



# CONSTRUCCIÓN Y ANÁLISIS DE CURVAS INTENSIDAD-FRECUENCIA-DURACIÓN (IDF), BAJO ESCENARIOS DE CAMBIO CLIMÁTICO EN COLOMBIA

Lina A. Acevedo Aristizábal y Germán Poveda Jaramillo<sup>1</sup>

Puerto Nariño inundado, Augusto Mazorra

## Resumen

Este trabajo cuantifica los posibles efectos del cambio climático sobre las tormentas más intensas en Colombia, durante el siglo XXI y su relación con las del siglo XX. Se usan los resultados de los Modelos de Circulación General (MCG), denominados CCSM3 de Estados Unidos, y ECHAM5 de Alemania, para estimar las “curvas de Intensidad-Frecuencia-Duración” (IDF) de tormentas de 24 horas de duración, de las simulaciones de cambio climático 20C3M (período 1981-2000), SRES A2 (períodos 2046-2065 y 2081-2100) y SRES B1 (períodos 2046-2065 y 2081-2100).

Para el cálculo de las curvas IDF se emplea la función de distribución Generalizada de Valor Extremo (GEV), mediante la metodología de los L-momentos para la estimación de los parámetros, tanto para la simulación de control como para los escenarios de cambio climático.

Para la evaluación de los cambios futuros en las curvas IDF se emplean dos criterios: (i) la distancia de Mahalanobis, y (ii) la comparación entre los histograma de frecuencias actuales y futuros. Los resultados indican

que para los escenarios de cambio global analizados, habría grandes cambios en las tormentas más intensas, en particular para el escenario SRES B1.

Los histogramas de precipitación de los modelos CCSM3 y ECHAM5 muestran que, en relación con los estadísticos para el siglo XX, para el XXI se prevén aumentos significativos en la frecuencia e intensidad de las precipitaciones más fuertes (mayores de 20mm/día). Estos resultados contribuyen al establecimiento de planes de adaptación a las consecuencias del cambio climático en Colombia.

## Palabras clave

Cambio climático, Modelos de Circulación General, índice de precipitación.

## Abstract

This work aims at quantifying the possible effects of climate change on intense storms in the five major eco-climatic regions of Colombia, during the 21<sup>st</sup> century, in comparison with the 20<sup>th</sup>.

<sup>1</sup> Escuela de Geociencias y Medio Ambiente, Universidad Nacional de Colombia, Sede Medellín.

Results from two Global Circulation Models (GCM), CCSM3 and ECHAM5, are used to estimating the Intensity-Duration-Frequency curves (IDF) of 24-hour storms, by making use of different scenarios of climate change, so-called 20C3M (1981-2000), SRES A2 and SRES B1 (2046-2065, and 2081-2100). Estimation of the IDF curves is performed through the Generalized Extreme Value probability distribution function, along with the L-moments methodology to estimate the statistical parameters.

Results are evaluated using two criteria: (i) Mahalanobis distance, and (ii) comparison between current and future frequency histograms. Overall, results indicate that, for the climate change scenarios under study, large increases are expected in the frequency and intensity of most intense storms (larger than 20 mm/day) in Colombia, in particular for the SRES B1 scenario.

Our results contribute towards the establishment of plans, programs, and strategies to cope with problems brought about by climate change in Colombia.

## Key words

Climate Change, General Circulation Model, Precipitation Index.

## Introducción

El diseño hidrológico se basa en la consideración probabilística de eventos extremos, seleccionados de acuerdo a un balance entre la seguridad contra las fallas eventuales y la economía de costos de las obras. En principio, la estimación del riesgo se apoya en la extrapolación hacia el futuro de las probabilidades de falla, deducidas de las condiciones históricas.

Si el cambio climático trae como consecuencia el incremento o decremento de estas probabilidades, incluso las obras bien diseñadas experimentan un riesgo de falla (Mesa, 2006). La hipótesis de estacionariedad en los procesos hidrológicos colapsa ante el cambio climático. La variabilidad del sistema terrestre tiene consecuencias económicas y sociales importantes que es necesario conocer, predecir y comunicar efectivamente a la población y los sectores involucrados, para

el diseño de las correspondientes medidas de beneficio, o de prevención y mitigación, según el caso.

Un efecto directo de estos cambios se manifiesta en la variabilidad del ciclo hidrológico, con efectos sobre la disponibilidad de agua y los eventos extremos. Si bien los eventos extremos de precipitación son inherentemente intermitentes, los riesgos que representan se pueden reducir.

Según Sun *et al.*, (2006), las lluvias intensas han sido analizadas desde hace mucho tiempo y los estudios han tenido diversos objetivos, sin embargo, en la mayoría de ellos el principal es la determinación de los caudales máximos para el diseño de diferentes estructuras hidráulicas.

La distribución de precipitación en el mundo ha sido objeto de numerosos estudios (Legates y Willmott, 1990; Xie y Arkin, 1997; Huffman *et al.*, 1997; Adler *et al.*, 2003), pero otras características de interés para la investigación del clima, tales como la frecuencia, la intensidad, y la contribución de las lluvias torrenciales, son cada vez más estudiadas en el marco de referencia del cambio climático.

Trenberth *et al.*, (2003) sostienen que en un clima más cálido, en el que se espera que la cantidad de humedad atmosférica aumente más rápido que la precipitación total, los incrementos en la intensidad de la precipitación deben ser compensados por la disminución en la frecuencia de ésta. Sin embargo, estas características han sido objeto de análisis limitado mediante observaciones y modelos.

Mediante registros meteorológicos mundiales, Dai (2001) documentó por primera vez la distribución espacial y las variaciones estacionales en la frecuencia de los distintos tipos de precipitación a escala mundial. Higgins, Janowiak y Yao (1996) examinaron la frecuencia de la precipitación en los Estados Unidos, basados en datos de pluviómetros horarios. Petty (1995) elaboró mapas de frecuencia de precipitación estacional para distintas intensidades en los océanos.

Desde un punto de vista del cambio climático, Karl y Knight (1998) sugirieron que, en Estados Unidos, el número de días con precipitaciones se ha incre-

mentado desde 1910 para todas las categorías de las cantidades de precipitación, y también sugirieron un aumento en la intensidad de los eventos de precipitación extrema (grandes cantidades de lluvia).

Groisman *et ál.*, (2005) señalaron que los cambios sistemáticos (aumentos, en su mayoría) en las grandes precipitaciones a escala diaria se han producido durante los últimos 100 años en diversas regiones del mundo. Las proyecciones de los modelos climáticos han sugerido que habrá una mayor intensidad de precipitaciones, aunque con variaciones regionales.

La estimación de las modificaciones futuras de los índices de precipitación, debido a las variaciones en las concentraciones de gases de efecto invernadero, deberá basarse en los modelos climáticos. En estudios anteriores, las simulaciones de los MCG se han utilizado para evaluar los cambios en las precipitaciones extremas, bajo condiciones de mayor efecto invernadero como el de Zwiers y Zhang (2003). En estudios más recientes, se han utilizado modelos climáticos regionales (MCR), por ejemplo, Jones y Reid (2001) o Semmler, H. y Podzun (2004).

Frei y Schar (2001) mostraron una tendencia general de aumento entre los períodos 1961-1990 y 2071-2100, para el período de retorno de cinco años y con una duración de un día sobre el Norte y el Este de Europa, y una disminución en el Sur de Europa.

A través de la simulación del modelo MM5 para generar la precipitación diaria con una resolución 27 Km en la horizontal, durante el período 1971-2100, el trabajo de Boo, Kwon y Baek (2006) puso de manifiesto que Corea experimentaría un importante aumento en los eventos fuertes de precipitación. Este cambio en el patrón de las precipitaciones extremas en Corea es coherente con resultados anteriores determinados para Japón y China (Easterling *et ál.*, 2000).

Grum *et ál.*, (2006) utilizaron los resultados de simulación del modelo climático regional HIRHAM para evaluar posibles cambios en la amplitud y la frecuencia máxima de eventos de una hora. Según sus resultados, el período de retorno para una intensidad máxima en una hora en el clima actual (1979-1996) se reducirá a la mitad en el futuro (2071-2100).

Mailhot *et ál.*, (2007) evaluaron la modificación de los eventos de precipitación extrema en el futuro, mediante el modelo climático regional canadiense (CRCM) con simulaciones de control (1961-1990) y futura (2041-2070) en una región del Canadá, al sur de Quebec.

Al comparar los registros de precipitación disponibles con los datos del CRCM, encontraron que son coherentes con los datos observados teniendo en cuenta la diferencia entre las escalas espaciales comparadas. Las estimaciones regionales señalan que, al comparar el período de control con el clima futuro, los períodos de retorno para los eventos de 2 y 6 horas se reducen alrededor de la mitad en el futuro, mientras que se disminuye en un tercio para eventos de 12 días y 24 horas.

El análisis de correlación espacial entre la serie simulada de control y la futura sugieren que, para una determinada duración, las correlaciones espaciales disminuirán en el clima futuro los eventos de precipitación extrema. Lo anterior puede ser el resultado de más sistemas meteorológicos convectivos mejor localizados.

Este trabajo comienza con la descripción de los datos y del análisis estadístico, después se muestran los resultados y, por último, éstos se examinan en las conclusiones. es mejorar el conocimiento acerca de los cambios que pronostican los MCG, en este caso el modelos CCSM3 y el ECHAM5, en cuanto a la ocurrencia y la variabilidad espacial y temporal de los eventos extremos de precipitación en el clima futuro de Colombia, mediante una metodología que permite la comparación entre curvas de Intensidad-Frecuencia-Duración (IDF) de 24 horas realizadas para las simulaciones de cambio climático 20C3M (período 1981-2000), SRES A2 (períodos 2046-2065 y 2081-2100) y SRES B1 (períodos 2046-2065 y 2081-2100) con los datos de los MCG (CCSM3 y ECHAM5) y simulaciones climáticas empleadas.

