

EVIDENCIAS DE NO-ESTACIONARIEDAD EN LAS LEYES DE ESCALAMIENTO DE CAUDALES ANUALES PROMEDIOS Y EXTREMOS: UN ENFOQUE HACIA LA EVALUACIÓN DE LA REGULACIÓN HÍDRICA EN CUENCAS DE SURAMÉRICA TROPICAL

Estiven Rodríguez Pulgarín; Juan Fernando Salazar Villegas; Juan Camilo Villegas Palacio.
Grupo GIGA, Escuela Ambiental, Facultad de Ingeniería, Universidad de Antioquia, Medellín, Colombia.

Resumen

La dinámica hidrológica de los procesos superficiales que dan lugar a la producción de caudales en las cuencas hidrográficas es altamente dependiente de las alteraciones del balance hidrológico que se dan como consecuencia del cambio climático y del cambio ambiental. Debido a esto, se hace necesario evaluar y verificar la validez de la hipótesis de estacionariedad que es asumida por los métodos tradicionales de estimación de caudales extremos. En esta dirección, se estudian relaciones de escalamiento hidrológico con el fin de investigar cómo ha sido el comportamiento de los caudales anuales promedios y extremos a través de la escala espacial, durante el periodo 1974 – 2013. Tal investigación se realizó en siete cuencas de gran escala ubicadas en Sur América tropical, a saber: la cuenca del río Magdalena en Colombia, la cuenca del río Amazonas y las cuencas de los ríos Negro, Solimoes, Madeira, Tapajos y Xingu, principales afluentes al río Amazonas. Los resultados evidencian signos de no-estacionariedad en la evolución temporal de las leyes de escalamiento que describen la variabilidad espacial de los caudales anuales con el área de drenaje, lo cual indica que las propiedades que afectan la generación de caudales han cambiado dentro del periodo de estudio. Dichos resultados son relacionados con la capacidad de las cuencas para almacenar agua en el suelo, debido a lo cual, las cuencas pueden exhibir una mayor o una menor capacidad para regular sus caudales extremos, por medio de mecanismos que permitan una amplificación o una disminución de la severidad de tales caudales con incrementos en el área de drenaje. Así, nuestros resultados aportan al entendimiento de las dinámicas de procesos hidrológicos que dan lugar a la producción de caudales en cuencas hidrográficas, y proporcionan medios para desarrollar herramientas de evaluación hidrológica en pos de mejorar la gestión del agua en la era del cambio global.

Palabras claves: Escalamiento hidrológico; Caudales extremos; Regulación hídrica; Estacionariedad; Cambio climático; Cambio ambiental.

1. Introducción

En hidrología ha existido la necesidad de establecer leyes para describir y explicar las relaciones entre procesos hidrológicos que ocurren en múltiples escalas [Doodge, 1984]. Sin embargo, y como resultado de la alta heterogeneidad espacial de las propiedades y procesos que controlan los flujos superficiales, la mayoría de estas leyes han sido desarrolladas en escalas espaciales que abarcan órdenes de magnitud oscilando entre 10^0 y 10^2 (m) de forma que son poco representativas de la respuesta de los procesos hidrológicos en escalas más amplias [Pierre *et. al.*, 2012; Blöschl, 2005]. Esto impide, por ejemplo, establecer generalizaciones de la respuesta de la escorrentía más allá de cuencas individuales [Berghuijs *et. al.*, 2014; Thompson *et. al.*, 2011; Uhlenbrook, 2006]. Sin embargo, dado que las cuencas hidrográficas son sistemas complejos en los cuales surgen patrones de auto-organización [Woods, 2005], el comportamiento espacio-temporal de muchos de los procesos hidrológicos que allí se dan, exhiben características de invarianza con respecto a alguna medida o parámetro de escala, de modo que pueden ser descritos por leyes potenciales, también llamadas leyes de escalamiento [Sivapalan, 2006; Lanza & Gallant, 2005].

La teoría de escalamiento ofrece un marco de trabajo adecuado para identificar y cuantificar características de dependencia o invarianza con la escala de procesos hidrológicos, como los que dan lugar a la producción de caudales [Sposito, 1998]. Esto se debe a que los procesos hidrológicos superficiales que dan cuenta de la agregación espacial de los caudales en las cuencas, exhiben propiedades de escalamiento con respecto al área de drenaje como parámetro de escala [Ayalew *et. al.*, 2014], lo cual se conoce con el nombre de escalamiento hidrológico.

El escalamiento hidrológico permite determinar la presencia de patrones comunes entre variables hidrológicas y geomorfológicas de las cuencas hidrográficas [Sivapalan, 2006] en los cuales, los momentos estadísticos (de orden r) de las funciones de distribución de probabilidad (FDP) de caudales ($E[Q^r(A)]$), se relacionan con el área de drenaje (A) por medio de leyes potenciales. Estas leyes potenciales resultan de propiedades emergentes que son invariantes con la escala y los mecanismos físicos que llevan a tal invarianza, están relacionados con atributos robustos de cada cuenca, tal como la forma en la cual las redes de drenaje se encuentran físicamente organizadas [Gupta *et al.*, 2007].

La existencia de leyes potenciales depende fundamentalmente de la naturaleza fractal de las redes de drenaje de los ríos [Gupta et. al., 2007]. Sin embargo, los procesos hidrológicos que dan lugar a la producción de caudales en cada cuenca, pueden incidir sobre los parámetros de las leyes de escalamiento, modificándolos, aunque manteniendo la relación potencial entre el caudal y el área. Estas alteraciones en los parámetros, y particularmente en los exponentes de escalamiento (los cuales modifican la curvatura de la función) pueden conllevar cambios en la forma en que varían los caudales a través de las escalas espaciales, tal que su crecimiento potencial puede ser amplificado u amortiguado con aumentos en el área [Salazar, 2011].

Múltiples trabajos han identificado las posibles relaciones entre los exponentes de escalamiento y los mecanismos físicos subyacentes a la producción de caudales. Dichos trabajos se han realizado de forma independiente tanto para caudales anuales mínimos [Modarres, 2010; Yue y Wang, 2004; Poveda, 2004], como caudales anuales promedios [Vogel y Sankarasubramanian, 2000] y caudales anuales máximos [Ayalew et. al., 2014; Salazar, 2011; Gupta et. al., 2010; Yue y Gan, 2008; Gupta, 2004; Jothityangkoon y Sivapalan, 2001; Morrison y Smith, 2001; Gupta y Dawdy, 1995].

Un supuesto implícito del que parten los trabajos anteriormente referenciados, tiene que ver con que los momentos estadísticos de las FDP de caudales ($E[Q^r(A)]$) no cambian con el tiempo; lo cual implica, por ejemplo, que el valor esperado de los caudales o momento estadístico de primer orden ($E[Q(A)]$, $r = 1$) cumple con la hipótesis de estacionariedad. Sin embargo, este supuesto debe ser evaluado y verificado, dado que la dinámica hidrológica de los procesos de producción de caudales responde a fenómenos globales como la variabilidad climática y el cambio climático, e incluso a fenómenos locales dentro de cada cuenca, como los cambios en el uso del suelo y la deforestación [Poveda, 2012; Salazar, 2011].

Los mecanismos de agregación de caudales con el área son función de diversas condiciones de la cobertura vegetal, de factores hidrometeorológicos y fisiográficos, así como de la geología y la ubicación geográfica de las cuencas en las que se producen. Ahora bien, pese a que la variabilidad espacial del medio geológico influye sobre las posibles interacciones entre los flujos superficial y subsuperficial, lo cual puede alterar la respuesta de las cuencas en cuanto a la producción de caudales mínimos, el carácter estacionario del escalamiento hidrológico no es afectado debido a que dicha variabilidad geológica se da en escalas de tiempo de muy largo plazo, por lo cual se

puede aceptar como estacionaria [Woods, 2005]. Así mismo, numerosos estudios han identificado efectos de cambios de cobertura de las cuencas sobre los regímenes de caudales [Ellison *et. al.*, 2012; Alila *et. al.*, 2009; Coe *et. al.*, 2009; Oudin *et. al.*, 2008; Costa, 2005; Grip *et. al.*, 2004; Costa *et. al.*, 2003; Taves, 1980]. A esto se le suma el hecho de que la intervención antrópica afecta de diversas formas los procesos físicos de producción de caudales [Zalewski, 2015; Descroix *et. al.*, 2013; Descroix, & Amogu, 2012; Nair, 2010; Petts, 1995], como sucede al alterar sus regímenes espacio-temporales debido a la construcción de represas [Wagener *et. al.*, 2010; Poff *et. al.*, 2007; Angarita *et. al.*, s.f.], al modificar la capacidad de almacenamiento de agua en el suelo por cambios en la cobertura del mismo como consecuencia de la deforestación, de la conversión de bosques a cultivos o pastos, y de la urbanización, entre otros [Efstratiadis *et. al.*, 2014; Brown *et. al.*, 2005; Bond *et. al.*, 2002].

Todo lo anterior sugiere que, en términos generales, los parámetros de las leyes de escalamiento, y particularmente los exponentes de escalamiento de caudales mínimos y máximos, pueden cambiar con el tiempo como resultado de las alteraciones hidrológicas que afectan los mecanismos físicos que dan lugar a los regímenes de caudales en cada cuenca.

En este sentido, el desarrollo del presente trabajo se enfoca en las siguientes preguntas de investigación: ¿la evolución temporal de las leyes de escalamiento hidrológico se mantiene constante en el tiempo, cumpliendo con el supuesto de estacionariedad? En caso negativo, ¿cómo se puede interpretar la no-estacionariedad de dichas leyes?

Para esto, se evaluó la hipótesis de no-estacionariedad de las leyes de escalamiento de caudales anuales mínimos, promedios y máximos, durante el periodo 1974 - 2013. Los análisis fueron hechos en siete cuencas hidrográficas de gran escala ubicadas al norte de Suramérica Tropical: la cuenca del río Magdalena en Colombia, la cuenca del río Amazonas y las cuencas de los ríos Negro, Solimoes, Madeira, Tapajos y Xingu principales afluentes al río Amazonas (Figura 1).

