

## EFFECTOS HIDROLÓGICOS DEL CAMBIO CLIMÁTICO EN COLOMBIA

EFRAÍN DOMÍNGUEZ CALLE<sup>1,2</sup>

<sup>1</sup>Departamento de Ecología y Territorio, Facultad de Estudios Ambientales y Rurales, Pontificia Universidad Javeriana, Bogotá, Colombia, [e.dominguez@javeriana.edu.co](mailto:e.dominguez@javeriana.edu.co).

<sup>2</sup>CeiBA – Complejidad, Bogotá, Colombia, [www.ceiba.org.co](http://www.ceiba.org.co).

### RESUMEN

El presente artículo presenta una introducción breve al proceso de Cambio Climático Global y discute las consecuencias hidrológicas del mismo para el caso colombiano. Estas consecuencias son presentadas de acuerdo al régimen hidrológico actual de las distintas regiones del país. Se resaltan factores paralelos al cambio climático que pueden tener mayor o igual influencia sobre el estado del recurso hídrico. Finalmente, se señala al control de la demanda de agua en el país como uno de los elementos claves en la gestión sostenible del recurso hídrico colombiano.

### INTRODUCCIÓN AL PROBLEMA DEL CAMBIO CLIMÁTICO GLOBAL

El sistema climático constituye un sistema complejo que está compuesto por la atmósfera, la superficie terrestre, la hidrosfera (incluida la criosfera) y la nosfera. La noción de clima se refiere al estado del componente atmosférico. A menudo se define clima como el “estado promedio del tiempo”, por lo que es generalizado que para efectos prácticos: “la noción de Clima describa no episodios eventuales del estado de la atmósfera, ni la secuencia temporal de los estados particulares de esta, sino los límites de oscilación de las variables de estado que pueden caracterizar a la atmósfera”. Esto incluye recurrencia de eventos, valores medios y tendencias, es decir la estadística sobre el estado del sistema climático. Usualmente el periodo de ponderación para la definición estadística del clima es de 30 años.

La Evolución del clima está definida por la dinámica interna del sistema climático y por factores externos denominados forzantes climáticas. Estos factores externos incluyen factores terrestres endógenos como las erupciones volcánicas y otros exógenos como las variaciones en los niveles de la actividad solar ó los cambios en la excentricidad de la órbita terrestre. A estos factores también se añaden los cambios en la composición físico – química de la atmósfera inducidos por los seres humanos.

La fuente de energía del sistema climático es la radiación solar. Esta radiación influye sobre el contenido energético de los elementos del sistema climático. Los elementos del sistema climático intercambian masa y energía constantemente. Gracias a los diferentes tamaños y capacidades térmicas de cada eslabón de este sistema cada uno de estos componentes posee diferentes características inerciales. Para la atmosfera el tiempo de relajamiento energético es del orden de días, para la superficie terrestre es de meses, para la superficie del océano es de años/decenas de años, mientras que para su capa profunda es de centenares de años. El manto glaciario renueva su contenido térmico en milenios.

El equilibrio energético de la tierra define las características del clima planetario, los cambios en el balance de la radiación entrante y saliente ocasionan cambios en los momentos estadísticos del denominado equilibrio climático. El balance radiativo de la tierra se perturba si (Figura 1): Se cambia la radiación solar incidente, por ejemplo con los cambios en la órbita terrestre (ciclos de Milankovich) o cambios en la actividad solar; 2) Se cambia el albedo de la tierra, por ejemplo mediante cambios de la estructura de las nubes, de la composición particulada de la atmosfera o de la cobertura vegetal de la superficie terrestre y 3) Se modifica la emisión de radiación de onda larga desde la tierra.