Los resultados de los modelos climáticos utilizados en este estudio se incluyen en el Reporte IV del IPCC de 2007 (AR4), y se obtuvieron en el Program for Climate Model Diagnosis and Intercomparison (PCMDI), <http://www-pcmdi.llnl.gov/>

Esta colección de resultados de los últimos MCG es producida oficialmente por el *World Climate Research Programme (WCRP) Coupled Model Intercomparison Project Phase 3 (CMIP3) multi-model dataset* para el Grupo de Trabajo 1 del IPCC, y contiene los resultados de una nueva generación de modelos acoplados con un enfoque físico de la característica del sistema climático (atmósfera, tierra, océano y el hielo marino) (Meehl *et al.*, 2007).

Acevedo (2009) seleccionó en su trabajo 4 modelos de los disponibles en la base de datos CMIP3, los cuales contaban con la más alta resolución espacial atmosférica: el ECHAM5/MPI-OM (Max Planck Institute for Meteorology) de Alemania, CCSM3 (National Center for Atmospheric Research) de Estados Unidos, UKMO-HadGEM1 (Hadley Center) de Reino Unido y MIROC3.2 hires (Center for Climate System Research, National Institute for Environmental Studies, and Frontier Research Center for Global Change) de Japón.

Con el propósito de evaluar la capacidad de pronóstico futuro de dichos modelos, Acevedo (2009) realizó una investigación detallada de los resultados de los modelos para las últimas dos décadas del siglo XX, y validó con las observaciones históricas de las precipitaciones mensuales y trimestrales de un gran conjunto de registros de lluvias mensuales de 2.271 estaciones de medición en Colombia.

Para dicha validación se usaron varias métricas de análisis, entre las que se incluyen el de correlación y estimación de la información mutua. Los resultados indican que el modelo ECHAM5 exhibe las mejores correlaciones y los mejores estimativos de la información mutua, en segundo lugar aparece el modelo CCSM3, en tercer lugar el modelo HADGEM1, mientras que el modelo MIROC 3.2 HIRES del Japón es el que exhibe el desempeño más pobre durante el siglo XX en Colombia.

Estos modelos simulan de manera aceptable la distribución espacial de las precipitaciones extremas, en comparación con las observaciones, según su escala (series históricas de precipitación puntuales) comparada con la grilla de MCG, más aún en las regiones tropicales. De acuerdo con los resultados de Acevedo (2009), se emplearán los MCG: CCSM3 Y ECHAM5.

En cuanto a los escenarios de cambio climático empleados, se seleccionan 3 de los presentados en el IV Reporte de Evaluación (AR4) del Panel Intergubernamental para Cambio Climático (IPCC-WGI 2007), 1 escenario que simula las condiciones climáticas del siglo XX 20C3M (período 1981-2000) y 2 escenarios futuros de cambio climático SRES: el A2 (períodos 2046-2065 y 2081-2100), escenario pesimista, y el B1 (períodos 2046-2065 y 2081-2100), optimista.

La zona de estudio definida entre 5°S - 15°N en latitud y 80°W - 65°W en longitud, principalmente en el interior del territorio colombiano.

### **Validación de MCG para la simulación 20C3M con información histórica de precipitación en Colombia**

El uso de un modelo del clima incluye evaluar en qué medida se aproxima a las condiciones históricas observadas. Comparar climas pasados con las simulaciones del modelo requiere de datos de buena calidad. En el caso de cambio climático, la evaluación de las proyecciones es muy difícil pues habrá que esperar muchos años para analizar en qué medida se cumplen los escenarios construidos bajo diversas suposiciones.

Es posible evaluar las condiciones iniciales (simulación 20C3M) que emplean los modelos para realizar las proyecciones hacia el futuro. Por ello no resulta fácil establecer cuál es el mejor y el peor modelo para estudios de cambio climático. Sólo mediante un entendimiento del significado de proyectar el clima al futuro se puede establecer cómo trabajar los modelos numéricos del clima (Centro de Ciencias de la Atmósfera, UNAM 2008).

Para este artículo se recurre a la validación de Acevedo (2009), quien presenta un ejercicio detallado de validación de los resultados de los MCG: CCSM3, ECHAM5, MIROC 3.2 HIRES y HADGEM1, bajo el escenario 20C3M. Se cuantifica la capacidad de desempeño de los modelos estimando con medidas lineales (correlaciones) y no lineales (información mutua) entre los resultados del modelo y las observaciones en un gran conjunto de estaciones de registro de precipitación a escala mensual sobre Colombia.

En la evaluación de las condiciones iniciales se emplea la simulación 20C3M para el período comprendido entre 1981 y 2000, ya que éste cuenta con el menor número de datos faltantes. La validación se realiza mediante un análisis de correlación (asociación lineal) y un análisis por información mutua (asociación lineal y no lineal).

Los resultados indican que los modelos de circulación general que mejor validaron o inicializaron la climatología de Colombia fueron los denominados CCSM3 y ECHAM5. A escala regional, todos los modelos mostraron un mejor comportamiento en la región Caribe y en el norte de la región Andina, tanto para la información mutua como para el coeficiente de correlación. En el sur de la región Andina, por el contrario, las correlaciones encontradas por los cuatro modelos fueron negativas en su mayoría y la información mutua muy débil.

### Análisis estadístico

Las curvas de Intensidad-Duración-Frecuencia (IDF) se construyen por medio de puntos representativos de la intensidad media de precipitación para diferentes duraciones, correspondientes a una misma frecuencia o período de retorno (Témez, 1978).

Mediante las curvas IDF, es posible estimar la intensidad de tormentas intensas de distintas duraciones y para diferentes períodos de retorno. La metodología tradicional para el cálculo de las curvas IDF consiste en llevar a cabo un análisis de frecuencia de las series de valores máximos de precipitación obtenidas para cada duración.

Para el análisis de frecuencia se requiere seleccionar, tanto una función de distribución, como una metodología para la estimación de los parámetros estadísticos de la PDF seleccionada. Aunque frecuentemente se ha empleado la distribución de Gumbel para la evaluación de las precipitaciones, ésta puede subestimar los cuantiles para grandes períodos de retorno (Wilches, 2001).

Una alternativa bastante utilizada es la de emplear la distribución generalizada de valor extremo (GEV), que permite una mejor descripción de la parte superior de la cola de la distribución, debido a un parámetro adicional, denotado por  $k$ . En adelante usaremos esta función de distribución para la estimación de la frecuencia de los eventos extremos ante los escenarios de cambio climático.

La función de distribución acumulada GEV se expresa como:

$$F(x) = \exp \left\{ - \left[ j \frac{k(x-\mu)}{a} \right]^{1/k} \right\}, k \neq 0 \quad (4-4)$$

donde  $\mu$ ,  $\alpha$  y  $k$  son los parámetros de la distribución.

Al expresar  $F(x)$  en forma inversa, el cuantil adimensional se determina como:

$$x_T = \mu \frac{\alpha}{k} \left\{ 1 - (\ln(F))^k \right\} \quad (4-5)$$

Inherente a la selección de una PDF adecuada se hace necesaria la estimación de los parámetros de la distribución. El método de los L-momentos constituyen una alternativa al tradicional (momentos convencionales) para describir la formas de las funciones de distribución (Hosking, 1990) y surgen de combinaciones lineales de los momentos ponderados probabilísticamente (MPP), introducidos por Greenwood y otros (1979).

Los momentos ponderados probabilísticamente de la variable aleatoria  $x$ , con una función de distribución  $F(x)$ , son utilizados para estimar los parámetros de las distribuciones que pueden ser expresadas en forma inversa  $x = x(F)$ , explícitamente. Los MPP se definen por la siguiente expresión:

$$M_{ijk} = E \left[ x^i F^j (1-F)^k \right] \quad (4-6)$$

donde:  $i, j, k$  son números reales y  $F$  es la función de distribución acumulada.

Si  $j = k = 0$  e  $i$  es un entero no negativo, entonces  $M_{i00}$  es el momento convencional de orden  $i$ .

Para  $i = 1, k = 0$  y  $j = 0, 1, 2, \dots$ , los cuatro primeros L-momentos  $\lambda_i$  se puede expresar en términos de los MPP según las siguientes expresiones:

$$\begin{aligned} \lambda_1 &= M_{100} \\ \lambda_2 &= 2M_{100} - M_{100} \\ \lambda_3 &= 6M_{120} - 6M_{110} + M_{110} \\ \lambda_4 &= 20M_{130} - 30M_{120} + 12M_{110} - M_{100} \end{aligned} \quad (4-6)$$

Estos cuatro L-momentos guardan relación con los cuatro primeros momentos convencionales de la variable aleatoria  $x$ . Es muy conveniente definir los L-momentos de forma adimensional, porque permite la comparación entre estaciones del mismo modelo que se hace con los momentos convencionales. Los L-momentos tienen las mismas dimensiones que la variable aleatoria  $x$ .

Se puede definir un L-coeficiente de variación como:

$$LC_v = \tau = \frac{\lambda_z}{\lambda_1} \quad (4-7)$$

mientras que los L-coeficientes de asimetría y curtosis serían:

$$LC_s = \tau_3 = \frac{\lambda_8}{\lambda_2} \quad (4-8)$$

$$LC_k = \tau_4 = \frac{\lambda_4}{\lambda} \quad (4-9)$$

Estos coeficientes guardan semejanza conceptual con sus homólogos (los momentos convencionales).