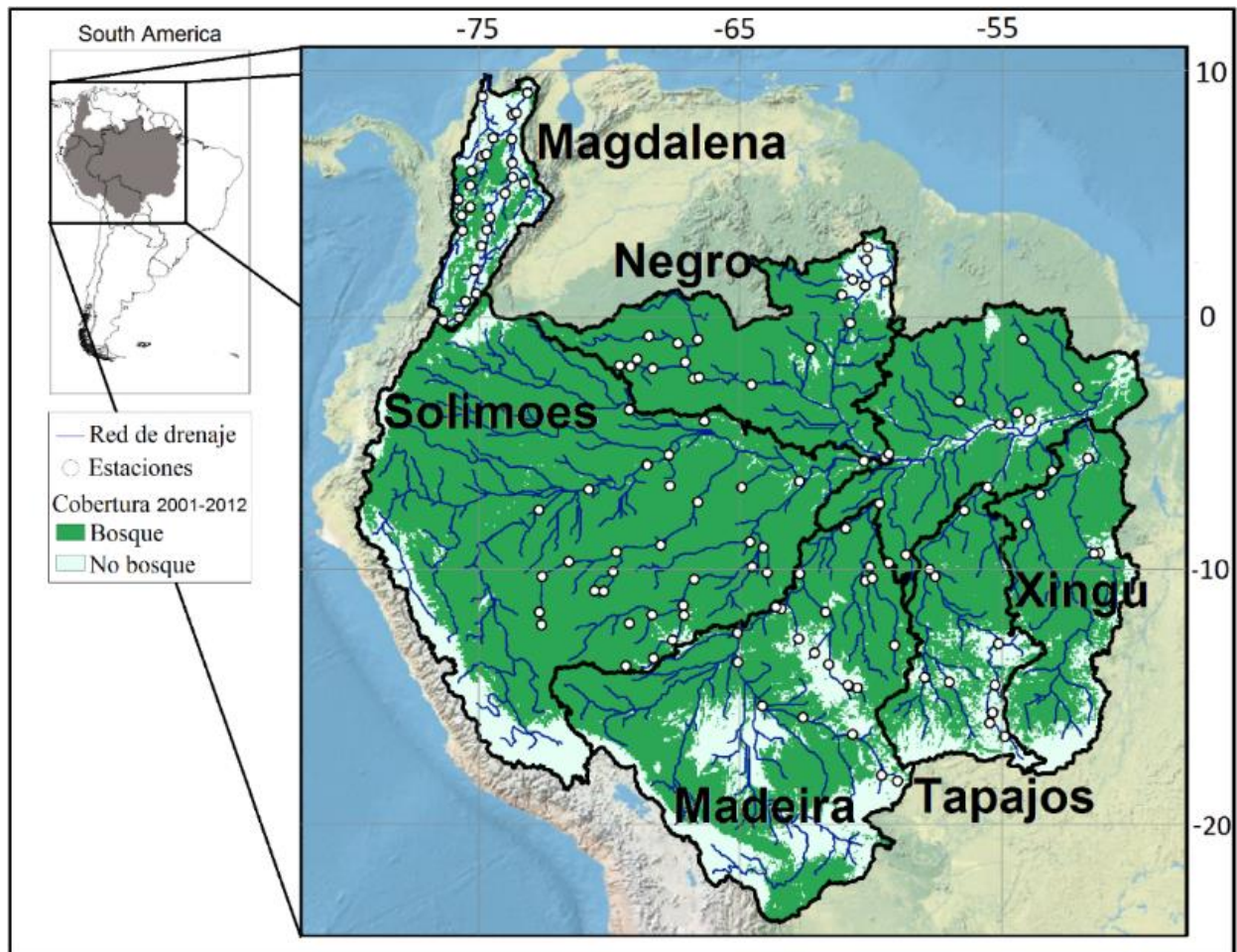


Figura 1. Cuencas de los ríos Magdalena y Amazonas. Los puntos corresponden a estaciones de medición de caudal en cada cuenca. El color representa la clasificación de la cobertura vegetal definida en dos categorías, bosque y no bosque. Datos disponibles en: https://lpdaac.usgs.gov/dataset_discovery/modis/modis_products_table/mcd12c1.

2. Metodología

2.1. Datos

Para el cálculo de leyes de escalamiento en las cuencas seleccionadas, se obtuvieron registros de caudal provenientes de dos fuentes de información: el Instituto de Estudios Ambientales de Colombia IDEAM (<http://www.ideam.gov.co/>) para la cuenca del río Magdalena, y el Servicio de Observación de la cuenca Amazónica SO-HYBAM (www.ore-hybam.org/index.php/esl) para las cuencas del río Amazonas y de sus principales afluentes. En la cuenca del río Magdalena se adquirieron registros de caudales mensuales tanto mínimos, como promedios y máximos, para un total de 58 estaciones cuyas áreas de drenaje afluentes oscilan entre 109 y 264.647 Km². Para la cuenca del río Amazonas, se adquirieron registros de caudales diarios para un total de 103 estaciones cuyas áreas de drenaje oscilan entre 1.617 y 4'680.000 Km². De esta forma, a lo largo del río Magdalena se consideraron caudales generados en cuencas cuyas áreas de drenaje varían entre 10² y 10⁵ Km² y para el Amazonas entre 10³ y 10⁶ Km², los cuales dan cuenta de cuencas cuyas áreas de drenaje presentan órdenes de magnitud mayores a los encontrados en la literatura. La localización de las estaciones de medición de caudal se puede observar en la Figura 1.

Las series de caudales anuales con las que se realizaron los análisis de escalamiento están conformadas por valores anuales mínimos, promedios y máximos, extraídos de los registros de caudal originales, únicamente para aquellos años que cuentan con una cantidad de datos faltantes menor a medio trimestre, de forma que el caudal en consideración fuese representativo de todo el año. De acuerdo con este criterio, y dado que no todas las estaciones presentan un mismo periodo de registro anual, el número de estaciones con el que fueron estimadas las propiedades de escalamiento es variable año tras año; debido a lo cual, en las cuencas de los ríos Magdalena, Tapajos y Xingu, hay años en los que no se tiene un número suficiente de estaciones para poder hacer el análisis de regresión, y por consiguiente, no se puede obtener los respectivos parámetros estadísticos (Tabla 1). La información concerniente a la localización y área de cada estación de medición de caudal así como el periodo temporal de sus registros, se presenta en el Anexo 1.

Tabla 1. Resumen por cuenca de los datos utilizados en el cálculo de las propiedades de escalamiento, y el registro de los años en que no se pudieron calcular las propiedades de escalamiento por no haber un número de estaciones suficientes (menos de 4 estaciones con un porcentaje de datos faltantes menor al 25% del registro anual)

Cuenca	# Estaciones		Área (Km ²)		Años sin estimación de las propiedades de escalamiento
	Mín	Máx	Mínima	Máxima	
Negro	4	19	1.62E+03	2.80E+05	---
Solimoes	13	32	3.54E+03	2.15E+06	---
Madeira	7	23	3.14E+03	1.32E+06	---
Tapajos	4	11	5.33E+03	4.52E+05	1990 - 1992, 2003 - 2004, 2013
Xingu	4	5	3.47E+04	4.46E+05	1974 -1976, 1989 - 1995, 2001, 2003 - 2005, 2011 - 2013
Amazonas	35	103	1.62E+03	4.68E+06	---
Magdalena	15	58	1.09E+02	2.65E+05	2013

2.2. Escalamiento estadístico de caudales o escalamiento hidrológico

La ley de escalamiento simple permite relacionar los momentos estadísticos de orden r de las funciones de distribución de probabilidad, extraídos de registros de caudales Q_i y Q_j de diferentes cuencas hidrográficas cuyas áreas de drenaje corresponden respectivamente a A_i y A_j , por medio de la siguiente ecuación potencial [Gupta y Waymire, 1990],

$$E[Q_i^r(A_i)] = \left(\frac{A_i}{A_j}\right)^{r\theta} E[Q_j^r(A_j)], \quad [1]$$

Al tomar como referencia la cuenca con área de drenaje unitaria $A_j = 1$, se obtiene:

$$E[Q^r(A)] = \alpha A^\beta, \quad [2]$$

con $\alpha = E[Q_j^r(1)]$, y $\beta = r\theta$ ($\theta = \text{constante}$). O equivalentemente en el campo logarítmico,

$$\text{Ln}(E[Q^r(A)]) = \text{Ln}(\alpha) + \beta \text{Ln}(A) \quad [3]$$

donde r es el orden del momento, A es el área de drenaje, $E[Q^r(A)]$ es el momento estadístico de orden r de la función de distribución de probabilidad (FDP) de los caudales anuales promedios o extremos, y α , β son las propiedades de escalamiento llamadas *coeficiente* y *exponente de escalamiento*, respectivamente.

Los métodos tradicionales de escalamiento, implícitamente parten del supuesto de estacionariedad de los momentos estadísticos de las FDP de caudal, lo cual implica que, por ejemplo, el valor esperado de los caudales o primer momento estadístico ($E[Q(A)]$, $r = 1$) no cambia con el tiempo. Tal supuesto colapsa ante las evidencias de cambio climático y variabilidad ambiental [Poveda, 2012].

En el presente trabajo se evaluó la hipótesis según la cual las leyes potenciales que describen el escalamiento de los caudales anuales promedios y extremos con respecto al área de drenaje, no necesariamente cumplen con el supuesto de estacionariedad. Para tal propósito, se obtuvieron leyes de escalamiento para cada año en el periodo 1974 – 2013, por medio de un desarrollo paralelo al dado para la ecuación 3, obteniéndose la siguiente relación:

$$Q_i(A) = \alpha A^\beta \quad \text{o, equivalentemente en el espacio logarítmico,}$$
$$\text{Ln}(Q_i) = \text{Ln}(\alpha) + \beta \text{Ln}(A) \quad [4]$$

donde Q_i son caudales anuales, tanto mínimos como promedios y máximos, y A es el área de drenaje.

2.3. Evolución temporal de las propiedades de escalamiento

Para cada cuenca de estudio, se ajustaron leyes de escalamiento (ecuación 4) para los caudales anuales y las áreas de drenaje, mediante el *método estándar de regresión por mínimos cuadrados*. Estos ajustes se desarrollaron anualmente para el periodo 1974 – 2013, de tal forma que para cada una de las siete cuencas estudiadas se obtuvieron series temporales de hasta 40 valores de las propiedades α y β por cada tipo de caudal (en las cuencas de los ríos Magdalena, Tapajos y Xingu, se excluyeron los años que tenían un número insuficiente de estaciones con el cual hacer análisis de regresión estadísticamente significativos; Tabla 1). Todos los ajustes y parámetros obtenidos para cada año de estudio, se presentan en el Anexo 2.

Para determinar la no-estacionariedad de las leyes de escalamiento, se evaluó si en la evolución temporal de las propiedades de escalamiento de caudales anuales se presentan tendencias significativas, es decir, líneas de regresión con pendientes estadísticamente diferentes de cero. Para este propósito, se realizaron pruebas de hipótesis tipo T-Student sobre las pendientes de las líneas de regresión (prueba de pendiente nula) de cada una de las series de tiempos anteriormente mencionadas, considerando un nivel de significancia del 5% (valor-P < 0.05). Los resultados de estas pruebas se presentan en el Anexo 3.

