

**DETERMINACIÓN DE CRECIENTES EXTREMAS EN LAS CUENCAS DE ALTA
MONTAÑA DEL RÍO GUADALUPE Y LA QUEBRADA PIEDRAS BLANCAS MEDIANTE
LA APLICACIÓN DEL MÉTODO GRADEX**

JULIÁN DAVID PINZÓN MELO

JUAN CAMILO SUAREZ BLANCO



PONTIFICIA UNIVERSIDAD JAVERIANA

FACULTAD DE INGENIERÍA

DEPARTAMENTO DE INGENIERÍA CIVIL

BOGOTÁ

2011

**DETERMINACIÓN DE CRECIENTES EXTREMAS EN LAS CUENCAS DE ALTA
MONTAÑA DEL RÍO GUADALUPE Y LA QUEBRADA PIEDRAS BLANCAS MEDIANTE
LA APLICACIÓN DEL MÉTODO GRADEX**

JULIÁN DAVID PINZÓN MELO

JUAN CAMILO SUAREZ BLANCO

Trabajo presentado para la obtención del título de ingeniero civil

ANDRÉS VARGAS LUNA

Ingeniero civil

(IC, MSc)

Director

PONTIFICIA UNIVERSIDAD JAVERIANA

FACULTAD DE INGENIERÍA

DEPARTAMENTO DE INGENIERÍA CIVIL

BOGOTÁ

2011

Nota de aceptación

Firma del presidente del jurado

Firma del jurado

Firma del jurado

Bogotá, 7 de Junio de 2011

DEDICATORIA

A mis padres Martha y Manuel, a quienes debo todo lo que soy, por su amor, comprensión y apoyo constante, siempre daré lo mejor de mí para que se sientan orgullosos.

A mis hermanos, Angélica y Camilo, por sus consejos y motivación.

A mi abuelita Teresa por ser una inspiración.

A mi familia por brindarme apoyo y cariño en todo momento.

Julián David Pinzón Melo

Quiero dedicar este trabajo a mi familia, por acompañarme en cada una de las aventuras que he emprendido y ser siempre mi más ferviente apoyo.

A mis padres, por todo lo que me han dado en esta vida, especialmente por sus sabios consejos y por estar a mi lado en los momentos difíciles. A mi hermanita Mariana, quien con su llegada ha alegrado mi vida.

A mi madre Clarena quien con su simpleza me ha ayudado a encontrar la luz cuando todo es oscuridad.

Y finalmente a mi padre Luis Ernesto, quien con su ejemplo y emprendimiento me ha enseñado que con esfuerzo y dedicación las metas son más fáciles de alcanzar.

Juan Camilo Suarez Blanco.

AGRADECIMIENTOS

Agradecemos al Ingeniero Andrés Vargas Luna, nuestro director, por sus apreciados y relevantes aportes, críticas, comentarios y sugerencias durante el desarrollo de este proyecto.

Al área de Hidrometría e Instrumentación de las Empresas Públicas de Medellín E.S.P. por el suministro de toda la información hidrológica empleada en el presente estudio.

A la Pontificia Universidad Javeriana y a los profesores del departamento de Ingeniería Civil por su aporte en nuestro proceso de formación como profesionales éticos y encaminados al desarrollo del país.

TABLA DE CONTENIDO

1. INTRODUCCIÓN	13
2. OBJETIVOS.....	15
2.1. OBJETIVO GENERAL	15
2.2. OBJETIVOS ESPECÍFICOS.....	15
3. MARCO TEÓRICO	16
3.1. MÉTODOS TRADICIONALES.....	16
3.1.1. Extrapolación de valores extremos.....	16
3.1.2. Método Racional	27
3.1.3. Hidrograma Unitario.....	28
3.2. REGIONALIZACIÓN.....	32
3.3. MÉTODO GRADEX	33
3.3.1. Generalidades	33
3.3.2. Procedimiento.....	38
4. MATERIALES Y MÉTODOS.....	42
4.1. DESCRIPCIÓN GENERAL DE LA ZONA DE ESTUDIO.....	42
4.1.1. Cartografía de la zona de estudio.....	43
4.1.2. Estaciones hidrológicas empleadas en el estudio	45
4.2. HERRAMIENTAS COMPUTACIONALES	49
4.2.1. DISPAH	49
4.2.2. SURFER 8®	49
4.2.3. MICROSOFT EXCEL ®.....	49
5. METODOLOGÍA	50
5.1. CARACTERÍSTICAS MORFOMÉTRICAS	50
5.2. SELECCIÓN DEL INTERVALO DE TIEMPO	50
5.3. AJUSTE A LAS DISTRIBUCIONES DE PROBABILIDAD	51
5.4. DETERMINACIÓN DE LOS VALORES MÁXIMOS DE PRECIPITACIÓN.....	54
5.4.1. Interpolación de las series de precipitación máxima anual en 24 horas (isomáximas).....	55
5.4.2. Interpolación de las precipitaciones asociadas a un período de retorno (iso-tr).....	55

5.4.3.	Interpolación del gradex de precipitación (isogradex).....	56
5.5.	CÁLCULO DE VOLÚMENES MÁXIMOS	57
5.6.	CÁLCULO DE LA RETENCIÓN EN LA CUENCA.....	58
5.7.	RELACIÓN Q_p/Q_m	58
5.8.	CÁLCULO DE CAUDALES MÁXIMOS INSTANTÁNEOS	59
5.9.	MODELAMIENTO DE LA SERIE DE CAUDALES MÁXIMOS INSTANTÁNEOS (MCMi).....	59
5.10.	ÍNDICE DE CRECIENTES.....	60
6.	RESULTADOS	62
6.1.	CARACTERÍSTICAS MORFOMÉTRICAS	62
6.2.	PRUEBA DE BONDAD DE AJUSTE CHI-CUADRADO.....	63
6.3.	DETERMINACIÓN DE LOS VALORES MÁXIMOS DE PRECIPITACIÓN	63
6.3.1.	Interpolación de las series de precipitación máxima anual en 24 horas (Isomáximas)	64
6.3.2.	Interpolación de las precipitaciones asociadas a un periodo de retorno (Iso-Tr).....	66
6.3.3.	Interpolación del Gradex de precipitación (Isogradex)	69
6.4.	CÁLCULO DE VOLÚMENES MÁXIMOS	72
6.5.	RETENCIÓN DE LA CUENCA	73
6.6.	FACTOR DE FORMA Y OBTENCIÓN DE LOS CAUDALES MÁXIMOS INSTANTÁNEOS	74
6.7.	MODELAMIENTO DE LA SERIE DE CAUDALES MÁXIMOS INSTANTÁNEOS (MCMi)	78
6.8.	REGIONALIZACIÓN	80
6.8.1.	Cuenca río Guadalupe	80
6.8.2.	Quebrada Piedras Blancas	81
6.9.	RESULTADOS DEL MÉTODO	82
7.	ANÁLISIS DE RESULTADOS.....	85
8.	CONCLUSIONES Y RECOMENDACIONES.....	86
9.	BIBLIOGRAFÍA	87
10.	ANEXOS	89

ÍNDICE DE FIGURAS

Figura 1. Teoría clásica de linealidad. Ancho base constante	30
Figura 2. Teoría clásica de linealidad. Principio de linealidad.	30
Figura 3. Gradex de precipitaciones extremas anuales	34
Figura 4. Distribución de precipitaciones máximas y crecientes máximas en papel Gumbel	36
Figura 5. Obtención del caudal máximo instantáneo.....	37
Figura 6. Localización geográfica de las cuencas	42
Figura 7. Cuenca del río Guadalupe.....	43
Figura 8. Cuenca quebrada Piedras Blancas	44
Figura 9. Coeficientes pluviométricos cuenca río Guadalupe.	47
Figura 10. Coeficientes pluviométricos cuenca quebrada Piedras Blancas.....	48
Figura 11. Distribución de frecuencias estación Gómez Plata	53
Figura 12. Caudal de saturación	57
Figura 13. Ejemplo de hidrograma de crecientes cuenca río Guadalupe	58
Figura 14. Separación componentes hidrograma. Método de la línea recta.....	59
Figura 15. Distribución Gumbel Isomáximas cuenca río Guadalupe	64
Figura 16. Distribución Gumbel isomáximas quebrada Piedras Blancas.....	65
Figura 17. Distribución Gumbel Iso-Tr río Guadalupe	67
Figura 18. Distribución Gumbel Iso-Tr quebrada Piedras Blancas.....	68
Figura 19. Isogradex cuenca río Guadalupe.....	70
Figura 20. Isogradex cuencas Quebrada Piedras Blancas	70
Figura 21. Extrapolación de caudales máximos cuenca río Guadalupe	72
Figura 22. Extrapolación de caudales máximos quebrada Piedras Blancas.....	73
Figura 23. Relación Q_p/Q_m cuenca río Guadalupe.....	74
Figura 24. Relación Q_p/Q_m cuenca quebrada Piedras Blancas	75
Figura 25. Caudales máximos instantáneos cuenca río Guadalupe mediante el método Gradex ..	76
Figura 26. Caudales máximos instantáneos cuenca quebrada Piedras Blancas mediante el método Gradex.....	77
Figura 27. Distribución de la serie de caudales máximos instantáneos cuenca río Guadalupe	78
Figura 28. Distribución de la serie de caudales máximos instantáneos cuenca quebrada Piedras Blancas.....	79
Figura 29. Curva regional de frecuencia cuenca río Porce.	80
Figura 30. Curva regional de frecuencia cuenca río Medellín	81
Figura 31. Comparación de los coeficientes de correlación de los caudales obtenidos por los diferentes métodos – cuenca río Guadalupe	83
Figura 32. Comparación de los coeficientes de correlación de los caudales obtenidos por los diferentes métodos – cuenca quebrada Piedras Blancas	84

ÍNDICE DE TABLAS

Tabla 1. Método de Gumbel. Valores de y_n y S_n	25
Tabla 2. Estaciones de caudal (Limnigráficas).....	45
Tabla 3. Estaciones de precipitación cuenca río Guadalupe	46
Tabla 4. Estaciones de precipitación cuenca quebrada Piedras Blancas.....	46
Tabla 5. Distribución normal y pruebas estadísticas estación Gómez Plata (Río Guadalupe).....	52
Tabla 6. Características morfométricas cuenca río Guadalupe	62
Tabla 7. Características morfométricas cuenca quebrada Piedras Blancas.....	62
Tabla 8. Bondad del ajuste (Prueba χ^2)	63
Tabla 9. Distribución Gumbel Isomáximas cuenca río Guadalupe	64
Tabla 10. Distribución Gumbel Isomáximas cuenca quebrada Piedras Blancas.....	65
Tabla 11. Precipitaciones asociadas a diferentes períodos de retorno	66
Tabla 12. Distribución Gumbel Iso-Tr cuenca río Guadalupe	67
Tabla 13. Distribución Gumbel Iso-Tr cuenca quebrada Piedras Blancas.....	68
Tabla 14. Gradex de precipitación estaciones cuenca río Guadalupe.....	69
Tabla 15. Gradex de precipitación estaciones cuenca quebrada Piedras Blancas	69
Tabla 16. Valores del Gradex de precipitación calculado por los diferentes métodos.	71
Tabla 17. Retención.....	73
Tabla 18. Método Gradex cuenca río Guadalupe	76
Tabla 19. Método Gradex cuenca quebrada Piedras Blancas.....	77
Tabla 20. MCMÍ Cuenca río Guadalupe.....	79
Tabla 21. MCMÍ Cuenca quebrada Piedras Blancas	79
Tabla 22. Caudales máximos regionalización cuenca río Guadalupe	80
Tabla 23. Caudales máximos regionalización cuenca quebrada Piedras Blancas.....	81
Tabla 24. Resumen comparativo de los eventos para diferentes períodos de retorno cuenca río Guadalupe	82
Tabla 25. Resumen comparativo de los eventos para diferentes períodos de retorno quebrada Piedras Blancas.....	82

1. INTRODUCCIÓN

Una creciente es un fenómeno que consiste en la ocurrencia de caudales relativamente grandes, que pueden provocar daños si no son controlados de manera adecuada por estructuras hidráulicas diseñadas y construidas por Ingenieros Civiles.

Cuando se diseña una estructura que puede estar expuesta a los efectos generados por las crecientes, los ingenieros están obligados a adoptar cierto riesgo, esto debido al poco conocimiento de los eventos hidrológicos que pueden afectar la estructura durante su vida útil. Por lo tanto se deben utilizar períodos de retorno altos en la determinación de las mismas, para así diseñar dentro de un margen seguro. Además, en términos económicos, períodos de retorno altos, aunque representan menores riesgos para la vida útil de la estructura, conllevan la construcción de estructuras hidráulicas de mayor tamaño y complejidad que pueden tener costos excesivamente altos (Ortiz, Lancheros, & Hurtado, 2000).

En cuencas donde existe poca información de caudales o ésta es deficiente, es posible enfrentar el problema de estimación de valores extremos de crecientes con el Método Gradex (Guillot & Duband, 1967) que permite obtener valores extremos para períodos de retorno que van desde 100 hasta 10000 años a partir del análisis de registros máximos de precipitación, simplificando el complejo proceso físico de cambio de la precipitación total en precipitación de excesos y posteriormente en el caudal de creciente, su volumen, caudal pico y forma, establecida por una función de transferencia dada. El método supone que a partir de una cierta lámina precipitada el suelo se satura, es decir que la infiltración permanece constante y la lámina por encima de este umbral (llamado pivote) se transforma en escorrentía superficial directa; acepta además, la hipótesis que una precipitación de una cierta duración produce una escorrentía de la misma duración. A partir de la precipitación pivote, ésta y la escorrentía se comportan de forma lineal y las gráficas de las distribuciones de probabilidad de la lluvia y del caudal son paralelas en un papel de probabilidad de Gumbel. El método presupone, para su aplicación, que la distribución de la lluvia es uniforme dentro de la cuenca (Vélez, Ramírez, & Giraldo, 2002).

La importancia de la aplicación del método Gradex para la estimación de crecientes radica en la deficiencia de información de niveles y caudales en ríos y quebradas, la falta de información hidrológica o la existencia de registros de poca longitud entre otros. Este problema hace necesario recurrir a técnicas de análisis hidrológico que trabajan con información escasa. Esta metodología ha sido muy poco empleada en las diferentes zonas del país, a excepción del departamento de Antioquia. Sin embargo falta profundizar en la aplicación orientada a eventos máximos (González & Diaz-Granados, 2001)

A nivel internacional, el método Gradex ha sido ampliamente utilizado. Específicamente, en Francia, pequeñas cuencas bien instrumentadas ubicadas al sur-este (área montañosa sobre el mar mediterráneo) y sur-oeste (cuenca del Río Massane) han sido monitoreadas por más de 20 años con el objetivo de demostrar la efectividad del método (CFGB, 1994).

El método Gradex también ha sido utilizado en proyectos en zonas donde la información es escasa o dispersa. Este es el caso del plan maestro de Cibeet-Jakarta-Cisadane (1977-1980) y del proyecto Mica Tambo (1986-1987) realizados en Indonesia y Ecuador respectivamente. El principal objetivo del plan maestro desarrollado en Indonesia fue determinar los recursos y la demanda de agua en la extensa área de Java, con proyecciones hacia el año 2000, mientras que la meta del proyecto Mica Tambo en Ecuador era el de abastecer de agua la capital Quito (CFGB, 1994).

A nivel nacional también se han presentado trabajos que demuestran el interés por determinar la probabilidad de crecientes extremas mediante el método Gradex. En la Sabana de Bogotá se analizaron cuencas con información cartográfica e hidrometeorológica y mediante el modelamiento probabilístico de la serie de eventos de precipitación y caudales máximos, se comprobó una relación directamente proporcional entre la precipitación y el caudal (Ortiz, Lancheros, & Hurtado, 2000).

Por otra parte se han realizado estudios y análisis de frecuencia sobre series de precipitación máximas anuales de la cuenca del río Chinchina calculando el Gradex de precipitación (Guillot & Duband, 1967) con la distribución óptima concluyendo que la distribución propuesta en el método no es conveniente para la zona estudiada, permitiendo proponer un nuevo proceso de análisis (Ortiz, Lancheros, & Hurtado, 2000).

Los trabajos realizados en el departamento de Cundinamarca emplearon registros subhorarios, es decir, trabajaron con datos de crecientes reales mientras que trabajos realizados en el departamento de Antioquia han considerado la regionalización y datos estadísticos para la extrapolación de los datos de crecientes. Al igual que los trabajos adelantados en Cundinamarca, este proyecto propone utilizar información subhoraria aplicada a cuencas de alta montaña en el departamento de Antioquia, específicamente las cuencas del río Guadalupe y la cuenca de la quebrada Piedras Blancas, para así comprobar las suposiciones de la metodología, obtener resultados de la aplicación de este método en cuencas de alta montaña y realizar una comparación con los procedimientos de regionalización desarrollados y empleados en esta zona anteriormente.

2. OBJETIVOS

2.1. OBJETIVO GENERAL

Estimar los caudales de crecientes extremas en las cuencas de los ríos Guadalupe y la quebrada Piedras Blancas ubicadas en el departamento de Antioquia mediante el método Gradex.

2.2. OBJETIVOS ESPECÍFICOS

- Estimar la probabilidad de ocurrencia de crecientes extremas.
- Validar las suposiciones del método empleado mediante el análisis de crecientes reales.
- Comparar los resultados obtenidos de la utilización del método Gradex con las metodologías y procedimientos de regionalización allí empleados anteriormente.

3. MARCO TEÓRICO

3.1. MÉTODOS TRADICIONALES

Existe gran variedad de métodos y procedimientos para el cálculo de crecientes y cada uno de estos fue creado bajo el mismo objetivo de poder obtener un caudal máximo de proyecto y, si es posible y necesario, su hidrograma de creciente (distribución de caudales en el tiempo desde el inicio del aumento de la escorrentía superficial hasta el final de esta).

La mayoría de cálculos realizados en los métodos tradicionales de pronósticos de crecientes están basados en la extrapolación de datos históricos para unas condiciones definidas como críticas (extrapolación de valores extremos) o en la correlación entre las características geomorfológicas y climatológicas con las características hidrológicas de una región para de esta forma poder extrapolar registros hidrológicos en regiones con características similares que cuentan con información deficiente (regionalización).

3.1.1. EXTRAPOLACIÓN DE VALORES EXTREMOS

Una distribución de probabilidad es una función que representa la probabilidad de ocurrencia de una variable aleatoria. Mediante el ajuste a una distribución de un conjunto de datos hidrológicos, una gran cantidad de información probabilística puede resumirse en forma compacta en la función y en sus parámetros asociados. El ajuste de distribuciones puede llevarse a cabo por diferentes metodologías, tales como el método de los momentos o el método de la máxima verosimilitud, entre otros.

El método de la máxima verosimilitud teóricamente es el más correcto para ajustar distribuciones de probabilidad a información en el sentido de que produce los estimativos de parámetros más eficientes, aquellos que estiman los parámetros de la población con los menores errores promedio. Este método fue desarrollado por R. A. Fisher (1922) quien razono que el mejor valor de un parámetro de una distribución de probabilidad debería ser el valor que maximizara la verosimilitud o probabilidad conjunta de ocurrencia de la muestra observada. Sin embargo para algunas distribuciones de probabilidad, no existe solución analítica para todos los parámetros en términos de las estadísticas de la muestra y la función logaritmo de verosimilitud debe maximizarse numéricamente, lo cual puede ser complejo.

Por otra parte, el método de los momentos es más fácil de aplicar y es más apropiado para análisis prácticos en hidrología ya que basa su cálculo en obtener los parámetros mediante un ajuste entre los momentos de la función de densidad de probabilidad

alrededor del origen y los momentos correspondientes a la información de la muestra. Este método fue desarrollado por Karl Pearson (1902) quien consideró que de esta forma se podían obtener unos buenos estimativos de los parámetros.

3.1.1.1. DISTRIBUCIONES DE PROBABILIDAD

De acuerdo con el comportamiento de los registros hidrológicos, las distribuciones de probabilidad que más se emplean en hidrología son:

- Normal
- Log-Normal
- Pearson Tipo III
- Log-Pearson Tipo III
- Gumbel

I. Distribución Normal

Esta distribución surge del teorema del límite central, el cual establece que si una secuencia de variables aleatorias X_i son independientes y están idénticamente distribuidas con media μ y varianza σ , entonces la distribución de la suma de n de estas variables aleatorias $Y = \sum_{i=1}^n X_i$, tiende hacia la distribución normal con media $n\mu$ y varianza $n\sigma^2$ a medida que n aumenta. Esto es cierto sin importar cuál es la función de distribución de probabilidad de X . las variables hidrológicas, como la precipitación anual, calculadas como la suma de los efectos de muchos eventos independientes tienden a seguir la distribución normal. Las principales limitaciones de la distribución normal en la descripción de variables hidrológicas son, por un lado, que esta varía a lo largo de un rango continuo $[-\infty, \infty]$, mientras que la mayor parte de las variables hidrológicas son no negativas, y por otro lado, que es simétrica alrededor de la media, mientras que la información hidrológica tiende a ser asimétrica. La ecuación que representa la distribución normal es:

$$f_x(x) = \frac{1}{\sigma\sqrt{2\pi}} e^{\left(-\frac{(x-\mu)^2}{2\sigma^2}\right)} \quad (3.1)$$

Donde μ y σ son los parámetros correspondientes al promedio y la desviación estándar respectivamente. Considerando la variable reducida:

$$z = \frac{x - \mu}{\sigma} \quad (3.2)$$

Entonces la ecuación de la distribución normal se puede expresar como

$$f_z(z) = \frac{1}{\sigma\sqrt{2\pi}} e^{\left(-\frac{z^2}{2}\right)} \quad (3.3)$$

Para $-\infty < z < \infty$

II. Distribución Log-Normal

Si la variable aleatoria $Y = \log X$ esta normalmente distribuida, entonces se dice que X está distribuida en forma Log Normal. La distribución log normal tiene las ventajas sobre la distribución normal de que está limitada ($X > 0$) y de que la transformación log tiende a reducir la asimetría positiva comúnmente encontrada en la información hidrológica, debido a que al tomar logaritmos se reducen en una proporción mayor los números grandes que los números pequeños. Algunas limitaciones de la distribución log normal son, por un lado, que tiene solamente dos parámetros y, por otro lado, que requiere que los logaritmos de los datos sean simétricos alrededor de su media. La ecuación que representa la distribución Log-Normal es:

$$f_x(x) = \frac{1}{x\sigma_y\sqrt{2\pi}} e^{\left(-\frac{(y-\mu_y)^2}{2\sigma_y^2}\right)} \quad (3.4)$$

Donde $y = \ln x$, μ_y y σ_y son los parámetros correspondientes al promedio y desviación estándar de los logaritmos de los datos. Considerando la variable reducida.

$$z = \frac{x - \mu_y}{\sigma_y} \quad (3.5)$$

Entonces la ecuación de la distribución normal se puede expresar como

$$f_z(z) = \frac{1}{x\sigma_y\sqrt{2\pi}} e^{\left(-\frac{z^2}{2}\right)} \quad (3.6)$$

III. Distribución Pearson III

La distribución Pearson III, también llamada la distribución gamma de tres parámetros, introduce un tercer parámetro el límite inferior ε , de tal manera que por el método de los momentos, los tres momentos de la muestra (la media, la desviación estándar y el coeficiente de asimetría) pueden transformarse en los tres parámetros λ , β , ε de la distribución de probabilidad. Esta es una distribución muy flexible, que puede asumir diferentes formas a medida que λ , β , ε varían (Bobee & Robitaille, 1977). La ecuación que representa la distribución Pearson tipo III es:

$$f_x(x) = \frac{\lambda^\beta (x - \varepsilon)^{\beta-1} e^{-\lambda(x-\varepsilon)}}{\Gamma(\beta)} \quad x \geq \varepsilon \quad (3.7)$$

Donde los parámetros se pueden expresar como

$$\beta = \left[\frac{2}{C_s} \right]^2 \quad (3.8)$$

$$\varepsilon = \bar{x} - S_x \sqrt{\beta} \quad (3.9)$$

$$\lambda = \frac{S_x}{\sqrt{\beta}} \quad (3.10)$$

Donde

C_s = Coeficiente de asimetría

S_x = Desviación Estándar

\bar{x} = Promedio

$\Gamma(\beta)$ = función Gamma

IV. Distribución Log-Pearson Tipo III

Si los X siguen una distribución Pearson Tipo III, entonces se dice que X sigue una distribución Log-Pearson Tipo III.

