016a). Key drivers controlling stable isotope variations in daily precipitation of Costa Rica: Caribbean Sea versus Eastern Pacific Ocean moisture sources. *Quaternary Science Reviews*, 131 (Part B), 250-261, [doi:10.1016/j.quascirev.2015.08.028](https://doi.org/10.1016/j.quascirev.2015.08.028).

Sánchez-Murillo, R., Durán-Quesada, A.M. Birkel, C., Esquivel-Hernandez, G., Boll, J. (2016b). Tropical precipitation anomalies and d-excess evolution during El Niño 2014-16 *Hydrological Processes*, 31(4), 956-967, [doi:10.1002/hyp.11088](https://doi.org/10.1002/hyp.11088).

Sánchez-Murillo, R., Esquivel-Hernández, G., Sáenz-Rosales, O., Piedra-Marín, G., Fonseca-Sánchez, A., Madrigal-Solís, H., Ulloa-Chaverri, F., Rojas-Jiménez, L.D., Vargas-

- Viquez, J.A. (2016c). Isotopic composition in precipitation and groundwater in the northern mountainous region of the Central Valley of Costa Rica *Isotopes Environmental Health Studies*, doi:10.1080/10256016.2016.1193503.
- Scholl, M.A., Shanley, J.B., Zegarra, J.P., Coplen, T.B. (2009). The stable isotope amount effect: New insights from NEXRAD echo tops, Luquillo Mountains, Puerto Rico *Water Resources Research*, 45, W12407, doi:10.1029/2008WR007515.
- Scholl, M.A., Murphy, S.F. (2014). Precipitation isotopes link regional climate patterns to water supply in a tropical mountain forest, eastern Puerto Rico. *Water Resources Research*, 50, 4305-4322, doi:10.1002/2013WR014413.
- Schulz, C., Martin-Ortega, J., Glenk, K., Ioris, A.A.R (2017). The Value Base of Water Governance: A Multi-Disciplinary Perspective. *Ecological Economics*, 131, 241-249, doi:10.1016/j.ecolecon.2016.09.009.
- Segura-Bonilla, O. (2002). Agenda Ambiental del Agua en Costa Rica. *Revista Geográfica de América Central*, 40 (I-II), 39-49.
- Shakelford, A., Ramírez-Hernández, F., Brade-Jiménez, K., Madrigal-Pana, J., Omodeo-Cubero, P., Mora-Muñoz, G., Mata-Marín, G., Mora-Díaz, D. Ramírez-Chaves, D. (2016). Atlas del Desarrollo Humano Cantonal de Costa Rica 2016: Proyecto "Informe Nacional de Desarrollo Humano". Programa de las Naciones Unidas para el Desarrollo/Universidad de Costa Rica.
- Shao, Q.X., Traylen, A., Zhang, L. (2012). Nonparametric method for estimating the effects of climatic and catchment characteristics on mean annual evapotranspiration. *Water Resources Research*, 48, W03517, doi:10.1029/2010WR009610.
- Silva, G.A.M., Ambrizzi, T., Marengo, J.A. (1999). Observational evidences on the modulation of the South American Low Level Jet east of the Andes according the ENSO variability. *Annals of Geophysics*, 27, 645-657, doi:10.5194/angeo-27-645-2009.
- Sklenar, P. Jorgensen, P.M. (1999). Distribution patterns of páramo plants in Ecuador. *Journal Biogeography*, 26 (4), 681-691, doi:10.1046/j.1365-2699.1999.00324.x.

- Sprenger, M., Tetzlaff, D., Tunaley, C., Dick, J., Soulsby, C. (2017). Evaporation fractionation in a peatland drainage network affects stream water isotope composition, *Water Resources Research*, 53, doi:10.1002/2016wr019258.
- Stahl, K., (2005). Influence of Hydroclimatology and Socioeconomic Conditions on Water-Related International Relations. *Water International*, 30, 270-282, doi:10.1080/02508060508691868.
- Stein, A.F., Draxler, R.R., Rolph, G.D., Stunder, B.J.B., Cohen, M.D., Ngan, F. (2015). NOAA's HYSPLIT Atmospheric Transport and Dispersion Modeling System. *Bulletin of the American Meteorological Society*, 96, 2059-2077, doi:10.1175/BAMS-D-14-00110.1
- Sturm, C., Hoffmann, G., Langmann, B. (2007). Simulation of the Stable Water Isotopes in Precipitation over South America: Comparing Regional to Global Circulation Models. *Journal of Climate*, 20, 3730-3750, doi:10.1175/JCLI4194.1
- Su, L., Yuan, Z., Fung, J.C.H., Lau, A.K.H. (2015). A comparison of HYSPLIT backward trajectories generated from two GDAS datasets. *Science of the Total Environment*, 506-507: 527-537, doi:10.1016/j.scitotenv.2014.11.072.
- Tekleab, S., Uhlenbrook, S., Mohamed, Y., Savenije, H.H., Temesgen, M., Wenninger, J. (2011). Water balance modeling of Upper Blue Nile catchments using a top-down approach. *Hydrology and Earth System Science*, 15, 2179-2193, doi:10.5194/hess-15-2179-2011.
- Terink, W., Hurkmans, R.T.W.L., Torfs, P.J.J.F., Uijlenhoet, R. (2009). Bias correction of temperature and precipitation data for regional climate model application to the Rhine basin. *Hydrology and Earth System Science*, 6, 5377-5413, doi:10.5194/hessd-6-5377-2009.
- Tharammal, T., Bala, G., Noone, D. (2017). Impact of deep convection on the isotopic amount effect in tropical precipitation. *Journal of Geophysical Research: Atmospheres*, 122, 1505-1523, doi:10.1002/2016JD025555.

- Tomer, M.D., Schilling, K.E. (2009). A simple approach to distinguish land-use and climate-change effects on watershed hydrology. *Journal of Hydrology*, 376, 24-33, doi:10.1016/j.jhydrol.2009.07.029.
- Topping, J. (1972). *Errors of Observation and their Treatment*. Fourth Edition. Chapman and Hall, London, UK.
- Torre, A., Melot, R., Magsi, H., Bossuet, L., Cadoret, A., Caron, A., Darly, S., Jeanneaux, P., Kirat, T., Pham, H.V. (2014). Identifying and measuring land-use and proximity conflicts: methods and identification. *Springer Plus*, 3, 1-26, doi:10.1186/2193-1801-3-85.
- Van Colen, W.R., Mosquera, P., Vanderstukken, M., Goiris, K., Carrasco, M.C., Decaestecker, E., Alonso, M., León-Tamariz, F., Muylaert, K. (2017). Limnology and trophic status of glacial lakes in the tropical Andes (Cajas National Park, Ecuador). *Freshwater Biology*, 62, 458-473, doi:10.1111/fwb.12878.
- van der Ent, R. J., Savenije, H.H.G. (2011). Length and time scales of atmospheric moisture recycling. *Atmospheric Chemistry and Physics*, 11, 1853-1863, doi:10.5194/acp-11-1853-2011.
- van der Ent, R. J., Tuinenburg, O.A. (2017). The residence time of water in the atmosphere revisited. *Hydrology Earth System Science*, 21, 779-790, doi:10.5194/hess-21-779-2017.
- van der Velde, Y., Vercauteren, N., Jaramillo, F., Dekker, S.C., Destouni, G., Lyon, S.W. (2013). Exploring hydroclimatic change disparity via the Budyko framework. *Hydrological Processes*, 28(13), 4110-4118, doi:10.1002/hyp.9949.
- Vernimmen, R.R.E., Hooijer, A., Mamenun, Aldrian, E., van Dijk, A.I.J.M. (2012). Evaluation and bias correction of satellite rainfall data for drought monitoring in Indonesia. *Hydrology and Earth System Science*, 16, 133-146, doi:10.5194/hess-16-133-2012.
- Vuille, M., Bradley, R.S., Keimig F. (2000). Climate Variability in the Andes of Ecuador and Its Relation to Tropical Pacific and Atlantic Sea Surface Temperature Anomalies. *Journal of Climate*, 13, 2520-2535, doi:10.1175/1520-0442(2000)013<2520:CVITAO>2.0.CO;2.

Wang, L., Fang, L., Hipel, K.W. (2008). Basin-wide cooperative water resources allocation. *European Journal of Operational Research*, 190(3), 798-817, doi:10.1016/j.ejor.2007.06.045.

Wang, D., Hejazi, M. (2011). Quantifying the relative contribution of the climate and direct human impacts on mean annual streamflow in the contiguous United States. *Water Resources Research*, 47, W00J12, doi:10.1029/2010WR010283.

Waylen, M.E. (1996). Interannual variability of monthly precipitation in Costa Rica. *Journal of Climate*, 9, 2607-2613, doi:10.1175/1520-0442(1996)009<2606:IVOMPI>2.0.CO;2.

Welker, J.M. (2012). ENSO effects on $\delta^{18}\text{O}$, $\delta^2\text{H}$ and d-excess values in precipitation across the U.S. using a high-density, long-term network (USNIP). *Rapid Communications in Mass Spectrometry*, 26, 1893-1898, doi:10.1002/rcm.6298.

Windhorst, D., Timbe, W.E., Frede, H.G., Breuer, L. (2013). Impact of elevation and weather patterns on the isotopic composition of precipitation in a tropical montane rainforest. *Hydrology and Earth Systems Science*, 17, 409-419, doi:10.5194/hess-17-409-2013.

Wohl, E., Barros, A., Brunzell, N., Chappell, N.A., Coe, M., Giambelluca, T., Goldsmith, S., Harmon, R., Hendrickx, J.M.H., Juvik, J., McDonnell, J., Ogden, F. (2012). The hydrology of the humid tropics. *Nature Climate Change*, 2, 655-662, doi:10.1038/nclimate1556.

Wolf, A.T., Yoffe, S.B., Giordano, M. (2003). International waters: identifying basins at risk. *Water Policy*, 5, 29-60.

Wolfe, B.B., Edwards, T.W.D., Beuning, K.R.M., Elgood, R.J. (2001). Carbon and oxygen isotope analysis of lake sediment cellulose: Methods and applications, en: *Tracking Environmental Change Using Lake Sediments: Physical and Chemical Techniques, Developments in Paleoenvironmental Research*, W. M. Last and J. P. Smol (Eds), Kluwer Acad. Publ., Dordrecht, Netherlands.

- Woodhouse, P., Muller, M. (2017). Water Governance—An Historical Perspective on Current Debates. *World Development*, 92, 225-241, doi:10.1016/j.worlddev.2016.11.014.
- World Water Assessment Programme (WWAP) (2012). *The United Nations World Water Development Report 4: Managing Water under Uncertainty and Risk*. Paris, UNESCO.
- Worqlul, A.W., Collick, A.S., Tilahun, S.A., Langan, S., Rientjes, T.H.M., Steenhuis, T.S. (2015). Comparing TRMM 3B42, CFSR and ground-based rainfall sites as input for hydrological models, in data scarce regions: the Upper Blue Nile Basin, Ethiopia. *Hydrology and Earth System Science*, 12, 2081-2112, doi:10.5194/hessd-12-2081-2015.
- Wright, J. (2008). Cálculo y mapeo de la radiación solar directa y difusa en Costa Rica. *UNICIENCIA*, 22, 55-69.
- Wright, C., Kagawa-Viviani, A., Gerlein-Safdi, C., Mosquera, G.M., Poca, M., Tseng, H., Chun, K.P. (2017). Advancing ecohydrology in the changing tropics: Perspectives from early career scientists. *Ecohydrology*, doi:10.1002/eco.1918.
- Wu, H., Li, X.Y., He, B., Li, J., Xiao, X., Liu, L., Liu, J. (2017). Characterizing the Qinghai Lake watershed using oxygen-18 and deuterium stable isotopes. *Journal of Great Lakes Research*, 43(3), 33-42, doi:10.1016/j.jglr.2017.03.010.
- Yang, X., Yao, T., Yang, W., Xu, B., He, Y., Qu, D. (2012). Isotopic Signal of Earlier Summer Monsoon Onset in the Bay of Bengal. *Journal of Climate*, 25, 2509-2516, doi:10.1175/JCLI-D-11-00180.1.
- Yi, Y., Brock, B.E., Falcone, M.D., Wolfe, B.B., Edwards, T.W.D. (2008). A coupled isotope tracer method to characterize input water to lakes. *Journal of Hydrology*, 350, 1-13. doi:10.1016/j.jhydrol.2007.11.008.
- Yoffe, S., Fiske, G., Giordano, M., Giordano, M., Larson, K., Stahl, K., Wolf, A.T. (2004). Geography of international water conflict and cooperation: Data sets and applications. *Water Resources Research*, 40, W05S04, doi:10.1029/2003WR002530.
- Yoshimura, K., Kanamitsu, M., Noone, D., Oki, T. (2008). Historical isotope simulation using Reanalysis atmospheric data. *Journal of Geophysical Research*, 113, D19108, doi:10.1029/2008JD010074.

Zhang, L., Dawes, W.R., Walker, G.R. (2001). Response of mean annual evapotranspiration to vegetation changes at catchment scale. *Water Resources Research*, 37 (3), 701-708, doi:/10.1029/2000WR900325.

Zhang, S., Yang, H., Yang, D., Jayawardena, A.W. (2015). Quantifying the effect of vegetation change on the regional water balance within the Budyko framework. *Geophysical Research Letters* 43, 1140-1148, doi:10.1002/2015GL066952.

Zhang, Y., Xiao, X., Guanter, L., Zhou, S., Ciais, P., Joiner, P., Sitch, S., Wu, X., Nabel, J., Dong, J., Kato, E., Jain, A.K., Wiltshire, A., Stocker, B.D. (2016). Precipitation and carbon-water coupling jointly control the interannual variability of global land gross primary production. *Scientific Reports* 6, 39748, doi:10.1038/srep39748.

9. FIGURAS Y CUADROS

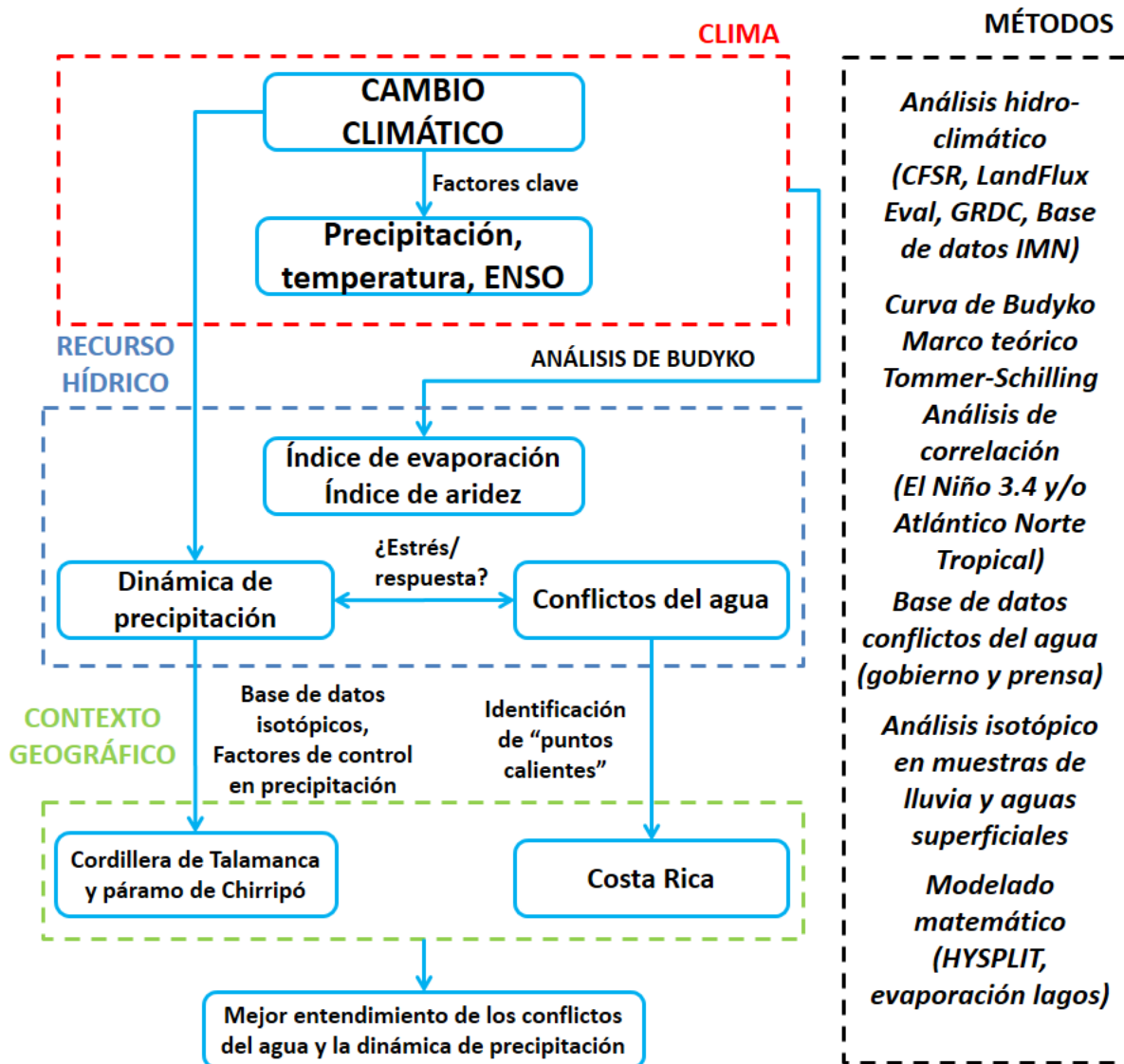


Figura 1. Marco de investigación desarrollado en donde se muestran las interrelaciones entre la variabilidad climática, la dinámica de precipitación y los conflictos del agua.