### Ajuste de los datos a las funciones de distribución

Según Cao (1974), la relación entre las precipitaciones máximas en 24 horas y las precipitaciones máximas diarias, puede considerarse lineal, independiente de la probabilidad de ocurrencia y constante para una región específica. Wilches (2001) encontró una relación lineal que varía entre 1,01 y 1,11 entre las precipitaciones máximas diarias y las precipitaciones máximas en 24 horas para 61 estaciones de precipitación en Antioquia. En este trabajo se utilizará el valor máximo diario como el valor máximo para 24 horas de duración.

Se ajustaron los estimados de intensidades máximas de 24 horas obtenidos de las simulaciones 20C3M entre 1980-2000, SRESA1 y SRESB1 para los períodos 2046-2065 y 2081-2100, mediante la función de distribución GEV. Este proceso se realizó estimando los parámetros de acuerdo con el método de los L-momentos.

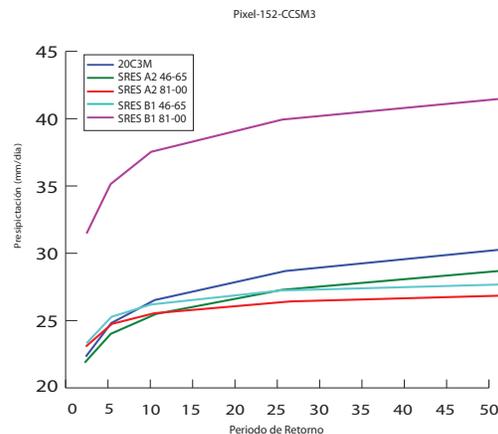
A todas las series se les aplicó dos pruebas de bondad de ajuste: Smirnov-Kolmogorov y la prueba Chi-cua-

drada. En el trabajo de Acevedo (2009) se presentan las curvas IDF para tormentas intensas de 24 horas de duración (IDF24) por pixel, obtenidas para los dos MCG seleccionados en el capítulo 3 (CCSM3 y ECHAM5). En las siguientes rutas: [http://www.bdigital.unal.edu.co/2178/5/32205876.2009\\_5.pdf](http://www.bdigital.unal.edu.co/2178/5/32205876.2009_5.pdf) y [http://www.bdigital.unal.edu.co/2178/6/32205876.2009\\_6.pdf](http://www.bdigital.unal.edu.co/2178/6/32205876.2009_6.pdf) se encuentra las curvas IDF<sub>24</sub> para cada MCG.

La figura 1 muestra un ejemplo de las curvas IDF24 para un pixel del modelo CCSM3 ubicado en la región Amazonas, en ella se observa que las precipitaciones para todos los períodos de retorno (Tr) son mucho mayores para el escenario de cambio climático SRES B1 en el período 2081-00. Además, a medida que aumenta Tr, la precipitación también aumenta y las curvas IDF24 se separan. También se observa que la curva IDF24 de la simulación 20C3M se encuentra sobre las demás curvas, excepto para la de la simulación SRESB1 2081-2100.

### Distancia de Mahalanobis

La distancia de Mahalanobis (1936) es una medida de distancia estadística que permite determinar la similitud entre dos variables aleatorias multidimensionales. Se diferencia de la distancia euclídea en que tiene en cuenta la correlación entre las variables aleatorias.



**FIGURA 1.** EJEMPLO DE CURVAS IDF PARA TORMENTAS INTENSAS DE 24 HORAS DE DURACIÓN EN EL PIXEL 152 DEL MODELO CCSM3, QUE PERTENECE A LA REGIÓN AMAZONAS.

La distancia de Mahalanobis tiene en cuenta la covarianza entre las variables en el cálculo de distancias. Con esta medida, los problemas de escala y la correlación inherente a la distancia euclídea ya no son un problema. Para entender cómo funciona esto, considere la posibilidad de que, cuando se utiliza la distancia euclídea, el conjunto de los puntos equidistantes de un lugar determinado es una esfera.

La distancia de Mahalanobis se extiende en este ámbito para corregir las respectivas escalas de las diferentes variables, y tiene en cuenta la correlación entre las variables. Formalmente, la distancia de Mahalanobis entre dos variables aleatorias con la misma distribución de probabilidad  $\bar{x}$  y  $\bar{y}$  con matriz de covarianza  $\Sigma$  se define como:

$$d_m \sqrt{(\bar{x}, \bar{y})^T \Sigma^{-1} (\bar{x}, \bar{y})} \quad (4-17)$$

La distancia de Mahalanobis cumple las siguientes propiedades, necesarias para ser una distancia:

**Semipositividad:**

$$d(a, b) \geq 0 \forall a, b \in X \quad \text{y además} \\ d(a, b) = 0 \quad \text{si } a = b \quad (4-18)$$

Es decir, la distancia entre dos puntos de las mismas coordenadas es cero, y si tienen coordenadas distintas la distancia es positiva, nunca negativa.

**Simetricidad:**

$$d(a, b) = d(b, a) \forall a, b \in X \quad (4-19)$$

Intuitivamente, la distancia entre a y b es la misma que entre b y a.

**Desigualdad triangular:**

$$d(a, b) \leq d(a, c) + d(c, d) \forall a, b, c \in X \quad (4-20)$$

Con el fin de emplear la distancia de Mahalanobis como herramienta para cuantificar el cambio entre las curvas IDF del siglo XX y XXI y los diferentes escenarios, se procede de la siguiente manera:

Dado el vector de datos observación (promedio por área de los índices de extremos  $P_{20}$ ,  $P_m$ , y  $PI$ , que se explicarán más adelante) y las diferentes simulaciones 20C3M, SRES A2, SRES B1 y períodos 2046-65, 2081-00 ( $i = 1, \dots, 5$ ), se calculan las distancias de Mahalanobis entre  $d_1$  y  $d_2$ ,  $d_2$  y  $d_3$ ,  $d_1$  y  $d_4$ ,  $d_4$  y  $d_5$ ,  $d_2$  y  $d_4$ ,  $d_3$  y  $d_5$ , que corresponden a la comparación entre la simulación: 20C3M y SRES A2 46-65; SRES A2 46-65 y SRES A2 81-00; 20C3M y SRES B1 46-65; SRES B1 46-65 y SRES B1 81-00; SRES A2 46 y 65-SRES B1 46-65; SRES A2 81-00 y SRES B1 81-00.

Se asume que la precipitación diaria máxima se ajusta a la distribución generalizada de valor extremo, que tiene incorporada las distribuciones Gumbel, Fréchet y Weibull. La distribución acumulada de la función GEV está dada por:

$$F(x; \mu, \xi) = \begin{cases} \exp\left[\exp\left\{-\frac{x-\mu}{\sigma_i}\right\}\right] \\ \exp\left[-\left\{1+\xi\frac{x-\mu}{\sigma_i}\right\}^{\frac{1}{\xi}}\right], \xi \neq 0, \quad 1+\xi\frac{x-\mu}{\sigma_i} > 0 \end{cases} \quad (4-21)$$

donde  $\mu, \sigma, \xi$  son los parámetros de localización, escala y forma respectivamente.

Al invertir la función de distribución acumulada y dada una probabilidad p, los cuantiles de la distribución GEV se pueden obtener así:

$$X_p(t) = \begin{cases} \mu_i - \sigma_i \ln[-\ln(p)], \xi_i = 0 \\ \mu_i - \frac{\mu_i}{\xi_i} \ln[1 - \ln(p)]^{\xi_i}, \xi_i \neq 0 \end{cases} \quad (4-22)$$

Se asume que los parámetros de la distribución GEV tienen una dependencia temporal denotada por t, dado que los cuantiles de la distribución GEV varían con el tiempo.

Empleando la distribución GEV, se seleccionan dos índices para los análisis. Uno es la media ( $P_m$ ) localizada en el centro de la distribución y el otro es el de período de retorno de 20 años ( $P_{20}$ ).  $P_m$  es el cuantil correspondiente a una  $P=0,5$ , mientras que  $P_{20}$  es el cuantil para  $P=0,95$ . Para la ecuación  $P_m$  y  $P_{20}$  se definen así:

$$P_m(t) = X_{0,5}(t) \quad (4-23)$$

$$P_{20}(t) = X_{0,95}(t) \quad (4-24)$$

Zhang, Zwiers y Li (2004) y Kharin y Zwiers (2005) examinaron las tendencias de los parámetros de localización y la magnitud de los cambios en estos parámetros a largo plazo. Zhang, Zwiers y Li (2004) examinaron 140 años (1861-2000) por decenios, lo que permite fluctuaciones en los tres parámetros en lugar de las tendencias lineales.

Para reducir la dimensionalidad de las series temporales que se van a analizar, los parámetros de la distribución se calculan sólo para períodos de 20 años simulados por separado, en el supuesto de que la distribución es fija en cada período de 20 años.

Esto es conveniente porque el componente no estacionario debe ser lo suficientemente pequeño, en comparación con la variabilidad del clima interno dentro de un plazo tan breve de períodos de tiempo (Kharin y Zwiers, 2005b y Kharin, y otros 2007).

La variación regional del promedio precipitación extrema tiende a estar dominada por las subzonas de mayores valores extremos, debido a la naturaleza de cola pesada de las precipitaciones extremas (Min *et ál.*, 2009; Poveda *et ál.*, 2002).

