

**UNIVERSIDAD NACIONAL AGRARIA LA MOLINA**

**FACULTAD DE INGENIERÍA AGRÍCOLA**



**“SIMULACIÓN DE LOS CAUDALES DE INGRESO AL  
EMBALSE TORATA – MOQUEGUA MEDIANTE MODELOS  
PRECIPITACIÓN – ESCORRENTÍA”**

Presentado por:

**EDUARDO MARTÍN VERGARAY AYLLÓN**

**TESIS PARA OPTAR EL TÍTULO  
DE INGENIERO AGRÍCOLA**

Lima - Perú

2018

“Hay cuatro tipos de personas:  
aquellas que se sientan en silencio y no  
hacen nada; aquellas que hablan de  
sentarse en silencio sin hacer nada;  
aquellas que hablan sobre hacer cosas,  
y aquellas que hacen cosas”

*Proverbio*

## **DEDICATORIA**

A mi familia: Rocio, Eduardo, Mayra, Dante y  
Ringo por tenerme paciencia y darme apoyo en todo.

## **AGRADECIMIENTO**

Un especial agradecimiento al Dr. Eduardo Chavarri y al MSc. Jorge Zafra, por asesorarme, brindarme sus conocimientos y por ser una referencia en mi desarrollo profesional.

Al Ing. Eladio Fabián y al Ing. Duberly Huisa, del área de Recursos Hídricos de la empresa minera Southern Perú Copper Corporation (SPCC), que me formaron durante el tiempo que labore en el contrato denominado “Sistema de control de máximas avenidas del río Torata 2015”, les agradezco por su gran amistad y su confianza. Así como también a los trabajadores y colegas que fueron parte del contrato, por los gratos momentos y el aprendizaje.

Por último, mi eterno agradecimiento al Ing. José De Piérola, por autorizarme el uso de información de SPCC en esta investigación, y así ayudarme a seguir avanzando profesionalmente.

# ÍNDICE GENERAL

## RESUMEN

## ABSTRACT

<b>I.</b>	<b>INTRODUCCIÓN</b> .....	<b>1</b>
<b>II.</b>	<b>REVISIÓN DE LA LITERATURA</b> .....	<b>3</b>
2.1	CONCEPTO DE SISTEMA – MODELO HIDROLÓGICO.....	3
2.1.1	CONCEPTO DE SISTEMA .....	3
2.1.2	LA CUENCA COMO SISTEMA .....	4
2.2	PLUVIOMETRÍA .....	4
2.2.1	DENSIDAD DE ESTACIONES PLUVIOMÉTRICAS .....	4
2.2.2	TIPOS DE ERRORES EN LA MEDICIÓN.....	5
2.2.3	PRECIPITACIÓN TOTAL DIARIA.....	5
2.3	HIDROMETRÍA .....	7
2.3.1	RELACIÓN NIVEL – CAUDAL .....	7
2.3.2	CAUDAL MEDIO DIARIO .....	7
2.3.3	HIDROGRAMAS.....	7
2.4	MODELO HIDROLÓGICO .....	8
2.4.1	MODELO DETERMINÍSTICO .....	9
2.4.2	CLASIFICACIÓN DE MODELOS DETERMINÍSTICOS .....	9
2.4.3	CALIBRACIÓN DEL MODELO .....	10
2.4.4	VALIDACIÓN DEL MODELO .....	12
2.5	SOFTWARE R.S-MINERVE .....	13
2.5.1	MODELO HIDROLÓGICO SACRAMENTO (SAC-SMA).....	14
2.5.2	MODELO HIDROLÓGICO HBV .....	15
2.5.3	MODELO HIDROLÓGICO GR4J .....	15
<b>III.</b>	<b>MATERIALES Y METODOS</b> .....	<b>16</b>
3.1	MATERIALES .....	16
3.1.1	DESCRIPCIÓN DE LA ZONA DE ESTUDIO .....	16
3.1.2	INFORMACIÓN CARTOGRÁFICA .....	17
3.1.3	INFORMACIÓN PLUVIOMÉTRICA Y REGISTROS DE TEMPERATURA.....	18
3.1.4	INFORMACIÓN HIDROMÉTRICA.....	18

3.1.5	SOFTWARES O PROGRAMAS DE CÓMPUTO.....	18
3.2	METODOS.....	19
3.2.1	HIDROMETEOROLOGÍA, GEOMORFOLOGÍA E HIDROMETRÍA .....	20
3.2.2	SIMULACIÓN HIDROLÓGICA DEL MODELO .....	37
3.2.3	CALIBRACIÓN, VALIDACIÓN Y ANÁLISIS DE SENSIBILIDAD DEL MODELO.....	70
3.2.4	EVALUACIÓN, COMPARACIÓN Y DETERMINACIÓN DE CAUDALES Y SIMULACIÓN DE CAUDALES DE INGRESO AL EMBALSE TORATA.....	72
<b>IV.</b>	<b>RESULTADOS .....</b>	<b>74</b>
4.1	PARÁMETROS HIDROMETEOROLÓGICOS, HIDROMÉTRICOS Y GEOMORFOLÓGICOS.....	74
4.2	SIMULACIÓN DEL MODELO PRECIPITACIÓN – ESCORRENTÍA.....	84
4.3	CALIBRACIÓN Y VALIDACIÓN DE LOS MODELOS PRECIPITACIÓN – ESCORRENTÍA.....	85
4.3.1	MODELO SAC – SMA .....	85
4.3.2	MODELO HBV .....	89
4.3.3	MODELO GR4J .....	94
4.4	SELECCIÓN DEL MODELO HIDROLÓGICO Y SIMULACIÓN DE CAUDALES DE INGRESO AL EMBALSE TORATA.....	97
<b>V.</b>	<b>CONCLUSIONES .....</b>	<b>100</b>
<b>VI.</b>	<b>RECOMENDACIONES .....</b>	<b>102</b>
<b>VII.</b>	<b>REFERENCIAS BIBLIOGRÁFICAS.....</b>	<b>103</b>
<b>VIII.</b>	<b>ANEXOS.....</b>	<b>105</b>
	ANEXO 1: MAPAS .....	105
	ANEXO 2: PANEL FOTOGRÁFICO .....	109

## ÍNDICE DE TABLAS

Tabla 1: Valores mínimos recomendados de densidad de estaciones pluviométricas (superficie, en km <sup>2</sup> por estación) .....	5
Tabla 2: Estaciones meteorológicas automáticas empleadas .....	18
Tabla 3: Ubicación de la estación hidrométrica Arondaya.....	18
Tabla 4: Principales estadísticas de las series de precipitaciones diarias .....	23
Tabla 5: Principales estadísticas de las series de temperaturas promedio diarias .....	29
Tabla 6: Principales estadísticas de las series de caudales observados en la estación hidrométrica Arondaya .....	36
Tabla 7: Valores ponderados de las estaciones del área de estudio según el método de Shepard para caracterizar la estación virtual .....	40
Tabla 8: Parámetros de ingreso del modelo SAC-SMA.....	42
Tabla 9: Parámetros de ingreso del modelo HBV .....	55
Tabla 10: Parámetros de ingreso del modelo GR4J .....	61
Tabla 11: Estadísticas de las series de precipitaciones diarias para el periodo enero 2012 – abril 2016.....	75
Tabla 12: Coeficientes de regresión de las series de precipitación .....	75
Tabla 13: Resultados del análisis de valores máximos de precipitación diaria.....	79
Tabla 14: Resultados del análisis de valores máximos de caudales promedio diarios.....	80
Tabla 15: Parámetros morfológicas de las cuencas de estudio.....	81
Tabla 16: Indicadores de eficiencia de los resultados de los modelos sin calibración .....	85
Tabla 17: Indicadores de eficiencia del modelo Sacramento .....	85
Tabla 18: Parámetros calibrados del método Sacramento.....	87
Tabla 19: Indicadores de eficiencia para el modelo HBV .....	90
Tabla 20: Parámetros calibrados del método HBV .....	91
Tabla 21: Indicadores de eficiencia para el modelo GR4J .....	94
Tabla 22: Parámetros calibrados del método GR4J.....	95
Tabla 23: Comparación de métodos hidrológicos en los caudales de la cuenca Torata - Arondaya .....	97
Tabla 24: Principales estadísticas de los caudales simulados de ingreso al embalse Torata .....	99

## ÍNDICE DE FIGURAS

Figura 1: Representación de un sistema .....	3
Figura 2: Concepto de sistema en una cuenca hidrológica.....	4
Figura 3: Hidrógrafa o hidrograma.....	7
Figura 4: Curva de caudales medio diarios en poligonal.....	8
Figura 5: Clasificación de modelos hidrológicos matemáticos. ....	9
Figura 6: Clasificación de modelos hidrológicos de acuerdo a su representación espacial a) Modelo agregado b) Modelo semidistribuido c) Modelo distribuido.....	10
Figura 7: Efectos de las medidas de ajuste sobre la calibración de un modelo .....	12
Figura 8: Estructura de la ventana principal del software RS MINERVE .....	14
Figura 9: Zona de ubicación del proyecto en el territorio peruano .....	16
Figura 10: Diagrama fluvial de la zona de estudio.....	17
Figura 11: Diagrama de flujo de la metodología empleada en el estudio .....	19
Figura 12: Hietograma de precipitación diaria de la estación Apacheta .....	21
Figura 13: Hietograma de precipitación diaria de la estación TW-4.....	22
Figura 14: Hietograma de precipitación diaria de la estación Viña Blanca .....	23
Figura 15: Hietograma de precipitación diaria de la estación Viña Blanca .....	24
Figura 16: Análisis doble masa entre dos estaciones pluviométricas.....	25
Figura 17: Precipitación total anual de las estaciones pluviométricas de la zona de estudio (Periodo 1992 – 2011) .....	26
Figura 18: Registro de temperatura diaria de la estación Apacheta .....	27
Figura 19: Registro de temperatura diaria de la estación TW-4.....	28
Figura 20: Registro de temperatura diaria de la estación Viña Blanca .....	28
Figura 21: Hidrograma de la estación hidrométrica Arondaya .....	36
Figura 22: Método SAC-SMA o Sacramento .....	41
Figura 23: Método HBV .....	54
Figura 24: Cordilleras Nevadas del Perú.....	60
Figura 25: Método GR4J .....	61
Figura 26: Dimensiones del perfil transversal para la simulación del canal .....	69
Figura 27: Gráfico precipitación acumulada – altitud .....	74
Figura 28: Análisis entre las precipitaciones acumuladas de las estaciones Apacheta y TW4 .....	76



Figura 29: Análisis entre las precipitaciones acumuladas de las estaciones TW4 y Viña Blanca .....	76
Figura 30: Análisis entre las precipitaciones acumuladas de las estaciones Apacheta y Viña Blanca .....	77
Figura 31: Análisis de años húmedos y secos – Estación Titijones Apacheta .....	78
Figura 32: Análisis de años húmedos y secos – Estación TW4 .....	78
Figura 33: Análisis de años húmedos y secos – Estación Viña Blanca.....	79
Figura 34: Evapotranspiración potencial calculada por el método de Oudin.....	80
Figura 35: Curva hipsométrica de la Cuenca Torata - Arondaya .....	82
Figura 36: Curva hipsométrica de la Cuenca Torata - Dique .....	82
Figura 37: Rectángulo equivalente de la Cuenca Torata - Arondaya.....	83
Figura 38: Rectángulo equivalente de la Cuenca Torata - Dique.....	83
Figura 39: Perfil longitudinal del cauce principal .....	83
Figura 40: Resultados de la simulación de los modelos hidrológicos sin calibración .....	84
Figura 41: Resultados de la etapa de calibración – Método Sacramento .....	86
Figura 42: Resultados de la etapa de validación – Método Sacramento .....	86
Figura 43: Análisis de sensibilidad del método Sacramento – Eficiencia de Nash.....	88
Figura 44: Análisis de sensibilidad del método Sacramento – RRMSE .....	88
Figura 45: Análisis de sensibilidad del método Sacramento – RVB.....	89
Figura 46: Resultados de la etapa de calibración – Método HBV.....	90
Figura 47: Resultados de la etapa de validación – Método HBV .....	91
Figura 48: Análisis de sensibilidad del método HBV – Eficiencia de Nash .....	92
Figura 49: Análisis de sensibilidad del método HBV – RRMSE.....	93
Figura 50: Análisis de sensibilidad del método HBV – RVB .....	93
Figura 51: Resultados de la etapa de calibración – Método GR4J .....	94
Figura 52: Resultados de la etapa de validación – Método GR4J.....	95
Figura 53: Análisis de sensibilidad del método GR4J – Eficiencia de Nash .....	96
Figura 54: Análisis de sensibilidad del método GR4J – RRMSE.....	96
Figura 55: Análisis de sensibilidad del método GR4J – RVB .....	97
Figura 56: Caudales promedio diarios de ingreso al embalse simulados con el método seleccionado.....	98
Figura 57: Comparación de volúmenes acumulados simulados en la cuenca Torata-Dique con los observados en la cuenca Torata-Arondaya .....	99

## ÍNDICE DE ANEXOS

ANEXO 1: MAPAS .....	105
ANEXO 2: PANEL FOTOGRÁFICO .....	109

## RESUMEN

La modelación hidrológica es la base para la gestión integral del recurso hídrico e involucra una compleja interacción de procesos fisicoquímicos. Sin embargo, esta es a menudo insatisfactoria debido a que la variabilidad espacial de la lluvia está pobremente representada en regiones donde los datos son escasos, principalmente por la falta de estaciones pluviométricas, meteorológicas e hidrométricas. Esto dificulta la investigación relacionada al ámbito hidrológico a una escala detallada en el territorio nacional. Es entonces de gran importancia que se realicen investigaciones en cuencas continuamente monitoreadas y aforadas ya que estos resultados pueden ser de gran ayuda para los estudios de otras cuencas de interés en el país. La presente investigación tiene por finalidad desarrollar un modelo hidrológico que simule el comportamiento de los caudales diarios de ingreso al Embalse Torata, el cual es operado por la empresa minera Southern Perú Copper Corporation (en adelante SPCC). Esto se realizó en base a los datos diarios del periodo enero 2012 – abril 2016 de las estaciones meteorológicas locales Titijones TW4, Titijones Apacheta y Viña Blanca, y de la estación hidrométrica local Arundaya. Información a partir de la cual se desarrolló tres modelos hidrológicos precipitación – escorrentía (mediante el software R.S-Minerve) a nivel diario: SAC-SMA, HBV y GR4J. Donde finalmente a través de un proceso de calibración y validación en el cual se tomaron decisiones de acuerdo a los resultados de los indicadores de eficiencia correspondientes, se determinó que el modelo SAC-SMA presenta un mejor comportamiento para representar los flujos de la cuenca, por lo que su uso e implementación continua puede ser de gran contribución a la operación del embalse Torata y además podría ser de gran interés para la generación futura de series de caudales bajo escenarios ocasionados por el cambio climático.

*Palabras claves: precipitación, caudal, embalse, R.S-Minerve, SAC-SMA, HBV, GR4J.*

## ABSTRACT

Hydrological modeling is the basis for the integral management of water resources and involves a complex interaction of physicochemical processes. However, this is often unsatisfactory because the spatial variability of rainfall is poorly represented in regions where data are scarce, mainly due to the lack of meteorological and hydrometric stations. This makes research related to the hydrological field difficult on a detailed scale in the national territory. It is then of great importance that the investigations be carried out in continually monitored and measured basins since these results can be of great help for studies of other basins of interest in the country.

The purpose of the present investigation is to develop a hydrological model that simulates the behavior of the daily flows of entry to the Torata Reservoir, which is operated by the mining company Southern Peru Copper Corporation (hereinafter SPCC). This was done based on the daily data for the period January 2012 - April 2016 of the local meteorological stations Titijones TW4, Titijones Apacheta and Viña Blanca, and the local hydrometric station Arondaya. Information from which three hydrological precipitation - runoff models (using the R.S-Minerve software) were developed on a daily scale: SAC-SMA, HBV and GR4J. Where finally through a process of calibration and validation in which decisions were made according to the results of the corresponding efficiency indicators, it was determined that the SAC-SMA model presents a better behavior to represent the watershed flows, by what its use and continuous implementation can be of great contribution to the operation of the Torata Reservoir and could also be of great interest for the future generation of series of flows under scenarios caused by climate change.

*Keywords: precipitation, flows, reservoir, R.S-Minerve, SAC-SMA, HBV, GR4J.*

## I. INTRODUCCIÓN

Los recursos hídricos que pueden ser aprovechados, contabilizados o monitoreados, son solo una pequeña fracción del agua que forma parte del ciclo hidrológico. Estos recursos pueden estar almacenados en algún acuífero subterráneo, formar parte del caudal de un río, estar embalsados en lagos y lagunas o pertenecer al agua congelada de algún glaciar. Para estimar el comportamiento de estas variables se han elaborado modelos hidrológicos que permiten reproducir el ciclo hidrológico de una cuenca considerando por un lado las variables meteorológicas como la precipitación y la temperatura del aire como datos de entrada y, por otro lado, las características físicas de la cuenca. De esa manera se estiman otras variables del ciclo, principalmente el escurrimiento superficial, el flujo subterráneo y la humedad del suelo. La empresa minera Southern Perú Copper Corporation (en adelante SPCC) monitorea la cuenca del río Torata, ubicada en la sierra sur del Perú, y cuenta con un registro continuo de información hidrológica e hidrometeorológica en la zona. Esto es de gran importancia para fines de investigación y de gran ayuda para poder entender y estimar el comportamiento de la cuenca. SPCC construyó un dique de control de avenidas que embalsa y desvía las aguas del río Torata; de tal manera se evita que grandes descargas puedan ocasionar daños a los componentes e infraestructura de la mina Cuajone, debido a que estos se localizan aguas abajo en el cauce natural del río. El volumen del embalse que se forma a partir de la construcción del dique es regulado por la operación de sus compuertas, con el fin de mantener el nivel de agua por debajo de la corona del dique para que se brinde la seguridad de que no se produzcan reboses, inundaciones o problemas en la estabilidad del dique. Por lo cual es de gran interés conocer los caudales que ingresan al embalse Torata, ya que esto puede contribuir a la operación de las compuertas al cuantificar el flujo que se tiene que descargar.

Por lo anterior, el presente trabajo de investigación tiene por objetivo la aplicación de un modelo precipitación-escorrentía que simule los caudales diarios que ingresan al embalse Torata teniendo como objetivos específicos: (1) Determinar si la información climática y geomorfológica de la zona es adecuada para desarrollar el modelo hidrológico precipitación-escorrentía, (2) Simular los modelos hidrológicos precipitación-escorrentía según los métodos SAC-SMA, HBV y GR4J teniendo como punto de salida o drenaje la estación hidrométrica Arondaya, (3) Calibrar y validar los sistemas de modelación hidrológicos y realizar el análisis de sensibilidad con respecto a los indicadores de eficiencia para

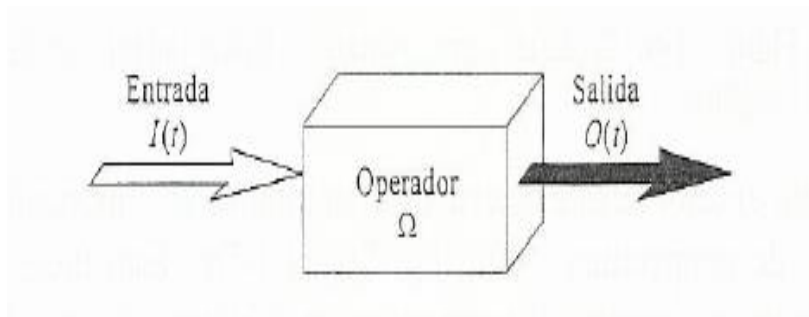
determinar el parámetro más sensible en cada caso, (4) Evaluar, comparar y seleccionar cuál de los modelos hidrológicos presenta mejores resultados mediante los indicadores de eficiencia correspondientes para finalmente generar o simular los caudales de ingreso al embalse Torata.

## II. REVISIÓN DE LA LITERATURA

### 2.1 CONCEPTO DE SISTEMA – MODELO HIDROLÓGICO

#### 2.1.1 CONCEPTO DE SISTEMA

La complejidad de los fenómenos hidrológicos dificulta su descripción mecánica. En ausencia de este conocimiento físico, estos pueden representarse de forma simplificada mediante el concepto de sistema. El sistema mostrado en la Figura 1 es un conjunto de partes conectadas entre sí que forman un todo (R. Muñoz *et al.* 2005).



**Figura 1: Representación de un sistema**

FUENTE: Tomado de R. Muñoz *et al.* (2005)

El objetivo del análisis de un sistema es estudiar su funcionamiento y predecir sus salidas, teniendo como relación entre las entradas y salidas una función de transformación, transferencia u operador, denotado por  $\Omega$ , que da lugar a una ecuación básica de transformación del sistema, siendo  $O(t)$  y  $I(t)$  las salidas y entradas en el tiempo respectivamente:

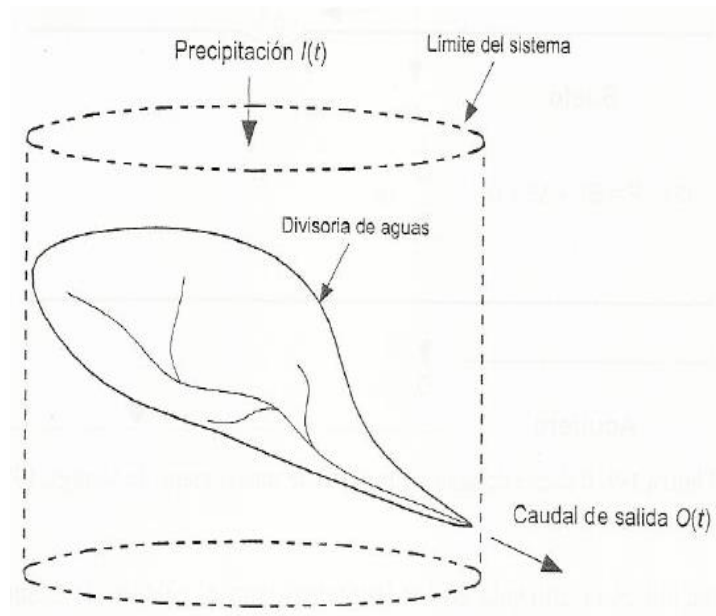
$$O(t) = \Omega * I(t) \quad (1)$$

Para la resolución de un sistema hidrológico se utiliza la ecuación de continuidad donde  $I(t)$  y  $Q(t)$  son las tasas de entrada y salida en función del tiempo respectivamente, y  $\frac{dS}{dt}$  es el cambio de almacenamiento del sistema. Lo anterior se expresa en la siguiente ecuación diferencial:

$$\frac{dS}{dt} = I(t) - Q(t) \quad (2)$$

## 2.1.2 LA CUENCA COMO SISTEMA

La Figura 2 muestra la aplicación del concepto de sistema a una cuenca hidrológica. La cuenca se comportaría como una caja negra con entradas  $I(t)$  y salidas  $O(t)$ . Relacionando ambas existirá una función de transferencia  $\Omega(t)$ .



**Figura 2: Concepto de sistema en una cuenca hidrológica**

FUENTE: Tomado de Chow, et al. (1994)

## 2.2 PLUVIOMETRÍA

### 2.2.1 DENSIDAD DE ESTACIONES PLUVIOMÉTRICAS

La distribución de las lluvias es un condicionante para definir la densidad de los pluviómetros. En zonas llanas basta con una estación cada  $100/150 \text{ Km}^2$ , en zona montañosa la densidad debe de ser superior, del orden de una cada  $20/30 \text{ Km}^2$  (Martínez 2005).

Sin embargo, disponer de varias estaciones pluviométricas y repartirlos convenientemente en toda la cuenca es un ideal difícil de alcanzar, por lo que también existen otros criterios para establecer la densidad de estas; es así como la Organización Meteorológica Mundial (OMM 2011) propone que para que los instrumentos de medición para obtengan una estimación confiable de la precipitación sobre una determinada área tengan los valores mínimos de densidad que se observan en la Tabla 1, en la cual se entiende como no registradoras a estaciones tipo pluviómetros y registradoras a estaciones tipo pluviográficas y estaciones pluviométricas automáticas.



**Tabla 1: Valores mínimos recomendados de densidad de estaciones pluviométricas (superficie, en km<sup>2</sup> por estación)**

Unidad Fisiográfica	Precipitación	
	No registradora	Registradora
Costa	900	9000
Montaña	250	2500
Llanuras interiores	575	5750
Ondulaciones montañosas	575	5750
Islas pequeñas	25	250
Áreas urbanas	-	10-20
Polar/árido	10000	100000

FUENTE: Adaptado de la OMM (2011)

### 2.2.2 TIPOS DE ERRORES EN LA MEDICIÓN

Existen diferentes tipos de errores asociados al funcionamiento del equipo, al entorno en el que se encuentra o debido a otros factores. Dentro de los tipos de errores más significativos se tiene:

- Error puntual, es un punto aberrante, error de lectura o de transcripción relacionado con funcionamiento del equipo.
- Error aleatorio, depende de las condiciones meteorológicas: valor erróneo por influencia del viento, por obstrucciones físicas, etc.
- Error sistemático, cambio en la posición de equipo o posibles cambios en el funcionamiento del equipo: calibración, modificaciones físicas, etc.

### 2.2.3 PRECIPITACIÓN TOTAL DIARIA

#### a. COMPORTAMIENTO ESTADÍSTICO DE LA PRECIPITACIÓN DIARIA

La Fuente (2003) sostiene que la escala temporal en la que se estudia el fenómeno de la lluvia hace que la respuesta, la cantidad registrada durante la unidad de tiempo considerada, presente un comportamiento estadístico muy diferente. Si se trata de la cantidad total anual de precipitación, la distribución puede ser aproximadamente normal en muchas latitudes; sin embargo, esta hipótesis no será adecuada cuando el periodo considerado sea menor (mes, día u hora). Si se analiza una serie de datos pluviométricos de escala inferior a la anual son apreciables las siguientes características:

- Estacionalidad del fenómeno, la lluvia es más frecuente o abundante en algunas épocas del año, siguiendo un ciclo anual.
- Presencia de observaciones con valor cero, dada la intermitencia del fenómeno pueden encontrarse épocas prolongadas en las que no se registra precipitación.
- Distribución fuertemente asimétrica de las observaciones que superan el umbral apreciable; cuando menor es la escala temporal de registro, mayor es la frecuencia de valores cercanos a cero, a la vez que es posible observar fuertes precipitaciones que proporcionan cantidad mucho mayor que la moda.

#### **b. ANÁLISIS DE DATOS DUDOSOS**

El método del Water Resources Council recomienda la realización de ajustes de datos dudosos. Los datos dudosos (“outliers”) son puntos de la información que se alejan significativamente de la tendencia de la información restante. La retención o eliminación de estos datos puede afectar significativamente la magnitud de los parámetros estadísticos calculados para la información, especialmente en muestras pequeñas. Los procedimientos para tratar los datos dudosos requieren un criterio que involucra consideraciones matemáticas e hidrológicas. Si la asimetría de estación es mayor que +0.4, se consideran primero las pruebas para detectar datos dudosos altos; si la asimetría de estación es menor que -0.4, primero se consideran pruebas para detectar datos dudosos bajos. Cuando la asimetría de la estación está entre +0.4 o -0.4, deben aplicarse pruebas para detectar datos dudosos altos y bajos antes de eliminar cualquier dato dudoso del conjunto de datos (Chow *et al.* 1994). Se puede utilizar la siguiente ecuación de frecuencia para detectar datos dudosos altos:

$$y_H = \bar{y} + K_n * S_Y \quad (3)$$

Siendo  $y_H$  el umbral de dato dudoso alto en unidades logarítmicas,  $S_Y$  la desviación estándar y  $K_n$  depende del tamaño de muestra  $n$  (valor de tabla), además estos valores de  $K_n$  se usan para detectar datos dudosos en el nivel 10% de significancia en información normalmente distribuida. Si los logaritmos de los valores en una muestra son mayores que  $y_H$  en la anterior ecuación, entonces se consideran como datos dudosos altos.

## 2.3 HIDROMETRÍA

Según el Manual de aforo de caudales (OMM 2010), el nivel del agua (o altura) corresponde a la elevación de la superficie de una corriente fluvial respecto a una superficie de referencia. Mediante su correlación con el caudal fluvial, el nivel del agua constituye el punto de partida para obtener registros de caudales.

### 2.3.1 RELACIÓN NIVEL – CAUDAL

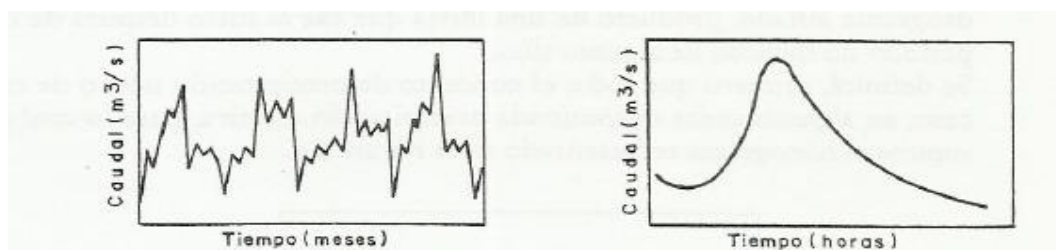
Cuando se afora o registra una corriente en una sección determinada, el objetivo es determinar lo que se conoce como curva de calibración de la sección. Ésta permite transformar niveles de agua, en caudales. Las curvas se construyen a partir de los aforos o de los registros hechos durante un período largo de tiempo, de tal manera que se tengan niveles bajos y altos del río. Por medio de esta curva se obtienen los hidrogramas o gráficas de variaciones del caudal contra el tiempo en una sección determinada. Las curvas de calibración pueden cambiar por efectos erosivos, efectos de curvas de remanso, daños en el vertedero o debido a flujo no permanente.

### 2.3.2 CAUDAL MEDIO DIARIO

Es la tasa promedio de descarga en  $m^3/s$  para un período de 24 horas. Si se dispone de un limnógrafo, “data logger” o algún dispositivo que permite el registro continuo de los niveles en el tiempo), se puede obtener la hidrógrafa y calcular el caudal medio diario. Una vez se tengan las lecturas procesadas y convertidas en caudal, se deben promediar estos últimos desde las 00:00 hasta las 23:59 para hallar el caudal promedio o medio diario.

### 2.3.3 HIDROGRAMAS

Según Monsalve (2002), se le denomina hidrógrafa o hidrograma de caudal a la representación gráfica de la variación del caudal en relación con el tiempo. El intervalo puede variar de horas a años como se presenta en la Figura 3.

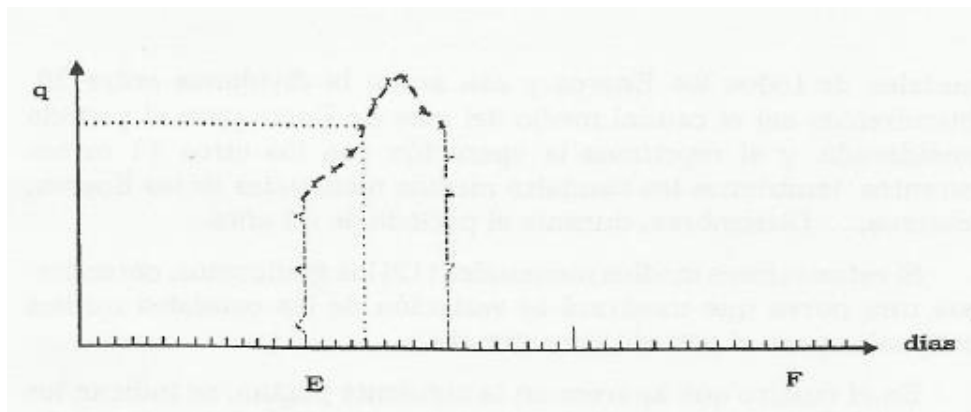


**Figura 3: Hidrógrafa o hidrograma.**

FUENTE: Tomado de Monsalve (2002)

Si la información de caudales promedios se repite día a día entonces se dispondrá de una serie de caudales medios diarios. Lo que se hace es llevar en abscisas los días cronológicos del año 365 en años normales y 366 en años bisiestos (cada 4 años) y en ordenadas los caudales medio correspondientes. La representación gráfica misma de la curva de caudales medio diarios es muy variada, dependiendo del volumen de información disponible. A continuación, se indica la forma más usada (Reyes 2012).

Una curva de caudales medio diarios en poligonal se visualiza de tal manera que en el plano coordenado le corresponde a cada día un punto (q,t); entonces para los 365 días deberán tenerse 365 puntos en dicho plano. Uniendo los puntos cronológicamente se obtiene como resultado la curva envolvente buscada que se muestra en la Figura 4.