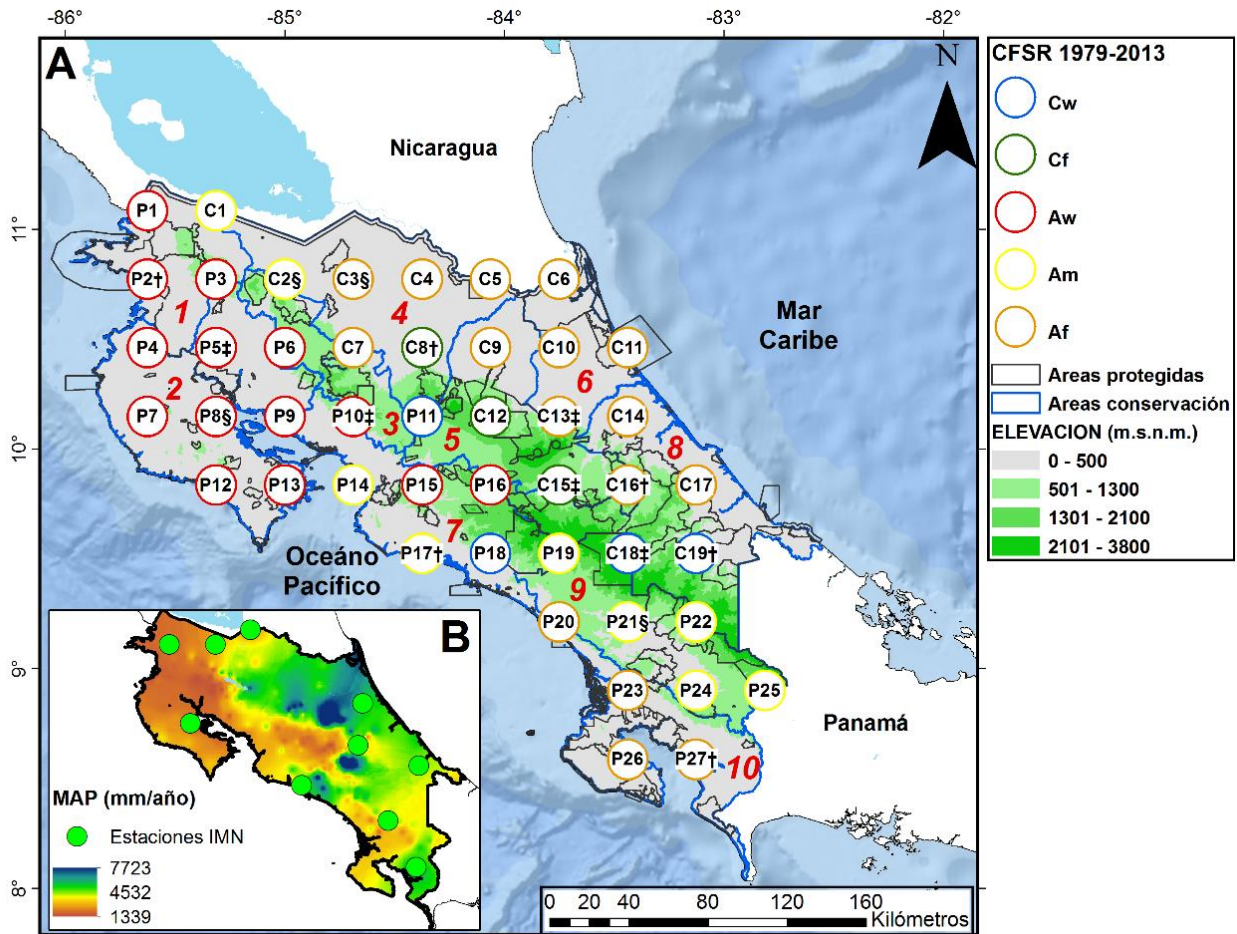


Figura 2. A. Distribución espacial de los 46 sitios CFSR disponibles para Costa Rica entre 1979-2013. Las áreas de conservación (polígonos azules) y áreas protegidas (polígonos negros) también se muestran en el mapa. Las áreas de conservación se numeraron en rojo según la siguiente descripción: 1. Área de Conservación Guanacaste 2. (ACG), Área de Conservación Tempisque (ACT), 3. Área de Conservación Arenal-Tempisque (ACA-T), 4. Área Conservación Arenal-Huetar Norte (ACAHN), 5. Área de Conservación Volcánica Central (ACVC), 6. Área de Conservación de Tortuguero (OTCA), 7. Área de Conservación Pacífico Central (ACOPAC), 8. Área de Conservación La Amistad-Caribe (ACLA-C), 9. Área de Conservación La Amistad-Pacífico (ACLA-P), 10. Área de Conservación Osa (ACOSA). B. El mapa del recuadro muestra la precipitación promedio anual (MAP, mm/año) calculada para Costa Rica (Sánchez-Murillo y Birkel, 2016). También se muestran las estaciones meteorológicas del IMN utilizadas para la evaluación *in situ* de los datos de CFSR (círculos verdes).

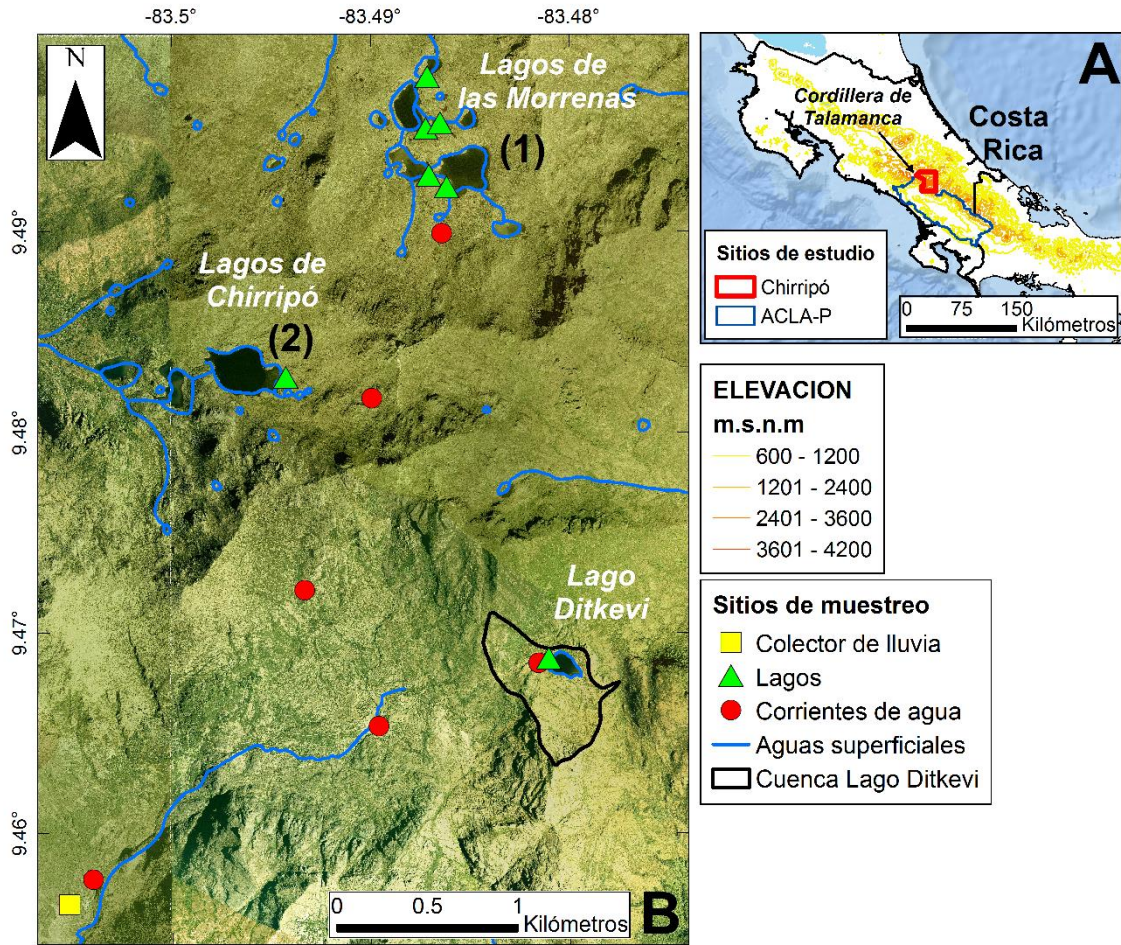


Figura 3. A. Ubicación del Área de Conservación La Amistad-Pacífico (ACLA-P) y el Parque Nacional Chirripó en la Cordillera Talamanca de Costa Rica. B. Ubicación geográfica de los tres principales sistemas de lagos glaciales (Lagos de las Morrenas, Lagos de Chirripó y Lago Ditkevi) en el Parque Nacional Chirripó. Los sitios de muestreo incluyen un colector de lluvia (cuadrado amarillo), los lagos (triángulos verdes) y las corrientes de agua (círculos rojos). También se muestra la ubicación del Lago de las Morrenas 1 (etiquetado como 1) y el Lago Chirripó (etiquetado como 2). Los polígonos azules muestran los sistemas de aguas superficiales de Chirripó, que incluyen corrientes de agua, ríos y lagos. La cuenca del Lago Ditkevi se muestra como un polígono negro.

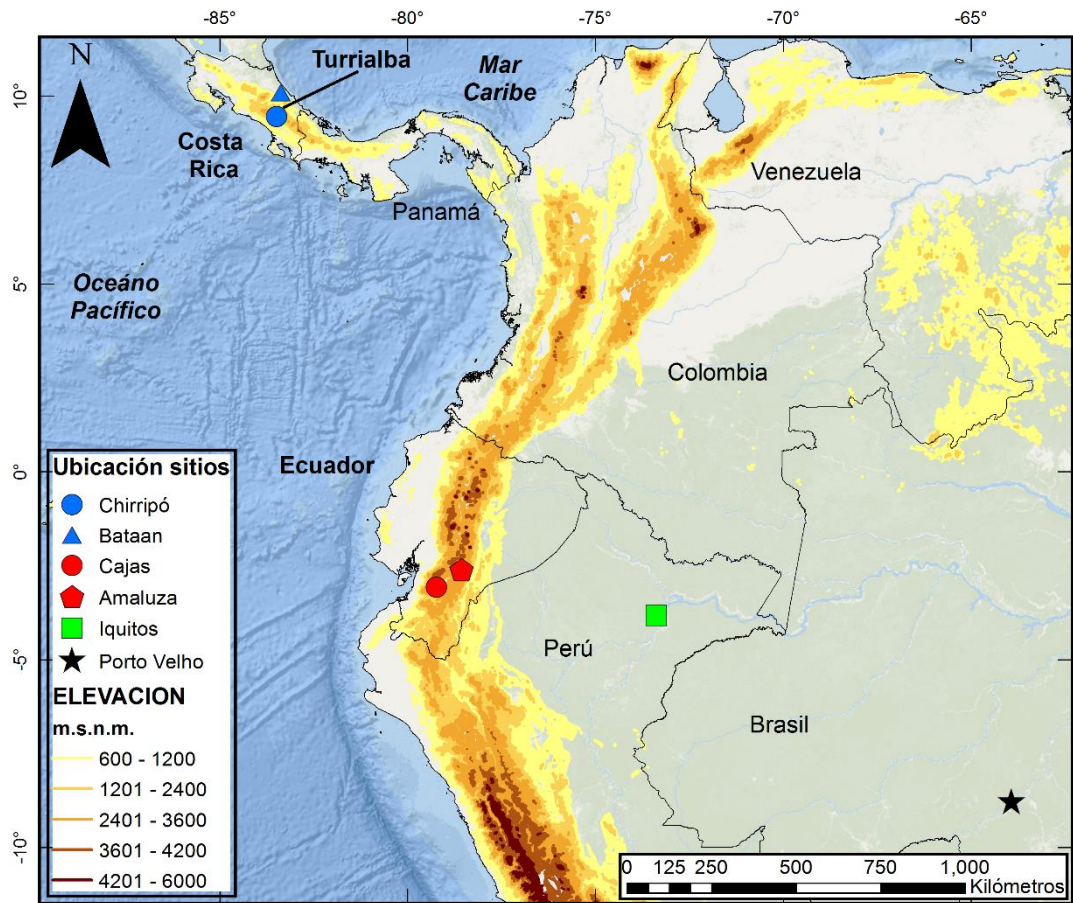


Figura 4. Ubicación del Parque Nacional Chirripó (3 820 m.s.n.m.) en Costa Rica y el Parque Nacional Cajas (3 900 m.s.n.m.) en el sur de Ecuador. El mapa también muestra las estaciones de monitoreo Bataan y Turrialba (ubicadas ~ 35 km al suroeste de Bataan) ubicadas en la Vertiente Caribe de Costa Rica, y Amaluza, Iquitos y Porto Velho ubicadas en la región amazónica al este de Cajas. Estas estaciones adicionales se utilizaron para calcular las variaciones altitudinales de $\delta^{18}\text{O}$ y d -exceso en Chirripó y Cajas.

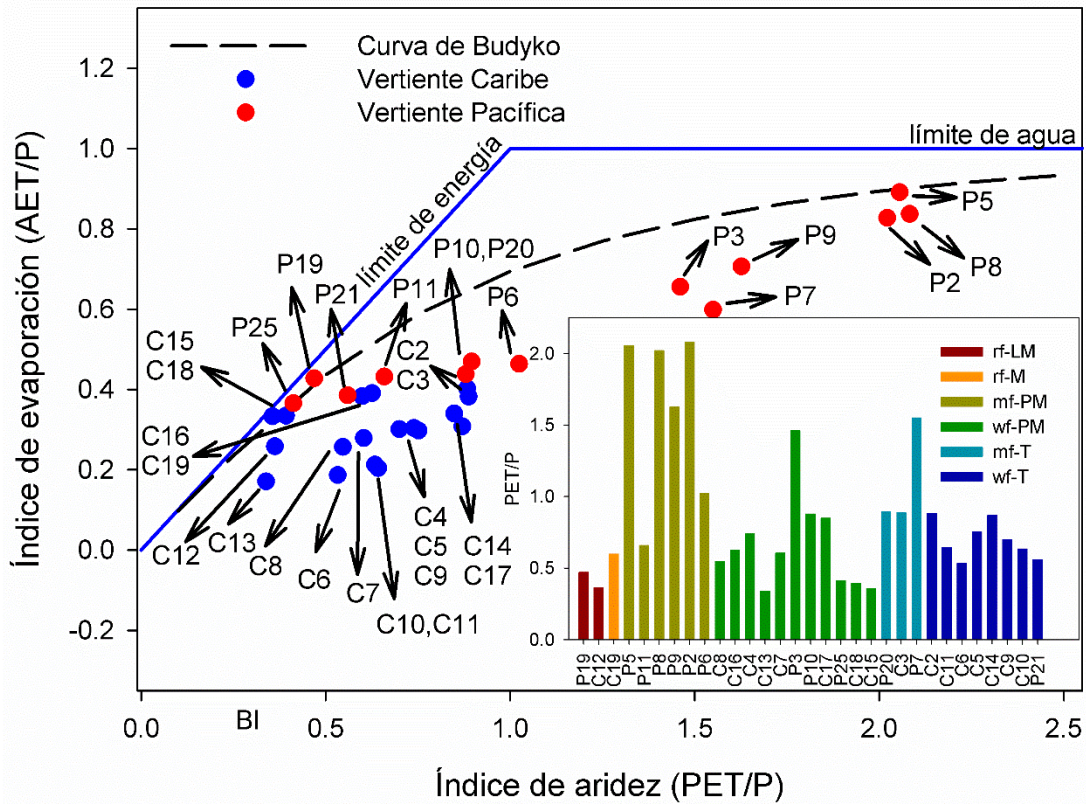


Figura 5. A. Distribución de los 31 sitios CFSR dentro los límites del espacio de Budyko. Las estimaciones se clasificaron según la ubicación en las Vertientes del Caribe (puntos azules) y del Pacífico (puntos rojos). La curva de Budyko se muestra como referencia. Los sitios se etiquetaron usando los códigos que se muestran en Cuadro 1. B. El recuadro muestra los valores promedio PET/P calculados para los 31 sitios incluidos en el análisis ecohidrológico (1989-2005). Las estimaciones se clasificaron utilizando el sistema de zonas de vida de Holdridge que se muestra en el Cuadro 1.

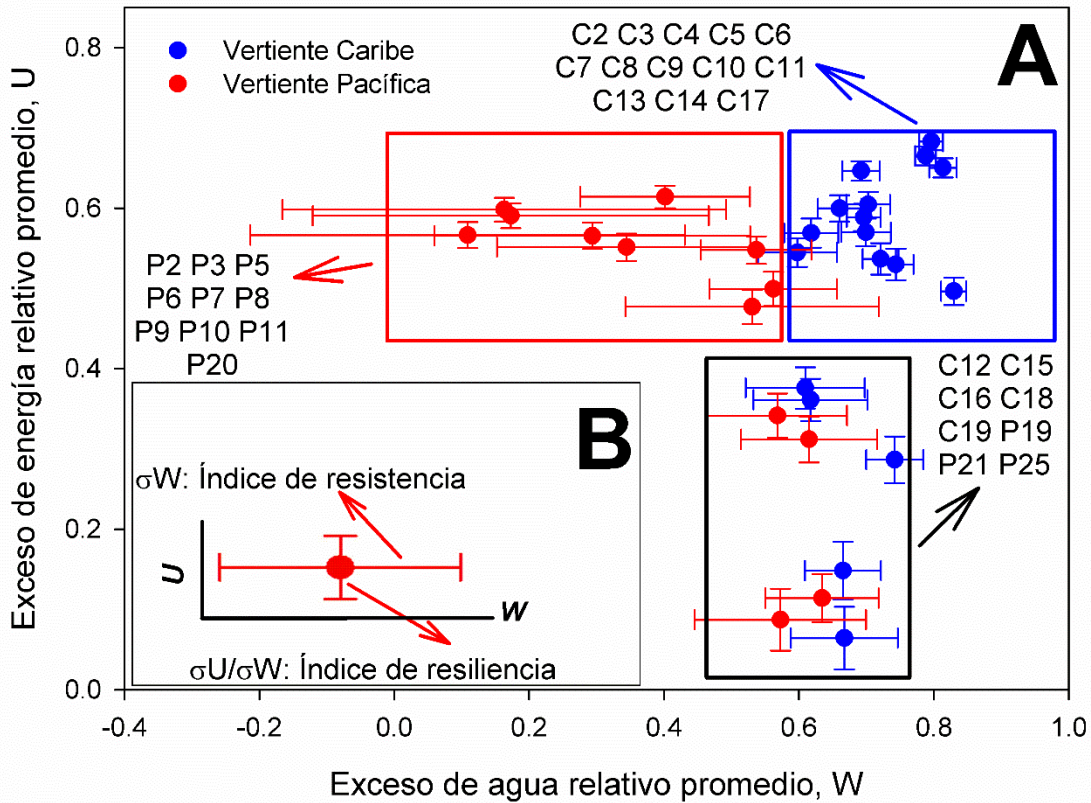


Figura 6. A. Exceso de energía relativo promedio (U) y exceso de agua relativo promedio (W) calculado para los 31 sitios CFSR (1989-2005) de acuerdo con el marco de Tomer-Schilling. Los sitios se clasificaron además según la ubicación en las Vertientes del Caribe (puntos azules) y del Pacífico (puntos rojos). Las barras de error en U y W se calcularon usando 1δ . B. Representación gráfica de las métricas de resistencia y resiliencia. Los índices de resistencia y resiliencia se calculan usando las ecuaciones 8 y 9.

