

# GENERACIÓN DE CURVAS INTENSIDAD-DURACIÓN-FRECUENCIA EN PERÚ

José Zevallos<sup>1</sup>, Ronald Gutiérrez<sup>2</sup> y Waldo Lavado<sup>3</sup>

<sup>1</sup>Departamento de Ingeniería Civil, Pontificia Universidad Católica del Perú, Av. Universitaria 1801, San Miguel, Lima, Perú.

<sup>2</sup>Departamento de Ingeniería Civil y Ambiental, Universidad del Norte, km 5 Vía Puerto Colombia, Barranquilla, Colombia.

<sup>3</sup>Servicio Nacional de Meteorología e Hidrología del Perú.

E-mail: jose.zevallos@pucp.edu.pe; rgutierrez1@uninorte.edu.co; waldo.lavado@gmail.com

## Introducción

La cuantificación del riesgo se encuentra de forma resumida en la relación de Intensidad-Duración-Frecuencia (IDF) (Koutsoyiannis et al., 1998), las cuales son estimadas usando datos de precipitación escala horaria.

Sin embargo, la disponibilidad de datos de frecuencia menor a la diaria es escasa en muchos países del mundo por su costo elevado y poca confiabilidad de los instrumentos de medición.

Para este estudio se usó el modelo pulso rectangular de Bartlett-Lewis para la simulación de datos horarios y a partir de estos se genero las curvas IDF a escala nacional para el Perú.

## Zona de estudio y datos

La cordillera de los Andes divide al Perú de norte a sur en tres cuencas hidrográficas principales, a saber: la del Pacífico (CP), Amazonas (CA) y Titicaca (CT).

La CP esta constituida por pequeñas cuencas con ríos que fluyen del océano a los andes. La precipitación es escasa excepto durante el fenómeno del Niño, por el cual ocurren precipitaciones convectivas intensas en el norte (Antico, 2009).

La CA presenta precipitación en abundancia del tipo convectiva en su mayoría hacia el este de los Andes y son controladas por el levantamiento orográfico de la humedad (Garreaud, 1999).

Finalmente, la CT, presenta precipitaciones que varían de 400 a 800 mm por año.

Se utilizo información de precipitación proporcionada por el SENAMHI-Perú a nivel nacional de unas 444 estaciones pluviométricas. El análisis está comprendido entre 1981-2016.

## Modelo pulso rectangular de Bartlett-Lewis

El modelo original de (Rodríguez-Iturbe, D.R. Cox, 1987) cuenta con 5 parámetros independientes. Se muestra esquematizado en la Figura 1. Los parámetros  $\lambda$  y  $\beta$  estan gobernados por un proceso de Poisson y determinan la llegada de la tormenta y la llegada de la celda respectivamente. Los parámetros  $\mu_x$ ,  $\gamma$  y  $\eta$  obedecen a una distribución exponencial y determinan la altura de la celda o intensidad, la duración de la tormenta total y la duración de la celda individual respectivamente. Durante la duración de una celda la intensidad  $\mu_x$  se mantiene constante es por ello el nombre de pulso rectangular.

Adicionalmente (Rodríguez-Iturbe et al., 1988) extendieron el modelo permitiendo que el parámetro  $\eta$ , que determina la duración de la celda, varíe aleatoriamente entre tormentas. Esto se logró asumiendo que los valores de  $\eta$  son independientes entre tormentas, distribuidos idénticamente por una distribución gamma con los parámetros de forma  $\alpha$  y factor de escala  $1/\nu$ .

Como ahora el parámetro  $\eta$  es remplazado por dos parámetros el modelo ahora depende ahora de 6 parámetros. A esta modificación del modelo se le conoce como el modelo de pulso rectangular Bartlett-Lewis aleatorio o BLRPR por sus siglas en ingles.

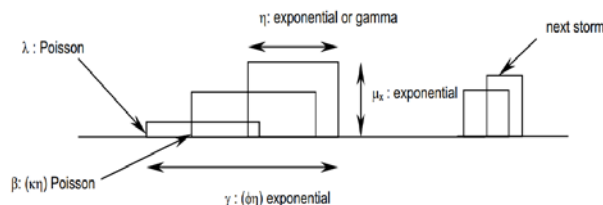


Figura 1.- Modelo Pulso Rectangular de Bartlett-Lewis.

## Generación de curvas IDF

El modelo BLRPR se calibro usando 6 estadísticos históricos (promedio- autocorrelación de 24 horas y varianza – proporcionalidad de días secos de 24 y 48 horas) de cada estación pluviométrica que al menos tenga 16 años de información completa para los meses lluviosos (enero-abril).

Luego se procedió a simular datos horarios de precipitación para 38 eneros, febreros, marzos y abril por cada estación. Estas series se agregaron para 24horas.

Se comparo los estadísticos de estas series con los obtenidos de los datos pluviométricos observados. En la figura 2 se muestra la comparación entre el estadístico de oblicuidad de 24 observado y simulado. Cabe resaltar que este estadístico no se utilizó para la calibración del modelo.