Una forma de mejorar la representatividad de las áreas con menores valores extremos es introducir una normalización de los valores extremos antes de calcular los promedios regionales. Se utiliza la ecuación 4-25 para la normalización de las precipitaciones extremas,

que oscila entre 0 y 1. El índice normalizado PI para cada período de 20 años se define como:

$$PI(t) = [F(P_a; \mu_r, \sigma_r, \xi_r)] \quad (4-25)$$

donde [ ] denota el promedio de 20 años,  $P_a$  es la máxima precipitación en el año  $a$ , y el subíndice  $r$  representa el escenario. Dado que PI se basa en la transformación de la integral de probabilidad, tiene la ventaja de tener igual amplitud a través de diferentes MCG que tienen diferentes precipitaciones extremas, dada su climatología.

Las tablas 1 y 2 muestran los resultados encontrados con la distancia de Mahalanobis para el modelo CCSM3 y ECHAM5, que corresponden a la comparación entre la simulación: 20C3M y SRES A2 46-65; SRES A2 46-65 y SRES A2 81-00; 20C3M y SRES B1 46-65; SRES B1 46-65 y SRES B1 81-00; SRES A2 46 y 65-SRES B1 46-65; SRES A2 81-00 y SRES B1 81-00.

En la tabla 1 se muestra que las distancias encontradas con el modelo CSM3 son menores cuando se realiza la comparación entre los escenarios SRES A2 y SRES B1 para el período 2046-2065, sobre todo para Amazonas, donde la distancia es de 0,0098. En cambio, las mayores distancias de Mahalanobis se encuentran para el escenario de cambio climático SRES B1 entre los períodos 2046-2065 y 2081-2100 para la región Caribe.

Comparando los resultados arrojados mediante la distancia de Mahalanobis por ambos modelos, se puede resaltar que para el CCSM3 las diferencias entre un escenario y otro son marcadas, en especial para el período 2081-2100. Para el modelo ECHAM5 las

**TABLA I.** DISTANCIAS DE MAHALANOBIS PARA EL MODELO CCSM3.

	Amazonas	Andina	Caribe	Orinoquía	Pacífica
20C3M-SRES A2 46-65	0,6251	0,085	0,2201	0,0046	0,0289
SRES A2 46-65-SRES A2 81-00	0,2684	0,1812	0,0275	0,01	0,1509
20C3M-SRES B1 46-65	0,7817	0,0643	0,256	2,2762	1,0597
SRES B1 46-65 - SRES B1 81-00	15,1261	6,0572	22,3511	0,2958	0,2563
SRES A2 46-65-SRES B1 46-65	0,0098	0,0358	0,2335	2,2861	1,1375
SRES A2 81-00 -SRES B1 81-00	16,0451	6,0867	21,6377	0,9476	1,0335

**TABLA 2.** DISTANCIAS DE MAHALANOBIS PARA EL MODELO ECHAM5.

	Amazonas	Andina	Caribe	Orinoquía	Pacífica
20C3M-SRES A2 46-65	0,2152	0,2759	0,2785	3,3253	0,9039
SRES A2 46-65-SRES A2 81-00	0,621	1,0223	0,2391	0,9743	0,1346
20C3M-SRES B1 46-65	0,249	0,0414	0,0988	0,1779	0,2973
SRES B1 46-65 - SRES B1 81-00	0,2108	0,1626	0,0986	1,224	0,6292
SRES A2 46-65-SRES B1 46-65	0,341	0,2653	0,0539	1,8356	0,1363
SRES A2 81-00 -SRES B1 81-00	0,3422	0,2936	0,1715	0,1403	0,1313

distancias son menores pero, a diferencia del modelo CCSM3 se presentan al comparar las simulación del siglo XX con el escenario SRES A2, en el período 2046-2065. Estos resultados son coherentes con la comparación visual que se puede realizar al observar las curvas IDF presentadas en el anexo 2.

## Cambios futuros en las características de la precipitación

Es importante examinar la calidad, el comportamiento y las características de las simulaciones de la precipitación actual de los MCG. Varios modelos muestran patrones razonables en cuanto a la cantidad de precipitación, pero esta cifra podría venir de combinaciones incorrectas de frecuencia e intensidad de precipitación, como fue demostrado en los trabajos de Chen *et al.*, (1996) y Dai *et al.*, (1999). Por lo general, se asume que un problema común en muchos modelos climáticos es que la precipitación se produce con demasiada frecuencia y en menor intensidad (Dai y Trenberth, 2004).

Para evaluar los cambios futuros en las características de la precipitación de los modelos seleccionados en el capítulo 2 (CCSM3 y ECHAM5), se clasifica la precipitación de todas las simulaciones en cinco categorías: muy ligero (0.1-5 mm/día), ligero (5-10 mm/día), ligeramente moderado (10 -15 mm/día), moderado (15-20 mm/día), y fuerte (20-25 mm/día) y muy fuerte (>25 mm/día).

Hay otras maneras de categorizar la precipitación, como el uso de los percentiles de una distribución o el período de retorno de eventos de precipitación en virtud del clima actual. Estas dos definiciones proporcionan visiones diferentes de las características de

precipitación, que dan cuenta de las variaciones temporales y el promedio de precipitación.

Todos los métodos definen categorías fijas que se basan en el clima actual, muestran la migración de algunos eventos de precipitación a través de los umbrales fijados por el cambio climático. Esto es cierto incluso al usar método de percentil o período de retorno, ya que corresponden a determinados niveles fijos de intensidad de precipitación para el clima actual en cada punto (Sun *et al.*, 2006).

La frecuencia de las precipitaciones se calcula dividiendo el número de días con precipitación en un intervalo de intensidad de precipitación o de una categoría por el número de días con datos, y se expresan como un porcentaje. La media de intensidad de precipitaciones para cada categoría se calculó como la media de las tasas de precipitación sobre los días correspondientes a esos eventos de precipitación.

En este trabajo, los cambios futuros (2046-2065 y 2081-2100) en todas las variables se expresan en porcentaje, en relación con la actualidad (1980-2000). Esto hace más evidentes los cambios entre los modelos y las simulaciones. Existen otros métodos para describir estos cambios, como la normalización de los datos mediante desviación estándar de la serie de tiempo (Meehl, 2005; Tebaldi *et al.*, 2006) o escalando los resultados con el cambio en la precipitación media mundial, para excluir los efectos de sensibilidad climática de diferentes modelos y escenarios (Emori y Brown 2005). Estos enfoques deben producir resultados similares en relación al signo y a los futuros cambios de las precipitaciones a gran escala.

En las figuras 2 a 6 se muestran los histogramas diarios de frecuencia de precipitación (fila 1) y de precipitación acumulada (fila 3), derivados de los promedios por región y por modelo (derecha: modelo CCSM3 e izquierda: modelo ECHAM5), tanto para las simulaciones en el siglo XX (20C3M) como para las del siglo XXI (SRES A2 y B1).

El porcentaje de cambio en los escenarios futuros, tanto de frecuencia (fila 2) como de precipitación acumulada (fila 4), se presenta en las figuras 2 a 6, el porcentaje de cambio se calcula con respecto al período anterior, por ejemplo, en la figura 2, fila 2 y para el modelo ECHAM 5, la curva azul punteada (SRES A2 2081-00) representa el cambio para en el escenario SRES A2, entre los períodos 2081-2100 y 2046-2065 y la curva roja continua denominada SRES B1 2046-65, representa el cambio entre el período 1981-2000 de la simulación 20C3M y el período 2046-2065 del escenario SRES B1.

El histograma promedio por región se calcula mediante un promedio por región de un histograma hallado para cada pixel. Las figuras son consistentes con lo mencionado, para todas las regiones y para ambos modelos, ya que coincide con la ocurrencia de las precipitaciones en mayor frecuencia cuando se reduce la intensidad en los modelos climáticos (Chen *et al.*, 1996; Dai, Giorgi y Trenberth, 1999 y Dai, 2006).

Las figuras 2 (a) y (b) muestran los histogramas de frecuencia de Amazonas, allí se encuentra que para ambos modelos, en las intensidades pequeñas (entre 0 y 13 mm/día) las frecuencias son muy parecidas tanto para los escenarios del siglo XXI y la simulación del siglo XX, lo cual es afín con las figuras 2 (c) y (d) donde se muestra que los cambios relativos en la frecuencia para intensidades entre 0 y 13mm/día se encuentran alrededor de de 0 y -7%.

Para intensidades mayores a 13mm/día, tanto la frecuencia como la precipitación acumulada para ambos modelos son mayores en los escenarios SRES que en la simulación 20C3M, y más grandes aún en los períodos más alejados (2081-00), sobre todo para el escenario SRES A2 (curva azul punteada).

En la región Andina (figura 3) las reflexiones son similares a las encontradas para la región Amazonas. Para intensidades pequeñas, las frecuencias y las precipitaciones acumuladas son más grandes durante el siglo XX que en el siglo XXI y, para intensidades mayores de 10 mm/día, para el modelo ECHAM5 y 5mm/día para el modelo CCSM3, la frecuencia y la precipitación acumulada aumenta en los escenarios del siglo XXI.

Los cambios relativos de la precipitación acumulada son hasta del 180% para el modelo ECHAM5 en el escenario SRES A2, período 2081-00, y para el modelo CCSM3 son apenas del 50%, en el mismo escenario y período.

En la región Caribe, para el modelo ECHAM5 (figura 4), la frecuencia y la precipitación acumulada son mayores en la simulación 20C3M para intensidades menores a 22 mm/día. Los cambios relativos alcanzan hasta el -40% en los períodos 2046-65 y 2081-00, para el escenario SRES A2 (curva azul punteada, figura 2 (c)). Para el Modelo CCSM3, la frecuencia y la precipitación son mayores para los escenarios futuros a partir de intensidades mayores a 15 mm/día.