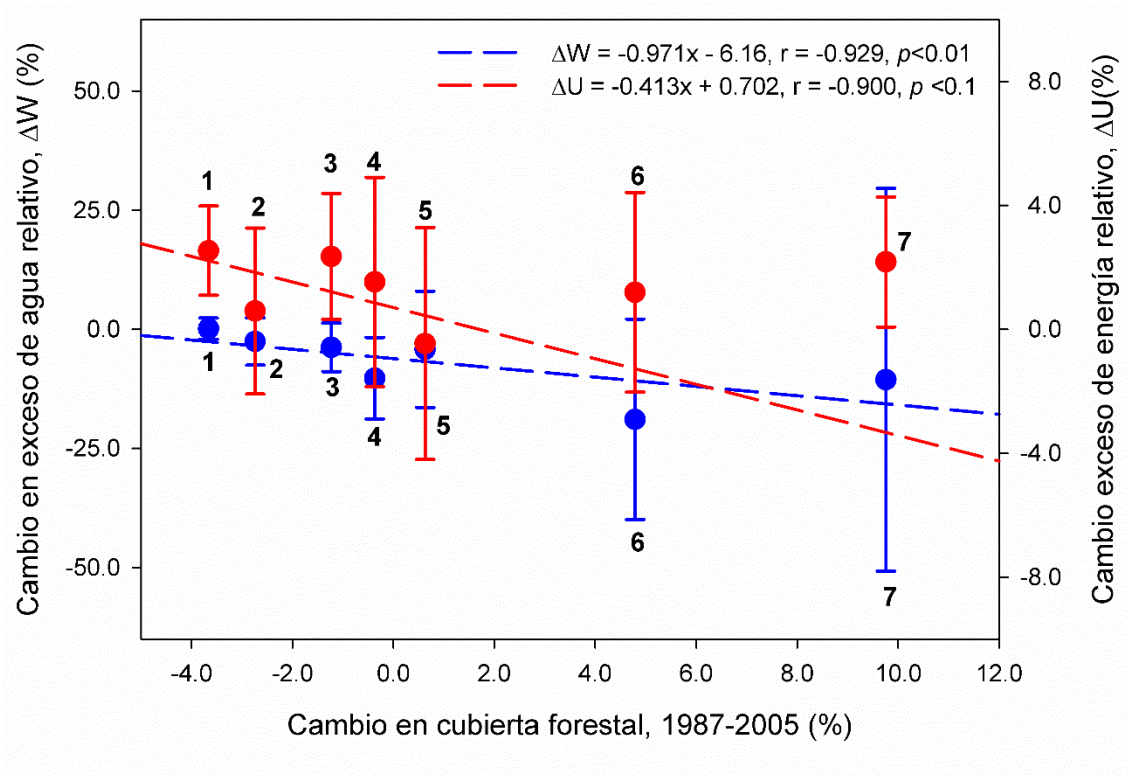


Figura 7. Gráfico de dispersión que muestra la relación entre el cambio en el exceso de agua relativo (ΔW , puntos azules), el cambio en el exceso de energía relativo (ΔU , puntos rojos) y el cambio en la cubierta forestal de las áreas de conservación que se muestran en la Figura 2. Solo se incluyeron en el análisis las áreas de conservación con al menos tres estimaciones CFSR ubicadas dentro de sus límites. Las barras de error en ΔU y ΔW se calcularon usando 1δ . Las áreas de conservación se numeraron siguiendo la descripción que se muestra en la Figura 2 como: 1. ACTO, 2. ACLA-C, 3. ACHN, 4. ACLA-P, 5. ACCVC, 6. ACOPAC y 7. ACT.

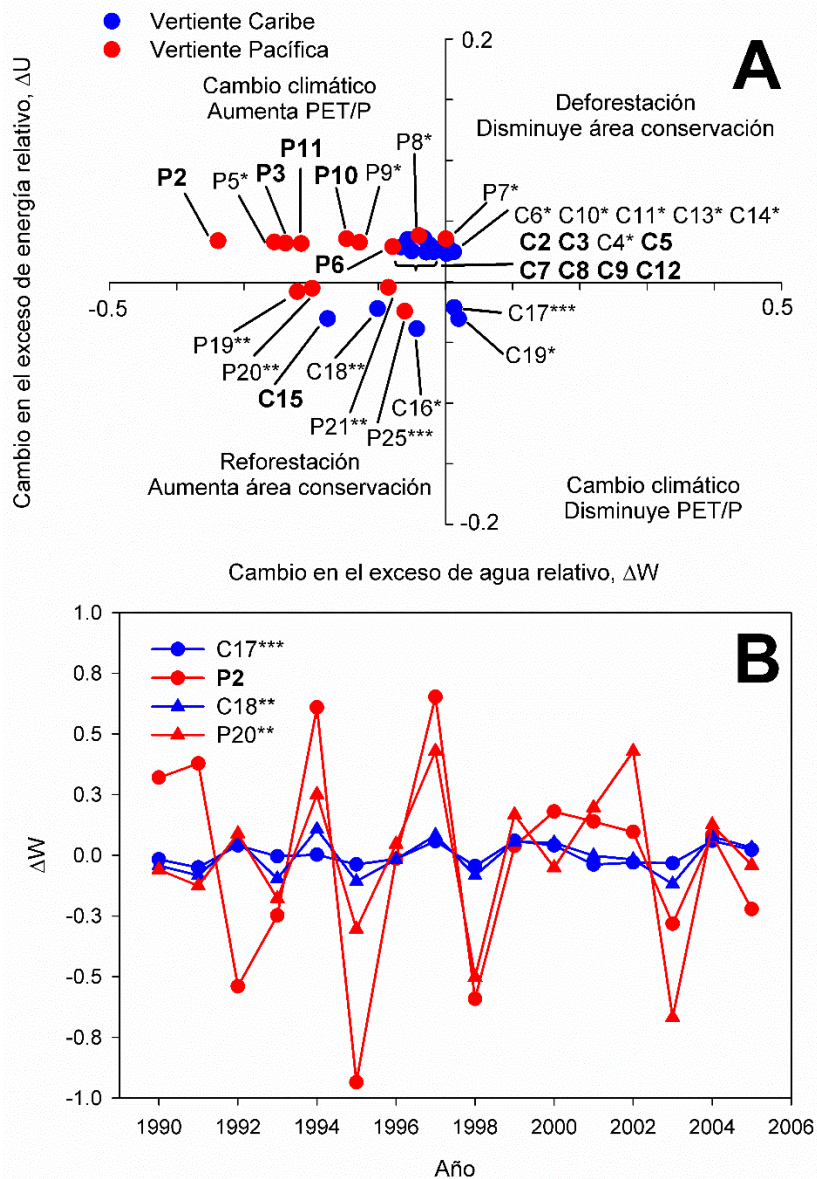


Figura 8. A. Condiciones ecohidrológicas y cambios en el clima y el uso de la tierra calculados para las estimaciones ubicadas la Vertiente Caribe (puntos azules) y la Vertiente Pacífica (puntos rojos). Utilizando los resultados de la prueba t, los sitios con cambios significativos en W y U ($p < 0.05$) están etiquetados en negrita. Otras estimaciones se clasificaron como cambio no significativo en ΔW pero cambio significativo en ΔU (*), cambio no significativo en ΔU pero cambio significativo en ΔW (**) y ningún cambio significativo en ΔW o en ΔU (***). B. Series de tiempo que comparan las desviaciones año a año en el exceso de agua relativo para C17 y C18 (Vertiente del Caribe) y P2 y P20 (Vertiente del Pacífico).

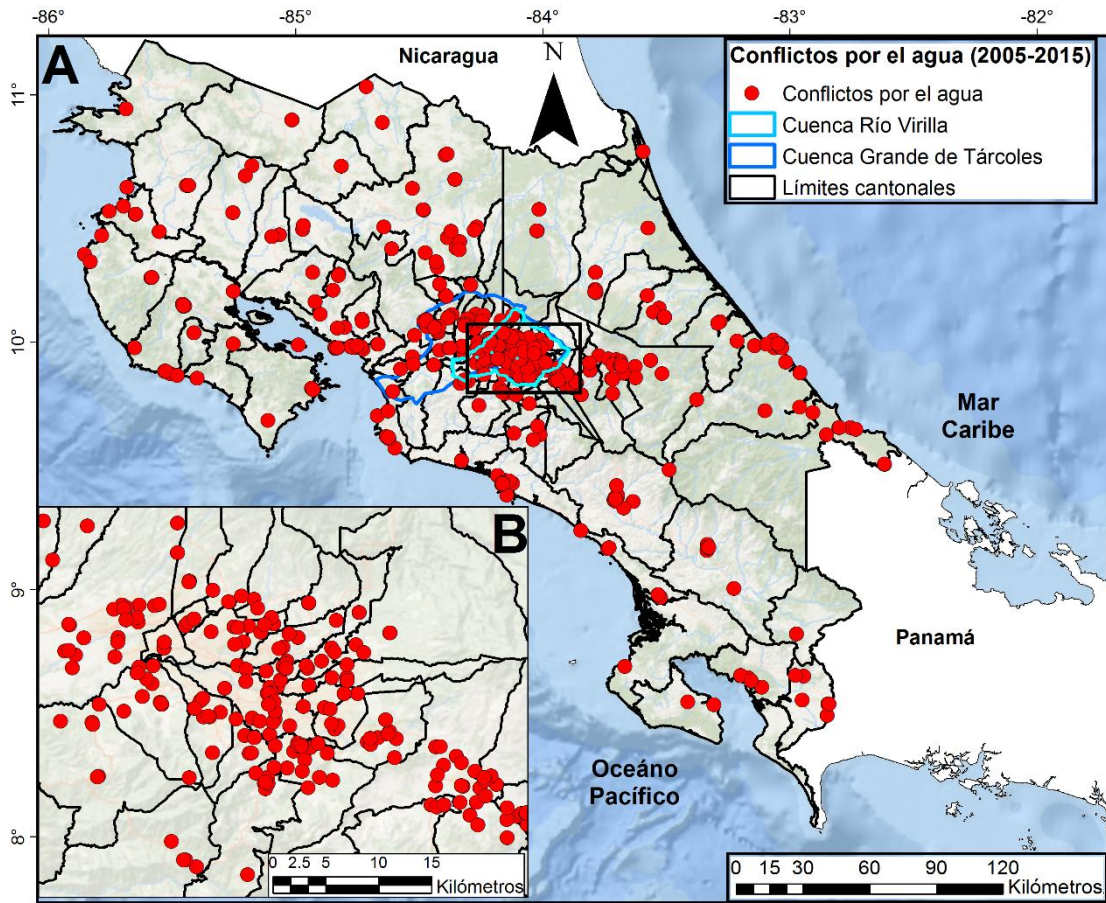


Figura 9. Distribución espacial de los conflictos por el agua históricos en Costa Rica reportados entre 2005 y 2015. Los límites de las municipalidades se muestran como polígonos negros. La cuenca del Río Virilla y la cuenca del Grande de Tárcoles están identificadas por polígonos azul claro y azul, respectivamente, en el medio del mapa. B) Mapa inserto mostrando la distribución de los conflictos por el agua en las municipalidades ubicadas en el área metropolitana.

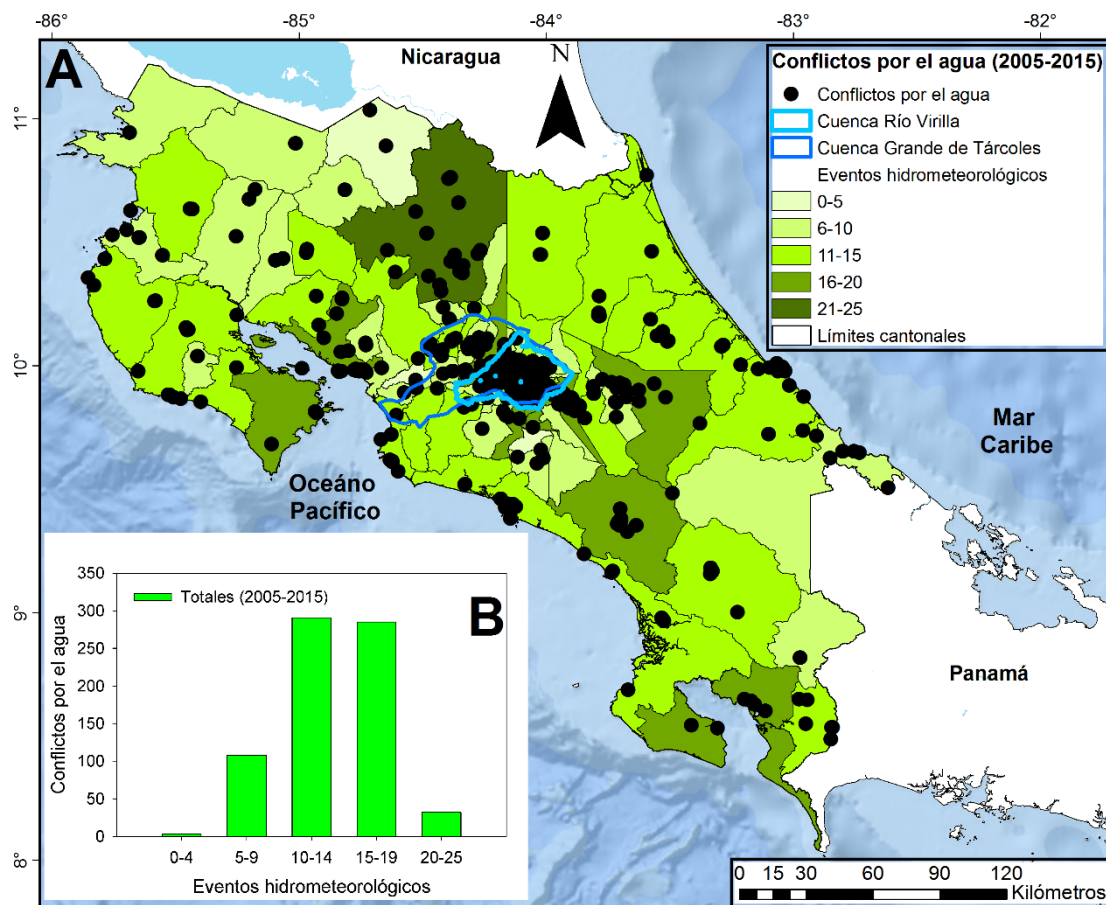


Figura 10. A) Distribución espacial de los conflictos por el agua y la suma de eventos hidrometeorológicos reportados para cada municipalidad (polígonos negros) entre 2005 y 2015. B) Gráfico de barras que muestra la distribución de los conflictos por el agua en relación con el número de eventos hidrometeorológicos. Cada categoría se calculó utilizando la suma de los conflictos reportados dentro de los límites de cada municipalidad (polígonos negros).

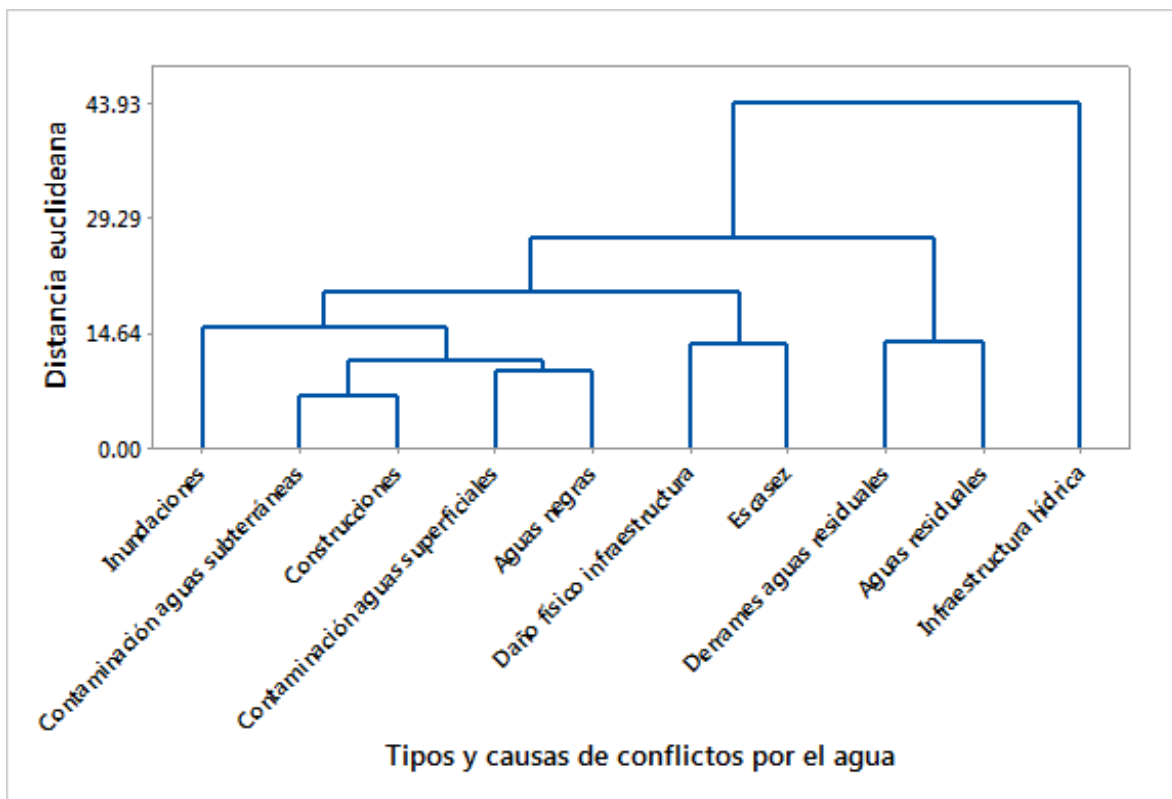


Figura 11. Clúster jerárquico construido utilizando los tipos y causas de los conflictos por el agua identificados en 78 municipalidades y reportados entre 2005 y 2015. El eje vertical representa la distancia euclidiana calculada con el método de vinculación completo (conocido como complete linkage en inglés, Lance y Williams, 1967).

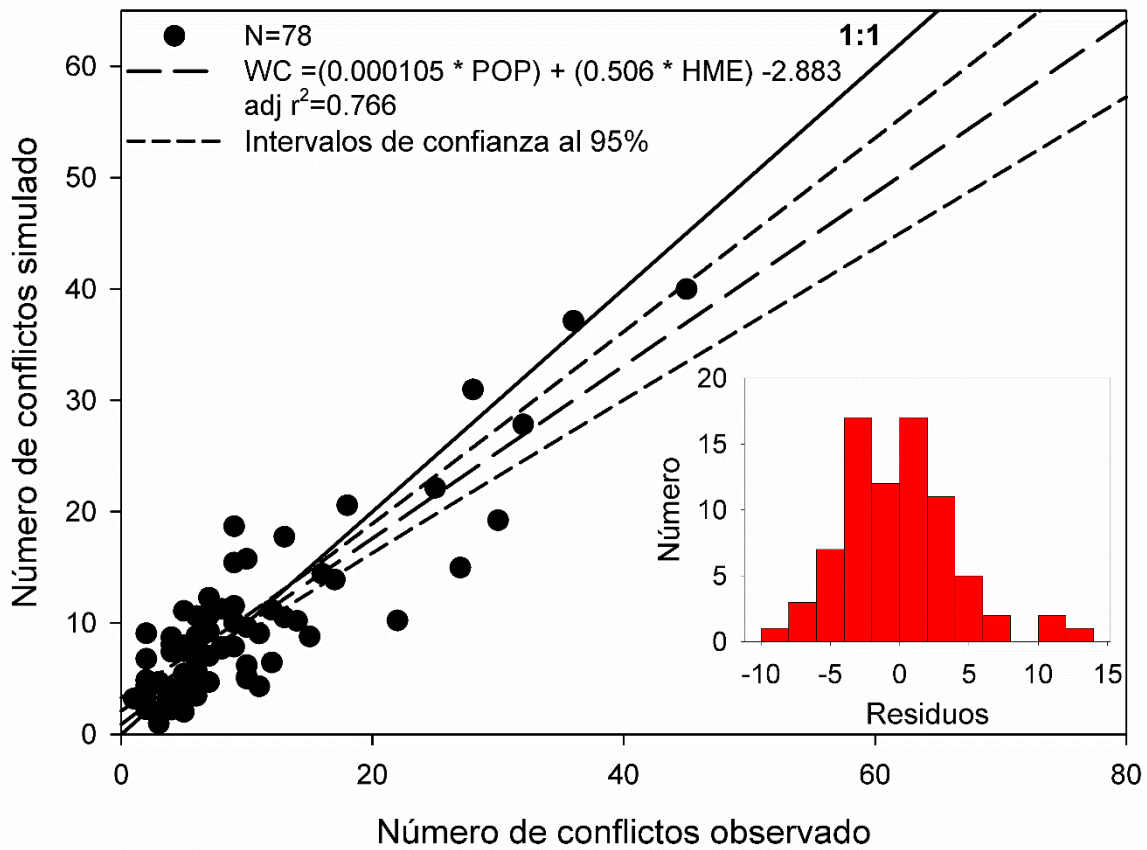


Figura 12. Gráfico de dispersión que muestra la relación entre los conflictos por el agua observados y simulados, calculado mediante análisis de regresión lineal múltiple (N = 78). También se muestran los intervalos de confianza al 95% de confianza del modelo de regresión. El gráfico de barras inserto muestra la distribución de los residuos de regresión con valores de asimetría y curtosis de 0.644 y 1.097, respectivamente.