La localización del límite ε en la distribución Log-Pearson Tipo III depende de la asimetría de la información. Si esta tiene asimetría positiva, entonces $\log X \geq \varepsilon$ y ε es un límite inferior, mientras que si la información tiene asimetría negativa, $\log X \leq \varepsilon$ y ε es un límite superior. La transformación log reduce la asimetría de la información transformada y puede producir información transformada con asimetría negativa utilizando información original con asimetría positiva. En este caso, la aplicación de la distribución Log-Pearson Tipo III impondría un límite superior artificial a la información (Bobee, 1975).

La distribución Log-Pearson Tipo III se desarrolló como un método para ajustar una curva a cierta información. Su uso está justificado porque se ha encontrado que arroja buenos resultados en muchas aplicaciones, particularmente para la información de picos de crecientes.

La ecuación que representa la distribución log- Pearson tipo III es:

$$f_x(x) = \frac{\lambda^\beta (y - \varepsilon)^{\beta-1} e^{-\lambda(y-\varepsilon)}}{x\Gamma(\beta)} \quad y = \ln x, \quad y \geq \varepsilon \quad (3.11)$$

Donde los parámetros se pueden expresar como

$$\beta = \left[\frac{2}{C_s(y)} \right]^2 \quad (3.12)$$

$$\varepsilon = \bar{y} - S_y \sqrt{\beta} \quad (3.13)$$

$$\lambda = \frac{S_y}{\sqrt{\beta}} \quad (3.14)$$

Donde

C_s = Coeficiente de asimetría ($C_s(y) > 0$)

S_y = Desviación Estándar del logaritmo de los datos

\bar{y} = Promedio del logaritmo de los datos

$\Gamma(\beta)$ = función Gamma

V. Distribución Gumbel

La distribución Gumbel es una de las distribuciones de valor extremo, es llamada también distribución Fisher-Tippet tipo I o distribución doble exponencial, esta ley es apta para ajustar los valores extremos de aquellas distribuciones iniciales caracterizadas por colas factibles de ser aproximadas.

La función de distribución acumulada de la distribución Gumbel, tiene la forma:

$$F(x) = e^{-e^{-\frac{x-\beta}{\alpha}}} \quad (3.15)$$

Para $-\infty < x < \infty$, donde:

$0 < \alpha < \infty$ es el parámetro de escala y $-\infty < \beta < \infty$ es el parámetro de posición, llamado también valor central o moda.

Derivando la función de distribución acumulada con respecto a x, se obtiene la función de densidad de probabilidad; es decir:

$$f(x) = \frac{1}{\alpha} e^{\left[\frac{-x-\beta}{\alpha} - e^{\left(\frac{-x-\beta}{\alpha} \right)} \right]} \quad (3.16)$$

Donde α y β son los parámetros de la distribución que deben ser estimados de la siguiente manera:

$$\alpha = \frac{\sqrt{6}}{\pi} s \quad (3.17)$$

$$\beta = \bar{x} - \gamma\alpha \quad (3.18)$$

Siendo γ la constante de Euler, $\gamma = 0.577215 \dots$

Si los valores se ajustan a una función Gumbel, estos se agruparan en una línea recta al ser graficados en papel lineal. Sin embargo, es necesario tener en cuenta que un grafico realizado de esta manera sólo expondrá los valores de la variable reducida, mas no de las probabilidades o periodos de retorno que es lo verdaderamente importante desde el punto de vista de la ingeniería. Por esto, con el propósito de efectuar extrapolaciones, suele trabajarse con un papen en el cual se indican dos escalas de abscisas auxiliares, siendo estas la correspondencia con los periodos de retorno y la probabilidad de ocurrencia.

3.1.1.2. ANÁLISIS DE FRECUENCIAS

El análisis de frecuencias de eventos extremos se emplea para estimar eventos asociados a diferentes períodos de retorno T_r , en un sitio de interés. Este cálculo requiere que las distribuciones de probabilidad anteriormente mencionadas sean invertibles, es decir, dado un valor para T_r o $[F(X_T) = T_r / (T_r - 1)]$, el correspondiente valor de X_T puede determinarse. Algunas funciones de probabilidad no son fácilmente invertibles, incluyendo las distribuciones Normal y Pearson Tipo III, requiriéndose un método alternativo para calcular las magnitudes de eventos extremos para estas distribuciones.

La magnitud X_T de un evento hidrológico extremo puede representarse como la media μ más una desviación ΔX_T de la variable con respecto a la media.

$$X_T = \mu + \Delta X_T \quad (3.19)$$

Esta desviación con respecto a la media puede igualarse al producto de la desviación estándar σ y el factor de frecuencias K_T ; es decir, $\Delta X_T = K_T \sigma$. La desviación ΔX_T y el factor de frecuencias K_T son funciones del período de retorno y del tipo de distribución de probabilidad a utilizarse en el análisis. Por consiguiente la ecuación 3.19 puede expresarse como:

$$X_T = \mu + K_T \sigma \quad (3.20)$$

La cual puede aproximarse por

$$X_T = \bar{X} + K_T S \quad (3.21)$$

En el evento de que la variable sea $y = \log x$, entonces se aplica el mismo método a las estadísticas para los logaritmos de los datos, utilizando

$$Y_T = \bar{Y} + K_T S_y \quad (3.22)$$

El valor requerido de X_T se encuentra tomando el antilogaritmo de Y_T .

La ecuación del factor de frecuencia (3.22) se aplica a muchas distribuciones de probabilidad utilizadas en el análisis de frecuencias hidrológicas. Para una distribución

dada, puede determinarse una relación K-T entre el factor de frecuencias y el período de retorno correspondiente. Esta relación puede expresarse en términos matemáticos o mediante una tabla.

El análisis de frecuencia comienza con el cálculo de los parámetros estadísticos requeridos para una distribución de probabilidad propuesta, utilizando por ejemplo el método de los momentos en la información dada. Para un período de retorno dado, el factor de frecuencia puede determinarse de la relación K-T para la distribución propuesta y la magnitud X_T puede calcularse utilizando la ecuación (3.21) o (3.22) según sea el caso.

FACTORES DE FRECUENCIA

El factor de frecuencia K_T se obtiene dependiendo de la distribución de probabilidad aplicada. Los diferentes factores de frecuencia de las distribuciones utilizadas en este proyecto se encuentran a continuación.

1. Distribución Normal

$$K_T = w - \frac{2.515517 + 0.802853w + 0.010328w^2}{1 + 1.432788w + 0.18269w^2 + 0.001308w^3} \quad (3.23)$$

Dónde:

$$w = \left[\ln \left(\frac{1}{P^2} \right) \right]^{1/2} \quad (3.24)$$

$$P = \frac{1}{T_r} \quad 0 < P < 0.5 \quad (3.25)$$

II. Distribución Log-Normal

Se conserva el valor del K_T de la distribución Normal pero se trabaja con los logaritmos naturales de los valores.

III. Distribución Pearson Tipo III

$$K_P = \frac{2}{C_S} \left[\frac{C_S}{6} \left(K_T - \frac{C_S}{6} \right) + 1 \right]^2 - \frac{2}{C_S} \quad (3.26)$$

K_T = Factor de frecuencia distribución Normal

IV. Distribución Log-Pearson Tipo III

Se conserva el valor del K_T de la distribución Pearson Tipo III pero se trabaja con los logaritmos naturales de los valores.

V. Distribución Gumbel

$$K_T = \frac{y_i - y_n}{S_n} \quad (3.27)$$

$$y_i = -\ln \left[\ln \left(\frac{T_r}{T_r - 1} \right) \right] \quad (3.28)$$

Los valores del y_n y S_n dependen del número de datos de la muestra, se encuentran a continuación en la Tabla 1.

DETERMINACIÓN DE CRECIENTES EXTREMAS EN LAS CUENCAS DE ALTA MONTAÑA DEL RÍO GUADALUPE Y LA QUEBRADA PIEDRAS BLANCAS MEDIANTE LA APLICACIÓN DEL MÉTODO GRADEX

n	Yn	Sn	n	Yn	Sn	n	Yn	Sn
2	0.4043	0.4984	32	0.538	1.1193	64	0.5533	1.1793
3	0.4286	0.6435	33	0.5388	1.1226	66	0.5538	1.1814
4	0.4458	0.7315	34	0.5396	1.1255	68	0.5543	1.1834
5	0.4588	0.7928	35	0.5403	1.1285	70	0.5548	1.1854
6	0.469	0.8388	36	0.541	1.1313	72	0.5552	1.1873
7	0.4774	0.8749	37	0.5418	1.1339	74	0.5557	1.189
8	0.4843	0.9043	38	0.5424	1.1363	76	0.5561	1.1906
9	0.4902	0.9288	39	0.543	1.1388	78	0.5565	1.1923
10	0.4952	0.9497	40	0.5436	1.1413	80	0.5569	1.1938
11	0.4996	0.9676	41	0.5442	1.1436	82	0.5572	1.1953
12	0.5035	0.9833	42	0.5448	1.1458	84	0.5576	1.1967
13	0.507	0.9972	43	0.5453	1.148	86	0.558	1.198
14	0.51	1.0095	44	0.5458	1.1499	88	0.5583	1.1994
15	0.5128	1.0206	45	0.5463	1.1519	90	0.5586	1.2007
16	0.5157	1.0316	46	0.5468	1.1538	92	0.5589	1.202
17	0.5181	1.0411	47	0.5473	1.1557	94	0.5592	1.2032
18	0.5202	1.0493	48	0.5477	1.1574	96	0.5595	1.2044
19	0.522	1.0566	49	0.5481	1.159	98	0.5598	1.2055
20	0.5236	1.0628	50	0.5485	1.1607	100	0.56	1.2065
21	0.5252	1.0696	51	0.5489	1.1623	150	0.5646	1.2253
22	0.5368	1.0754	52	0.5493	1.1638	200	0.5672	1.236
23	0.5283	1.0811	53	0.5497	1.1653	250	0.5688	1.2429
24	0.5296	1.0864	54	0.5501	1.1667	300	0.5699	1.2479
25	0.5309	1.0915	55	0.5504	1.1681	400	0.5714	1.2545
26	0.532	1.0961	56	0.5508	1.1696	500	0.5724	1.2588
27	0.5332	1.1004	57	0.5511	1.1708	750	0.5738	1.2651
28	0.5343	1.1047	58	0.5515	1.1721	1000	0.5745	1.2685
29	0.5353	1.1086	59	0.5518	1.1734	-	-	-
30	0.5362	1.1124	60	0.5521	1.1747	-	-	-
31	0.5371	1.1159	62	0.5527	1.177	∞	0.5772	1.2826

Tabla 1. Método de Gumbel. Valores de yn y Sn

3.1.1.3. PRUEBAS DE BONDAD DE AJUSTE

Las pruebas de bondad de ajuste consisten en comprobar, gráfica y/o estadísticamente, si la frecuencia empírica de la serie analizada se ajusta a una determinada función de probabilidad teórica seleccionada con anterioridad, con los parámetros estimados, con base en los valores muestrales.

Las pruebas estadísticas tienen por objeto medir la incertidumbre que se obtiene al hacer una hipótesis estadística sobre una serie de registros; es decir, calificar el hecho de suponer que una variable aleatoria se distribuya según cierta función de probabilidad.

Las pruebas de bondad de ajuste más utilizadas son el ajuste gráfico y las pruebas de ajuste estadístico Chi-Cuadrado y Smirnov-Kolmogorov.

I. Error cuadrático medio

El error cuadrático medio es una manera de cuantificar la diferencia entre los valores obtenidos a través de un estimador y los valores reales. Para escoger el mejor estimador de los valores reales se toma aquel con un menor error en la estimación, teniendo en cuenta la diferencia por exceso y por defecto.

Matemáticamente el error cuadrático medio se define como la sumatoria de la diferencia entre las variables reales y estimadas al cuadrado, para evitar que en la función objetivo aparezcan diferencias negativas que inviertan el objetivo de la función, y se define como:

$$ECM = \frac{\sum_{i=1}^M (\hat{r}_i - r)^2}{M} \quad (3.29)$$

II. Prueba Chi-cuadrado (χ^2)

La prueba de Chi - Cuadrado es considerada como una prueba no paramétrica que mide la discrepancia entre una distribución observada y otra teórica (bondad de ajuste), indicando en qué medida las diferencias existentes entre ambas; de haberlas, se deben al azar en el contraste de hipótesis. También se utiliza para probar la independencia de dos variables entre sí, mediante la presentación de los datos en tablas de contingencia (Cunnane, 1988)

En esta prueba, para aceptar una función de distribución dada, se debe cumplir la ecuación 2.21.

$$\frac{\sum (\theta_i - \varepsilon_i)^2}{\varepsilon_i} < \chi^2_{1-\alpha} \quad (3.30)$$

Donde $\chi^2_{1-\alpha}$, es el valor de una variable aleatoria con distribución Chi Cuadrado para $k - 1 - n$ grados de libertad y un nivel de significancia $1 - \alpha$, k es el número de intervalos y n es el número de parámetros empleados por la función de distribución.

III. Kolmogorov-Smirnov

La prueba Kolmogorov-Smirnov consiste en comparar el máximo valor absoluto de la diferencia entre la función de distribución observada $F_0(x_i)$ y la estimada $\hat{F}_n(x_i)$, con un valor crítico " D_α " que depende del número de datos y el nivel de significancia seleccionado (Cunnane, 1988).

La expresión de comparación para la prueba de Kolmogorov-Smirnov está dada por la ecuación 3.31.

$$D = \sup_{1 \leq i \leq n} |\hat{F}_n(x_i) - F_0(x_i)| \quad (3.31)$$

Dónde:

- x_i = Valor i -ésimo observado en la muestra (ordenada de mayor a menor).
- $\hat{F}_n(x_i)$ = Función de probabilidad estimada.
- $F_0(x_i)$ = Función de probabilidad observada.

Si los valores observados $F_0(x_i)$ son similares a los esperados $\hat{F}_n(x_i)$, el valor de D será pequeño. Cuanto mayor sea la discrepancia entre la distribución empírica y la distribución teórica, mayor será el valor de D .

Por tanto, el criterio para la toma de la decisión entre las dos hipótesis será de la forma:

- Si $D < D_\alpha$: Aceptar que los datos observados siguen la distribución probada
- Si $D > D_\alpha$: Rechazar que los datos observados siguen la distribución probada

Donde el valor D_α se elige de tal manera que:

$P(\text{Rechazar } H_0 / H_0 \text{ es cierta}) = P(D > D_\alpha) = \alpha$ Los datos siguen la distribución probada) = α siendo α el nivel de significancia seleccionado para la prueba de bondad de ajuste.

3.1.2. Método Racional

El método racional es un modelo lluvia escorrentía el cual permite determinar el caudal máximo que escurriría directamente al cauce del río, bajo el supuesto que este aconteciera para una lluvia de intensidad máxima constante correspondiente a una duración determinada igual al tiempo de concentración de la cuenca. Este método es utilizado en cuencas cuya área es menor a 2.5 km² y está representado por la siguiente formula (Monsalve, 1995).

$$Q = 0.278 C i_m A \quad (3.32)$$

En donde Q es el caudal pico de escorrentía superficial (en m³/s) debido a una lluvia total de intensidad media i_m (en mm/h) sobre la cuenca con área de drenaje A (en km²), y C es el coeficiente de escorrentía.

Para un pluviógrafo puntualmente:

$$i = \frac{KT^m}{(t_c - t_o)^n} \quad (3.33)$$

En donde t_c es normalmente el tiempo de concentración de la cuenca, y T es el periodo de retorno.

Si la intensidad de la lluvia i se presenta durante el tiempo de concentración de la cuenca (en el cual toda la cuenca está contribuyendo), el caudal de escorrentía superficial en la cuenca debería ser igual al caudal máximo. Los valores de las constantes K, m, t_o y n pueden ser hallados para cada pluviógrafo. Con t_c conocido se puede hallar el valor de la intensidad de lluvia máxima sobre el pluviógrafo.

La distribución espacial de las intensidades de lluvia total crítica sobre una cuenca debe ser tal que la máxima intensidad (centro de lluvia) este sobre el pluviógrafo de máxima precipitación, y la intensidad disminuya alejándose del centro de lluvia.

La aplicación de la formula racional depende del conocimiento del coeficiente de escorrentía C para el cual existes diferentes valores que van desde 0 a 1 dependiendo el tipo de área de drenaje.

3.1.3. Hidrograma Unitario

Es el hidrograma de escorrentía superficial total resultante de un volumen unitario de lluvia neta, uniformemente distribuido en espacio y tiempo. Donde la altura de la lluvia neta corresponde a la altura de escorrentía superficial total del hidrograma unitario (Monsalve, 1995).

$$d \times A = \int_0^t Q_E dt \quad (3.34)$$

En donde

- d** = Lluvia neta total (mm)
- A** = Área de drenaje (km²)
- Q** = Escorrentía superficial total (m³/s)
- t** = Tiempo del hidrograma unitario de la Cuenca (hr)

Lo anterior se cumple bajo las siguientes suposiciones básicas.

- Las precipitaciones antecedentes no influencia la distribución en el tiempo de la escorrentía superficial producida por una lluvia determinada.
- Para calcular la escorrentía superficial producida por cualquier otra lluvia neta, diferente de una lluvia neta unitaria, se supone que el sistema es lineal e invariante en el tiempo.

Con estas suposiciones, Sherman introdujo el denominado hidrograma unitario, el cual es una herramienta útil en la transformación de datos de lluvia en caudal y está regido por las siguientes tres proposiciones de la teoría de linealidad.

TEORÍA DE LINEARIDAD

Ancho base constante

En una cuenca dada, hidrogramas de escorrentía superficial total generados por lluvias de la misma duración tienen el mismo ancho base, sin importar la intensidad de lluvia neta.

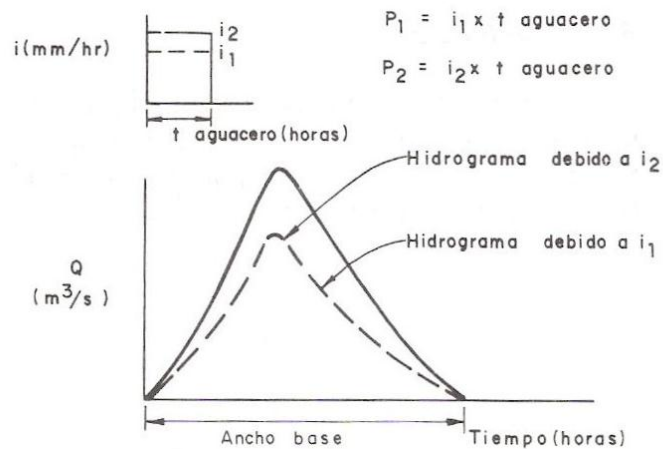


Figura 1. Teoría clásica de linealidad. Ancho base constante.
Fuente: Monsalve, 1995

Linealidad

En una cuenca dada, los caudales de los hidrogramas de escorrentía superficial son proporcionales a las alturas de lluvia neta productoras de tales hidrogramas, para lluvias de la misma duración. Esto es válido para cualquier tiempo t_i de los hidrogramas.

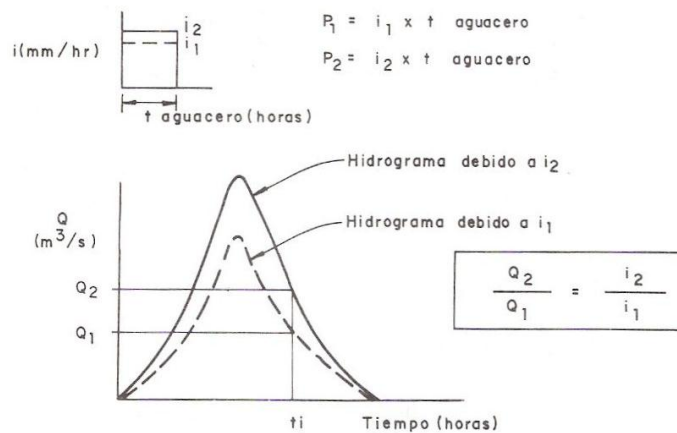


Figura 2. Teoría clásica de linealidad. Principio de linealidad.
Fuente: Monsalve, 1995

Superposición

Es una consecuencia de los dos anteriores postulados. Los caudales del hidrograma resultante de escorrentía superficial total, producida por lluvias netas sucesivas, pueden ser hallados añadiendo los caudales de los hidrogramas de escorrentía superficial total producidos por lluvias netas individuales, tomando en cuenta los tiempos en que ocurren tales lluvias.

Acoplando la definición del hidrograma unitario y las tres proposiciones anteriores, se da la posibilidad de considerar este hidrograma como una característica de la cuenca. Entonces dado el hidrograma unitario producido por una lluvia neta de intensidad uniforme con cierta duración, se puede calcular las ordenadas del hidrograma de escorrentía superficial correspondiente a otra lluvia neta de intensidad uniforme y de duración igual a la de aquella productora del hidrograma unitario.

3.2. REGIONALIZACIÓN

Debido a los altos costos de instalación, operación y mantenimiento de una red hidrométrica, se vuelve imprescindible la optimización de las informaciones disponibles. Estas circunstancias han propiciado la generación de modelos de estimación regional, los cuales hacen uso de la información proveniente de cuencas con características similares (Escalante & Reyes, 2005).

La regionalización consiste en un conjunto de herramientas que exploran al máximo la información existente, buscando estimar las variables hidrológicas en lugares carentes de datos o bien donde los existentes resultan insuficientes por cantidad o por calidad. La regionalización puede ser usada para: explorar mejor las muestras puntuales y en consecuencia mejorar las estimaciones de las variables; verificar la consistencia de las series hidrológicas e identificar la falta de puntos de observación (Tucci, 1993).

Dentro de las modalidades de regionalización se destaca la técnica de estaciones-año, la técnica de regresión y correlación lineal, técnica de Box-Cox, técnica de momentos estandarizados de probabilidad pesada e índice de crecientes, esta última ha sido aplicada para la extrapolación de eventos de escorrentía en la región antioqueña colombiana.

La metodología del índice de crecientes consiste en la extrapolación de información estadística de eventos de escorrentía para análisis de frecuencia de crecientes, a partir de cuencas instrumentadas, a cuencas no instrumentadas cercanas que compartan características hidrológicas similares (Smith & Vélez, 1997).