3. Resultados

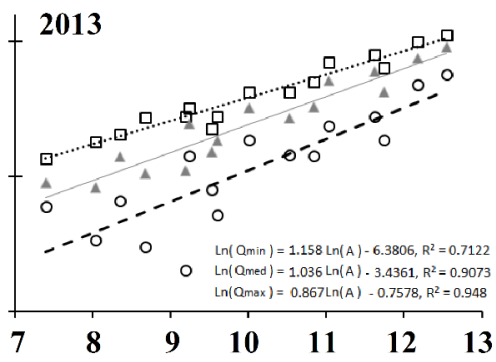
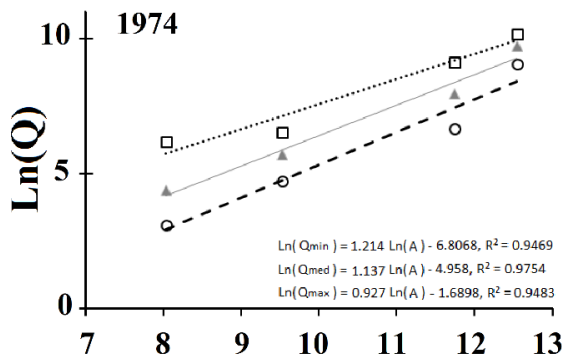
3.1. Propiedades de escalamiento hidrológico

Dentro de cada una de las cuencas de estudio se ajustaron leyes potenciales de la forma dada por la ecuación 4, para cada año en el periodo 1974 – 2013. Los ajustes y las respectivas ecuaciones de regresión correspondientes al primer y al último año de registro, se presentan en la Figura 2. La Tabla 2 reúne los valores mínimo y máximo de las propiedades de escalamiento obtenidas dentro de cada cuenca. Los años restantes presentan resultados similares (Anexo 2).

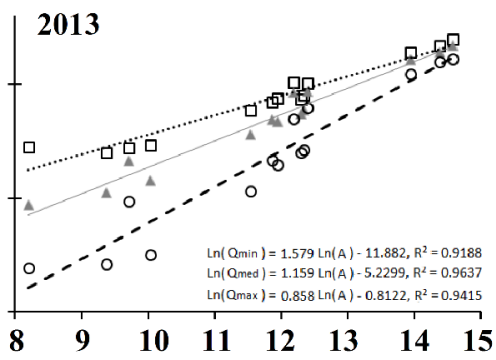
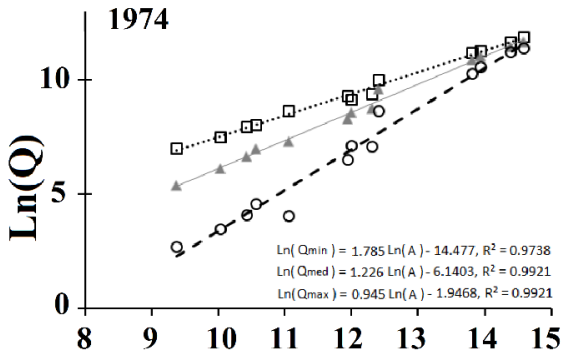
Tabla 2. Rango de variación de las propiedades de escalamiento.

Cuenca	Caudales mínimos		Caudales promedios		Caudales máximos	
	$\beta_{\min}; \beta_{\max}$	$\text{Ln}(\alpha)_{\min}; \text{Ln}(\alpha)_{\max}$	$\beta_{\min}; \beta_{\max}$	$\text{Ln}(\alpha)_{\min}; \text{Ln}(\alpha)_{\max}$	$\beta_{\min}; \beta_{\max}$	$\text{Ln}(\alpha)_{\min}; \text{Ln}(\alpha)_{\max}$
Negro	0.94; 1.35	-8.88; -4.45	0.93; 1.21	-5.61; -2.14	0.82; 1.01	-2.28; -0.06
Solimoes	1.45; 1.79	-14.5; -10.5	1.08; 1.25	-6.46; -4.37	0.78; 1.00	-2.88; 0.21
Madeira	0.87; 1.12	-7.18; -4.19	0.90; 1.04	-4.38; -2.84	0.79; 0.98	-2.96; -0.62
Tapajos	0.83; 1.13	-6.18; -2.93	0.99; 1.13	-5.30; -3.58	0.87; 1.15	-4.84; -1.17
Xingu	0.81; 1.89	-17.5; -3.87	0.76; 0.96	-3.75; -0.84	0.67; 0.94	-1.88; 1.17
Amazonas	1.09; 1.33	-9.51; -6.37	0.95; 1.11	-5.00; -2.95	0.80; 0.97	-2.42; -0.48
Magdalena	0.88; 1.14	-6.05; -4.24	0.92; 1.07	-4.23; -2.86	0.59; 0.75	0.32; 1.72

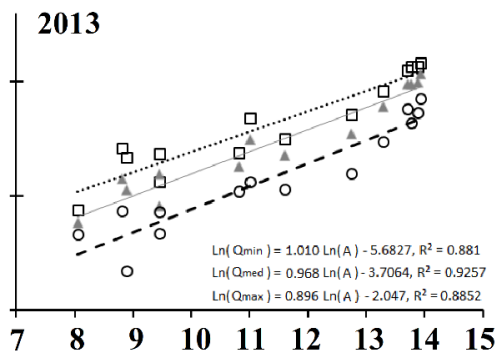
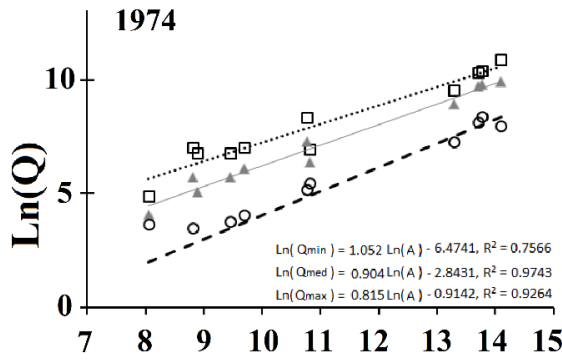
Dado que no todas las estaciones de medición de caudal presentan los mismos registros dentro del periodo de estudio, la cantidad de datos utilizados en las regresiones, puede cambiar año tras año. Como consecuencia, las propiedades estimadas pueden estar influenciadas por las variaciones en el número de datos utilizados en cada ajuste. Sin embargo, las leyes potenciales ajustadas, contienen en sí mismas información física referente a la variabilidad espacial de los caudales con el área, de modo que los parámetros de cada ajuste, deben dar cuenta de tal aspecto. Obsérvese por ejemplo en la Tabla 1 y en la Figura 2, que en la cuenca del río Xingu tan sólo puede haber una estación de diferencia entre los ajustes y aun así, los parámetros de regresión estimados presentan un amplio rango de variación que incluso llega a ser mayor al de otras cuencas. Esto es un resultado de la física (y no sólo la estadística) subyacente a las leyes de escalamiento. De esta forma, dado que el área de drenaje no cambia en la escala temporal de estudio, los distintos exponentes de escalamiento β asociados con cada caudal (pendiente de la ecuación 4) reflejan variaciones temporales de dichos caudales y dan cuenta del comportamiento de estos con el área.



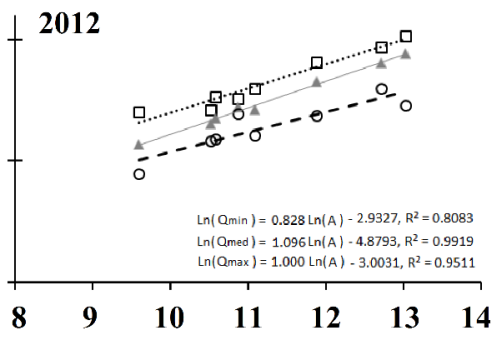
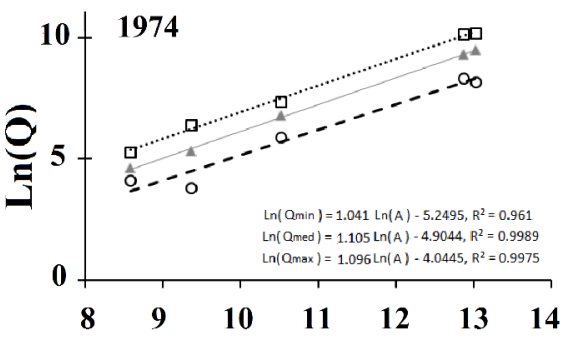
Negro



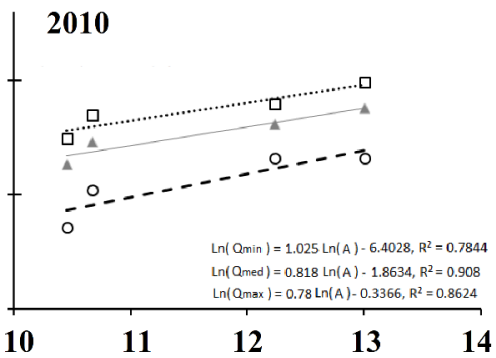
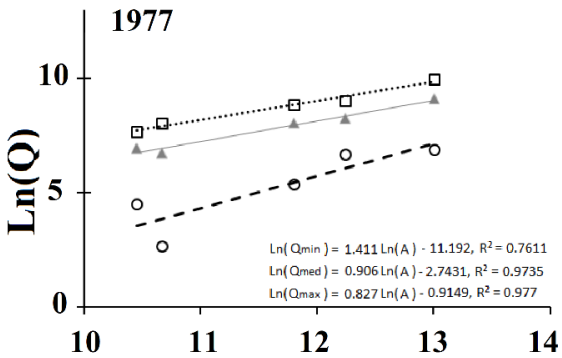
Solimoes



Madeira



Tapajos



Xingu

--- Continuación de la página anterior ---

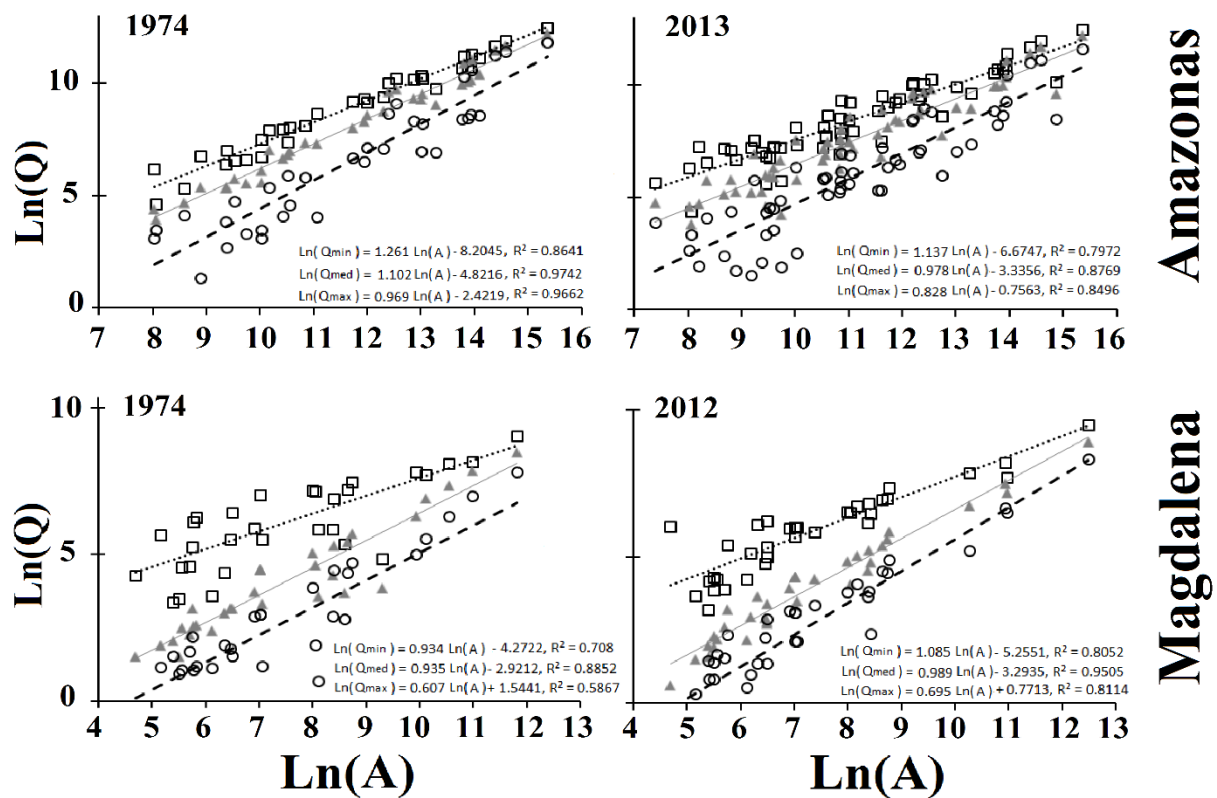


Figura 2. Ajustes de las leyes potenciales (ecuación 4) de los caudales anuales mínimos (círculos), promedios (triángulos) y máximos (cuadros) en las cuencas de estudio.