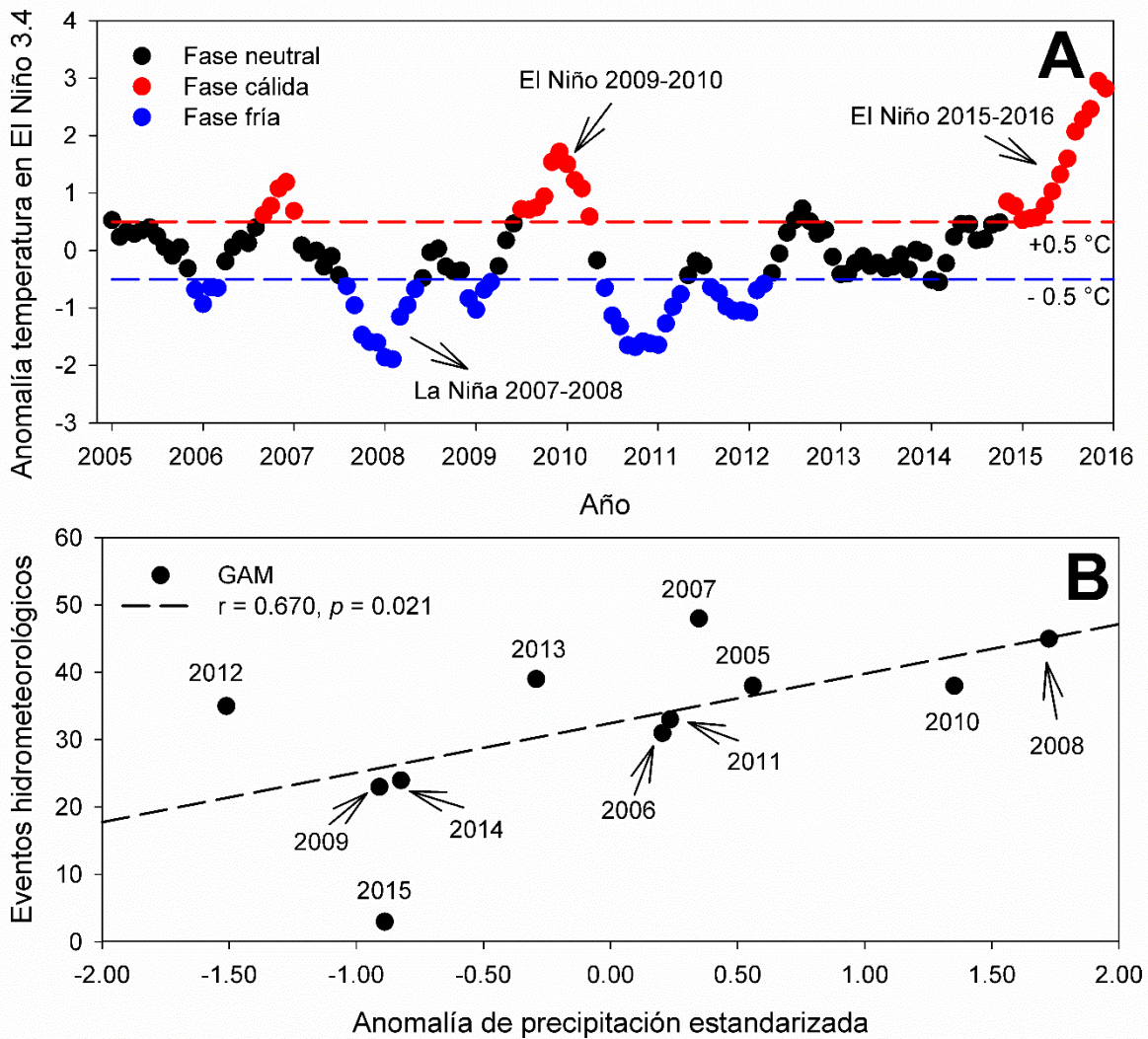


Figura 13. Anomalías en la temperatura de la superficie del mar en la región de El Niño 3.4 entre 2005 y 2015. Se destacan los eventos moderados de La Niña 2007-2008, El Niño 2009-2010 y el evento muy fuerte de El Niño 2014-2016. B) Gráfico de dispersión que muestra la relación significativa ($p=0.021$) entre el número total de eventos hidrometeorológicos reportados en el Gran Área Metropolitana (GAM) y las anomalías de precipitación registradas en el mismo período de estudio.

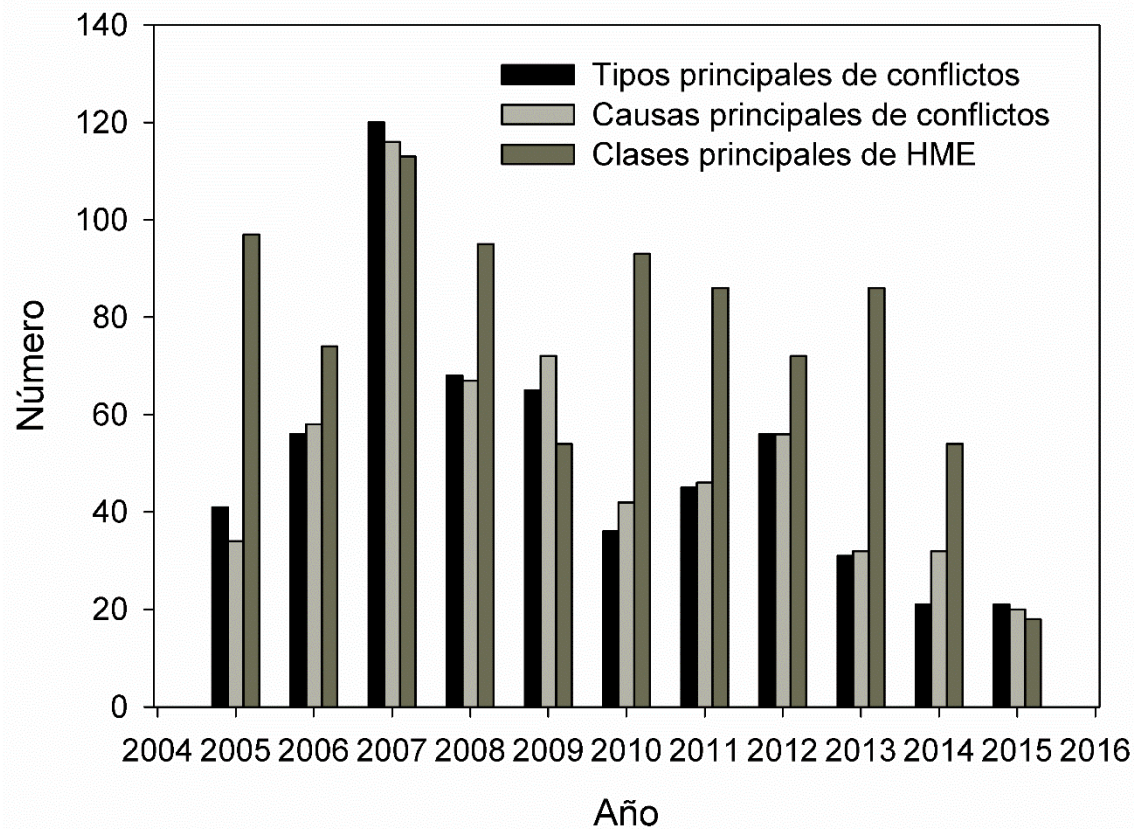


Figura 14. Variación temporal en la ocurrencia de los tipos y causas principales de conflictos por el agua en relación a las principales clases de eventos hidrometeorológicos (HME). Los tipos principales de conflictos incluyeron conflictos relacionados con las construcciones, aguas negras, aguas residuales e infraestructura hídrica (78% del total). Las causas principales de conflictos fueron las inundaciones, contaminación de aguas subterráneas, daño físico a la infraestructura hídrica, escasez, derrames de aguas negras o residuales y la contaminación de aguas superficiales (79% del total). Las clases principales de HME incluyen inundaciones, eventos de precipitación intensa e inundaciones repentinas (92% del total).

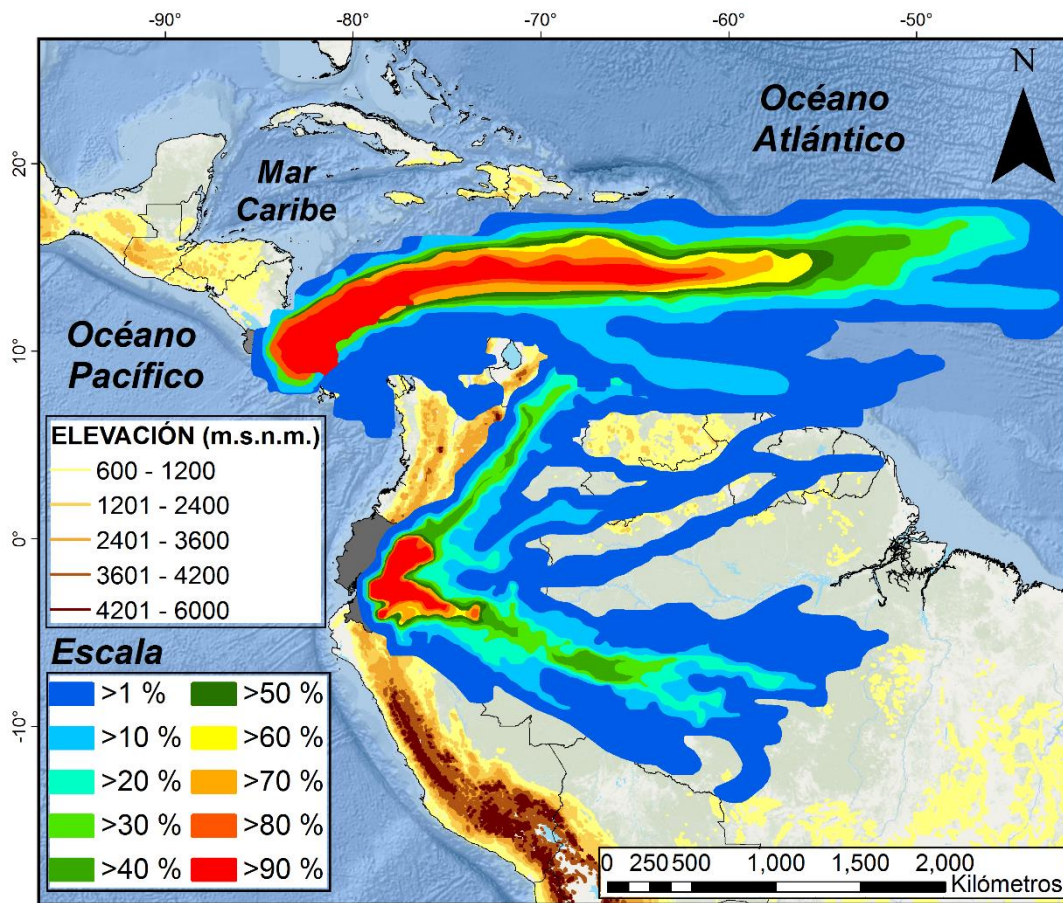


Figura 15. Mapa de trayectorias de masa de aire HYSPLIT simuladas para Chirripó (marcado con un asterisco en el mapa) y Cajas (marcado con un símbolo de suma en el mapa). La escala de contornos indica con qué frecuencia una trayectoria de aire viajó por encima de la superficie de la Tierra hacia cada sitio de estudio. Las masas de aire se clasificaron en cuatro grupos principales de acuerdo con sus trayectorias de trayectoria preferencial: 1) origen marítimo del Mar Caribe central y sur, 2) origen marítimo del Océano Pacífico, 3) América del Sur continental y 4) del Amazonas. Para ambos sitios, las trayectorias posteriores se calcularon usando períodos de tiempo de 240 horas a intervalos de 6 horas.

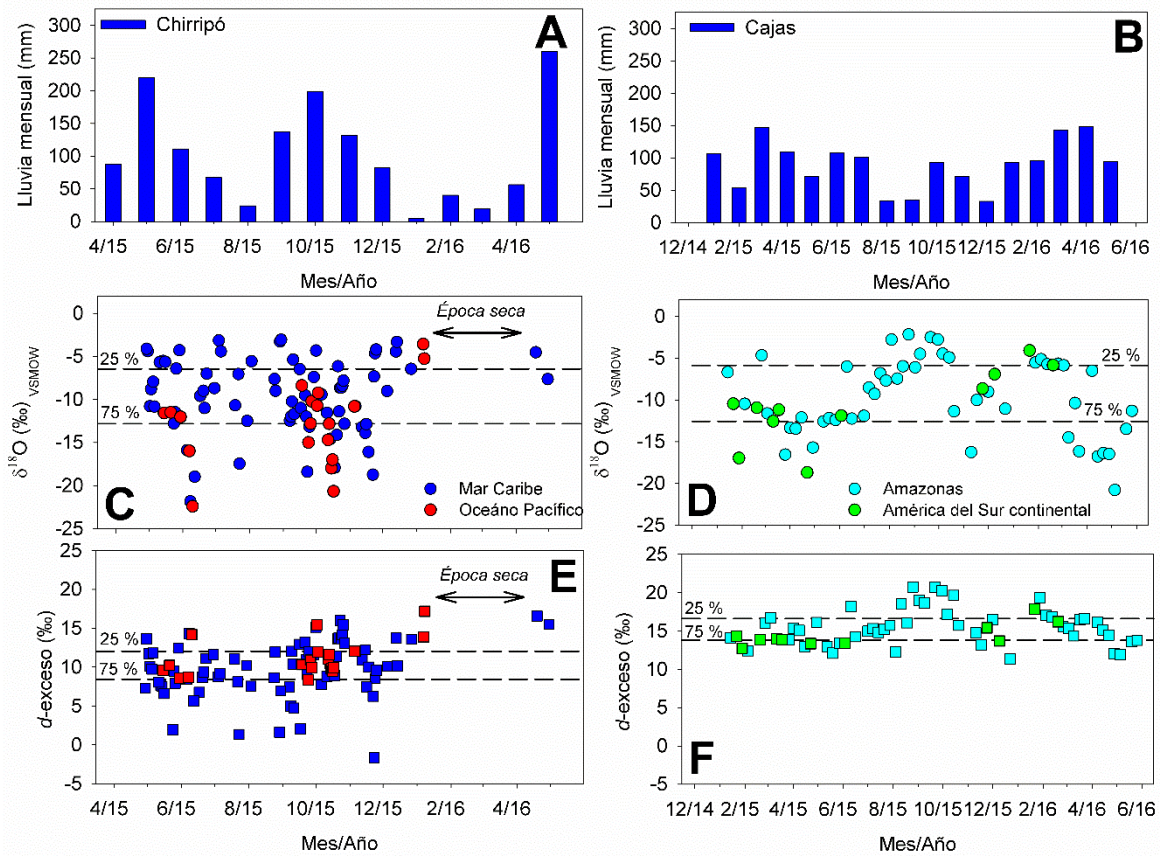


Figura 16. Series de tiempo que muestran: A) Precipitación mensual en Chirripó para el período abril 2015-mayo 2016, B) Precipitación mensual en Cajas para el período enero 2015-mayo 2016. C) y D) Variación diaria y semanal de la composición isotópica en $\delta^{18}\text{O}$ (‰) en Chirripó y Cajas, respectivamente. Los valores de $\delta^{18}\text{O}$ se clasificaron y se codificaron por colores de acuerdo con la contribución de las masas de aire que se muestran en la figura 17A (azul: Mar Caribe, verde: América del Sur continental, rojo: Océano Pacífico y celeste: Amazonas). La temporada seca 2015-2016 para Chirripó se indica en C) y E). E) y F) Variación temporal del d-exceso y semanal (‰) (cuadrados) en Chirripó y Cajas, respectivamente. Los percentiles 25 y 75 de los valores de $\delta^{18}\text{O}$ y d-exceso se muestran en C, D, E y F como referencia.