3.3. MÉTODO GRADEX

El método Gradex es un método lluvia-escorrentía el cual permite obtener valores de crecientes extremas a partir del registro de valores máximos de precipitación. El método supone que a partir de una determinada lámina precipitada el suelo se satura, es decir, que la infiltración permanece constante y la lámina por encima de este umbral se convierte en escorrentía superficial directa. A partir de este punto esta se comporta de forma lineal y las gráficas de las distribuciones de probabilidad de la lluvia y del caudal son paralelas en un papel Gumbel. Este método es muy utilizado en cuencas de tamaños desde unos cientos a varios miles de kilómetros cuadrados con patrones de precipitación relativamente uniformes ya que presupone que la lluvia es uniforme dentro de la cuenca.

El parámetro base del método y sobre el cual se basan todos los cálculos se llama Gradex o gradiente de precipitaciones extremas y a partir de este, el método presupone una serie de hipótesis las cuales permiten la extrapolación de crecientes a períodos de retorno altos.

3.3.1. GENERALIDADES

El parámetro Gradex

La probabilidad de ocurrencia de crecientes extremas se calcula a través de la distribución de frecuencia de valores máximos de precipitación, los cuales se asumen que se distribuyen de acuerdo con una ley exponencial (generalmente ley de Gumbel). La función de distribución asintótica de probabilidades de Gumbel tiene la forma:

$$X = \xi + \alpha \left[-\ln \left(-\ln(F_x(x)) \right) \right] \quad (3.35)$$

En donde el término α se conoce como el Gradex (gradientes de valores extremos) de precipitación y tal como se presenta en la Figura 3 corresponde a la pendiente de la asíntota en papel de probabilidad Gumbel, la cual puede ser calculada analíticamente a partir de los registros de precipitación y constituye una característica climatológica del sitio o de la cuenca de interés.

Según la hipótesis de lluvia, la ecuación de la asíntota de la distribución de las precipitaciones graficada en el papel Gumbel es:

$$F(P) = -e \left[-e^{\left(\frac{P-P_0}{\alpha} \right)} \right] \quad (3.36)$$

Donde, P_0 es el parámetro de posición, el cual corresponde a la lluvia de saturación de la cuenca considerada generalmente como una lluvia de período de retorno de 10 años. Con esta propiedad, estimar las precipitaciones extremas anuales es una operación simple (ecuación 3.37) para períodos de retorno entre 10 y 10.000 años desde un papel Gumbel.

$$P = P_0 + \alpha \ln(T_R) \quad (3.37)$$

De esta expresión se deriva el Gradex de las precipitaciones extremas anuales (Figura 3).

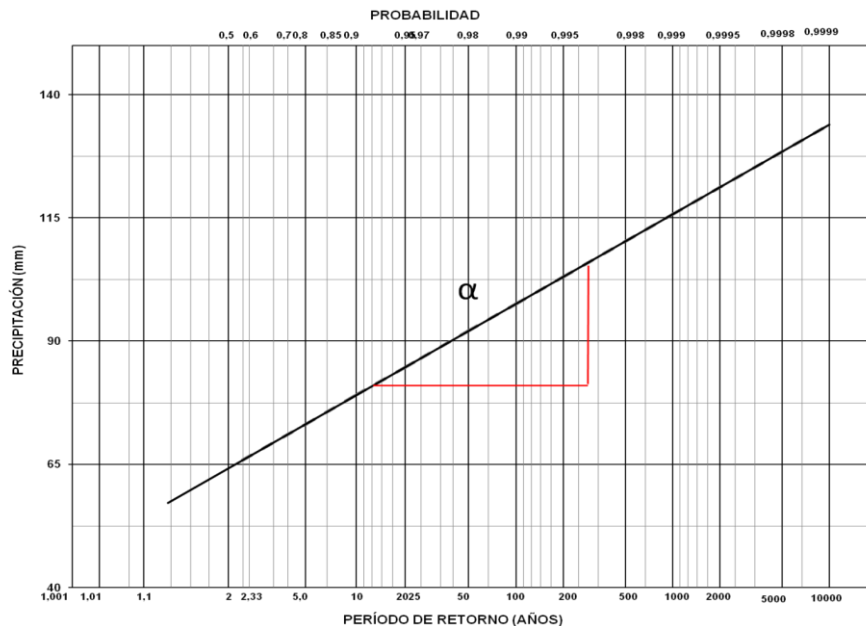


Figura 3. Gradex de precipitaciones extremas anuales
Fuente: Los autores

Esta distribución de precipitaciones máximas anuales es el producto de las funciones de distribuciones de precipitaciones máximas registradas en cada una de las estaciones de una cuenca o región, así que cada estación es caracterizada con un valor particular de Gradex.

Suposición en el límite de pérdida de retención y extrapolación para largos períodos de retorno

La suposición principal del método afirma que los volúmenes de escorrentía directa $G(P)$ en crecientes extremas anuales tiene el mismo comportamiento asintótico de la distribución de precipitaciones máximas anuales (todos los datos se expresan en mm). El volumen del escurrimiento directo es igual al volumen de las precipitaciones totales menos alguna pérdida de retención D aleatoria. Cuando se incrementan las precipitaciones, la pérdida de retención tiende hacia algún límite superior asociado con los antecedentes de humedad del suelo de la cuenca.

La probabilidad de un caudal $G(Q)$ está dada por la combinación de una probabilidad aleatoria de precipitación H_p y su pérdida de retención aleatoria asociada D , que es comúnmente menor en tormentas muy intensas, tal como se indica en la ecuación (3.38)

$$G(Q) = \int_0^{\infty} H_p (P - D) dF(P) \quad (3.38)$$

La precipitación total en cada evento de precipitación unitario menos las pérdidas de infiltración produce una precipitación de exceso, que se encamina hacia la salida de la cuenca con la función de transferencia o el hidrograma unitario. El hidrograma de caudales totales es el resultado de la superposición de estos caudales unitarios. Como la cuenca comienza a saturarse en el transcurso de la tormenta, cualquier incremento en la precipitación dP tiende a causar un incremento igual en el caudal dQ . Es importante anotar que el coeficiente marginal de caudal tiende a la unidad, pero no el significado del coeficiente. Esto puede ser mostrado ya que la probabilidad de caudal tiene la misma tendencia asintótica de las precipitaciones extremas:

$$G(Q) \rightarrow F[P - M(D)] \quad (3.39)$$

Donde $M(D)$ es la esperanza matemática de pérdida por retención; la distribución condicional de la capacidad de retención tiende hacia una distribución limitada para fuertes tormentas.

El resultado final es que cuando se grafica en un papel Gumbel las asíntotas para la distribución F (precipitaciones máximas) y G (crecientes máximas) forman dos líneas paralelas separadas verticalmente por D . así es posible extrapolar las distribuciones de crecientes empezando desde el período de retorno T_0 correspondiente a las condiciones saturadas. Ver Figura 4.

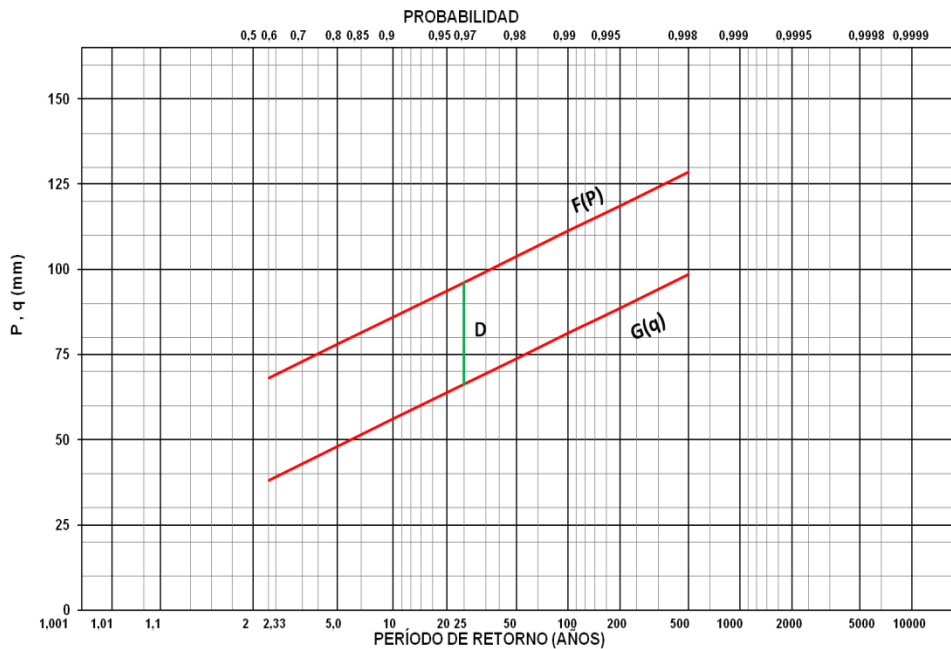


Figura 4. Distribución de precipitaciones máximas y crecientes máximas en papel Gumbel
Fuente: Los autores

Hidrograma de caudales

La ley de distribución de los caudales medios sobre una duración t_c posee también un comportamiento asintóticamente exponencial, donde el Gradex de escorrentía expresado en m^3/s , se deriva del Gradex de precipitación α en mm por la relación:

$$\alpha_q = \frac{A_c \alpha}{3.6 t_c} \tag{3.40}$$

Donde A_c corresponde al área de la cuenca en km^2

Una vez obtenida la creciente Q_{t_c} (caudal de saturación de la cuenca) y el Gradex de escorrentía α_q a partir de la ecuación 3.38, se pueden extrapolar los caudales de duración t_c para períodos de retorno Tr por medio de la relación:

$$Q_{t_c}(Tr) = Q_{t_c}(10) + \alpha_q \ln\left(\frac{Tr}{10}\right) \tag{3.41}$$

Usando el mayor número de hidrogramas que correspondan a crecientes significativas se puede calcular la razón media k entre el caudal máximo instantáneo y el caudal máximo promedio sobre un período t_c . Si la dispersión de la razón k no es muy grande y no se

conocen los registros de caudales máximos instantáneos, estos pueden ser deducidos a partir de los caudales máximos promedios diarios en función de la relación promedio k .

El caudal $Q_i(Tr)$ (caudal máximo instantáneo) para un período de retorno Tr puede ser obtenido en función de $Q_{tc}(Tr)$ (caudal máximo promedio) mediante la relación:

$$Q_i(Tr) = Q_{tc}(Tr) * k \quad (3.42)$$

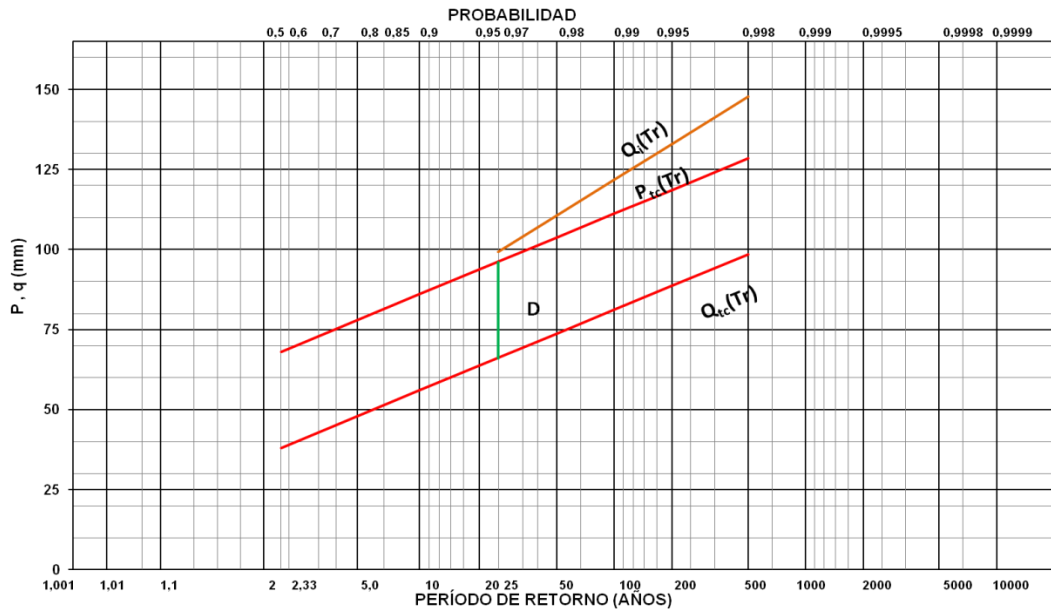


Figura 5. Obtención del caudal máximo instantáneo
Fuente: Los autores

En resumen las tres grandes suposiciones del método están basadas en:

- La pendiente de la distribución teórica de precipitaciones máximas anuales de una determinada duración es equivalente a la pendiente de la distribución teórica de caudales máximos medidos sobre la misma duración.
- Se presenta una lluvia uniformemente distribuida sobre toda el área de la cuenca que se transforma totalmente en escorrentía superficial directa debido al estado de saturación del suelo.
- Se asume que la razón entre el caudal máximo instantáneo y el caudal máximo promedio diario es una variable aleatoria.

3.3.2. PROCEDIMIENTO

Selección del intervalo de análisis

Con este método se debe empezar por estimar el tiempo base H , que representa el promedio de duración del hidrograma de escorrentía directa de la cuenca. H será usado como el tiempo base para el estudio de precipitaciones y caudales. La experiencia muestra que este puede ser doblado sin afectar los resultados, ya que se obtienen pendientes de las distribuciones teóricas de las precipitaciones máximas anuales aproximadamente iguales (Ortiz, Lancheros, & Hurtado, 2000). Por razones prácticas se puede tomar un tiempo base de 24 horas cuando se están estudiando cuencas de tamaño promedio, aún cuando esto supone que se debe recolectar registros de precipitaciones máximas anuales de t_c horas de duración.

Calculo del Gradex de escorrentía

Se asume que para eventos posteriores a cierto período de retorno T_0 , la cuenca tiende hacia un límite de saturación y por cada incremento de dP en la precipitación, resulta un incremento en la escorrentía dQ , donde $dQ = dP$. Esta suposición combinada con la suposición de la distribución exponencial de la lluvia implica que las funciones de distribución de frecuencias F y G correspondientes a la precipitación y escorrentía promedio, para un tiempo base H puede ser expresado como:

$$G(Q) = F(Q + D) \quad (3.43)$$

Dónde:

- D** = Volumen de agua temporalmente retenido por la cuenca durante crecientes, para el período **H**.
- H** = Tiempo base
- F y G** = Funciones de distribución de frecuencias.

Un error común originado a partir de la aparente simplicidad de este resultado, es considerar el valor de la creciente de 1000 años como el valor de la precipitación de 1000 años menos **D**. De hecho, la creciente puede ser igualmente causada por una precipitación de 10000 años sobre un suelo seco, o una precipitación de 100 años sobre una cuenca que ya está saturada.

El resultado final de las dos suposiciones es que cuando se grafican en un papel de probabilidad Gumbel, las asíntotas de las distribuciones de **P** y **Q** forman dos líneas rectas paralelas separadas verticalmente por **D**. Así es posible extrapolar la distribución de crecientes, empezando desde el período de retorno **T₀**, correspondiente a las condiciones saturadas o caudal de saturación de la cuenca, el cual mediante el modelamiento probabilístico de las series de caudales máximos directamente, la analogía con otras cuencas parecidas o los métodos empíricos tales como el índice de crecientes se puede determinar. Cuanto más grande sea el área de drenaje, sea más permeable y tenga pendientes más suaves; el período de retorno puede ser más grande. En general se admite que una cuenca alcanza su saturación por las condiciones pluviométricas que producen las crecientes de diez años de períodos de retorno, sin embargo este supuesto no siempre es aplicable en todas las regiones ya que la saturación de la cuenca depende del tipo de suelo y en gran parte de la pendiente de ladera.

Cuando la cuenca está saturada, toda precipitación de duración igual o mayor a **T₀**, se convierte en incremento de caudal.

$$\Delta V = 1000 A_c (P_0 - P) \quad (3.44)$$

Dónde:

$$\Delta V = \text{Incremento de precipitación en m}^3$$

$$A_c = \text{Área en km}^2$$

$$(P_0 - P) = \text{Delta de precipitación para diferentes períodos de retorno, en mm.}$$

De la ecuación de la línea recta para la distribución de la precipitación graficada en papel Gumbel:

$$X = \xi + \alpha [-\ln(-\ln(F_x(X)))] \quad (3.45)$$

$$P_0 - P = \alpha \ln\left(\frac{T_{10}}{T_r}\right) \quad (3.46)$$

Reemplazando la ecuación (2.37) en la ecuación (2.35), se obtiene:

$$\Delta V = 1000 A_c \alpha \ln\left(\frac{T_{10}}{T_r}\right) \quad (3.47)$$

Como el incremento de caudales en t_c horas sobre la cuenca es de:

$$\Delta Q_{t_c} = \frac{\Delta V}{t_c} \quad (3.48)$$

Para ΔQ_{t_c} expresado en m^3/s y reemplazando la ecuación (3.48) en la (3.49), y haciendo conversión de unidades, se obtiene:

$$\Delta Q_{t_c} = \frac{A_c \alpha}{3,6 t_c} \ln\left(\frac{T10}{Tr}\right) \quad (3.49)$$

Resulta evidente que la ley de distribuciones de caudales medios sobre una duración t_c posee también un comportamiento asintóticamente exponencial, donde el Gradex de escorrentía expresado en m^3/s , se deriva del Gradex de precipitación α en mm por la relación presentada en la ecuación (2.40).

Extrapolación de crecientes y cálculo de caudales máximos instantáneos

Finalmente Con la ayuda del mayor número de hidrogramas es posible calcular la razón media k entre el caudal máximo instantáneo y el caudal máximo promedio sobre un período t_c el cual corresponde al tiempo base H. con la ayuda de esta razón k es posible deducir los caudales máximos instantáneos a partir de los caudales máximos promedios.

El caudal $Q_i(Tr)$ para un período de retorno Tr puede ser obtenido en función de $Q_{t_c}(Tr)$, mediante la relación:

$$Q_i(Tr) = Q_{t_c}(Tr) \bar{k} \quad (3.50)$$

Una vez obtenida una creciente $Q_{t_c}(10 \text{ años})$ y el Gradex de escorrentía α_q , a partir de la ecuación 3.40, se pueden extrapolar los caudales de duración t_c , para períodos de retorno Tr a partir de la ecuación 3.41.

Si ya se han extrapolado los $Q_{t_c}(Tr)$, se obtienen los $Q_i(Tr)$ multiplicando por la razón media k .

Limitaciones del método Gradex

La relevancia de este método está limitada por sus suposiciones, no es conveniente para cuencas demasiado grandes, puesto que en sitios donde el área superficial excede cierto tamaño, la longitud del tiempo base H y la naturaleza heterogénea de los eventos de precipitación presenta dudas en la aproximación exponencial, por esta razón el método no ha sido usado para cuencas de más de 20 000 km².

En caso de cuencas altamente permeables, con pendientes suaves y pocas precipitaciones, existen problemas en la aplicación del método puesto que el período de retorno usado para extrapolar la distribución de caudales empíricos, usando el Gradex de precipitación, es a menudo alto con relación al tamaño de los registros de precipitación disponibles, ocurriendo que registros de precipitación de 10 o 100 años de longitud son muy cortos para el nivel de saturación teórico de la cuenca (Lancheros & Hurtado, 2000).

Para áreas grandes, se espera que el método pueda dar resultados dudosos, ya que no se cumplen las relaciones de uniformidad de distribución de la lluvia. En efecto entre más grande sea la cuenca, se tiene menor oportunidad de que sea saturada por precipitaciones simultáneas en el tiempo.

4. MATERIALES Y MÉTODOS

4.1. DESCRIPCIÓN GENERAL DE LA ZONA DE ESTUDIO

Para este estudio fueron empleadas dos cuencas de alta montaña ubicadas como se muestra en la Figura 6 en el departamento de Antioquia, Colombia, el cual cuenta con una gran riqueza hídrica y se ha convertido en el mayor productor de energía del país. Esta zona cuenta con una larga serie de registros hidrológicos confiables y ha sido ampliamente estudiada por las Empresas Públicas de Medellín (E.P.M).

La cuenca de la quebrada Piedras Blancas está ubicada en la subregión Oriente de este departamento, en esta se encuentra el embalse de Piedras Blancas, inaugurado en 1958 para alimentar parte del sistema de acueducto de la ciudad de Medellín, también es utilizado para la generación de energía. La cuenca del río Guadalupe pertenece a la subregión Norte, su caudal alimenta la central hidroeléctrica de Troneras, inaugurada en 1965 con el fin de satisfacer la demanda energética del departamento.

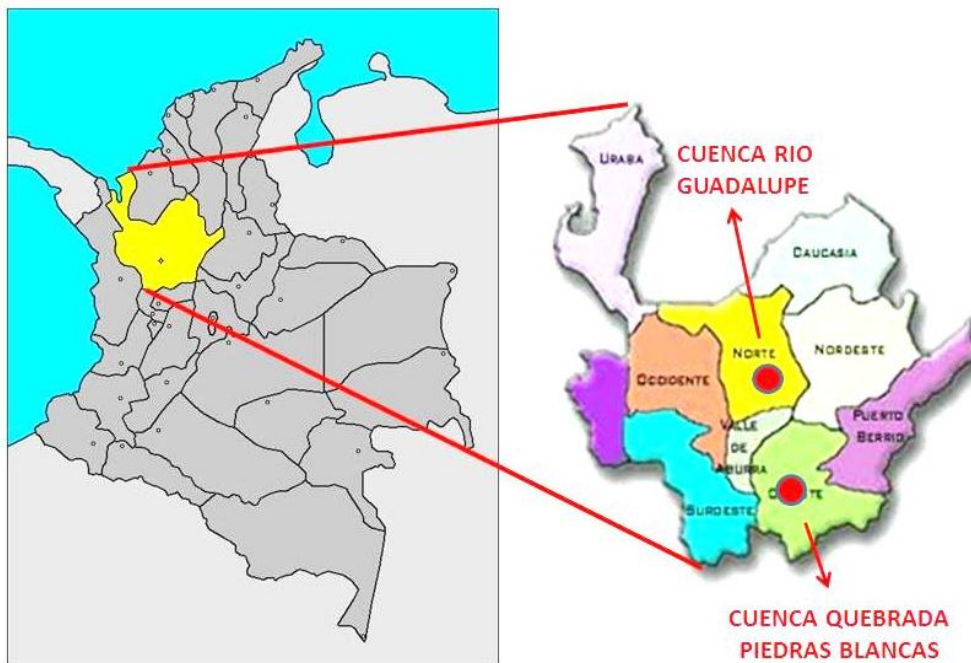


Figura 6. Localización geográfica de las cuencas
Fuente: Los autores

4.1.1. CARTOGRAFÍA DE LA ZONA DE ESTUDIO

Para la obtención de las características morfométricas de las cuencas del río Guadalupe y la quebrada Piedras Blancas se utilizaron planos editados por el IGAC, en escala 1:25.000 para cada cuenca, los cuales se presentan en las figuras Figura 7 y Figura 8, respectivamente.