La significancia estadística de los ajustes, fue evaluada a través de los coeficientes de correlación (r) y determinación (R^2), así como también por el valor- P del análisis de regresión. El valor de estos estadísticos permite determinar la calidad de los ajustes entre los caudales anuales promedios y extremos, y su respectiva área de drenaje.

En la mayoría de cuencas, el valor asociado al exponente de escalamiento de caudales mínimos es mayor que 1, mientras que para los caudales máximos es menor que 1 (Figura 2). Este comportamiento representa un crecimiento (decrecimiento) de la variabilidad espacial de los caudales mínimos (máximos) con el área (ecuación 4 convexa/cóncava en A). Esto puede interpretarse como cierta capacidad de regulación de las cuencas de modo tal que los caudales extremos se hacen menos extremos con aumentos del área. Tal comportamiento se ilustra por ejemplo en la cuenca del Solimoes, donde los caudales mínimos y máximos se acercan al caudal promedio en la medida en que se aumenta el área de drenaje. Dicho patrón tiende a invertirse en la cuenca del Tapajos, en la cual, por ejemplo, el valor asociado al exponente de los caudales máximos es mayor que 1 en el año 1974, y el exponente de escalamiento de caudales mínimos es menor que 1 en el año 2012; así, en dicha cuenca, los caudales extremos se alejan del caudal promedio, dado que aumentan su variabilidad a medida que se aumenta el área de drenaje.

La Figura 3 muestra la distribución de los exponentes de escalamiento de los caudales mínimos (izquierda), promedios (centro) y máximos (derecha) por medio de diagramas de caja para cada una de las cuencas de estudio. La distribución de los exponentes en dichos diagramas permite destacar que en las cuencas del Negro, Solimoes, Xingu, Amazonas y Magdalena, históricamente se ha presentado un patrón común, de modo que más del 75% (cuartiles 2 a 4) de los exponentes de escalamiento de caudales mínimos, han tomado valores mayores que los tomados por el 100% de los exponentes de escalamiento de caudales máximos. La distribución de los exponentes en la cuenca del Madeira ha seguido un patrón similar, en el cual ha habido un 75% de exponentes de caudales mínimos y máximos diferentes entre sí, siendo los mínimos mayores que los máximos. Estos patrones contrastan con los resultados obtenidos en la cuenca del Tapajos, en donde más del 94% de los exponentes de escalamiento de caudales extremos han tomado, históricamente, valores en un mismo rango de oscilación. La relación entre los exponentes de caudales mínimos y máximos, y de estos con el valor 1, es útil para identificar potenciales características de regulación hídrica en las cuencas hidrográficas, tal como se será discutido en la sección 4.

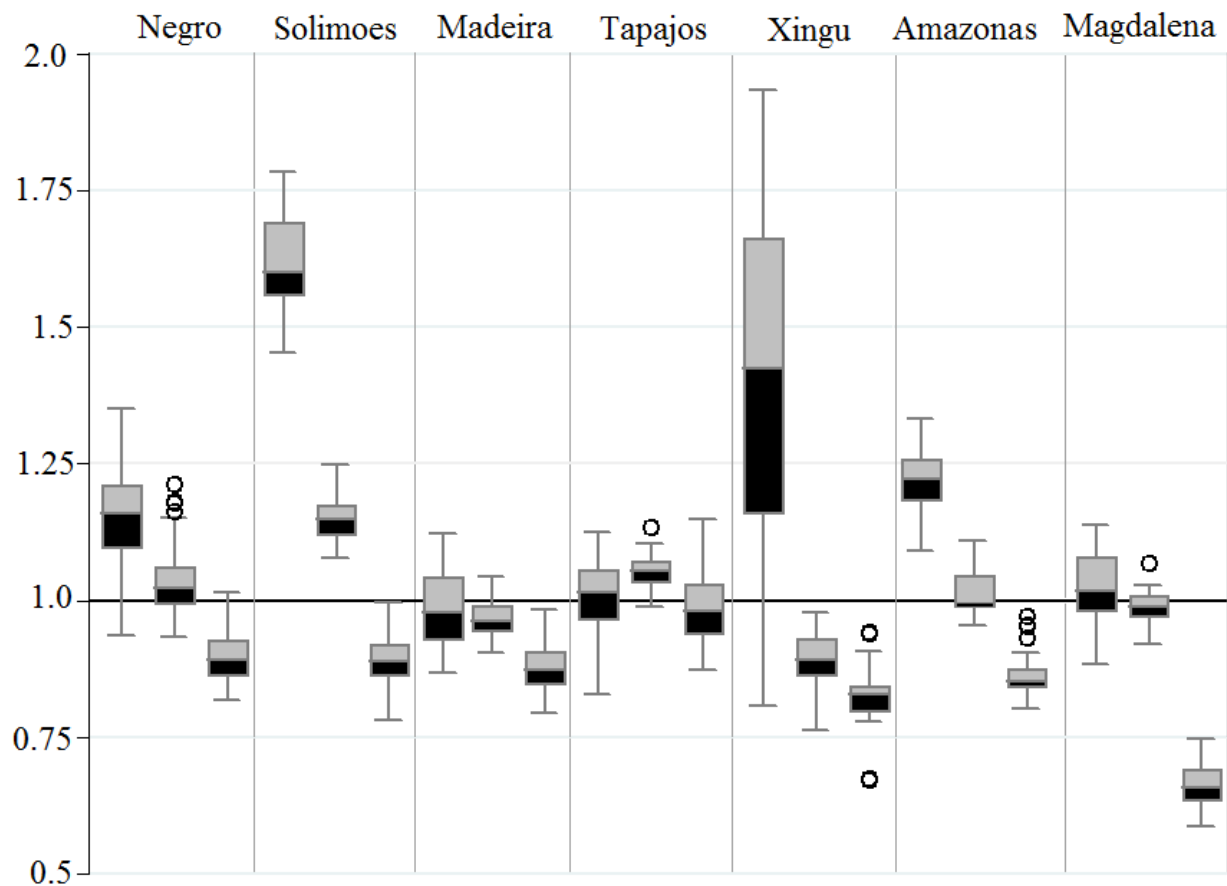


Figura 3. Diagramas de caja para los exponentes de escalamiento de los caudales mínimos (izquierda), promedios (centro) y máximos (derecha) en cada una de las cuencas de estudio.

3.2. Evolución temporal de las propiedades de escalamiento

La Figura 4 contiene los parámetros de los ajustes potenciales presentes en la ecuación 4 que se obtuvieron durante el periodo de estudio, los cuales dan cuenta de la evolución temporal de las propiedades de escalamiento (coeficiente -derecha- y exponente de escalamiento -izquierda-) dentro de cada cuenca. En cada panel de la Figura 4 aparecen líneas de tendencia (líneas rojas) siempre y cuando dicha serie presente tendencia estadísticamente significativa. Cabe resaltar que la tendencia que presenta el logaritmo natural del coeficiente de escalamiento $Ln(\alpha)$ es equivalente a la tendencia que presentaría la evolución temporal del mismo coeficiente α , debido a que el logaritmo natural es una función monótona y creciente.

La Tabla 3 contiene las pendientes correspondientes a las líneas de tendencia asociadas con la evolución temporal de las propiedades de escalamiento de caudales anuales en cada cuenca; los valores resaltados representan pendiente estadísticamente diferente de cero.

Tabla 3. Pendientes de las líneas de tendencia de los exponentes de escalamiento con respecto al tiempo. Los valores resaltados corresponden a pendientes estadísticamente diferentes de cero ($P < 0.05$).

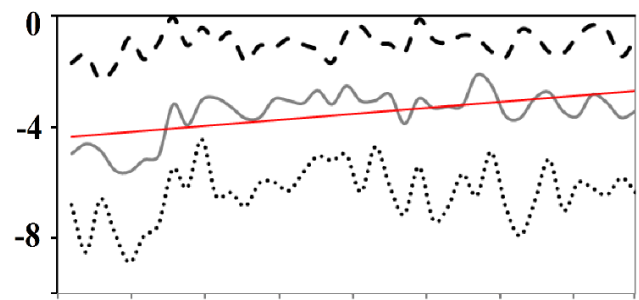
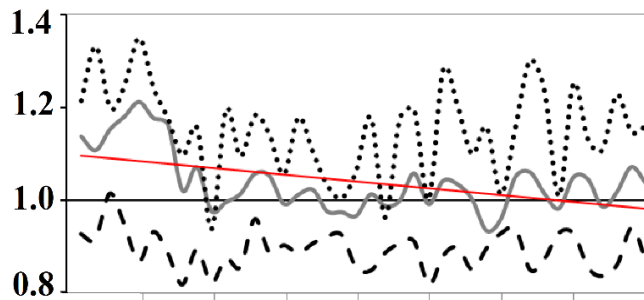
	Caudal	Negro	Solimoes	Madeira	Tapajos	Xingu	Amazonas	Magdalena
$\frac{d\beta}{dt}$	Q_{min}	-1.20E-03	2.61E-03	-4.07E-03	-2.35E-03	-2.22E-02	-2.70E-03	2.00E-03
	Q_{med}	-2.94E-03	-6.15E-04	-1.48E-03	1.36E-04	-4.08E-03	-2.45E-03	1.58E-03
	Q_{max}	-7.28E-04	-2.50E-03	-1.89E-03	-1.04E-04	-2.75E-03	-2.25E-03	1.95E-03
$\frac{dLn(\alpha)}{dt}$	Q_{min}	2.30E-02	-3.45E-02	4.51E-02	2.38E-02	2.79E-01	3.17E-02	-8.83E-03
	Q_{med}	4.22E-02	8.69E-03	1.18E-02	-3.80E-03	5.00E-02	3.00E-02	-8.23E-03
	Q_{max}	1.27E-02	3.24E-02	1.92E-02	6.43E-05	3.32E-02	2.78E-02	-1.43E-02

Existe una relación inversa entre los exponentes y los coeficientes de escalamiento, de forma que cuando el exponente presenta tendencia positiva, el coeficiente presenta tendencia negativa, y viceversa. Esta es una característica de la función potencial que ha sido encontrada y discutida en diferentes estudios [Salazar, 2011; Poveda & Salazar, 2004].