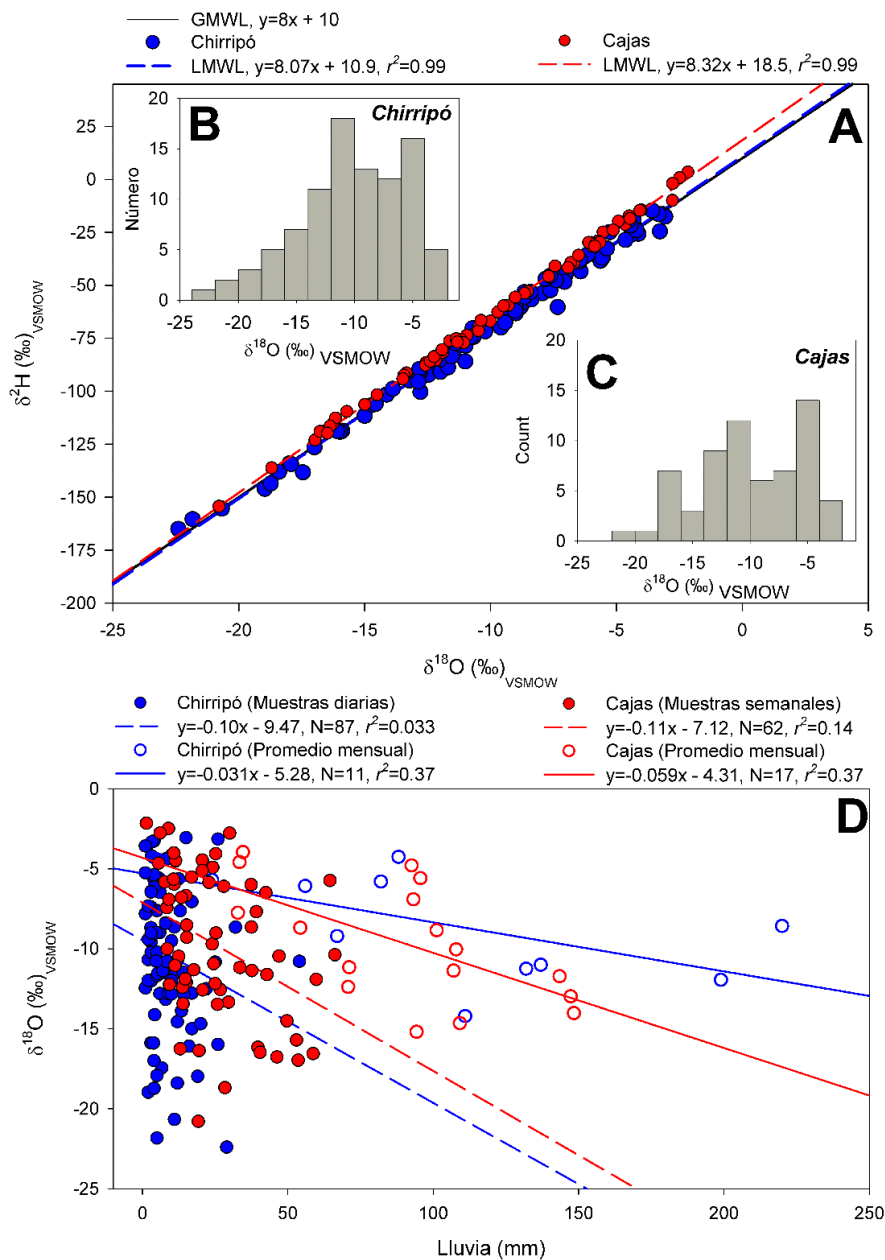


Figura 17. A) Líneas meteóricas locales (LMWL) para Chirripó (línea azul discontinua) y Cajas (línea roja discontinua) calculadas utilizando muestras recogidas durante el período de enero de 2015 a mayo de 2016 (puntos sólidos). La línea meteórica global (GMWL, línea negra, Craig, 1961) se muestra como referencia. B y C) Histogramas que muestran los valores de $\delta^{18}\text{O}$ (‰) para Chirripó y Cajas, respectivamente. D) Regresiones lineales entre el $\delta^{18}\text{O}$ (‰) y la cantidad de lluvia (mm) en cada sitio. Los puntos sólidos representan muestras diarias y semanales para Chirripó y Cajas, respectivamente. Los puntos abiertos representan valores promedio mensuales para Chirripó y Cajas, respectivamente.

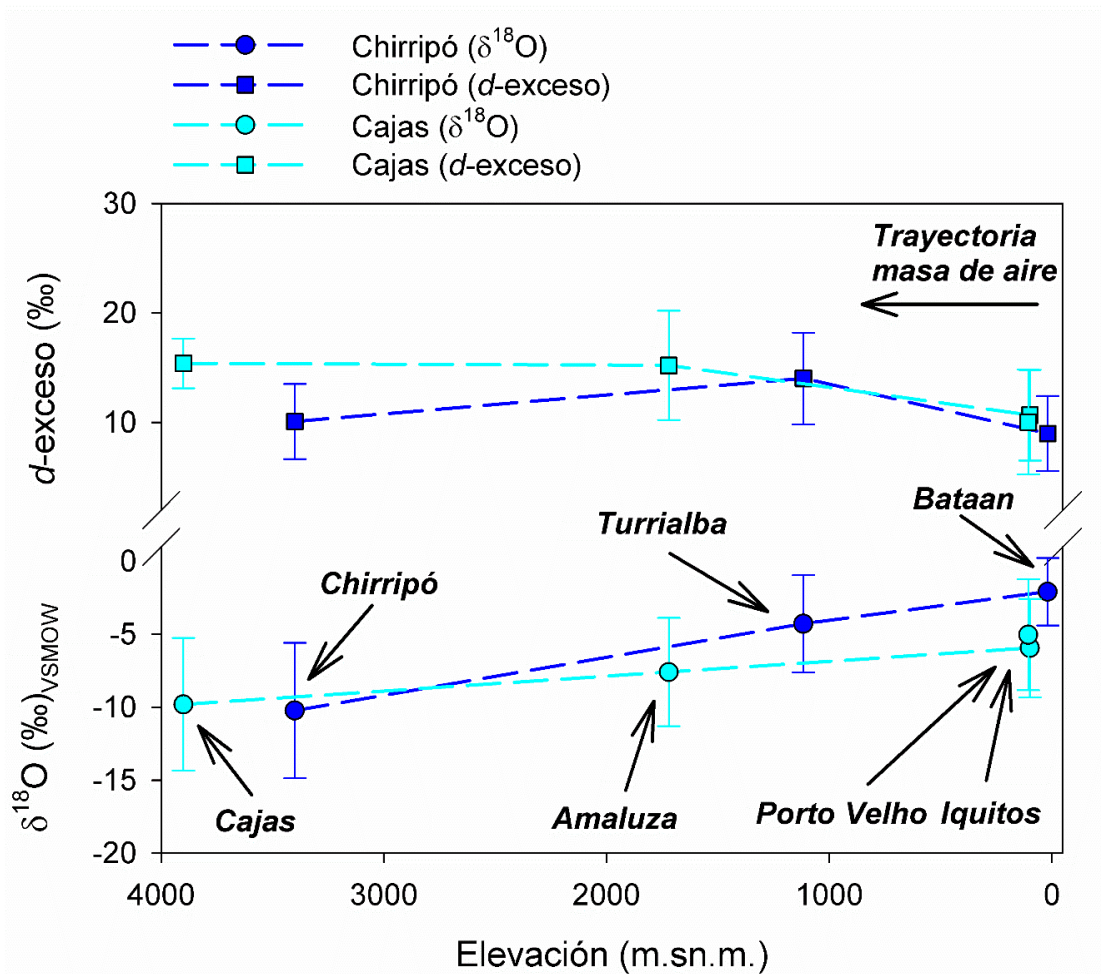


Figura 18. Variación altitudinal en $\delta^{18}\text{O}$ (‰) y d -exceso (‰) para Chirripó (círculos azules y cuadrados azules, respectivamente) y para Cajas (círculos y cuadrados celeste, respectivamente). La elevación de las estaciones de monitoreo se muestra en el eje x (m.s.n.m.). La distancia recorrida por las masas de aire desde Bataan (ubicado ~ 12 km desde la costa del Caribe) hasta Chirripó es ~ 72 km, mientras que desde Porto Velho a Cajas la distancia es ~ 1.800 km. Las barras de error en d -exceso representan $\pm 1\sigma$.

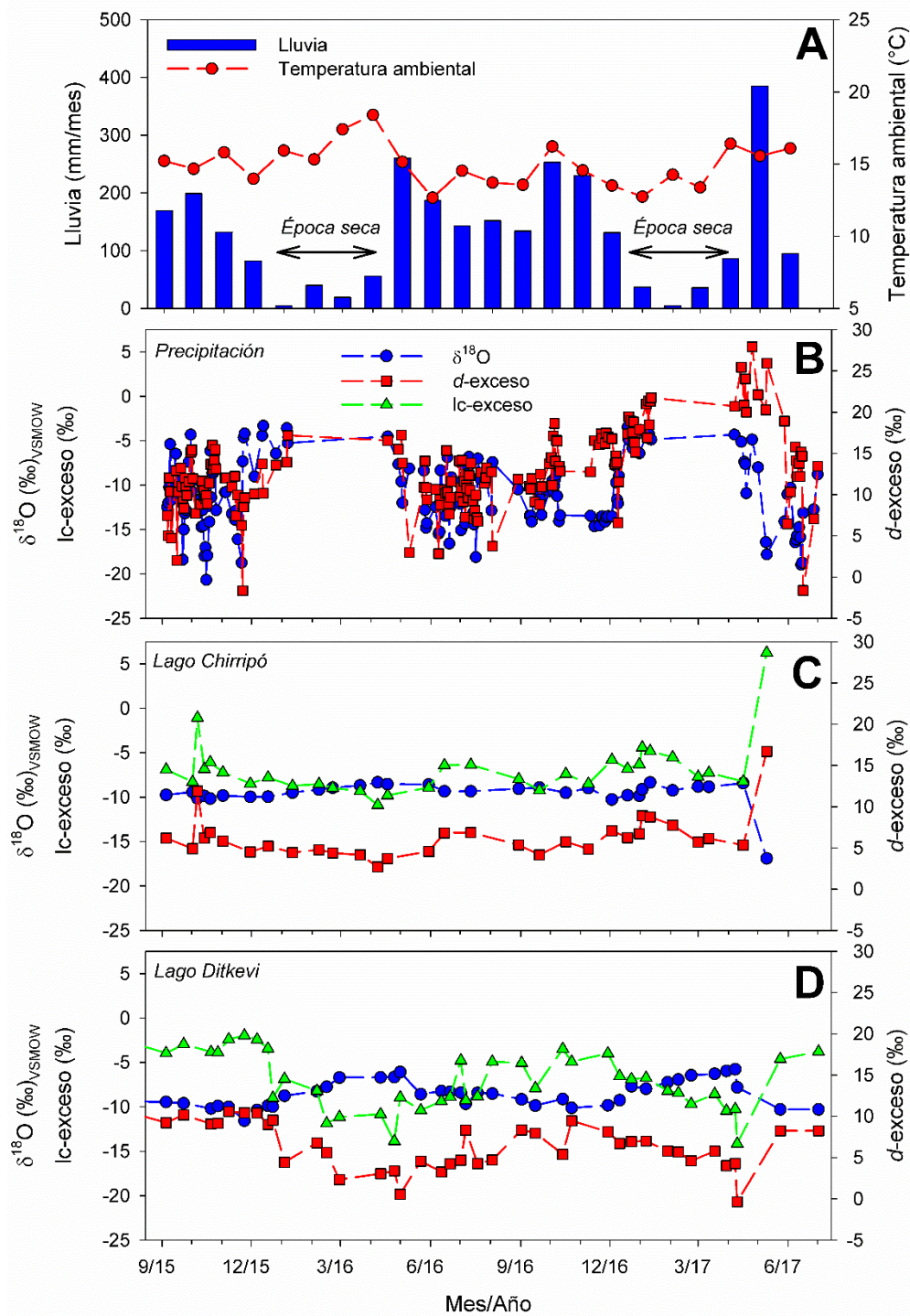


Figura 19. Series de tiempo de A) Precipitación mensual promedio (barras azules, mm/mes) y temperatura ambiental (círculos rojos, °C). B) $\delta^{18}\text{O}$ en precipitación (‰, círculos azules) y *d*-exceso (‰, cuadrados rojos). C) y D) $\delta^{18}\text{O}$, *d*-exceso, y *lc*-exceso (‰, triángulos verdes) para el Lago Chirripó y Lago Ditkevi, respectivamente.

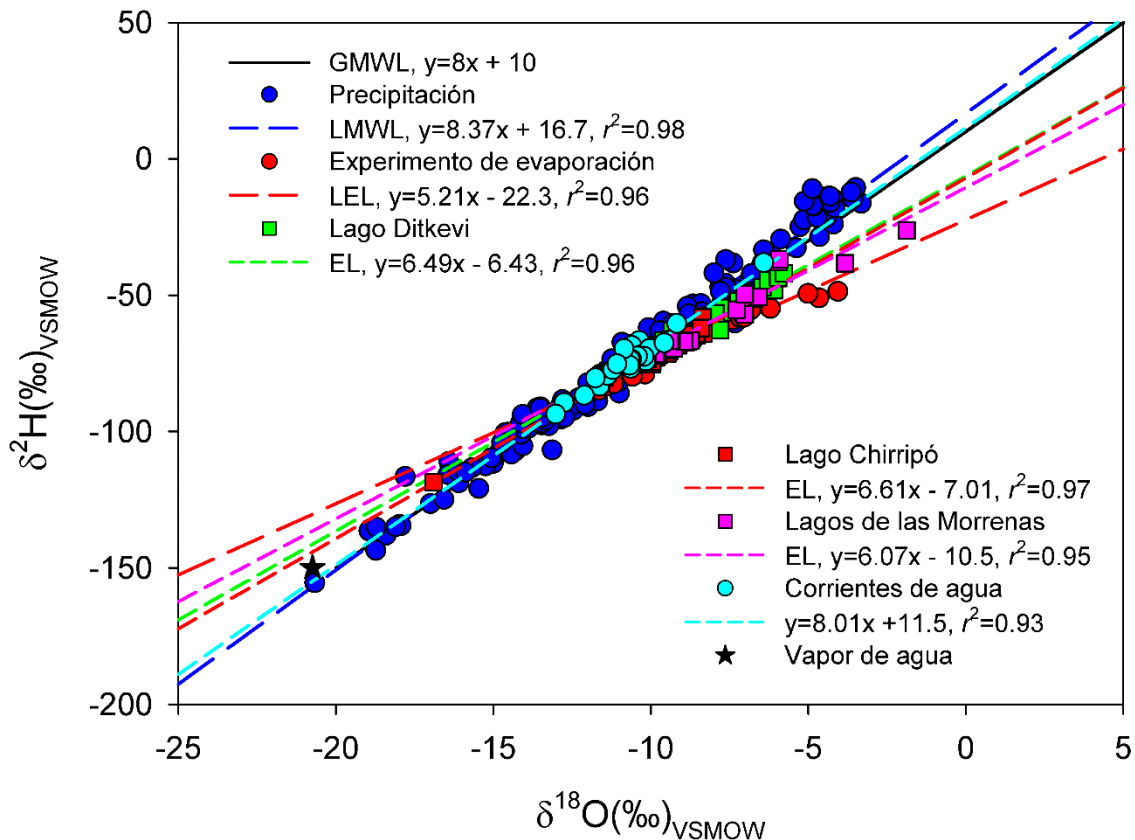


Figura 20. Gráfico de $\delta^{18}\text{O}$ vs. $\delta^2\text{H}$ en precipitación (círculos azules) utilizada para calcular la línea de agua meteórica local (LMWL). La línea de evaporación local (LEL) se calculó usando los datos del experimento de evaporación (círculos rojos). También se muestran las líneas de evaporación para el Lago Ditkevi (cuadrados verdes), el Lago Chirripó (cuadrados rojos), los Lagos de las Morrenas (cuadrados rosados) y las corrientes de agua (círculos cian). La línea de agua meteórica global (GMWL) se incluye como referencia. También se muestra la composición isotópica promedio calculada para el vapor de agua (estrella negra).

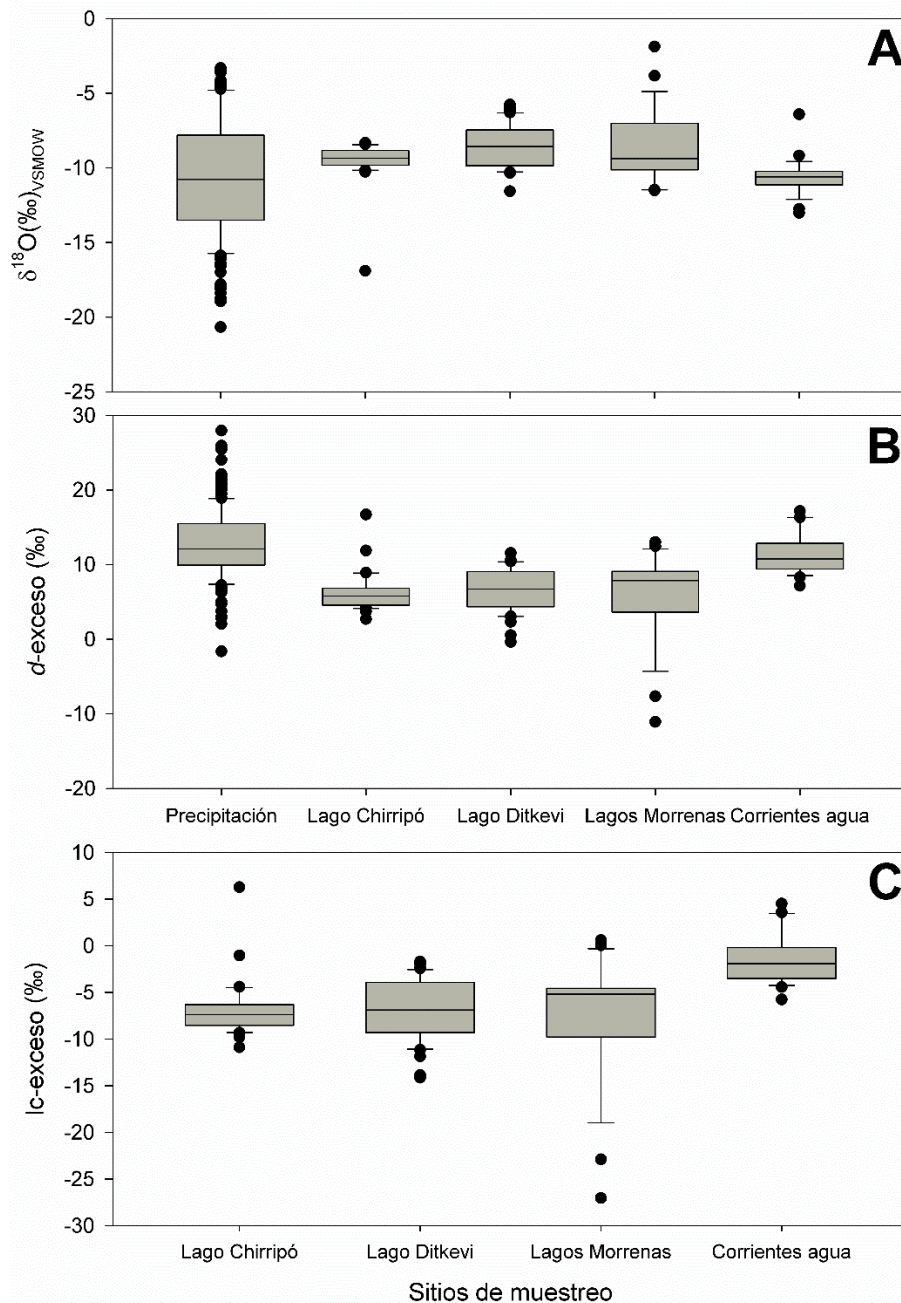


Figura 21. Gráfico de cajas A) $\delta^{18}\text{O}$ (‰) y B) d-exceso (‰) en precipitación, en el Lago Chirripó, en el Lago Ditkevi, en los Lagos de las Morrenas y corrientes de agua. C) lc-exceso (‰) en el Lago Chirripó, en el Lago Ditkevi, en los Lagos de las Morrenas y corrientes de agua. El cuadro gris indica los percentiles 25 y 75 con la mediana en el medio. Las barras de error indican los valores mínimo y máximo. Los círculos negros indican valores atípicos (1,5 veces el valor mostrado en el centro de cada caja).