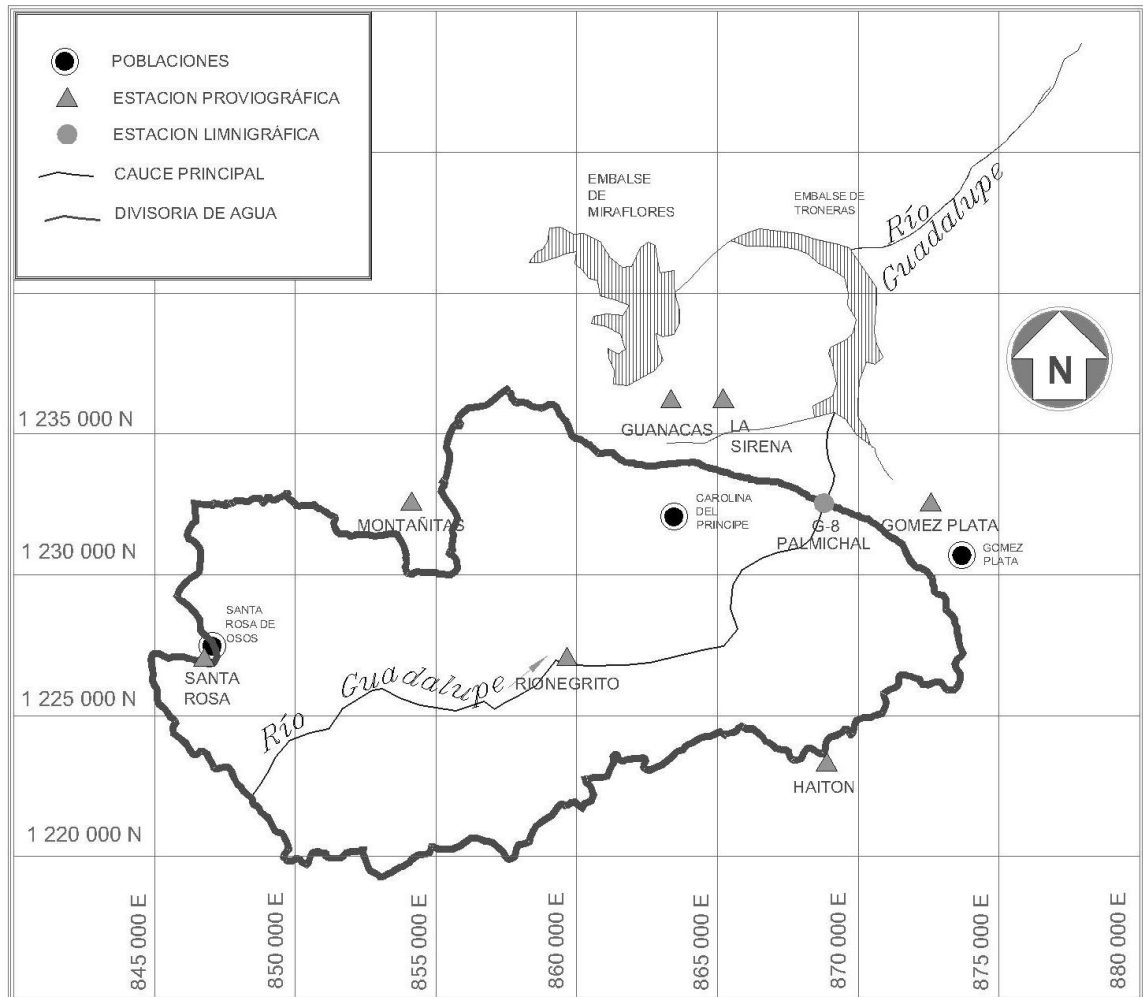
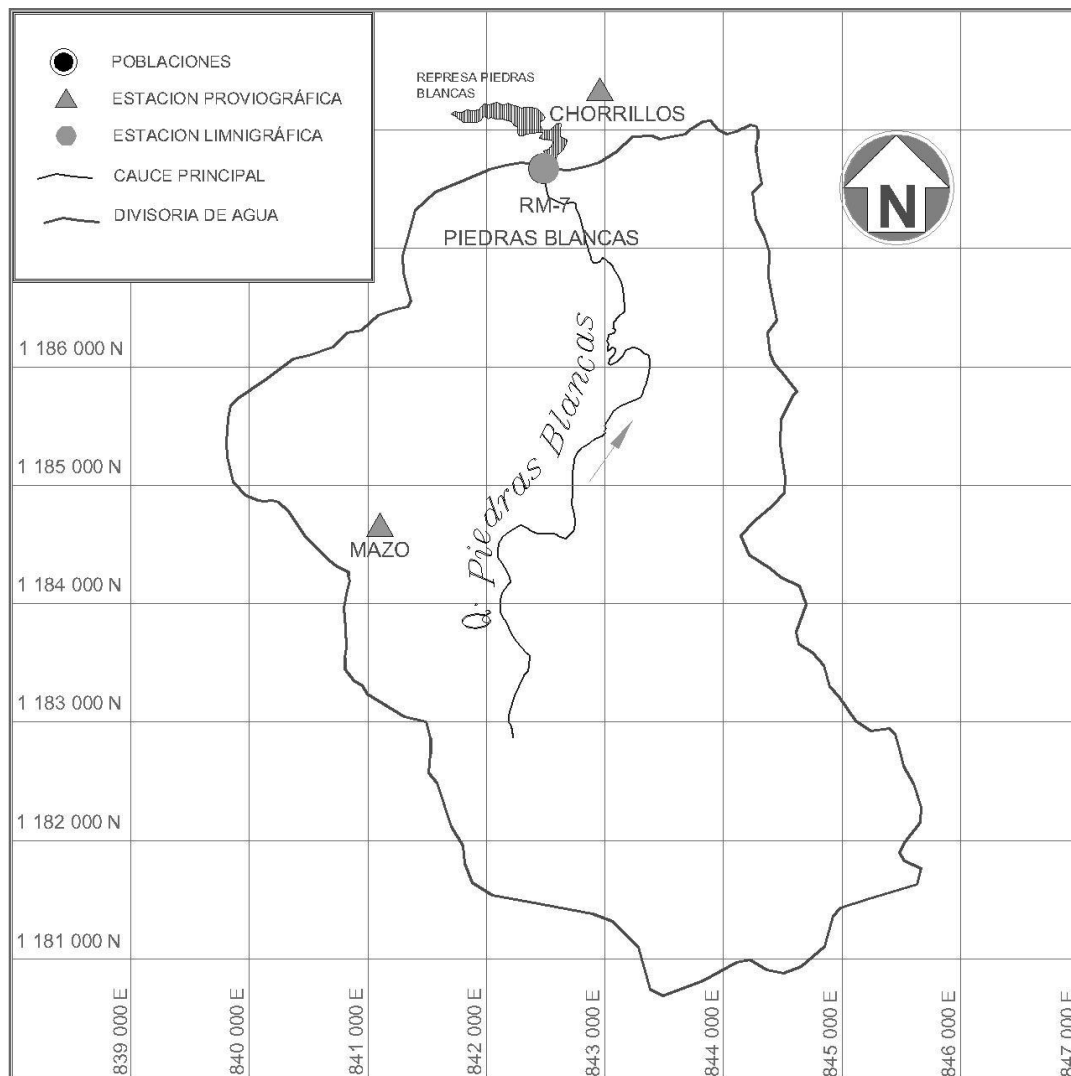


Figura 7. Cuenca del río Guadalupe
Fuente: Los autores

DETERMINACIÓN DE CRECIENTES EXTREMAS EN LAS CUENCAS DE ALTA MONTAÑA DEL RÍO GUADALUPE Y LA QUEBRADA PIEDRAS BLANCAS MEDIANTE LA APLICACIÓN DEL MÉTODO GRADEX



**Figura 8. Cuenca quebrada Piedras Blancas-
Fuente: Los autores**

4.1.2. ESTACIONES HIDROLÓGICAS EMPLEADAS EN EL ESTUDIO

La información utilizada para la aplicación del método fue suministrada por las Empresas Públicas de Medellín (E.P.M), la cual consta de registros diarios y subhorarios de estaciones limnigráficas y pluviográficas. Estos registros consisten en series de caudales máximos en 24 horas, caudales máximos instantáneos, caudal medio diario, precipitación máxima en 24 horas, e hidrogramas de caudales correspondientes a crecientes significativas de cada año.

ESTACIONES DE MEDICIÓN DE CAUDAL

Para la obtención de los datos de caudales necesarios para la aplicación del método se empleó una estación limnigráfica para cada cuenca. Las características de las estaciones limnigráficas empleadas se presentan en la Tabla 2. Para el río Guadalupe se utilizaron los registros desde 1989 hasta 2009 y para la quebrada Piedras Blancas se consideraron los registros desde 1971 hasta 2009. Estos períodos de análisis fueron definidos con base en las fechas en que entraron en operación los sistemas automáticos de toma de información.

CÓDIGO	NOMBRE	CORRIENTE	MUNICIPIO	ELEVACIÓN (m.s.n.m)	LONGITUD	LATITUD
2701713	G-8 Palmichal	Río Guadalupe	Carolina del Príncipe	1780	868 884	1 232 495
2701709	RM-7 Piedras Blancas	Q. Piedras Blancas	Medellín	2352	842 949	1 186 471

Tabla 2. Estaciones de caudal (Limnigráficas)

ESTACIONES DE PRECIPITACIÓN

Para la cuenca del río Guadalupe se contó con los registros de siete estaciones pluviográficas, cuya información se presenta en el Anexo A, mientras que para la cuenca de la quebrada Piedras Blancas se contó con los registros de dos de ellas, cuya información se presentan en el Anexo E. En las Tabla 3 y Tabla 4 se presentan las estaciones empleadas en las cuencas de estudio.

CÓDIGO	NOMBRE	MUNICIPIO	ELEVACIÓN (m.s.n.m)	LONGITUD	LATITUD
2701088	Montanitas	Santa Rosa de Osos	2 630	854 138	1 232 533
2701054	Santa rosa	Santa Rosa de Osos	2 550	846 749	1 227 022
2701058	Rionegrito	Santa Rosa de Osos	2 435	859 654	1 226 987
2701107	Guanacas	Carolina del Príncipe	2 350	863 364	1 236 196
2701070	Haiton	Santa Rosa de Osos	2 120	868 862	1 223 277
2701108	La sirena	Carolina del Príncipe	1 925	865 207	1 236 191
2701060	Gómez plata	Gómez Plata	1 800	872 570	1 232 486

Tabla 3. Estaciones de precipitación cuenca río Guadalupe

CÓDIGO	NOMBRE	MUNICIPIO	ELEVACIÓN (m.s.n.m)	LONGITUD	LATITUD
2701034	Mazo	Medellín	2 455	841 099	1 184 632
2701035	Chorrillos	Medellín	2 353	842 954	1 188 314

Tabla 4. Estaciones de precipitación cuenca quebrada Piedras Blancas

COEFICIENTES PLUVIOMÉTRICOS

Los coeficientes pluviométricos son útiles para analizar el régimen hidrológico de una cuenca hidrográfica. Estos coeficientes son obtenidos a partir de los registros de números de días con lluvia de las estaciones pluviográficas y pluviométricas.

En la Figura 9 se presentan los coeficientes pluviométricos obtenidos para la cuenca del río Guadalupe a partir de las estaciones de pluviográficas, es posible inferir que en esta cuenca existe un régimen monomodal, con una temporada de lluvias desde Abril hasta Noviembre. En la Figura 10 se presentan los coeficientes pluviométricos de la quebrada Piedras Blancas, se presenta un régimen bimodal con períodos de lluvias de Abril hasta Junio, y de Agosto a Noviembre.

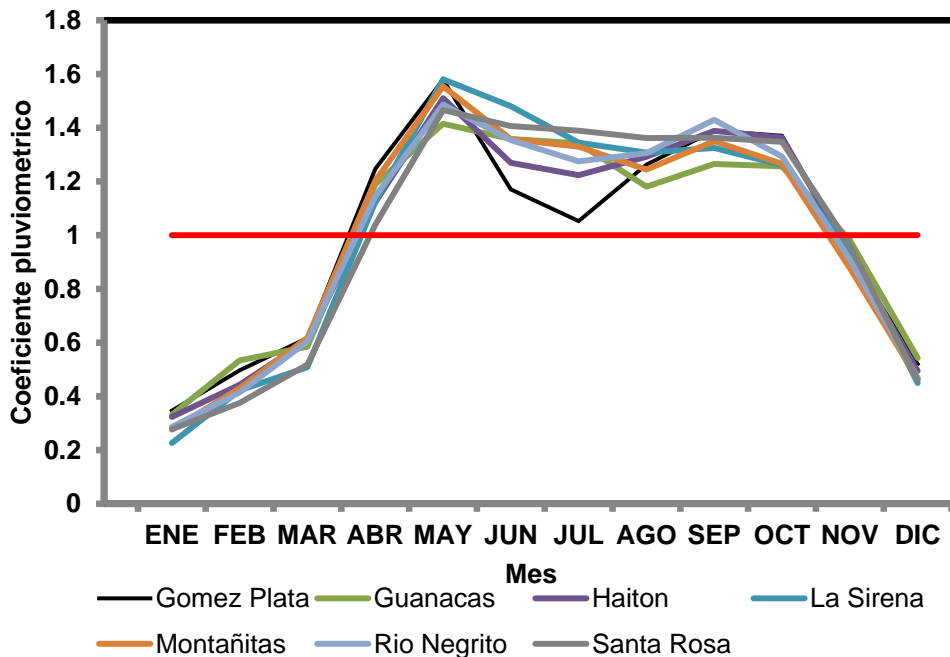


Figura 9. Coeficientes pluviométricos cuenca río Guadalupe
Fuente: Los autores

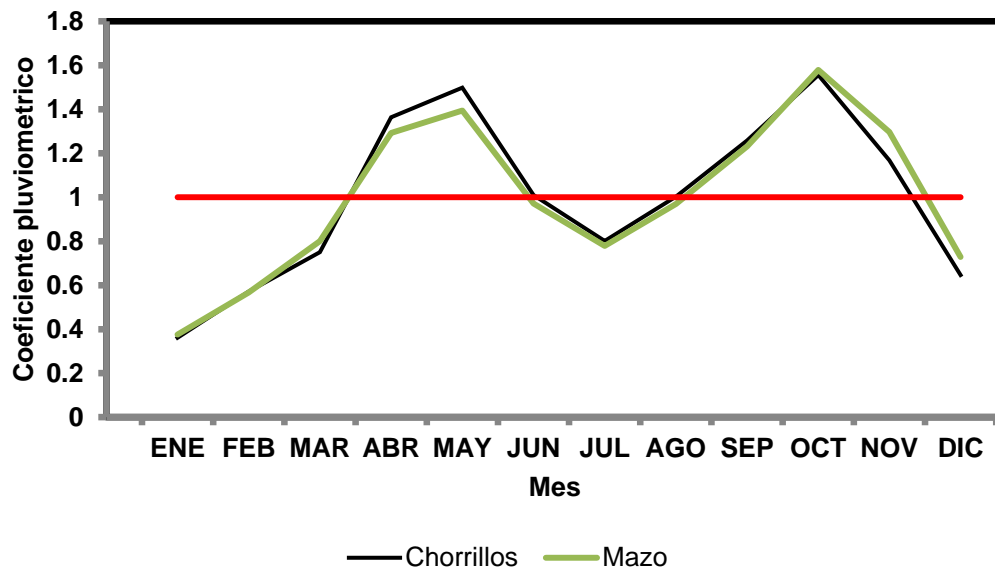


Figura 10. Coeficientes pluviométricos cuenca quebrada Piedras Blancas
Fuente: Los autores

4.2. HERRAMIENTAS COMPUTACIONALES

4.2.1. *DISPAH*

El DISPAH 2.0 es un software desarrollado en el Departamento de Ingeniería Civil y Agrícola de la Universidad Nacional de Colombia, Sede Bogotá, con la capacidad de realizar análisis de frecuencias de caudales, precipitaciones y en general de variables climatológicas.

De este software se utilizaron las distribuciones de probabilidad Normal, Pearson tipo III, Gumbel y Log-Normal que son algunas de las comúnmente usadas en hidrología. Los métodos de estimación de parámetros empleados son: momentos, gráfico, máxima verosimilitud y momentos ponderados por probabilidad (PWM).

Los módulos complementarios lo comprenden las pruebas de bondad de ajuste Kolmogorov-Smirnov, Chi-cuadrado y gráfico. Este software puede ser utilizado como ayuda en proyectos de diseño de infraestructura hidráulica, diseño de sistemas de riego y drenaje e infraestructura ambiental.

4.2.2. *SURFER 8®*

Surfer es un programa de la casa Golden Software inc. que corre bajo Microsoft Windows. Cuenta con una sencilla interfaz que permite crear de una forma fácil y rápida mapas de contornos, superficies en 3D, mapas de vectores, imágenes de mapas y variogramas y. Este programa cuenta con un sofisticado motor de interpolación que permite trabajar con datos XYZ para la realización de mapas de calidad.

La utilización de este software fue necesaria para la elaboración de las isoclinas utilizadas en el capítulo de aplicación del método Gradex.

4.2.3. *MICROSOFT EXCEL ®*

Microsoft Excel es un programa de hojas de cálculo del paquete de Microsoft Office que permite trabajar con una gran cantidad de datos, ordenarlos, realizar gráficas y análisis a los mismos con relativa facilidad. La utilización de este software fue necesaria para el manejo y análisis de los datos provenientes de las estaciones pluviográficas y pluviométricas de cada una de las cuencas.

5. METODOLOGÍA

5.1. CARACTERÍSTICAS MORFOMÉTRICAS

Las características físicas de una cuenca tienen una relación estrecha con el comportamiento de los caudales que transitan por ella; sin embargo, la poca información cartográfica de la que se dispone, hace que encontrar esa relación no sea fácil y que por lo tanto su uso en estudios hidrológicos sea limitado. Por otra parte no se puede garantizar que toda la información morfométrica de las cuencas utilizadas para el estudio se puede obtener en una misma escala, lo cual aumenta el grado de incertidumbre sobre la confiabilidad de estos parámetros. No obstante las reservas que se puedan tener alrededor de esta información morfométrica, se hace indispensable su utilización.

Para el presente estudio se obtuvo la información cartográfica de las cuencas del río Guadalupe y la quebrada Piedras Blancas por parte del IGAC, luego se procedió a la digitalización de los planos y la posterior obtención de las características morfométricas de cada una de las cuencas, tales como área, longitud del cauce principal, pendiente promedio de la cuenca, pendiente del cauce principal, cota mayor, cota menor, perímetro y longitud de la cuenca, las cuales son usadas posteriormente para cálculos directos y análisis de resultados.

5.2. SELECCIÓN DEL INTERVALO DE TIEMPO

El tiempo base H corresponde al promedio de duración de los hidrogramas de escorrentía de cada una de las cuencas. Sin embargo, la experiencia muestra que este tiempo puede ser doblado sin afectar los resultados, ya que se obtienen pendientes de las distribuciones teóricas de las precipitaciones máximas anuales aproximadamente iguales (Ortiz, Lancheros, & Hurtado, 2000). La información hidrológica solicitada a las Empresas Públicas de Medellín (E.P.M) corresponde a eventos con una duración de 24 horas, por tal razón se seleccionó este tiempo como el tiempo base de los eventos de precipitación y escorrentía a utilizar para la aplicación del método en las cuencas del río Guadalupe y la quebrada Piedras Blancas.

5.3. AJUSTE A LAS DISTRIBUCIONES DE PROBABILIDAD

A la serie de precipitaciones máximas anuales en 24 horas de cada una de las estaciones pluviográficas seleccionadas en la zona de estudio, les fueron aplicadas las siguientes distribuciones de probabilidad Gumbel, Normal, Log-Normal 2 parámetros y Pearson tipo III utilizando el software DISPAH.

Ya que una de las suposiciones del método acerca de la distribución de la lluvia hace referencia a la utilización de la distribución Gumbel (Distribución de valores extremos tipo I) para la obtención del parámetro Gradex, esta será la única distribución empleada. Sin embargo a manera de análisis y con el fin de evaluar la bondad del ajuste entre cada una de las distribuciones de probabilidad y la serie de precipitaciones máximas anuales en 24 horas, se realizaron las pruebas Chi-cuadrado (χ^2) y error cuadrático por medio del software DISPAH.

Como muestra de cálculo, en la Tabla 5, se presenta la distribución normal y las pruebas estadísticas que evalúan la bondad del ajuste aplicadas a la estación Gómez Plata (2701060) perteneciente a la cuenca del río Guadalupe y en la Figura 11 se presentan las diferentes distribuciones de probabilidad ajustadas al análisis de frecuencia mediante el método gráfico.

Las distribuciones para las demás estaciones pluviográficas utilizadas en este estudio se muestran en el Anexo B para la cuenca del río Guadalupe y en el Anexo F para la cuenca de la quebrada Piedras Blancas. Las distribuciones de probabilidad ajustadas mediante el método gráfico se presentan en los Anexos C y G para la cuenca del río Guadalupe y la quebrada Piedras Blancas, respectivamente.

Adicionalmente se ajustó la distribución de probabilidad Gumbel a la serie de caudales máximos y a la serie de caudales máximos instantáneos de cada una de las estaciones limnigráficas correspondientes a las cuencas del río Guadalupe y la quebrada Piedras Blancas, la primera con el objetivo de extrapolar los valores máximos de escorrentía y su posterior uso en el cálculo de los caudales máximos instantáneos y la segunda para la posterior validación del método.