El comportamiento de la frecuencia y la precipitación acumulada en Orinoquía (figura 5) es muy parecido al que se presenta en la región Andina. Los porcentajes relativos de cambio en el escenario SRES A2 en el período de comparación 2081-00 y 2046-65, tanto para el modelo ECHAM5 como para el CCSM3, son muy similares a los encontrados para la región Andina, de aproximadamente 180% para el modelo ECHAM5 y 50% para el modelo CCSM3, comparados con los de la Orinoquía, que son de 180% para el modelo ECHAM5 y 40% para el modelo CCSM3.

En la región Pacífica, el comportamiento entre los modelos no es tan similar como el que se presenta en las demás regiones. Para el modelo ECHAM5, al igual que en las otras regiones, tanto la frecuencia como la precipitación acumulada son mayores en la simulación del siglo XX que en los escenarios SRES para intensidades menores a 18mm/día. Para intensidades mayores a 18mm/día sucede lo contrario, es decir, los escenarios SRES son mayores en frecuencia y precipitación acumu-

lada que en la simulación del siglo XX. Para el modelo CCSM3, las condiciones son diferentes a las de las otras regiones, en la mayoría de intensidades la frecuencia y la precipitación acumulada de la simulación 20C3M se encuentra por encima de los escenarios de cambio climático SRES.

Las figuras 2 a 6 muestran un cambio hacia una mayor frecuencia de fuertes precipitaciones y una mayor acumulación de las precipitaciones para los escenarios de calentamiento, en comparación con las simulaciones del clima actual (20C3M).

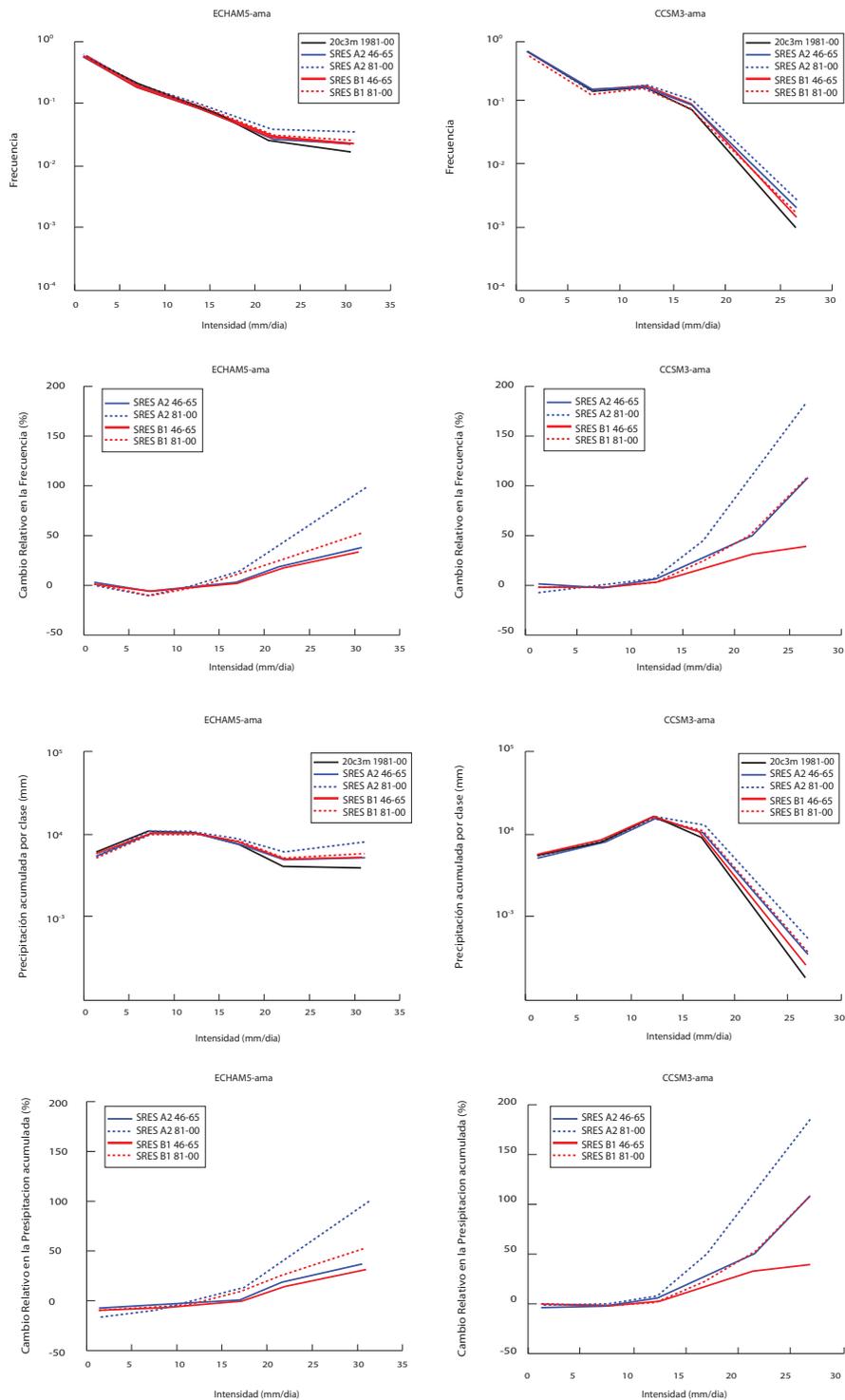
El escenario de emisiones más elevado SRES A2 para el período 2081-2100 muestra el mayor cambio en las precipitaciones para ambos modelos, esto sigue un mayor riesgo de inundaciones repentinas por el

aumento de precipitaciones intensas, bajo la hipótesis de emisiones del SRES A2.

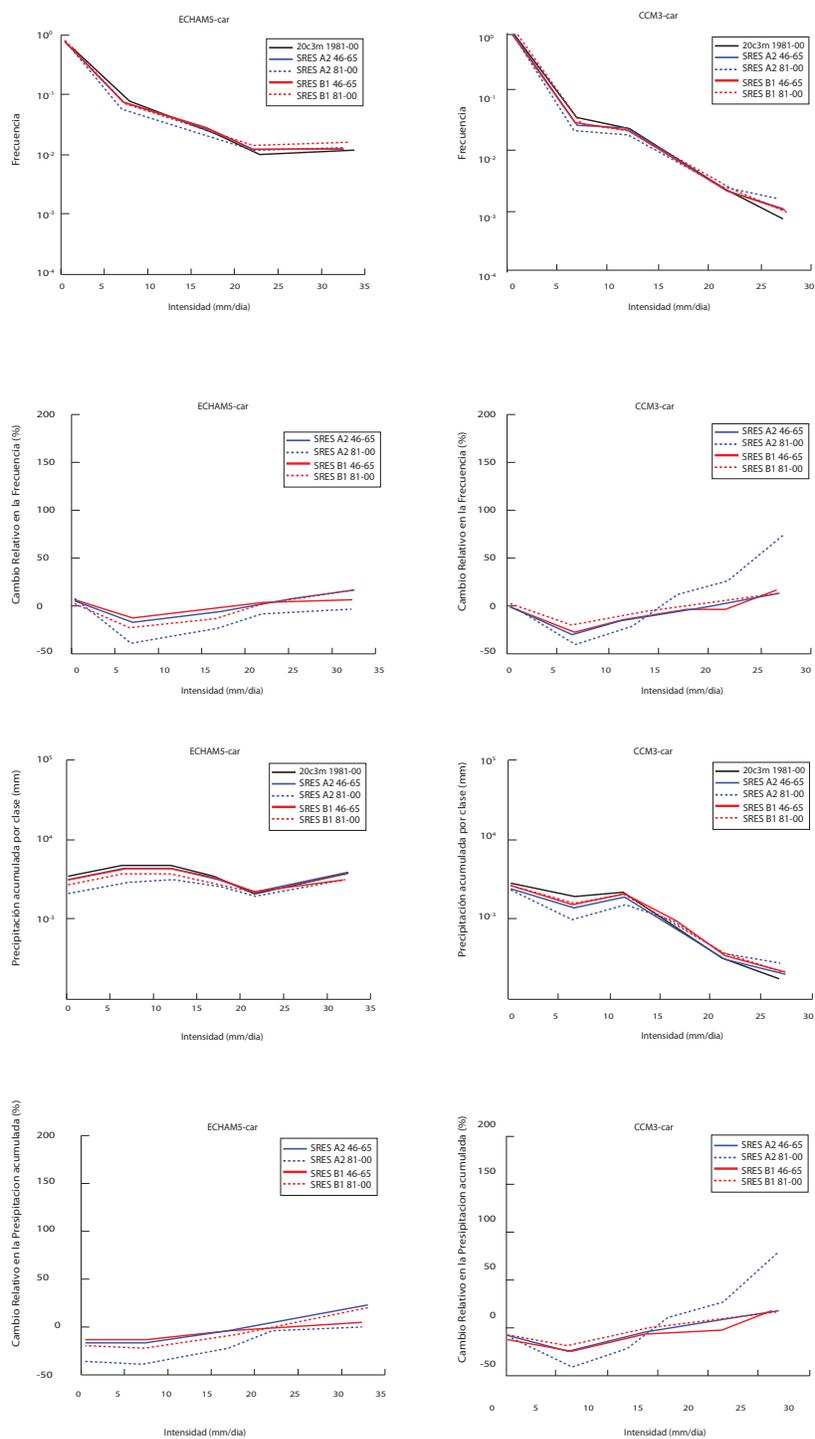
En todas las regiones, el modelo ECHAM5 muestra que para intensidades pequeñas ( $< 20$  mm/día, aproximadamente) que el porcentaje relativo de cambio en la frecuencia es negativo entre 0 y -40%. Los cambios relativos en la frecuencia y precipitación acumulada de los dos modelos (excepto para el modelo CCSM3 en la región Pacífica) disminuyen para intensidad de pequeñas y aumenta para intensidades altas, con respecto a la simulación del siglo XX, lo que nos indica aumentos de frecuencia de lluvias intensas, pero una disminución de la frecuencia de lloviznas (precipitaciones ligeras), sin embargo, los porcentajes de cambio en magnitud en las intensidades pequeñas son menores que en las intensidades altas.