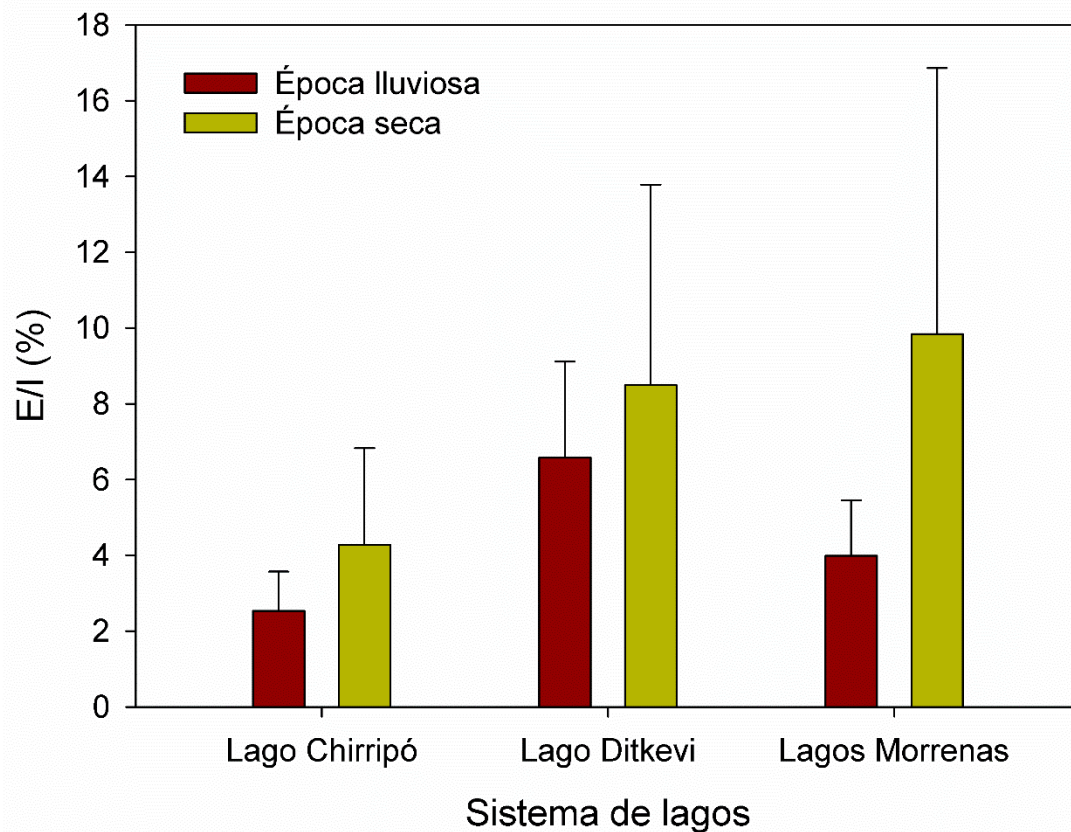


Figura 22. Estimación de la relación de evaporación a flujo de entrada (E/I , en%) para la época seca y lluviosa en el Lago Chirripó, en el Lago Ditkevi y en los Lagos de las Morrenas. Los valores de error se calcularon como el rango de error probable combinando el error relativo estimado para la temperatura del agua, la humedad del aire, la composición isotópica de la precipitación y del agua de los lagos.

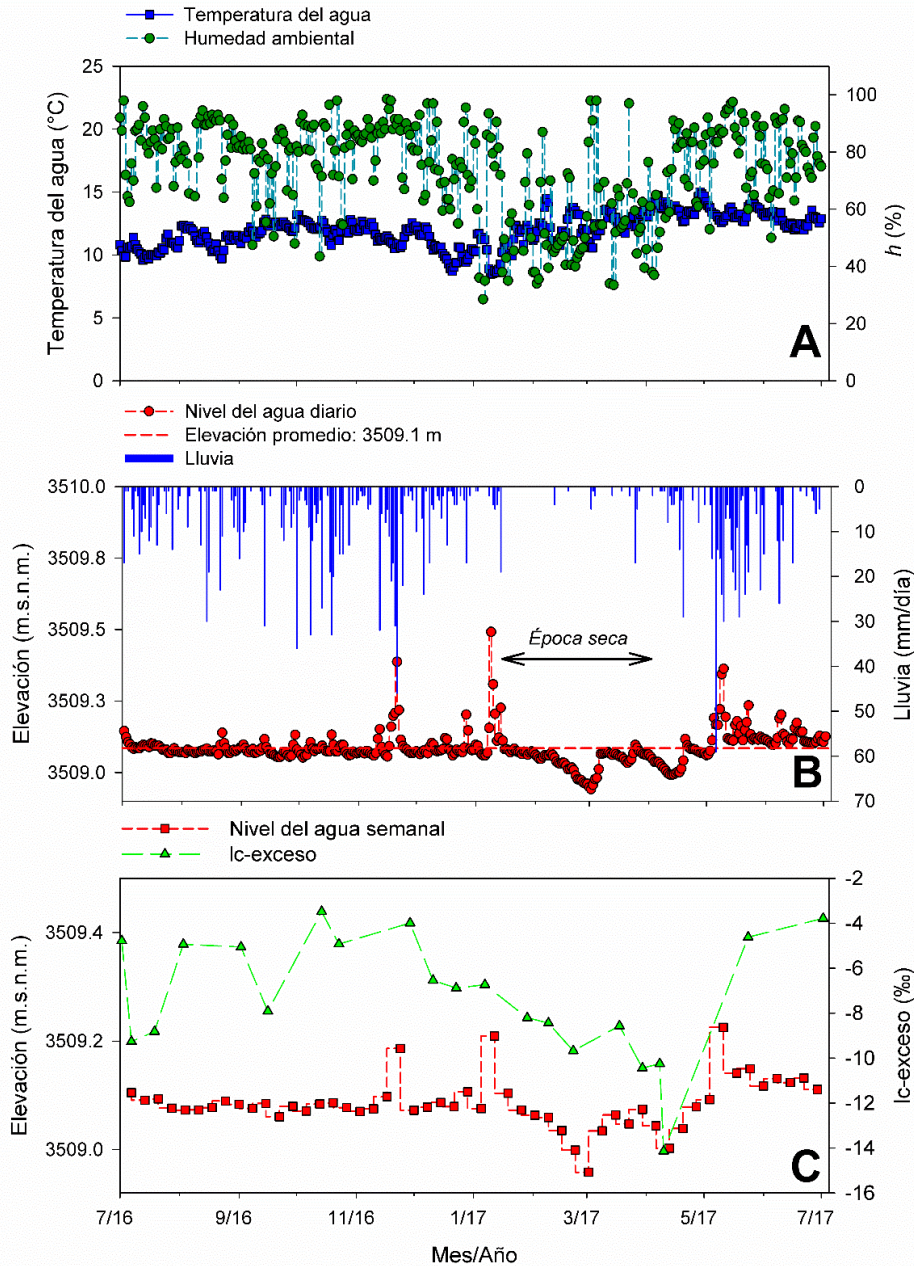


Figura 23. Series de tiempo construidas para el Lago Ditkevi entre julio de 2016 y julio de 2017 que muestran A) Temperatura promedio diaria del agua (cuadrados azules) y humedad relativa diaria promedio (h en%, círculos verdes). B) Precipitación diaria (mm/día, barras azules) y nivel promedio diario del agua (en m.s.n.m.). La elevación promedio del agua se estimó en 3 509.1 m.s.n.m. (línea discontinua roja), con un volumen promedio equivalente de 5.77×10^4 m³. C) Nivel del agua promedio semanal (cuadrados rojos) y lc-exceso calculado para el Lago Ditkevi (triángulos verdes).

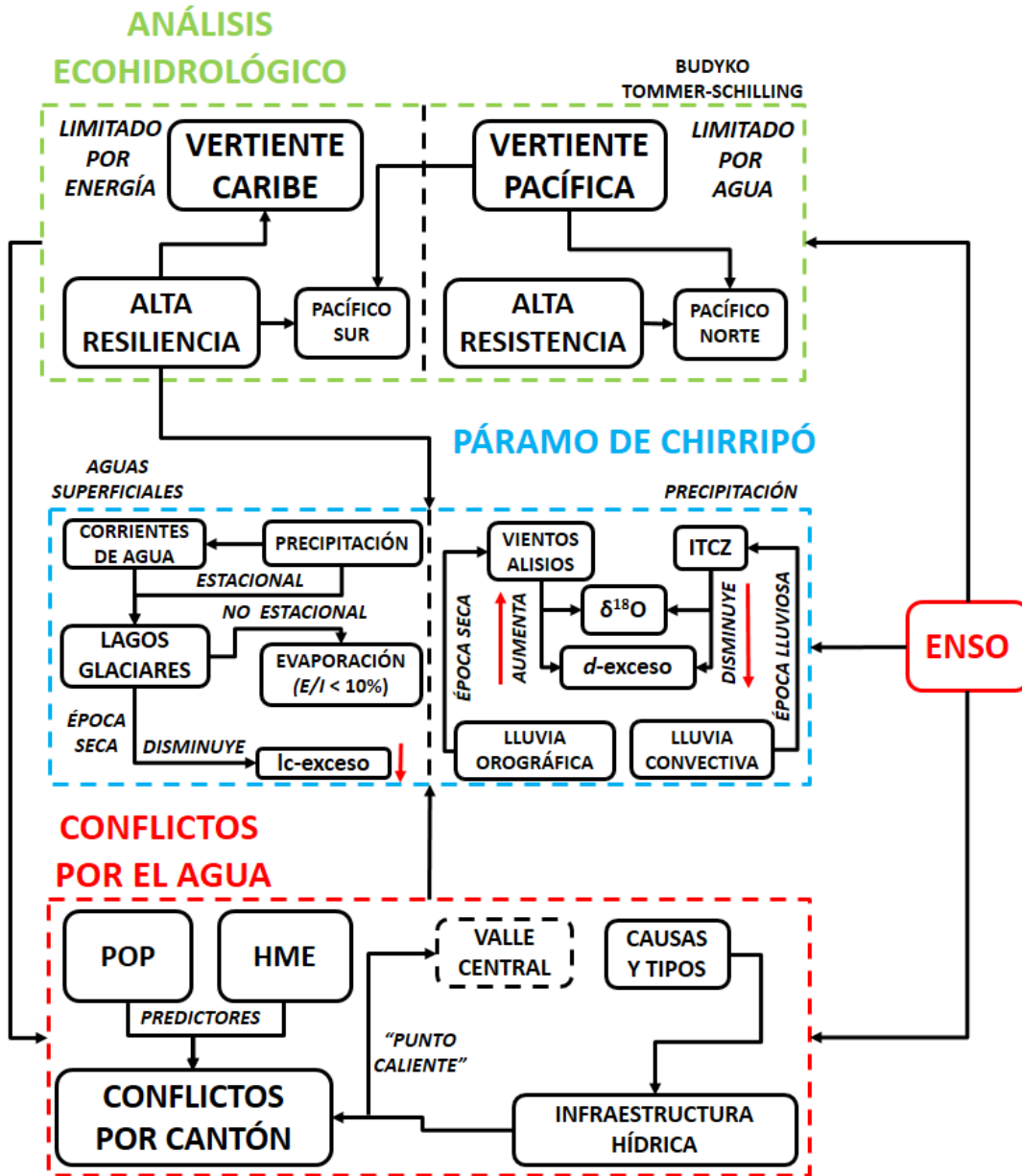


Figura 24. Esquema conceptual que muestra las interrelaciones entre encontradas entre las condiciones hidroclimáticas y ecohidrológicas en Costa Rica, el transporte de humedad y las condiciones hidrológicas del Páramo de Chirripó estudiadas mediante el uso de isótopos estables y la conflictividad por el agua el país. POP se refiere a la población cantonal y HME a la cantidad de eventos hidrometeorológicos según el modelo lineal múltiple desarrollado para los conflictos por el agua. Se muestran también las relaciones entre la Oscilación Sur de El Niño (ENSO) y cada dimensión analizada.

Cuadro 1. Resumen de los sitios CFSR disponibles para Costa Rica entre 1979 y 2013¹.

Código sitio CFSR	Longitud (grados decimales)	Latitud (grados decimales)	Elevación m.s.n.m.	Tipo de clima²	Cuenca	Zona de vida Holdridge³
C1	-85.313	11.084	139	Am	Orosí	wf-T
C2	-85.000	10.772	340	Am	Zapote	wf-T
C3	-84.688	10.772	59	Af	Frío	mf-T
C4	-84.375	10.772	72	Af	San Carlos	wf-PM
C5	-84.063	10.772	26	Af	Sarapiquí	wf-T
C6	-83.750	10.772	2	Af	Chirripó	wf-T
C7	-84.688	10.460	745	Af	Pocosol	wf-PM
C8	-84.375	10.460	98	Cf	San Carlos	wf-PM
C9	-84.063	10.460	108	Af	Sarapiquí	wf-T
C10	-83.750	10.460	41	Af	Tortuguero	wf-T
C11	-83.438	10.460	0	Af	Tortuguero	wf-T
C12	-84.063	10.147	1 822	Cf	Puerto Viejo	rf-LM
C13	-83.750	10.147	596	Af	Tortuguero	wf-PM
C14	-83.438	10.147	36	Af	Pacuare	wf-T
C15	-83.750	9.835	1 104	Cf	Reventazón	wf-PM
C16	-83.438	9.835	1 163	Af	Pacuare	wf-PM
C17	-83.125	9.835	515	Af	Estrella	wf-PM
C18	-83.438	9.523	2 597	Cw	Telire	wf-PM
C19	-83.125	9.523	740	Cw	Telire	rf-M
P1	-85.625	11.084	199	Aw	Sapoa	wf-PM
P2	-85.625	10.772	192	Aw	Tempisque	mf-PM
P3	-85.313	10.772	894	Aw	Tempisque	wf-PM
P4	-85.625	10.460	102	Aw	Tempisque	mf-PM
P5	-85.313	10.460	135	Aw	Tempisque	mf-PM
P6	-85.000	10.460	377	Aw	Bebedero	mf-PM
P7	-85.625	10.147	504	Aw	Tempisque	mf-T
P8	-85.313	10.147	28	Aw	Nicoya Península	mf-PM
P9	-85.000	10.147	88	Aw	Nicoya Península	mf-PM
P10	-84.688	10.147	1 423	Aw	Barranca	wf-PM
P11	-84.375	10.147	1 475	Cw	Grande Tárcoles	mf-PM
P12	-85.313	9.835	112	Aw	Nicoya Península	mf-PM
P13	-85.000	9.835	297	Aw	Nicoya Península	mf-T
P14	-84.688	9.835	0	Am	Jesús María	mf-T
P15	-84.375	9.835	769	Aw	Grande Tárcoles	wf-PM
P16	-84.063	9.835	1 529	Aw	Grande Tárcoles	rf-LM
P17	-84.375	9.523	8	Am	Parrita	mf-T
P18	-84.063	9.523	398	Cw	Naranjo	wf-T
P19	-83.750	9.523	2 012	Am	Grande Térraba	rf-LM

Código sitio CFSR	Longitud (grados decimales)	Latitud (grados decimales)	Elevación m.s.n.m.	Tipo de clima²	Cuenca	Zona de vida Holdridge³
P20	-83.750	9.211	325	Af	Grande Térraba	mf-T
P21	-83.438	9.211	484	Am	Grande Térraba	wf-T
P22	-83.125	9.211	2 037	Am	Grande Térraba	rf-LM
P23	-83.438	8.899	33	Af	Grande Térraba	wf-T
P24	-83.125	8.899	582	Am	Grande Térraba	wf-T
P25	-82.813	8.899	1 223	Am	Cabagra	wf-PM
P26	-83.438	8.586	86	Af	Osa Península	wf-T
P27	-83.125	8.586	24	Af	Esquinas	wf-T

¹Las coordenadas geográficas y la elevación se muestran en grados decimales y metros sobre el nivel del mar (m.s.n.m.), respectivamente. La clasificación climática está basado en el sistema de clasificación Köpper-Geiger. Para cada estación, también se incluyen la cuenca hidrográfica y la zona de vida de Holdridge correspondiente. ²Código de Köppen-Geiger: Aw = tropical húmedo y seco; Am = tropical litoral de viento alisio; Af = bosque lluvioso tropical; Cf = tropical húmedo; Cw = tierras altas tropicales. ³Zona de vida Holdridge: rf-LM = bosque lluvioso bajo montano; rf-M = bosque lluvioso montano; mf-PM = bosque húmedo premontano; wf-PM = bosque muy húmedo premontano; mf-T = bosque húmedo tropical; wf-T = bosque muy húmedo tropical.

Cuadro 2. Descripción de los criterios utilizados para clasificar los conflictos por el agua encontrados entre el 2005 y 2015 según tipo y causa. Los tipos de conflictos se clasificaron de acuerdo con los criterios reportados por la Sala Constitucional de Costa Rica. Las causas de los conflictos se identificaron utilizando la descripción proporcionada por los archivos oficiales o la prensa. Cada conflicto fue asignado a un solo tipo o causa porque en la mayoría de los registros disponibles la información disponible no era lo suficientemente detallada como para expandir el análisis a múltiples tipos o causas.

Criterio	Número de conflictos (% of contribución)	Descripción³
Tipos de conflictos por el agua		
Agricultura	17 (2.4%)	Conflictos por el agua relacionados con actividades agrícolas (por ejemplo, uso de fertilizantes y pesticidas).
Accidentes químicos	10 (1.4%)	Conflictos por el agua relacionados con accidentes que involucran productos químicos y que afectan cuerpos de agua.
Construcciones ¹	76 (10.6%)	Conflictos por el agua relacionados con la construcción de nuevas infraestructuras, tanto privadas como públicas, que afectan los recursos hídricos.
Daños a aguas subterráneas	9 (1.3%)	Conflictos por el agua que dañaron los sistemas de agua subterránea (por ejemplo, áreas de recarga)
Energía hidroeléctrica	11 (1.5%)	Conflictos por el agua relacionados con el desarrollo y la operación de proyectos hidroeléctricos.
Actividades industriales	2 (0.3%)	Conflictos por el agua relacionados con actividades industriales específicas que afectan los recursos hídricos.
Riego	5 (0.7%)	Conflictos por el agua relacionados con el uso de agua para riego.
Ganadería	12 (1.7%)	Conflictos por el agua relacionados con la contaminación de los recursos hídricos por actividades ganaderas.
Minería	7 (1.0%)	Conflictos por el agua relacionados con la explotación de minerales (por ejemplo, piedra caliza) o extracción ilegal de oro.
Daños en áreas protegidas	39 (5.4%)	Conflictos por el agua generados por la afectación de los recursos hídricos ubicados dentro de las áreas protegidas.
Aguas negras ¹	74 (10.3 %)	Conflictos por el agua vinculados con la gestión de aguas residuales domésticas o municipales no tratadas que afectan a los cuerpos de agua.
Silvicultura	4 (0.6%)	Conflictos por el agua asociados con la silvicultura o supuesta deforestación.
Desechos sólidos	17 (2.4%)	Conflictos por el agua relacionados con la mala gestión de residuos sólidos y municipales.
Conflictos transfronterizos	1 (0.1%)	Se refiere al conflicto transfronterizo entre Costa Rica y Nicaragua en el Río San Juan.