DETERMINACIÓN DE CRECIENTES EXTREMAS EN LAS CUENCAS DE ALTA MONTAÑA DEL RÍO GUADALUPE Y LA QUEBRADA PIEDRAS BLANCAS MEDIANTE LA APLICACIÓN DEL MÉTODO GRADEX

Distribución Normal					
ID	F	P(mm)	Y	P(mm) Estimados	Diferencia
1	0.0313	48.7	-1.8631	45.3766	3.3234
2	0.0625	50.2	-1.5344	49.3083	0.8917
3	0.0938	51.6	-1.3182	51.8945	0.2945
4	0.125	52.5	-1.1504	53.9012	1.4012
5	0.1563	52.8	-1.01	55.5813	2.7813
6	0.1875	56.6	-0.887	57.0518	0.4518
7	0.2188	58	-0.7762	58.3773	0.3773
8	0.25	58.4	-0.6742	59.5975	1.1975
9	0.2813	60.9	-0.5788	60.7388	0.1612
10	0.3125	61.7	-0.4884	61.8201	0.1201
11	0.3438	61.8	-0.4018	62.8554	1.0554
12	0.375	63	-0.3182	63.8554	0.8554
13	0.4063	63.8	-0.2368	64.829	1.029
14	0.4375	64.4	-0.157	65.7836	1.3836
15	0.4688	64.5	-0.0782	66.7258	2.2258
16	0.5	64.8	0	67.6613	2.8613
17	0.5313	66	0.0782	68.5968	2.5968
18	0.5625	67.2	0.157	69.539	2.339
19	0.5938	69	0.2368	70.4936	1.4936
20	0.625	69.3	0.3182	71.4672	2.1672
21	0.6563	71.8	0.4018	72.4672	0.6672
22	0.6875	71.9	0.4884	73.5025	1.6025
23	0.7188	75.3	0.5788	74.5838	0.7162
24	0.75	77.9	0.6742	75.7251	2.1749
25	0.7813	78.7	0.7762	76.9453	1.7547
26	0.8125	81.8	0.887	78.2707	3.5293
27	0.8438	83	1.01	79.7413	3.2587
28	0.875	86	1.1504	81.4214	4.5786
29	0.9063	86.4	1.3182	83.4281	2.9719
30	0.9375	87.5	1.5344	86.0143	1.4857
31	0.9688	92	1.8631	89.946	2.054
ERROR CUADRÁTICO MEDIO					4.2316

Prueba Chi-cuadrado (χ^2)					
Y'Ingl-1	Y'Ingl	Oi	Ei	Oi-Ei	(Oi-Ei)^2/Ei
0	57.5968	6	6.2	-0.2	0.0065
57.5968	64.636	9	6.2	2.8	1.2645
64.636	70.6866	5	6.2	-1.2	0.2323
70.6866	77.7258	3	6.2	-3.2	1.6516
77.7258	0	8	6.2	1.8	0.5226
$\chi^2 =$					3.6775

Tabla 5. Distribución normal y pruebas estadísticas estación Gómez Plata (Río Guadalupe)

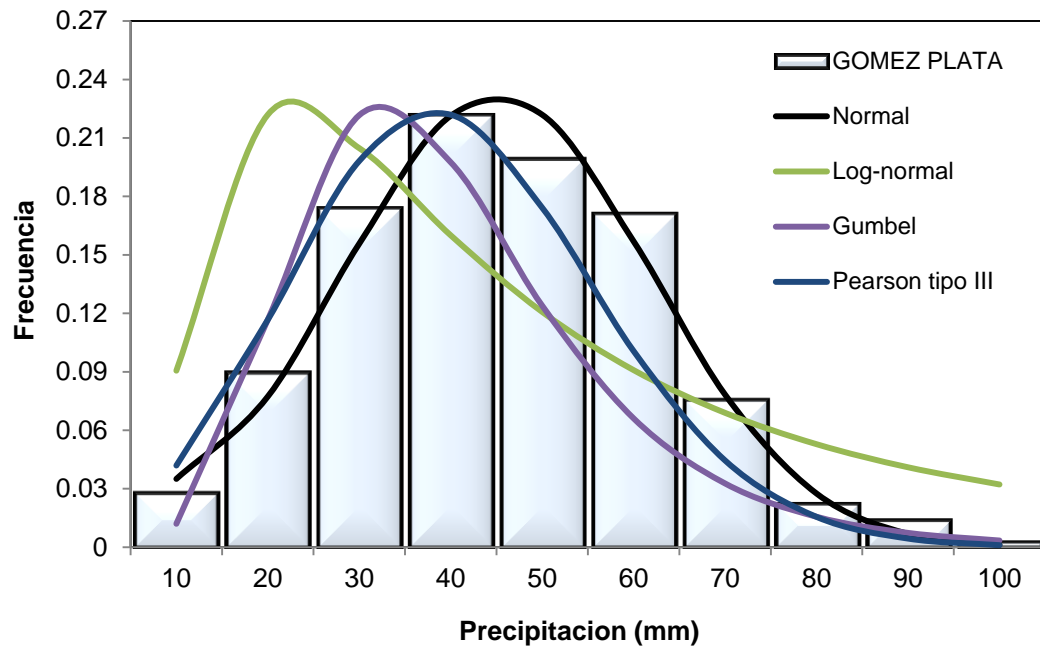


Figura 11. Distribución de frecuencias estación Gómez Plata
Fuente: Los autores

5.4. DETERMINACIÓN DE LOS VALORES MÁXIMOS DE PRECIPITACIÓN

Para obtener el Gradex (o pendiente de la distribución de los valores máximos de precipitación), característico de cada cuenca, es necesario interpolar los valores máximos de precipitación obtenidos de las diferentes estaciones pluviográficas pertenecientes a esta, y así obtener una distribución que graficada en papel probabilístico (Gumbel) represente el comportamiento de la lluvia sobre la totalidad de la cuenca. Para esto se utilizaron los siguientes métodos de interpolación:

- Interpolación de las series de precipitación máxima anual en 24 horas (isomáximas)
- Interpolación de las precipitaciones asociadas a un período de retorno (iso-Tr)
- Interpolación del Gradex de precipitación (isoGradex)

Para la determinación de los valores máximos de precipitación en la cuenca del Río Guadalupe se omitieron las estaciones Guanacas y La Sirena, puesto que presentaban un Gradex mucho mayor al de las demás estaciones de esta cuenca, cercano al doble. La diferencia significativa de la magnitud de los Gradex pudo presentarse por la ubicación de estas estaciones fuera de la cuenca de estudio y la cercanía de estas al embalse de Miraflores, haciendo posible un cambio en la precipitación debido al microclima de la zona y la precipitación orográfica.

Los valores del Gradex calculados por los métodos propuestos (Isomáximas, Iso-Tr e Isogradex) servirán como base para el cálculo del Gradex de escorrentía y futura extrapolación de los volúmenes de creciente.

Para identificar con cuál de los tres métodos se obtiene un mejor Gradex de precipitación es necesario llegar hasta el final del procedimiento y validar el método con la distribución empírica de los caudales máximos instantáneos.

5.4.1. INTERPOLACIÓN DE LAS SERIES DE PRECIPITACIÓN MÁXIMA ANUAL EN 24 HORAS (ISOMÁXIMAS)

Se tomaron las series de precipitaciones máximas anuales en 24 horas de cada una de las estaciones y se realizó una interpolación (isomáximas) con el método del inverso de la distancia al cuadrado utilizando el software SURFER 8®. El método del inverso de la distancia al cuadrado divide la cuenca o área de estudio en celdas, considerando que la precipitación dentro de una celda sin medida es una función de la precipitación de las celdas próximas que poseen medidas y del inverso de la distancia que las separa, elevada al cuadrado, haciendo que la influencia de un punto relativo a otro disminuye con la distancia (Franke, 1982).

Una vez se obtuvo la precipitación máxima anual en 24 horas, promediada sobre la totalidad de cada cuenca, se procedió al ajuste de estas a la distribución Gumbel y se plasmaron en el correspondiente papel probabilístico. La pendiente de la curva resultante corresponde al Gradex característico de la cuenca.

5.4.2. INTERPOLACIÓN DE LAS PRECIPITACIONES ASOCIADAS A UN PERÍODO DE RETORNO (ISO-Tr)

A modo de análisis se tomaron las series de precipitaciones máximas anuales en 24 horas de cada una de las estaciones localizadas en las cuencas utilizadas en el presente estudio, posteriormente para encontrar las precipitaciones asociadas a diferentes períodos de retorno se les aplicó la distribución Gumbel.

Una vez obtenidos los datos de precipitación se realizó una serie de interpolaciones entre los valores asociados a un mismo periodo para la totalidad de la cuenca utilizando el software SURFER 8®.

La pendiente de la recta resultante de la modelación de las precipitaciones medias en el papel Gumbel corresponde al Gradex de precipitación.

5.4.3. INTERPOLACIÓN DEL GRADEX DE PRECIPITACIÓN (ISOGRADEX)

Se tomaron las series de precipitaciones máximas anuales en 24 horas de cada una de las estaciones, posteriormente a estos datos se les aplicó la distribución Gumbel para luego graficarla en el correspondiente papel probabilístico y así obtener el Gradex perteneciente a cada estación como se muestra en el Anexo D para la cuenca del río Guadalupe y el Anexo H para la quebrada Piedras Blancas.

Una vez obtenidos los Gradex de precipitación se realizó una interpolación en el software SURFER 8® utilizando el método del inverso de la distancia al cuadrado para de esta forma obtener las Isolneas correspondientes al Isogradex y a partir de estas obtener el Gradex ponderado para cada una de las cuencas.

5.5. CALCULO DE VOLÚMENES MÁXIMOS

El cálculo de los volúmenes máximos se hace partiendo de los Gradex de precipitación para cada cuenca hidrográfica, posteriormente se procede a realizar la distribución de la esorrentía en mm, la cual equivale a la serie de caudales medios máximos anuales de cada una de las estaciones de caudal.

Se determina el caudal o lamina de esorrentía de saturación de la cuenca directamente de este modelamiento, según el método, el caudal correspondiente al estado de saturación de la cuenca es un caudal con un período de retorno de 10 años, sin embargo la saturación de una cuenca depende tanto de sus características geológicas como morfométricas. Para encontrar este caudal basta con observar el modelamiento de los caudales medios máximos anuales y encontrar el punto de cambio de tendencia (punto pivot), desde el cual la tendencia de las precipitaciones máximas anuales y la de los caudales máximos anuales son paralelas como se muestra en la Figura 12.

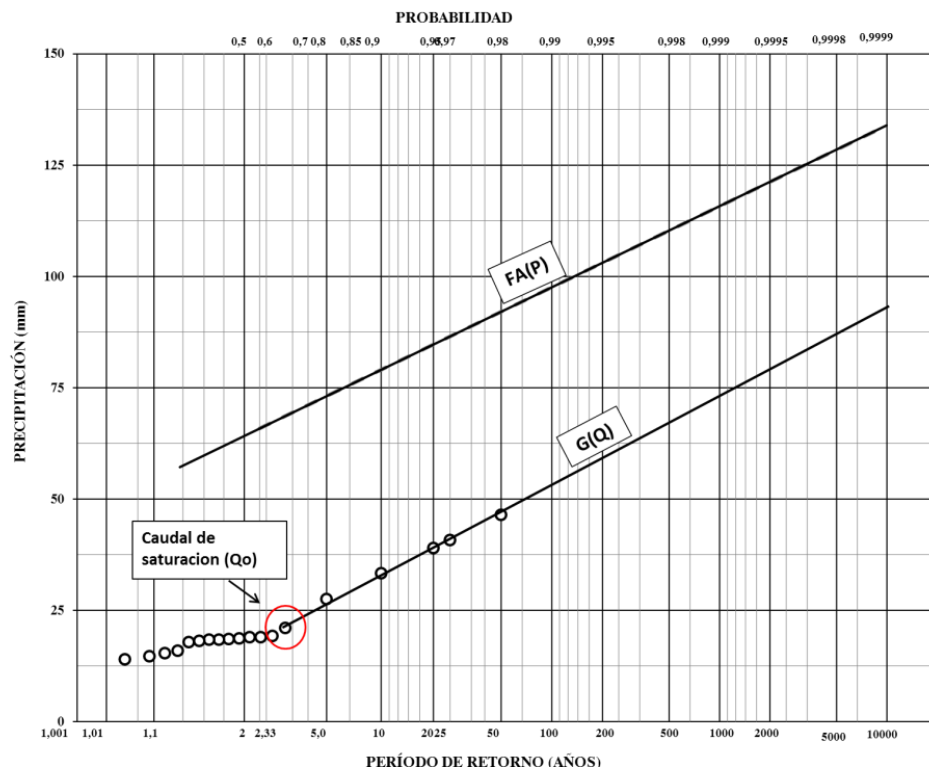


Figura 12. Caudal de saturación
Fuente: Los autores

Una vez la cuenca se encuentra saturada cualquier incremento en la precipitación se convierte en un incremento de igual magnitud en la esorrentía, y teniendo en cuenta las suposiciones del método Gradex, se extrapolan los caudales a períodos de retorno mayores al de saturación de la cuenca.

5.6. CALCULO DE LA RETENCIÓN EN LA CUENCA

Luego de modelar en el mismo papel probabilístico la serie de caudales medios máximos anuales y de precipitaciones máximas en 24 se obtienen dos líneas rectas paralelas desde el punto pivote correspondiente al caudal de saturación de la cuenca, la diferencia entre estas dos líneas corresponde a la retención de la cuenca.

5.7. RELACIÓN QP/QM

Para la obtención de la relación media del factor de forma del hidrograma de creciente k , entre el caudal máximo instantáneo y el caudal máximo promedio fue necesario contar con varios hidrogramas de crecientes significativas, para este estudio fueron utilizados 40 hidrogramas correspondientes a dos crecientes significativas por año, desde el año 1989 hasta el 2009 para cada una de las cuencas. En la Figura 13 se muestra a manera de ejemplo el hidrograma de una creciente ocurrida en 1995 en el río Guadalupe.

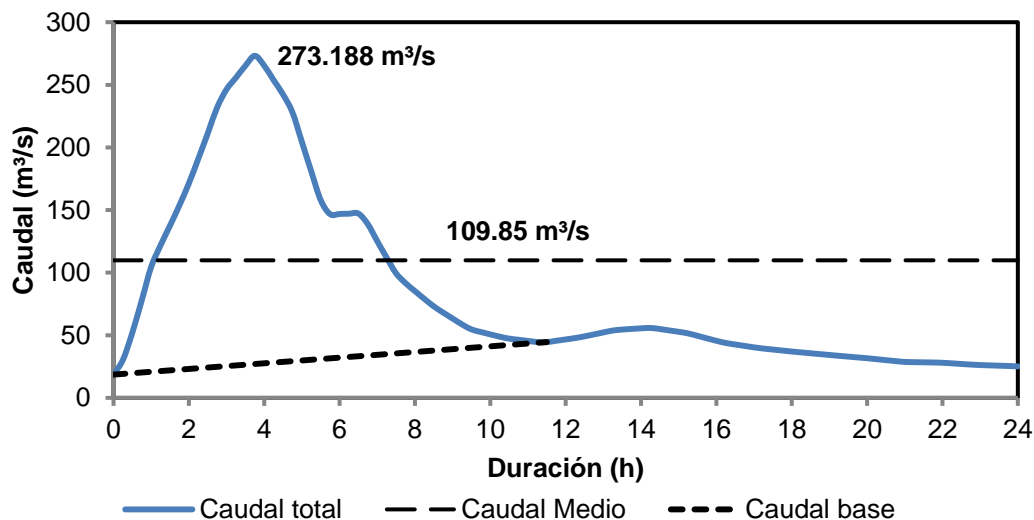


Figura 13. Ejemplo de hidrograma de crecientes cuenca río Guadalupe
Fuente: Los autores

Para la separación de los hidrogramas utilizados para el análisis de crecientes de las cuencas hidrográficas estudiadas fue utilizado el método de la línea recta presentado en la Figura 14, el cual es un método sencillo que consiste en unir con una línea recta los puntos A, de comienzo del incremento del caudal del hidrograma, y E, de comienzo de la

curva de agotamiento. El caudal por debajo de esa línea corresponde al aporte de agua subterránea y el resto a la escorrentía superficial total

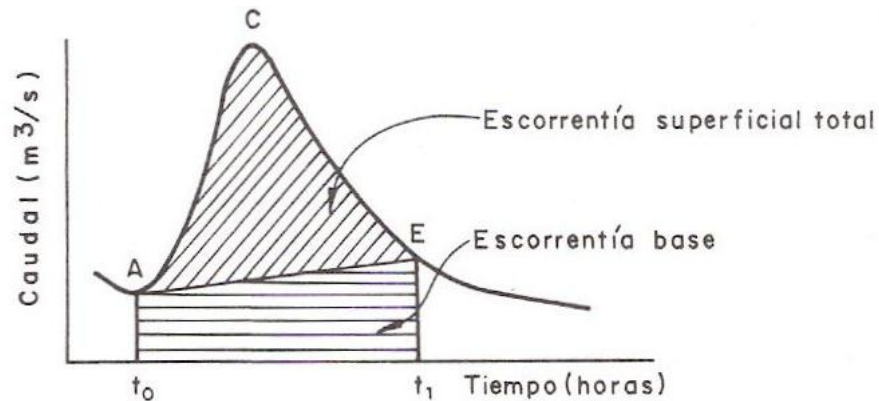


Figura 14. Separación componentes hidrograma. Método de la línea recta
Fuente: Monsalve, 1995

La determinación del volumen de escorrentía superficial total se hace planimetrando el área ACE, teniendo en cuenta las unidades.

De la misma manera, la determinación del volumen de escorrentía base se hace planimetrando el área AEt₁t₀.

5.8. CALCULO DE CAUDALES MÁXIMOS INSTANTÁNEOS

Para el cálculo de los caudales máximos instantáneos es necesario contar con el factor de forma **k**, obtenido a partir de los hidrogramas de crecientes significativas, estos caudales máximos instantáneos se obtienen mediante el producto de los caudales máximos promedio y este factor de forma.

5.9. MODELAMIENTO DE LA SERIE DE CAUDALES MÁXIMOS INSTANTÁNEOS (MCMII)

Con el objetivo de validar y comparar los resultados arrojados por el método Gradex, se modelaron en un papel Gumbel las series de caudales máximos instantáneos registrados en cada una de las estaciones limnigráficas G-8 y RM-7 pertenecientes a las cuencas del río Guadalupe y la quebrada Piedras Blancas respectivamente, se tomaron los caudales asociados a un período de retorno de dicha modelación y se compararon mediante un análisis de correlación con los caudales máximos instantáneos obtenidos a partir del método Gradex.

5.10. ÍNDICE DE CRECIENTES

Se compararon los resultados arrojados por el método Gradex contra los análisis de regionalización ya hechos en el departamento de Antioquia (Smith & Vélez, 1997), en especial los relacionados con el índice de crecientes+. Este estudio se encargó de dividir el departamento de Antioquia en 15 zonas obteniendo los índices para cada una de las estaciones a partir de los eventos generados por el modelamiento probabilístico de las series de caudales máximos instantáneos, verificó la homogeneidad de los índices obtenidos en las diferentes zonas mediante la comparación de cada uno de ellos y de los eventos generados para 10 años de intervalo de recurrencia utilizando el índice promedio de la zona, graficó el área de la cuenca contra la media de los caudales máximos (ambos en la escala logarítmica) para determinar posibles comportamientos regionales, posteriormente calculo la curva regional de frecuencia para cada una de las zonas del departamento teniendo en cuenta los parámetros de escala, $Q_{2.33}$ y área de drenaje para períodos de tiempo de base común y más largo de registros. El método consiste en los siguientes pasos:

1. ***Selección de las cuencas instrumentadas dentro de la región que tienen características similares a las cuencas no instrumentadas.*** La similitud debe incluir características tales como la altura promedio, geología, clima, estructura del suelo, etc.
2. ***Determinar el período de tiempo base que se utilizará en el estudio.*** Este período de tiempo debe ser el período común de registros de las estaciones instrumentadas de la zona de estudio. infortunadamente en nuestro medio, cuando se opta por seleccionar un período común de registros, este resulta ser muy corto. Esta limitación obliga en algunos casos a utilizar como tiempo base el período de registro más largo de las estaciones instrumentadas de la zona de estudio.
3. ***Ajustar distribuciones de probabilidad para los datos de cada estación instrumentada.***
4. ***Estimar la media de los caudales máximos ($Q_{2.33}$) para cada estación.***
5. ***Evaluar la homogeneidad de los registros.*** La relación entre la creciente de 10 años de período de retorno y la media de los caudales máximos (relación que define el índice de crecientes), es el estadístico que se usará para la medición de la homogeneidad de los registros. Se debe calcular la relación promedio para todas las estaciones instrumentadas que se están utilizando. Este valor se multiplica por la media de los caudales máximos de cada una de las estaciones, se determina la probabilidad de no excedencia asociada a cada uno de los eventos obtenidos, con el fin de determinar el período de retorno asociado. Estos

períodos de retorno deben ser cercanos a 10 años. Si alguna estación muestra períodos de retorno muy alejados de este valor, esto significaría que esa estación debe retirarse del análisis.

- 6. Establecer relaciones entre la media de los caudales máximos anuales y las características de la cuenca, usualmente el área de drenaje de cada estación.** La creciente media anual de una cuenca no instrumentada puede ser determinada a partir del gráfico $\log A$ vs. $\log Q_{2,33}$, del conjunto de cuencas instrumentadas de la región. Este gráfico generalmente tiende a una línea recta.
- 7. Determinar la relación regional de frecuencias de crecientes.** Se debe realizar un análisis de frecuencia a las series de caudales máximos divididos por sus respectivas medias o por el área de la cuenca. En cada rango específico (m), se selecciona la razón mediana y se grafica contra el intervalo de recurrencia.

La curva resultante es la Curva regional de Frecuencia que puede ser utilizada para estimar las características de recurrencia de crecientes de una cuenca no instrumentada.

- 8. Calcular la razón media de creciente para cada intervalo de recurrencia, multiplicar por la creciente media anual estimada de cuenca no instrumentada o por el área de la misma y graficar contra el intervalo de recurrencia.** El resultado final de estos pasos secuenciales es una curva de frecuencia de creciente para la cuenca no instrumentada.

6. RESULTADOS

A partir de la aplicación del método Gradex en las cuencas del río Guadalupe y la quebrada Piedras Blancas se obtuvieron los caudales máximos instantáneos para diferentes períodos de retorno. Este proceso se basó en los valores máximos de precipitación calculados mediante el método de las Isomáximas (Ver Numeral 5.4.1), sin embargo, a modo de análisis también se aplicó el método Gradex utilizando los valores máximos de precipitación obtenidos mediante los métodos del Isogradex y el Iso-Tr.

6.1. CARACTERÍSTICAS MORFOMÉTRICAS

Los parámetros morfométricos de las distintas cuencas hidrográficas se presentan en la Tabla 6 y Tabla 7.

PARÁMETRO	SÍMBOLO	UNIDAD	VALOR
Área	A	km ²	276
Longitud del cauce principal	L	km	35.5
Pendiente promedio de la cuenca	S	%	15.81
Pendiente del cauce principal	S _o	%	2.2
Cota mayor del cauce principal	C _M	m.s.n.m.	2600
Cota menor del cauce principal	C _m	m.s.n.m.	1800
Perímetro de la cuenca	P _e	km	77
Longitud de la cuenca	L _c	km	36.2

Tabla 6. Características morfométricas cuenca río Guadalupe

PARÁMETRO	SÍMBOLO	UNIDAD	VALOR
Área	A	km ²	24.9
Longitud del cauce principal	L	km	7.03
Pendiente promedio de la cuenca	S	%	15.3
Pendiente del cauce principal	S _o	%	1.2
Cota mayor del cauce principal	C _M	m.s.n.m.	2550
Cota menor del cauce principal	C _m	m.s.n.m.	1780
Perímetro de la cuenca	P _e	km	23.13
Longitud de la cuenca	L _c	km	8.39

Tabla 7. Características morfométricas cuenca quebrada Piedras Blancas

6.2. PRUEBA DE BONDAD DE AJUSTE CHI-CUADRADO

Basados en los resultados obtenidos de la prueba estadística Chi-cuadrado (χ^2) aplicada a los registros de cada una de las estaciones, como se presenta en la Tabla 8, la distribución Pearson III fue la de mejor ajuste en 8 de las 9 estaciones pluviográficas analizadas, lo cual desmiente una de las hipótesis iniciales del método, la cual afirma que la frecuencia de precipitación es una función exponencial decreciente, lo que implica que la función de distribución asintótica para precipitaciones máximas anuales es una distribución Gumbel.

CUENCA	ESTACIÓN	CRITERIO	NORMAL	PEARSON III	LOG-NORMAL	GUMBEL
Guadalupe	Gómez plata	Max. Desviación	3.67	2.38	2.7	0.77
		Valor de la prueba	41.33	40.11	41.33	41.33
	Guanacas	Max. Desviación	3.08	3.08	1.83	0.58
		Valor de la prueba	32.67	31.41	32.67	32.67
	Haitón	Max. Desviación	3.18	Rechazada	4.54	3.45
		Valor de la prueba	56.94	Rechazada	56.94	56.94
	La sirena	Max. Desviación	2.66	0.1667	1	1
		Valor de la prueba	32.67	31.41	32	32.67
	Montañitas	Max. Desviación	7	3.18	2.63	3.45
		Val. De La Prueba	56.94	55.76	56.94	56.94
	Río negrito	Max. Desviación	16.6471	8.1765	13.3529	13.3529
		Val. De La Prueba	65.17	64	65.17	65.17
Santa rosa	Max. Desviación	7.2353	4.8824	5.5882	4.8824	
	Val. De La Prueba	65.17	64	65.17	65.17	
Piedras Blancas	Mazo	Max. Desviación	10.58	8.06	8.06	8.84
		Val. De La Prueba	77.93	76.78	77.93	77.93
	Chorrillos	Max. Desviación	5.1613	1.096	4	1.4839
		Val. De La Prueba	77.93	76.78	77.93	77.93

Tabla 8. Bondad del ajuste (Prueba χ^2)

6.3. DETERMINACIÓN DE LOS VALORES MÁXIMOS DE PRECIPITACIÓN

6.3.1. Interpolación de las series de precipitación máxima anual en 24 horas (Isomáximas)

A continuación en las Figura 15 y 16 y las Tabla 9 y Tabla 10 se presentan las distribuciones Gumbel aplicadas a la serie de precipitaciones máximas anuales de 24 horas de la cuenca hidrográfica del río Guadalupe y la quebrada Piedras Blancas respectivamente.