En cifras gruesas, el balance radiativo de la tierra contempla los siguientes componentes: 1) A la superficie superior de la atmosfera terrestre llegan 1370 vatios por metro cuadrado [ $\text{W}/\text{m}^2$ ]; 2) El 30% de la luz que alcanza la superficie superior de la atmosfera se refleja nuevamente al espacio; 3) Un cuarto de la energía que llega a la capa superior de la atmosfera alcanza la superficie de los océanos y los continentes ( $342 \text{ Wm}^{-2}$ ) y 4) De la energía que alcanza la capa superior de la atmosfera el 22.5% se refleja de regreso al espacio por parte de las nubes y el 8.8 % es reflejada por la superficie de la tierra, el resto es absorbido por la atmosfera ( $67 \text{ Wm}^{-2}$ ) y la superficie de la tierra ( $168 \text{ Wm}^{-2}$ ). Para balancear el exceso de energía asimilada por la atmosfera y la superficie de la tierra ( $235 \text{ Wm}^{-2}$ ) y así mantener un equilibrio energético que establezca un clima estacionario la tierra debe re-emitir al espacio exterior por lo menos la misma cantidad de energía que esta y su atmosfera recogen. Para lograrlo la tierra emite radiaciones de onda larga de manera incesante, manteniendo una temperatura de  $-19 \text{ }^\circ\text{C}$  en la capa atmosférica que se encuentra a 5 km de altitud sobre la superficie terrestre y manteniendo a  $\sim 14 \text{ }^\circ\text{C}$  la temperatura promedio del aire sobre la superficie terrestre. Esta distribución de temperatura se logra

debido al efecto de invernadero natural producido por la concentración de vapor de agua y dióxido de carbono en la atmosfera. La radiación solar que llega a la atmosfera está constituida por ondas electromagnéticas con longitudes de onda entre 0.1 nm y 20-30  $\mu\text{m}$ . Las longitudes de onda menores a 0.29  $\mu\text{m}$  (rayos ultravioleta), nocivas para la vida, son atrapadas por la capa de ozono de la troposfera y no alcanzan la superficie terrestre, mientras que para el contenido principal de energía, concentrado en el diapasón de 0.3 a 0.4  $\mu\text{m}$ , la atmosfera le es transparente y lo deja alcanzar la superficie de la tierra de donde una parte de esta es reflejada a la atmosfera, otra absorbida por la tierra de donde es re-emitida en forma de radiación de onda larga. Para la radiación de onda larga la atmosfera ya no es tan transparente como lo es para el espectro de luz visible (o casi visible), por esto esta radiación es atrapada entre la superficie terrestre y la capa formada por los gases de efecto invernadero. Entre los gases de efecto invernadero los más importantes son: el vapor de agua, el dióxido de carbono ( $\text{CO}_2$ ). Otros menos importantes son: el metano ( $\text{CH}_4$ ), el óxido nitroso ( $\text{N}_2\text{O}$ ) y el ozono (Figura 2). Las moléculas de estos gases absorben la energía de onda larga y la re-emiten en todas direcciones provocando el calentamiento de las capas inferiores de la atmósfera. Este calentamiento, conocido como “efecto invernadero natural” propicia las condiciones climáticas para que en nuestro planeta se de la vida tal como la conocemos hoy.

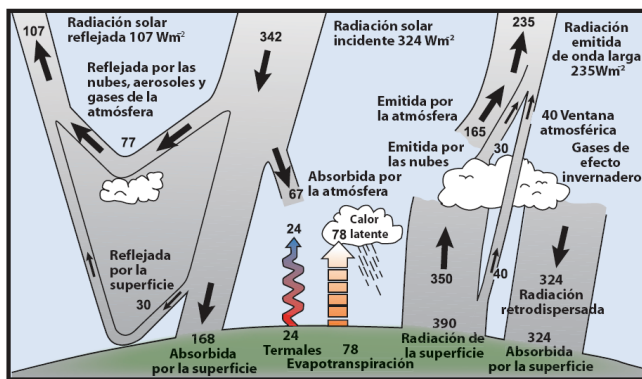


Figura 1. Balance radiativo mundial  
(Le Treut, et al., 2007)