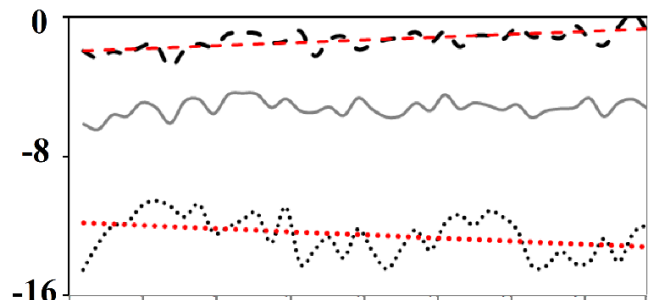
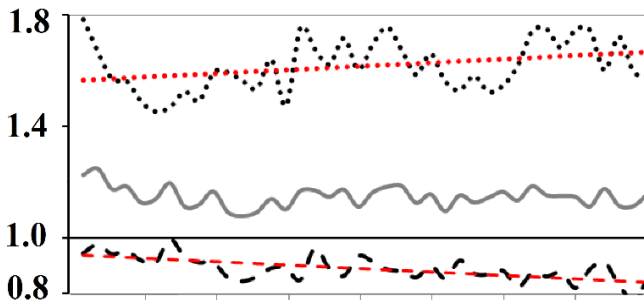
Con excepción de la cuenca del río Negro que solo presenta tendencia significativa en los caudales promedios, todas las demás cuencas han presentado tendencias estadísticamente significativas en la evolución temporal de las propiedades de escalamiento asociadas por lo menos con uno de los caudales extremos. Estos resultados, sumados al amplio rango de oscilación que toman los exponentes de escalamiento (Tabla 2, Figura 3), confirman la hipótesis de no-estacionariedad de las leyes de escalamiento hidrológico que describen el comportamiento espacial de los caudales anuales con el área de drenaje en las cuencas de estudio.

Exponente (β)

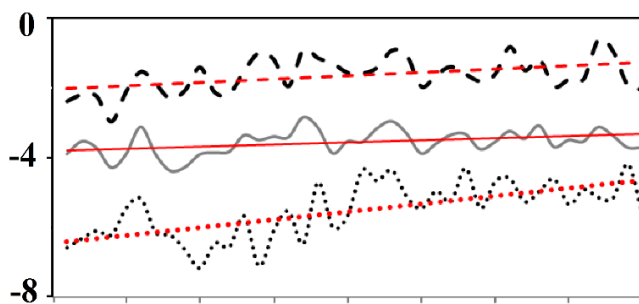
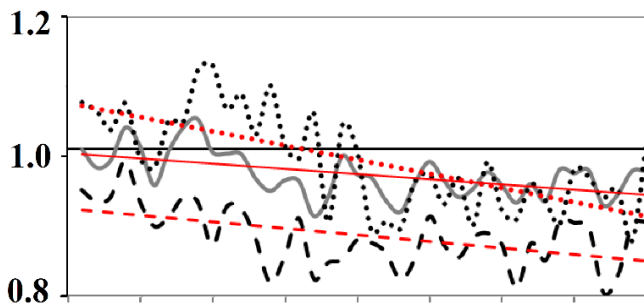
Coeficiente ($Ln\alpha$)



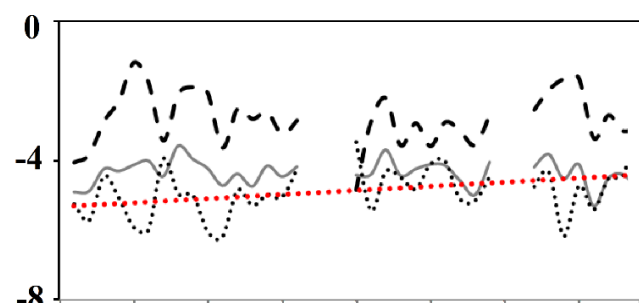
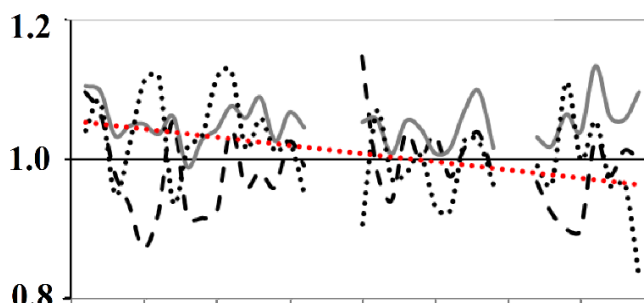
Negro



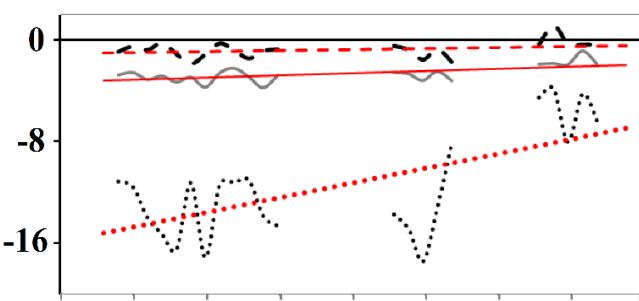
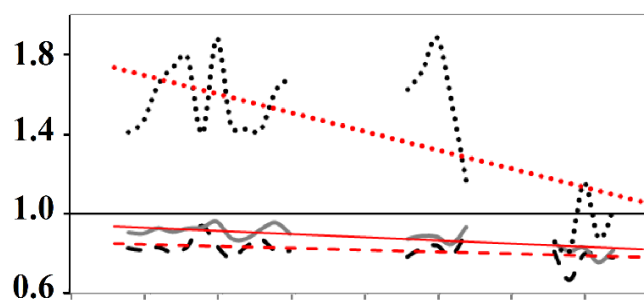
Solimoes



Madeira



Tapajos



Xingu

--- Continúa en la siguiente página ---

--- Continuación de la página anterior ---

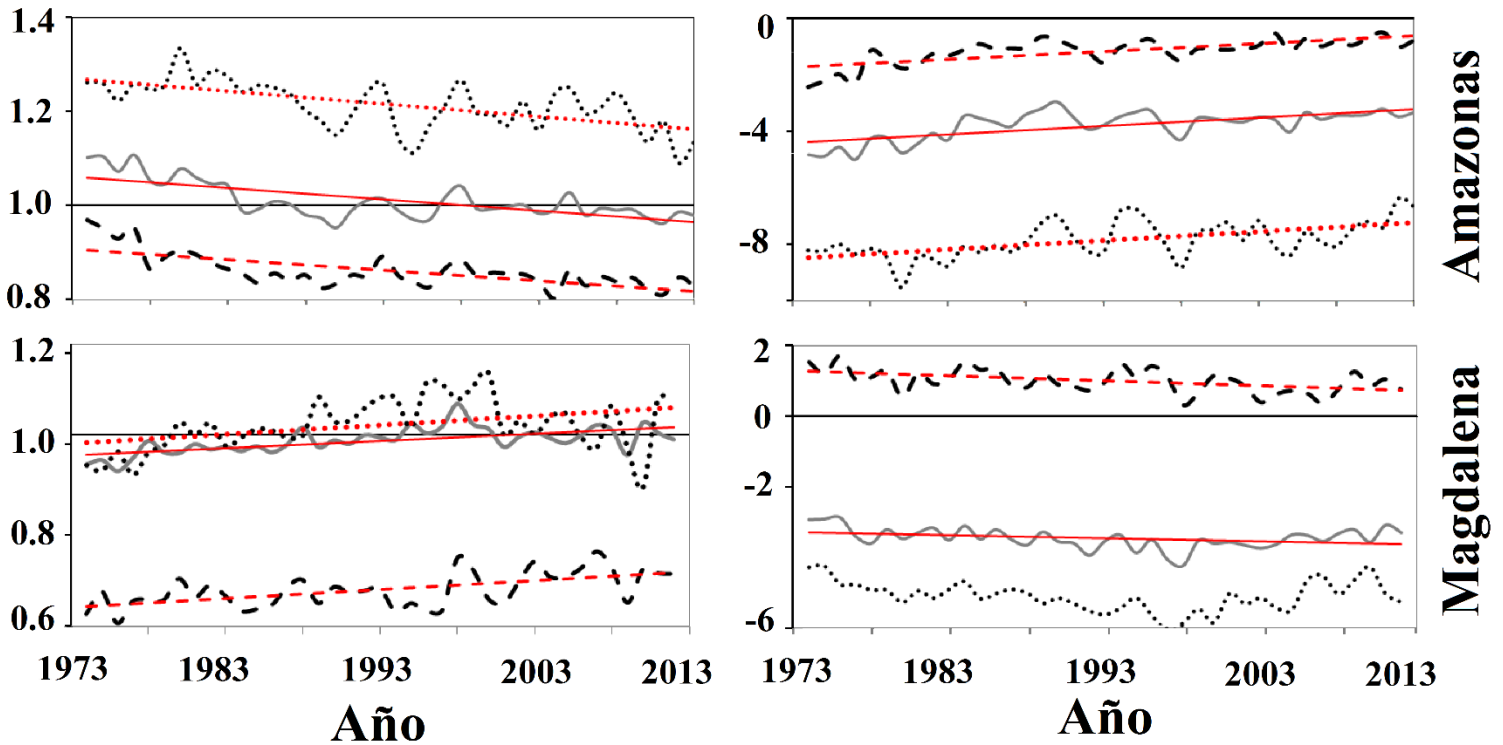


Figura 4. Evolución temporal de las propiedades de escalamiento (coeficiente -derecha- y exponente de escalamiento -izquierda-) de los caudales anuales mínimos (líneas punteadas), promedios (líneas continuas) y máximos (líneas discontinuas) en cada cuenca de estudio. Las líneas rojas denotan tendencias estadísticamente significativas.

Las tasas de cambio (pendientes) de la evolución temporal de las propiedades de escalamiento, son indicadores de mayor o menor afectación de la variabilidad espacial de los caudales anuales promedios y/o extremos, según sea el caso. La Figura 4 muestra tendencias de los caudales a disminuir de forma simultánea en las cuencas del Madeira, Xingu y Amazonas; por otro lado, en la cuenca del río Magdalena, las tendencias de los caudales son a aumentar de forma simultánea. Obsérvese en la Tabla 3 que estas tendencias no presentan la misma tasa de disminución o crecimiento, sino que son los caudales mínimos los que están cambiando (creciendo o decreciendo) con mayor rapidez. En la cuenca del Solimoes la evolución temporal de los exponentes de escalamiento de los caudales mínimos y máximos presenta tendencias a crecer y disminuir con el tiempo, respectivamente. Este comportamiento que difiere de los encontrados en las demás cuencas, puede ser entendido en términos de regulación hídrica de los caudales extremos y será discutido en la sección 4.