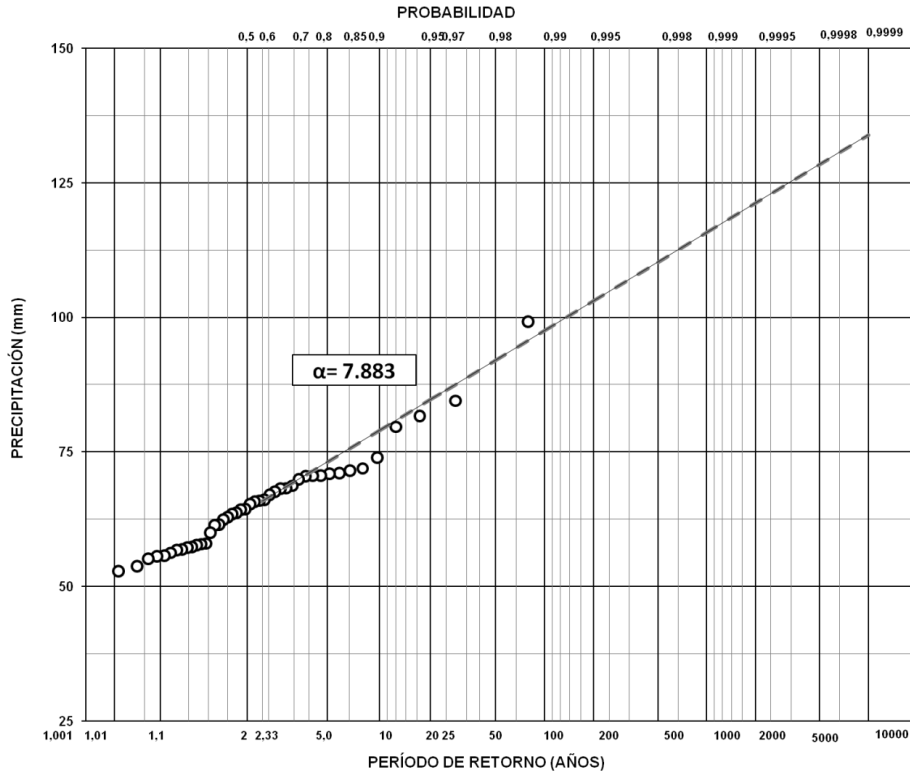


Figura 15. Distribución Gumbel Isomáximas cuenca río Guadalupe
Fuente: Los autores

Tr (años)	P (mm)
2.33	66
5	73
10	79
20	85
50	92
100	98
1000	116
10000	134

Tabla 9. Distribución Gumbel Isomáximas cuenca río Guadalupe

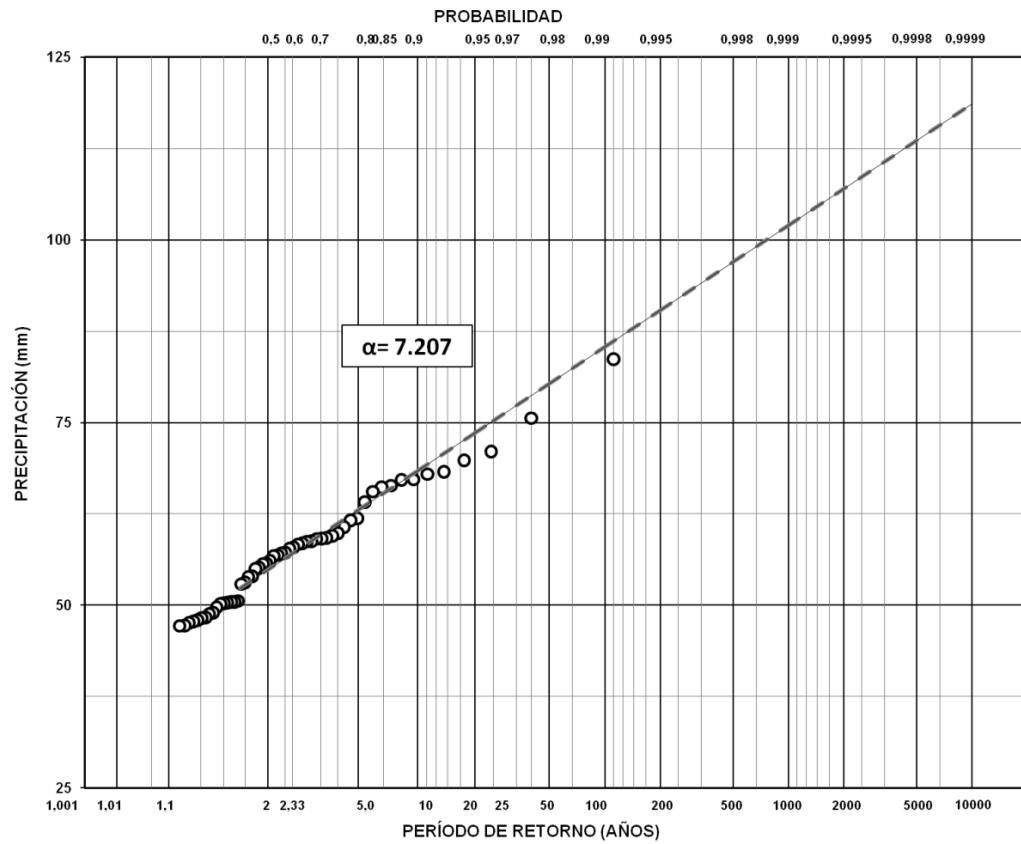


Figura 16. Distribución Gumbel isomáximas quebrada Piedras Blancas
Fuente: Los autores

Tr (años)	P (mm)
2.33	56
5	63
10	68
20	74
50	80
100	85
1000	102
10000	119

Tabla 10. Distribución Gumbel Isomáximas cuenca quebrada Piedras Blancas

6.3.2. Interpolación de las precipitaciones asociadas a un periodo de retorno (Iso-Tr)

En la Tabla 11 se presentan los valores de precipitación asociados a los diferentes periodos de retorno para las estaciones pluviográficas utilizadas en el presente estudio.

Tr (años)	PRECIPITACIÓN (mm)						
	Río Guadalupe				Q. Piedras Blancas		
	Rionegrito	Santa Rosa	Montañitas	Haitón	Gómez Plata	Chorrillos	Mazo
1.01	37.81	41.23	36.45	56.83	45.51	34.74	36.30
2	64.57	87.13	56.82	83.62	65.83	54.52	54.25
2.33	67.56	92.27	59.10	86.61	68.11	56.73	56.26
5	80.56	114.58	68.99	99.63	77.98	66.34	64.98
10	91.15	132.75	77.06	110.23	86.02	74.17	72.09
20	101.31	150.18	84.79	120.40	93.74	81.68	78.90
50	114.46	172.74	94.80	133.56	103.73	91.40	87.72
100	124.31	189.65	102.30	143.43	111.21	98.68	94.34
200	134.13	206.50	109.78	153.25	118.67	105.94	100.92
500	147.08	228.72	119.64	166.22	128.50	115.52	109.61
1000	156.87	245.52	127.09	176.02	135.94	122.75	116.18
10000	189.37	301.29	151.84	208.56	160.62	146.78	137.98

Tabla 11. Precipitaciones asociadas a diferentes periodos de retorno

En las Figura 17 y Figura 18 y las Tabla 12 y Tabla 13 se presenta la modelación para las cuencas del río Guadalupe y la quebrada Piedras Blancas, respectivamente.

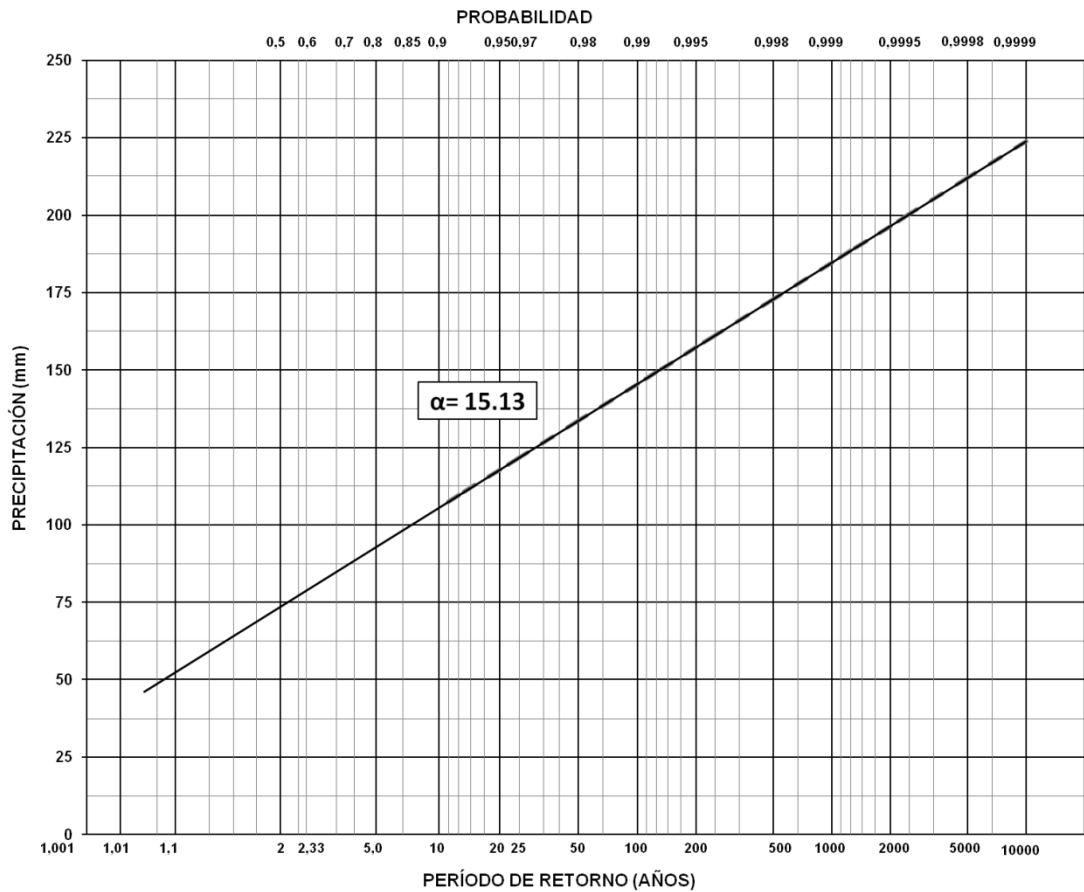


Figura 17. Distribución Gumbel Iso-Tr río Guadalupe
Fuente: Los autores

Tr (años)	P(mm)
10	99.11
20	110.01
25	113.46
50	124.11
100	134.68
200	145.21
500	159.10
1000	169.60
10000	204.49

Tabla 12. Distribución Gumbel Iso-Tr cuenca río Guadalupe

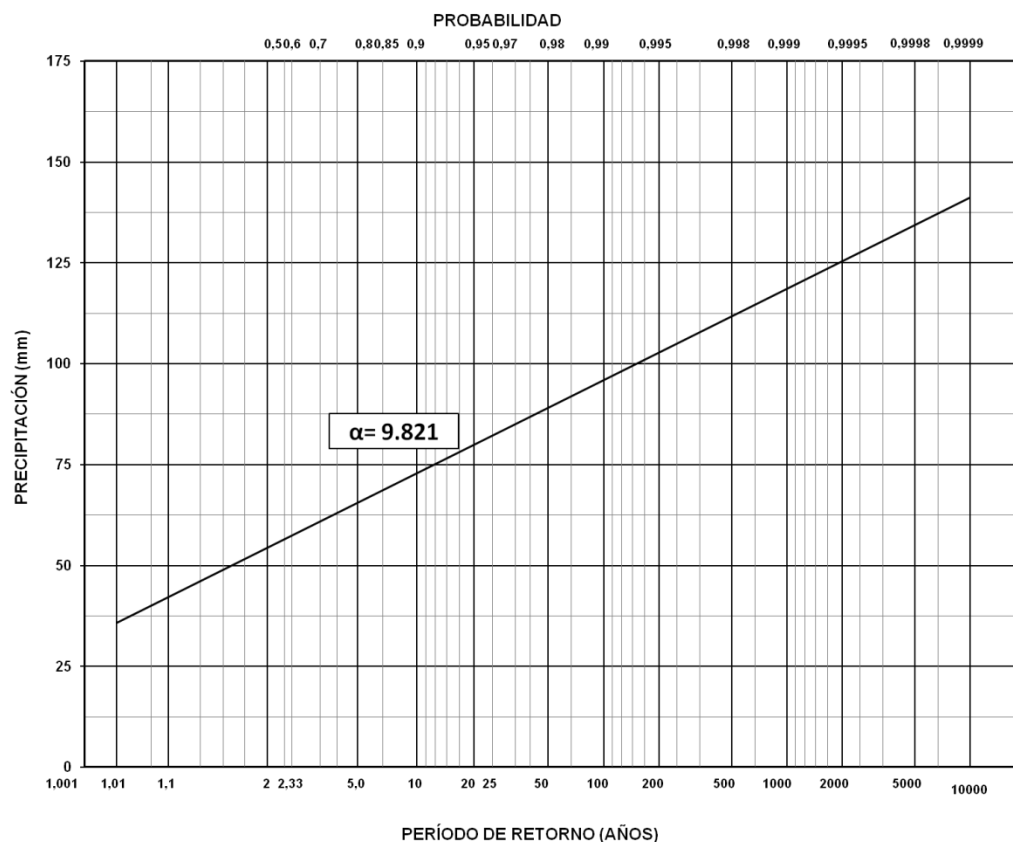


Figura 18. Distribución Gumbel Iso-Tr quebrada Piedras Blancas
Fuente: Los autores

Tr	P (mm)
2.33	56
10	73
25	82
50	89
100	96
200	103
500	112
1000	119
10000	141

Tabla 13. Distribución Gumbel Iso-Tr cuenca quebrada Piedras Blancas

6.3.3. Interpolación del Gradex de precipitación (Isogradex)

Se presenta el Gradex de precipitación obtenido para cada estación, en la Tabla 14 para las estaciones de la cuenca del río Guadalupe y en la Tabla 15 para las estaciones de la cuenca de la quebrada Piedras Blancas.

ESTACIÓN	GRADEX
Montañitas	10.74
Santa rosa	11.51
Rionegrilo	14.11
Haitón	14.12
Gómez plata	10.71

Tabla 14. Gradex de precipitación estaciones cuenca río Guadalupe

ESTACIÓN	GRADEX
Mazo	9.47
Chorrillos	10.43

Tabla 15. Gradex de precipitación estaciones cuenca quebrada Piedras Blancas

En las Figuras Figura 19 y Figura 20 se presentan las líneas de isogradex de las cuencas del río Guadalupe y la quebrada Piedras Blancas, respectivamente.

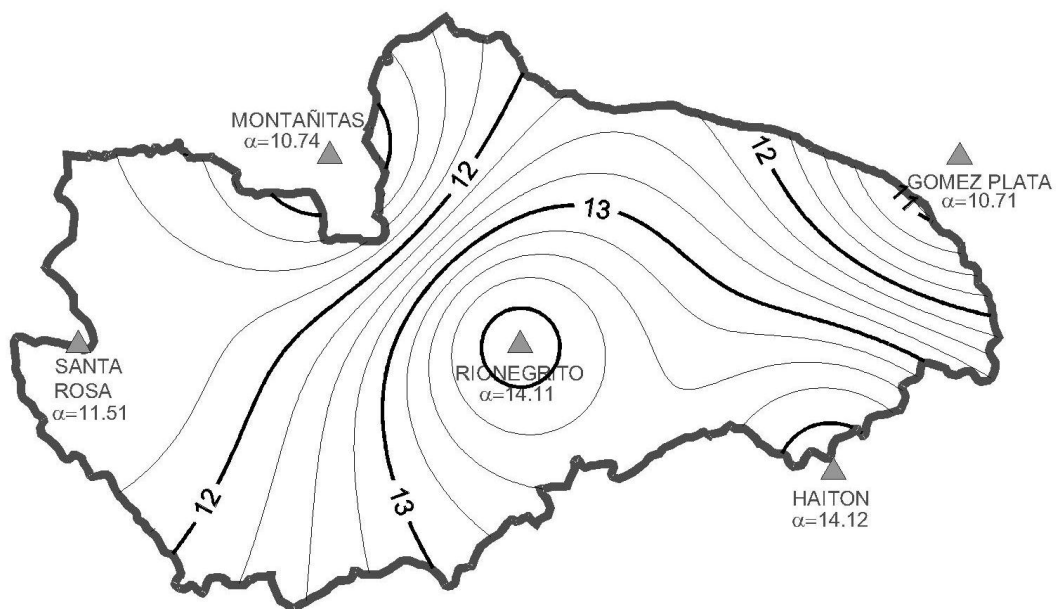


Figura 19. Isogradex cuenca río Guadalupe
Fuente: Los autores



Figura 20. Isogradex cuencas Quebrada Piedras Blancas
Fuente: Los autores

Los valores del Gradex calculados por los métodos propuestos (Isomaximas, Iso.Tr e Isogradex) se presentan en Tabla 16 y se usaron como base para el cálculo del Gradex de escorrentía y posterior extrapolación de los volúmenes de creciento.

Para identificar con cuál de los tres métodos se obtiene un mejor Gradex de precipitación fue necesario llegar hasta el final del procedimiento y validar el método con la distribución empírica de los caudales máximos instantáneos.

CUENCA	GRADEX		
	ISOMÁXIMAS	ISO-Tr	ISOGRADEX
Río Guadalupe	7.88	15.13	12.49
Q. Piedras Blancas	7.21	9.82	9.82

Tabla 16. Valores del Gradex de precipitación calculado por los diferentes métodos.

Los valores de Gradex obtenidos para la cuenca de Piedras Blancas mediante los procedimientos anteriormente descritos, muestran una menor variación entre ellos, teniendo dos de estos el mismo valor, mientras que para la cuenca del río Guadalupe los valores varían considerablemente. Esto se puede explicar por la diferencia áreas y de la cantidad de información hidrológica empleada. El área de la cuenca de piedras blancas es de 24.9 km² y se usaron 2 estaciones de lluvia, mientras que el área de la cuenca del río Guadalupe es de 279 km² y se usaron 5 estaciones de lluvia.

6.4. CALCULO DE VOLÚMENES MÁXIMOS

Siguiendo las recomendaciones del método, para la extrapolación de los caudales máximos se utilizó un caudal de saturación de 10 años para cada una de las cuencas, sin embargo, después de la validación del método se obtuvo una mejor correlación utilizando un caudal con un período de retorno de 2,33 para la cuenca del río Guadalupe y de 10 años para la cuenca de la quebrada Piedras Blancas. Para obtener el caudal de saturación de una cuenca basta con observar el modelamiento de los caudales medios máximos anuales y encontrar el punto de cambio de tendencia (punto pivote), desde el cual la tendencia de las precipitaciones máximas anuales y la de los caudales máximos anuales son paralelas.

En las Figura 21 y Figura 22 se presenta la extrapolación de los volúmenes máximos mediante el método Gradex para las cuencas del río Guadalupe y la quebrada Piedras Blancas, respectivamente. En estas figuras se ha considerado como base la distribución de los valores de precipitación producto del método denominado como isomáximas.

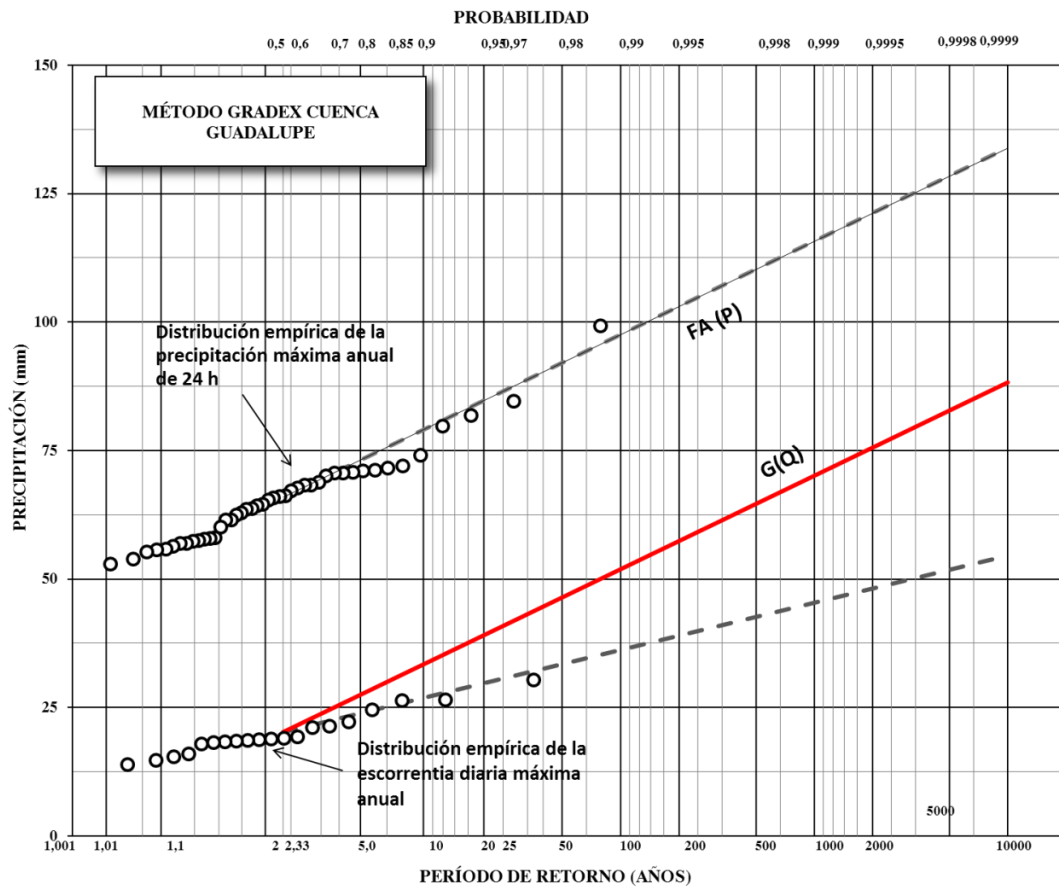


Figura 21. Extrapolación de caudales máximos cuenca río Guadalupe
Fuente: Los autores

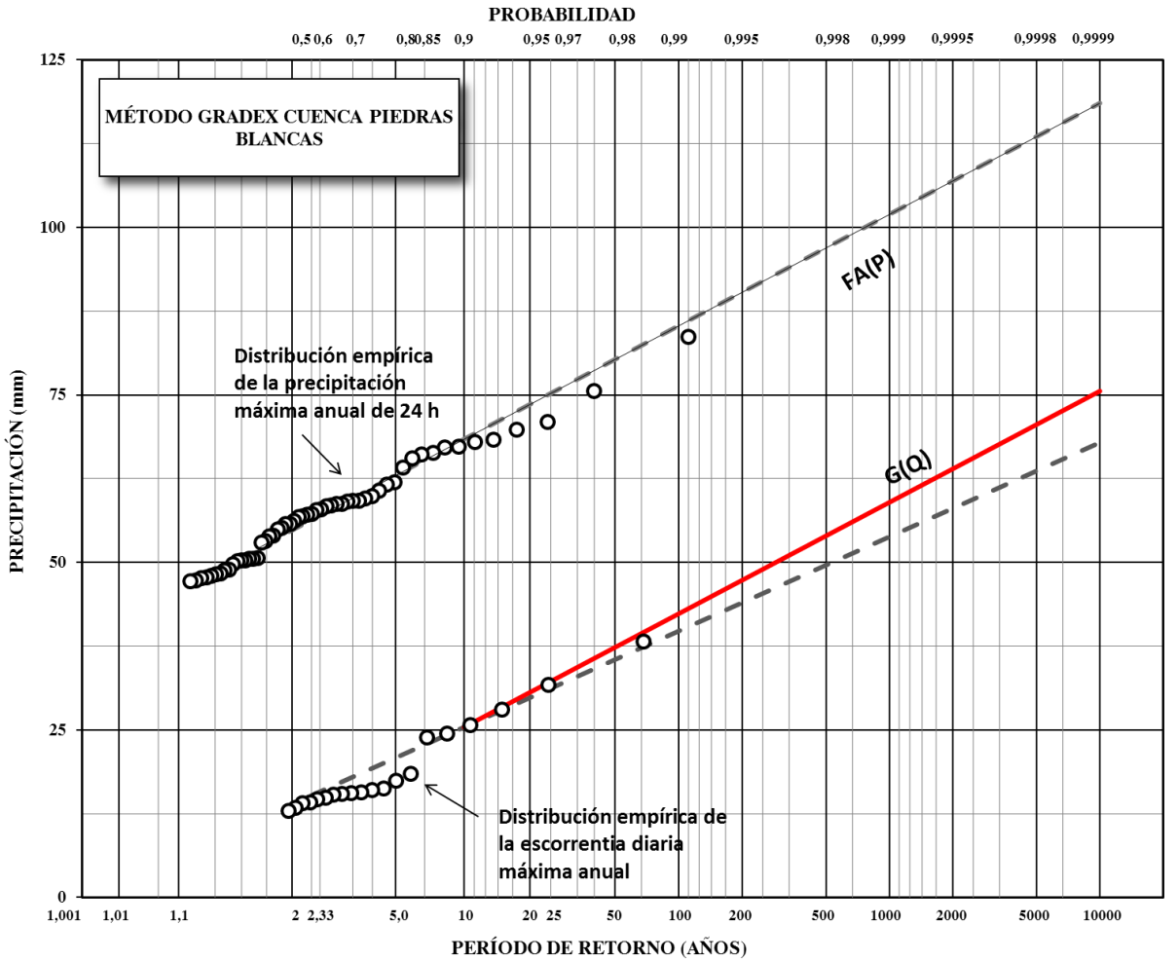


Figura 22. Extrapolación de caudales máximos quebrada Piedras Blancas
Fuente: Los autores

6.5. RETENCIÓN DE LA CUENCA

En la Tabla 17 se presenta la retención media para las cuencas del río Guadalupe y la quebrada Piedras Blancas.