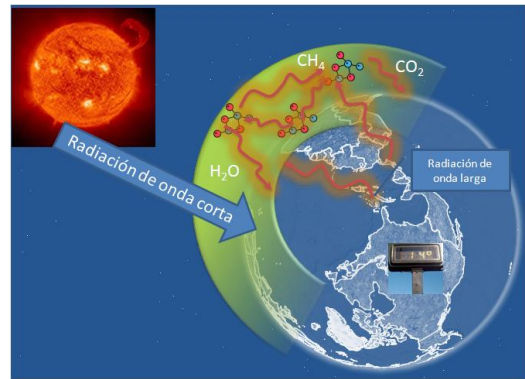


Figura 2. El efecto invernadero natural

#### MODELO DEL CLIMA PROMEDIO GLOBAL

Un modelo muy sencillo del clima promedio global, presentado por Vinnikov (Vinnikov, 1986), describe el intercambio térmico entre la tierra y el cosmos con la siguiente ecuación de balance térmico:

$$R = F^\downarrow(1 - \alpha) - F^\uparrow \quad (1)$$

Donde  $R$  representa el balance radiativo en la superficie externa de la atmósfera;  $\alpha$  - es el albedo de esta superficie;  $F^\downarrow$  - es la radiación solar entrante por la superficie externa de la atmósfera;  $F^\uparrow$  - Radiación de onda larga que abandona al sistema tierra-atmósfera. Para periodos largos de tiempo  $R \rightarrow 0$ , pero la inercia térmica del sistema ocasiona que  $R \sim C \frac{dT}{dt} \neq 0$ , donde  $T$  es la temperatura promedio de la superficie de la tierra,  $t$  - es el tiempo y  $C$  - la capacidad térmica del sistema tierra - atmósfera.  $C$  depende de la escala temporal de análisis. Si esta es pequeña, entonces la influencia del océano en esta característica es despreciable, pero a medida que se consideran periodos de ultra largo plazo la capacidad térmica del sistema tierra-atmósfera tiende a igualarse a la capacidad térmica de toda la masa oceánica. La radiación entrante  $F^\downarrow = \frac{Q_0}{4}$ ; se conoce que  $Q_0 = 1366 \text{ W/m}^2$  y constituye la llamada constante solar. A su vez el albedo depende de la transparencia atmosférica ( $P$ ) y de la temperatura promedio multianual de la superficie de la tierra  $T$ :  $\alpha[P(t), T]$ . La radiación saliente  $F^\uparrow$ , también depende de la temperatura media  $T$  y además del contenido de  $CO_2$  en la atmósfera:  $F^\uparrow[T, CO_2]$ . Al combinar estos componentes se obtiene:

$$C \frac{dT}{dt} = \left(\frac{Q_0}{4}\right) \{1 - \alpha[P(t), T]\} - F^\uparrow[T, CO_2] \quad (2)$$

La estructura concreta de los funcionales  $\alpha[P(t), T]$  y  $F^\uparrow[T, CO_2]$  se puede consultar en (Borzenkova, et al., 1987). Al constituir estos funcionales es posible, conociendo el estado inicial del clima global, establecer la evolución del clima en el tiempo  $T(t)$ , dados cambios en la turbiedad del aire y del contenido de  $CO_2$  en la atmósfera. La función  $P(t)$  - se puede evaluar de acuerdo con el grado de actividad volcánica en el planeta, también pueden ser tomados en cuenta los datos sobre anomalías de la radiación solar directa y de la densidad óptica de aerosoles en la estratosfera.