4. Discusión

4.1. Regulación hídrica: un análisis desde el escalamiento hidrológico

La forma en la que se da el crecimiento de los caudales promedios y extremos a través de la escala espacial se ve reflejada en los exponentes de las leyes de escalamiento, dado que éstos modifican potencialmente la concavidad de tales leyes potenciales. Dicho crecimiento es gobernado por la capacidad de regulación inherente a cada cuenca, dentro de cada una de las cuales puede haber mecanismos que amortigüen o amplifiquen los caudales en la medida en que se van agregando aguas abajo [Salazar, 2011; Salazar et. al., (*en prep*)].

La capacidad de regulación hídrica en cada cuenca puede ser caracterizada por medio de los valores que toman los exponentes de escalamiento con respecto a un punto crítico dado por $\beta = 1$, en el cual, la capacidad de potenciar o amortiguar la variabilidad espacial de los caudales es neutralizada. De esta forma, si $\beta > 1$, el crecimiento de los caudales tiende a potenciarse, contrario a lo cual si $\beta < 1$ el crecimiento será amortiguado con incrementos en el área de drenaje. En cuencas con mayor capacidad de regulación, surgen diferentes mecanismos que propenden por disminuir la severidad de los caudales extremos, de tal forma que amortiguan el crecimiento de los caudales máximos ($\beta_{max} < 1$) aguas abajo, y potencian el crecimiento de los caudales mínimos ($\beta_{min} > 1$) en la medida en que aumenta el área de drenaje.

Las anteriores consideraciones llevan a plantear que, en las cuencas hidrográficas se dan estados de regulación alternativos dependiendo de la capacidad que estas tengan para regular sus caudales extremos. Se puede hacer referencia a cuencas reguladas, las cuales se encuentran caracterizadas por exhibir un exponente de caudales mínimos mayor que el exponente de caudales máximos ($\beta_{min} > \beta_{max}$); siendo este un patrón contrario al que se presenta en las cuencas no reguladas, en las cuales el exponente de escalamiento de los caudales mínimos es menor que el exponente de los caudales máximos ($\beta_{min} < \beta_{max}$). La transición entre dichos estados se considera como un punto crítico y ocurre cuando $\beta_{min} = \beta_{max}$ [Salazar et. al., (*en prep*)].

Las cuencas Negro, Solimoes, Xingu y Amazonas presentan un patrón común ($\beta_{min} > 1 > \beta_{max}$) con más del 80% de los exponentes de escalamiento de caudales anuales mínimos (máximos), mayores (menores) que 1 (Figura 3). Tal resultado sugiere que, en dichas cuencas, históricamente

se han dado mecanismos o procesos de regulación, los cuales han permitido, por un lado mantener un amortiguamiento de los caudales máximos, y por el otro exacerbar el crecimiento de los caudales mínimos.

Nótese en la Figura 3, que los exponentes de escalamiento de caudales mínimos y máximos en las cuencas del Magdalena y del Madeira han presentado un comportamiento similar al anteriormente descrito, diferenciándose en el porcentaje de exponentes de caudales mínimos que han sido históricamente mayores que 1 (64% en Magdalena, 40% en Madeira). Pese a tal diferencia, se puede ver que el 100% de los exponentes de caudales mínimos en la cuenca del Magdalena han sido históricamente mayores que el 100% de los exponentes de caudales máximos; mientras que en la cuenca del Madeira, dicha relación se reduce al 75% de los exponentes de caudales mínimos que históricamente han sido mayores que el 75% de los exponentes de caudales máximos.

El caso particular que presenta la cuenca del Madeira (y la cuenca del Magdalena, aunque en menor medida) donde $1 > \beta_{min} > \beta_{max}$, también aplica dentro del contexto de cuencas reguladas, principalmente con respecto al amortiguamiento de los caudales máximos, a pesar que los caudales mínimos no sean potenciados con el área. Esta característica de regulación puede ser explicada a partir del hecho de que mientras los caudales máximos son producidos en épocas lluviosas como consecuencia de mayor escorrentía superficial por colmatación o saturación de los suelos, los caudales mínimos son producidos en épocas de no lluvia como resultado de flujos subsuperficiales desde los almacenamientos subterráneos hacia los ríos. Así, en las cuencas reguladas se presentan mecanismos de regulación que no necesariamente actúan de forma simultánea sobre los caudales extremos.

La cuenca del Tapajos se encuentra cerca del punto crítico dado por $\beta_{min} = \beta_{max}$, como consecuencia de que históricamente el 94% de los exponentes de escalamiento de caudales anuales mínimos y máximos han tomado valores en un mismo rango de variación; es decir, en dicha cuenca ha habido exponentes de escalamiento de caudales máximos (mínimos) tan altos (bajos) como exponentes de escalamiento de caudales mínimos (máximos) ha habido. Adicionalmente, dicho rango de variación gira en torno al valor de 1, de modo que la variabilidad espacial de los caudales extremos tiende a estar relacionada de forma lineal (no potencial) con el área de drenaje. Estos

resultados sugieren que en la cuenca del Tapajos no hay capacidad para regular la variación espacial de los caudales extremos con el área, de forma que la severidad de los caudales extremos es independiente del tamaño de la cuenca bajo consideración y además, la tasa de variación de dichos caudales tiende a ser aproximadamente igual a la tasa de variación espacial del caudal promedio.

Los diferentes estados de regulación se pueden caracterizar por medio de una métrica dada por la diferencia entre los exponentes de escalamiento de caudales mínimos y de caudales máximos, $\beta_{min} - \beta_{max}$ (Figura 5). En cuencas reguladas dicha diferencia toma valores mayores que cero, mientras más reguladas sean las cuencas, mayor será tal diferencia. De esta forma, la variabilidad espacial de los caudales extremos se reduce a medida en que aumenta dicha métrica, como sucede en la cuenca del Solimoes (Figura 2); contrario a lo cual, la variabilidad de los caudales extremos aumenta cuando tal métrica tiende a cero o a ser negativa, como en la cuenca del Tapajos.

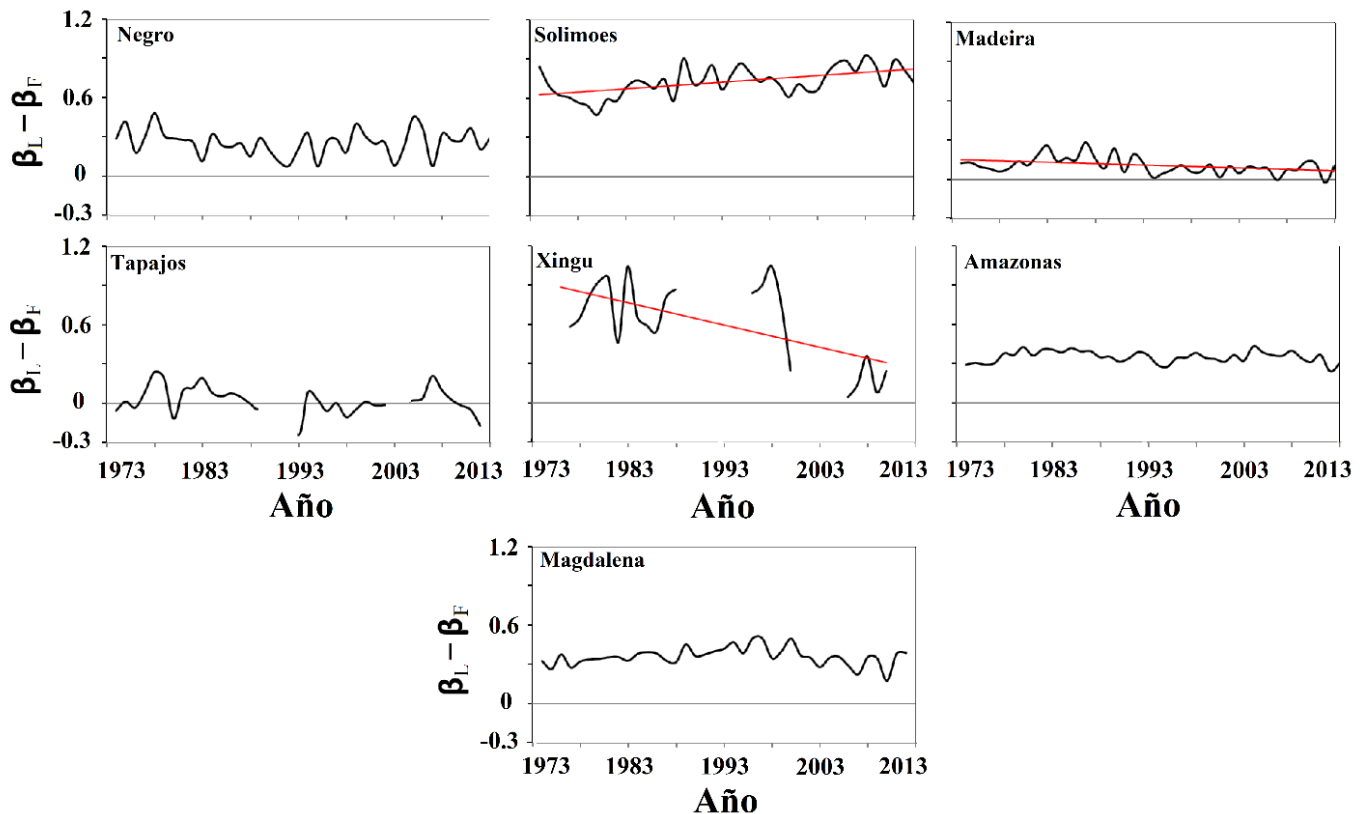


Figura 5. Evolución temporal de la métrica de regulación en cada cuenca de estudio. Las líneas rojas denotan tendencias estadísticamente significativas.

Se destaca que la métrica de regulación $\beta_{min} - \beta_{max}$ aumenta en la cuenca del Solimoes como resultado de que en dicha cuenca la relación $\beta_{min} > \beta_{max}$ crece con el tiempo. En las cuencas del Madeira y Xingu la métrica de regulación disminuye con el tiempo, lo cual corresponde con una mayor tasa de decrecimiento para los exponentes de caudales mínimos que para los exponentes de caudales máximos (pendientes de regresión, Tabla 1). En la cuenca del Tapajos tal métrica de regulación ha tomado valores en torno a cero e incluso menores que cero. Estos resultados son consistentes con una regulación de los caudales extremos en la cuenca del Solimoes, con pérdida de regulación en las cuencas del Madeira y Xingu, y con el hecho de que la cuenca del Tapajos se encuentra en el punto crítico de regulación, donde $\beta_{min} = \beta_{max}$.