Cuenca	Retención (mm)
Río Guadalupe	45.66
Quebrada Piedras Blancas	42.99

Tabla 17. Retención

6.6. FACTOR DE FORMA Y OBTENCIÓN DE LOS CAUDALES MÁXIMOS INSTANTÁNEOS

Luego de obtener el caudal pico y el caudal medio de la creciente de cada uno de los hidrogramas se procedió a obtener el coeficiente de correlación R para cada cuenca, siendo este de 0.9651 para el río Guadalupe y de 0.9724 para la quebrada Piedras Blancas, infiriendo de estos valores que existe una dependencia muy estrecha entre el caudal pico y el caudal medio en cada una de las cuencas.

Para obtener la relación k (Q_p/Q_m) se toma la diferencia entre los promedios de los logaritmos de los valores de Q_p y Q_m , obteniendo $\ln(k)$, del cual se obtiene un estimado del valor medio de k para cada cuenca (CFGB, 1994).

En las Figura 23 y Figura 24 se presentan las gráficas de la relación Q_p/Q_m para las cuencas estudiadas.

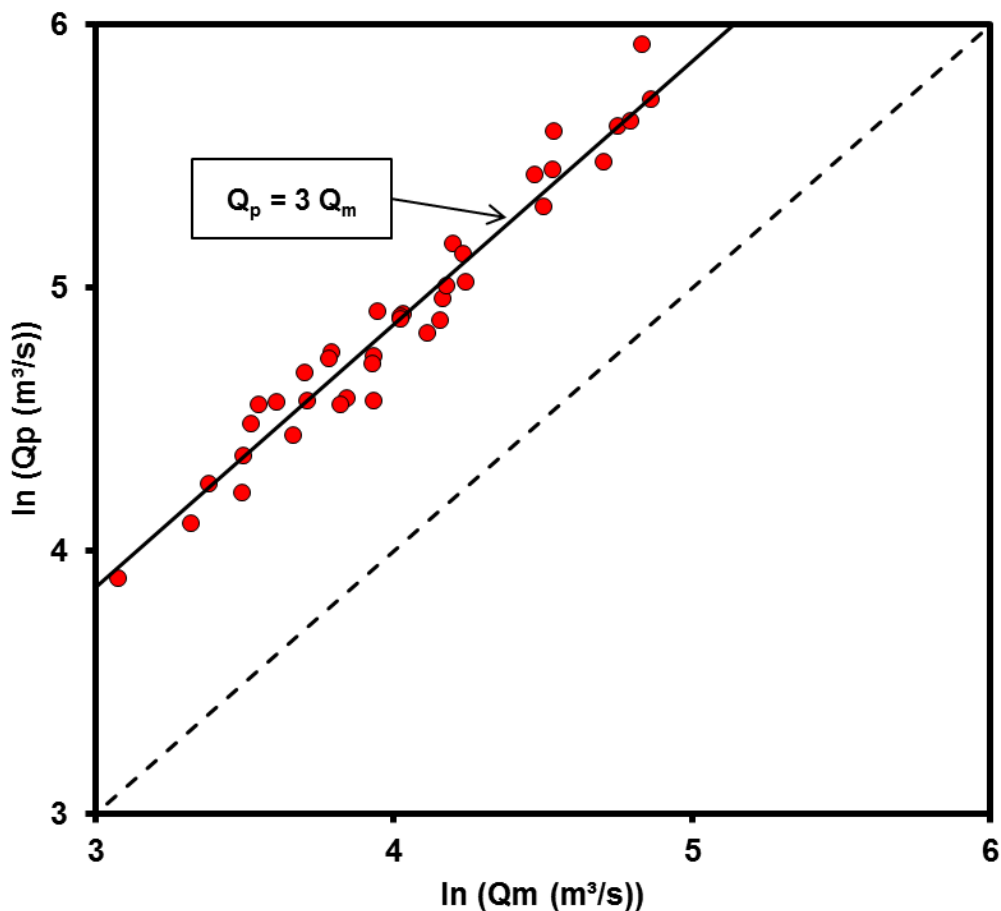


Figura 23. Relación Q_p/Q_m cuenca río Guadalupe
Fuente: Los autores

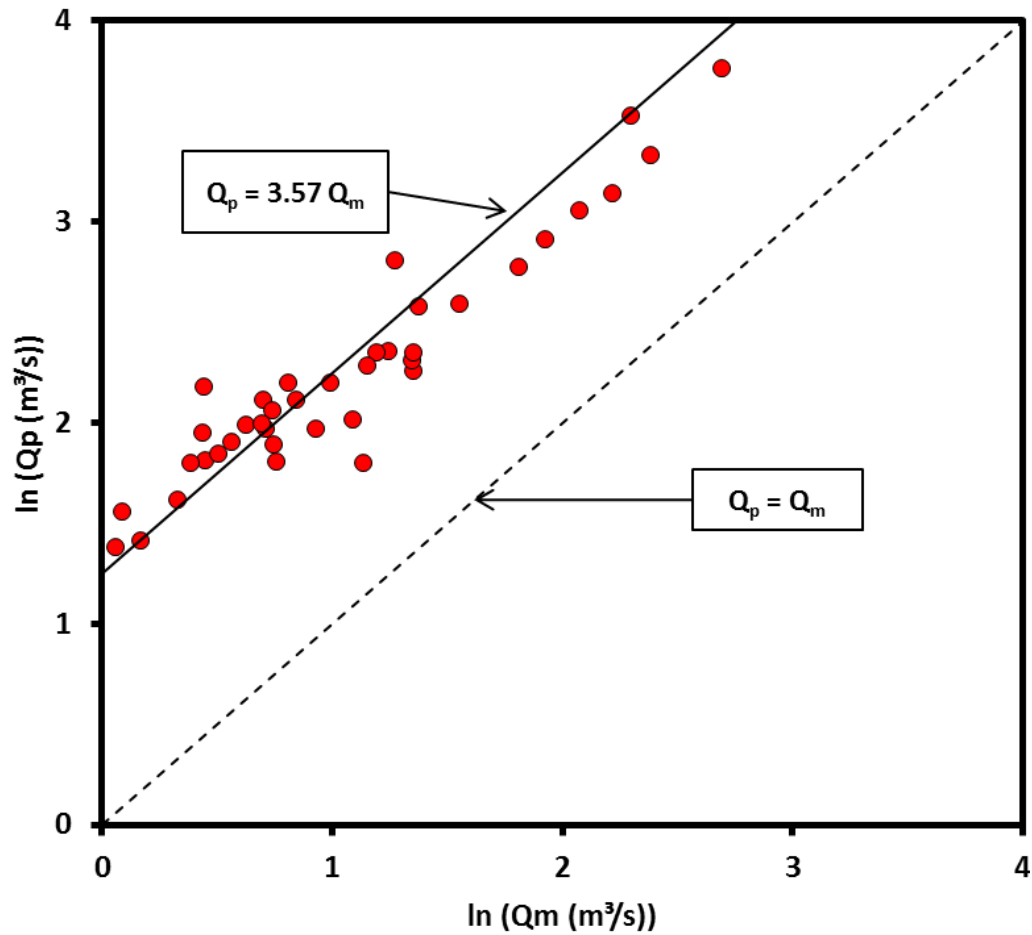


Figura 24. Relación Q_p/Q_m cuenca quebrada Piedras Blancas
Fuente: Los autores

Los caudales máximos instantáneos se obtienen mediante el producto de los caudales máximos promedio y el factor de forma k . En la Figura 25 y Figura 26 se presentan las gráficas que muestran la distribución de los caudales máximos instantáneos para diferentes períodos de retorno mediante el método Gradex en cada una de las cuencas, utilizando como base la distribución de los valores de precipitación producto de la interpolación de las series de precipitación máxima anual en 24 horas (isomáximas).

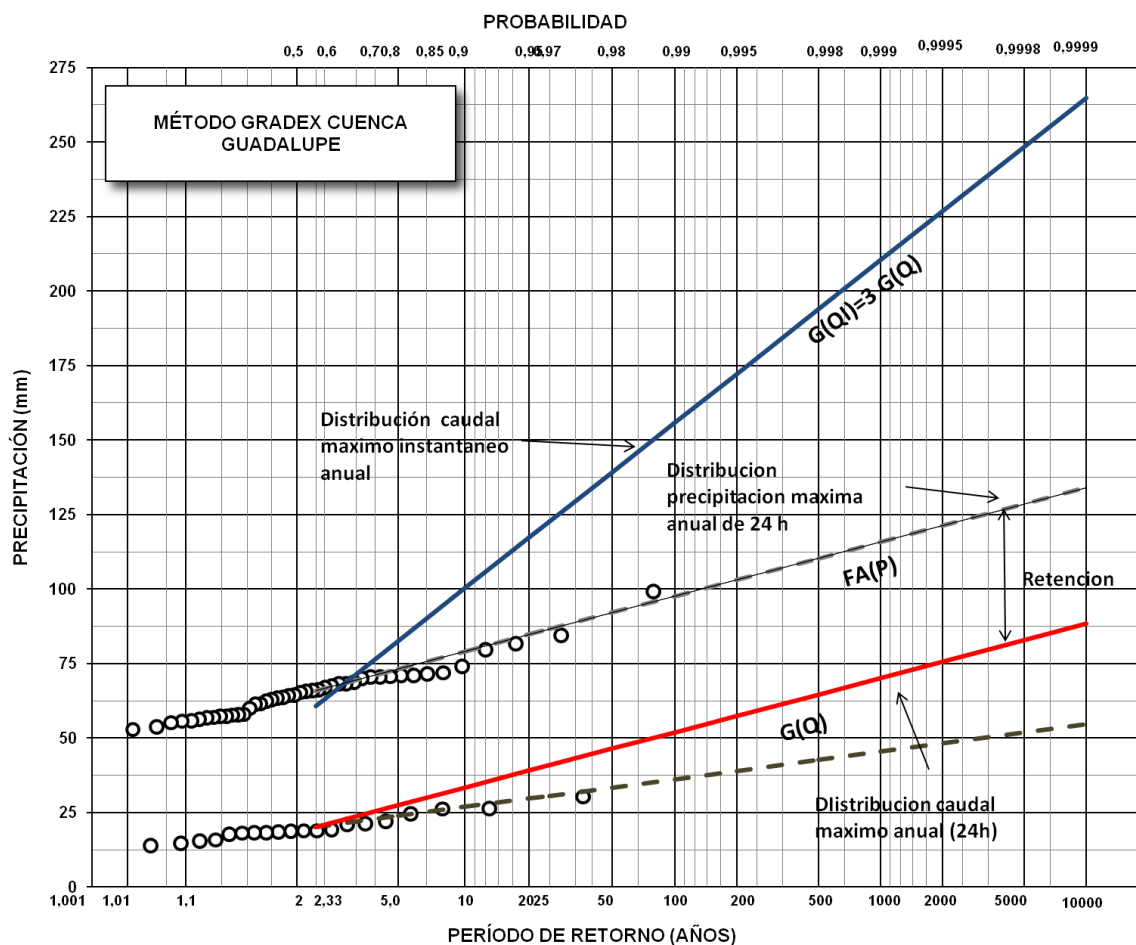


Figura 25. Caudales máximos instantáneos cuenca río Guadalupe mediante el método Gradex
Fuente: Los autores

En la Tabla 18 se presentan las precipitaciones máximas anuales en 24 horas (mm), los caudales máximos anuales (mm) y los caudales máximos instantáneos (m³/s) obtenidos mediante el método Gradex para diferentes períodos de retorno, correspondientes a la cuenca del río Guadalupe.

Tr (años)	P (mm)	Distribución Q máx. anuales en 24h (mm)	Q max. inst. (mm)	Q max. inst. (m ³ /s)
2.33	65.88	20.21	60.64	193.72
10	79.06	33.39	100.18	303.77
20	84.73	39.07	117.21	356.13
50	92.08	46.42	139.25	425.36
100	97.58	51.92	155.76	477.72
500	110.30	64.64	193.92	599.31
1000	115.77	70.11	210.33	651.67
10000	133.93	88.27	264.80	825.62

Tabla 18. Método Gradex cuenca río Guadalupe

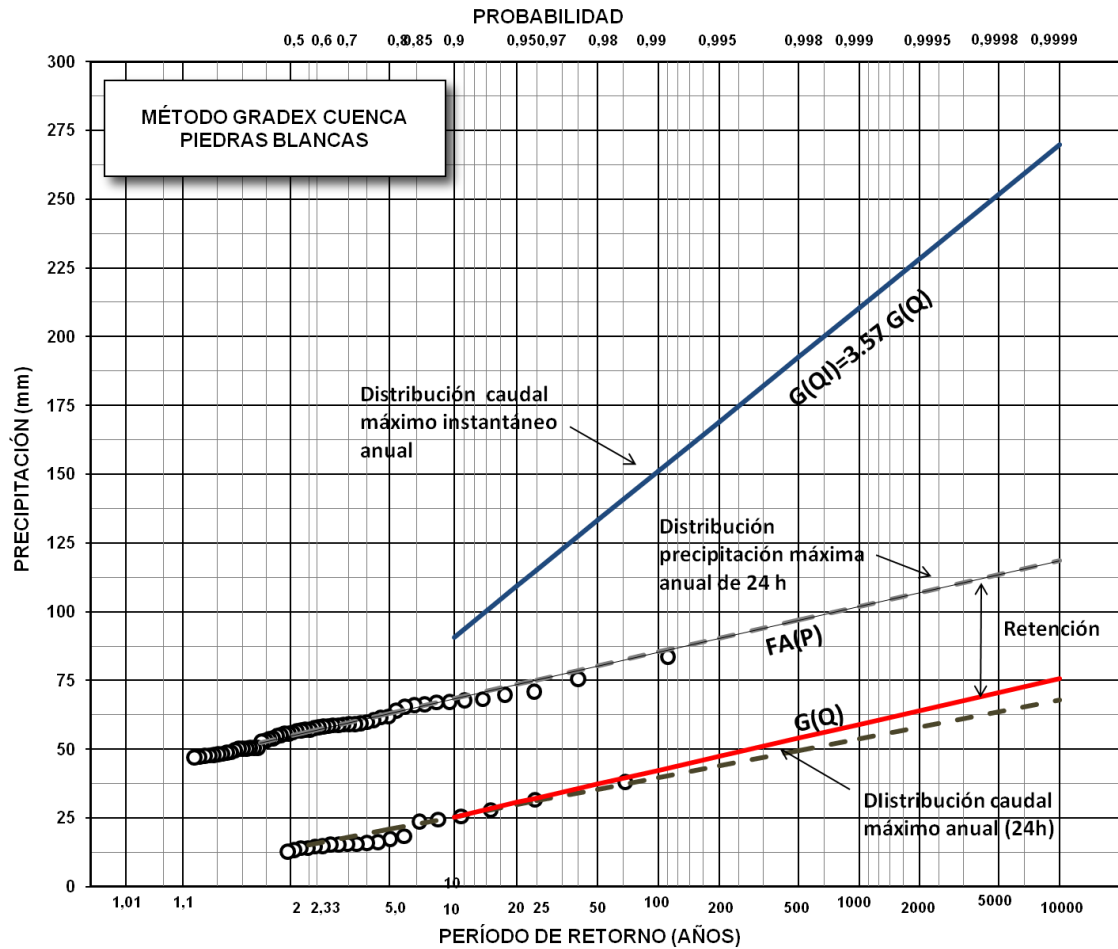


Figura 26. Caudales máximos instantáneos cuenca quebrada Piedras Blancas mediante el método Gradex
Fuente: Los autores

En la Tabla 19 se presentan las precipitaciones máximas anuales en 24 h (mm), los caudales máximos anuales (mm) y los caudales máximos instantáneos (m³/s) obtenidos mediante el método Gradex para diferentes períodos de retorno, correspondientes a la cuenca de la quebrada Piedras Blancas.

Tr (años)	P (mm)	Distribución Q máx. anuales en 24h (mm)	Q max. inst. (mm)	Q max. inst. (m ³ /s)
10	68.41	25.42	90.76	26.16
20	73.60	30.61	109.28	31.30
50	80.31	37.32	133.25	38.09
100	85.34	42.36	151.21	43.23
500	96.97	53.98	192.73	55.16
1000	101.97	58.98	210.57	60.30
10000	118.57	75.58	269.83	77.38

Tabla 19. Método Gradex cuenca quebrada Piedras Blancas

6.7. MODELAMIENTO DE LA SERIE DE CAUDALES MÁXIMOS INSTANTÁNEOS (MCMÍ)

En las Figura 27 y Figura 28 se presentan las gráficas en papel probabilístico correspondientes a cada una de las estaciones y en las Tabla 20 y Tabla 21 la información correspondiente a los caudales máximos instantáneos para diferentes períodos de retorno obtenidos a partir del modelamiento de la serie de caudales máximos instantáneos.

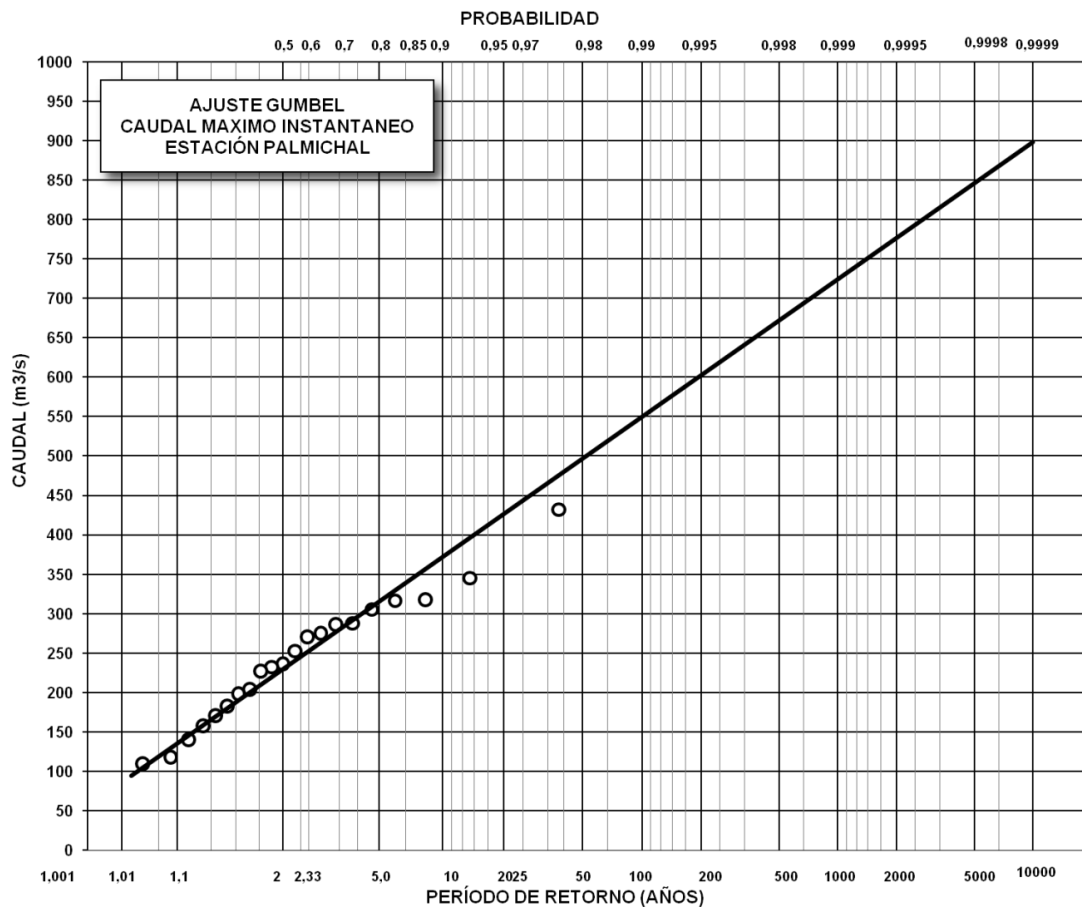


Figura 27. Distribución de la serie de caudales máximos instantáneos cuenca río Guadalupe
Fuente: Los autores

Tr (años)	QI (m³/s)
2.33	246
10	372
20	427
50	497
100	550
500	672
1000	724
10000	898