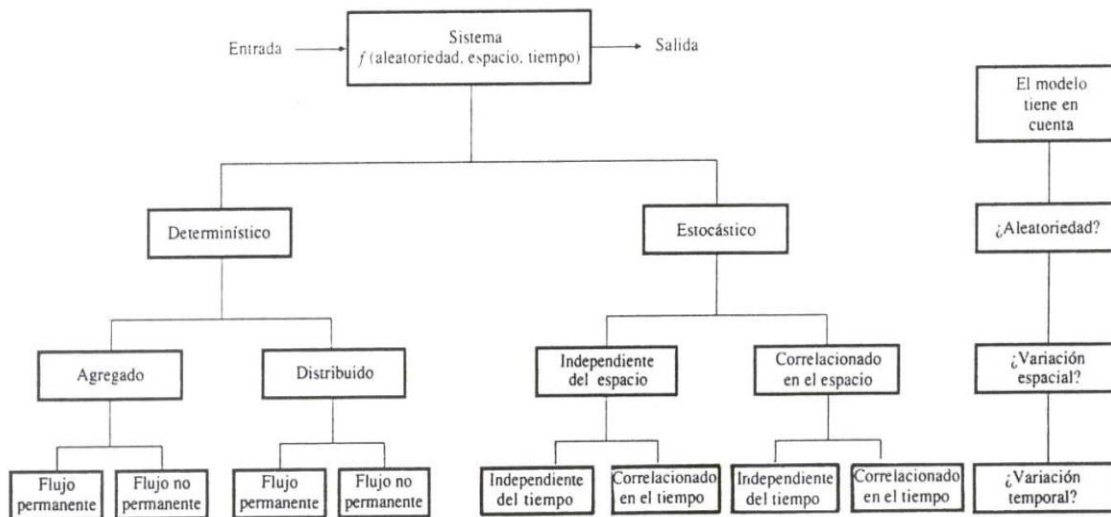
**Figura 4: Curva de caudales medio diarios en poligonal**

FUENTE: Tomado de Reyes (1992)

## 2.4 MODELO HIDROLÓGICO

Un modelo hidrológico permite representar, comprender y simular el comportamiento de la hidrología en una cuenca. Los modelos hidrológicos pueden dividirse en dos categorías: modelos físicos y modelos matemáticos (Chow *et al.* 1994).

Los modelos matemáticos representan el sistema hidrológico en forma abstracta, a través de un conjunto de ecuaciones que relacionan las variables de entrada y de salida. Simular un modelo con variables aleatorias que dependen de las tres dimensiones espaciales y del tiempo es una tarea ardua, por consiguiente, para propósitos prácticos es necesario simplificar el modelo despreciando algunas de las fuentes de variación. La Figura 5 muestra la clasificación de los modelos hidrológicos matemáticos de acuerdo a la variación del espacio, tiempo y aleatoriedad según Chow *et al.* (1994). Desde el punto de vista de la aleatoriedad los modelos hidrológicos se clasifican en determinísticos y estocásticos.



**Figura 5: Clasificación de modelos hidrológicos matemáticos.**

FUENTE: Tomado de Chow *et al.* (1994)

### 2.4.1 MODELO DETERMINÍSTICO

En un modelo determinístico una entrada produce una misma salida. A diferencia de los modelos estocásticos que tienen salidas que son por lo menos parcialmente aleatorias. Podría decirse que los modelos determinísticos hacen pronósticos, mientras que los modelos estocásticos hacen predicciones. A pesar que todos los fenómenos hidrológicos implican algún grado de aleatoriedad, la variabilidad resultante en la salida puede ser pequeña cuando se le compara con la variabilidad de otros factores conocidos. En tales casos un modelo determinístico es apropiado. Si la variación aleatoria es grande, un modelo estocástico es el más adecuado, porque la salida real podría ser bastante diferente del valor único producido por un modelo determinístico.

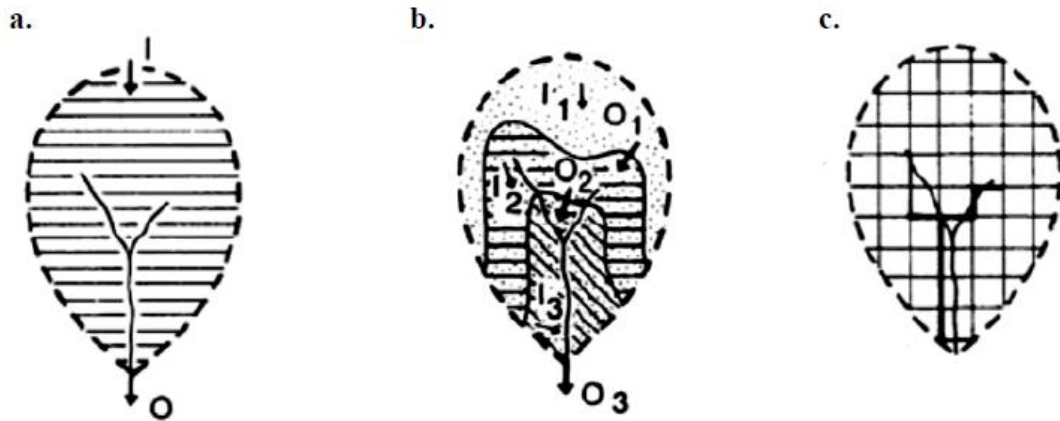
### 2.4.2 CLASIFICACIÓN DE MODELOS DETERMINÍSTICOS

La limitación en la modelación de cuencas es el desconocimiento de las propiedades del suelo y de los procesos involucrados en la formación de flujos. Esto puede ser superado si se asume que la cuenca es homogénea, tanto en sus procesos superficiales, sub superficiales y subterráneos. Siendo la cuenca homogénea, se puede representar como un único elemento de características constantes, dando lugar a los llamados “modelos agregados” o “agrupados”.

Cuando el tamaño o área de la cuenca de estudio es mayor, los tipos de suelo y sus características varían a lo largo y ancho de la cuenca y el uso de éste tipo de modelo va perdiendo representatividad. Es así que, a mayores áreas, se puede discriminar zonas de

similar comportamiento hidrológico y analizar cada una de ellas de forma independiente para luego combinar y/o superponer sus efectos. Éstos son los llamados modelos “semi distribuidos”.

Si el objetivo es el de alcanzar la mayor representatividad, la cuenca se divide en elementos mucho más pequeños, de geometría usualmente uniforme. Estos modelos son llamados “modelos distribuidos” y realizan un balance hídrico en cada grilla, transmitiendo su efecto a las celdas adyacentes.



**Figura 6: Clasificación de modelos hidrológicos de acuerdo a su representación espacial a) Modelo agregado b) Modelo semidistribuido c) Modelo distribuido.**

Fuente: Tomado de Chong-yu Xu (2002)

### 2.4.3 CALIBRACIÓN DEL MODELO

Para modelar una cuenca se tiene que establecer una relación entre variables de entrada; esta relación implica introducir parámetros que permitan simular lo mejor posible la variable de salida. Ya que inicialmente estos parámetros se desconocen, se requiere de un proceso de “calibración” para identificarlos. De esta manera la “calibración” es el proceso por el cual se identifican o ajustan los valores de los parámetros del modelo para finalmente obtener que la serie de datos simulados se ajuste de la mejor manera a la serie de datos observados.

La calibración es el proceso por el cual se identifican los valores de los parámetros del modelo para los cuales la serie de datos simulado se ajusta de manera óptima a la serie de datos observados. Para evaluar la bondad de ajuste del modelo se utiliza una “función objetivo” (Cabrerías s,f). Este proceso puede realizarse de dos formas:

- **Prueba y error**, es el método más utilizado y usualmente recomendado. Implica un ajuste manual de parámetros basado en el criterio del investigador. Tiene valor de aprendizaje, pero es lento y subjetivo.

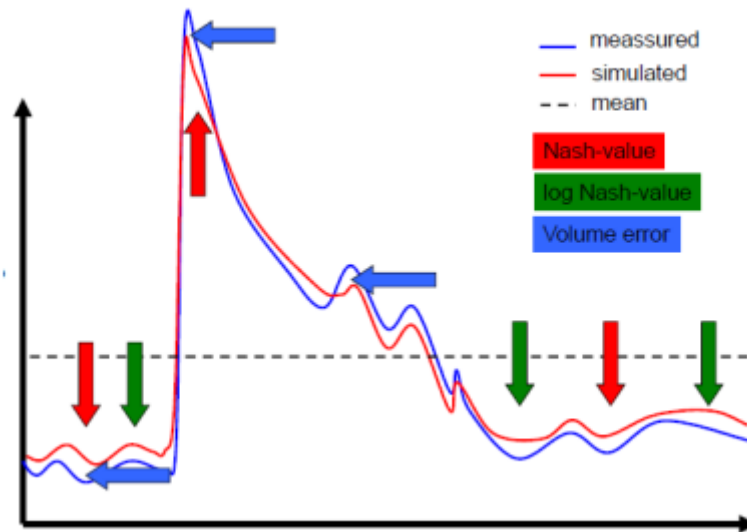
- **Automática**, optimiza los valores de los parámetros utilizando técnicas numéricas. A diferencia de la “prueba y error”, este método es mucho más rápido y objetivo; sin embargo, es numéricamente complejo y presenta problemas en la compensación de errores y en la captura de valores mínimos locales.

El uso de modelos determinísticos requiere el manejo de términos como: variables de ingreso, parámetros y variables de estado como se muestra a continuación (Cabreras s,f):

- **Variables de ingreso**, son series de datos a la cuales se les aplicará una serie de ecuaciones para intentar representar otra variable. Se asume que estas variables de ingreso son independientes, es decir, no dependen de ninguna otra. Algunos ejemplos son; precipitación, temperatura, etc.
- **Parámetros**, son parámetros del modelo que han sido asumidos constantes, como la conductividad hidráulica del suelo, la rugosidad, etc.
- **Variables de estado**, representan una situación que afectará los resultados del modelo.

Finalmente, para evaluar la bondad de ajuste del modelo se utiliza una “función objetivo”.

- **Función Objetivo**, se le denomina también función de criterio o función de error. Es una medida de la distancia entre las observaciones y las simulaciones. Las más simples consisten en diferencia absoluta entre los caudales observados y simulados para un intervalo específico de tiempo, mientras que los más complicados tienen en cuenta todo hidrograma. Entre los parámetros estadísticos más importantes a cuantificar se tiene el coeficiente de Nash-Sutcliffe (Nash), coeficiente de Pearson ( $r$ ), el error medio (MBE), el error cuadrático medio (RMSE) y el error relativo al volumen (%V). El uso de las funciones objetivo brinda un criterio analítico y objetivo para la definir la calidad de ajuste del modelo; sin embargo, este análisis debe ser complementado con un análisis visual. La Figura 7 se ilustra los conceptos de las medidas de bondad de ajuste más usadas en hidrología.



**Figura 7: Efectos de las medidas de ajuste sobre la calibración de un modelo**

Fuente: Tomado de Finger (2011)

#### 2.4.4 VALIDACIÓN DEL MODELO

Refsgaard y Knudsen (1996) definen la validación de un modelo como “el proceso de demostración que el modelo es capaz de hacer predicciones en un lugar específico determinado para períodos fuera del período de calibración”. De esta manera, se dice que un modelo ha sido validado si su precisión y capacidad predictiva en el período de validación muestran errores o límites aceptables. Como se menciona, la validación de un modelo se hace para un lugar determinado pues es imposible, realizar una validación generalizada (así como es imposible realizar una calibración generalizada).

Usualmente, la validez de un modelo para un período diferente al de calibración se asume como verdadera considerando condiciones futuras similares a las actuales. Estas asunciones son válidas para casos simples como la completación de datos pues el período desconocido se encuentra “dentro” del período calibrado y las características pueden asumirse iguales, pero este no es el caso general.

Transponer un modelo a condiciones que podrían ser diferentes en el tiempo genera una gran incertidumbre. Para superar esta incertidumbre, Klemes (1986) propone un modelo jerárquico el cual será explicado líneas abajo.

##### a. MODELO JERÁRQUICO

Este esquema de validación es llamado jerárquico porque las tareas son ordenadas de acuerdo a su complejidad y las demandas de las pruebas se incrementan en la misma



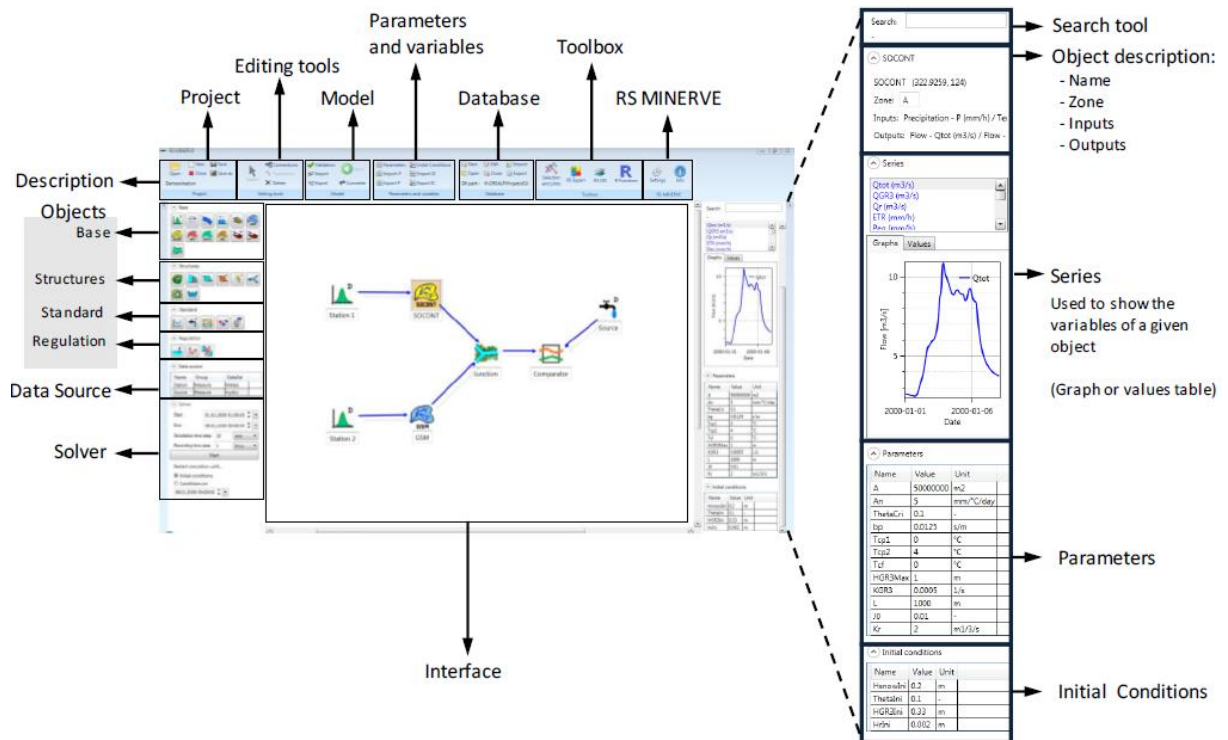
dirección (Klemes 1986). Las categorías principales para diferenciar la prueba de validación son: condiciones estacionarias (similares al período de calibración), y condiciones no estacionarias (diferentes a las del periodo de calibración).

Cada una de estas categorías se subdivide en dos subgrupos de acuerdo al lugar donde se realizará la simulación: si se realiza en la misma cuenca que fue usada para la calibración, o si se realiza en una cuenca diferente.

## **2.5 SOFTWARE R.S-MINERVE**

RS MINERVE (Foehn *et al.* 2015) es un software hidrológico e hidráulico desarrollado por el Centre de Recherche sur l'Environnement Alpin - CREALP conjuntamente con la oficina de ingeniería HydroCosmo SA. RS MINERVE es un software para la simulación y propagación de flujos de escorrentía. Modela redes hidrológicas e hidráulicas complejas de acuerdo con un esquema conceptual semidistribuido. Además de los procesos hidrológicos particulares, tales como el deshielo, la fusión de los glaciares, el flujo superficial y subterráneo, también se incluyen elementos de control hidráulicos (por ejemplo, compuertas, vertederos, desvíos, uniones, turbinas y bombas).

El análisis global de una red hidrológico-hidráulica es indispensable en multitud de casos, como son la planificación o la gestión de los recursos hídricos, la optimización de las operaciones de centrales hidroeléctricas, el diseño de aliviaderos, o el desarrollo de medidas de protección contra inundaciones. RS MINERVE facilita este tipo de análisis gracias a una interfaz de fácil utilización y a sus numerosas funcionalidades, también integra distintos modelos hidrológicos de precipitación-escorrentía como son GSM, SOCONT, SAC-SMA, GR4J o HBV.



**Figura 8: Estructura de la ventana principal del software RS MINERVE**

FUENTE: Foehn *et al.* (2015)

### 2.5.1 MODELO HIDROLÓGICO SACRAMENTO (SAC-SMA)

El modelo hidrológico SAC-SMA o SACRAMENTO es un modelo hidrológico que fue desarrollado en los años 70 (Burnash *et al.* 1973; Burnash 1995) para optimizar las características de humedad en el suelo, distribuidos en diferentes niveles, con características de percolación racionales, para una eficiente simulación de vertidos. Este modelo calcula la descarga total de la precipitación y la evapotranspiración potencial en función de los sus parámetros y condiciones iniciales.

El sistema utilizado en el modelo Sacramento es una representación cuidadosamente estructurada del sistema de almacenamiento de humedad del suelo de la cuenca. Se basa en el uso de aproximaciones simples de muchos de los procesos de humedad del suelo que han sido reportados en la literatura hidrológica. Los autores han organizado estas aproximaciones de una manera que permita la determinación de muchas características de captación de partes cuidadosamente seleccionadas del registro hidrológico de la cuenca (Burnash 1995).

### **2.5.2 MODELO HIDROLÓGICO HBV**

El Modelo HBV es un modelo computarizado para cuencas que convierte los datos de las precipitaciones, la evaporación potencial y, si procede, el deshielo de las nieves en valores del flujo superficial/caudal afluente, mediante simulación de los procesos hidrológicos naturales.

Este modelo es empleado en previsiones hidrológicas y en estudios de balance hídrico, que ha sido aplicado en más de 30 países. Pertenece a la clase de modelos que tratan de abarcar los procesos más importantes de generación de escorrentía empleando una estructura simple y robusta, y un pequeño número de parámetros. Fue originariamente desarrollado por el Instituto Meteorológico e Hidrológico Sueco (SMHI) para predecir la escorrentía a centrales hidroeléctricas (Bergström 1976), pero el alcance de sus aplicaciones se ha ido incrementando continuamente. Ha estado sujeto a modificaciones a lo largo del tiempo y, aunque su filosofía básica no ha cambiado, existen nuevos códigos que se encuentran en constante desarrollo por diferentes grupos y que varían en su complejidad.

### **2.5.3 MODELO HIDROLÓGICO GR4J**

El modelo hidrológico denominado GR4J es un modelo lluvia-escorrentía agregado, de 04 parámetros y resolución diaria (Perrin *et al*, 2003). En el modelo la precipitación y la evapotranspiración potencial se denotan como Peq y ETP respectivamente. Todas las cantidades (entradas, salidas, variables internas) están expresadas en mm, por tal motivo, los volúmenes de agua deben ser divididos por el área de la cuenca cuando sea necesario. El modelo tiene en cuenta la humedad y contiene dos depósitos o reservorios (producción y enrutamiento) en el que también se asocian hidrogramas unitarios para el comportamiento hidrológico de la cuenca.

### III. MATERIALES Y METODOS

#### 3.1 MATERIALES

##### 3.1.1 DESCRIPCIÓN DE LA ZONA DE ESTUDIO

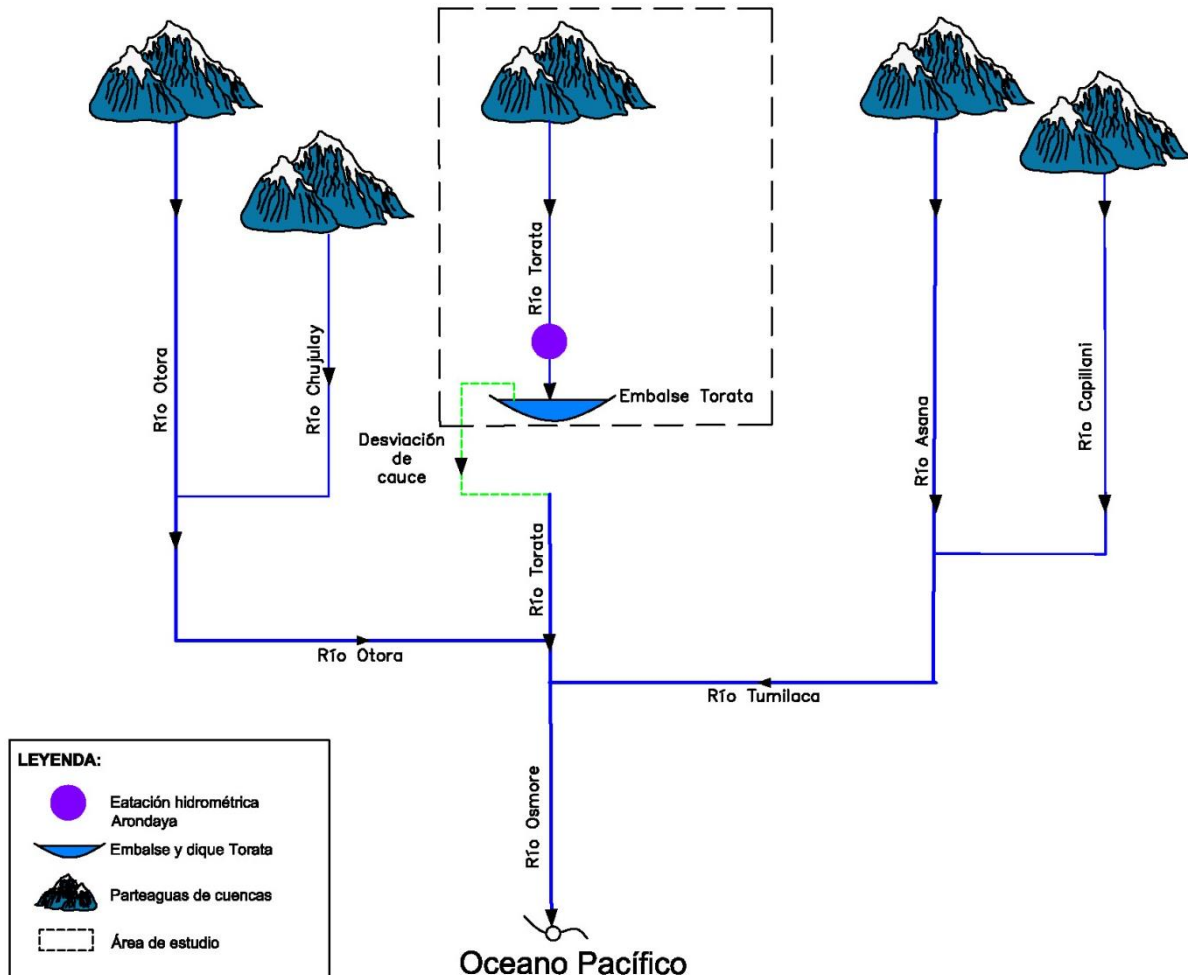
La zona de estudio se encuentra políticamente ubicada al sur del Perú en la región Moquegua, provincia de Mariscal Nieto, distrito de Torata.



**Figura 9: Zona de ubicación del proyecto en el territorio peruano**

Geográficamente el área se encuentra ubicada entre las latitudes  $16^{\circ}54'04''$  S y  $17^{\circ}01'20''$  S, y entre las longitudes  $70^{\circ}31'06''$  W y  $70^{\circ}41'16''$  W; en el Mapa 1 del Anexo 01 se muestra la ubicación de la zona de estudio, así como también la accesibilidad vial y límites políticos. Por otro lado, la cuenca del río Torata se ubica en la región Hidrográfica de la Cuenca Ilo - Moquegua (UH: 13172), perteneciente a la vertiente del Pacífico. Dicha zona tiene como límites por el norte con la Cuenca Tambo (UH: 1318) y por el sur a la Cuenca Locumba (UH: 1316) como se muestra en el Mapa 2 del Anexo 01. El flujo de las aguas del río Torata viaja en dirección suroeste, además, el cauce de este río hasta su confluencia con el embalse Torata, luego se inicia su desviación por medio de un túnel hasta que nuevamente regresa a

su cauce natural como se muestra en el diagrama fluvial de la **Figura 10**. Las características topográficas, detalles de la hidrografía local de la zona y los componentes de estudio, pueden ser apreciados en el Mapa 3 del Anexo 01.



**Figura 10: Diagrama fluvial de la zona de estudio**

### 3.1.2 INFORMACIÓN CARTOGRÁFICA

Como fuente cartográfica se utilizaron las cartas nacionales digitalizadas de 34-u (Omate), 34-v (Huaytire), 35-v (Torata) y 35-u (Moquegua); desarrolladas por el IGN (Instituto Geográfico Nacional) con escala 1:100 000, las cuales fueron digitalizada para su procesamiento. Asimismo, para determinar las características fisiográficas de las cuencas y así obtener algunos de los inputs que solicita el modelo precipitación-escorrentía del software RS-MINERVE se empleó el MDE (Modelo Digital de Elevación) ASTER GDEM 2 de la NASA que cuenta con una resolución de pixel de 30m.

### 3.1.3 INFORMACIÓN PLUVIOMÉTRICA Y REGISTROS DE TEMPERATURA

Los registros de información pluviométrica y de temperaturas utilizados en el presente estudio fueron recolectados y compilados por los operadores correspondientes de SPCC por medio de las estaciones meteorológicas automáticas que tienen en su dominio, de las cuales se seleccionó tres para caracterizar el área de estudio. Del total de información se utilizó el periodo correspondiente enero 2012 – Julio 2014 para la calibración y el periodo Agosto 2014 - Abril 2016 para la validación del modelo hidrológico. El Mapa 3 muestra la ubicación de cada una de las estaciones meteorológicas. A continuación, en la Tabla 2 se detalla la ubicación de las estaciones utilizadas en el estudio:

**Tabla 2: Estaciones meteorológicas automáticas empleadas**

Estación	Longitud	Latitud	Altura (msnm)	Tipo	Periodo de información disponible
Apacheta	70.45°O	16.96°S	4671	Meteorológica Automática	Enero 2012 – Abril 2016
TW4	70.51°O	16.95°S	4573	Meteorológica Automática	Enero 2012 – Abril 2016
Viña Blanca	70.67°O	17.06°S	3938	Meteorológica Automática	Enero 2012 – Abril 2016

### 3.1.4 INFORMACIÓN HIDROMÉTRICA

La información hidrométrica fue proporcionada por SPCC a partir de los datos procesados de la estación hidrométrica Arondaya (Ver Mapa 3 del Anexo 01), la cual cuenta con un limnógrafo y registrador automático (“data logger”). Los datos históricos han sido calibrados y corregidos por los operadores a lo largo del tiempo para que finalmente se pueda contar con un registro de caudales a nivel diario. A continuación, en la Tabla 3 se presenta la ubicación detallada de la estación hidrométrica Arondaya.

**Tabla 3: Ubicación de la estación hidrométrica Arondaya**

Estación	Longitud	Latitud	Altura (msnm)	Periodo de información disponible
Arondaya	70.65°O	17.01°S	3700	Enero 2012 – Abril 2016

### 3.1.5 SOFTWARES O PROGRAMAS DE CÓMPUTO

- Microsoft Office 2010
- QGIS 2.5.1
- RS-Minerve 2.5
- AutoCAD Civil 3D 2013

### 3.2 METODOS

La metodología seguida en la presente investigación comprende de los siguientes procedimientos: (1) recolección de datos de campo y data climática, (2) preparación de inputs para el modelo, (3) calibración y validación del modelo, (4) simulación futura, y (5) proyección climática, los cuales se resumen en el diagrama de flujo de la Figura 11.

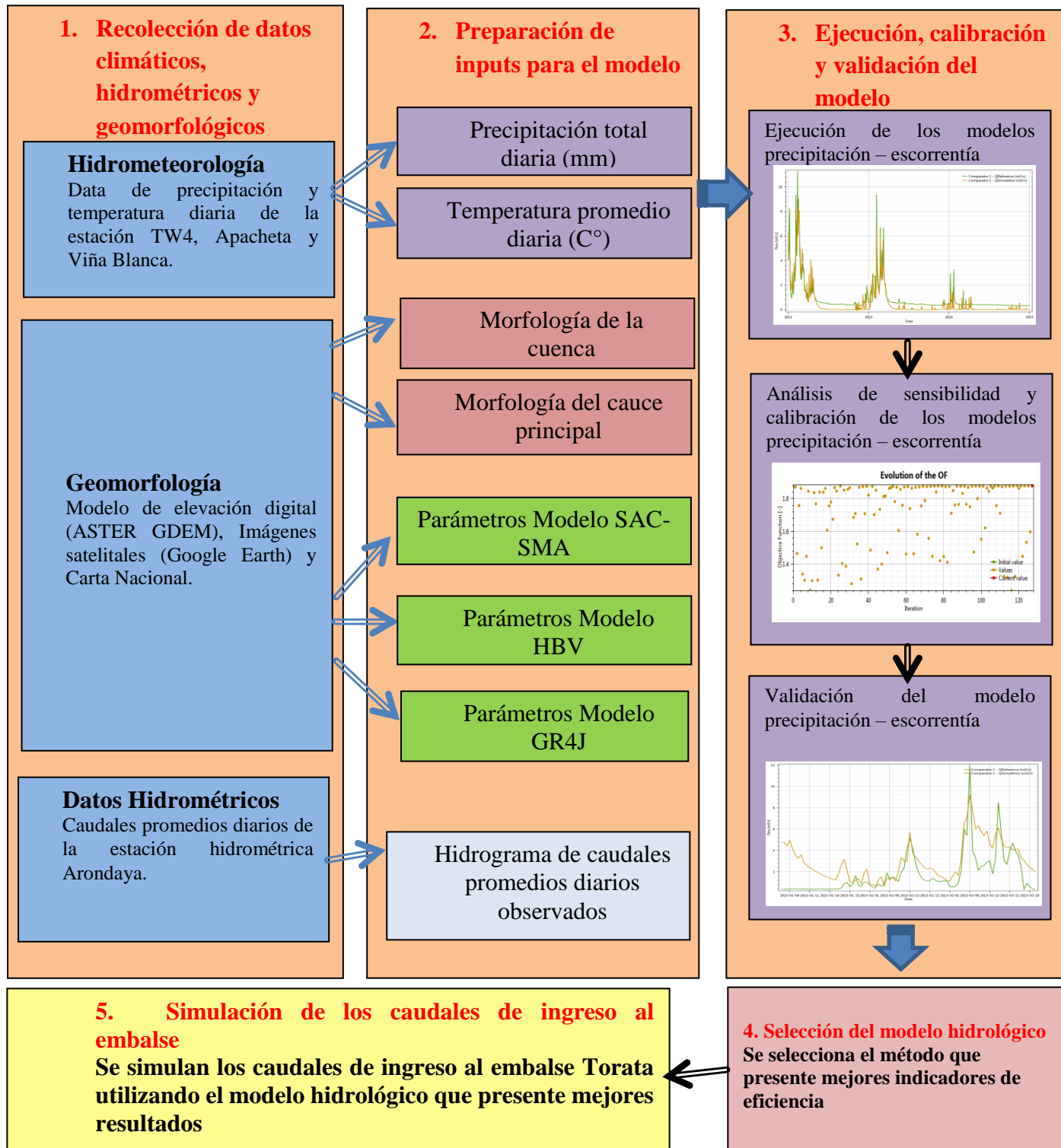


Figura 11: Diagrama de flujo de la metodología empleada en el estudio

### 3.2.1 HIDROMETEOROLOGÍA, GEOMORFOLOGÍA E HIDROMETRÍA

La data climática requerida para la simulación fue obtenida por las estaciones automáticas que maneja SPCC, dicha información cuenta con un proceso de verificación y calibración respectivo. Los parámetros utilizados para el modelo fueron la temperatura promedio del aire diaria (°C), la precipitación total diaria y la evapotranspiración potencial (ETP).

En una serie de datos estadísticos de una estación hidrológica de medidas es indispensable resumir esta multitud de cifras en elementos sintéticos que caractericen la estación desde el punto de vista considerado.

Se busca definir una serie de n observaciones de valores individuales  $x_i$  con  $i \leq n$ , desde los dos puntos de vista siguientes:

#### a. VALOR CENTRAL O DOMINANTE DE LA SERIE

- Media aritmética, se define como:

$$\bar{x} = \sum_{i=1}^n x_i \quad (4)$$

- Mediana, se define como el valor que divide las frecuencias de una distribución de probabilidades en partes iguales o, en otras palabras, es el valor que ocurre con una probabilidad del 50%. El mismo concepto es aplicable a una tabla de frecuencias de una serie de datos agrupados en clases o categorías.

La mediana, en problemas hidrológicos, es muchas veces la medida más conveniente de la tendencia central porque no se ve afectada por valores extremos.

- Moda, es el valor que ocurre con mayor frecuencia en una distribución de probabilidades, o en una tabla de frecuencias de una serie de datos agrupados en clases o categorías.