Criterio	Número de conflictos (% of contribución)	Descripción³
Aguas residuales ¹	119 (16.6%)	Conflictos por el agua relacionados principalmente con la mala gestión de las aguas residuales tratadas (principalmente industriales) que afectan a los cuerpos de agua.
Infraestructura hídrica ¹	291 (40.5%)	Conflictos por el agua relacionados con el mantenimiento deficiente de la infraestructura del agua (por ejemplo, tuberías, instalaciones de agua potable) o daños a la infraestructura del agua.
Extracción de agua	25 (3.5%)	Conflictos por el agua relacionados con la supuesta extracción ilegal de agua.
Causas de conflictos por el agua		
Sequía	5 (0.7%)	Conflictos por el agua causados por un déficit en la disponibilidad de agua (es decir, agua potable) debido a la disminución de las cantidades de precipitación.
Inundaciones ²	81 (11.3%)	Conflictos por el agua provocados por inundaciones causadas principalmente por eventos de precipitaciones intensas.
Contaminación de aguas subterráneas ²	74 (10.3%)	Conflictos por el agua asociados con la contaminación de sistemas de agua subterránea pero no causados por derrames de aguas residuales.
Afectación a áreas de recargas aguas subterráneas	3 (0.4%)	Conflictos por el agua desencadenados principalmente por la construcción de infraestructura privada, cerca de áreas de recarga, pero no ubicadas dentro de áreas protegidas.
Extracción ilegal	26 (3.6%)	Conflictos por el agua que fueron efectivamente causados por la extracción ilegal de agua en áreas protegidas.
Contaminación costera	3 (0.4%)	Conflictos por el agua causados por la contaminación de recursos hídricos localizados en regiones costeras (por ejemplo, manglares).
Navegación	1 (0.1%)	Esta es la principal causa relacionada con el conflicto transfronterizo entre Costa Rica y Nicaragua en el Río San Juan.
Daños físicos en la infraestructura ²	67 (9.3%)	Conflictos por el agua causados por daños a la infraestructura hídrica existente debido a un mantenimiento deficiente o después de eventos hidrometeorológicos.
Invasión de áreas protegidas	10 (1.4%)	Afectación de cuerpos de agua ubicados dentro de áreas protegidas, pero no causados por extracción de agua.
Escazes ²	98 (13.6%)	Conflictos por el agua causados por la falta imprevista de agua potable o durante períodos largos de tiempo.
Derrames de aguas residuales ²	173 (24.1%)	Conflictos por el agua causados por derrames de aguas negras, aguas residuales industriales, productos químicos, lixiviados de desechos sólidos en los cuerpos de agua.
Contaminación de aguas superficiales ²	74 (10.3%)	Conflictos por el agua que afectan agua superficiales, pero no causados por derrames.
Causas no identificadas	104 (14.5%)	Conflictos por el agua que fueron asignados a un tipo de conflicto pero sin una causa específica.

¹Principales tipos de conflictos relacionados con el agua: construcciones, aguas negras, aguas residuales e infraestructura hídrica (78%). ²Principales causas de conflictos relacionados con el agua: inundaciones, contaminación de aguas subterráneas, daños físicos en la infraestructura, escasez, derrames de aguas residuales, contaminación de aguas superficiales (79%). ³El esquema de clasificación utilizado para crear esta cuadro se basa en la información reportada por la Sala Constitucional de Costa Rica descrito anteriormente.

Cuadro 3. Matriz de correlación construida usando coeficientes de correlación de Spearman, calculados con base en el número de conflictos por el agua, la cantidad de eventos hidrometeorológicos y los indicadores sociales. Los cálculos se realizaron utilizando datos promediados para cada municipalidad.

	HME	POP	POP-d	HDI	MWI	HPI	Q
WC¹	0.589**	0.740**	0.341*	0.147	-0.237*	0.224*	-0.00142
HME²		0.651**	0.00674	-0.0822	0.0559	-0.0804	0.221
POP³			0.411**	0.0218	-0.300*	0.0952	0.0341
POP-d⁴				0.491**	-0.854**	0.554**	-0.225*
HDI⁵					-0.548**	0.915**	-0.248*
MWI⁶						-0.567**	0.126
HPI⁷							-0.316*
Q⁸							

¹Conflictos por el agua. ²Eventos hidrometeorológicos. ³Población. ⁴Densidad poblacional.

⁵Índice de desarrollo humano. ⁶Índice de bienestar material. ⁷Índice de pobreza humana.

⁸Escorrentía. *: Significativo a $p < 0.05$. **: Significativo a $p < 0.001$.

Cuadro 4. Resumen de las características principales del clima, la vegetación y el suelo del Páramo situado en el Parque Nacional Chirripó y el Parque Nacional Cajas.

Característica	Páramo		Referencias
	Chirripó	Cajas	
Precipitación	1 000-2 000 mm/año. La época lluviosa se extiende de mayo a noviembre (que contribuye hasta el 89% de la precipitación anual), mientras que la época seca es de diciembre a abril.	800-1 500 mm/año. Se caracteriza por eventos de larga duración de baja intensidad (por ejemplo, llovizna), con una estacionalidad relativamente baja durante todo el año. Sigue un patrón bimodal con un primer pico en marzo-mayo y un segundo en octubre.	Kappelle, 2015 ¹ Kappelle and Horn, 2005 ¹ Vuille et al., 2000 ² Muñoz et al., 2016 ² Padrón et al., 2015 ² Carrillo-Rojas et al., 2016 ²
Temperatura promedio anual	8.5°C	5.4°C, cambios abruptos comúnmente observados en la temperatura diaria.	Kappelle, 2015 ¹ Muñoz et al., 2016 ²
Controles climáticos	Los vientos alisios del noreste, la migración latitudinal de la Zona de convergencia intertropical (ITCZ), la entrada de vientos continentales fríos (es decir, los vientos del norte) y la influencia estacional de los ciclones del Caribe.	Masas de aire continentales que provienen de la Amazonía y este de la Cordillera de los Andes, asociadas con el flujo de transporte de humedad a través del noreste de América del Sur (corriente de chorro de bajo nivel de América del Sur, SALLJ), las oscilaciones de la ITCZ y los vientos fríos secos provenientes del Océano Pacífico por la influencia de la corriente de Humboldt.	Waylen, 1996 ¹ Magaña et al., 1999 ¹ Emck, 2007 ² Chaves and Takashi, 2017 ² Poveda et al., 2014 ²

Característica	Páramo		Referencias
	Chirripó	Cajas	
Vegetación	Pastizales de 0.5 a 2.5 m de altura dominadas por bambú (<i>Chusquea subtessellata</i>), que cubren hasta el 60% del total del Páramo. En lugares más secos, estos pastizales son reemplazados por pastos tipo matojos (por ejemplo, <i>Calamagrostis</i> , <i>Festuca</i> , <i>Muhlenbergia</i>).	Hierbas tipo matorral (comúnmente en los géneros <i>Calamagrostis</i> , <i>Festuca</i> , <i>Stipa</i> y varias especies de la familia Cyperaceae, que cubren más del 70% de la tierra) y plantas tipo almohadilla (como <i>Plantago rigida</i> (Kunth), <i>Xenophyllum humile</i> (Kunth) VA Kunk, y <i>Azorella</i> spp.)	Cleef and Chaverri, 1992 ¹ Kappelle, 1996, 2015 ¹ Ramsay and Oxley, 1997 ² Sklenar and Jorgensen, 1999 ² Mosquera et al., 2015 ²
Suelos	Histosoles, Entisoles, Inceptisoles y Andisoles. La mayoría de los histosoles son suelos poco drenados, orgánicos, poco profundos, con una delgada capa de hierro típica de suelos derivados de cenizas volcánicas; mientras que los entisoles son suelos jóvenes, pedregosos y minerales con poco desarrollo y falta de horizontes definidos.	Histosoles y andisoles, caracterizados por un alto contenido de materia orgánica y estructuras porosas con densidades aparentes bajas, así como capacidades altas de almacenamiento de agua de hasta 90% por volumen.	Kappelle and Horn, 2005 ¹ Otárola and Alvarado, 1976 ¹ Buytaert et al., 2005 ² Buytaert et al., 2006b ²

¹: Referencias correspondientes a estudios realizados en el Páramo de Chirripó. ²:

Referencias correspondientes a estudios realizados en el Páramo de Cajas.

Cuadro 5. Principales características morfométricas, componentes del balance hídrico anual y estimaciones basadas en isótopos de los cocientes de evaporación/entrada (E/I) y el tiempo de residencia (τ) para el Lago Ditkevi entre julio de 2016 y julio de 2017.

Principales características morfométricas	
Área del lago ($\times 10^4$ m ²)	1.66
Volumen promedio ($\times 10^4$ m ³)	5.77
Profundidad máxima (m)	8.2
Profundidad promedio (m)	3.5
Componentes del balance hídrico anual	
Precipitación (mm)	1 682
$\delta^{18}\text{O}$ (‰)	-10.41
$\delta^2\text{H}$ (‰)	-68.96
Evaporación del lago (mm)	294
$\delta^{18}\text{O}$ (‰)	-33.42
$\delta^2\text{H}$ (‰)	-178.47
Salida de agua del lago (O, mm)	2 681
Δ Nivel de agua del lago (mm)	-19
Área de la cuenca ($\times 10^5$ m ²)	2.89
Aporte de agua superficial de la cuenca (W_y , mm)	73
Estimaciones basadas en isótopos	
E/I (%)	10.0 ± 5.0
τ (años)	1.2 ± 0.6

10. ANEXOS

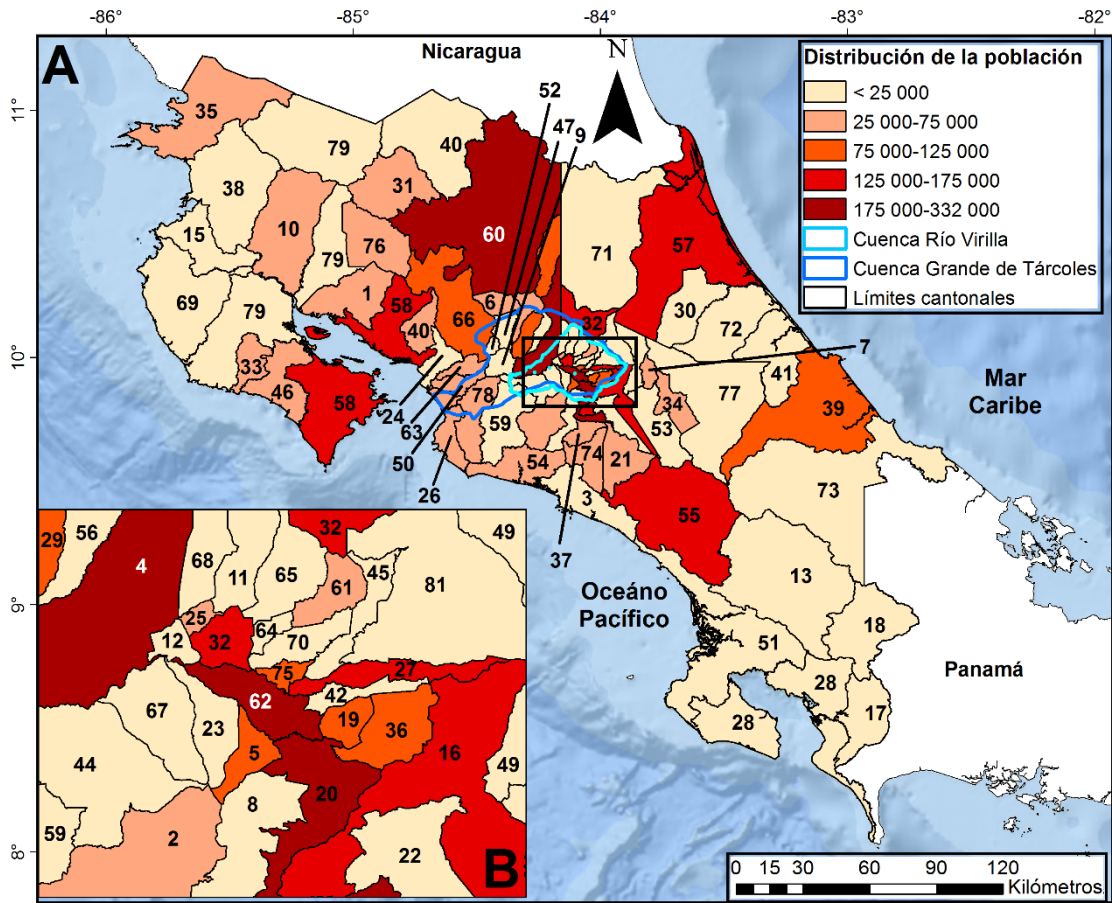


Figura A1. A) Distribución espacial de la población en las 81 municipalidades de Costa Rica estimada para 2014-2015. Los límites de las municipalidades se muestran como polígonos negros y se codificaron de acuerdo con el Cuadro A1. La cuenca del Río Virilla y la cuenca del Grande de Tárcoles ubicadas en el Valle Central se identificaron con polígonos celeste y azul, respectivamente, en el centro del mapa. B) Distribución geográfica de la población dentro de las municipalidades ubicadas en el Valle Central. El Gran Área metropolitana ubicada dentro del valle incluye 31 municipalidades.

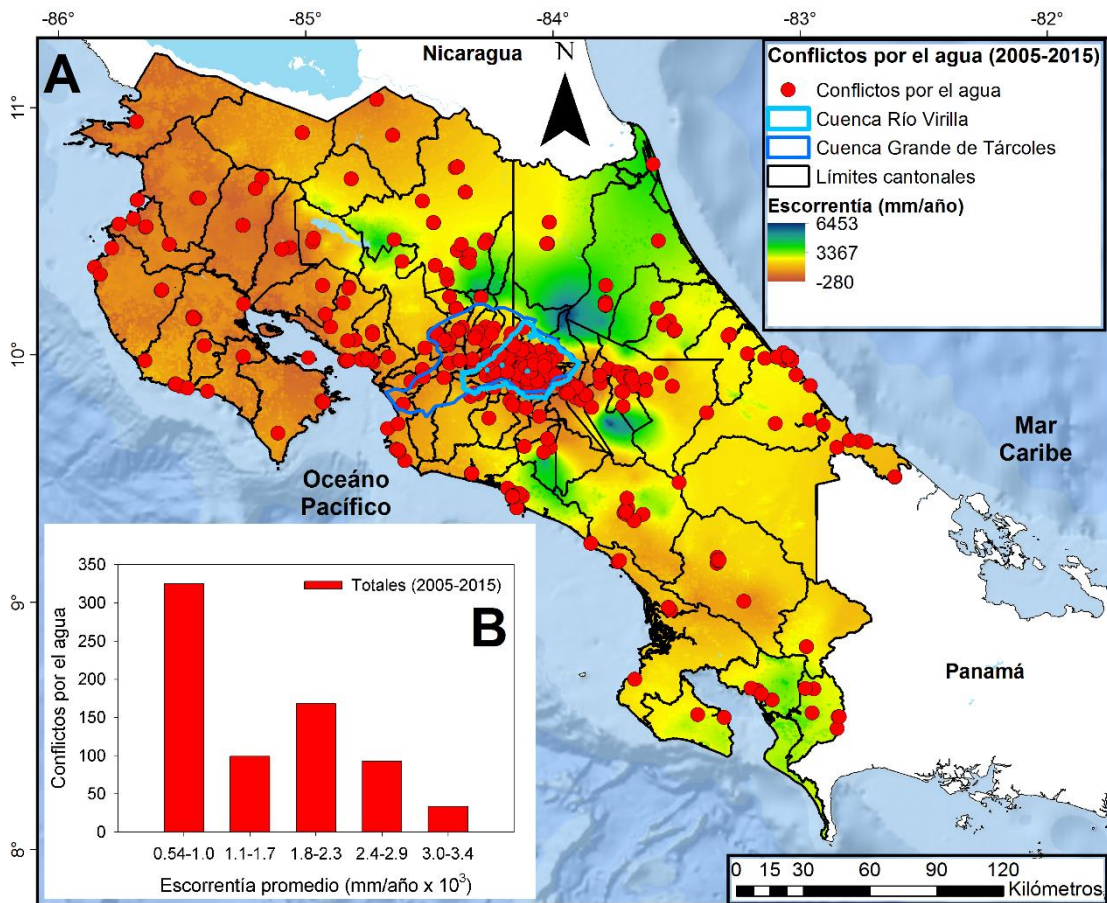


Figura A3. A) Distribución espacial de los conflictos por el agua y la escorrentía promedio anual calculada por Sánchez-Murillo y Birkel (2016). La cuenca del Río Virilla y la cuenca del Grande de Tárcoles se muestran como polígonos celeste y azul, respectivamente. B) Gráfico de barras que muestra la distribución de los conflictos por el agua en relación con los valores promedio anuales de escorrentía (mm/año) según Sánchez-Murillo y Birkel (2016). La escorrentía promedio se interpoló utilizando los límites de cada municipalidad (polígonos negros).

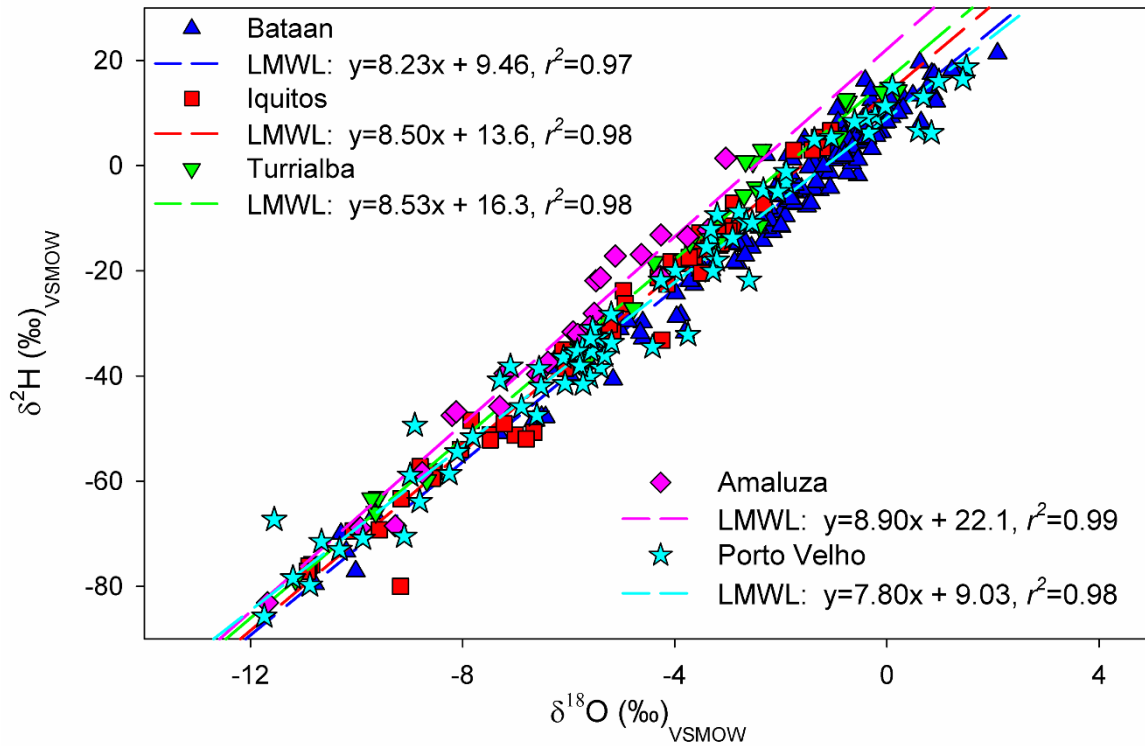


Figura A3. Líneas de agua meteórica local (LMWL) para Bataan (triángulos azules), Iquitos (cuadrados verdes), Turrialba (triángulos invertidos verdes), Amaluza (diamantes rosados) y Porto Velho (estrellas azules claras).