Tabla 20. MCMi Cuenca río Guadalupe

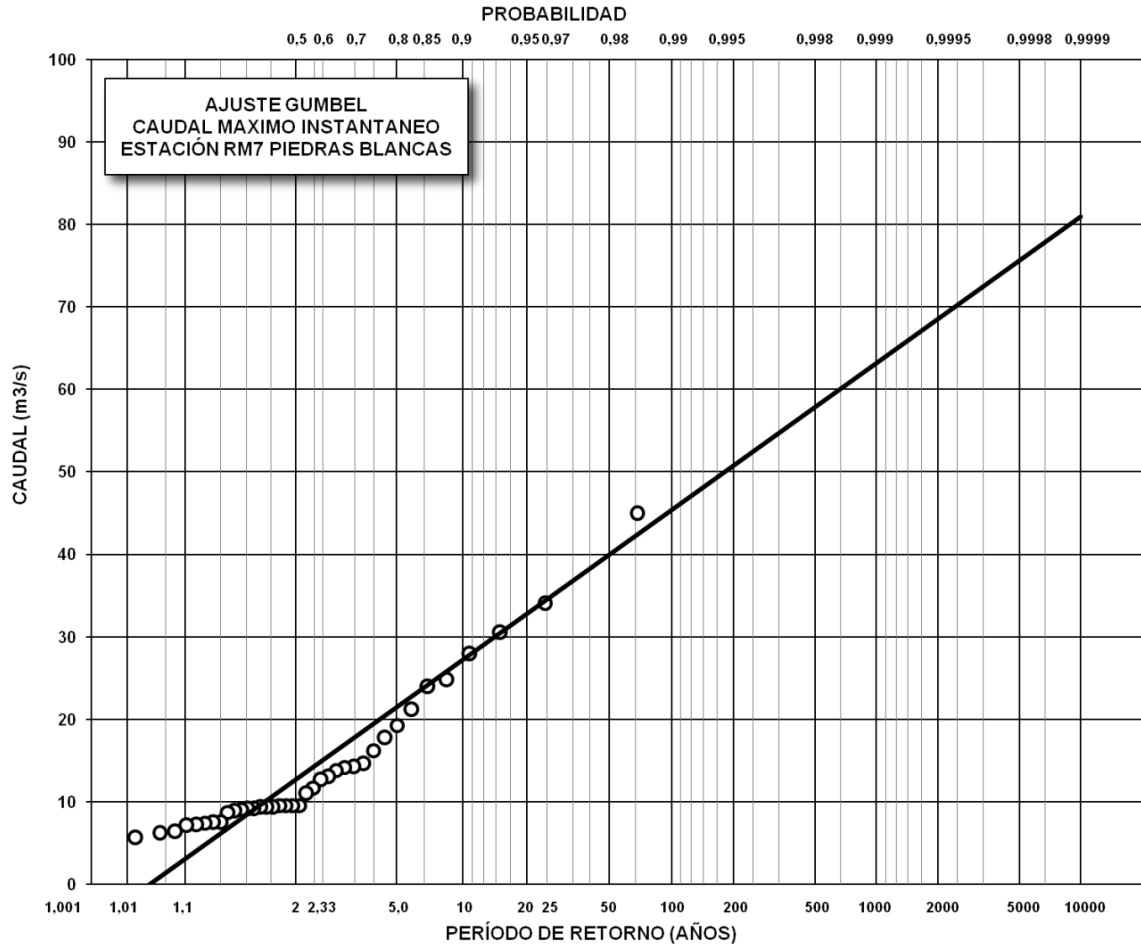


Figura 28. Distribución de la serie de caudales máximos instantáneos cuenca quebrada Piedras Blancas
Fuente: Los autores

Tr	QI (m³/s)
2.33	14
5	21
10	27
20	33
50	40
100	45
500	58
1000	63
10000	81

Tabla 21. MCMi Cuenca quebrada Piedras Blancas

6.8. REGIONALIZACIÓN

6.8.1. CUENCA RÍO GUADALUPE

Aplicando el método del índice de crecientes para la Cuenca del Río Guadalupe, se define un área de drenaje de 276 km². De la serie de caudales máximos instantáneos se obtuvo la creciente de 2.33 años de período de retorno de 246 m³/s (Ver Tabla 20)

Para el cálculo de los valores extremos de crecientes, se identifica la corriente como perteneciente a la cuenca Porce. Esta zona, presenta índices característicos de 1.35 para la distribución log normal II, 1.30 para la distribución Gumbel por el método de los momentos y 1.41 para la distribución Gumbel por el método de máxima verosimilitud.

Utilizando la relación $Q/Q_{2.33}$ y la ecuación de la curva regional de frecuencia de la cuenca del Río Porce (Figura 29) se obtiene la distribución de los caudales par diferentes períodos de retorno que se presenta en la Tabla 22.

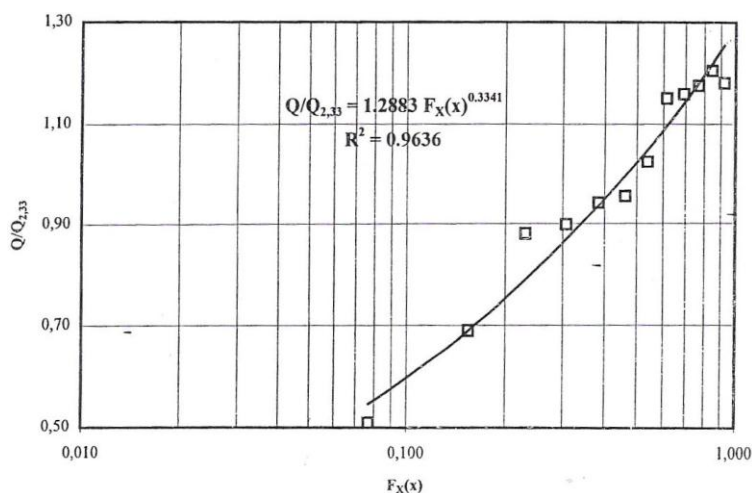


Figura 29. Curva regional de frecuencia cuenca río Porce.
Fuente: Smith & Vélez, 1997

Tr	F _x	Q/Q _{2.33}	Q(m ³ /s)
2.33	0.571	1.068	262.857
5	0.8	1.196	294.152
10	0.9	1.244	305.949
20	0.95	1.266	311.583
50	0.98	1.280	314.699
100	0.99	1.284	315.852
1000	0.999	1.288	316.809
10000	0.9999	1.288	316.809

Tabla 22. Caudales máximos regionalización cuenca río Guadalupe

6.8.2. QUEBRADA PIEDRAS BLANCAS

Aplicando el método del índice de crecientes para la Cuenca de la Quebrada Piedras Blancas, se define una área de drenaje de 24.9 km². De la serie de caudales, se obtuvo la creciente de 2.33 años de período de retorno de 14 m³/s.

Para el cálculo de los valores extremos de crecientes, se identifica la corriente como perteneciente a la cuenca del Río Medellín. Esta zona, presenta índices característicos de 1.53 para la distribución log normal II, 1.50 para la distribución Gumbel por el método de los momentos y 1.48 para la distribución Gumbel por el método de máxima verosimilitud.

Utilizando la relación $Q/Q_{2.33}$ y la ecuación de de la curva regional de frecuencia de la cuenca del Río Medellín (Figura 30) se obtiene la distribución de los caudales par diferentes períodos de retorno que se presenta en la Tabla 23.

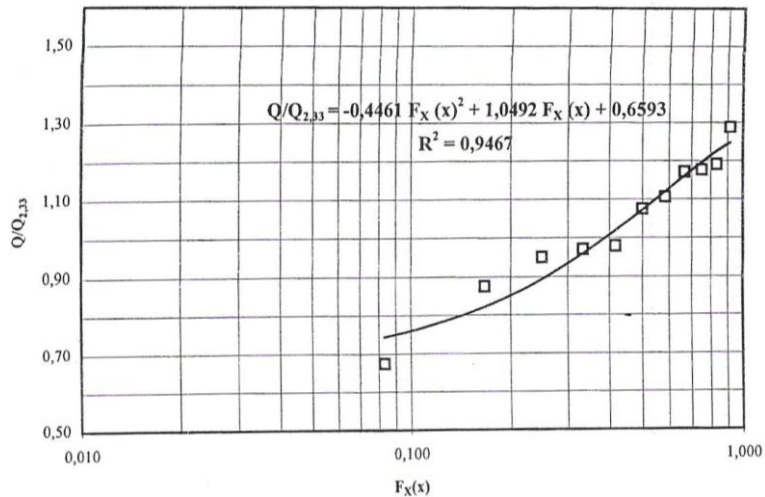


Figura 30. Curva regional de frecuencia cuenca río Medellín
Fuente: Smith & Vélez, 1997

Tr	Fx	Q/Q _{2.33}	Q(m ³ /s)
2.33	0.571	1.113	15.581
5	0.8	1.213	16.984
10	0.9	1.242	17.391
20	0.95	1.253	17.576
50	0.98	1.259	17.627
100	0.99	1.261	17.651
1000	0.999	1.262	17.671
10000	0.9999	1.262	17.673

Tabla 23. Caudales máximos regionalización cuenca quebrada Piedras Blancas

6.9. RESULTADOS DEL MÉTODO

En las Tabla 24 y Tabla 25 se realiza la comparación de los resultados obtenidos por el método Gradex para las cuencas de estudio, basada en la interpolación de las series de precipitación máxima anual en 24 horas (Gradex 1), la interpolación de las precipitaciones asociadas a un período de retorno T_r (Gradex 2) y en la interpolación del Gradex de precipitación (Gradex 3), con el modelamiento de la serie de caudales máximos instantáneos (MCMi) y el índice de crecientes (Regionalización).

Tr (años)	GRADEX 1	GRADEX 2	GRADEX 3	MCMi	REGIONALIZACIÓN
	QI m ³ /s	Q I m ³ /s	QI m ³ /s	QI m ³ /s	QI m ³ /s
2.33	194	194	194	246	262.857
5	251	327	285	316	294.152
10	304	436	368	372	305.949
20	356	541	451	427	311.583
50	425	676	561	497	314.699
100	479	777	644	550	315.852
1000	652	1112	920	724	316.809
10000	826	1446	1195	898	316.809

Tabla 24. Resumen comparativo de los eventos para diferentes períodos de retorno cuenca río Guadalupe

Tr (años)	GRADEX 1	GRADEX 2	GRADEX 3	MCMi	REGIONALIZACIÓN
	QI m ³ /s	Q I m ³ /s	QI m ³ /s	QI m ³ /s	QI m ³ /s
10	26	26	26	27	17.391
20	31	33	33	33	17.576
50	38	42	42	40	17.627
100	43	49	49	45	17.651
1000	60	73	73	63	17.671
10000	77	96	96	81	17.673

Tabla 25. Resumen comparativo de los eventos para diferentes períodos de retorno quebrada Piedras Blancas

En las Figura 31 y Figura 32 se toma como referencia el modelamiento de la serie de caudales máximos instantáneos (MCMl) para el cálculo del coeficiente de correlación entre los caudales obtenidos de la aplicación del método Gradex a partir de las tres metodologías sugeridas y la regionalización.

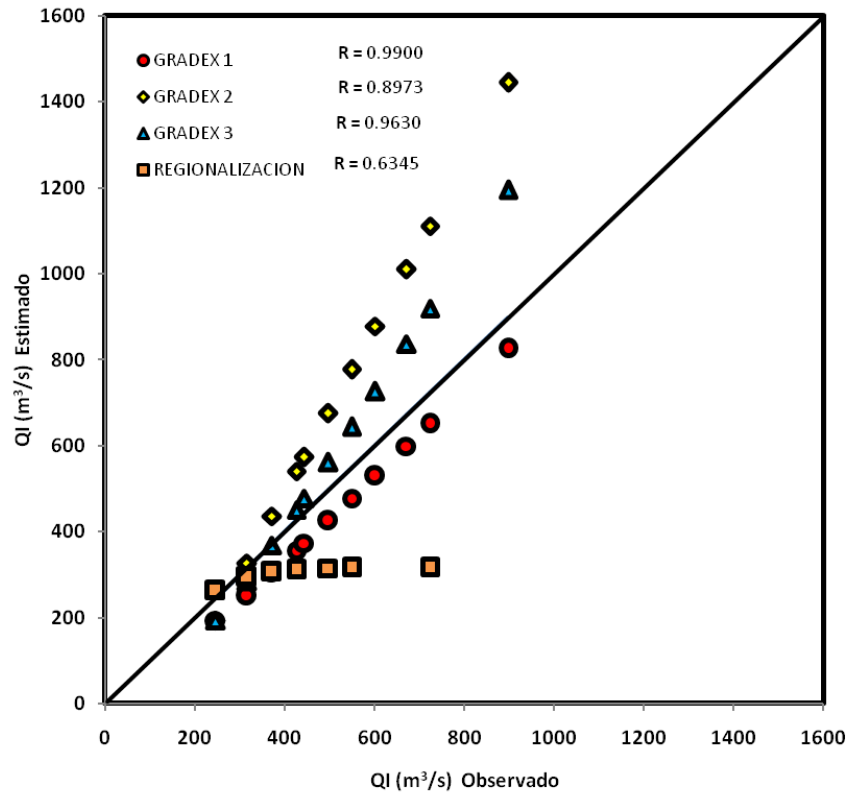


Figura 31. Comparación de los coeficientes de correlación de los caudales obtenidos por los diferentes métodos – cuenca río Guadalupe
Fuente: Los autores

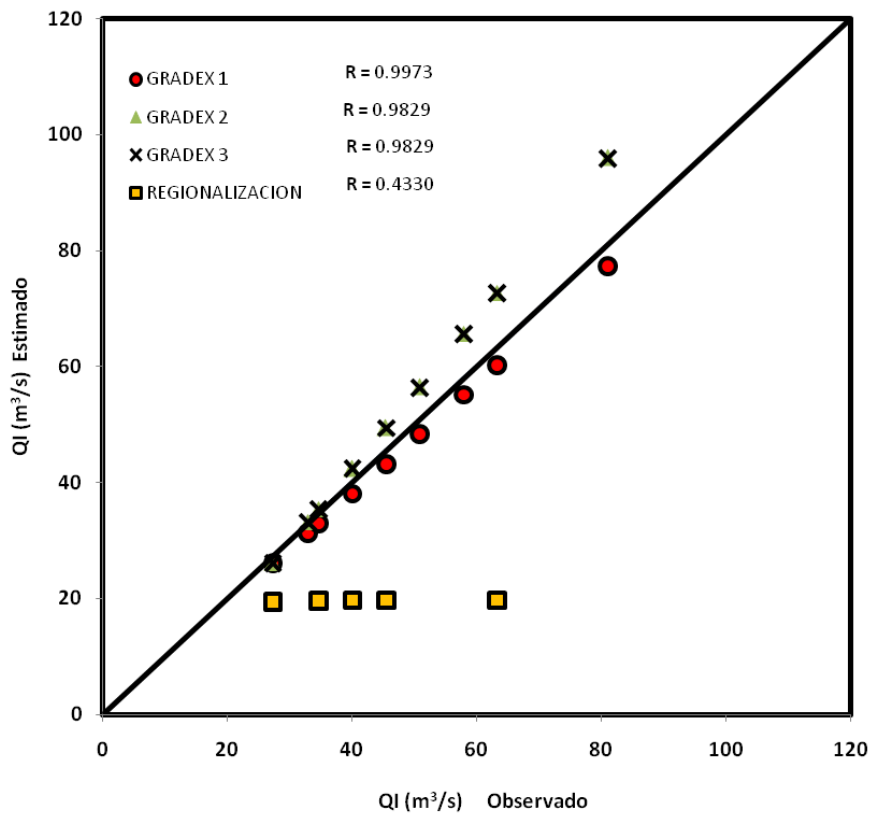


Figura 32. Comparación de los coeficientes de correlación de los caudales obtenidos por los diferentes métodos – cuenca quebrada Piedras Blancas
Fuente: Los autores

7. ANÁLISIS DE RESULTADOS

Aunque el método Gradex supone que la frecuencia de la precipitación extrema se ajusta mejor a una distribución Gumbel, se realizó la verificación de esta suposición para cada una de las estaciones de precipitación usando además de ésta las distribuciones Normal, Log-Normal y Pearson III, obteniendo un mejor ajuste con la distribución Pearson tipo III. En estudios anteriores se demostró que los registros de precipitaciones máximas anuales en 24 horas se pueden modelar con las distribuciones log-normal II y III parámetros, debido a que las dispersiones encontradas con respecto a la serie ajustada no son considerables (Ortiz, Lancheros, & Hurtado, 2000). Para futuras investigaciones se recomienda realizar este análisis en cada una de las estaciones de las cuencas en las que se vaya a aplicar el método y utilizar la de mejor ajuste, puesto que al utilizar por defecto la distribución Gumbel como lo plantea el método se pueden subestimar o sobreestimar los caudales que serían utilizados en el diseño de estructuras hidráulicas, incurriendo en riesgos o sobrecostos.

Una de las suposiciones del método implica que la cuenca se satura para eventos asociados a un período de retorno (Tr) de 10 años, y a partir de estos cualquier incremento en la precipitación resulta en un incremento de escorrentía y la distribución de crecientes se comporta de manera asintótica a la distribución de la precipitación. Para la cuenca del Río Guadalupe se determinaron valores de caudales con mejor correlación con respecto a los obtenidos a partir del análisis de frecuencia de las series de caudales utilizando un caudal de saturación asociado a un Tr de 2,33 años. Este resultado puede presentarse por las características especiales de esta cuenca como lo son la pendiente de ladera, la permeabilidad y el uso del suelo.

A partir de las Figura 31 y Figura 32 se demuestra que de las tres metodologías de cálculo del Gradex, la que se realizó basada en la interpolación de las series de precipitación máxima anual en 24 horas (Gradex 1) fue la de mejor ajuste, tanto para la cuenca del río Guadalupe como para la quebrada Piedras Blancas. Por otra parte la peor correlación se obtuvo con los caudales obtenidos a partir de la regionalización, ya que no existe un aumento tangible de los caudales con el aumento del período de retorno.

8. CONCLUSIONES Y RECOMENDACIONES

- En la zona de estudio el método Gradex permite obtener caudales máximos instantáneos muy cercanos a los caudales registrados. Este aspecto evidencia la aplicabilidad de esta metodología en ríos de alta montaña, en donde exista deficiencia de información de caudales, falta de información hidrológica o la existencia de registros de poca longitud.
- A partir de la observación de hietogramas de precipitación y de hidrogramas de caudales asociados a un mismo evento, es posible concluir que no siempre una precipitación con un periodo de retorno mayor al del evento de saturación (Usualmente 10 años) está asociada a un incremento de escorrentía de la misma magnitud, puesto que un evento de precipitación con un periodo de retorno de 100 años puede generar una creciente con un periodo de retorno mayor o menor, dependiendo de las condiciones de saturación de la cuenca.
- La aplicabilidad de la metodología Gradex depende en gran parte de que la precipitación de la zona de estudio se ajuste a una distribución Gumbel.
- El periodo de retorno al que se presenta la saturación de una cuenca hidrográfica puede variar sustancialmente y es importante calibrar este parámetro en cada zona que se vaya a aplicar la metodología.
- La obtención del Gradex a partir de la interpolación de las precipitaciones asociadas al mismo período de retorno, produce caudales máximos instantáneos obtenidos mucho mayores que los registrados en la zona de estudio.
- La comparación de los resultados obtenidos mediante la aplicación del método Gradex y la regionalización existente en el departamento de Antioquia permitió establecer que este último método subestima los caudales de creciente.
- Se recomienda para un futuro proyecto de grado revisar la aplicabilidad del método Gradex para cuencas urbanas y el diseño de estructuras hidráulicas relacionadas con drenaje y alcantarillado pluvial, puesto que en estas cuencas el área disponible para infiltración es muy pequeña o en algunas ocasiones despreciable, lo que significa que cualquier incremento en la precipitación implica un incremento en la escorrentía, verificando de entrada una de las suposiciones del método.

9. BIBLIOGRAFÍA

- Bobee, B. (1975). The log-Pearson Type III distribution and its application in hydrology. *Water Resour. Res.*, 11(5), 681-989.
- Bobee, B., & Robitaille, R. (1977). The use for the Pearson Type III and log-Pearson Type III distributions revisited. *Water Resour. Res.*, 13(2), 427-443.
- CFGB, C. F. (1994). Les crues de projet des barrages: Methode du Gradex. *18 Congrès CIFB/ICOLD* (pág. 94). Bulletin du comité Francais des Grands Barrages.
- Chow, V. T., Maidment, D., & Mays, L. (1994). *Hidrología Aplicada*. Bogotá D.C.: Mc Graw-Hill.
- Cunnane, C. (1988). Methods and merits of regional flood frequency analysis. *Journal of Hydrology* (100 (1-4)), 269-290.
- Escalante, C., & Reyes, L. (2005). *Técnicas estadísticas en Hidrología* (Segunda ed.). Mexico D. F.: Universidad nacional Autónoma de México, Facultad de Ingeniería.
- Fisher, R. (1922). The mathematicas foundations of theoreticas statistics. *Trans. R. Soc. London A.*, 222, 309-368.
- Franke, R. (1982). Scattered Data Interpolation: Test of some methods. *Mathematics of Computations*(157), 128-200.
- González, C., & Diaz-Granados, M. (2001). *Parametrización del método Gradex en una cuenca del Eje Cafetero*. Universidad de los andes.
- Guillot, P. (1993). The arguments of the Gradex Method: a logical support to asses extreme floods. *Publication 213*, 287-298.
- Guillot, P., & Duband, D. (1967). *Le méthode du Gradex por le calcul de la Probabilité des crues á partir des pluies*. Paris: Journées SHF, Report 7.
- Lancheros, J., & Hurtado, J. (2000). *Aplicación del método Gradex en una zona de Cundinamarca*. Bogotá: Universidad Nacional de Colombia.
- Monsalve, G. (1995). *Hidrología en la Ingeniería* (2 ed.). Bogotá D.C.: Editorial Escuela Colombiana de Ingeniería.
- Mosquera-Machado, S., & Ahmad, S. (2007). *Flood hazard assessment of atrato river in Colombia: WATER RESOURCES MANAGMENT*.
- Ortiz, R., Lancheros, J., & Hurtado, J. (2000). Aplicación del método Gradex. *Ingenieiría e Investigación*, 46, 28-34.

- Pearson, K. (1902). On the systematic fitting of curves to observations and measurements. *Biometrika*, 1(3), 265-303.
- Smith, R., & Vélez, M. V. (1997). *Hidrología de Antioquia*. Posgrado en aprovechamiento de recursos hidráulicos: Secretaria de Obras Publicas Departamentales.
- Tucci, C. (1993). *Hidrología, Ciencia y aplicación*. (E. d. Universidade, Ed.) Brasil: Universidade Federal do Río Grande do Sul.
- Vélez, M., Ramírez, L., & Giraldo, H. (2002). Verificación del método Gradex en una región Colombiana. *XX Congreso Latinoamericano de Hidráulica*, (pág. 10). La Habana. Cuba.

10. ANEXOS

Anexo A. Información hidrológicas río Guadalupe.

Anexo B. Ajustes estadísticos distribuciones de probabilidad río Guadalupe.

Anexo C. Ajuste gráfico distribuciones de probabilidad río Guadalupe.

Anexo D. Papel de probabilidad estaciones río Guadalupe.

Anexo E. Información hidrológica quebrada Piedras Blancas.

Anexo F. Ajustes estadísticos distribuciones de probabilidad quebrada Piedras Blancas.

Anexo G. Ajuste gráfico distribuciones de probabilidad quebrada Piedras Blancas

Anexo H. Papel de probabilidad estaciones quebrada Piedras Blancas.