#### b. DISPERSIÓN O FLUCTUACIÓN DE DIVERSAS OBSERVACIONES ALREDEDOR DEL VALOR CENTRAL

- Desviación estándar:

$$S = \sqrt{\left(\frac{\sum_{i=1}^n (x_i - \bar{x})^2}{n - 1}\right)} \quad (5)$$



- Varianza:

$$Var = S^2 \quad (6)$$

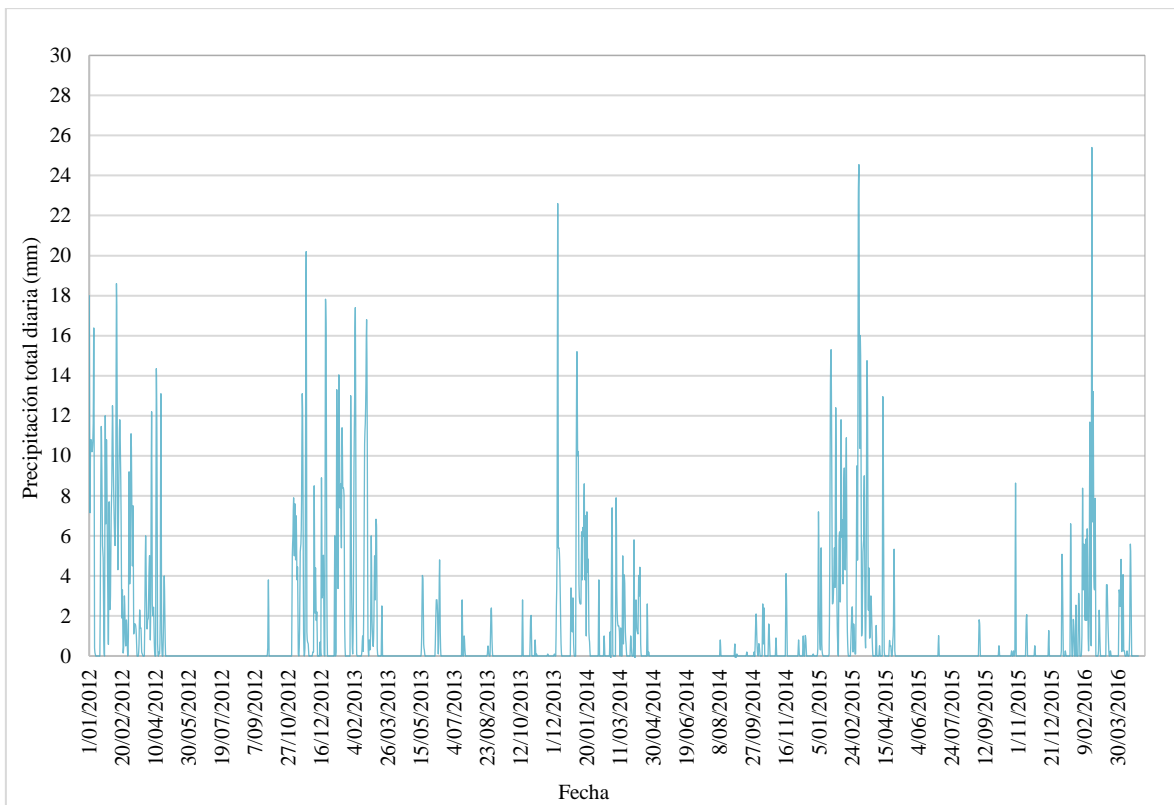
- Rango: Diferencia entre los valores mayor y menor de la serie.
- Coeficiente de variación:

$$C_v = \frac{S}{\bar{x}} \quad (7)$$

### 3.2.1.1 PRECIPITACIÓN

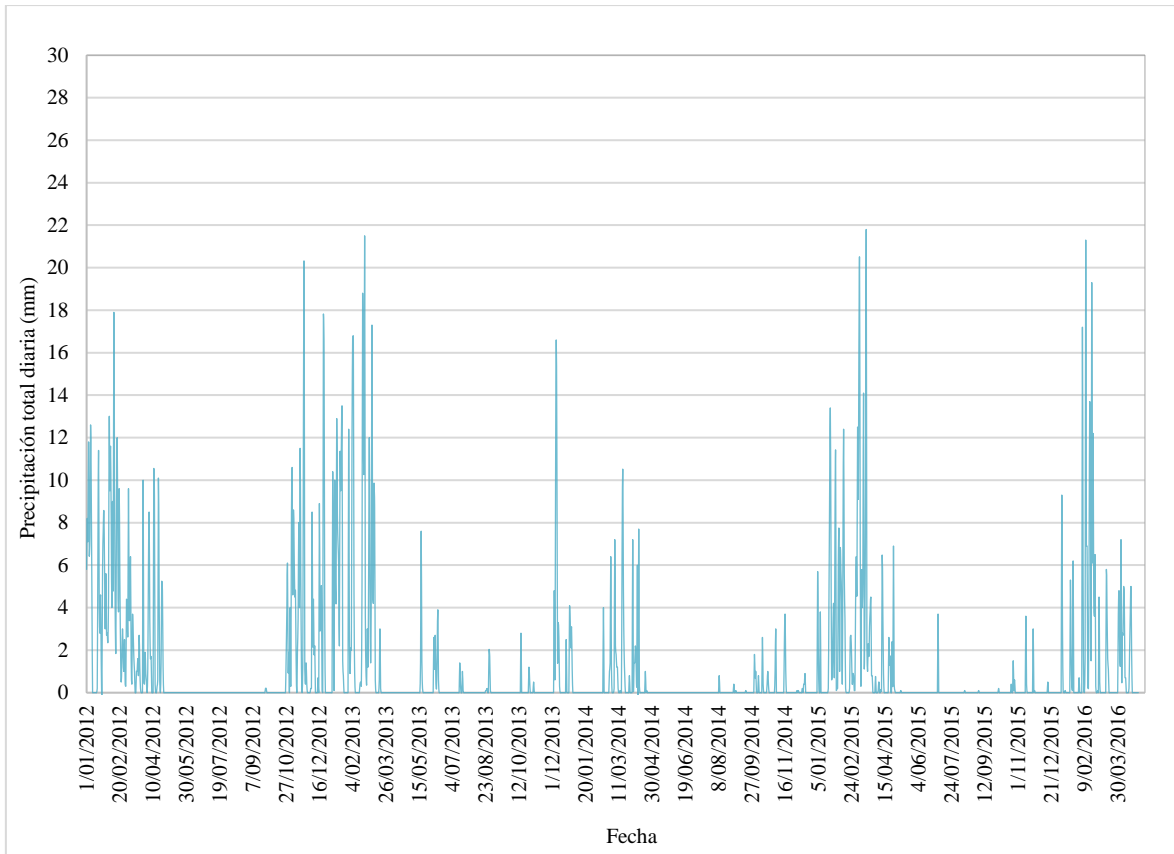
Las series de precipitación total diaria para el periodo de calibración y validación (2012 – 2016) fueron expresadas en hietogramas para cada una de las 03 estaciones de la zona (Ver Mapa 03 del Anexo 01).

Para la estación Apacheta, se presenta en la Figura 12 y Tabla 4 el hietograma y principales parámetros estadísticos, en lo cual se observa que la serie tiene una pronunciada variación estacional llegando a valores máximos en época húmeda de 26 mm/día y en época seca valores mínimos de 0 mm/día.



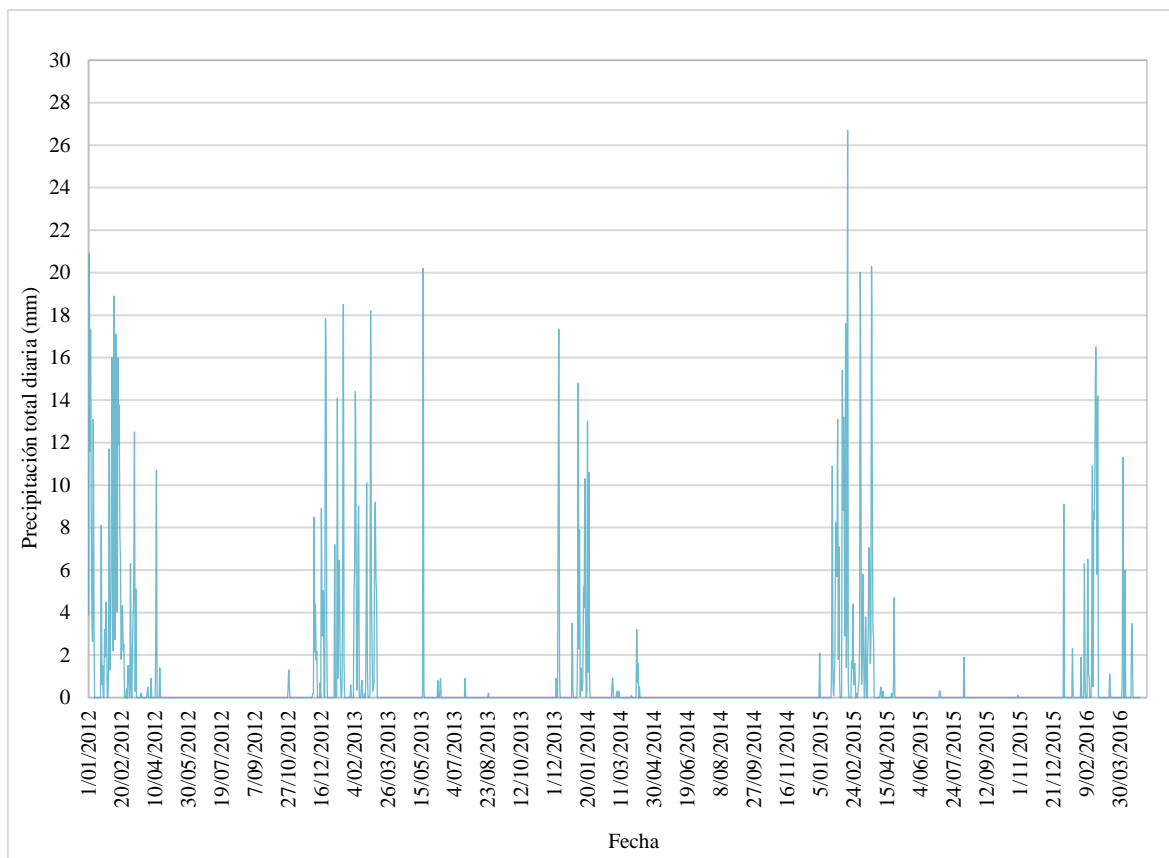
**Figura 12: Hietograma de precipitación diaria de la estación Apacheta**

Para la estación Apacheta, se presenta en la Figura 13 y Tabla 4 el hietograma y principales parámetros estadísticos, en lo cual se observa que esta tiene una pronunciada variación estacional llegando a valores máximos en época húmeda de 26 mm/día y en época seca valores mínimos de 0 mm/día.



**Figura 13: Hietograma de precipitación diaria de la estación TW-4**

Para la estación Apacheta, se presenta en la Figura 14 y Tabla 4 el hietograma y los principales parámetros estadísticos respectivamente, en donde se observa una pronunciada variación estacional, llegando a valores máximos en época húmeda de 26 mm/día y en época seca valores mínimos de 0 mm/día.



**Figura 14: Hietograma de precipitación diaria de la estación Viña Blanca**

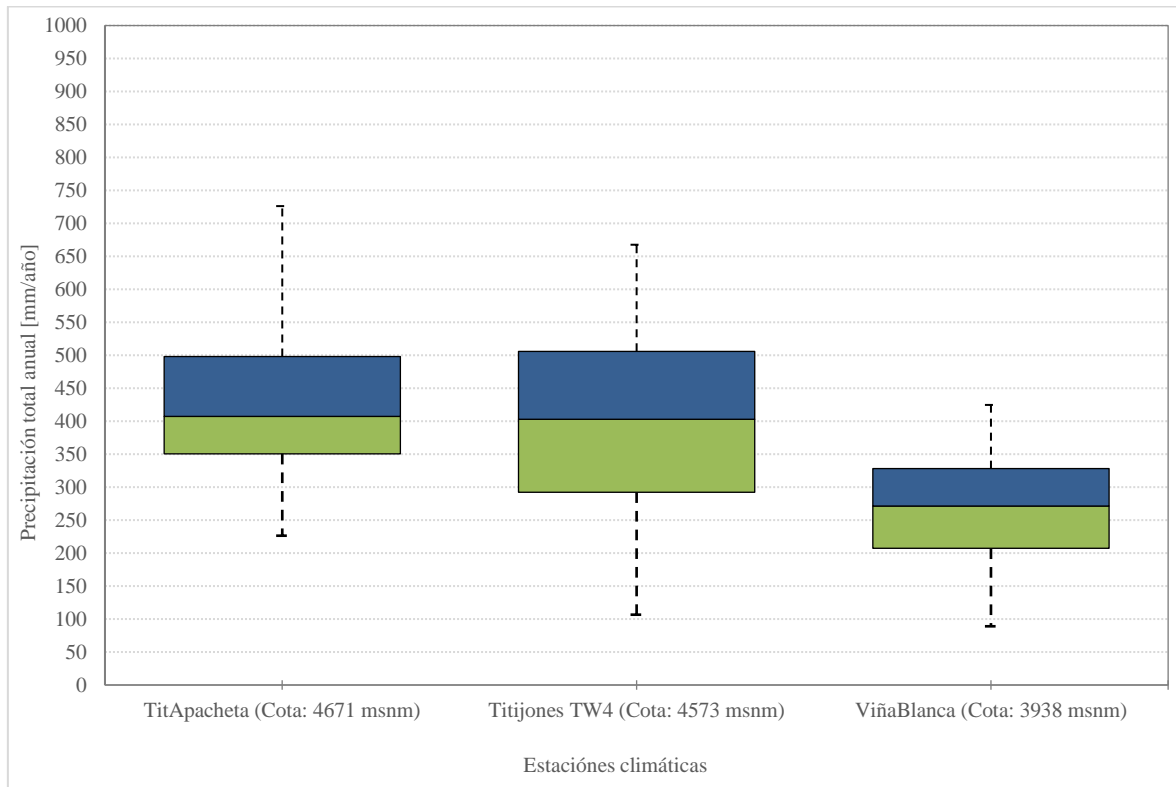
En la siguiente tabla se presentan los principales parámetros estadísticos para las series de precipitaciones totales diarias de las 03 estaciones analizadas.

**Tabla 4: Principales estadísticas de las series de precipitaciones diarias**

Estadístico	Apacheta	TW-4	Viña Blanca
Máximo	25.4	22.2	26.7
Mínimo	0.0	0.0	0.0
Promedio	1.2	1.1	0.8
Desv. estándar	3.1	3.0	2.8
Coef. Variación	2.6	2.7	3.5

Adicionalmente en la Figura 15 se presenta el denominado diagrama de caja de las series de precipitaciones para las 03 estaciones, este es un gráfico que está basado en cuartiles y mediante el cual se visualiza la distribución de un conjunto de datos. Está compuesto por un rectángulo y dos brazos. Es un gráfico que suministra información sobre los valores mínimo

y máximo, los cuartiles Q1, Q2 o mediana y Q3, y sobre la existencia de valores atípicos y la simetría de la distribución.



**Figura 15: Hietograma de precipitación diaria de la estación Viña Blanca**

#### **a. Análisis exploratorio de datos de precipitación**

Es común o frecuente que existan ciertos cambios en la situación de los registros de precipitación en cada estación o bien en los procedimientos de observación. Estos cambios muchas veces no son anotados ni publicados con los datos pluviométricos, por ello es muy recomendable realizar un análisis de los datos pluviométricos, que permita contrastar estos datos y detectar errores sistemáticos. Una forma habitual es determinar el coeficiente de regresión entre las estaciones analizadas el cual indica la similitud de los datos pluviométricas cuando los valores son cercanos a la unidad. Se puede observar de forma visual graficando una recta de  $45^\circ$  y comparándola con la pendiente de la recta que se genera al dibujar las precipitaciones acumuladas de las dos estaciones a analizar.

Adicionalmente también es recomendable utilizar el análisis de doble masa, para ellos se dibujan los registros de lluvia acumulados de dos estaciones próximas (Figura 16). Un cambio de pendiente indica la existencia de una alteración o de un error en una de las estaciones pluviométricas.

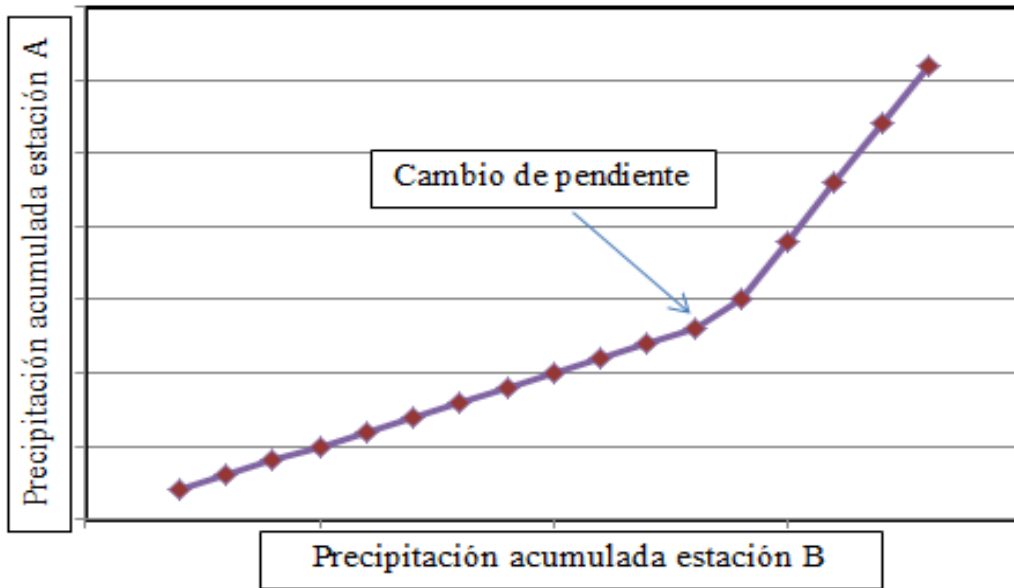


Figura 16: Análisis doble masa entre dos estaciones pluviométricas

#### b. Análisis de consistencia de la precipitación diaria

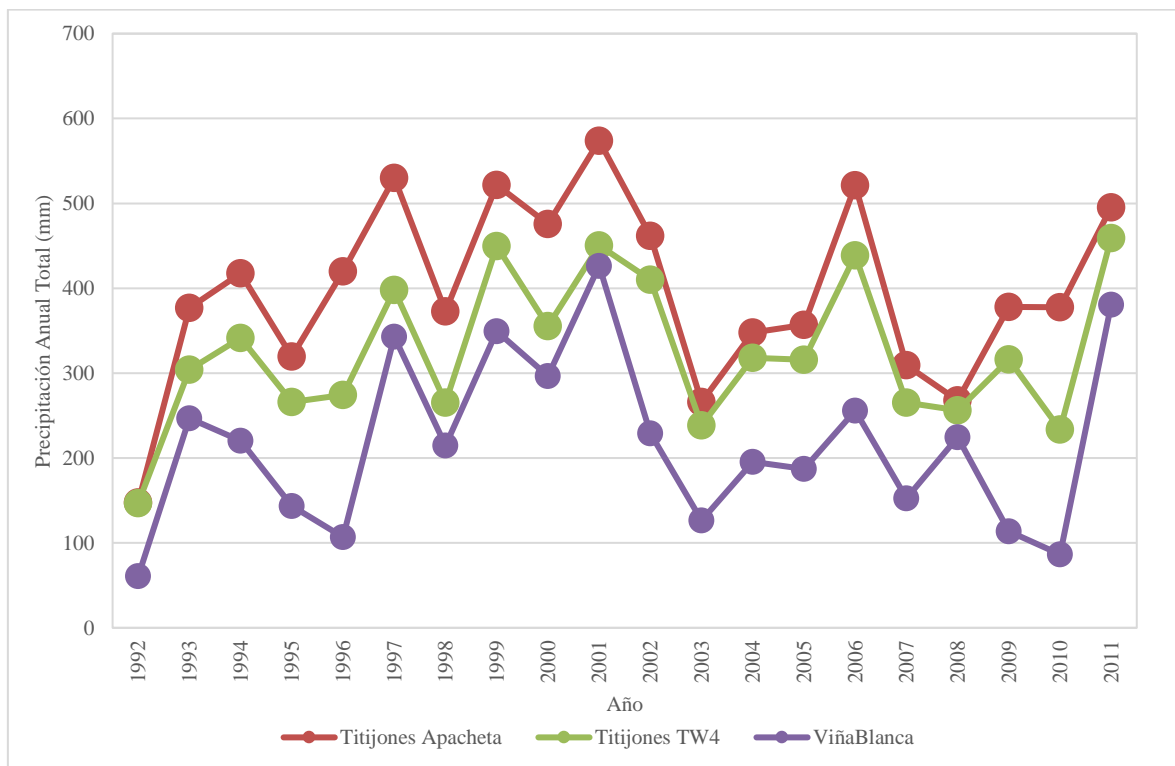
Para esta investigación a pesar de ya contar con datos validados y calibrados de precipitación diaria, se realizó un análisis de consistencia para corroborar si los datos de las 03 estaciones pluviométricas no cuentan con valores que se alejan significativamente de la tendencia de la información restante. Es por esto que se ha planteado realizar una prueba de datos dudosos por medio del método del Water Resources Council, y este recomienda la realización de ajustes para verificar si los valores extremos se encuentran dentro del rango máximo establecido. Si la asimetría de estación es mayor que +0.4, se consideran primero las pruebas para detectar datos dudosos altos; si la asimetría de estación es menor que -0.4, primero se consideran pruebas para detectar datos dudosos bajos. Cuando la asimetría de la estación está entre +0.4 o - 0.4, deben aplicarse pruebas para detectar datos dudosos altos y bajos antes de eliminar cualquier dato dudoso del conjunto de datos (Chow *et al.* 1994). Se puede utilizar la siguiente ecuación de frecuencia para detectar datos dudosos altos:

$$y_H = \bar{y} + K_n * S_Y$$

Siendo  $y_H$  el umbral de dato dudoso alto en unidades logarítmicas,  $S_Y$  la desviación estándar y  $K_n$  depende del tamaño de muestra  $n$  (valor de tabla), además estos valores de  $K_n$  se usan para detectar datos dudosos en el nivel 10% de significancia en información normalmente distribuida.

### c. Determinación de años húmedos y secos

Adicionalmente como parte del análisis de los datos históricos de precipitación, también es recomendable determinar si la precipitación total anual de los registros empleados para el periodo de calibración y validación del modelo precipitación-escorrentía (2012 – 2016) pertenecen a años húmedos o secos según el comportamiento de la precipitación en la zona. Para lo cual es recomendable realizar una comparación con los valores máximos, mínimos y promedio anuales de la precipitación total anual en una serie mayor a 15 años de las estaciones pluviométricas. Es por esto que se utilizará los registros de precipitación total anual del periodo 1992 - 2011 los cuales se presenta en la Figura 18, donde finalmente se puede corroborar si los registros de precipitación anual en el periodo de calibración y validación (2012 – 2016) de las 03 estaciones meteorológicas representan años húmedos, secos o promedios con respecto al comportamiento histórico.

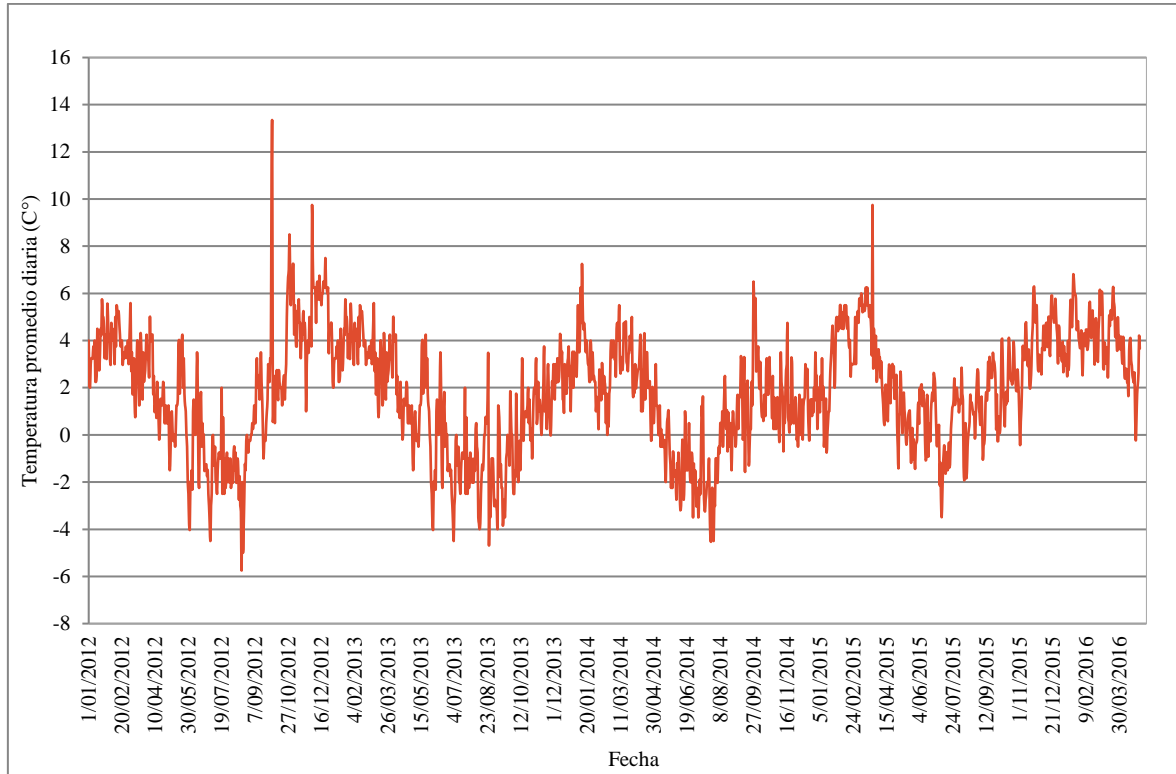


**Figura 17: Precipitación total anual de las estaciones pluviométricas de la zona de estudio (Periodo 1992 – 2011)**

#### 3.2.1.2 TEMPERATURA

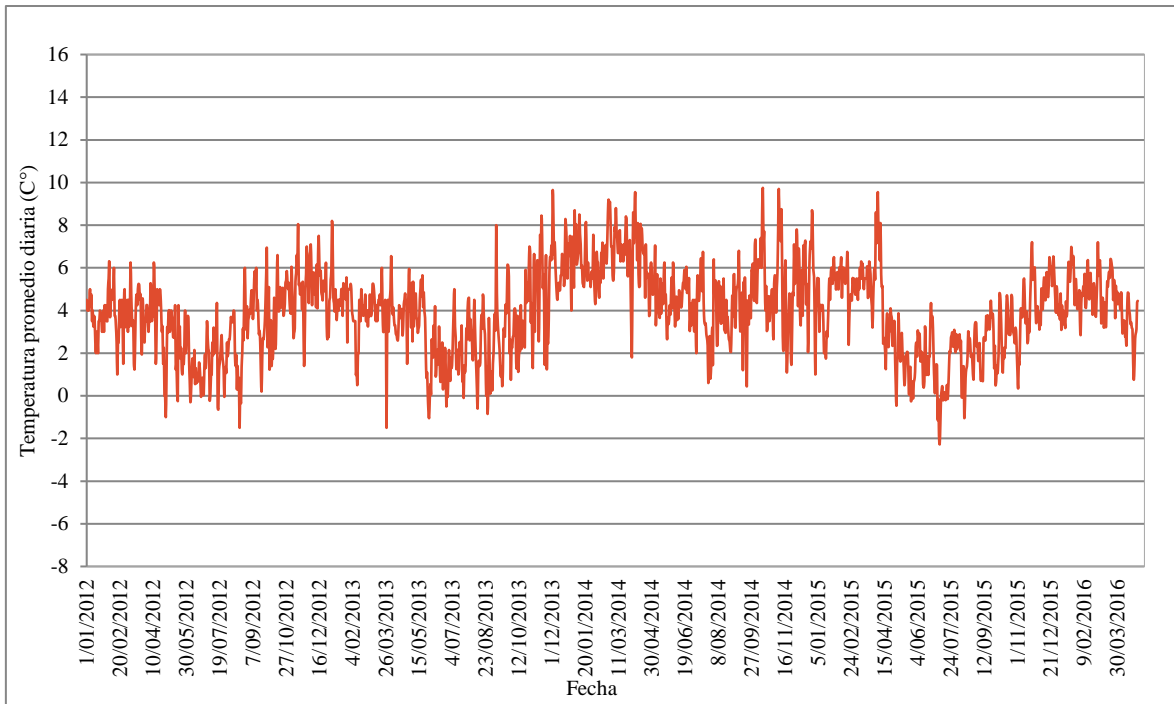
Las series de temperatura promedio diaria para el periodo de calibración y validación (2012 – 2016) fueron expresadas en gráficos de “temperatura vs tiempo” para cada una de las 03 estaciones de la zona (Ver Mapa 03 del Anexo 01)

Para la estación Apacheta, se presenta en la Figura 18 y Tabla 5 el hietograma y principales parámetros estadísticos, en lo cual se observa que la serie tiene una pronunciada variación estacional llegando a valores máximos y mínimos promedio de 14 °C y -6 °C respectivamente.



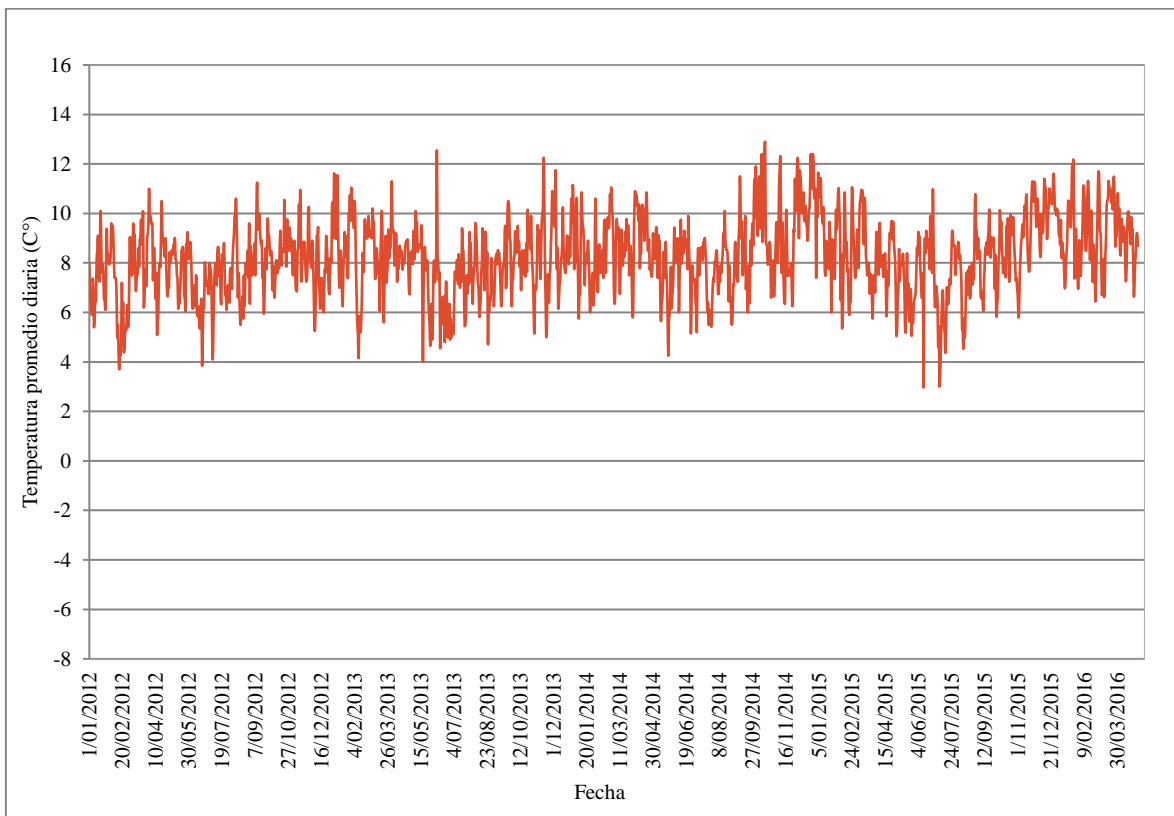
**Figura 18: Registro de temperatura diaria de la estación Apacheta**

Para la estación Apacheta, se presenta en la Figura 19 y Tabla 5 el hietograma y principales parámetros estadísticos, en lo cual se observa que la serie tiene una pronunciada variación estacional llegando a valores máximos y mínimos promedio de 10 °C y -2 °C respectivamente.



**Figura 19: Registro de temperatura diaria de la estación TW-4**

Para la estación Apacheta, se presenta en la Figura 20 y Tabla 5 el hietograma y principales parámetros estadísticos, en lo cual se observa que la serie tiene una pronunciada variación estacional llegando a valores máximos y mínimos promedio de 13 °C y 4 °C respectivamente.



**Figura 20: Registro de temperatura diaria de la estación Viña Blanca**



En la siguiente tabla se presentan los principales parámetros estadísticos para las series de temperaturas promedio diarias de las 03 estaciones analizadas.