## POTENCIAL CLIMÁTICO

Para describir el régimen auto-oscilatorio del clima planetario se introduce la noción de potencial climático. Si:  $\alpha \cong \frac{1}{T}$ ,  $F^\downarrow = Q_0$  y  $F^\uparrow \cong \varepsilon_B \sigma T^4$ , entonces (2) se transforma en:

$$\frac{dT}{dt} = \frac{1}{c} [Q_0(1 - \alpha(T)) - \varepsilon_B \sigma T^4] \quad (3)$$

Donde  $\varepsilon_B$  representa la emisividad de la tierra, un coeficiente que mide las diferencia entre la esfera terrestre y un cuerpo negro y  $\sigma$  es la constante de Boltzman. Al resolver (3) y analizar la componente de radiación absorbida y emitida por y desde la tierra se observa que existen 3 puntos de intercepción en las temperaturas 7, 9 y 14 °C. La temperatura de 7 grados corresponde a los periodos de glaciación y la de 14 a los intervalos interglaciares (Figuras 3 y 4). De estos tres puntos solo dos son puntos de equilibrio estable, para definirlos se construye el potencial climático  $U(t)$ .

$$U(t) = \frac{1}{c} \int_T [Q_0(1 - \alpha(T)) - \varepsilon_B \sigma T^4] dT \quad (4)$$

Cuyo diagrama de fase es:

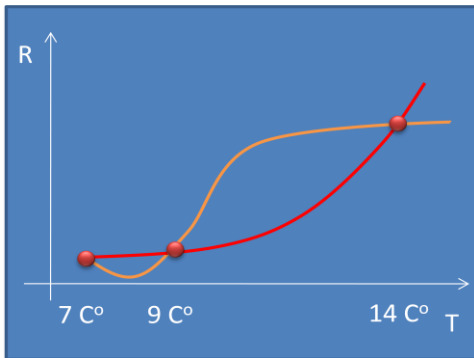


Figura 3. Balance radiativo dinámico

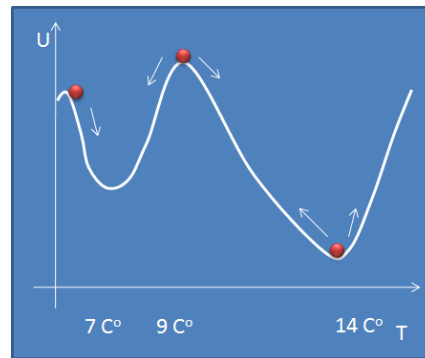


Figura 4. Potencial climático

## CAUSAS DEL CAMBIO CLIMÁTICO

Directa o indirectamente, en el modelo (2) se reflejan todas las formas de alteración del balance radiativo terrestre. Cada componente puede expresarse con mayor o menor detalle de acuerdo al objetivo de modelación que se persiga en cada caso específico. En resumen las fuentes de perturbación del balance radiativo son las siguientes: 1) Factores astronómicos; 2) Factores geofísicos externos; 3) Fuentes internas de calor en la tierra y 4) Factores geofísicos internos. Entre los factores astronómicos se cuentan: La luminosidad del sol; Ubicación y movimiento de la tierra en el sistema solar; Inclinación del eje de rotación terrestre. Todos estos factores influyen sobre la insolación terrestre o en la constante solar ( $F_{\downarrow}$ ). Entre los factores geofísicos externos se cuentan: el tamaño y la masa de la tierra; la velocidad de rotación y los campos gravitacionales y magnéticos.

Como fuentes de calor interno se caracterizan los flujos geotermales y los volcanes. A su vez, los factores geofísicos internos están conformados por las características propias del sistema climático: su masa, las propiedades de la cobertura vegetal, la distribución geográfica de los continentes y el océano, la masa y composición del océano y la estructura de la capa activa de la superficie terrestre. La perturbación de los factores geofísicos internos puede ser originada por fenómenos naturales y/o antrópicos.