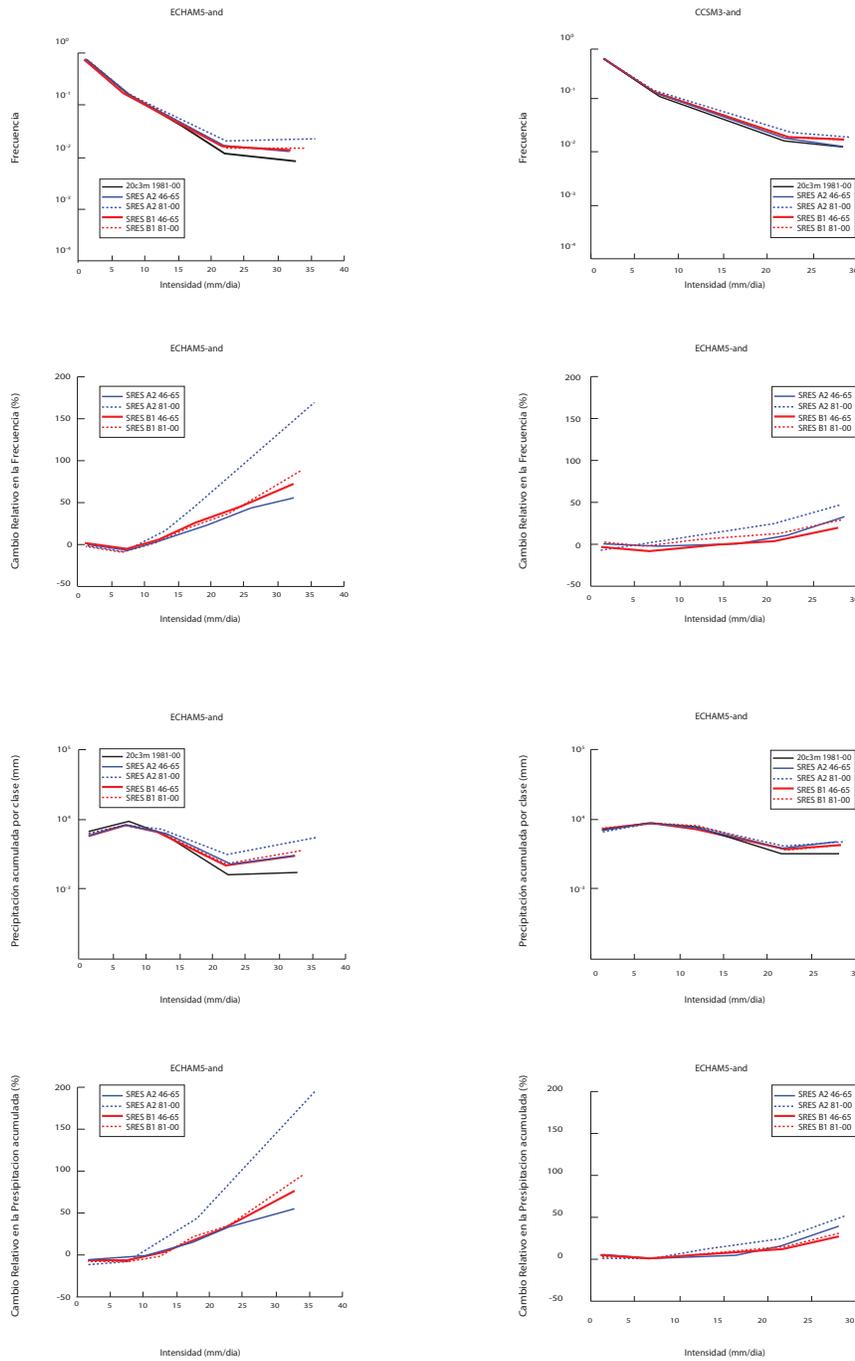
Llegada al puerto (Leticia), Augusto Mazorra



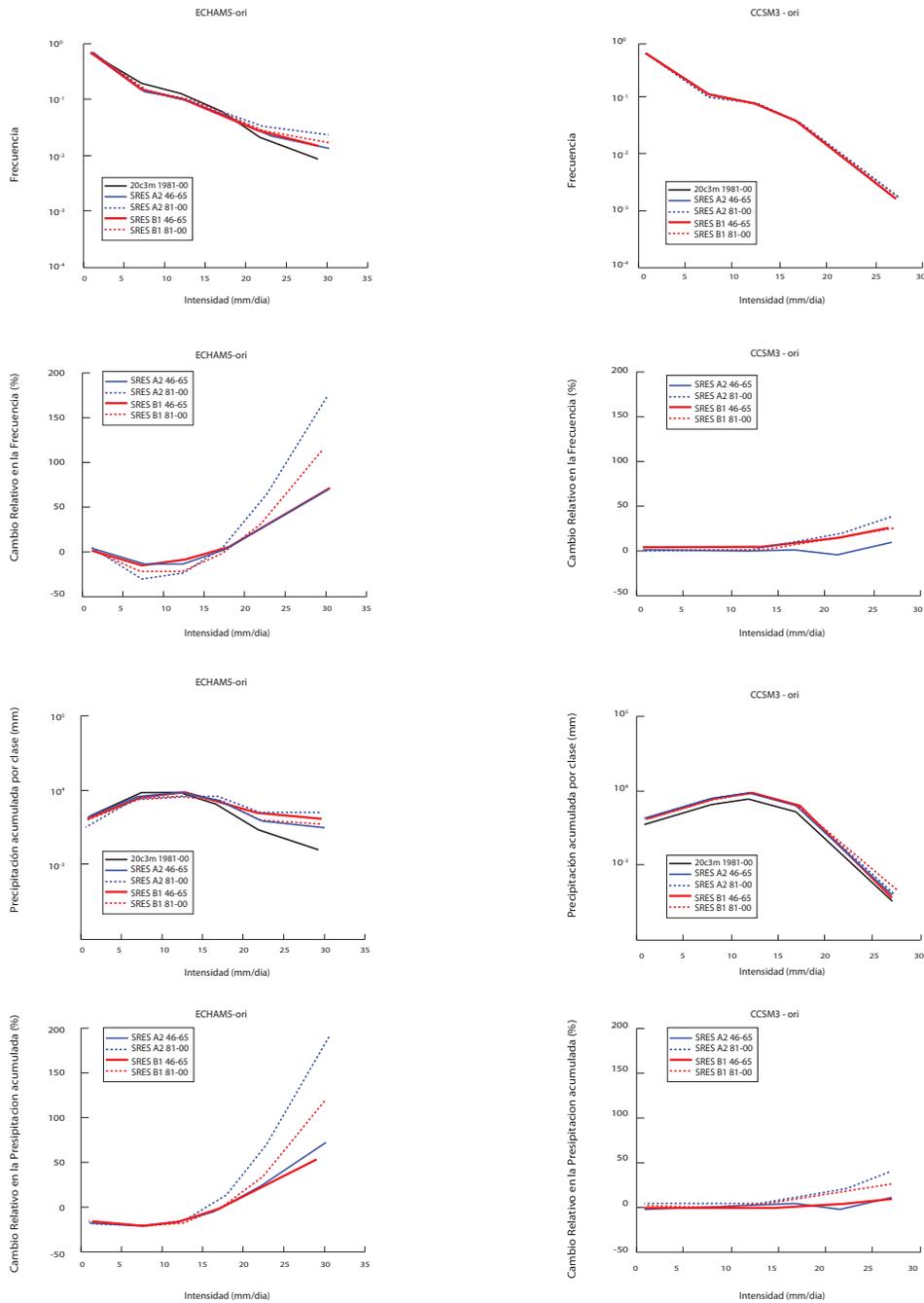
**FIGURA 2.** HISTOGRAMAS DIARIOS DE FRECUENCIA DE PRECIPITACIÓN (PRIMERA FILA), DE PRECIPITACIÓN ACUMULADA (SEGUNDA FILA), PORCENTAJE DE CAMBIO EN LOS ESCENARIOS FUTUROS TANTO DE FRECUENCIA (TERCERA FILA) Y DE PRECIPITACIÓN ACUMULADA (CUARTA FILA) PARA LA REGIÓN AMAZONAS MEDIANTE LOS MODELOS ECHAM5 (IZQUIERDA) Y CCSM3 (DERECHA).