**Tabla 5: Principales estadísticas de las series de temperaturas promedio diarias**

Estadístico	Apacheta	TW-4	Viña Blanca
Máximo	13.0	9.8	12.9
Mínimo	-5.8	-2.3	3.0
Promedio	1.8	3.9	8.2
Desv. estándar	2.4	2.0	1.5
Coef. Variación	1.3	0.5	0.2

### 3.2.1.3 EVAPOTRANSPIRACIÓN POTENCIAL

La ETP fue estimada automáticamente en la simulación del software “RSMInerve” que utiliza el Método de Oudin (Oudin 2004) el cual solicita como parámetros de entrada la temperatura diaria promedio y las coordenadas geográficas del proyecto para calcularla. La data diaria de precipitación y temperatura fueron aplicadas en el modelo utilizando una estación virtual representativa del área de estudio mediante un método de interpolación seleccionando. El método de Oudin propone seguir las siguientes ecuaciones:

$$ETP = CoeffETP \cdot \frac{R_e T+5}{\lambda \cdot \rho \cdot 100} \quad si \quad T > -5 \quad (8)$$

$$ETP = 0 \quad si \quad T \leq -5 \quad (9)$$

Siendo:

ETP: Evapotranspiración potencial (m/d)

$R_e$ : Radiación extraterrestre ( $MJ * m^{-2} * d^{-1}$ )

T: Temperatura del aire (°C)

$\rho$ : Densidad del agua (valor constante: 1000 kg/m<sup>3</sup>)

$\lambda$ : Calor latente de vaporización (valor constante: 2.26 MJ/kg)

Los coeficientes del método de Oudin fueron optimizados para el modelo hidrológico, en la base de los estudios realizados en cuencas alrededor del mundo (Oudin, 2004)

La latitud es solo necesaria para obtener los valores de  $R_e$ . La radiación extraterrestre ( $R_e$ ) calculada sigue las ecuaciones:

$$R_e = 37.6 * dr * (\omega * \sin(\psi) * \sin(\delta) + \sin(\omega) * \cos(\psi) * \cos(\delta)) \quad (10)$$

$$dr = 1 + 0.033 * \cos\left(\frac{2 * \Pi * J_d}{365}\right) \quad (11)$$

$$\omega = \arccos(-\tan(\psi) * \tan(\delta)) \quad (12)$$

$$\delta = 0.409 * \sin\left(\frac{2 * \Pi * J}{365} - 1.39\right) \quad (13)$$

$$J_d = 275 * \frac{\text{meses}}{9} - 30 + D_m \quad \text{si mes} < 3 \quad (14)$$

$$J_d = 275 * \frac{\text{mes}}{9} - 31 + D_m \quad \text{si mes} \geq 3 \text{ y año bisiesto} = \text{verdadero} \quad (15)$$

$$J_d = 275 * \frac{\text{mes}}{9} - 32 + D_m \quad \text{si mes} \leq 3 \text{ y año bisiesto} = \text{falso} \quad (16)$$

Siendo:

dr: Distancia relativa entre la tierra y el sol (-)

$\delta$ : Declinación solar (rad)

$J_d$ : Día juliano (-)

$\Psi$ : Latitud negativa en el hemisferio sur (rad)

$\Omega$ : Ángulo de la hora del sol (rad)

mes: 1 a 12 (-)

$D_m$ : Día del mes (-)

### 3.2.1.4 MORFOLOGÍA

Los parámetros morfológicos de una cuenca pueden clasificarse en: parámetros de relieve, parámetros de forma y parámetros de la red de drenaje. A continuación, se presentan los parámetros considerados en el estudio geomorfológico de las cuencas Torata-Arondaya y Torata-Dique (Ver Mapa 03 del Anexo 01)

#### a. PARÁMETROS DE RELIEVE

##### a.1 Área de la cuenca

El área de la cuenca es probablemente la característica morfométrica e hidrológica más importante. Está definida como la proyección ortogonal de toda el área de drenaje de un sistema de escorrentía dirigida directa o directamente a un mismo cauce natural.

## **a.2 Perímetro de la cuenca**

El perímetro de la cuenca o la longitud del parteaguas de la cuenca es un parámetro importante, que en conexión con el área nos permite inferir sobre la forma de la cuenca.

## **a.3 Pendiente media de la cuenca**

La pendiente es la variación de la inclinación de una cuenca, su determinación es importante para definir el comportamiento de la cuenca respecto al desplazamiento de las capas de suelo (erosión o sedimentación), puesto que, en zonas de altas pendientes se presentan con mayor frecuencia los problemas de erosión; mientras que en regiones planas aparecen principalmente problemas de drenaje y sedimentación.

## **a.4 Elevación media ponderada de la cuenca**

Es la variación altitudinal de la cuenca hidrográfica que incide directamente sobre el clima y por tanto sobre el régimen hidrológico, además de brindar una base para caracterizar zonas climatológicas y ecológicas características dentro de la misma cuenca. Una forma conveniente y objetiva de describir la relación entre la propiedad altimétrica de la cuenca en un plano y su elevación, es a través de la curva hipsométrica.

La curva hipsométrica constituye un criterio de la variación territorial del escurrimiento resultante de una región, lo que genera la base para caracterizar zonas climatológicas y ecológicas. Los datos de elevación son significativos, sobre todo para considerar la acción de la altitud en el comportamiento de la temperatura y precipitación. La curva hipsométrica refleja con precisión el comportamiento global de la altitud de la cuenca y la dinámica del ciclo de erosión. Es la representación gráfica del relieve de la cuenca en función de las superficies correspondientes. También sirve para determinar la elevación media. La elevación media de la cuenca es aquella que determina la cota de la curva de nivel que divide la cuenca en dos zonas de igual área, es decir, la elevación correspondiente al 50% del área total.

## **a.5 Altura máxima y mínima**

Está referida a la cota mínima y máxima de las cuencas, generalmente la cota mínima corresponde al punto de aforo de la cuenca.

## **a.6 Rectángulo equivalente**

El rectángulo equivalente o rectángulo de Gravelius es una transformación geométrica en virtud de la cual se asimila la cuenca a un rectángulo que tenga el mismo perímetro y superficie y, por tanto, igual coeficiente de Gravelius (coeficiente de compacidad K). Así, las curvas de nivel se transforman en rectas paralelas al lado menor del rectángulo, y el drenaje de la cuenca, que es un punto, queda convertido en el lado menor del rectángulo.

Para la construcción del rectángulo se parte del perímetro (P) (ecuación 17), y el área de la cuenca, (A) ecuación 18. Si el lado menor y mayor del rectángulo son, respectivamente  $L_1$  (ecuación 19) y  $L_2$  (ecuación 20), entonces:

$$P = 2 * (L_1 + L_2) = \frac{K_c \sqrt{A}}{0.28} \quad (17)$$

Siendo:

$$L_1 * L_2 = A \quad (18)$$

La solución de este sistema de ecuaciones es:

$$L_1 = \frac{K_c \sqrt{A}}{1.12} * (1 - \sqrt{1 - [\frac{1.12}{K_c}]^2}) \quad (19)$$

$$L_2 = \frac{K_c \sqrt{A}}{1.12} * (1 + \sqrt{1 - [\frac{1.12}{K_c}]^2}) \quad (20)$$

Para que esta representación sea posible es necesario que  $K_c \geq 1.12$

## **b. PARÁMETROS DE FORMA**

### **b.1 Índice de compacidad o índice de Gravellius**

Se trata de un indicador adimensional de la forma de la cuenca, basado en la relación del perímetro de la cuenca con el área de un círculo igual a la de la cuenca (círculo equivalente); de esta manera, entre mayor sea el coeficiente más distante será la forma de la cuenca con respecto del círculo. Para valores cercanos o iguales a uno, la cuenca presenta mayor tendencia a crecientes o concentración de altos volúmenes de aguas de escorrentía. La ecuación 21 define el índice de compacidad como:

$$K_c = 0.28 * \left(\frac{P}{\sqrt{A}}\right) \quad (21)$$

Dónde:

$K_c$ : Índice de compacidad o índice de Gravelius (adimensional).

P: Perímetro de la cuenca (km).

A: Área de la cuenca ( $km^2$ )

Este coeficiente define la forma de la cuenca, respecto a la similaridad con formas redondas, dentro de rangos que se muestran a continuación (FAO 1985):

- Clase  $K_{c1}$ : Rango entre 1 y 1.25, corresponde a forma redonda a oval redonda.
- Clase  $K_{c2}$ : Rango entre 1.25 y 1.5, corresponde a forma oval redonda a oval oblonga.
- Clase  $K_{c3}$ : Rango entre 1.5 y 1.75, corresponde a forma oval oblonga a rectangular oblonga.

### **b.1 Factor de forma**

Es la relación entre el área (A) de la cuenca y el cuadrado del máximo recorrido ( $L_m$ ). Este parámetro mide la tendencia de la cuenca hacia las crecidas, rápidas y muy intensas a lentas y sostenidas, según su comportamiento, si tiende hacia valores extremos grandes o pequeños, respectivamente. Es un parámetro adimensional que denota la forma redondeada o alargada de la cuenca.

Un valor superior a la unidad dará el grado de achatamiento de ella o de un río principal corto y por consecuencia con tendencia a concentrar el escurrimiento de una lluvia intensa formando fácilmente grandes crecidas. El factor de forma se define en la ecuación 22 como:

$$F = \frac{A}{L_m^2} \quad (22)$$

Dónde:

F: Factor de forma (Adimensional).

A: Área de la cuenca ( $km^2$ )

$L_m$ : Longitud de máximo recorrido (km).

## **b.2 Índice de alargamiento**

El índice de alargamiento es otro parámetro que muestra el comportamiento de forma de la cuenca, pero esta vez no respecto a su redondez sino a su tendencia a ser de forma alargada, en relación con su longitud axial, y con el ancho máximo de la cuenca. Aquellas cuencas que registran valores mayores a uno presentan un área más larga que ancha, obedeciendo a una forma más alargada. Igualmente, este índice permite predecir la dinámica del movimiento del agua en los drenajes y su potencia erosiva o de arrastre. La ecuación 23 define el índice de alargamiento como:

$$I_a = \frac{L_m}{l} \quad (23)$$

Dónde:

$I_a$ : Índice de alargamiento (Adimensional).

$L_m$ : Longitud máxima (km).

$l$ : Ancho máximo (km).

## **c. PARÁMETROS DE LA RED DE DRENAJE**

### **c.1 Longitud del cauce principal**

La longitud (L) del cauce se considera como la distancia horizontal del río principal, desde su nacimiento hasta el punto de cierre o de concentración, dentro de los límites de la cuenca.

### **c.2 Perfil longitudinal del cauce principal**

El perfil longitudinal del río es un gráfico que representa las distintas elevaciones del fondo del río desde su nacimiento hasta la desembocadura de la cuenca. La forma del perfil varía entre lineal, exponencial o logarítmica. El vector que representa al colector principal es fácilmente ubicado y su longitud es un atributo básico.

### **c.3 Pendiente del cauce principal**

La pendiente del cauce es uno de los factores importantes que inciden en la capacidad que tiene el flujo para transportar sedimentos, por cuanto está relacionada directamente con la velocidad del agua. Partiendo del perfil topográfico del río principal este parámetro se puede estimar por el método de las elevaciones extremas, este consiste en determinar el desnivel entre el punto más elevado y el punto más bajo del río en estudio y luego dividirlo entre la longitud del mismo cauce. Se calcula mediante la ecuación 24.

$$S = \frac{H_{max} - H_{min}}{L} * 100 \quad (24)$$

Dónde:

$S$ : Pendiente media del cauce (%).

$H_{max}$ : Altitud máxima del cauce (m.s.n.m.).

$H_{min}$ : Altitud mínima del cauce (m.s.n.m.).

$L$ : Longitud del cauce principal de la cuenca (km).

#### **c.4 Densidad de los cauces**

Según el método de Horton, es la relación entre la longitud total de los cursos de agua de una cuenca y su área total; permite tener un conocimiento de la complejidad y desarrollo del sistema de drenaje de la cuenca (ecuación 25):

$$D_d = \frac{\sum L_i}{A} \quad (25)$$

Dónde:

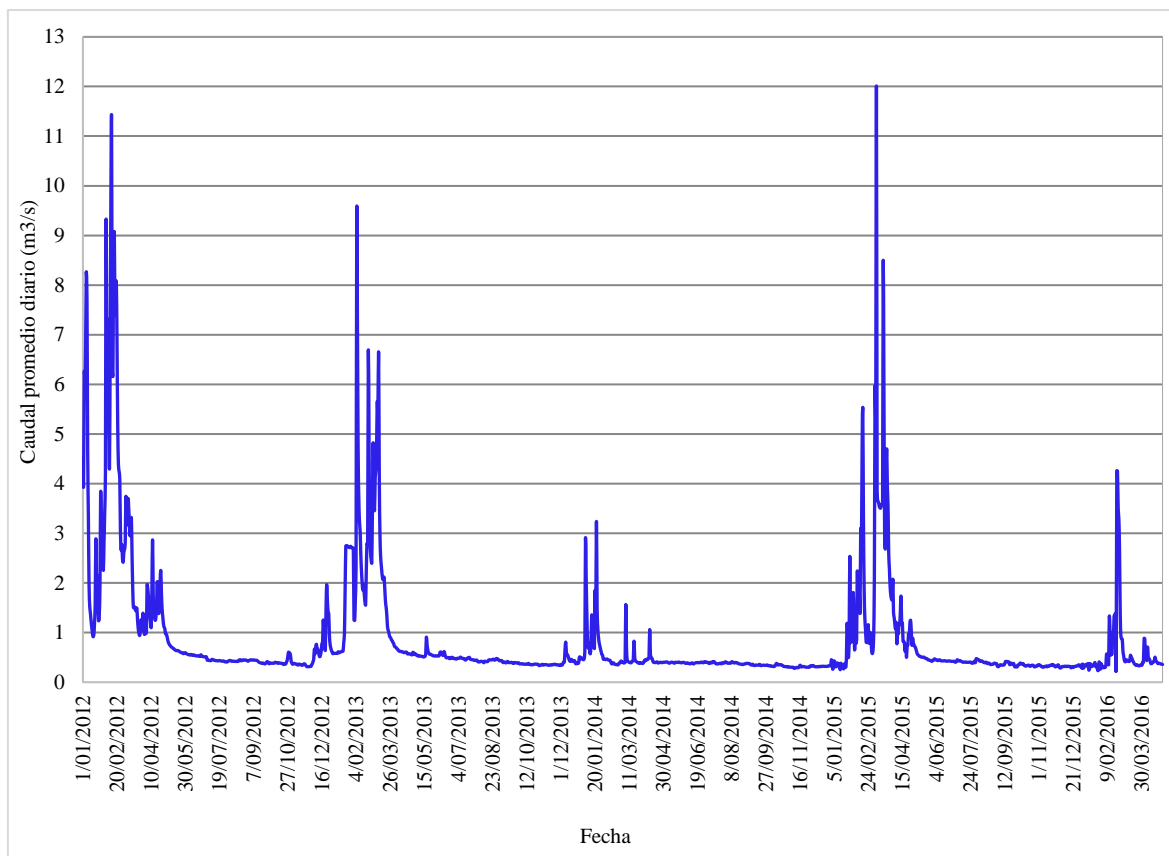
$D_d$ : Densidad de drenaje ( $km/km^2$ )

$\sum L_i$ : Suma de las longitudes de los drenajes que se integran en la cuenca (km)

$A$ : Área de la cuenca ( $km^2$ )

#### **3.2.1.5 HIDROMETRÍA**

La información hidrométrica del río Torata fue obtenida de los registros brindados por SPCC, para el periodo de estudio Enero 2012 – Abril 2016, a partir del registro de los niveles de la estación hidrométrica Arondaya (Ver Mapa 03 del Anexo 01), dichos registros fueron recopilados, procesados y calibrados por SPCC a lo largo de los años, por lo cual solo se compilo y ordeno la información necesaria para el periodo mencionado, permitiendo así la obtención de caudales promedios diarios que serán de uso para calibrar el modelo. La serie de caudales promedios diarios de la estación hidrométrica Arondaya expresada en un hidrograma se puede observar en la Figura 21.



**Figura 21: Hidrograma de la estación hidrométrica Arunday**

En la figura mostrada se muestra una variación estacional en los caudales promedio diarios, siendo así que en la época húmeda se presentan valores máximos de hasta 12.0 m<sup>3</sup>/s, en la época seca valores mínimos de 0.2 m<sup>3</sup>/s y la serie presenta un caudal promedio de 0.9 m<sup>3</sup>/s. En la Tabla 6 se presentan los principales parámetros estadísticos de la serie de caudales promedio diarios de la estación hidrométrica Arunday.

**Tabla 6: Principales estadísticas de las series de caudales observados en la estación hidrométrica Arunday**

Estadístico	Estación Hidrométrica Arunday
Máximo	12.0
Mínimo	0.2
Promedio	0.9
Desv. estándar	1.2
Coef. Variación	1.4



**a. ANÁLISIS DE CONSISTENCIA DE LOS CAUDALES PROMEDIO DIARIOS**

De la misma manera que con los datos de precipitación diaria, se ha optado por realizar el respectivo análisis de consistencia de los caudales promedio diarios con los que se cuenta para el periodo de calibración y validación. Para lo cual se empleó también el método del Water Resources Council, donde se utilizará la siguiente ecuación de frecuencia para detectar datos dudosos altos:

$$y_H = \bar{y} + K_n * S_Y \quad (26)$$

Donde  $y_H$  es el umbral de dato dudoso alto en unidades logarítmicas,  $S_Y$  la desviación estándar y  $K_n$  depende del tamaño de muestra  $n$  (valor de tabla), además estos valores de  $K_n$  se usan para detectar datos dudosos en el nivel 10% de significancia en información normalmente distribuida.

### **3.2.2 SIMULACIÓN HIDROLÓGICA DEL MODELO**

RS MINERVE es un software para la simulación de la formación de la superficie libre de la escorrentía de flujo y su propagación. Este modela complejas redes hidrológicas e hidráulicas mediante un esquema semi-distribuido. Además, simula determinados procesos hidrológicos como la fusión de la nieve, deshielo de los glaciares, la superficie, el flujo subterráneo y la humedad del suelo. RS MINERVE contiene diferentes modelos hidrológicos precipitación-escorrentía como son el GSM, SOCONT, GR4J, HBV y SAC-SMA; de los cuales, para esta investigación, se utilizó el último mencionado.

#### **3.2.2.1 ESTACIÓN METEOROLÓGICA VIRTUAL**

El software trabaja con una “estación virtual” (la cual es asociada con el centroide de la cuenca que simulamos X, Y, Z), esta permite la distribución espacial de las variables meteorológicas (precipitaciones, temperatura, ETP) disponibles o estimadas de una base de datos, con referencia espacial en el sistema métrico de coordenadas.

Los métodos elegidos para la distribución espacial de la precipitación, la temperatura y la evapotranspiración potencial corresponden a los métodos de Thiessen y Shepard. El primer método, Thiessen, busca a la estación meteorológica más cercana para cada variable meteorológica. El segundo, Shepard, busca todas las estaciones disponibles que están en un

radio de búsqueda y calcula la variable meteorológica en función de la ponderación de distancia inversa.

Para fines de la investigación se utilizó la interpolación Shepard, ya que permitió utilizar las tres (03) estaciones instaladas en el área de estudio y así una mayor variedad de información meteorológica.

### 3.2.2.2 MÉTODO DE SHEPARD

La evaluación de una variable en una estación virtual “s” de “n” estaciones meteorológicas localizadas en  $i = 1, 2, \dots, n$  se obtiene ponderando según la inversa del cuadrado de la distancia  $d_{i,s}$  entre la estación meteorológica “i” de la base de datos y la estación virtual “s” (ubicada en el centroide del área de estudio). Tal como se muestra en la ecuación 27.

$$d_{i,s} = \sqrt{(x_i - x_s)^2 + (y_i - y_s)^2} \quad (27)$$

Dónde:

$x_i, y_i$  : Posición de la estación meteorológica “i” de la base de datos.

$x_s, y_s$  : Posición de la estación virtual “s” (Centroide del área de estudio)

$d_{i,s}$  : Distancia entre la estación meteorológica “i” y la estación virtual “s”

Las “n” estaciones meteorológicas para la interpolación espacial con la estación “s” virtual se determina automáticamente respetando a la ecuación 28. Por lo tanto, el número “n” de estaciones meteorológicas es variable para cada par (s, rs). Sin embargo, se puede fijar un número mínimo de estaciones a utilizadas para la interpolación.

$$d_{i,s} \leq r_s \quad (28)$$

Dónde:

$r_s$ : Radio de búsqueda de estaciones meteorológicas.

El método de interpolación de Shepard (Shepard 1968) también se ha ampliado para tener en cuenta la evolución de las variables meteorológicas en función de la altitud. Por lo tanto, las variables  $P_i$ ,  $T_i$  y  $ETP$ , localizada en la altitud  $z_i$  son reemplazados por sus equivalentes relacionados con la altitud de la estación virtual “s”, de acuerdo con una relación lineal con

una elevación constante gradiente  $dX_s/dz$ , correspondiente a los gradientes de precipitación (gradiente P,  $dP_s/dz$ ), temperatura (gradiente T,  $dT/dz$ ) o la evapotranspiración potencial (Gradiente ETP,  $dETP/dz$ ). Además, un coeficiente para la precipitación, la evapotranspiración o la temperatura potencial también se incluye en el método para obtener el valor final en la estación “s” virtual, tal como se presentan en las ecuaciones 29, 30 y 31.

$$P_s = CoeffPs. \frac{\sum_{i=1}^n P_i + \frac{dP_s}{dz} \cdot (z_s \cdot z_i) \cdot \frac{1}{d_{i,s}^2}}{\sum_{i=1}^n \frac{1}{d_{i,s}^2}} \quad (29)$$

$$T_s = CoeffTs. \frac{\sum_{i=1}^n T_i + \frac{dT_s}{dz} \cdot (z_s \cdot z_i) \cdot \frac{1}{d_{i,s}^2}}{\sum_{i=1}^n \frac{1}{d_{i,s}^2}} \quad (30)$$

$$ETP_s = CoeffETPs. \frac{\sum_{i=1}^n ETP_i + \frac{dETP_s}{dz} \cdot (z_s \cdot z_i) \cdot \frac{1}{d_{i,s}^2}}{\sum_{i=1}^n \frac{1}{d_{i,s}^2}} \quad (31)$$

Dónde:

$P_s$ : Valor de la precipitación en la estación virtual de “s”

$T_s$ : Valor de la temperatura en la estación virtual de “s”

$ETP_s$ : Valor de la evapotranspiración potencial en la estación virtual de “s”

$P_i$ : Valor de la precipitación en la estación meteorológica “i”

$T_i$ : Valor de la temperatura en la estación meteorológica “i”

$ETP_i$ : Valor de la evapotranspiración potencial en la estación meteorológica “i”

$CoeffPs$ : Coeficiente de precipitación

$CoeffTs$ : Coeficiente de temperatura (°C)

$CoeffETPs$ : Coeficiente de evapotranspiración potencial

$z_s$  : Altitud de la estación virtual de “s” (m.s.n.m)

$z_i$  : Posición de la estación meteorológica “i” de la base de datos (m.s.n.m)

A continuación, en la Tabla 7 se muestra las coordenadas de la estación virtual, así como también una matriz de pesos ponderados de las estaciones pluviométricas del área de estudio

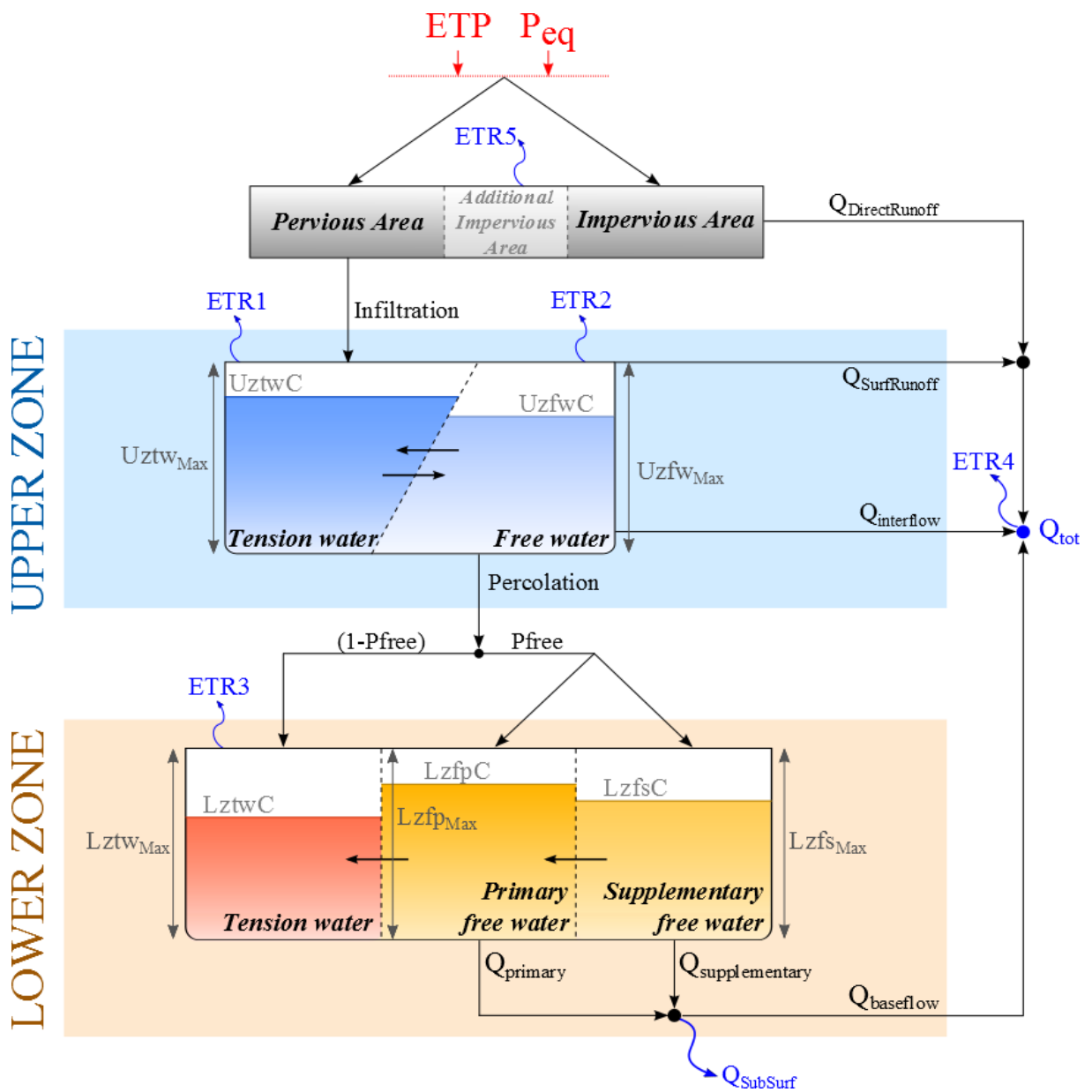
requeridas para caracterizar la estación virtual según el método de interpolación de Shepard, esta matriz de pesos se considera para la precipitación y temperatura.

**Tabla 7: Valores ponderados de las estaciones del área de estudio según el método de Shepard para caracterizar la estación virtual**

Estación	Coordenadas UTM (Zona 19S)		Altura (msnm)	Peso ponderado
	Este (m)	Norte (m)		
Apacheta	345610	8124300	4671	0.849
TW4	339213	8125358	4573	0.115
Viña Blanca	322275	8113047	3938	0.036
Virtual (Centroide de la cuenca)	335878	8124030	4581	1

### 3.2.2.3 MODELO SAC-SMA

El modelo SAC-SMA o SACRAMENTO (Figura 22) es un modelo hidrológico que fue desarrollado para optimizar las características de humedad en el suelo, distribuidos en diferentes niveles, con características de percolación racionales, para una eficiente simulación de vertidos. Este modelo calcula la descarga total de la precipitación (P) y la evapotranspiración potencial (ETP) en función de los parámetros iniciales y las condiciones que se presentan en la Tabla 8.



**Figura 22: Método SAC-SMA o Sacramento**

FUENTE: Tomado de Foehn *et al.* (2015)

**Tabla 8: Parámetros de ingreso del modelo SAC-SMA**

Nombre	Unidad	Descripción	Rango Regular
A	m <sup>2</sup>	Área de la cuenca de estudio	> 0
Adimp	-	Fracción máxima de un área adicional impermeable debido a la saturación	0 a 0.2
Pctim	-	Fracción de área permanentemente impermeable	0 a 0.05
Riva	-	Fracción del área vegetariana ribereña	0 a 0.2
UztwMax	m	Máxima agua de tensión de la zona superior	0.01 a 0.15
UzfwMax	m	Máxima agua libre de la zona superior	0.005 a 0.10
Uzk	1/día	Tasa de agotamiento del interflujo desde el almacenamiento de agua libre de zona superior	0.10 a 0.75
Zperc	-	Relación entre las tasas de percolación máxima y mínima	10 a 350
Rexp	-	Parámetro de forma de la curva de percolación	1 a 4
Pfree	-	Fracción de percolación que va directamente a los almacenes de agua libre de la zona inferior	0 a 0.6
LztwMax	m	Máxima agua de tensión de la zona inferior	0.05 a 0.40
LzfpMax	m	Máxima capacidad de agua libre primaria de la zona inferior	0.03 a 0.80
LzfsMax	m	Máxima capacidad de agua libre suplementaria de la zona inferior	0.01 a 0.40
Rserv	-	Fracción de la zona inferior de agua libre no transferible a la zona inferior Tensión de agua	0 a 1
Lzpk	1/día	Velocidad de agotamiento del almacenamiento de agua libre primaria de la zona inferior	0.001 a 0.03
Lzsk	1/día	Velocidad de agotamiento del almacenamiento suplementario de agua libre de la zona inferior	0.02 a 0.3
Side	-	Proporción de percolación profunda de los almacenes de agua libre de zona inferior	0 a 0.5

FUENTE: Foehn *et al.* (2015)

Al considerar la precipitación sobre una cuenca, se tienen en cuenta dos áreas básicas de la cuenca de estudio:

- Una porción impermeable del manto de suelo cubierto por arroyos, lagos, pantanos superficies y otro material impermeable directamente vinculado a la red de caudales. Esta área impermeable produce escorrentía directa de cualquier precipitación (Adimp).
- Una porción permeable del manto del suelo que distribuye el agua de lluvia al siguiente almacenamiento. Además, el área permeable puede producir escorrentía cuando las tasas de precipitación son suficientemente pesadas.

La cuenca puede presentar áreas permanentemente o temporalmente impermeables, determinadas por:

- La fracción de área permanentemente impermeable (Pctim).
- La fracción máxima de un área adicional impermeable debido a la saturación (Adimp). Ello representa la porción máxima de los embalses y cuencas temporales contenida en la cuenca.

Por lo tanto, se calcula la fracción de área permeable permanente de la cuenca mediante la siguiente ecuación:

$$Parea = 1 - (Pctim + Adimp) \quad (32)$$

Dónde:

Parea: fracción de área permanente permeable de la cuenca [adimensional]

Pctim: fracción del área permanente impermeable [adimensional].

Adimp: fracción máxima de un área adicional impermeable debido a la saturación [adimensional].

Vale la pena mencionar que el comportamiento del área impermeable adicional podría ser puramente permeable, impermeable o puramente mixto, en función del almacenamiento de las áreas permanentemente permeables y las áreas impermeables. La capacidad permeable (o fracción) de esta zona disminuirán cuando las precipitaciones crecen.

Como se muestra en la Figura 22, el modelo SAC-SMA divide el suelo en 2 zonas:

#### **a. ZONA SUPERIOR**

Subdividida en dos áreas que reciben el agua infiltrada por efecto de la precipitación. Los principales componentes de esta zona y sus transferencias de flujos son descritos a continuación:

##### **a.1 Almacenamiento de agua de tensión en la zona superior**

Este almacenamiento representa el agua unida por adherencia y cohesión entre los poros del suelo, así como el agua interceptada por la vegetación. El agua sólo puede ser consumida por evapotranspiración.

El agua que llega a este almacenamiento proviene de la lluvia que se sienta en el área permeable de la cuenca, pero también de las transferencias desde el *Almacenamiento de agua libre en la zona superior*.

Siguiendo estos conceptos son definidos para este reservorio:

- *Máxima agua de tensión en la zona superior (UztwMax)* es el máximo almacenamiento de agua de tensión admisible en la zona superior.
- *Agua de tensión contenida en la zona superior (UztwC)* es el agua de tensión almacenada en esta zona superior en un momento dado.

Si el contenido relativo de agua de tensión (relación entre su contenido y su almacenamiento máximo) es menor que el contenido relativo de agua libre, se produce una transferencia desde el almacenamiento de agua libre al almacenamiento de agua de tensión. Las

expresiones de estas relaciones y la transferencia de infiltración se muestran en las ecuaciones 33, 34, 35 y 36.

$$T = \frac{Uztc}{UztcMax} \quad (33)$$

$$F = \frac{Uztc}{UzfcMax} \quad (34)$$

$$Uztr = d\left(\frac{Uztc*UztcMax - Uztc*UzfcMax}{UzfcMax + UztcMax}\right)/dt \text{ si } T = F \quad (35)$$

$$Uztr = 0 \text{ si } T \geq F \quad (36)$$

Dónde:

T: Contenido relativo de agua de tensión en la zona superior [adimensional]

F: Contenido relativo de agua libre en la zona superior [adimensional]

Uztr: transferencia de infiltraciones desde el almacenamiento de agua libre al almacenamiento de agua de tensión. [L/T]

Uztc: Almacenamiento de agua de tensión en la zona superior [L]

UztcMax: Agua de tensión contenida en la zona superior [L]

Uzfc: Almacenamiento de agua libre en la zona superior [L]

UzfcMax: Agua libre contenida en la zona superior [L]

Aunque el agua libre está presente durante el llenado del agua de tensión de la zona superior (por infiltración), esta agua libre se transforma rápidamente en agua de tensión de la zona superior hasta que se satisfagan los requisitos de contenido relativo de agua de tensión. Además, cuando se ha llenado el volumen de agua de tensión en la zona superior, se acumula un exceso de humedad por encima de la capacidad de agua de tensión de la zona superior en el agua libre de la zona superior.