#### EFFECTOS HIDROLÓGICOS DEL CAMBIO CLIMÁTICO EN COLOMBIA

Las cuencas hidrológicas conforman sistemas complejos en los que los factores físico-geográficos definen la variabilidad del régimen hidrológico de las corrientes superficiales. Estos factores pueden ser clasificados en dos grupos: (1) los meteorológicos y (2) los relacionados a la cobertura de la superficie terrestre. Los principales factores meteorológicos están constituidos por las precipitaciones, la evaporación, la temperatura del aire y del suelo. Los factores relacionados a la cobertura del terreno están conformados por el relieve, el suelo, la cobertura vegetal, las características morfométricas de la cuenca y de los cauces y por la estructura hidrogeológica de las cuencas subterráneas. Se considera, que el comportamiento de la oferta hídrica promedio anual multianual de una región está definida por las condiciones climáticas de las cuencas hidrológicas, mientras que la oferta anual, semestral y mensual es influida, además, por los factores de la cobertura de la superficie de las cuencas, estos definen los tiempos de concentración de las aguas subterráneas y las características de almacenamiento y regulación superficial. Cuan menor es el intervalo de ponderación temporal de la oferta hídrica superficial cuan mayor será la influencia de las características de la superficie del terreno. En particular en la caracterización de los fenómenos extremos (crecientes y sequías) las características de la superficie del terreno ejercen una influencia directa. Esto quiere decir que las consecuencias hidrológicas del cambio climático no sólo dependen de los cambios en los patrones de precipitación, sino también de los cambios en la cobertura y características de la superficie de las distintas cuencas.

De gran interés resulta entender qué efectos tendrá el cambio climático sobre fenómenos hidrológicos extremos como las inundaciones y las sequías. Para comprender esta complejidad, en hidrología se construyen curvas de densidad probabilística para caracterizar con qué frecuencia se presentan valores extremos de caudales en una cuenca

dada. Estos caudales extremos (máximos o mínimos) representan las condiciones críticas a las que se pueden ver sometidos los diferentes sectores productivos de Colombia. Con curvas de densidad probabilística también se define la oferta hídrica más frecuente (modal) de los ríos colombianos (E. A. Domínguez, Rivera, Vanegas, & Moreno, 2008; Ivanova & Corredor, 2007). En el país existen dos patrones de comportamiento de la oferta hídrica. El primero de ellos se caracteriza por tener ofertas hídricas frecuentemente bajas y presentar extremos de caudales máximos como fenómeno crítico. El segundo, por el contrario, presenta ofertas hídricas modales (frecuentes) altas y sus extremos críticos corresponden a valores mínimos. El primer patrón hidrológico es característico de la cuenca alta y media del río Magdalena, las cuencas de los ríos Sinú y Cesar, así como de las corrientes que descienden de la sierra Nevada de Santa Marta y en general de los ríos de la región Caribe. También es representativo del sector norte de los Llanos Orientales (ríos Arauca, Casanare, Meta y Tomo). El segundo patrón hidrológico, a su vez, caracteriza a las cuencas hidrológicas de los ríos Putumayo, Vaupés, Inírida, Caquetá, Guaviare y a la región sur del Pacífico, la parte baja del río Patía y la cuenca del río San Juan. A la luz de lo expuesto, para entender las consecuencias hidrológicas del cambio climático es necesario entender, además de los cambios en las tendencias de las precipitaciones (aumentos o disminuciones), comprender las alteraciones en el régimen de caudales extremos, información utilizada en el diseño de toda la infraestructura existente en Colombia para la gestión del agua. Para este fin, en Colombia, han sido aplicados modelos hidrológicos probabilísticos que explican la evolución de las curvas de densidad probabilísticas que describen el régimen hidrológico de las distintas regiones del país (Efraín Domínguez, 2004; E. Domínguez, 2004; Efraín Domínguez, 2005, 2007; E. Domínguez, Angarita, Ardila, & Caicedo, 2009). Algunos de los resultados de estas modelaciones, se presentan en la Primera Comunicación Nacional de Colombia ante la Convención Marco de las Naciones Unidas (PCN), revelan que los efectos del cambio climático impactaran el régimen de caudales extremos de los ríos Colombianos de diferente forma según el régimen hidrológico existente en la actualidad. Sin discutir la incertidumbre de los escenarios meteorológicos locales es claro que el cambio climático beneficiará algunas regiones con aumentos en las precipitaciones y castigará a otras con disminuciones de las mismas. Los aumentos de las precipitaciones que alimentan los caudales de las cuencas hidrológicas