Todo el análisis realizado, lleva a plantear la siguiente pregunta: ¿qué factores influyen sobre el aumento o disminución de la capacidad de regulación hídrica en cada cuenca? A manera de hipótesis, se propone la siguiente explicación: los diferentes estados de regulación de caudales pueden deberse a la capacidad intrínseca de cada cuenca para almacenar agua en el suelo, de tal forma que en dichas cuencas se pueden dar procesos que faciliten la retención de agua en épocas lluviosas (haciendo los caudales máximos menos máximos) y la liberación de agua en épocas de sequía (haciendo los caudales mínimos menos mínimos), con lo cual se disminuye la severidad de los caudales extremos. Dicha capacidad para almacenar agua en el suelo está estrechamente relacionada con el uso y la cobertura del mismo, de modo que, por ejemplo, con la presencia de bosque se desencadenan ciertas interacciones entre diferentes mecanismos y/o procesos que incrementan la capacidad de almacenamiento de agua en el suelo, tal como se esquematiza en la Figura 6; como resultado, la capacidad de regulación hídrica mejora: mientras más cobertura boscosa haya en una cuenca, esta tendrá mayor capacidad para regular sus caudales extremos.

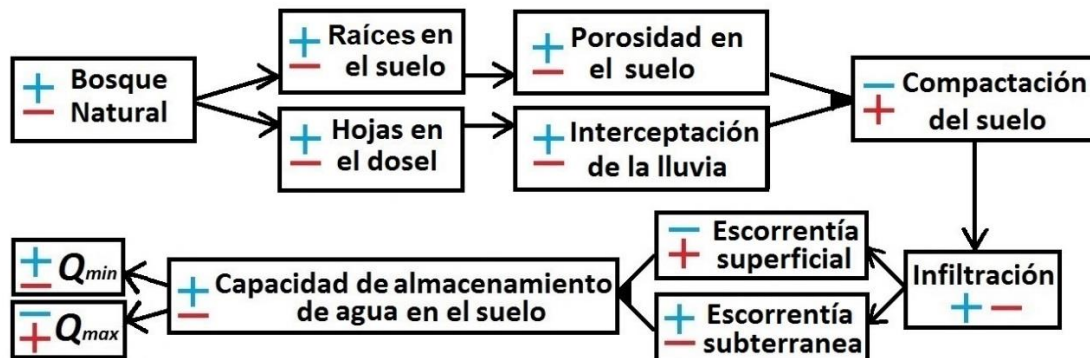


Figura 6. Representación esquemática de procesos y mecanismos que interactúan dando lugar a una regulación de los caudales extremos. La secuencia de causa-efecto se representa por color y los signos “+” y “-” representan aumento y disminución del proceso o mecanismo en cuestión, respectivamente.

4.2. Sobre la no-estacionariedad de las leyes de escalamiento hidrológico

Los resultados de este trabajo dan cuenta de la existencia de signos de no-estacionariedad, en por lo menos una de las leyes de escalamiento que describen la variabilidad espacial de los caudales anuales promedios y extremos en las cuencas hidrográficas estudiadas. Se resalta que los exponentes de escalamiento no presentan una tendencia general única a crecer o disminuir con el tiempo, sino que dicha tendencia es función tanto de la cuenca como del tipo de caudal en estudio. Tales resultados responden a las dinámicas espacio-temporales particulares de los procesos hidrológicos de cada cuenca, así como también al hecho de que los procesos de producción de caudales anuales máximos son, necesariamente, diferentes a aquellos que generan el flujo base o caudales anuales mínimos. Sin embargo, es posible identificar patrones de comportamiento dependiendo de las tendencias a crecer o decrecer que presentan los exponentes de escalamiento de caudales promedios y extremos en cada cuenca (*Figura 1*Figura 7).

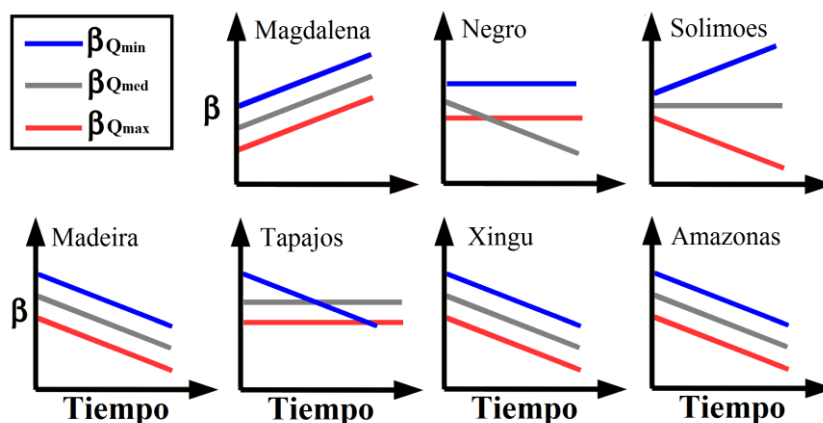


Figura 7. Representación esquemática de la tendencia presentada por la evolución temporal de los exponentes de escalamiento de caudales anuales mínimos (línea azul), promedios (línea gris) y máximos (línea roja). Las líneas horizontales representan la evolución temporal de los exponentes sin tendencia significativa ($P > 0.05$).

En las cuencas de los ríos Madeira y Xingu, la evolución temporal de los exponentes de caudales tanto medios como extremos tiende a decrecer en el tiempo. Este resultado sumado al hecho de que las mayores pendientes en magnitud se obtuvieron para los exponentes de escalamiento de caudales mínimos (incluyendo la tendencia decreciente de los caudales mínimos en la cuenca del Tapajos), puede interpretarse como un patrón de cambio regional en el que se encuentran inmersas las cuencas ubicadas al sureste del río Amazonas. De esta forma, es posible inferir que los procesos de producción de caudales en cada una de estas cuencas pueden estar siendo afectados por algún fenómeno de alteración hidrológica común, principalmente de carácter local como la pérdida de

cobertura forestal por deforestación, dado que caudales mínimos más severos pueden relacionarse con la disminución de la cantidad de agua en el suelo como consecuencia de la pérdida de bosque [Yue y Wang, 2004; Smakhtin, 2001].

Las tendencias encontradas en la cuenca del Amazonas no deben interpretarse como un resultado aditivo de aquellas encontradas en sus subcuencas, sino que deben ser consideradas como un resultado emergente de la interacción entre las dinámicas particulares de cada una de las subcuencas con factores externos como la deforestación o fenómenos de cambio climático o variabilidad climática.

En términos de regulación hídrica, las tendencias a crecer (disminuir) en el tiempo, asociadas con la evolución temporal de los exponentes de caudales mínimos (máximos), contribuyen a potenciar (amortiguar) la variabilidad de dichos caudales con el aumento del área de drenaje. Las tendencias a crecer (disminuir) que presentan simultáneamente los exponentes de escalamiento de caudales mínimos y máximos en la cuenca del Magdalena (Amazonas), puede ser interpretada como signos de cambio del balance hidrológico en dichas cuencas, de forma que a lo largo del periodo de estudio, la cuenca del Magdalena (Amazonas) se ha vuelto más (menos) potente en términos de que tiende a producir caudales mayores (menores) de lo que producía antes.

Los resultados obtenidos permiten determinar que las cuencas del Negro, Solimoes, Xingu y Amazonas han sido históricamente cuencas reguladas en las cuales la mayor parte de los exponentes asociados con los caudales mínimos (máximos) han tomado valores mayores (menores) que 1. Sin embargo, como se puede observar en la Figura 4 y esquemáticamente en la Figura 7, la evolución temporal de los exponentes de escalamiento de caudales mínimos y máximos ha ido disminuyendo de forma simultánea en las cuencas del Xingu y del Amazonas, se han mantenido estables en la cuenca del Negro, y han ido aumentando y disminuyendo en la cuenca del Solimoes, respectivamente. Dado lo anterior, se puede concluir que las cuencas del Xingu y del Amazonas han ido perdiendo la capacidad de regulación de los caudales mínimos, contrario a lo cual, han ido ganando capacidad de regulación de caudales máximos. Por su parte, en la cuenca del Solimoes la relación $\beta_{min} > \beta_{max}$ ha ido aumentando a lo largo del periodo de estudio, razón por la cual, además de ser una cuenca regulada, ha ido aumentando la capacidad de regulación de los caudales anuales extremos.

La cuenca del Madeira presenta un comportamiento particular. Obsérvese conjuntamente la Figura 3 y la Figura 4, en donde se puede ver que a diferencia de los exponentes de caudales máximos los cuales han sido menores de 1, los exponentes de escalamiento de caudales mínimos pasaron de tener valores mayores de 1 a tomar valores menores de 1 con el tiempo. Esta tendencia de los exponentes de caudales mínimos a decrecer con una tasa de cambio mayor que la de los exponentes de caudales máximos ($-4.07E-03$ y $-1.89E-03$ m³/s, respectivamente. Tabla 3) puede entenderse como un indicio de que la cuenca del Madeira se encuentra en la transición desde el estado regulado hacia el estado no regulado, dado que la relación $\beta_{min} > \beta_{max}$ ha ido disminuyendo con el tiempo principalmente como resultado de la no-estacionariedad de la ley de escalamiento de caudales mínimos.

5. Apreciaciones finales

Nuestros resultados muestran como los valores tomados por los exponentes de escalamiento reflejan la variabilidad de los caudales a través de la escala espacial. Así, dichos exponentes pueden ser interpretados como indicadores de la capacidad de las cuencas para regular la producción de los caudales medios y extremos.

En cada una de las cuencas de estudio, por lo menos una de las leyes potenciales que describen el escalamiento de caudales anuales mínimos, promedios y máximos con el área de drenaje como parámetro de escala, presenta evidencias de no-estacionariedad. Se infiere que tales signos de cambio se han debido a las alteraciones en la capacidad de almacenamiento de agua en el suelo en cada cuenca hidrográfica, lo cual a su vez, resulta en una afectación de la capacidad de las cuencas para regular la variabilidad espacial de sus caudales anuales, principalmente la capacidad para potenciar el crecimiento de los caudales mínimos con el área.

Estos resultados aportan al entendimiento de las dinámicas de procesos hidrológicos que dan lugar a la producción de caudales en las cuencas hidrográficas. De igual forma, los resultados aquí presentados sugieren la necesidad de evaluar la hipótesis de estacionariedad que es asumida en los métodos tradicionales de estimación de caudales extremos para el diseño hidrológico, dado que las dinámicas hidrológicas en las cuencas hidrográficas se encuentran en un constante proceso de cambio como consecuencia del cambio ambiental y/o el cambio climático.