## a.2 Almacenamiento de agua libre en la zona superior

Este almacenamiento representa el agua que no se une a las partículas de suelo y es libre de moverse bajo las fuerzas gravitacionales. El agua que llega de este reservorio proviene de la infiltración del *Almacenamiento de agua de tensión en la zona superior*. Se definen los siguientes conceptos:

- *Máxima agua libre en la zona superior ( $UzfwMax$ )* es el máximo almacenamiento de agua libre admisible en la zona alta.
- *Agua libre contenida en la zona superior ( $UzfwC$ )* es el agua libre almacenada en esta zona alta en un momento dado.
- *La tasa de agotamiento del interflujo ( $Uzk$ )* representa la fracción de agua libre de la zona superior que se transfiere fuera como un interflujo.

El agua puede ser consumida por evapotranspiración, percolación a la *Zona inferior* o por flujo horizontal (escorrentía superficial e interflujo).

Por un lado, la percolación a la *Zona inferior* se calcula antes del cálculo del interflujo, ya que es su ruta preferida. Esto depende de la deficiencia de los volúmenes de humedad de la *Zona inferior*, de las propiedades del suelo y del almacenamiento relativo del agua en este yacimiento. Los primeros 2 factores definen la demanda de percolación de la *Zona inferior* (*DDA*). Esta demanda representa la percolación en el caso que la percolación total sea disponible en el almacenamiento de agua libre de la zona superior.

$$PBase = LzfpMzx * Lzpk + LzfsMax * Lzsk \quad (37)$$

$$DEFR = \frac{(LztwMax - LztwC) + (LzfpMax - LzfpC) + (LzfsMax - LzfsC)}{LztwMax + LzfpMax + LzfsMax} \quad (38)$$

$$DDA = PBase * (1 + Zperc * DEFR^{Rexp}) \quad (39)$$

Dónde:

PBase: El continuo flujo de percolación bajo una condición saturada (máxima percolación) [L/T]

DDA: Máxima demanda de percolación de la zona inferior [L/T]

Zperc: Relación de las tasas máxima y mínima de percolación [adimensional]

DEFR: Deficiencia relativa de agua en la zona inferior [adimensional]

Rexp: Parámetro de forma de la curva de percolación [adimensional]

La percolación efectiva depende de la demanda de la percolación y la relación entre el contenido de *Agua libre de la zona superior* y la capacidad de *Agua libre en la zona superior*. Adicionalmente, la percolación efectiva es limitada por el contenido de humedad en la zona superior y también por la deficiencia de la zona inferior.

$$PERC = DDA * \frac{UzfwC}{UzfwMax} \quad (40)$$

$$PERC \leq d(UzfwC)/dt \quad (41)$$

$$PERC \leq d[(LztwMax - LztwC) + (LzfpMax - LzfpC) + (LzfsMax - LzfsC)]/dt \quad (42)$$

Dónde:

PERC: Percolación real [L/T]

DDA: Máxima demanda de percolación de la zona inferior [L/T]

UzfwC: Almacenamiento de agua libre en la zona superior [L]

UzfwMax: Agua libre contenida en la zona superior [L]

Por otro lado, el interflujo sólo se produce cuando la velocidad de precipitación excede la velocidad a la que puede producirse movimiento descendente del *Agua libre en la zona superior*. Esto depende del contenido de agua y de la *Tasa de agotamiento del interflujo* ( $Uzk$ ), como se muestra en la ecuación 41:

$$Q_{interflujo} \leq Uzk * UzfwC * Parea * A \quad (43)$$

Dónde:

$Q_{interflujo}$ : Interflujo [ $L^3/T$ ]

Uzk: Tasa de agotamiento del interflujo del almacenamiento de agua libre de la zona superior [ $T^{-1}$ ]

UzfwC: Almacenamiento de agua libre en la zona superior [L]

Parea: Fracción de área permanente permeable de la cuenca [adimensional]

A: Área de la cuenca [ $L^2$ ]

Además, cuando el *Almacenamiento de agua libre en la zona superior* está completamente lleno y la intensidad de precipitación excede tanto la tasa de percolación y la máxima capacidad de drenaje del interflujo, el exceso de precipitación da como resultado el escurrimiento superficial.

## **b. ZONA INFERIOR**

Subdividida tres reservorios, donde las entradas son la percolación de la zona superior. Los principales componentes de esta zona y sus transferencias de flujos son descritos a continuación:

### **b.1 Almacenamiento de agua de tensión en la zona inferior**

Este almacenamiento representa la zona semisaturada. Caracteriza el volumen de humedad en los suelos inferiores que será reclamado por partículas de suelo seco cuando la humedad desde un frente húmedo alcance esa profundidad. El agua se consume a través de la evapotranspiración, proporcionalmente a la ETP restante del almacenamiento del *Agua de tensión en la zona superior*.

El agua que llega a este reservorio proviene de la percolación de la *zona superior*. Una fracción ( $P_{free}$ ) de esta percolación va directamente al *Almacenamiento de agua libre*, siempre y cuando el *Almacenamiento de agua de tensión* no esté lleno, y la otra fracción ( $1 - P_{free}$ ) vaya al *Almacenamiento de agua de tensión de la zona inferior*. El agua también alcanza este almacenamiento de las transferencias del otro *Almacenamiento de agua libre en la zona inferior*.

Los siguientes conceptos son definidos:

- *Máxima agua de tensión en la zona inferior* ( $L_{ztwMax}$ ) es el máximo almacenamiento de agua de tensión admisible en la zona inferior.

- *Agua de tensión contenida en la zona inferior (LztwC)* es el agua de tensión almacenada en esta zona inferior en un momento dado.

Si el *Almacenamiento de agua de tensión en la zona inferior* está completamente lleno, entonces la percolación va directamente hacia los otros dos *Almacenamientos de agua libre*.

Si el contenido relativo de *Agua de tensión* (relación entre su contenido y su máximo almacenamiento) es menor al contenido relativo de agua libre, el exceso que llega es transferido de *Agua libre* a *Agua de tensión*. Las expresiones de ambas relaciones son mostradas a continuación:

$$Q_{interflujo} \leq Uzk * UzfwC * Parea * A \quad (44)$$

$$T = \frac{LztwC}{LztwMax} \quad (45)$$

$$F = \frac{LzfpC + LzfsC - RFW}{LzfpMax + LzfsMax - RFW} \quad (46)$$

Dónde:

T: Contenido relativo de agua de tensión en la zona inferior [adimensional].

F: Contenido relativo de agua libre en la zona inferior [adimensional].

RFW: Agua libre en la zona inferior no transferible al agua de tensión en la zona inferior, susceptible a convertirse en flujo base [L].

Rserv: Fracción de agua libre en la zona inferior no transferible al agua de tensión en la zona inferior [adimensional].

Si el contenido relativo del Agua de tensión de la zona inferior es menor que la totalidad relativa de la *Zona inferior* global, se produce una transferencia de agua DEL desde el *Almacenamiento suplementario de la zona inferior* hacia el *Almacenamiento del agua de tensión de la zona inferior*, como se describe en las siguientes ecuaciones.

$$R = \frac{LzfpC + LzfsC + LztwC - RFW}{LzfpMax + LzfsMax + LztwMax - RFW} \quad (47)$$

$$DEL = LztwMax * d(R - T)/dt \quad (48)$$

Dónde:

DEL: El agua libre-tensión transferida en la zona inferior [L/T].

R: Relación entre el agua disponible para la evapotranspiración y contenido total de agua, en toda la zona inferior [adimensional].

RFW: Agua libre en la zona inferior no transferible al agua de tensión en la zona inferior, susceptible a convertirse en flujo base [L].

Si el contenido relativo del agua de tensión de la zona inferior es menor que la plenitud relativa de la zona inferior global, se produce una transferencia de agua DEL desde el depósito suplementario de zona inferior hasta el depósito de agua de tensión de zona inferior, tal como se describe mediante las siguientes ecuaciones:

## **b.2 Almacenamiento primario y suplementario de agua de libre en la zona inferior**

Este almacenamiento representa la zona saturada del subsuelo, es decir, el acuífero. Existen dos tipos de *Agua libre* en la zona inferior: un tipo primario con un drenaje muy lento que proporciona un flujo base durante largos períodos de tiempo y un tipo suplementario que complementa el flujo base después de un período de lluvias relativamente recientes.

Los siguientes conceptos son definidos:

- *Máxima capacidad de agua libre primaria en la zona inferior (LzfpMax)* es el máximo almacenamiento de agua primaria admisible en la zona inferior.
- *Agua libre primaria contenida en la zona inferior (LzfpC)* es el agua libre almacenada en esta zona inferior en un momento dado.
- *La tasa de agotamiento del almacenamiento de agua libre primaria en la zona inferior (Lzpk)* es la fracción de *agua libre primaria* que es drenada por el flujo base por día.
- *Máxima capacidad agua libre suplementaria de la zona inferior (LzfsMax)* es el máximo almacenamiento de agua suplementaria admisible en la *Zona inferior*.
- *Agua libre suplementaria contenida en la zona inferior (LzfsC)* es el agua libre suplementaria almacenada en la zona inferior en un momento dado.

- La tasa de agotamiento del almacenamiento de agua libre suplementaria en la zona inferior ( $Lzsk$ ) es la fracción de agua libre suplementaria que es drenada por el flujo base por día.

El agua drenada deja estos dos almacenamientos (flujo primario  $Q_{primario}$  y flujo suplementario  $Q_{secundario}$ ) siguiendo la ley de Darcy y formando el flujo base de la Zona inferior  $Q_{zona inferior}$  como se muestra en las siguientes ecuaciones:

$$Q_{primario} = Lzpk * LzfpC * Parea * A \quad (49)$$

$$Q_{suplementario} = Lzsk * LzfsC * Parea * A \quad (50)$$

$$Q_{zona inferior} = Q_{primario} + Q_{suplementario} \quad (51)$$

Dónde:

$Q_{primario}$ : Flujo base primario [ $L^3/T$ ].

$Q_{suplementario}$ : Flujo base suplementario [ $L^3/T$ ].

$Q_{zona inferior}$ : Flujo base total producido en la zona inferior [ $L^3/T$ ].

$Lzpk$ : Tasa de agotamiento del almacenamiento de agua libre primaria en la zona inferior [ $T^{-1}$ ].

$LzfpC$ : Agua libre primaria contenida en la zona inferior [L].

$Lzsk$ : Tasa de agotamiento del almacenamiento de agua libre suplementaria en la zona inferior [ $T^{-1}$ ].

$LzfsC$ : Agua libre suplementaria contenida en la zona inferior [L].

$Parea$ : Fracción de área permanente permeable de la cuenca [adimensional]

$A$ : Área de la cuenca [ $L^2$ ]

Este modelo también incluye las pérdidas de flujo base, llamadas flujo subsuperficial  $Q_{subsuperficial}$ , debido a la existencia de fallas geológicas, rocas fracturadas, etc. que conducen a filtraciones en todo el acuífero. El parámetro  $Side$  captura estas pérdidas como se muestra en la ecuación:

$$Q_{subsuperficial} = Side * Q_{flujo base} \quad (52)$$

Dónde:

*Side*: Relación de percolación profunda desde el almacenamiento de agua libre en la zona inferior [*adimensional*].

$Q_{flujobase}$ : Volumen de agua libre de la zona inferior integrada a los hidrogramas de salida del canal [ $L^3/T$ ].

$Q_{subsuperficial}$ : Descarga perdida en el acuífero [ $L^3/T$ ].

Por lo tanto, este parámetro *Side* se utiliza para corregir el flujo base de la siguiente manera:

$$Q_{flujobase} = \frac{Q_{zona inferior}}{1 + Side} \quad (53)$$

$$Q_{subsuperficial} = Side * \frac{Q_{zona inferior}}{1 + Side} \quad (54)$$

### c. EVAPOTRANSPIRACIÓN:

La evapotranspiración real es obtenida de cada almacenamiento de agua de tensión, desde las transferencias entre almacenamientos de agua libre y de tensión, desde la vegetación ribereña y desde áreas impermeables. Esto es descrito a continuación:

#### c.1 ETR1

Evapotranspiración desde el *Almacenamiento de agua de tensión en la zona superior*. Si este reservorio no está lleno, la evapotranspiración es proporcional a este contenido:

$$ETR1 = ETP * \frac{Uztc}{UztcMax} \leq Uztc \quad (551)$$

Dónde:

ETP: Evapotranspiración potencial [L/T]

La demanda de evapotranspiración restante RED y el contenido actualizado de agua en el *Almacenamiento de agua de tensión en la zona superior* son calculados:

$$RED = ETP - ETR1 \quad (56)$$

$$\frac{d(Uztc)}{dt} = ETR1 \quad (57)$$

### c.2 ETR2

Evapotranspiración desde el *Almacenamiento de agua libre en la zona superior*. Esta evapotranspiración es igual al RED restante dejado por el almacenamiento de agua de tensión, pero es limitado por el *Agua libre contenida en la zona superior (UzfwC)*:

$$ETR2 = \min\left\{RED; \frac{d(UzfwC)}{dt}\right\} \quad (58)$$

Entonces la evapotranspiración restante REDLz desde la Zona inferior es:

$$REDLz = RED - ETR2 \quad (59)$$

La variación del contenido de agua UzfwC en el Almacenamiento de agua libre en la zona superior es definido como:

$$\frac{d(UzfwC)}{dt} = -ETR2 \quad (60)$$

### c.3 ETR3

Evapotranspiración desde el *Almacenamiento de agua de tensión en la zona inferior*. La evapotranspiración disponible corresponde a la demanda de evapotranspiración restante en la *Zona inferior*. La evapotranspiración en este reservorio es proporcional a la evapotranspiración restante y el *Agua de tensión contenida en la zona inferior*, y es inversamente proporcional a la capacidad de los reservorios de agua de tensión de la *Zona Superior* y la *Zona Inferior*.

$$ETR3 = REDLz * \frac{LztwC}{UztwMax + LztwMax} \leq d(LztwC)/dt \quad (61)$$

### c.4 ETR4

Evapotranspiración de la cuenca cubierta por la vegetación ribereña, esta última absorbe la deficiencia de evapotranspiración potencial de la *Zona superior* y la *Zona inferior*:



$$ETR4 = ETP - ETR1 - ETR2 - ETR3 \quad (62)$$

### c.5 ETR5

Evapotranspiración de la fracción impermeable de la cuenca.

$$ETR5 = ETR1 + (RED + ETR2) * \frac{AdimC - UztwC - V_{ETR1}}{UztwMax + LztwMax} \quad (63)$$

$$V_{ETR1} = \int_{t1}^{t2} ETR1. dt \quad (64)$$

Dónde:

AdmicC: Suma de agua de tensión contenida en la zona superior e inferior en el Adimp [Adimensional]

$V_{ETR1}$ : Agua evapotranspirada del almacenamiento de agua de tensión en la zona superior en un momento dado [L].

Cada valor de evapotranspiración es ponderado en base a la fracción de área de la cuenca en el cual es producido. La evapotranspiración total final es:

$$ETRtotal = [(ETR1 + ETR + 2 + ETR3) * Parea + ETR4 * Riva + ETR5 * Adimp] * A \quad (652)$$

Dónde:

ETRtotal: Evapotranspiración total [ $L^3/T$ ].

Parea: Fracción de área permanente permeable de la cuenca [adimensional].

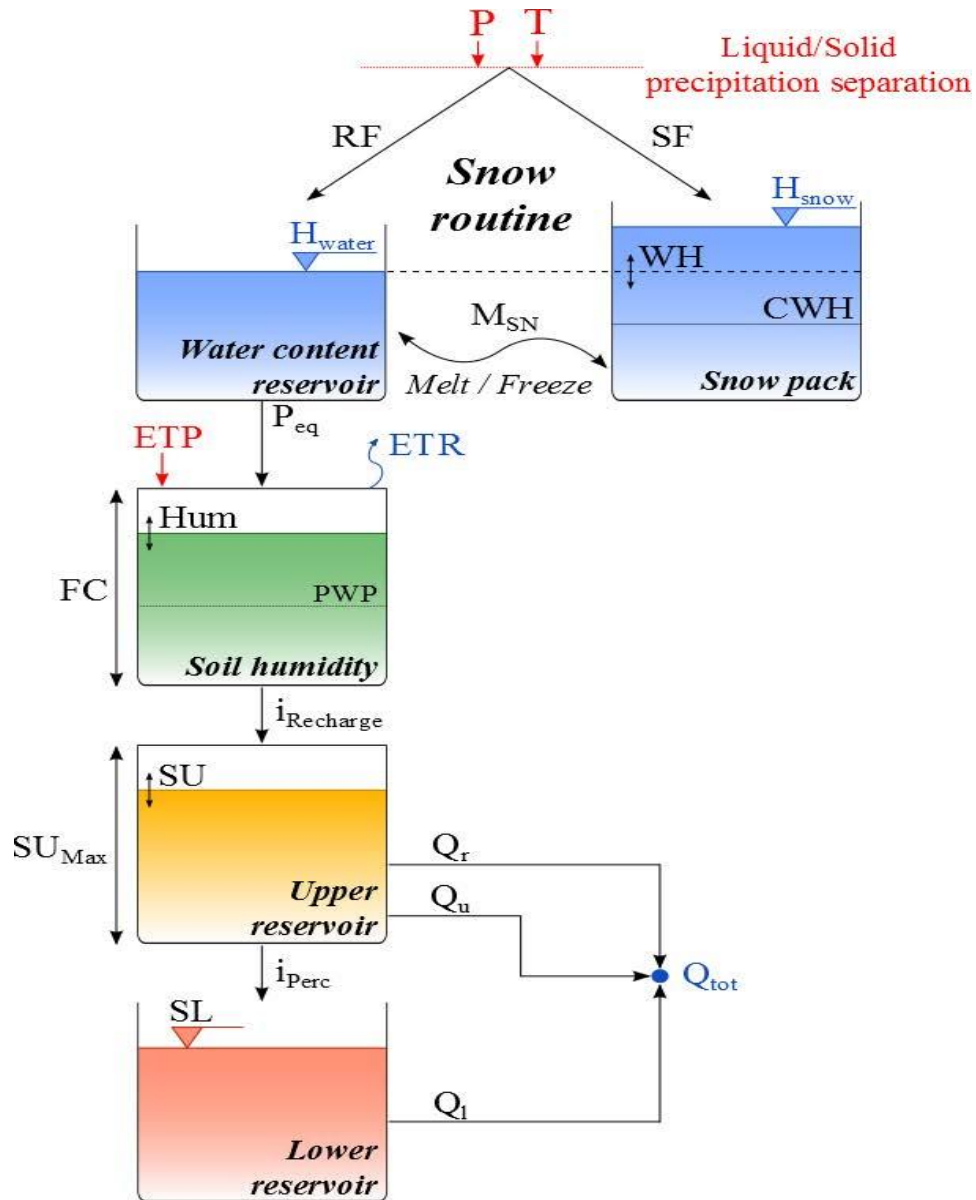
Riva: Fracción de área de la vegetación ribereña [adimensional].

Adimp: Fracción máxima de un área adicional impermeable debido a la saturación [adimensional].

A: Área de la cuenca [ $L^2$ ].

### 3.2.2.4 MODELO HBV

El modelo lluvia-escorrentía integrado HBV (Bergström 1976, 1992) se compone de una función de nieve, un depósito de humedad y dos depósitos de almacenamiento en el suelo (superior e inferior). La estructura del modelo se presenta en la Figura 23.



**Figura 23: Método HBV**

FUENTE: Tomado de Foehn *et al.* (2015)

En la Tabla 9 se muestra los parámetros, condiciones iniciales y el rango de valores que considera el software para la simulación del modelo.

**Tabla 9: Parámetros de ingreso del modelo HBV**

Nombre	Unidad	Descripción	Rango Regular
A	m <sup>2</sup>	Área de la cuenca de estudio	> 0
CFMax	mm/°C/day	Factor de fusión	0.5 a 20
CFR	-	Factor de recongelación	0.05
CWH	-	Contenido de agua relativo crítico de la capa de nieve	0.1
TT	°C	Umbral de temperatura de lluvia/nieve	0 a 3
TTInt	°C	Intervalo de temperatura para mezclas lluvia/nieve	0 a 3
TTSM	°C	Umbral de temperatura para derretimiento de nieve	0
Beta	-	Parámetro de modelo (Coeficiente de forma)	1 a 5
FC	m	Máxima capacidad de almacenamiento del suelo	0.05 a 0.65
PWP	m	Punto de marchitez permanente del suelo	0.03 a 0.65
SUMax	m	Umbral de nivel de agua del reservorio alto	0 a 0.10
Kr	1/d	Coeficiente de almacenamiento del flujo cercano	0.05 a 0.5
Ku	1/d	Coeficiente de almacenamiento del interflujo	0.01 a 0.4
Kl	1/d	Coeficiente de almacenamiento del flujo base	0 a 0.15
Kperc	1/d	Coeficiente de almacenamiento de la percolación	0 a 0.8

FUENTE: Foehn *et al.* (2015)

La precipitación es dividida primero en nieve (SF) y precipitación neta (RF) como una función de la temperatura. Si la temperatura observada es menor que  $TT - TTInt/2$ , solo se produce nieve sólida. Si la temperatura es mayor que  $TT + TTInt/2$ , solo se produce precipitación neta. Si la temperatura observada se encuentra entre esos valores, se producen ambos (precipitación efectiva y nieve).

$$RF = \alpha * P \quad (66)$$

$$SF = (1 - \alpha) * P \quad (67)$$

$$\alpha = 0 \quad \text{si } T < TT - TTInt/2 \quad (68)$$

$$\alpha = \frac{T - \left( TT - \frac{TTInt}{2} \right)}{TTInt} \quad \text{si } TT - TTInt/2 < T < TT + TTInt/2 \quad (69)$$

$$\alpha = 1 \quad \text{si } T > TT + TTInt/2 \quad (70)$$

Dónde:

RF: Precipitación neta [L/T].

$\alpha$ : Factor de separación [adimensional].

P: Precipitación [L/T].

SF: Nieve [L/T].

T: Temperatura [°C].

TT: Umbral de temperatura entre lluvia/nieve [°C].

TTInt: Intervalo de temperatura para mezcla de lluvia y nieve [°C].

La nieve (SF) es usada como una entrada para la capa de nieve, variando su contenido en función de la masa fundida. El cálculo de la fusión de nieve se da de la siguiente manera:

$$M_{sn} = CFMax * (T - TTSM) \quad si \ T > TTSM \quad (71)$$

$$M_{sn} = CFR * CFMax * (T - TTSM) \quad si \ T \leq TTSM \quad (72)$$

$$\frac{dH_{snow}}{dt} = SF - M_{sn} \quad (73)$$

$$M_{sn} \leq SF + H_{snow}/dt \quad (74)$$

$$M_{sn} \geq -H_{water}/dt \quad (75)$$

Dónde:

$M_{sn}$ : Fusión de nieve o congelamiento [L/T].

$CFMax$ : Factor de fusión de temperatura del día [L/T/°C].

$CFR$ : Factor de recongelamiento [*adimensional*].

$TTSM$ : Temperatura de fusión de nieve crítica [°C].

$H_{snow}$ : Altura de nieve [L].

$H_{water}$ : Contenido de agua [L].

$dt$ : Lapso de tiempo [T].

La precipitación equivalente (P<sub>eq</sub>) es producida por el contenido de agua de la nieve:

$$WH = H_{water}/H_{snow} \quad (76)$$

$$P_{eq} = RF + \frac{H_{water}}{dt} \quad si \ H_{snow} = 0 \quad (77)$$

$$P_{eq} = 0 \quad si \ H_{snow} > 0 \ y \ WH \leq CWH \quad (78)$$

$$P_{eq} = (WH - CWH) * \frac{H_{snow}}{dt} \quad si \ H_{snow} > 0 \ y \ WH > CWH \quad (79)$$

$$\frac{dH_{water}}{dt} = RF + M_{sn} - P_{eq} \quad (80)$$

Dónde:

$WH$ : Contenido relativo de agua en el paquete de nieve [-].

$CWH$ : Contenido relativo critico de agua en la capa de nieve [-].

$P_{eq}$ : Precipitación equivalente [L/T].

El cálculo de la recarga es llevado afuera dependiendo en el modelo del parámetro Beta, y es presentado en la ecuación 79. La ETR es calculada como se muestra en la ecuación 80. Finalmente, la humedad del suelo (Hum) es calculado tomando en cuenta las entradas (Precipitación equivalente,  $P_{eq}$ ) y las salidas (Intensidad de recarga y ETR) como se presenta a continuación:

$$i_{recharge} = \left(\frac{Hum}{FC}\right)^{Beta} * P_{eq} \quad (81)$$

$$ETR = ETP * \frac{HUM}{PWP} \quad si \ Hum < PWP \quad (82)$$

$$ETR = ETP \quad si \ Hum \geq PWP \quad (83)$$

$$\frac{dHum}{dt} = (P_{eq} - i_{recharge}) - ETR \quad (84)$$

$$Hum \geq 0 \quad (85)$$

Dónde:

$i_{recharge}$ : Intensidad de recarga de reservorios [L/T].

$Hum$ : Humedad [L].

$FC$ : Máxima capacidad de almacenamiento del suelo [L].

$Beta$ : Parámetro de modelo (Coeficiente de forma) [-].

$P_{eq}$ : Precipitación equivalente [L/T].

$ETR$ : Evapotranspiración [L/T].

$ETP$ : Evapotranspiración potencial [L/T].

$PWP$ : Punto permanente de marchitez del suelo [L].

Entonces, la escorrentía es calculada dependiendo el nivel de agua en el Alto reservorio (SU) y su límite, así como en el coeficiente de almacenamiento de flujo Kr.

$$Q_r = K_r * (SU - SU_{max}) * A \quad \text{si } SU > SU_{max} \quad (86)$$

$$Q_r = 0 \quad \text{si } SU \leq SU_{max} \quad (87)$$

Dónde:

$Q_r$ : Escorrentía [ $L^3/T$ ].

$K_r$ : Coeficiente de almacenamiento de flujo [ $1/T$ ].

$SU$ : Nivel de agua del Alto reservorio [L].

$SU_{max}$ : Límite del nivel de agua del Alto reservorio [L].

$A$ : Superficie de la cuenca [ $L^2$ ].

El reservorio alto corresponde al almacenamiento del suelo alto y produce el interflujo, y es calculado mediante:

$$\frac{dSU}{dt} = i_{recharge} - (K_{perc} + K_u) * SU - Q_r/A \quad (88)$$

$$SU \geq 0 \quad (89)$$

$$i_{perc} = K_{perc} * SU \quad (90)$$

$$Q_u = K_u * SU * A \quad (91)$$

Dónde:

$K_{perc}$ : Coeficiente de almacenamiento de percolación [ $1/T$ ].

$K_u$ : Coeficiente del almacenamiento del interflujo [ $1/T$ ].

$i_{perc}$ : Intensidad de percolación [ $L/T$ ].

$Q_u$ : Interflujo [ $L^3/T$ ].

Después de eso, el reservorio del flujo base, corresponde al almacenamiento del suelo bajo, es calculado como se muestra a continuación:

$$\frac{dSL}{dt} = i_{perc} - K_l * SL \quad (92)$$

$$SL \geq 0 \quad (93)$$

$$Q_l = K_l * SL * A \quad (94)$$

Dónde:

$SL$ : Nivel de agua del reservorio bajo [L].

$K_l$ : Coeficiente del flujo base [1/T].

$Q_l$ : Flujo Base [ $L^3/T$ ].

Y finalmente el flujo total es:

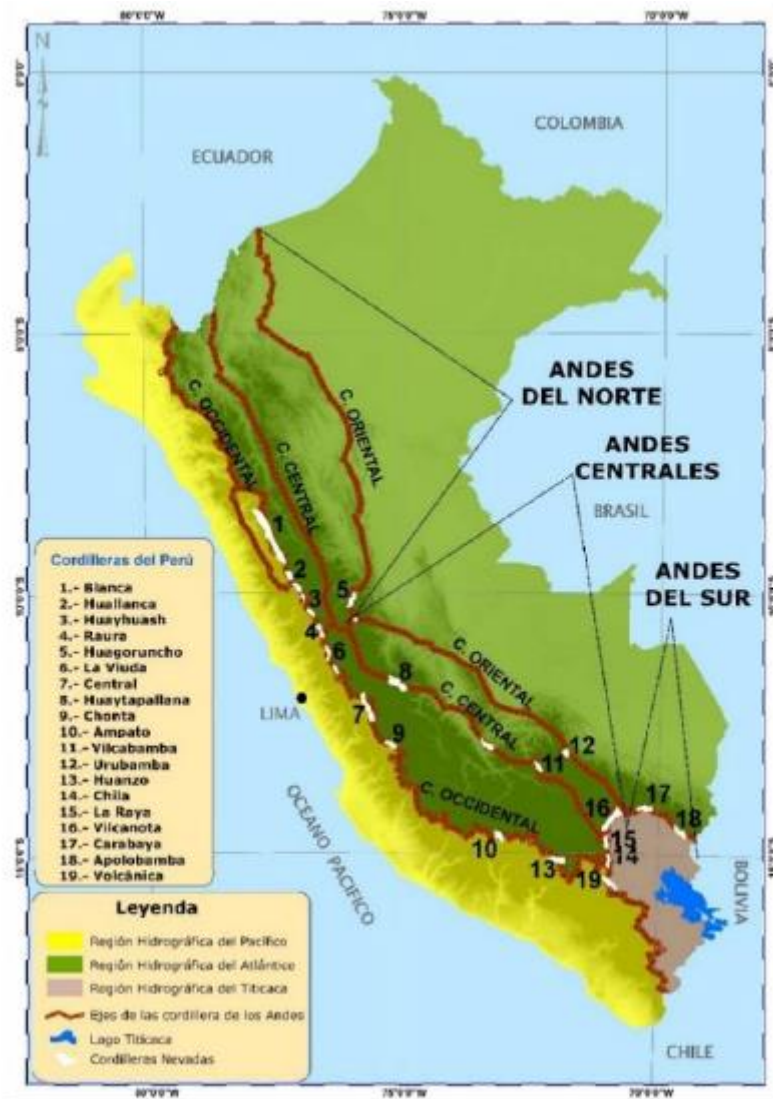
$$Q_{tot} = Q_r * Q_u * Q_l \quad (95)$$

Dónde:

$Q_{tot}$ : Flujo total [ $L^3/T$ ].

Las entradas del modelo son la precipitación (P), la temperatura y la evapotranspiración potencial (ETP). La salida total del modelo es denominada  $Q_{tot}$ .

Es de importancia especificar que el modelo HBV calcula el aporte del deshielo gracias a su módulo de fusión de nieve, y este alimenta solo al flujo base, por lo que no llega a producir crecidas significativas en el flujo total del río, ya que esta última condición solo se produce cuando existen glaciares en la zona de estudio, y según el “Inventario Nacional de Glaciares y Lagunas” (ANA 2014), se observa que la cordillera nevada más cercana a la zona de estudio se denomina la “Cordillera Volcánica” (Ver Figura 24) la cual presenta 15 glaciares y una superficie glaciaria total de 0,72 km<sup>2</sup> en base a una imagen ASTER de 2009, con la concentración de las superficies glaciares en la cuenca Quilca – Vitor – Chili (Región Arequipa) ubicados en la vertiente del Pacífico ubicados a más de 100 km al norte de la cuenca de estudio, por tanto se puede afirmar que la cuenca del río Torata no presenta glaciares permanentes propiamente dichos.



**Figura 24: Cordilleras Nevadas del Perú**

Fuente: Tomado de ANA (2014)

### 3.2.2.5 MODELO GR4J

El modelo GR4J es un modelo hidrológico global con 04 parámetros de calibración, desarrollado por Perrin (Perrin *et al.* 2003). Es un modelo empírico (Figura 25), pero su estructura es similar a los modelos conceptuales. Esta toma en cuanto la humedad y el contenido de dos reservorios (producción y enrutamiento). Los hidrogramas unitarios son asociados al comportamiento hidrológico de la cuenca. En la Tabla 10 se presentan los parámetros de ingreso al modelo GR4J.