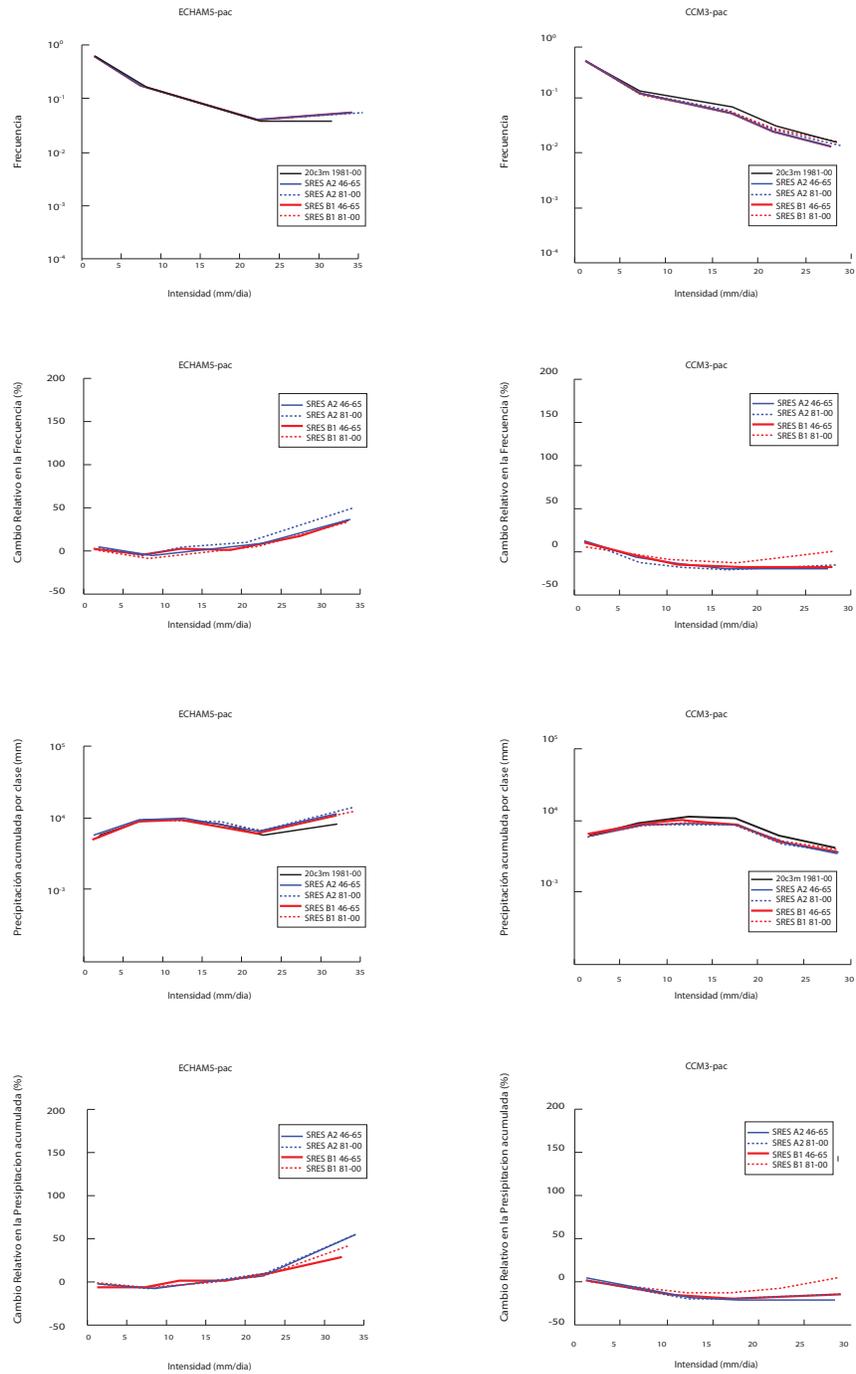
**FIGURA 3.** HISTOGRAMAS DIARIOS DE FRECUENCIA DE PRECIPITACIÓN (PRIMERA FILA), DE PRECIPITACIÓN ACUMULADA (SEGUNDA FILA), PORCENTAJE DE CAMBIO EN LOS ESCENARIOS FUTUROS DE FRECUENCIA (TERCERA FILA) Y DE PRECIPITACIÓN ACUMULADA (CUARTA FILA) PARA LA REGIÓN ANDINA, MEDIANTE LOS MODELOS ECHAM5 (IZQUIERDA) Y CCSM3 (DERECHA).



**FIGURA 4.** HISTOGRAMAS DIARIOS DE FRECUENCIA DE PRECIPITACIÓN (PRIMERA FILA), DE PRECIPITACIÓN ACUMULADA (SEGUNDA FILA), PORCENTAJE DE CAMBIO EN LOS ESCENARIOS FUTUROS TANTO DE FRECUENCIA (TERCERA FILA) Y DE PRECIPITACIÓN ACUMULADA (CUARTA FILA) PARA LA REGIÓN CARIBE MEDIANTE LOS MODELOS ECHAM5 (IZQUIERDA) Y CCSM3 (DERECHA).



**FIGURA 5.** HISTOGRAMAS DIARIOS DE FRECUENCIA DE PRECIPITACIÓN (PRIMERA FILA), DE PRECIPITACIÓN ACUMULADA (SEGUNDA FILA), PORCENTAJE DE CAMBIO EN LOS ESCENARIOS FUTUROS TANTO DE FRECUENCIA (TERCERA FILA) Y DE PRECIPITACIÓN ACUMULADA (CUARTA FILA) PARA LA REGIÓN ORINOQUÍA, MEDIANTE LOS MODELOS ECHAM5 (IZQUIERDA) Y CCSM3 (DERECHA).



**FIGURA 6.** HISTOGRAMAS DIARIOS DE FRECUENCIA DE PRECIPITACIÓN, DE PRECIPITACIÓN ACUMULADA (ARRIBA) Y PORCENTAJE DE CAMBIO EN LOS ESCENARIOS FUTUROS TANTO DE FRECUENCIA COMO DE PRECIPITACIÓN ACUMULADA (ABAJO) PARA LA REGIÓN PACÍFICA (A LA DERECHA: MODELO ECHAM5 E IZQUIERDA: MODELO CCSM3).

## Conclusiones

El estudio de los impactos de la variabilidad del clima y del cambio en la respuesta de la precipitación es complejo porque los efectos de gran escala, que fuerzan el cambio del clima, no están acoplados linealmente con los forzamientos locales y regionales y, por lo tanto esos impactos no pueden ser determinados con facilidad.

Además, la zona de estudio es caracterizada por una gran variabilidad climática, determinada por gran cantidad de factores como la situación tropical, la vecindad con los océanos Pacífico y Atlántico, la presencia de dos de los tres ramales de la cordillera de los Andes y la variabilidad de los procesos de la hidrología superficial, (Vélez, Poveda y Mesa, 2000), esta alta variabilidad climática dificulta cualquier generalización acerca de las precipitaciones máximas.

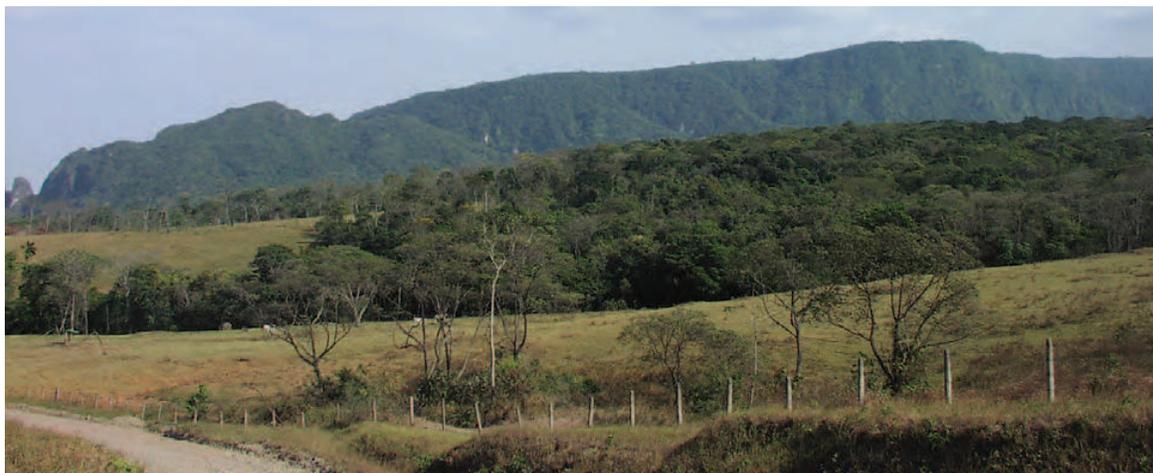
El error medio cuadrático y la distancia de Mahalanobis fueron utilizados para cuantificar las diferencias entre los escenarios de cambio climático y diferentes períodos. En general, se encontró que las mayores diferencias se dan al comparar las simulaciones del siglo XX con el escenario de cambio climático SRES B1 de ambos modelos. El modelo que presenta las mayores diferencias entre las simulaciones de siglo XX y los escenarios de cambio climático es el CCSM3.

Bajo los escenarios de emisiones SRES A2 y B1 examinados aquí, los histogramas de precipitación de los modelos CCSM3 y ECHAM5 muestran un cambio

hacia una mayor frecuencia de fuertes precipitaciones (mayor de 20mm/día) y una mayor acumulación de las precipitaciones para los escenarios de calentamiento, comparada con las simulaciones del clima actual (20C3M).

El escenario de emisiones más elevado SRES A2 para el período 2081-2100 muestra el mayor cambio en las precipitaciones para ambos modelos. Ambos escenarios arrojan resultados muy similares para el período 2046-2065. Los resultados de los modelos son cualitativamente consistentes con la hipótesis teórica de que la intensidad de las precipitaciones aumentarán a un ritmo superior al de las precipitaciones, acumuladas a costa del cambio en la frecuencia de las precipitaciones en un clima más cálido (Trenberth *et ál.*, 2003).