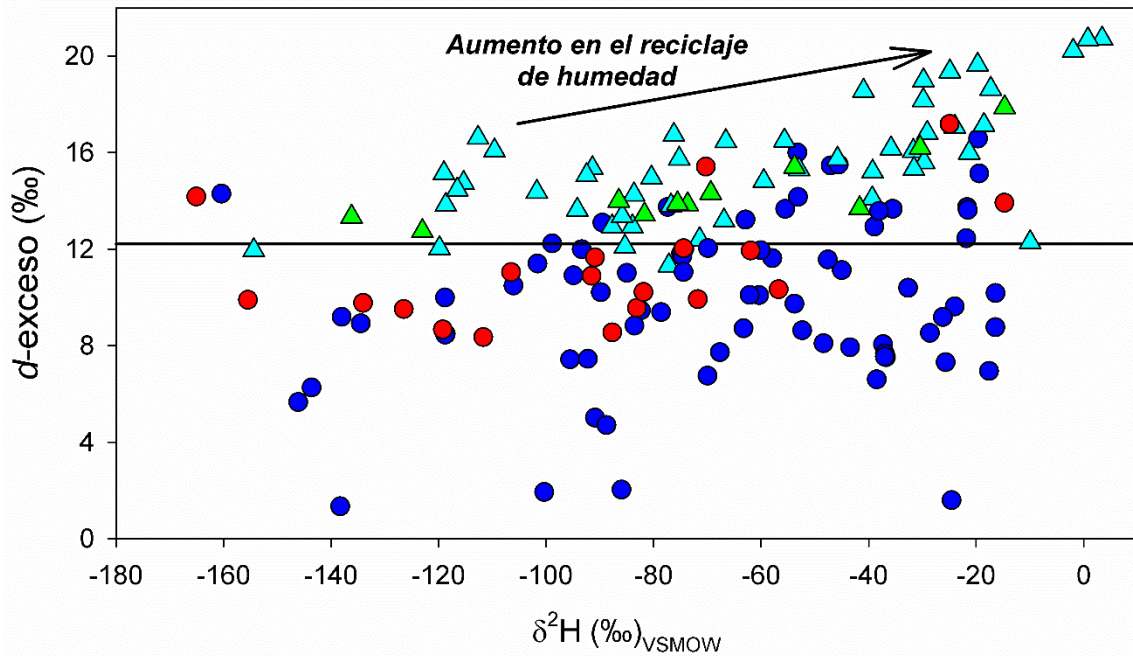


Figura A4. Gráfico de dispersión que muestra la relación entre $\delta^2\text{H}$ (‰) y el d-exceso (‰) para Chirripó (círculos rellenos) y para Cajas (triángulos rellenos). Los valores se clasifican y codifican por colores según las trayectorias de la trayectoria preferencial y la frecuencia de contribución a la precipitación que se muestra en la figura 4: origen marítimo del Mar Caribe central y sur (azul oscuro), origen marítimo del Océano Pacífico (rojo), América del Sur continental (verde) y del Amazonas (azul claro).

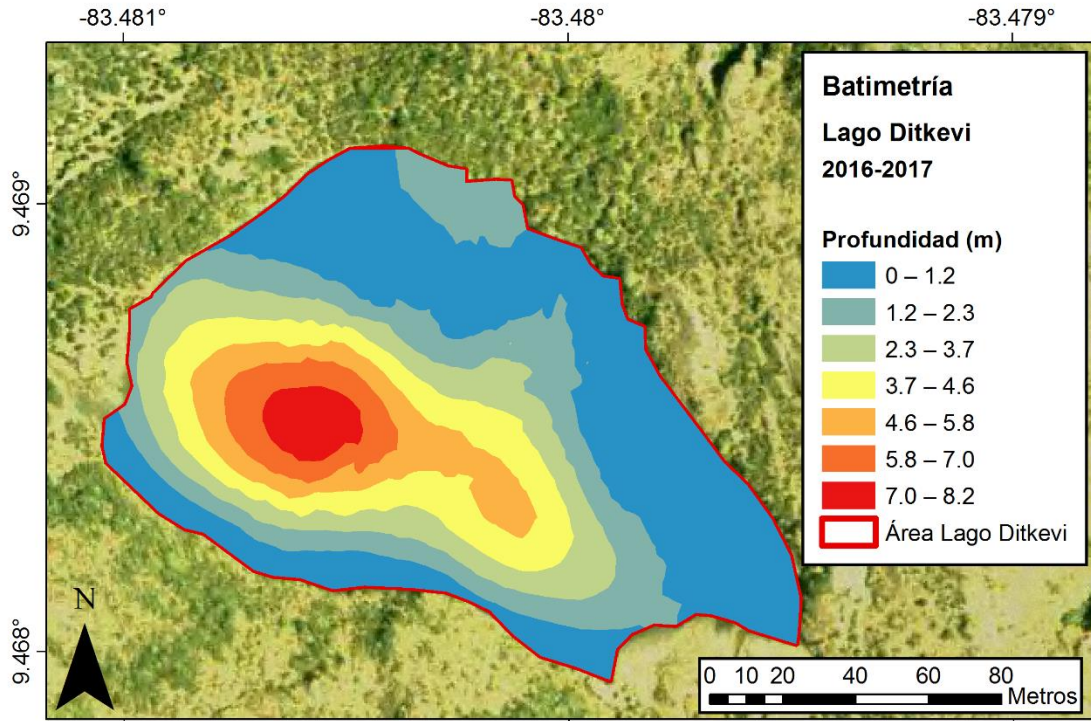


Figura A5. Perfil batimétrico (en m) estimado para el Lago Ditkevi en julio de 2016 y septiembre de 2016. También se muestran los límites del área del lago (línea roja).

Cuadro A1. Condiciones hidroclimáticas promedio de los sitios de CFSR incluidas en el análisis ecohidrológico y en la evaluación de datos de P, PET y AET. Se incluyen los valores de sesgo relativo para cada sitio. Los valores de P_{error} mostrados se usaron para corregir los datos de precipitación de CFSR.

Código	P (CFSR)	PET (CFSR)	AET (LandFlux-EVAL)	Sesgo relativo ⁴			P_{error}^5
				P	PET	AET	
C2 ¹	3 303	2 505	1 141	0.11	0.38	-0.16	315
C3 ¹	3 093	2 621	1 133	-0.02	0.57	-0.08	-58
C4	2 962	2 746	1 133	-0.25	0.62	-0.17	-972
C5	2 768	2 861	1 133	-0.28	0.56	-0.17	-1 052
C6	2 838	2 909	1 018	-0.46	0.64	-0.28	-2 459
C7	3 535	2 452	1 133	-0.16	0.33	-0.02	-652
C8	4 183	2 411	1 133	-0.09	0.46	-0.14	-395
C9	3 458	2 628	1 133	-0.14	0.62	-0.16	-582
C10	2 128	3 031	1 018	-0.57	0.57	-0.28	-2 838
C11	2 102	3 204	1 018	-0.58	0.70	-0.33	-2 864
C12	5 895	1 598	1 133	0.30	0.03	0.06	1 346
C13	3 796	2 019	1 018	-0.39	0.28	-0.21	-2 456
C14	2 082	2 857	1 018	-0.44	0.69	-0.14	-1 611
C15	6 033	1 202	1 112	0.74	-0.25	-0.14	2 559
C16	4 132	1 780	1 112	0.27	0.12	-0.10	884
C17	2 146	2 746	1 112	-0.41	0.60	-0.19	-1 499
C18	4 482	1 313	1 112	0.25	-0.16	-0.12	896
C19	4 494	1 736	1 112	0.38	0.13	-0.10	1 233
P2	2 789	2 837	1 141	0.64	0.60	0.29	1 089
P3	3 264	2 545	1 141	0.66	0.16	-0.19	1 089
P5	3 325	2 630	1 141	1.13	0.51	0.20	1 292
P6	3 211	2 527	1 141	0.22	0.57	0.09	1 767
P7	2 926	2 950	1 141	0.43	0.50	0.02	583
P8	3 424	2 779	1 141	1.07	0.51	0.19	885
P9	3 680	2 623	1 141	0.88	0.48	0.13	1 771
P10	4 081	2 272	1 133	0.45	0.53	0.04	1 725
P11	4 832	1 733	1 133	0.69	0.00	-0.16	1 273
P17 ²	4 204	2 425	1 263	0.45	0.27	0.18	1 300

Código	P (CFSR)	PET (CFSR)	AET (LandFlux-EVAL)	Sesgo relativo ⁴			P _{error} ⁵
				P	PET	AET	
P19	4 939	1 231	1 112	0.71	-0.30	-0.16	2 046
P20	4 652	2 134	1 112	0.69	0.19	-0.07	1 902
P21	4 937	1 627	1 112	0.60	-0.04	-0.16	1 841
P25	5 176	1 268	1 111	0.68	-0.23	-0.14	2 101
P27	5 796	2 436	2 134	0.37	0.42	0.00	1 569

¹Sitios CFSR utilizados para la evaluación de P, PET y AET. ² Sitios CFSR utilizados para la evaluación de P y PET solamente. ³Sitios CFSR utilizados para la evaluación de AET solamente. ⁴Los valores de sesgo relativo se calcularon utilizando los valores promedio de MAP reportados por Sánchez-Murillo y Birkel (2016), mientras que los valores de sesgo relativo de PET y AET se calcularon usando los productos MODIS correspondientes. ⁵Error promedio calculado para los datos de precipitación CFSR estimado al restar la precipitación promedio reportada por este renálisis y la MAP reportada por Sánchez-Murillo y Birkel (2016). Este error promedio se usó para corregir los datos de precipitación CFSR usando la siguiente expresión: $P_{\text{corregida}} = P_i - P_{\text{error}}$, donde P_i es la precipitación reportada por CFSR y registrada en el año i dentro del período 1989-2005 y P_{error} es el error definido anteriormente.

Cuadro A2. Ranking de municipalidades basado en el número de conflictos por el agua reportados entre 2005 y 2015. El número de eventos hidrometeorológicos registrado en este periodo se incluye también en el cuadro. Los indicadores demográficos y sociales para cada municipalidad corresponden a aquellos actualizados al periodo 2014-2015. Los valores promedio de escorrentía (Q) fueron interpolados usando los límites de las municipalidades mostrados en la Figura A1.

Municipalidad	Código	Conflictos por el agua	% tipos principales de conflictos	HME	Población (habitantes)	Densidad poblacional (habitantes/km ²)	HDI ²	HPI ³ (%)	MWI ⁴	Q ⁵ (mm)
San José*	62	45	96	16	331 019	7 419	0.769	12.0	0.546	588
Alajuela*	4	36	92	19	289 451	745	0.773	12.5	0.532	1 784
San Carlos	60	32	63	23	181 648	54	0.749	18.5	0.476	2 312
Puntarenas	58	30	73	17	128 501	70	0.738	20.2	0.522	841
Desamparados*	20	28	93	19	230 770	1 951	0.753	12.8	0.484	672
Limón	39	27	59	15	97 661	55	0.726	20.5	0.422	2 223
Cartago*	16	25	92	17	156 325	543	0.819	12.1	0.610	994
Siquirres	72	22	32	13	62 086	72	0.753	20.6	0.507	2 620
Pérez Zeledón	55	18	78	17	141 383	74	0.736	25.0	0.399	2 049
San Ramón	66	17	88	15	87 481	86	0.777	14.1	0.449	2 037
Turrialba	77	16	75	19	73 276	45	0.761	13.4	0.482	2 198
Nicoya	48	15	93	12	53 212	40	0.790	23.7	0.532	907
Santa Cruz	69	14	64	13	61 706	47	0.785	23.7	0.549	780
Heredia*	32	13	85	13	133 614	473	0.860	11.8	0.705	3 398
Paraíso*	53	13	92	14	59 861	145	0.791	12.7	0.573	2 779
Carrillo	15	12	67	10	40 558	70	0.765	22.9	0.536	668
Tibás*	75	12	75	11	80 743	9 907	0.712	12.2	0.497	686
Belén*	12	11	73	9	25 024	2 060	0.920	11.9	0.857	747
Santa Ana*	67	11	91	12	55 733	907	0.944	12.1	1.000	646
Barva*	11	10	100	9	43 110	801	0.821	12.2	0.597	1 681
Escazú*	23	10	90	11	65 925	1 911	0.930	12.2	1.000	541
Garabito	26	10	90	11	22 118	70	0.747	20.1	0.533	996
La Unión*	36	10	80	15	105 194	2 347	0.845	11.7	0.637	829
Palmares	52	10	60	8	38 014	999	0.770	12.7	0.467	711
Talamanca	73	10	80	10	38 216	14	0.634	21.3	0.309	2 022
Aguirre	3	9	78	15	30 098	55	0.764	20.3	0.514	2 723
Aserrí*	8	9	78	16	60 082	360	0.749	13.2	0.459	1 159
Goicoechea*	27	9	78	9	130 854	4 154	0.774	12.0	0.527	1 059
Moravia*	45	9	89	13	60 217	2 104	0.850	11.8	0.687	1 606
Pococí	57	9	67	14	137 809	57	0.725	20.4	0.401	3 444

Municipalidad	Código	Conflictos por el agua	% tipos principales de conflictos	HME	Población (habitantes)	Densidad poblacional (habitantes/km ²)	HDI ²	HPI ³ (%)	MWI ⁴	Q ⁵ (mm)
Grecia	29	8	88	10	86 385	218	0.756	14.3	0.480	2 511
Oreamuno*	49	8	75	11	47 550	236	0.826	12.2	0.668	2 476
Osa	51	8	75	15	30 089	16	0.803	25.6	0.639	1 781
Alajuelita*	5	7	100	12	86 397	4 081	0.676	12.7	0.396	591
Coronado*	81	7	86	10	67 139	302	0.798	12.5	0.613	3 029
Golfito	28	7	71	18	42 516	24	0.755	24.9	0.463	2 670
Liberia	38	7	86	13	68 785	48	0.768	22.2	0.558	624
Mora*	44	7	57	9	28 700	177	0.826	13.7	0.626	1 018
Santo Domingo*	70	7	100	10	46 161	1 858	0.851	11.7	0.678	935
Buenos Aires	13	6	67	11	49 397	21	0.693	25.6	0.263	1 699
Cañas	14	6	17	10	30 415	45	0.739	22.2	0.496	601
Corredores	17	6	100	13	48 909	79	0.727	24.5	0.402	2 763
Curridabat*	19	6	100	11	75 582	4 739	0.807	11.8	0.701	798
El Guarco*	22	6	83	8	43 882	262	0.825	12.3	0.642	1 007
San Isidro*	61	6	100	8	21 712	805	0.891	12.4	0.806	1 557
San Pablo*	64	6	100	8	29 869	3 967	0.827	12.0	0.661	887
Santa Bárbara*	68	6	100	10	39 231	737	0.795	12.3	0.570	1 707
Acosta	2	5	40	10	20 962	61	0.744	14.9	0.415	1 536
Jiménez	34	5	40	8	16 028	56	0.717	13.5	0.413	2 641
Naranjo	47	5	80	12	45 592	360	0.762	13.6	0.435	1 228
Orotina	50	5	80	9	21 772	153	0.788	20.2	0.595	997
Poás*	56	5	40	10	31 121	421	0.742	13.2	0.457	1 655
Puriscal	59	5	100	13	35 841	65	0.767	14.5	0.441	1 480
Sarapiquí	71	5	40	13	70 299	33	0.679	20.1	0.358	2 968
Tarrazú	74	5	80	6	17 634	59	0.693	13.5	0.339	2 805
Alvarado*	7	4	75	7	14 715	182	0.788	13.4	0.536	1 231
Bagaces	10	4	50	7	21 936	17	0.740	23.5	0.480	583
Flores*	25	4	75	9	23 106	3 320	0.801	12.0	0.622	927
Matina	41	4	100	14	42 958	56	0.645	20.8	0.270	2 389
Montes de Oca*	42	4	75	9	61 032	4 026	0.802	11.7	0.701	959
Upala	79	4	75	10	49 697	31	0.651	19.9	0.312	1 158
Zarcelero	6	4	75	10	13 396	86	0.745	14.1	0.473	2 399
Abangares	1	3	33	11	19 081	28	0.770	24.4	0.528	763
Atenas*	9	3	100	9	27 451	216	0.856	13.6	0.627	705
Hojancha	33	3	67	6	7 685	29	0.808	24.6	0.542	982
Montes de Oro	43	3	33	7	13 421	55	0.756	20.3	0.541	1 436
Parrita	54	3	67	11	17 949	37	0.756	20.1	0.468	1 716
Coto Brus	18	2	100	10	43 811	47	0.669	27.3	0.297	2 047

Municipalidad	Código	Conflictos por el agua	% tipos principales de conflictos	HME	Población (habitantes)	Densidad poblacional (habitantes/km ²)	HDI ²	HPI ³ (%)	MWI ⁴	Q ⁵ (mm)
Esparza	24	2	100	8	34 862	161	0.771	20.0	0.519	1 124
Guatuso	31	2	0	10	17 780	23	0.670	20.1	0.318	1 896
Los Chiles	40	2	0	4	29 390	22	0.617	20.0	0.265	1 197
Nandayure	46	2	100	12	11 525	20	0.733	25.0	0.415	805
San Rafael*	65	2	50	13	51 028	1 055	0.829	12.0	0.696	1 669
Tilarán	76	2	50	11	20 883	33	0.793	23.4	0.543	1 515
Turrubares	78	2	100	12	6 355	15	0.805	15.1	0.446	1 133
Valverde Vega	80	2	100	11	20 728	172	0.717	14.2	0.408	2 771
La Cruz	35	1	0	7	24 083	17	0.651	24.2	0.286	606
San Mateo	63	1	100	3	6 701	53	0.835	20.2	0.562	1 046
Dota	21	0	0	7	7 606	19	0.701	14.7	0.323	1 916
Guácimo	30	0	0	13	49 373	86	0.670	20.6	0.363	3 211
León Cortés	37	0	0	5	12 910	107	0.690	14.5	0.328	1 073
Median		6	78	11	43 110	86	0.765	14.5	0.514	1 231
Percentile 25		4	63	9	22 118	47	0.733	12.4	0.415	887
Percentile 75		10	92	13	66 229	592	0.803	20.6	0.600	2 086

* Municipalidades ubicadas en el Gran Área Metropolitana. ¹Calculado mediante la suma de los conflictos por el agua relacionados con la infraestructura, las aguas negras, las construcciones y las aguas residuales, dividido por el total de conflictos. ² Índice de desarrollo humano. Los valores bajos se asocian con bajo desarrollo humano y altos valores con alto desarrollo humano. ³ Índice de pobreza humana, reportado como porcentaje de la población que vive en condiciones de pobreza. Los valores bajos indican bajo porcentaje de pobreza y valores altos alto porcentaje de pobreza ⁴ Índice de bienestar material. Valores bajos están asociados con bajo bienestar material y los altos valores con alto bienestar material. ⁵ Escorrentía promedio.