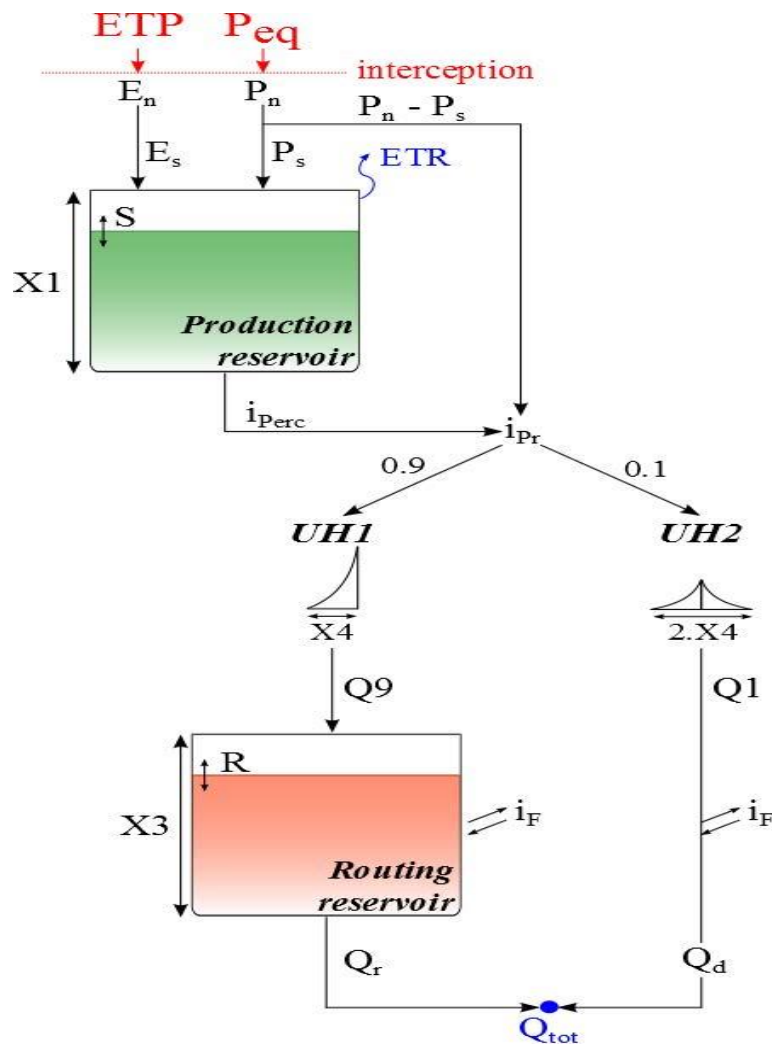


Figura 25: Método GR4J

FUENTE: Tomado de Foehn *et al.* (2015)

Tabla 10: Parámetros de ingreso del modelo GR4J

Nombre	Unidad	Descripción	Rango Regular
A	m <sup>2</sup>	Área de la cuenca de estudio	> 0
X1	m	Capacidad del almacenamiento de producción	0.1 a 1.2
X2	m	Coefficiente de intercambio de agua	-0.005 a 0.003
X3	m	Capacidad del almacenamiento de enrutamiento	0.02 a 0.3
X4	d	UH tiempo base	1.1 a 2.9

FUENTE: Foehn *et al.* (2015)

Primero se calcula la neutralización de Peq por la ETP para determinar la intensidad neta (Pn) y la evapotranspiración neta (En) siguiendo las ecuaciones 96 y 97:

$$P_n = P_{eq} - ETP \quad \text{si } P \geq ETP \quad (96)$$

$$En = 0 \quad \text{si } P \geq ETP \quad (97)$$

$$Pn = 0 \quad \text{si } P < ETP \quad (98)$$

$$En = ETP - Peq \quad \text{si } P < ETP \quad (99)$$

Dónde:

$P_n$ : Intensidad de precipitación neta [L/T].

$P_{eq}$ : Precipitación equivalente [L/T].

$E_n$ : Evapotranspiración neta [L/T].

Cuando  $P_n$  no es cero, una parte ( $P_s$ ) de  $P_n$  alimenta el reservorio de producción ( $S$ ) que se presenta en la ecuación 100. Similarmente, cuando  $E_n$  no es cero, la evapotranspiración ( $E_s$ ) del reservorio de producción es calculada dependiendo del nivel de agua en el reservorio de producción como es descrito en la ecuación 101:

$$P_s = \frac{d}{dt} \frac{\left( X_1 * \left( 1 - \frac{S}{X_1} \right)^2 \right) * \tanh((P_n * dt)/X_1)}{1 + \left( 1 - \frac{S}{X_1} \right) * \tanh\left( P_n * \frac{dt}{X_1} \right)} \quad (100)$$

$$E_s = \frac{d}{dt} \frac{S \left( 2 - \frac{S}{X_1} \right) * \tanh((E_n * dt)/X_1)}{1 + \left( 1 - \frac{S}{X_1} \right) * \tanh\left( E_n * \frac{dt}{X_1} \right)} \quad (101)$$

Dónde:

$P_s$ : Intensidad de precipitación que alimenta el reservorio de producción [L/T].

$X_1$ : Máxima capacidad del reservorio de producción [L].

$S$ : Contenido de agua en el reservorio de producción [L].

$E_s$ : Evapotranspiración desde el reservorio de producción [L/T].

La intensidad de percolación ( $iPerc$ ) que fluye desde el reservorio de producción es entonces calculada mediante:

$$iPerc = \frac{d}{dt} (S + (P_s - E_s) * dt) * \left( 1 - \left( 1 + \left( \frac{4}{9} * \frac{S + (P_s - E_s) * dt}{X_1} \right)^4 \right)^{-1/4} \right) \quad (102)$$

Dónde:

$iPerc$ : Intensidad de percolación [L/T].

Finalmente, la variación del reservorio de producción S es obtenida de acuerdo a la siguiente ecuación:

$$\frac{dS}{dt} = Ps - Es - iPerc \quad (103)$$

$$S \geq 0 \quad (104)$$

La cantidad de agua (iPr) que ira al reservorio de enrutamiento es proporcionada por:

$$iPr = iPerc + (Pn - Ps) \quad (105)$$

Dónde:

*iPr*: Intensidad de flujo que llega al reservorio de enrutamiento [L/T].

Posteriormente, para el cálculo de los hidrogramas unitarios, iPr se divide en dos componentes de flujo: el 90% de este es transitado enrutado por un hidrograma unitario UH1 y un reservorio de enrutamiento y el 10% por un hidrograma unitario simétrico UH2. UH1 y UH2 dependen del parámetro X4, que es el tiempo base.

Las ordenadas de los hidrogramas se calculan a partir de las curvas SH1 y SH2, que corresponden al hidrograma acumulado. SH1 y SH2 se definen dependiendo del paso de tiempo t como es presentado en las siguientes ecuaciones. A continuación, se calculan las ordenadas de UH1 y UH2.

$$SH1_t = 0 \quad si \ t \leq 0 \quad (106)$$

$$SH1_t = \left(\frac{t}{X_4}\right)^{5/2} \quad si \ 0 < t < X_4 \quad (107)$$

$$SH1_t = 1 \quad si \ t \geq X_4 \quad (108)$$

$$SH2_t = \frac{1}{2} * \left(\frac{t}{X_4}\right)^{5/2} \quad si \ 0 < t < X_4 \quad (109)$$

$$SH2_t = 1 - \frac{1}{2} * \left(2 - \frac{t}{X_4}\right)^{5/2} \quad si \ X_4 < t < 2 * X_4 \quad (110)$$

$$SH2_t = 1 \quad si \ t \geq 2 * X_4 \quad (111)$$

$$UH1_j = SH1_j - SH1_{j-1} \quad (112)$$

$$UH2_j = SH2_j - SH2_{j-1} \quad (113)$$

Dónde:

SH1: Hidrograma 1 de S [-].

SH2: Hidrograma 2 de S [-].

t: Paso de tiempo [T].

X4: Tiempo base [T].

UH1: Hidrograma de SH1 [-].

UH2: Hidrograma de SH2 [-].

Entonces, en cada paso k del tiempo, las salidas Q9 y Q1 de los dos hidrogramas corresponden a la convolución de intensidades previas según la repartición proporcionada por el hidrograma discretizado y calculado tal como se presenta en las ecuaciones:

$$Q9 = 0.9 * \sum_{j=1}^l (UH1_j * iPr_{k-j-l}) \quad (114)$$

$$Q1 = 0.1 * \sum_{j=1}^m (UH2_j * iPr_{k-j-l}) \quad (115)$$

Dónde:

Q9: Flujo unitario del hidrograma UH1 [L/T].

Q1: Flujo unitario del hidrograma UH2 [L/T].

M j: Día (entero) [T].

I: Valor entero de X4+1 [T].

m: Valor entero de 2\*X4+1 [T].

Luego, una función de transferencia (iF) con el exterior no atmosférico produce un intercambio de agua subterránea de acuerdo a la ecuación 116 (la interpretación física de esta función no es directa). Después, el reservorio de enrutamiento (R) es vaciado por una descarga de enrutamiento (Qr') como es descrito en la ecuación 117.

$$iF = \frac{d}{dt} X_2 * \left(\frac{R}{X_3}\right)^{7/2} \quad (116)$$

$$Qr' = \frac{d}{dt} (R + (Q9 + iF) * dt) * \left(1 - \left(1 + \left(\frac{R + (Q9 + iF) * dt}{X_3}\right)^4\right)^{\frac{1}{4}}\right) \quad (117)$$

Dónde:

$iF$ : Función de transferencia [ $L/T$ ].

$X2$ :: Coeficiente de intercambio de aguas, positivo para contribuciones negativo para perdidas a través de infiltración y 0 cuando no existe intercambio [ $L$ ].

$R$ : Nivel de agua en el reservorio de enrutamiento [ $L$ ].

$X3$ : Capacidad de un día del reservorio enrutamiento [ $L$ ].

$Qr'$ : Descarga unitaria del reservorio de enrutamiento [ $L/T$ ].

La variación del nivel de agua en el reservorio de enrutamiento es:

$$\frac{dR}{dt} = Q9 + iF - Qr \quad (118)$$

$$R \geq 0 \quad (119)$$

Dónde:

$Qd'$ : Descarga unitaria complementaria [ $L/T$ ].

Finalmente, las descargas del modelo son calculadas como se presentan en las ecuaciones 118 y 119 y el flujo total en la salida,  $Qtot$ , se presenta en la ecuación 120:

$$Qr = Qr' * A \quad (120)$$

$$Qd = Qd' * A \quad (121)$$

$$Qtot = Qr + Qd \quad (122)$$

Dónde:

$Qr$ : Descarga del reservorio de enrutamiento [ $L^3/T$ ].

$A$ : Área de la cuenca [ $L^2$ ].

$Qd$ : Descarga complementaria [ $L^3/T$ ].

$Qr$ : Descarga total [ $L^3/T$ ].

Las variables asociadas a este modelo son Sini and Rini. Los parámetros para la calibración son X1, X2, X3 y X4. El parámetro A es constante. Las entradas del modelo son la precipitación y la evapotranspiración potencial. La salida del modelo es la descarga total.

### 3.2.2.6 TRÁNSITO DE AVENIDA POR EL CAUCE

El tránsito de avenidas por un cauce se plantea como el conocimiento del hidrograma de salida de un tramo de cauce cuando se conoce el de entrada y las características del cauce. RS MINERVE cuenta con diferentes metodologías de cálculo existentes: método de Muskingum - Cunge, método de la onda cinemática y el método de St. Venant.

Para la presente investigación se utilizó el método de Muskingum – Cunge para simular el tránsito de caudales en el cauce del río Torata.

#### a. MÉTODO MUSKINGUM-CUNGE:

Las ecuaciones de las cuales se deriva el método de Muskingum-Cunge se muestran a continuación:

$$\frac{\partial I_1}{\partial x} = A * (J_0 - J_f) + I_2 \quad (123)$$

Dónde:

A: Área seccional de cruce del flujo [L<sup>2</sup>]

J<sub>0</sub>: Pendiente del fondo [adimensional]

J<sub>f</sub>: Pendiente de fricción [adimensional]

I<sub>1</sub>: Coeficiente del perfil [L<sup>3</sup>]

I<sub>2</sub>: Coeficiente de variación seccional del cruce [L<sup>3</sup>]

Esta ecuación corresponde al aproximamiento de la onda difusiva. Con la hipótesis suplementaria de un canal prismático (Cunge, 1991) es posible expresar la ecuación:

$$\frac{\partial Q}{\partial t} + \left( \frac{Q}{BD} * \frac{dQ}{dx} \right) * \frac{\partial Q}{\partial x} - \frac{D^2}{2B | Q |} * \frac{\partial^2 Q}{\partial x^2} = 0 \quad (124)$$

Dónde:

B: Ancho de la base del perfil transversal [L]

D: Descarga [L<sup>3</sup>/T]

Esta descarga es la capacidad de una sección del canal para transportar cierta cantidad de flujo y es definido como:

$$Q = D * J_0^{1/2} \quad (125)$$

La ecuación 124 es una ecuación con derivadas parciales de tipo parabólico que representa la convección y la difusión de la variable Q. Por lo tanto, el flujo transportado con una velocidad c (ecuación 126) y difundida con un coeficiente de difusión  $\delta$  (ecuación 127):

$$c = \frac{Q}{BD} * \frac{dD}{dh} \quad (126)$$

$$\delta = \frac{D^2}{2B |Q|} \quad (127)$$

Basado en la hipótesis de que la relación claramente definida entre el flujo Q y el nivel de agua h, la ecuación 122 es reducida a:

$$\frac{\partial Q}{\partial t} + \left(\frac{dQ}{dA}\right)_{x_0} \frac{\partial Q}{\partial x} = 0 \quad (128)$$

Esta ecuación es llamada “Ecuación de la Onda Cinemática” y describe la convección simple en el flujo con una velocidad c acorde a la ecuación 124. Esto puede ser resuelto por el siguiente esquema numérico de diferencias finitas:

$$\frac{\partial Q}{\partial t} = \frac{X(Q_j^{n+1} - Q_j^n) + (1 + X) * (Q_{j+1}^{n+1} - Q_{j+1}^n)}{\Delta t} \quad (129)$$

$$\frac{\partial Q}{\partial t} = \frac{\frac{1}{2} * (Q_{j+1}^{n+1} - Q_j^n) + \frac{1}{2} * (Q_{j+1}^n - Q_j^n)}{\Delta x} \quad (130)$$

Aplicando este esquema a la ecuación anterior tendríamos:

$$\frac{X(Q_j^{n+1} - Q_j^n) + (1 + X) * (Q_{j+1}^{n+1} - Q_{j+1}^n)}{\Delta t} + \frac{\frac{1}{2} * (Q_{j+1}^{n+1} - Q_j^n) + \frac{1}{2} * (Q_{j+1}^n - Q_j^n)}{\Delta x} = 0 \quad (131)$$

Podemos expresar la solución de esta ecuación como una función de una variable desconocida  $Q_{j+1}^{n+1}$  llamada:

$$Q_{j+1}^{n+1} = C_1 * Q_j^{n+1} + C_2 * Q_j^n + C_3 * Q_{j+1}^n \quad (132)$$

Con:

$$C_1 = -\frac{KX - \frac{\Delta t}{2}}{K(1-X) + \frac{\Delta t}{2}} \quad (1333)$$

$$C_2 = -\frac{KX + \frac{\Delta t}{2}}{K(1-X) + \frac{\Delta t}{2}} \quad (134)$$

$$C_3 = -\frac{K(1-X) - \frac{\Delta t}{2}}{K(1-X) + \frac{\Delta t}{2}} \quad (135)$$

$$K = \frac{\Delta x}{c} \quad (136)$$

$$c = \frac{Q_{j+1}^n - Q_j^n}{A_{j+1}^n - A_n^j} \quad (137)$$

El método de Muskingum representa una aproximación por diferencias finitas de la ecuación para la onda cinemática. Desarrollando los términos de la ecuación 131 en términos de una serie de Taylor alrededor del punto (j, n) suponiendo  $\frac{\Delta x}{\Delta t} = c$  y despreciando los términos cuadráticos ( $\Delta x^2$ ) la ecuación puede escribirse como:

$$\frac{\partial Q}{\partial t} + c \frac{\partial Q}{\partial x} - cB \frac{\partial^2 Q}{\partial x^2} = 0 \quad (138)$$

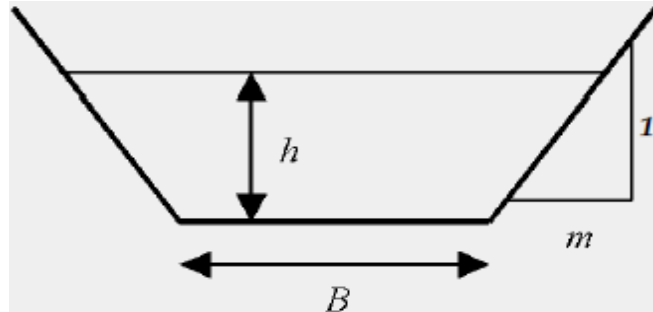


$$B = \Delta x * \left(\frac{1}{2} - X\right) \quad (139)$$

De acuerdo con este análisis propuesto por Cunge (1969) se puede reconocer que la ecuación de Muskingum es una solución en términos de diferencias finitas de la ecuación de la onda difusiva (ecuación 124) bajo la condición de introducir correctamente el valor de los parámetros K y X. K está definido por la ecuación 136 y de acuerdo con la celeridad c, X corresponde a:

$$X = \frac{1}{2} - \frac{D^3}{2\Delta x | Q | Q \frac{dD}{dh}} \quad (140)$$

Esta función de la onda difusiva implementada actualmente en RS MINERVE es capaz de resolver la ecuación de Muskingum-Cunge para la geometría trapezoidal de un perfil transversal de acuerdo con la Figura 26.



**Figura 26: Dimensiones del perfil transversal para la simulación del canal**

FUENTE: Tomado de Cunge (1969)

### 3.2.3 CALIBRACIÓN, VALIDACIÓN Y ANÁLISIS DE SENSIBILIDAD DEL MODELO

#### 3.2.3.1 CALIBRACIÓN Y VALIDACIÓN:

La calibración u optimización del modelo hidrológico se realizó gracias al Módulo de Calibración del RS MINERVE. Este módulo utiliza una función objetivo definida por el usuario y diferentes algoritmos para resolverla.

Para la etapa de calibración se usó los datos de Enero 2012 – Julio 2014. En esta sección son presentados los criterios eficiencia usados, siendo 3, Nash-Sutcliffe, la raíz del error medio cuadrático y el volumen relativo parcial.

##### a. EFICIENCIA DE NASH SUTCLIFFE

El criterio de eficiencia propuesto por Nash and Sutcliffe (1970) está definido como uno menos la suma de las diferencias cuadráticas absolutas entre los valores simulados y observados normalizados por la varianza de los valores observados durante el período de investigación. Se calcula como

$$Nash = 1 - \frac{\sum_{t=t_i}^{t_f} (Q_{sim,t} - Q_{ref,t})^2}{\sum_{t=t_i}^{t_f} (Q_{ref,t} - \bar{Q}_{ref})^2} \quad (141)$$

Dónde:

Nash: Coeficiente de eficiencia del modelo Nash-Sutcliffe [adimensional].

$Q_{ref,t}$ : Descarga observada en el tiempo [ $L^3/T$ ].

$\bar{Q}_{ref}$ : Descarga promedio observada para el periodo considerado [ $L/T$ ].

El rango de *Nash* varía de entre 1.0 (ajuste perfecto) a  $-\infty$ . Una eficiencia menor a cero indica que el valor promedio observado de la serie de tiempo habría sido un mejor predictor que el modelo en sí.

##### b. RAÍZ DEL ERROR MEDIO CUADRÁTICO

La raíz del error medio cuadrático (RRMSE) es definida como RMSE normalizada a la media de los valores observados, como se muestra en la siguiente ecuación:

$$RRMSE = \frac{\sqrt{\frac{\sum_{t=t_i}^{t_f} (Q_{sim,t} - Q_{ref,t})^2}{n}}}{\bar{Q}_{ref}} \quad (142)$$

Dónde:

RRMSE: RMSE relativo [adimensional].

Este varía de 0 a  $+\infty$ . El menor valor de RRMSE, brinda un mejor desempeño del modelo.

### c. VOLUMEN RELATIVO PARCIAL

El volumen relativo parcial corresponde al error relativo entre el volumen simulado y observado durante el periodo de estudio, esto según la siguiente ecuación:

$$RVB = \frac{\sum_{t=t_i}^{t_f} (Q_{sim,t} - Q_{ref,t})}{\sum_{t=t_1}^{t_f} (Q_{ref,t})} \quad (143)$$

Dónde:

RVB: Volumen relativo parcial entre pronóstico y observación para el período considerado [adimensional].

El RVB varía desde  $-\infty$  a  $+\infty$ . Un valor cercano a 0 indica un buen desempeño de la simulación. Los valores negativos se dan cuando la descarga simulada es en promedio menor a la descarga promedio observada (modelo deficiente), cuando el valor es positivo significa lo contrario (modelo sobrevaluado).

Una vez calibrado el modelo hidrológico, se pasó a la validación de este, para lo cual se utilizó los datos diarios del periodo septiembre 2014 – abril 2016, aplicando los mismos parámetros calibrados para finalmente evaluar el comportamiento de los indicadores de eficiencia.

### d. NASH SUTCLIFFE PARA VALORES LOGARÍTMICOS

El coeficiente de Nash-Sutcliffe para valores logaritmo de flujos (Nash-ln) se utiliza para evaluar el rendimiento de modelos hidrológicos para flujos bajos (Krause *et al.* 2005; Nóbrega *et al.* 2011). Se calcula como:

$$Nash - ln = 1 - \frac{\sum_{t=t_i}^{t_f} (\ln(Q_{sim,t}) - \ln(Q_{ref,t}))^2}{\sum_{t=t_i}^{t_f} (\ln(Q_{ref,t}) - \ln(\bar{Q}_{ref}))^2} \quad (144)$$

Dónde:

Nash-ln: Coeficiente de eficiencia Nash-Sutcliffe para valores logarítmicos [adimensional].

$Q_{ref,t}$ : Descarga observada en el tiempo [ $L^3/T$ ].

$\bar{Q}_{ref}$ : Descarga promedio observada para el periodo considerado [ $L/T$ ].

El rango de *Nash-ln* varía de  $-\infty$  a 1, donde 1 representa el mejor rendimiento del modelo.

### 3.2.3.2 ANÁLISIS DE SENSIBILIDAD

El análisis de sensibilidad es adecuado para el desarrollo de un modelo hidrológico ya que de este modo se amplía el conocimiento sobre el grado de influencia de los parámetros que comprenden la simulación. Este análisis se realizó para los parámetros de calibración del método SAC-SMA, HBV y GR4J. Los parámetros antes mencionados se consideraron como una línea base. Luego el modelo se simuló repetitivamente con los valores de la línea base, cada parámetro individualmente fue multiplicado por 0.6 y 1.4, mientras los demás permanecían constantes. Este procedimiento se hizo tanto para comparar al coeficiente de Nash Sutcliffe, como también al RRMSE y RVB.

Cabe mencionar que los parámetros en condiciones iniciales, no se variaron para el análisis de sensibilidad en ninguno de los métodos hidrológicos.

### 3.2.4 EVALUACIÓN, COMPARACIÓN Y DETERMINACIÓN DE CAUDALES Y SIMULACIÓN DE CAUDALES DE INGRESO AL EMBALSE TORATA

Una vez obtenidos los indicadores de eficiencia mostrados en la sección 4.2.3.1, se optará por seleccionar uno de los métodos o modelos precipitación – escorrentía, ya sea el SAC-SMA, el HBV o el GR4J. De tal manera que el modelo seleccionado, que tiene como resultado los caudales generados en la cuenca Torata – Arundaya, sirva como punto de partida para la obtención de los caudales de la cuenca Torata – Dique o también denominados flujos de ingreso al embalse Torata.

Para desarrollar y aplicar el modelo seleccionado a la cuenca Torata – Dique se optó por utilizar (a excepción del área de la cuenca y la longitud del cauce) los parámetros calibrados

del modelo de la cuenca Torata – Arondaya y aplicarlos a la cuenca de interés, ya que las condiciones geomorfológicas son bastante similares (Ver Mapa 3 del Anexo 01).

Finalmente, en base a estas condiciones, se simulará los flujos de ingreso al Embalse Torata, teniendo como resultado una serie de caudales promedios diarios producto de la simulación durante el periodo enero 2012 a abril 2016; además se realizará una comparación respecto a los volúmenes acumulados reportados de la estación hidrométrica Arondaya para el mismo periodo.

## IV. RESULTADOS

### 4.1 PARÁMETROS HIDROMETEOROLÓGICOS, HIDROMÉTRICOS Y GEOMORFOLÓGICOS

El análisis estadístico de las series de precipitación diaria de las estaciones de estudio para el periodo de calibración y validación (Enero 2012 – Abril 2016) se puede apreciar en la Tabla 11. Las medias fueron de 0.9 mm, 1.3 mm y 1.4 mm para la estación Viña Blanca, TW4 y Apacheta respectivamente; esto indica que a mayor altitud en la cuenca le corresponde una mayor cantidad de precipitación. Esta variabilidad espacial está asociada a que los regímenes de precipitación que gobiernan la zona se originan en su mayoría debido a precipitaciones orográficas y es característica de la sierra sur. La Figura 27 muestra un gráfico precipitación acumulada – altitud que ayuda a entender esta idea. Por otro lado, las varianzas muestrales de las series de precipitación diaria presentaron valores de 11.1, 9.9 y 8,9 para las estaciones Apacheta, TW4 y Viña Blanca respectivamente; siendo esto indicativo de mayor dispersión de la precipitación diaria en las estaciones que tienen mayores cotas.

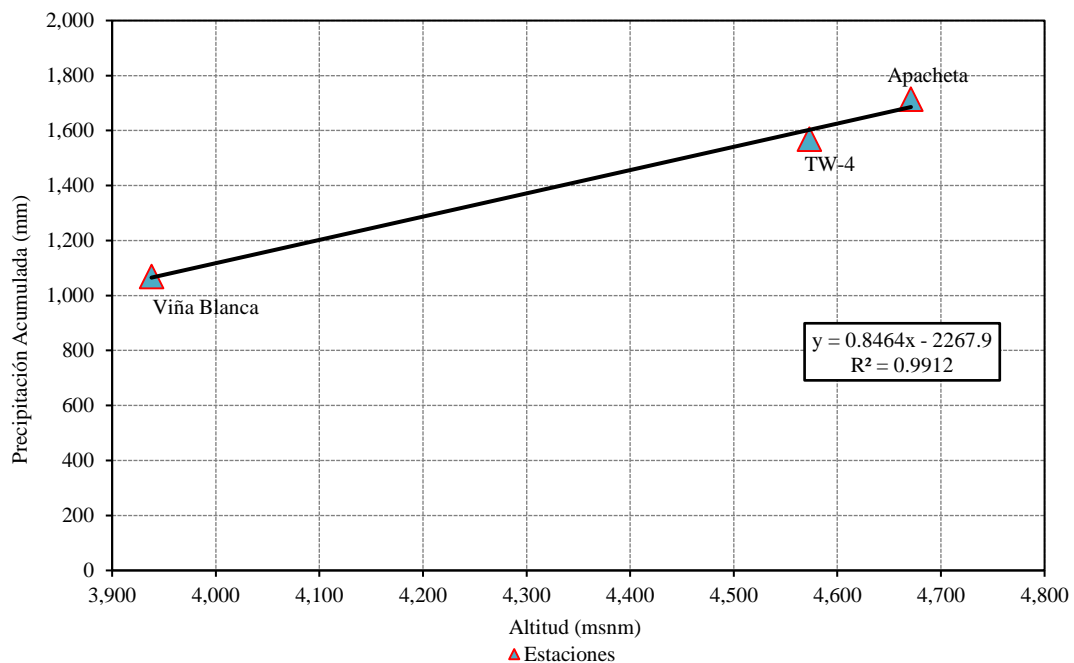


Figura 27: Gráfico precipitación acumulada – altitud

Asimismo, la mediana resultó cero en las estaciones, debido a que a nivel diario una precipitación de 0.0 mm es lo que ocurre con una probabilidad del 50% en las estaciones. Al igual que la mediana la moda fue cero para todas las estaciones analizadas, debido a la predominancia de días sin precipitación (0.0 mm) dentro del periodo de tiempo estudiado.

**Tabla 11: Estadísticas de las series de precipitaciones diarias para el periodo enero 2012 – abril 2016**

Estadísticos	Estaciones		
	Apacheta	TW4	ViñaBlanca
N Datos	1186	1186	1186
Media	1.2	1.0	0.6
Desv. Stand.	3.1	3.0	2.8
Varianza	9.6	8.9	7.6
Mediana	0	0	0
Moda	0	0	0

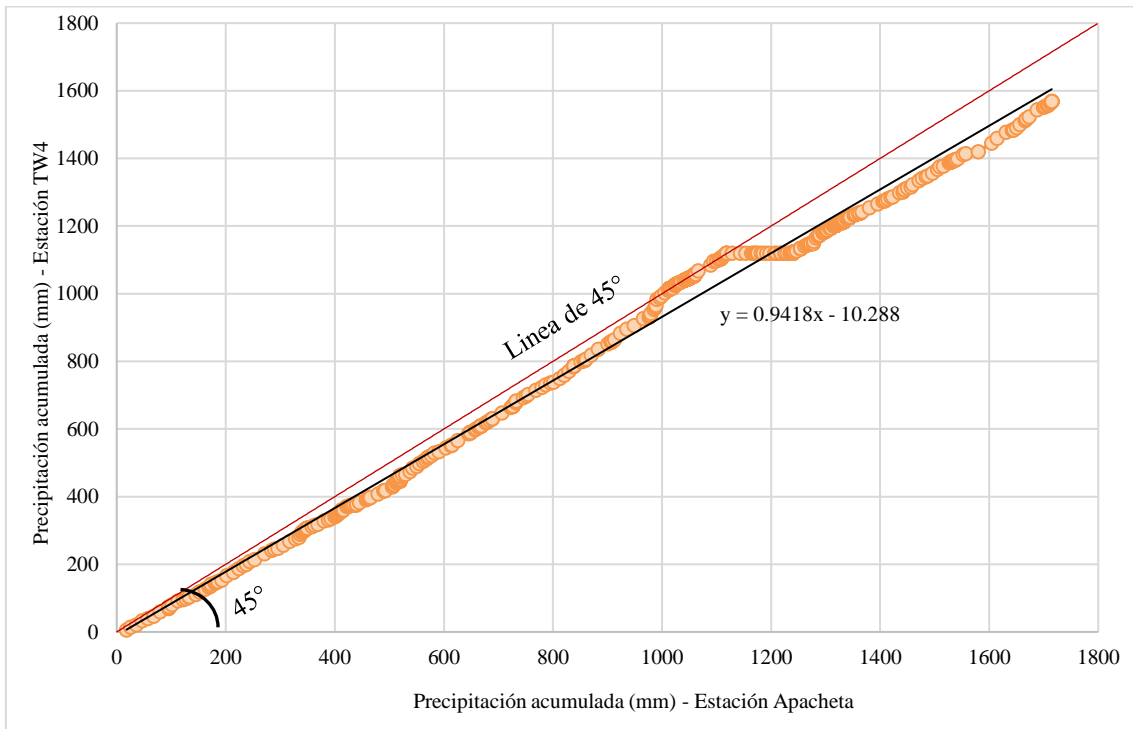
El análisis de los coeficientes de regresión de las series de precipitación de las estaciones TW-4, Apacheta y Viña Blanca; mostró que los valores obtenidos fueron: 0.94 entre la estación TW-4 y Apacheta, 0.57 entre las estaciones TW-4 y Viña Blanca, y 0.54 entre la estación Apacheta y Viña Blanca. Presentándose entre TW-4 y Apacheta, que tienen altitudes similares, valores más cercanos a la unidad que en comparación a los valores obtenidos cuando se analiza estas con respecto a la estación Viña Blanca, la cual presenta una menor altitud. Esto demuestra la alta variabilidad espacial de los patrones de precipitación que se presentan en la zona y es característica de la sierra sur. Esta variabilidad está asociada a que los regímenes de precipitación que gobiernan la zona se originan en su mayoría debido a precipitaciones orográficas.

Además, según el análisis de doble masa, se observa gráficamente que no existe un cambio de pendiente significativo en ninguna de las pruebas, por tanto, los datos de precipitación de las 03 estaciones son estadísticamente adecuados para ser ingresados al modelo. En la Tabla 12 se muestra los coeficientes de regresión para cada una de las 03 estaciones de estudio.