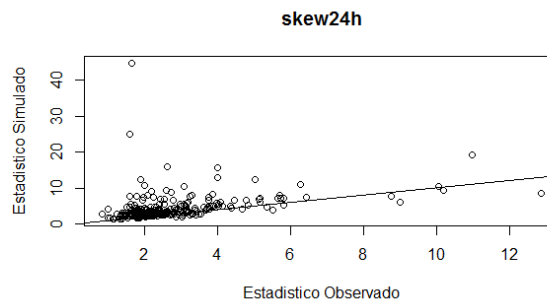


Figura 2.- Comparación de la Oblicuidad Observada y Simulada de 24 horas.

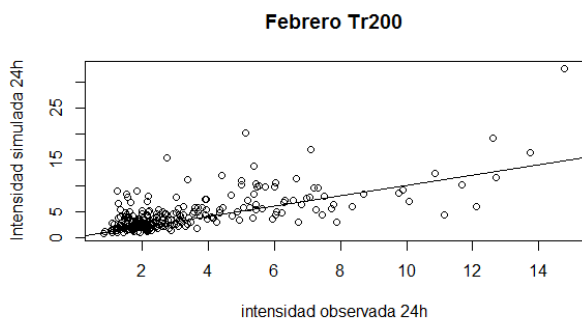
De estas series simuladas se calculó las intensidades máximas para diferentes duraciones (1,2,4,6,8,12 y 24 horas) para luego ser ajustados a la distribución General de Extremos (GEV).

Para validar los resultados se generó las curvas IDF con intensidades máximas de 24 horas provenientes de las estaciones pluviométricas por cada mes de estudio y se comparo con los obtenidos de la simulación para los diferentes tiempos de retorno usando indicadores de errores (Error cuadrático medio RMSE, Error absoluto promedio MAE y la correlación de Pearson).

## Resultados y discusión

En la Figura 3 se observa la comparación de la intensidad observada y simulada de 24 horas para un periodo de retorno de

200 años. La recta es la identidad y se puede observar claramente una subestimación de las intensidades a nivel nacional con mayor efecto a partir de 6 mm/hora.



**Figura 3.-** Comparación de la intensidad de 24 horas simulada y observada para el periodo de retorno de 200 años.

En la Tabla 1 se resume los errores para los diferentes tiempos de retorno. A mayor horizonte temporal el error se incrementa y su correlación baja. Se espera que para las intensidades con mayor resolución ocurra un efecto de amplificación en la subestimación y incertidumbre.

**Tabla 1.-** Indicadores de errores entre la intensidad de 24 horas observada y simulada.

Tiempo de Retorno [años]	RMSE [mm]	r	MAE [mm]
Tr2	0.22	0.92	0.14
Tr5	0.3	0.94	0.21
Tr10	0.42	0.93	0.3
Tr25	0.76	0.88	0.51
Tr50	1.19	0.83	0.77
Tr100	1.85	0.77	1.15
Tr200	2.83	0.7	1.66

## Conclusiones

El uso del modelo pulso rectangular de Bartlett-Lewis para disgregar la precipitación a escalas finas (1,2,4,8 12 y 24 horas) puede representar efectivamente la intensidad-duración-frecuencia para en el agregado de 24h. Se espera que esto pueda llevar a encontrar estas relaciones para las demás resoluciones temporales.

Se observó que la subestimación en las intensidades de 24 horas era mayor conforme se tiene un horizonte de retorno mayor. Esto es concordante con lo encontrado en (Ritschel, Rust, & Ulbrich, 2017).

## Referencias

- Antico**, (2009). "Ocean circulation: Thermohaline circulation". *Encyclopedia of Atmospheric Sciences*, 4 (December 2007), 1549–1555. <http://doi.org/10.1002/joc>
- Garreaud, R.** (1999). "Multiscale Analysis of the Summertime Precipitation over the Central Andes". *Monthly Weather Review*, 127(5), 901–921. [http://doi.org/10.1175/1520-0493\(1999\)127<0901:MAOTSP>2.0.CO;2](http://doi.org/10.1175/1520-0493(1999)127<0901:MAOTSP>2.0.CO;2)
- Koutsoyiannis, D., Kozonis, D., & Manetas, A.** (1998). "Intensity-Duration-Frequency Relationships". *ELSEVIER*, 206, 118–135.
- Ritschel, C., Rust, H. W., & Ulbrich, U.** (2017). "Precipitation extremes on multiple time scales – Bartlett-Lewis Rectangular Pulse Model and Intensity-Duration-Frequency curves", 2013(April), 1–20. <http://doi.org/10.5194/hess-2017-207>

**Rodriguez-Iturbe, D.R. Cox, V. I.** (1987). "Some Models for Rainfall Based on Stochastic Point Processes". *Proceeding of the Royal of Society*, 269–288. <http://doi.org/10.1098/rspa.1987.0039>

**Rodriguez-Iturbe, D.R. Cox, V. I.** (1988). "A Point Process Model for Rainfall : Further Developments". *Proceeding of the Royal of Society*, 283–298. <http://doi.org/10.1098/rspa.1988.0061>