6. Referencias

- Angarita, H., Delgado, J., Escobar M., y Walschburger, T.,** [s. f.]. Escenarios de alteración regional del régimen hidrológico en la cuenca magdalena-cauca por intensificación de la demanda para hidroenergía. Disponible en <http://www.mundotnc.org/donde-trabajamos/americas/colombia/lugares/escenarios-de-alteracion-regional-del-regimen-hidrologico-en-la-cuenca-magda.pdf> [01/10/2014].
- Ayalew, T., Krajewski, W., & Mantilla, R.,** [2014]. Connecting the power-law scaling structure of peak-discharges to spatially variable rainfall and catchment physical properties. *Advances in Water Resources*, 71, 32–43. doi:10.1016/j.advwatres.2014.05.009
- Berghuijs, W., Sivapalan M., Woods R., & Savenije H.,** [2014]. Patterns of similarity of seasonal water balances: A window into streamflow variability over a range of time scales, *Water Resour. Res.*, 50, 5638–5661, doi:10.1002/2014WR015692
- Blöschl, G.,** [2005]. On the Fundamentals of Hydrological Sciences. In *Encyclopedia of Hydrological Sciences*. Chichester, UK: John Wiley & Sons, Ltd. <http://doi.org/10.1002/0470848944.hsa001a>
- Bond, B., Jones, J., Moore, G., Phillips, N., Post, D., & McDonnell, J.,** [2002]. The zone of vegetation influence on baseflow revealed by diel patterns of streamflow and vegetation water use in a headwater basin. *Hydrological Processes*, 16[8], 1671–1677. <http://doi.org/10.1002/hyp.5022>
- Brown, A., Zhang, L., McMahon, T., Western, A., & Vertessy, R.,** [2005]. A review of paired catchment studies for determining changes in water yield resulting from alterations in vegetation. *Journal of Hydrology*, 310[1-4], 28–61. <http://doi.org/10.1016/j.jhydrol.2004.12.010>
- Coe, M. T., Costa, M. H., & Soares-filho, B. S.,** [2009]. The influence of historical and potential future deforestation on the stream flow of the Amazon River – Land surface processes and atmospheric feedbacks. *Journal of Hydrology*, 369[1-2], 165–174. doi:10.1016/j.jhydrol.2009.02.043
- Costa, M. H.,** [2005]. 23 Large-scale hydrological impacts of tropical forest conversion. This page intentionally left blank, 590.
- Costa, M. H., Botta, A., & Cardille, J. A.,** [2003]. Effects of large-scale changes in land cover on the discharge of the Tocantins River, Southeastern Amazonia. *Journal of Hydrology*, 283(1-4), 206–217. [http://doi.org/10.1016/S0022-1694\(03\)00267-1](http://doi.org/10.1016/S0022-1694(03)00267-1)
- Descroix, L., & Amogu, O.,** [2012]. Consequences of Land Use Changes on Hydrological Functioning. *Water Resources Management and Modeling*, Dr. Purna Nayak [Ed.], ISBN: 978-

953-51-0246-5, InTech, DOI: 10.5772/34839. Available from:
<http://www.intechopen.com/books/water-resources-management-and-modeling/consequences-of-land-use-changes-on-hydrological-functioning>

Descroix, L., Moussa, I., Genthon, P., Sighomnou, D., Mahé, G., Mamadou, I., Vandervaere, J., Gautier, E., Maiga, O., Rajot, J., Abdou, M., Dessay, N., Ingatan, A., Noma, I., Yéro, K., Karambiri, H., Fensholt, R., Albergel, J., & Olivry J., [2013]. Impact of Drought and Land–Use Changes on Surface– Water Quality and Quantity: The Sahelian Paradox. *Current Perspectives in Contaminant Hydrology and Water*

Dooge J., [1984]. The waters of the Earth, *Hydrological Sciences Journal*, 29:2, 149-176, DOI: 10.1080/02626668409490931

Efstratiadis, A., Koussis, A. D., Koutsoyiannis, D., & Mamassis, N., [2014]. Flood design recipes vs. reality: can predictions for ungauged basins be trusted?. *Natural Hazards and Earth System Science*, 14[6], 1417–1428. doi:10.5194/nhess-14-1417-2014

Ellison, D., N Futter, M. & Bishop, K., [2012]. On the forest cover–water yield debate: from demand-to supply-side thinking. *Global Change Biology* 18, 806–820

Grip, H., Fritsch, J. M., & Bruijnzeel, L. A., [2004]. 22 Soil and water impacts during forest conversion and stabilisation to new land use. This page intentionally left blank, 561.

Gupta, V., [2004]. Emergence of statistical scaling in floods on channel networks from complex runoff dynamics. *Chaos, Solitons and Fractals*, 19[2], 357–365. doi:10.1016/S0960-0779[03]00048-1

Gupta, V., & Dawdy, D. [1995]. Physical interpretations of regional variations in the scaling exponents of flood quantiles. *Hydrological Processes*, 9(3-4), 347–361. doi:10.1002/hyp.3360090309

Gupta, V., Mantilla, R., Troutman, B., Dawdy, D., & Krajewski, W., [2010]. Generalizing a nonlinear geophysical flood theory to medium-sized river networks, *Geophys. Res. Lett.*, 37, L11402, doi:10.1029/2009GL041540

Gupta, V., Troutman, B., & Dawdy, D. [2007]. Towards a Nonlinear Geophysical Theory of Floods in River Networks: An Overview of 20 Years of Progress. In *Nonlinear Dynamics in Geosciences SE - 8* [pp. 121–151]. Springer New York. doi:10.1007/978-0-387-34918-3_8

Gupta, V., & Waymire E., [1989]. Statistical self-similarity in river networks parameterized by elevation, *Journal of Geophysic. Research*, 95[D3], 1999-2009

- Jothityangkoon, C., & Sivapalan, M.,** [2001]. Temporal scales of rainfall runoff processes and spatial scaling of flood peaks : space and time connection through catchment water balance, 24[9-10], 1015–1036.
- Lanza, L. G., & Gallant, J.,** [2005]. Fractals and Similarity Approaches in Hydrology. In Encyclopedia of Hydrological Sciences. Chichester, UK: John Wiley & Sons, Ltd. <http://doi.org/10.1002/0470848944.hsa007>
- Modarres, R.,** [2010]. Low Flow Scaling with Respect to Drainage Area and Precipitation in Northern Iran. Journal of Hydrologic Engineering, 15(3), 210-214.
- Morrison, J., & Smith, J.** [2001]. Scaling Properties of Flood Peaks. Extremes, 4[1386-1999], 5–22. doi:10.1023/A:1012268216138
- Nair, S.,** [2010]. Impact of climate change and human interference on the hydrology of small basins in Kerala, India. IAHS-AISH Publication, 245–248. Retrieved from <http://cat.inist.fr/?aModele=afficheN&cpsidt=23441047>
- Petts, G.,** ed. [1995]. Man's influence on freshwater ecosystems and water use. IAHS publication, 230. International Association of Hydrological Sciences, Wallingford. ISBN 094757154X
- Pierre Gentine et al.,** [2012]. Scaling in surface hydrology: Progress and challenges
- Poff, N., Olden, J., Merritt, D., & Pepin, D.,** [2007]. Homogenization of regional river dynamics by dams and global biodiversity implications. Proceedings of the National Academy of Sciences, 104[14], 5732–5737. <http://doi.org/10.1073/pnas.0609812104>
- Poveda, G.,** [2004]. Caudales mínimos en Colombia: relaciones macroclimáticas, escalamiento y balances hidrológicos. In: Seminario Internacional sobre Eventos Extremos Mínimos en Regímenes de Caudales: Diagnóstico, Modelamiento y Análisis, 23-25 de junio, Medellín, Colombia.
- Poveda, G.,** [2012]. The Collapse of the Stationarity Hypothesis Due to Climate Change and Climate Variability. In Hidrología de extremos y cambio climático (pp. 65–76).
- Poveda, G., Salazar, L. F.,** 2004. Annual and interannual (ENSO) variability of spatial scaling properties of a vegetation index (NDVI) in Amazonia. Remote Sensing of Environment 93,391–401.
- Salazar, J.,** [2011]. Análisis de escalamiento espacial de caudales en la cuenca del río Amazonas, en: Regulación Biótica del Ciclo Hidrológico en Múltiples Escalas. Tesis doctoral. Universidad Nacional de Colombia, Sede Medellín. Recuperado de <http://www.bdigital.unal.edu.co/4913/>
- Salazar, J., Villegas, J., Rodriguez, E., Hoyos, I., Poveda, G.,** (*en prep*). Ecohydrological scaling reveals forest-loss tipping point in Amazon natural streamflow regime

- Sivapalan, M.**, [2006]. Pattern, Process and Function: Elements of a Unified Theory of Hydrology at the Catchment Scale. *Encyclopedia of Hydrological Sciences*. 1:13.
- Smakhtin, V.**, [2001]. Low flow hydrology: a review. *Journal of Hydrology*, 240[3-4], 147–186. [http://doi.org/10.1016/S0022-1694\[00\]00340-1](http://doi.org/10.1016/S0022-1694[00]00340-1)
- Sposito, G.** (Ed.), [1998]. Scale dependence and scale in-variance in hydrology. Cambridge University Press.
- Taves, D. R.**, [1980]. Deforestation and increased flooding of the upper Amazon. *Science*, 210, 1354.
- Thompson, S., Harman, C., Troch, P., Brooks, P., & Sivapalan, M.**, [2011]. Spatial scale dependence of ecohydrologically mediated water balance partitioning: A synthesis framework for catchment ecohydrology. *Water Resour. Res.*, 47, W00J03, doi:10.1029/2010WR009998
- Uhlenbrook, S.**, [2006]. Catchment hydrology—a science in which all processes are preferential. *Hydrological Processes*, 20(16), 3581–3585. <http://doi.org/10.1002/hyp.6564>
- Vogel R., & Sankarasubramanian A.**, [2000]. Spatial scaling properties of annual streamflow in the United States, 45:3, 465-476. *Hydrological Sciences Journal*
- Wagener, T., Sivapalan, M., Troch, P., McGlynn, B., Harman, C., Gupta, V., Kumar, P., Rao, P., Basu, N., & Wilson J.**, [2010]. The future of hydrology: An evolving science for a changing world. *Water Resour. Res.*, 46, W05301, doi:10.1029/2009WR008906.
- Woods, R.**, [2005]. Hydrologic Concepts of Variability and Scale. In *Encyclopedia of Hydrological Sciences*. Chichester, UK: John Wiley & Sons, Ltd.
- Yue, S., & Gan, T. Y.**, [2008]. Scaling properties of Canadian flood flows. *Hydrological Processes*, 23[2], 245–258. doi:10.1002/hyp.7135
- Yue, S., & Wang, C. Y.**, [2004]. Scaling of Canadian low flows. *Stochastic Environmental Research and Risk Assessment*, 18[5], 291–305. doi:10.1007/s00477-004-0176-6
- Zalewski, M.**, [2015]. Ecohydrology and Hydrologic Engineering: Regulation of Hydrology-Biota Interactions for Sustainability. *Journal of Hydrologic Engineering*, 20[1], A4014012. [http://doi.org/10.1061/\[ASCE\]HE.1943-5584.0000999](http://doi.org/10.1061/[ASCE]HE.1943-5584.0000999)