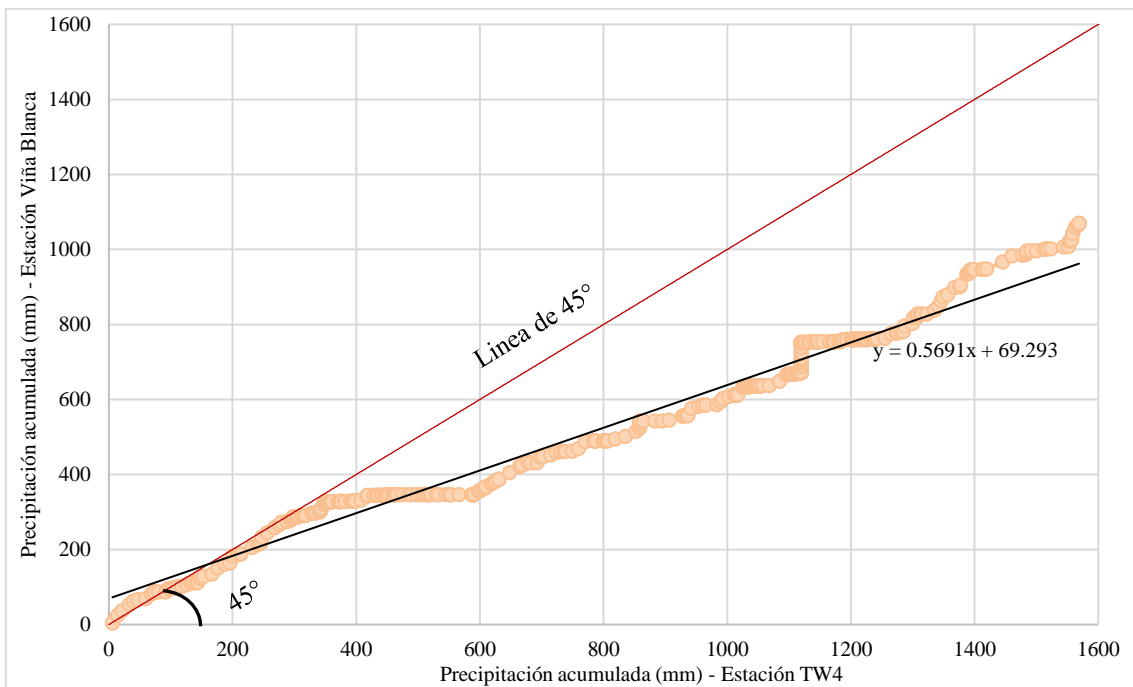
**Tabla 12: Coeficientes de regresión de las series de precipitación**

Estación 1	Estación 2	Coeficiente de regresión	Cota (msnm)
Apacheta	TW4	0.9418	4671
TW4	Viña Blanca	0.5691	4573
Apacheta	Viña Blanca	0.5427	3938

Así mismo, los gráficos de precipitación acumulada para los análisis se presentan en la Figura 28, Figura 29 y Figura 30.

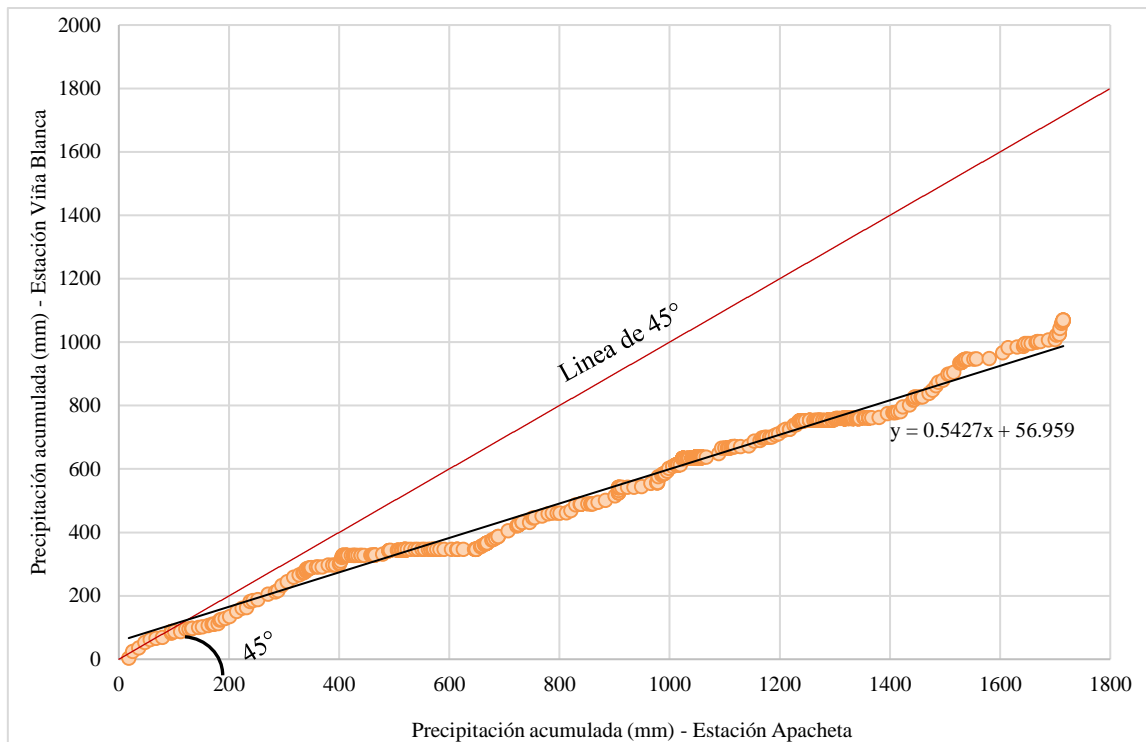


**Figura 28: Análisis entre las precipitaciones acumuladas de las estaciones Apacheta y TW4**



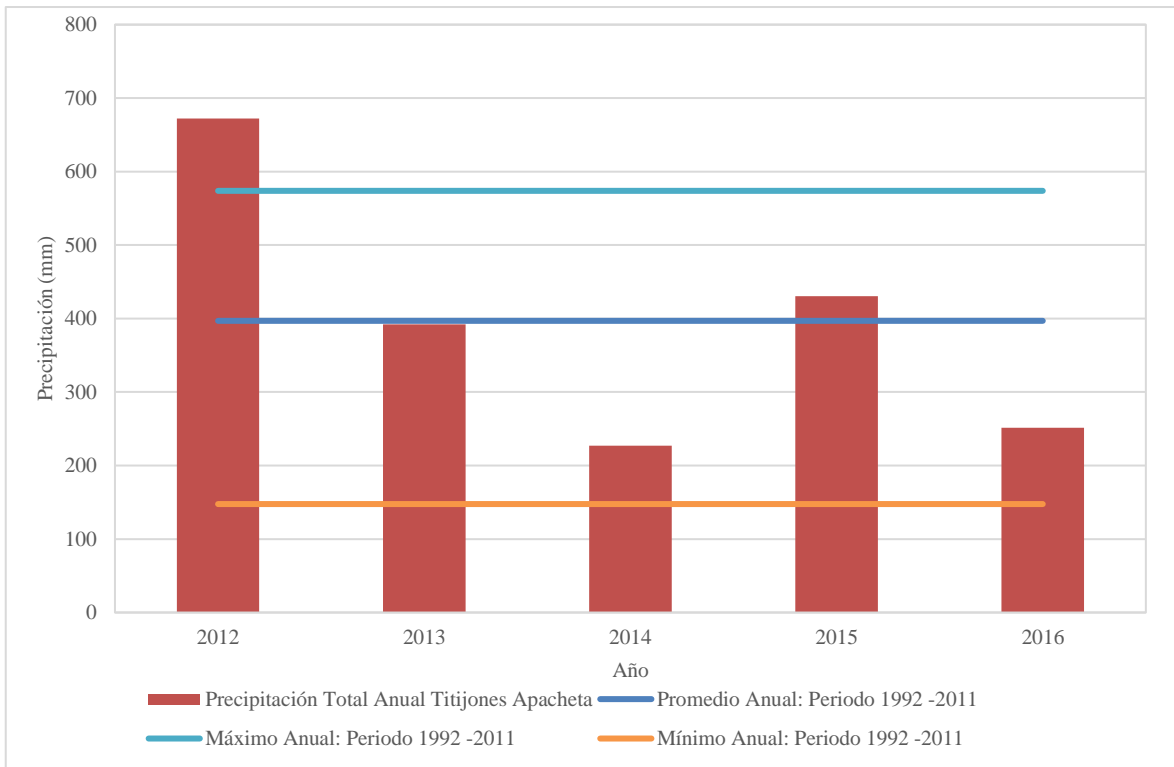
**Figura 29: Análisis entre las precipitaciones acumuladas de las estaciones TW4 y Viña Blanca**



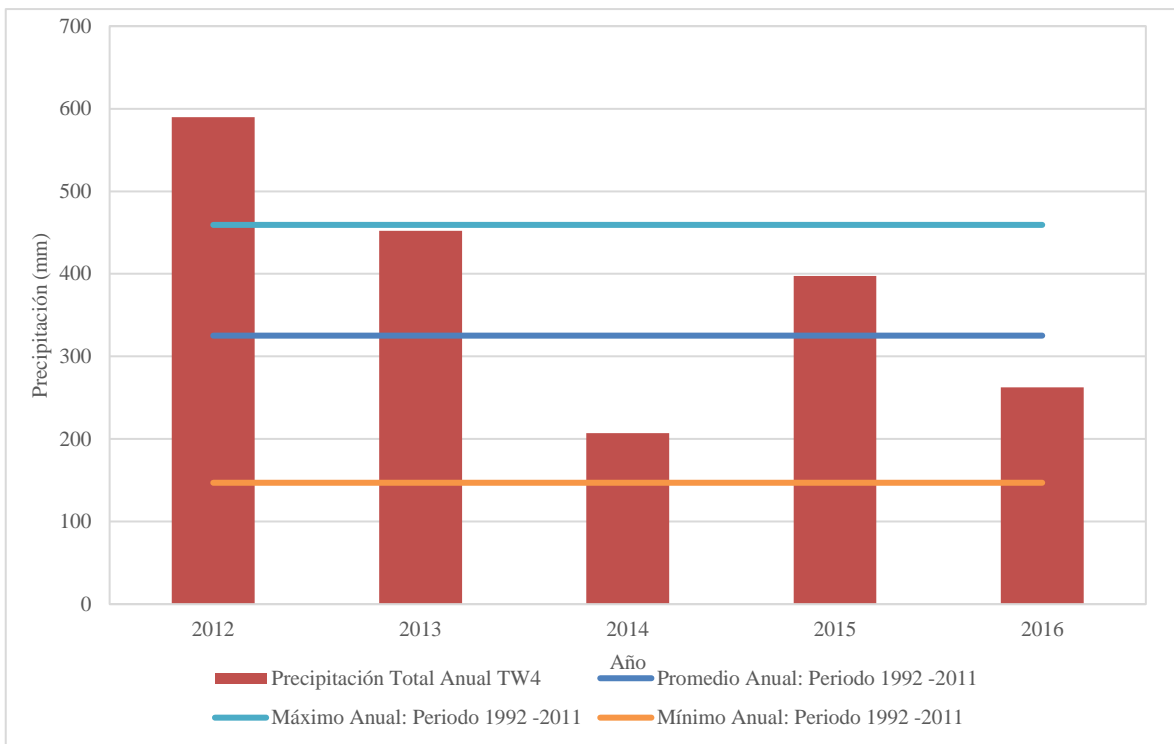


**Figura 30: Análisis entre las precipitaciones acumuladas de las estaciones Apacheta y Viña Blanca**

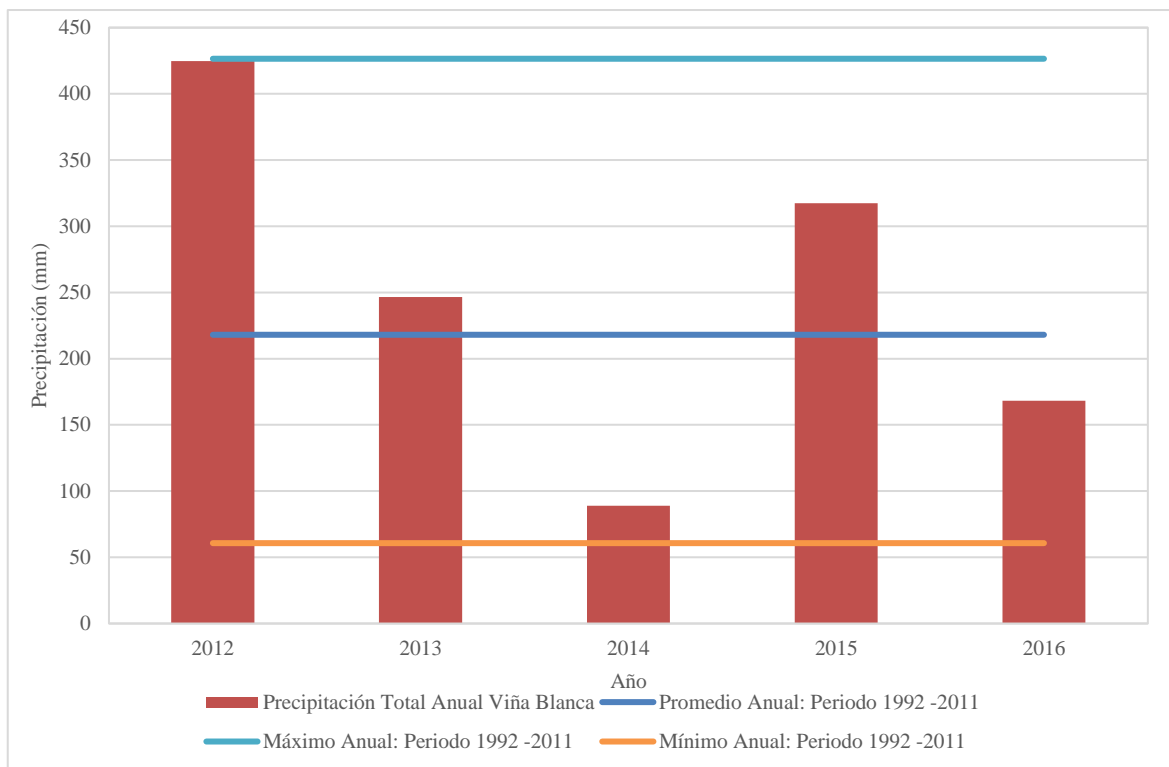
Respecto al análisis de años húmedos y secos, se procedió a graficar los valores máximos, mínimos y promedios de la serie histórica de precipitación total anual (1992 – 2011) para las 03 estaciones pluviométricas de la zona de estudio, donde finalmente estos valores estadísticos se comparan gráficamente con la precipitación total anual de los años 2012, 2013, 2014, 2015 y 2016 (periodo de calibración y validación del modelo precipitación-escorrentía). Estos gráficos se presentan en la Figura 31, Figura 32 y Figura 33 para las estaciones Titijones Apacheta, TW4 y Viña Blanca respectivamente.



**Figura 31: Análisis de años húmedos y secos – Estación Titijones Apacheta**



**Figura 32: Análisis de años húmedos y secos – Estación TW4**



**Figura 33: Análisis de años húmedos y secos – Estación Viña Blanca**

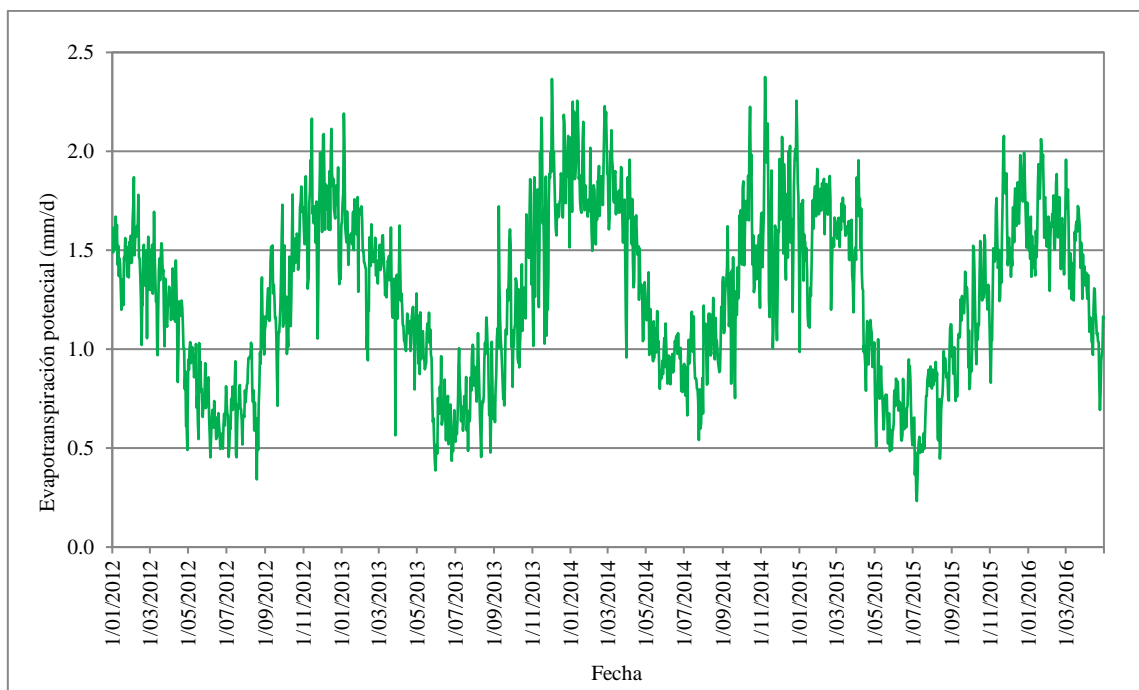
Según lo observado en las figuras anteriores, se puede considerar que el año 2012 se puede clasificar como un año húmedo, los años 2013 y 2015 se pueden clasificar como años promedios y los años 2014 y 2016 se pueden clasificar como años secos en la zona de estudio; ya que este comportamiento es similar y proporcional en las 03 estaciones pluviométricas empleadas. Esto indica una adecuada diversidad muestral en el periodo de calibración y validación (2012 – 2016) lo cual es beneficioso ya que el modelo a simular reflejaría el comportamiento de la cuenca ante diversas condiciones de precipitación (años húmedos, secos y promedios).

Respecto al análisis de datos de precipitación diaria, se ha conseguido establecer los valores extremos de la precipitación total diaria, en donde se observa que ningún elemento de la serie de datos pluviométricos para el periodo de calibración y validación (2012 – 2016) supera los límites establecidos, tanto para la estación Titijones Apacheta, TW4 y Viña Blanca respectivamente. Esto se expresa en la Tabla 13.

**Tabla 13: Resultados del análisis de valores máximos de precipitación diaria**

Estación	Precipitación diaria máxima de la serie (mm)	Valor máximo estimado (mm)
Apacheta	25.4	27.9
TW4	22.2	24.3
Viña Blanca	26.7	27.1

Las series temporales de la ETP diaria obtenida por medio del RS MINERVE (Método de Oudin) se presenta en la Figura 34. Mediante el análisis estadístico de estos datos se observa que muestra una media de 1.27 mm/d y el valor mayor de la serie fue 2.38 mm/d en el mes de Noviembre del 2014 y el valor menor 0.23 mm/d en el mes de Julio del 2015.



**Figura 34: Evapotranspiración potencial calculada por el método de Oudin**

Respecto al análisis de los datos de los caudales diarios, se ha conseguido determinar valores extremos a través del análisis de datos dudosos, donde finalmente se ha observado que en comparación con la serie de caudales promedios diarios de la estación Arundaya (2012 - 2016), los límites o valores extremos establecidos mediante el análisis no son superados por ningún elemento en la serie de caudales. Esto se expresa en la Tabla 14.

**Tabla 14: Resultados del análisis de valores máximos de caudales promedio diarios**

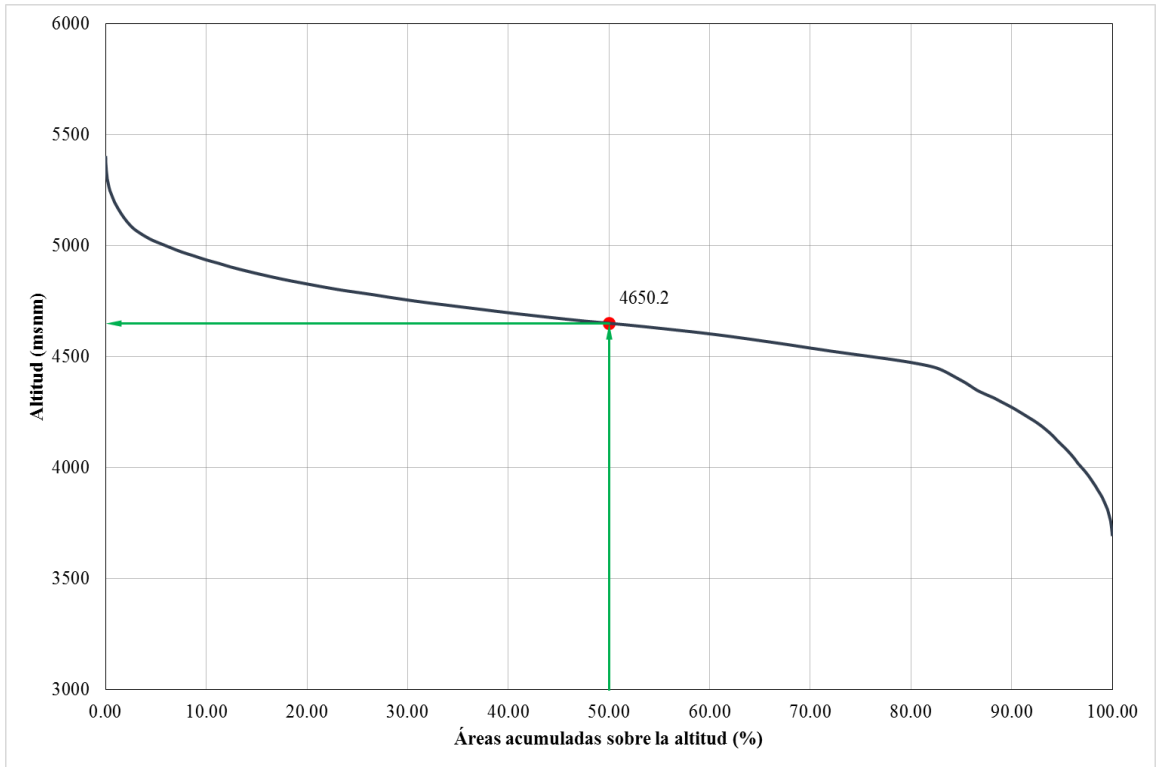
Estación	Caudal máximo promedio diario de la serie (m3)	Valor máximo estimado (m3)
Arundaya	12.0	15.6

Se obtuvo los parámetros morfológicos de las cuencas Torata-Arundaya y Torata-Dique, los cuales se dividen en parámetros de relieve, parámetros de forma y parámetros de la red de drenaje como se presenta en la Tabla 15. Donde se observa la gran similitud entre los parámetros geomorfológicos de ambas cuencas debido a que comparten un área en común de casi del 90 % de la cuenca Torata – Dique (Ver Mapa 03 del Anexo 01).

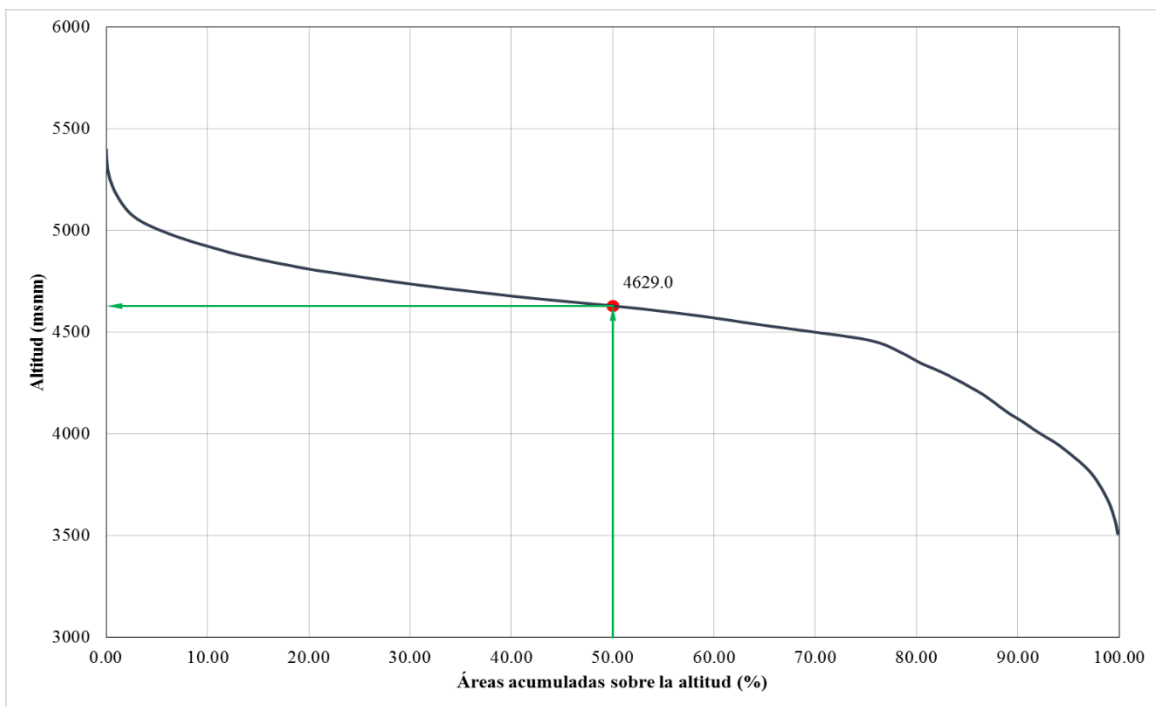
**Tabla 15: Parámetros morfológicas de las cuencas de estudio**

PARÁMETRO	Unidad	Cuenca		
		Torata - Arondaya	Torata - Dique	
<b>De relieve</b>	Área de la cuenca	Km2	239.5	262.6
	Perímetro de la cuenca	Km2	102.3	113.5
	Pendiente media de la cuenca	%	13.9	13.3
	Elevación media ponderada de la cuenca	msnm	4650	4629
	Altitud máxima	msnm	5413	5413
	Altitud mínima	msnm	3682	3491
	Rectángulo Equivalente Lado menor	Km	5.2	5.1
	Rectángulo Equivalente Lado mayor	Km	46.0	51.7
<b>De forma</b>	Coefficiente de compacidad	-	1.86	1.98
	Factor de forma	-	0.67	0.56
	Índice de alargamiento	-	1.63	1.89
<b>De drenaje</b>	Longitud del cauce principal	Km	18.89	21.60
	Pendiente del cauce principal	%	4.20	4.56
	Densidad de los cauces	Km/Km2	0.20	0.19

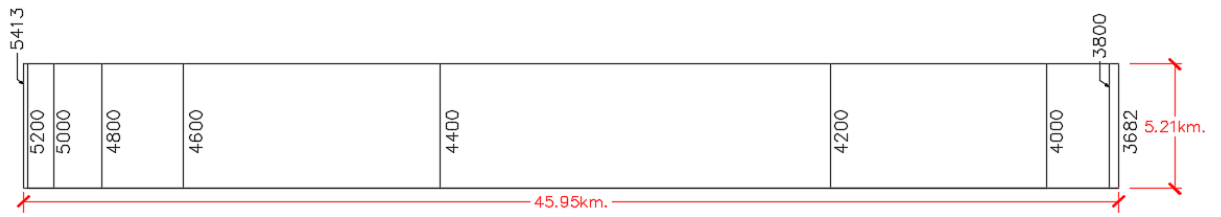
- El área de las cuencas Torata - Arondaya y Torata - Dique es de 239.50 y 262.59 Km<sup>2</sup>, respectivamente, mientras que el perímetro es de 102.32 y 113.58 Km.
- La altitud media ponderada de la cuenca Torata - Arondaya es de 4650 m.s.n.m. mientras que la del Torata - Dique es de 4629 m.s.n.m.
- La pendiente de la cuenca Torata - Arondaya es de 13.89 por ciento mientras que la del Torata - Dique es de 13.30 por ciento.
- La pendiente del río Torata es de 0.08 por ciento.
- El coeficiente de compacidad de la cuenca Torata - Arondaya es de 1.86 mientras que la cuenca Torata - Dique es de 1.98. Ambos coeficientes son muy cercanos, sin embargo, la primera mencionada es mayor, lo cual representa la irregularidad de la forma de dicha cuenca y lo alargada que es, en cambio la cuenca Torata – Arondaya es solo un poco más regular (ovalada).
- Las curvas hipsométricas de las cuencas se presentan en la Figura 35 y Figura 36.
- Los rectángulos equivalentes se presentan en la **Figura 37** y **Figura 38**.
- El perfil longitudinal del cauce principal (río Torata) se presenta en la **Figura 39**.



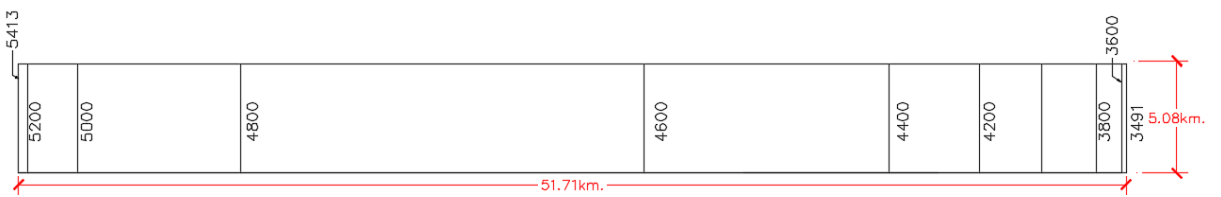
**Figura 35: Curva hipsométrica de la Cuenca Torata - Arunday**



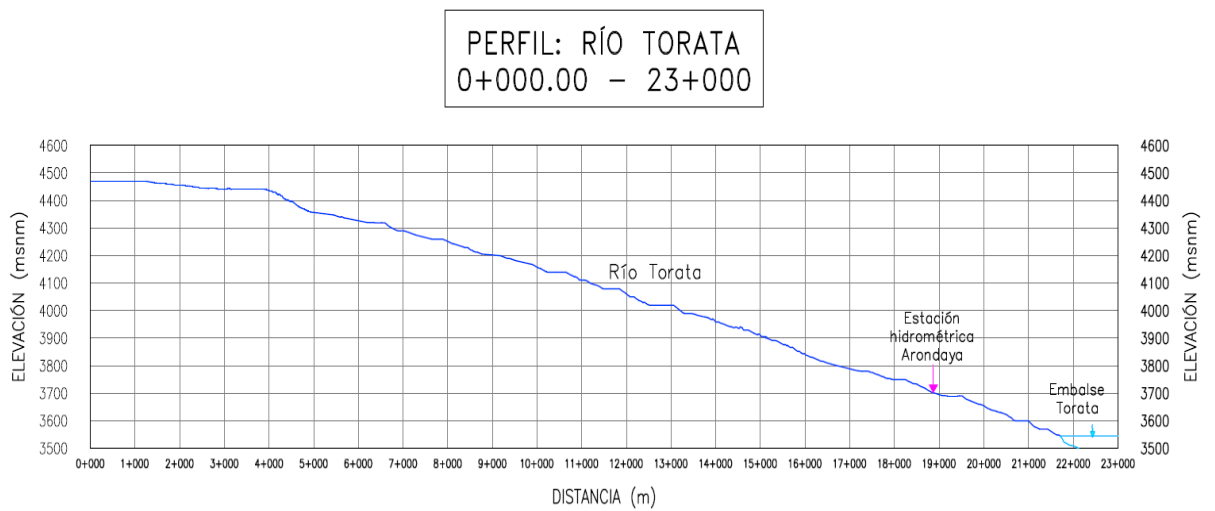
**Figura 36: Curva hipsométrica de la Cuenca Torata - Dique**



**Figura 37: Rectángulo equivalente de la Cuenca Torata - Arondaya**



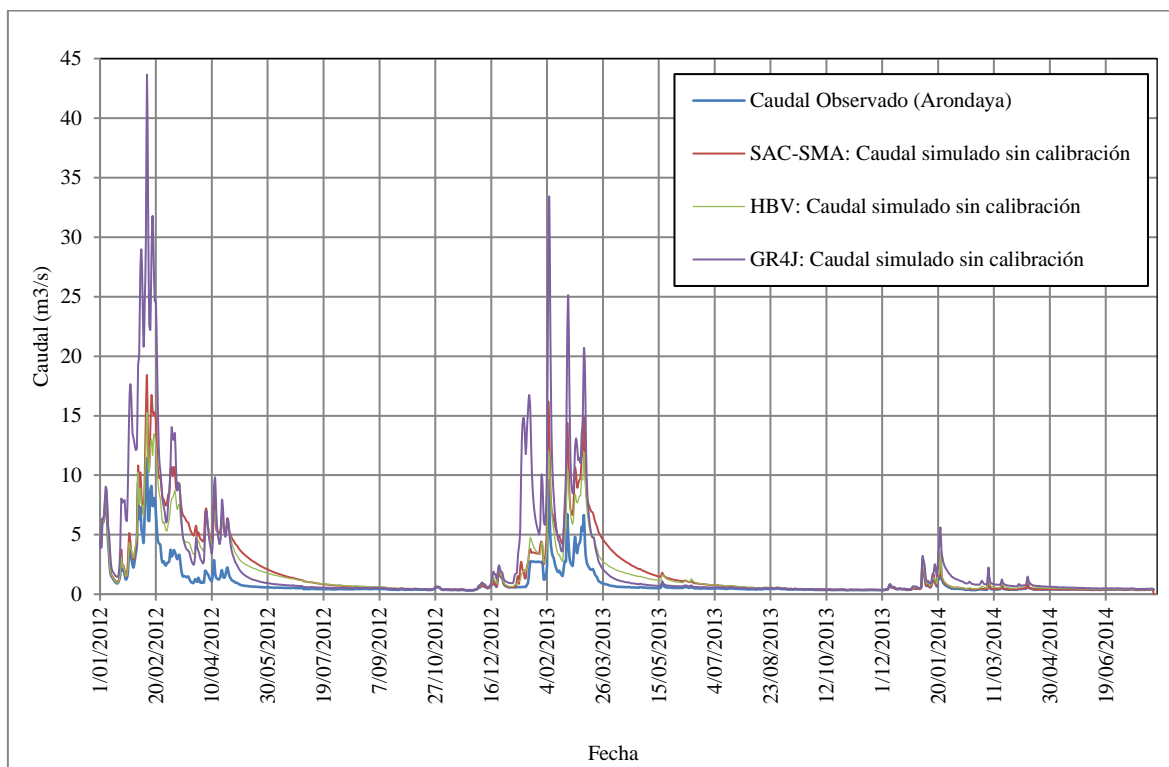
**Figura 38: Rectángulo equivalente de la Cuenca Torata - Dique**



**Figura 39: Perfil longitudinal del cauce principal**

## 4.2 SIMULACIÓN DEL MODELO PRECIPITACIÓN – ESCORRENTÍA

Se efectuó la aplicación y simulación de los 03 modelos precipitación – escorrentía: SAC – SMA, HBV y GR4J para la cuenca Torata – Arundaya siguiendo la metodología indicada para el periodo de calibración. En donde se utilizaron los parámetros iniciales que se presenta por defecto los modelos a desarrollar, los cuales dieron como resultado los caudales que se presentan en la Figura 40 en donde también se presenta la serie de caudales observados (caudales registrados en la estación hidrométrica Arundaya).