Las características de las precipitaciones son un tema clave en la investigación sobre el clima. La misma cantidad de precipitación con diferentes frecuencias e intensidad, podría dar lugar a diferencias importantes en la escorrentía superficial, la evaporación y la condición del suelo, con lo cual se afecta el balance hídrico de largo plazo; además, es importante tener en cuenta las principales fuentes de incertidumbre en los escenarios de cambio climático a) incertidumbre en las emisiones futuras de gases de efecto invernadero, b) incertidumbres en la variabilidad natural, c) incertidumbres asociadas a los modelos climáticos, de allí las grandes diferencias encontradas entre los modelos seleccionados (ECHAM5 y CCSM3), para los mismos escenarios de cambio climático y períodos.



Serranía de La Macarena, Augusto Mazorra

## Referencias

- ACEVEDO L. A. (2001) *Estimación hidrológica bajo escenarios de cambio climático en Colombia*. Tesis de Maestría Posgrado en Aprovechamiento de Recursos Hidráulicos. Universidad Nacional de Colombia, Facultad de Minas, Medellín, 2001.
- ADLER, R. F. *et al.*, (2003). The version-2 Global Precipitation Climatology Project (GPCP) Monthly Precipitation analysis (1979-present). *Journal of Hydrometeorology*, Vol. 4, pp. 1.147-1.167.
- BOO, K. O.; KWON, W. T.; & BAEK, H. J. (2006). Change of Extreme Events of Temperature and Precipitation over Korea Using Regional Projection of Future Climate Change. *Journal of Geophysical Research*, Vol. 33.
- CAO, C. (1974). A contribution to statistical depth-duration-frequency analysis. *Journal of Hydrology*, Vol. 22, pp. 109-129.
- CHEN, M. *et al.*, (1996). Comparison of Precipitation Observed over the Continental United States to that Simulated by a Climate Model. *Journal of Climate*, Vol. 9, pp. 2.223-2.249.
- DAI, A. (2001). Global precipitation and thunderstorm frequencies. Part I: Seasonal and interannual variations. *Journal of Climate*, Vol. 14, pp. 1.092-1.111.
- \_\_\_\_\_. (2006). Precipitation Characteristics in Eighteen Coupled Climate Models. *Journal of Climate*, Vol. 19, pp. 4.605-4.630.
- DAI, A. Y. & TRENBERTH, K. E. (2004). The Diurnal Cycle and its Depiction in the Community Climate System Model. *Journal of Climate*, Vol. 17, pp. 930-951.
- DAI, A.; GIORGI, F. & TRENBERTH, K. E. (1999). Observed and Model Simulated Precipitation Diurnal Cycles over the Contiguous United States. *Journal of Geophysical Research*, Vol. 104, pp. 6.377-6.402.
- EMORI, S. & BROWN, S. J. (2005) Dynamic and Thermodynamic Changes in Mean and Extreme Precipitation under Changed Climate. *Journal of Geophysical Research*, Vol. 32.
- EASTERLING, D. R. *et al.*, (2000). Observed Variability and Trends in Extreme Climate Events: a Brief Review. *Bulletin of the American Meteorological Society*, Vol. 81, pp. 417-425.
- FREI, C. & SCHAR, C. (2001). Detection Probability of Trends in Rare Events: Theory and Application to Heavy Precipitation in the Alpine Region. *Journal of Climate*, Vol. 14, pp. 1.568-1.584.
- GREENWOOD, J. *et al.*, (1979). Probability Weighted Moments: Definition and Relation to Parameters of Several Distributions Expressed in Inverse Form. *Water Resources Research*, Vol. 15, No. 6, pp. 1.049-1.054.
- GROISMAN, P. Y *et al.*, (2005). Trends in Intense Precipitation in the Climate Record. *Journal of Climate*, Vol. 18, pp. 1.326-1.350.
- GRUM, M. *et al.*, (2006). The Effect of Climate Change on Urban Drainage: an Evaluation Based on Regional Climate Model Simulations. *Water Science and Technology*, Vol. 54, pp. 9-15.
- HIGGINS, R. W.; JANOWIAK, J. E.; & YAO, Y. P. (1996). *A Gridded Hourly Precipitation Database for the United States (1963-1993)* NCEP-NCAR Climate Prediction Center Atlas No. 1, U.S. Dept. of Commerce.
- HOSKING, J. R. M. (1990). L-Moments: Analysis and Estimation of Distributions using Linear Combinations of Order Statistics. *Journal of the Royal Statistical Society, Series B*, 52, pp. 105-124.
- HUFFMAN, G. J. *et al.*, (1997). The Global Precipitation Climatology Project (GPCP) Combined Precipitation Dataset. *Bulletin of the American Meteorological Society*, Vol. 78, pp. 5-20.
- IPCC-WGI. (2007). *Global Climate Projections*. In: Climate Change 2007: The Physical Science Basis. Contribution of Working Group I to the Fourth Assessment Report of the Intergovernmental Panel on Climate Change Cambridge, United Kingdom and New York, NY, USA.
- JONES, P. D. & REID, P. A. (2001). Assessing Future Changes in Extreme Precipitation over Britain Using Regional Climate Model Integrations. *International Journal of Climatology*, Vol. 21, pp. 1.337-1.356.
- KARL, T. R. & KNIGHT, R. W. (1998). Secular trends of precipitation amount, frequency, and intensity in the United States. *Bulletin of the American Meteorological Society*, Vol. 79, pp. 231-241.
- KHARIN, V. V. *et al.*, (2007). Changes in Temperature and Precipitation Extremes in the IPCC Ensemble of Global Coupled Model Simulations. *Journal of Climate*, Vol. 20, pp. 1.419-1.444.
- KHARIN, V. V. & ZWIERS, F. W. (2005). Estimating Extremes in Transient Climate Change Simulations. *Journal of Climate*, Vol. 18, pp. 1.156-1.173.
- LEGATES, D. R. & WILLMOTT, C. J. (1990). Mean Seasonal and Spatial Variability in Gauge-Corrected, Global Precipitation. *International Journal of Climatology*, Vol. 10, pp. 111-127.
- MAHALANOBIS, P. C. (1936). On the generalized distance in statistics. *Proceedings of the National Institute of Sciences of India*, Vol. 2, No. 1, pp. 49-55.
- MAILHOT, A. *et al.*, (2007). Assessment of Future Change in Intensity-Duration-Frequency (IDF) Curves for Southern Quebec Using the Canadian Regional Climate Model (CRCM). *Journal of Hydrology*, Vol. 347, pp. 197-210.
- MEEHL, G. A. *et al.*, (2007). *Global Climate Projections*. In: Climate Change 2007: The Physical Science Basis. Contribution of Working Group I to the Fourth Assessment Report of the Intergovernmental Panel on Climate Change. Cambridge University Press, Cambridge, United Kingdom and New York, NY, USA.

- MESA, O. J. (2006). *¿A dónde va a caer este Globo?* Medellín: Universidad Nacional de Colombia.
- MIN, S. K. *et al.*, (2009). Signal Detectability in Extreme Precipitation Changes Assessed from Twentieth Century Climate Simulations. *Climate Dynam*, Vol. 32, pp. 95-111.
- PETTY, G. W. (1995). Frequencies and characteristics of global oceanic precipitation from shipboard present-weather reports. *Bulletin of the American Meteorological Society*, Vol. 76, pp. 1.593-1.616.
- POVEDA, G. *et al.*, (2002). Estimación de caudales mínimos para Colombia, mediante regionalización y aplicación de la curva de recesión de caudales. *Meteorología Colombiana*, Vol. 6, pp. 73-80.
- SEMMLER, T.; JACOB, D.; SCHLUENZEN, K. & PODZUN, R. (2004). Influence of Sea Ice Treatment in a Regional Climate Model on Boundary Layer Values in the Fram Strait Region. *Monthly Weather Review*, Vol. 132, pp. 985-999.
- SUN, Y. *et al.*, (2006). How often does it rain?. *Journal of Climate*, Vol. 19, pp. 916-934.
- TEBALDI, C. *et al.*, (2006). Going to Extremes: an Intercomparison of Model Simulated Historical and Future Changes in Extreme Events. *Climatic Change*, Vol. 79, pp. 185-211.
- TÉMEZ, J. (1978). *Cálculo hidrometeorológico de caudales máximos en pequeñas cuencas naturales*. Madrid: Dirección General de Carreteras.
- TRENBERTH, K. E. *et al.*, (2003). The Changing Character of Precipitation. *Bulletin of the American Meteorological Society*, Vol. 84, pp. 1.205-1.217.
- VÉLEZ, J. I.; POVEDA, G. y Mesa O. J. (2000). *Balances hidrológicos de Colombia*. Medellín: Posgrado en Aprovechamiento de Recursos Hidráulicos. Universidad Nacional de Colombia Sede Medellín.
- WILCHES, S. (2001). *Estudio de las propiedades de invarianza de las precipitaciones máximas puntuales en el departamento de Antioquia*. Medellín: Tesis de Mestría Posgrado en Aprovechamiento de Recursos Hidráulicos. Universidad Nacional de Colombia. Facultad de Minas.
- XIE, P. & ARRIN, P. A. (1997). Global Precipitation: A 17-Year Monthly Analysis Based on Gauge Observations, Satellite Estimates and Numerical Model Outputs. *Bulletin of the American Meteorological Society*, Vol. 78, pp. 2.539-2.558.
- ZHANG, X.; ZWIERS, F. W. & LI, G. (2004). Monte Carlo Experiments on The detection of Trends in Extreme Values. *Journal of Climate*, Vol. 17, pp. 1945-1952.
- ZWIERS, F. W. & ZHANG, X. (2003). Towards Regional Climate Change Detection. *Journal of Climate*, Vol. 16, pp. 793-797.



Embarcaciones en Leticia, Augusto Mazorra.