colombianas ocasionaran un consecuente aumento de la oferta hídrica, disminución de su variabilidad (aumento de su regularidad) y acentuación en la asimetría de los caudales que forman esta oferta hídrica. Por su parte las disminuciones de las precipitaciones traerán consigo descensos en la oferta hídrica y aumento en la variabilidad de la oferta, haciéndola más irregular en el tiempo. Las consecuencias de estos dos escenarios son diferentes en dependencia del régimen hidrológico actual. Para el primer escenario (aumento de la oferta hídrica) para las zonas cuyo régimen hidrológico presente sea de asimetría positiva serán posibles incrementos significativos en la frecuencia de los caudales máximos y una atenuación de la severidad de los caudales mínimos, para los cuales su frecuencia de aparición se verá ligeramente incrementada. En las regiones con régimen hidrológico de asimetría negativa se tendrán afectaciones contrarias, pero no totalmente inversas, a las anteriores. De este modo los caudales bajos serán favorecidos con incrementos de su magnitud, pero a la vez, con un aumento relevante de su frecuencia. Finalmente los caudales máximos también aumentarán sus valores pero con un decrecimiento de su frecuencia. Para el segundo escenario (disminución de la oferta hídrica) el cambio más importante se relaciona con el aumento en la irregularidad temporal de los caudales, ocasionando una oferta hídrica mucho más variable que la actual. Adicionalmente este escenario también está asociado al aumento de la severidad de los fenómenos extremos (inundaciones y sequías). En ambos escenarios el impacto para la infraestructura existente (bocatomas, puentes, represas, etc.) es significativo dado que en el primer caso esta tendrá que enfrentar caudales máximos mayores a aquellos para los que fue diseñada, mientras que en el segundo escenario deberá operar con caudales mínimos menores a los que se registran en el clima actual.

La evidencia actual del impacto del cambio climático sobre la hidrología de las diferentes regiones del mundo no es aún contundente. Esto se debe a que los registros hidrológicos aún no tienen la longitud suficiente para determinar con solidez la tendencia del régimen de caudales. Además las cuencas hidrológicas actúan como filtros que disminuyen la alta variabilidad del clima. En los casos en que existen registros suficientes las tendencias encontradas en algunos casos son de aumentos en otros de disminución y no siempre coinciden con las tendencias detectadas en las series de precipitación. No obstante, los resultados de los modelos probabilísticos utilizados en la PCN presentan escenarios, que sin



pretender ser la verdad absoluta, permiten traer al presente situaciones del futuro que se irán confirmando a medida que aumente la longitud de los registros hidrométricos en las redes de monitoreo. El impacto hidrológico del cambio climático en los sectores socio-económicos depende no solo de las variaciones del régimen hidrológico, sino también de los cambios en la presión antropogénica sobre el recurso hídrico y de los niveles de vulnerabilidad de cada sector. Las cuencas hidrológicas sin mecanismos de gestión y con infraestructura hidrotécnica poco desarrollada serán más afectadas. Finalmente, factores no relacionados con el cambio climático pueden tener mayor impacto en los recursos hídricos que las mismas consecuencias del cambio climático. En Colombia, el crecimiento poblacional ya es una amenaza para el recurso hídrico actual. El constante aumento de la población colombiana ha hecho disminuir la disponibilidad per cápita anual de agua en Colombia desde 60000 m<sup>3</sup> por persona al año en 1985 hasta 40000 m<sup>3</sup> por persona al año para el 2005. De continuar esta tendencia, Colombia, en 50 años, tendría una disponibilidad de agua de 1000 m<sup>3</sup> por persona al año, lo que es considerado internacionalmente como una crisis de escasez de agua de facto. Al analizar la distribución poblacional en el territorio colombiano se encuentra que las mayores demandas de agua se localizan en regiones en las que la oferta hídrica no es muy generosa. Asociados a estas densidades poblacionales se encuentran los sectores productivos. Esto sugiere que la relación demanda – oferta de agua es un factor de vital importancia al estudiar el estado del recurso hídrico y al realizar su proyección ante los escenarios de cambio climático. Según las proyecciones poblacionales del DANE la población colombiana seguirá creciendo, redundando en un aumento de la demanda de agua en el país. Cada colombiano además de requerir agua para su sustento, requiere de agua para sostener la agricultura y la industria que le proveerán con los alimentos, productos y servicios que demanda durante toda su vida. Mayores demandas de agua generan mayores vertimientos residuales, los cuales atentan contra la calidad de los cuerpos de agua en los que son vertidos.

## REFERENCIAS

Borzenkova, I., I., Budyko, M., I., Biutner, E., K., Belichko, A., A., Vinnikov, K., Y., Golitzin, G., S., et al. (1987). *Antropogennie izmenenia klimata*. Leningrad: Guidrometeoizdat.

Domínguez E., Efectos Hidrológicos del Cambio Climático en Colombia // Diversidad y Cambio Climático, Editora Amanda Varela Ramírez, IDEAM-INAP Alta Montaña-PUJ, Bogotá, pp. 31-40

Domínguez, E. (2004). Aplicación de la ecuación de Fokker–Planck–Kolmogorov para el pronóstico de afluencias a embalses hidroeléctricos (caso práctico de la represa de Betania). *Meteorología Colombiana*, 8, 17-26.

Domínguez, E. (2004). *Stochastic forecasting of streamflow to Colombian hydropower reservoirs*. Unpublished PhD. Dissertation, Russian State Hydrometeorological University, San Petersburg.

Domínguez, E. (2005). Pronóstico probabilístico de afluencias para la evaluación de riesgos en embalses hidroeléctricos. *Avances en Recursos Hidráulicos*, 12, 25.

Domínguez, E. (2007). Hydrological scenarios modelling for climate change conditions using the Fokker-Planck-Kolmogorov equation. In D. Schertzer, P. Hubert, S. Koide & K. Takeuchi (Eds.), *Proceedings of the PUB Kick-off meeting held in Brasilia, 20–22 November 2002* (Vol. 309). Brasilia: IAHS Press.

Domínguez, E., Angarita, H., Ardila, F., & Caicedo, F. (2009). *Hydrological Risk Modeling using Adaptive Operators: Overview and applications*. Paper presented at the 8th International Conference in Hydroinformatics.

Domínguez, E. A., Rivera, H., Vanegas, R., & Moreno, P. (2008). Relaciones demanda-oferta de agua y el índice de escasez de agua como herramientas de evaluación del recurso hídrico colombiano. *Rev. Acad. Colomb. Cienc.*, 32(123), 195-212.

Ivanova, Y., & Corredor, J. (2007). Evaluación de la sensibilidad de los caudales máximos de diseño ante la influencia del cambio climático. [Artículo de Investigación]. *Avances en recursos hidráulicos*, 13(1), 89-98.

Le Treut, H., Somerville, R., Cubash, U., Ding, Y., Mauritzen, C., Mokssit, A., et al. (2007). Historical Overview of Climate Change. In S. Solomon, D. Qin, M. Manning, Z. Chen, M. Marquis, B. Averyt, M. Tignor & H. L. Millerr (Eds.), *Climate Change 2007: The Physical Science Basis. Contribution of Working Group I to the Fourth Assessment Report of the Intergovernmental Panel on Climate Change* (Vol. 1, pp. 93-127). Cambridge: Cambridge University Press.

Vinnikov, K., Y., (1986). *Chuvsvitielnost Klimata*. Leningrad: Guidrometeoizdat.