**Figura 40: Resultados de la simulación de los modelos hidrológicos sin calibración**

Además, se obtuvieron los indicadores de eficiencia de la simulación como se muestra en la Tabla 16, donde se observa que se obtuvo un coeficiente de Nash Sutcliffe con valores de -1.110, -0.080 y -7.619 para los métodos SAC-SMA, HBV y GR4J respectivamente; permitiendo calificar los modelos como no representativos. Asimismo, la raíz del error cuadrático medio (RRMSE) mostró valores aceptables de hasta 4.087; el error volumétrico (Volume Bias) presentó valores de hasta 1.587 y el Nash-In valores de hasta 0.538; permitiendo calificar los modelos como no representativos y siendo necesaria su calibración y validación respectiva.



**Tabla 16: Indicadores de eficiencia de los resultados de los modelos sin calibración**

<b>Indicador</b>	<b>SAC-SMA</b>	<b>HBV</b>	<b>GR4J</b>
Nash	-1.110	-0.080	-7.619
RRMSE	2.022	1.447	4.087
Volume Bias	1.029	0.785	1.587
Nash-In	0.3766	0.538	0.383

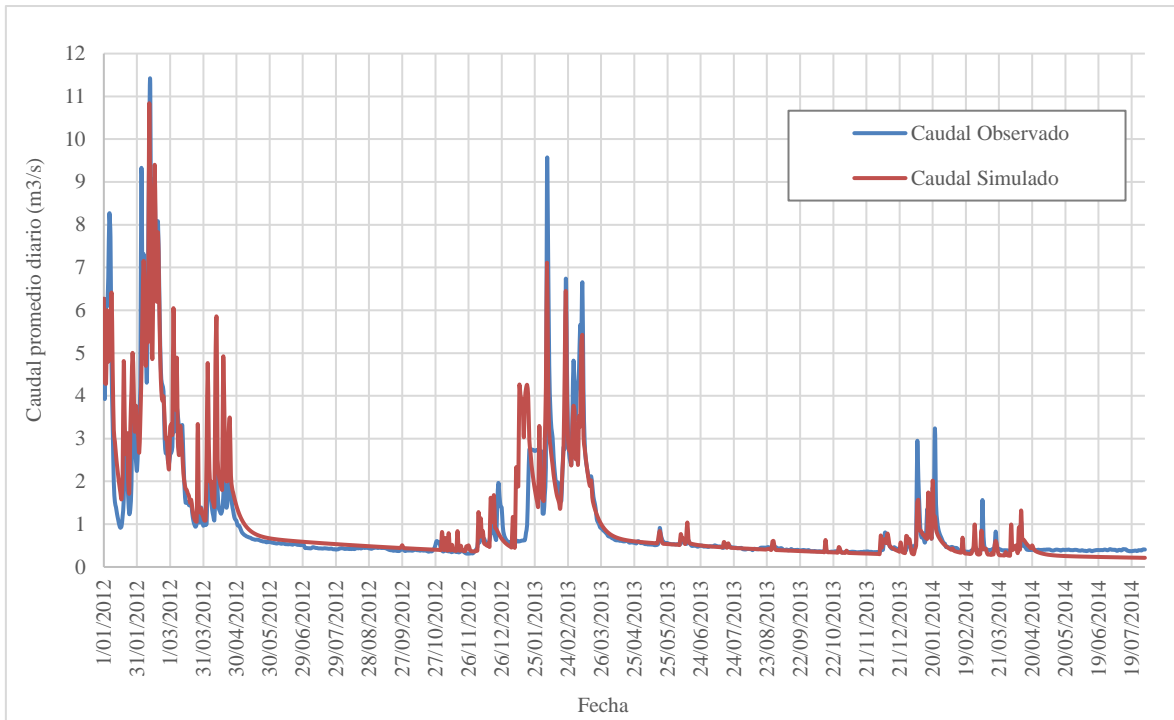
### **4.3 CALIBRACIÓN Y VALIDACIÓN DE LOS MODELOS PRECIPITACIÓN – ESCORRENTÍA**

#### **4.3.1 MODELO SAC – SMA**

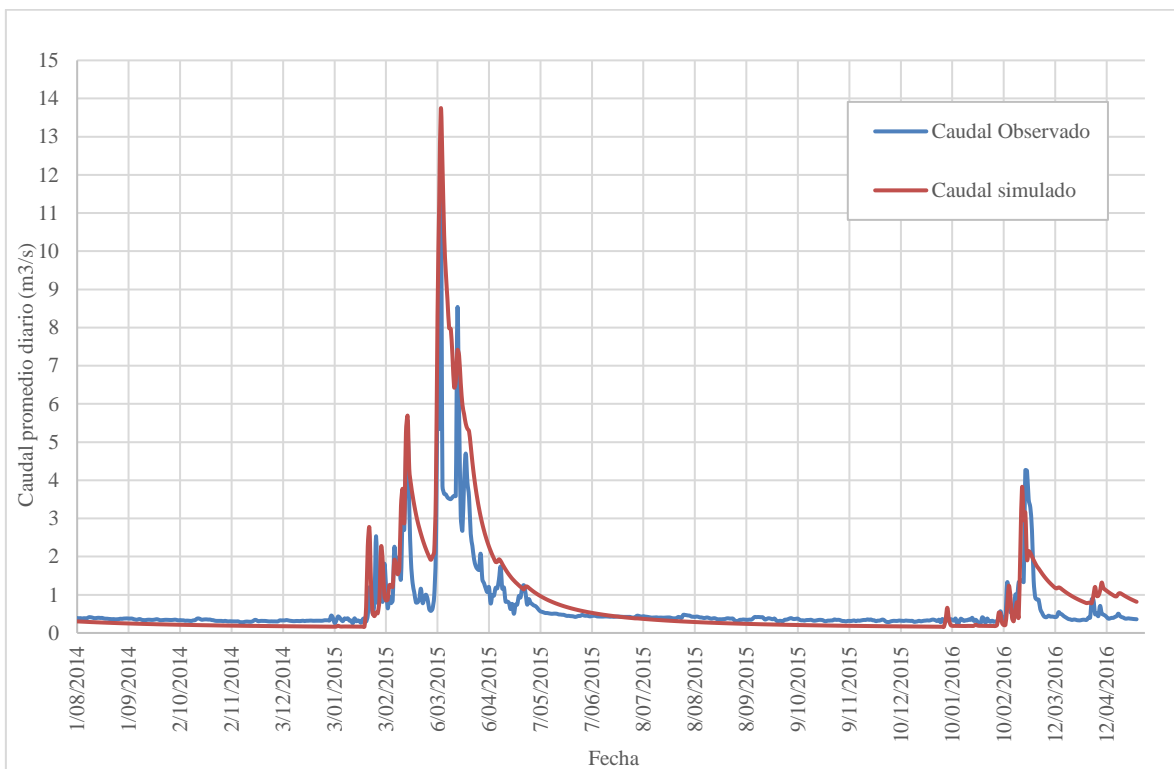
Para la simulación con el modelo SAC-SMA se obtuvo un coeficiente de Nash Sutcliffe de 0.854 y 0.707 para la calibración y validación respectivamente; permitiendo calificar al modelo como muy bueno; más aún, tratándose de un modelo elaborado a escala diaria. Asimismo, la raíz del error cuadrático medio (RRMSE) mostró valores aceptables de 0.531 (calibración) y valores de 0.782 (validación), y el error volumétrico (Volume Bias) presentó valores de -0.029 (calibración) y 0.169 (validación). Finalmente, el Nash-In presentó valores de 0.685 y 0.684 para la calibración y validación respectivamente. La Tabla 17 muestra el resumen de los resultados de los indicadores de eficiencia del modelo hidrológico de la cuenca Torata – Arundaya; mientras que en la Figura 41 y Figura 42 se presentan las gráficas de caudales observados y simulados para la etapa de calibración y validación respectivamente.

**Tabla 17: Indicadores de eficiencia del modelo Sacramento**

<b>Indicador</b>	<b>Calibración (Ene 2012 – Jul 2014)</b>	<b>Validación (Ago 2014 – Abr 2016)</b>
Nash	0.854	0.707
RRMSE	0.531	0.782
Volume Bias	-0.029	0.169
Nash-In	0.685	0.684



**Figura 41: Resultados de la etapa de calibración – Método Sacramento**



**Figura 42: Resultados de la etapa de validación – Método Sacramento**

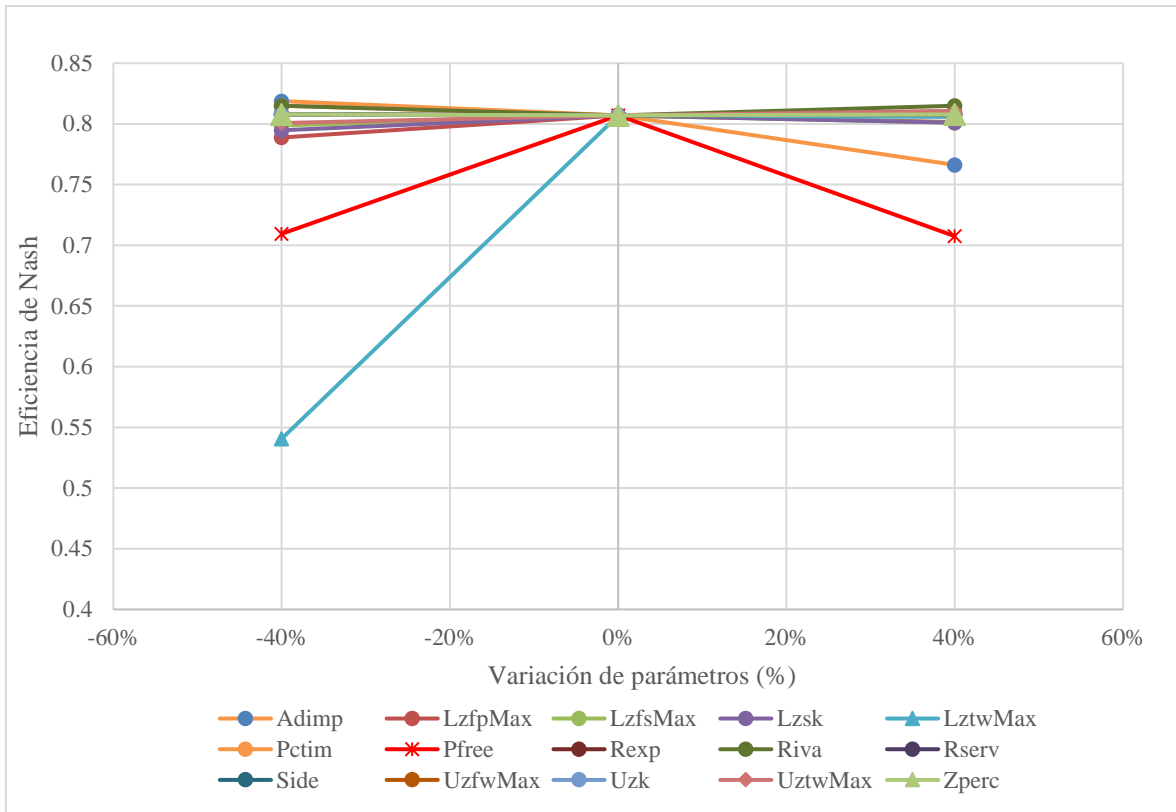
Los parámetros iniciales y calibrados del modelo empleado se muestran en la Tabla 18, siendo el único parámetro inalterable el área de la cuenca y los otros 15 fueron optimizados

utilizando el módulo de calibración del software RS MINERVE. Este proceso se realizó en función a los caudales medios diarios registrados en la estación hidrométrica Arundaya para el periodo de determinado.

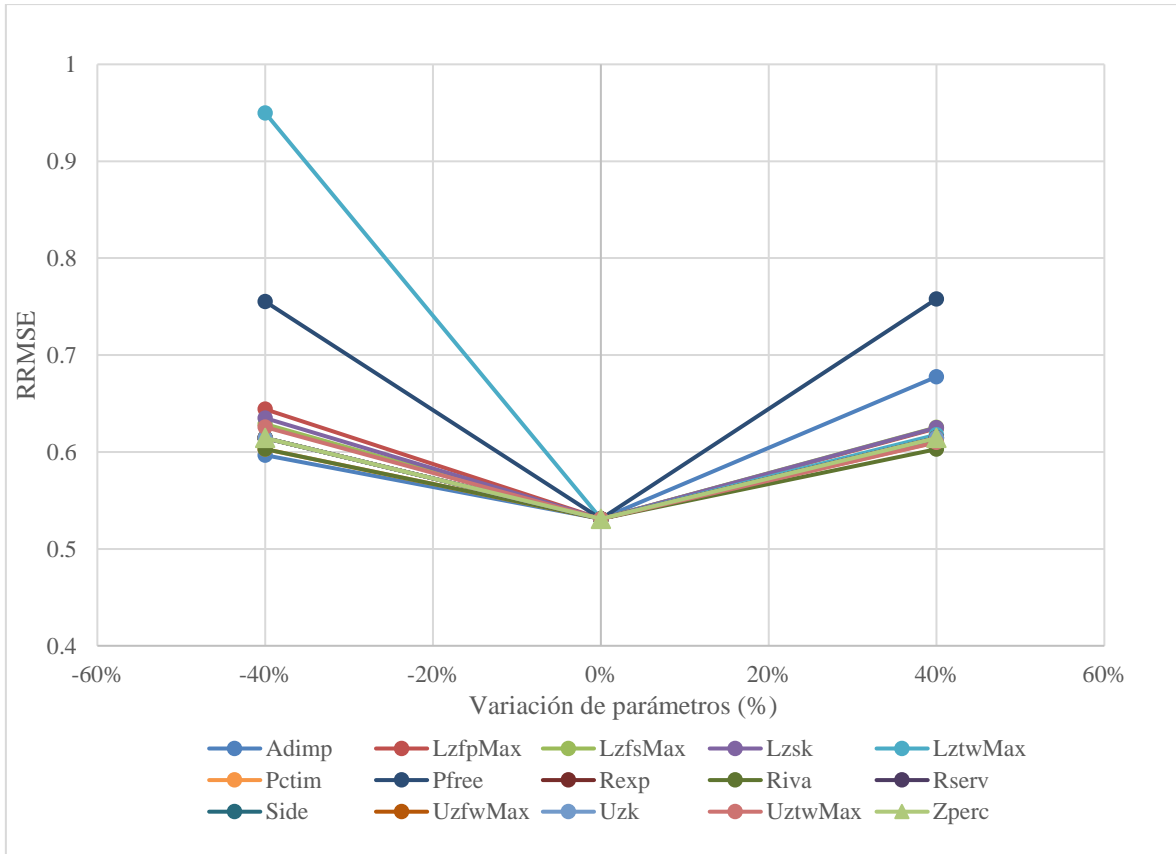
**Tabla 18: Parámetros calibrados del método Sacramento**

Nombre	Unidad	Descripción	Valor Inicial	Valor calibrado
A	m <sup>2</sup>	Área de la cuenca de estudio	239495475	239495475
Adimp	-	Fracción máxima de un área adicional impermeable debido a la saturación	0	0.158464
Pctim	-	Fracción de área permanentemente impermeable	0	0.0428067
Riva	-	Fracción del área vegetaria ribereña	0	0.0004051
UztlwMax	m	Máxima agua de tensión de la zona superior	0.05	0.0100003
UzflwMax	m	Máxima agua libre de la zona superior	0.03	0.0406645
Uzk	1/día	Tasa de agotamiento del interfluo desde el almacenamiento de agua libre de zona superior	0.2	0.291406
Zperc	-	Relación entre las tasas de percolación máxima y mínima	10	158.0630297
Rexp	-	Parámetro de forma de la curva de percolación	1.5	2.6427549
Pfree	-	Fracción de percolación que va directamente a los almacenes de agua libre de la zona inferior	0.1	0.5999999
LztlwMax	m	Máxima agua de tensión de la zona inferior	0.1	0.3614794
LzflpMax	m	Máxima capacidad de agua libre primaria de la zona inferior	0.15	0.2458366
LzflsMax	m	Máxima capacidad de agua libre suplementaria de la zona inferior	0.08	0.1948902
Rserv	-	Fracción de la zona inferior de agua libre no transferible a la zona inferior Tensión de agua	0.3	0.2241001
Lzpk	1/día	Velocidad de agotamiento del almacenamiento de agua libre primaria de la zona inferior	0.03	0.0039441
Lzsk	1/día	Velocidad de agotamiento del almacenamiento suplementario de agua libre de la zona inferior	0.02	0.1129205
Side	-	Proporción de percolación profunda de los almacenes de agua libre de zona inferior	0	0.0000064

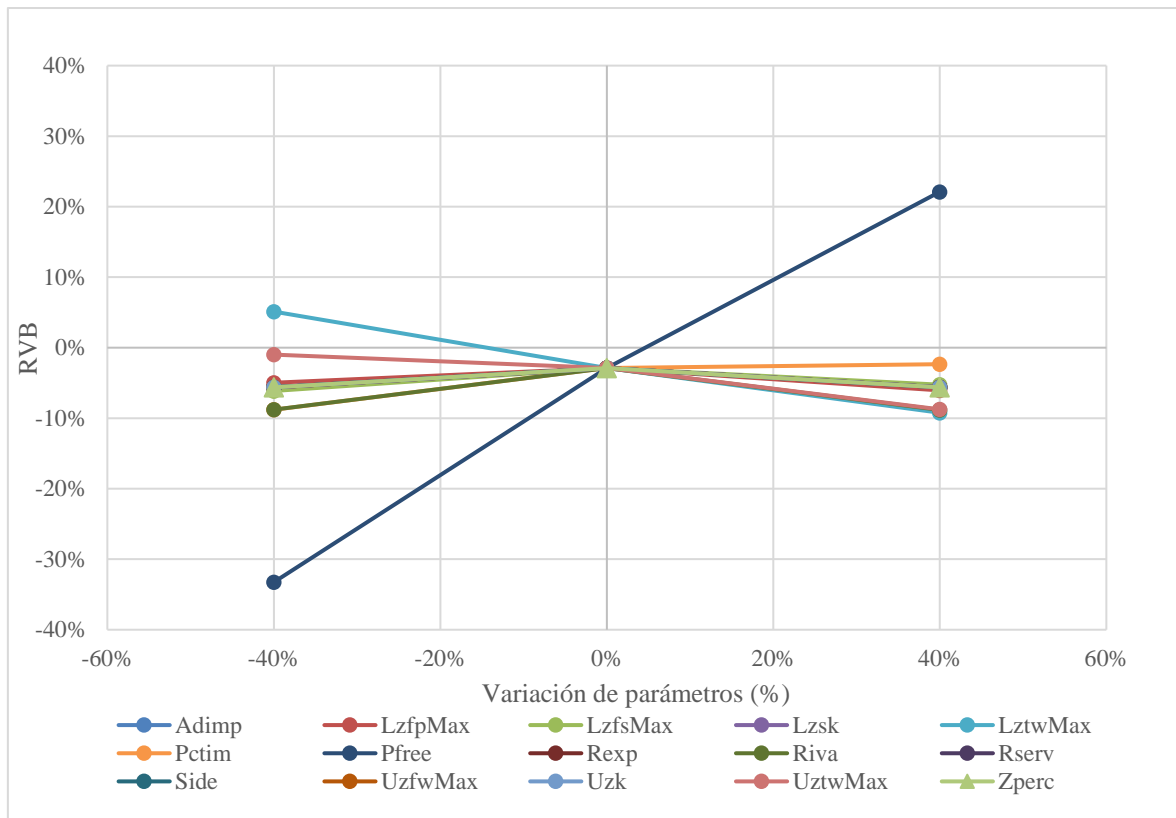
Asimismo, se realizó el respectivo análisis de sensibilidad para los 15 parámetros mencionados anteriormente, los cuales se presentan en la Figura 43, Figura 44 y la Figura 45, para la eficiencia de Nash Sutcliffe, el RRMSE y Volume Bias respectivamente. Se determina que la máxima agua de tensión de la zona inferior (LztlwMax) y la fracción de percolación que va directamente a los almacenes de agua libre de la zona inferior (Pfree) resultan los parámetros más importantes respecto a la simulación de las descargas, mientras que los parámetros restantes solo produjeron leves variaciones en los estadísticos analizados.



**Figura 43: Análisis de sensibilidad del método Sacramento – Eficiencia de Nash**



**Figura 44: Análisis de sensibilidad del método Sacramento – RRMSE**



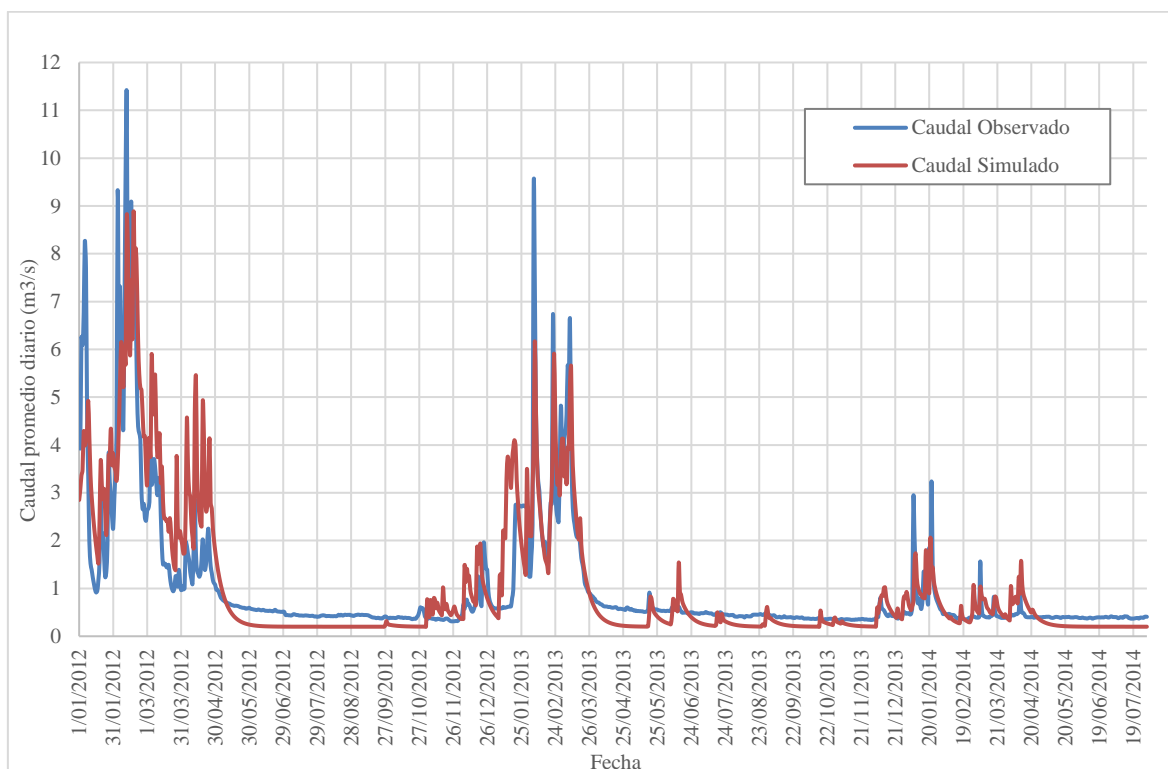
**Figura 45: Análisis de sensibilidad del método Sacramento – RVB**

#### 4.3.2 MODELO HBV

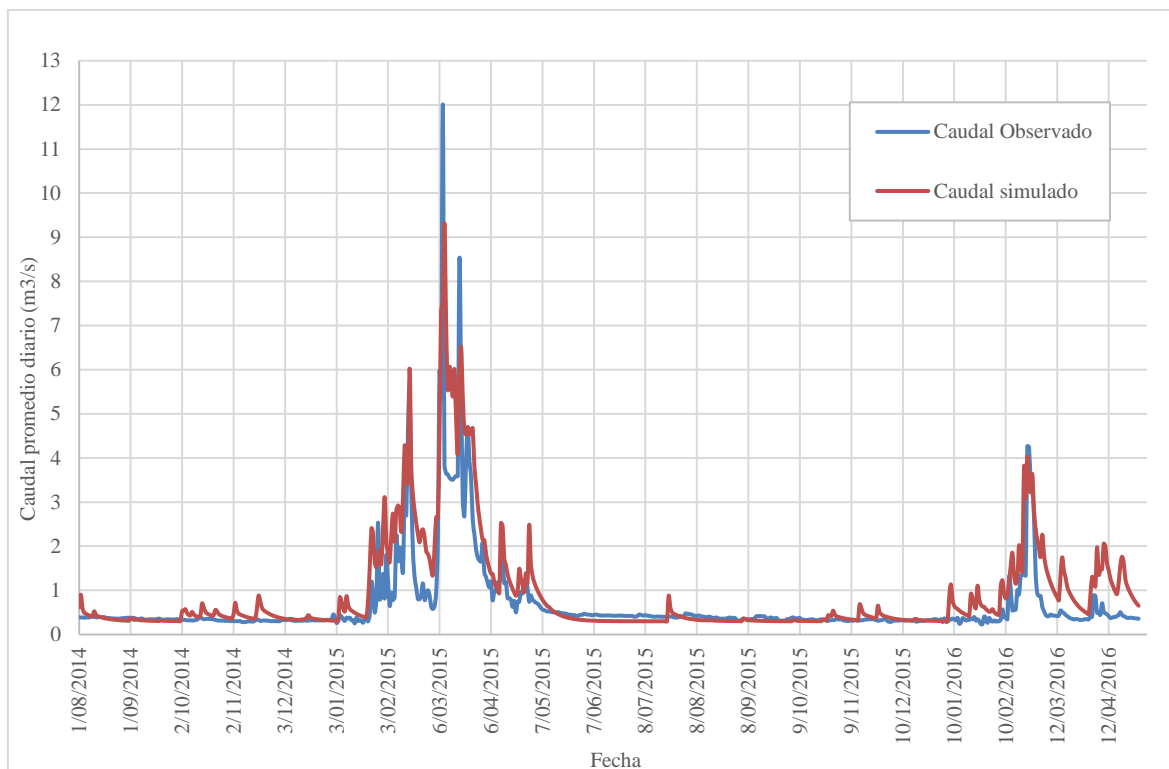
Para la simulación con el modelo HBV se obtuvo un coeficiente de Nash Sutcliffe de 0.698 y 0.558 para la calibración y validación respectivamente; permitiendo calificar al modelo como bueno; más aún, tratándose de un modelo elaborado a escala diaria. Asimismo, la raíz del error cuadrático medio (RRMSE) mostró valores aceptables de 0.764 (calibración) y valores de 0.961 (validación), y el error volumétrico (Volume Bias) presentó valores de -0.17 (calibración) y 0.376 (validación). Finalmente, el Nash-In presentó valores de 0.747 y 0.552 para la calibración y validación respectivamente. La Tabla 19 muestra el resumen de los resultados de los indicadores de eficiencia del modelo hidrológico de la cuenca Torata – Arundaya; mientras que en la Figura 46 y Figura 47 se presentan las gráficas de caudales observados y simulados para la etapa de calibración y validación respectivamente.

**Tabla 19: Indicadores de eficiencia para el modelo HBV**

Indicador	Calibración (Ene 2012 - Jul 2014)	Validación (Ago 2014 - Abr 2016)
Nash	0.698	0.558
RRMSE	0.764	0.961
Volume Bias	-0.170	0.376
Nash-In	0.747	0.552



**Figura 46: Resultados de la etapa de calibración – Método HBV**



**Figura 47: Resultados de la etapa de validación – Método HBV**

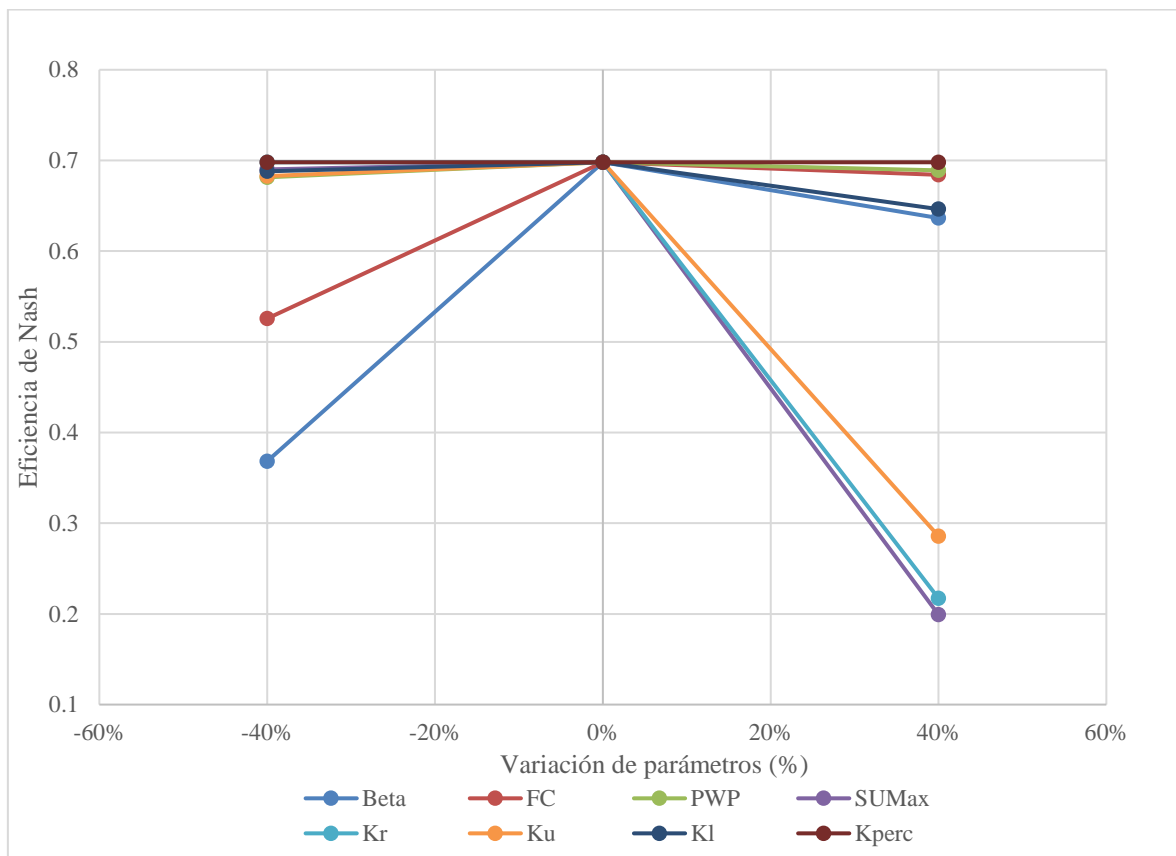
Los parámetros iniciales y calibrados del modelo empleado se muestran en la Tabla 20, siendo los únicos parámetros inalterables: el área de la cuenca, CFMAX, CFR, CWH, TT, TTInt y TTSM (por recomendación del manual técnico del software RS Minerve los parámetros relacionados al proceso de fusión de nieve deben permanecer con sus valores por defecto constantes); por lo cual los demás 8 parámetros: Beta, FC, PWP, SUMax, Kr, Ku, Kl y Kperc; fueron optimizados utilizando el módulo de calibración del software RS MINERVE. Este proceso se realizó en función a los caudales medios diarios registrados en la estación hidrométrica Arondaya para el periodo de determinado.

**Tabla 20: Parámetros calibrados del método HBV**

Nombre	Unidad	Descripción	Valor Inicial	Valor calibrado
A	m <sup>2</sup>	Área de la cuenca de estudio	239495475	239495475
CFMax	mm/°C/day	Factor de fusión	5	5
CFR	-	Factor de recongelación	0.05	0.05
CWH	-	Contenido de agua relativo crítico de la capa de nieve	0.1	0.1
TT	°C	Umbral de temperatura de lluvia/nieve	2	2
TTInt	°C	Intervalo de temperatura para mezclas lluvia/nieve	2	2
TTSM	°C	Umbral de temperatura para derretimiento de nieve	0	0
Beta	-	Parámetro de modelo (Coeficiente de forma)	2.5	1.001081
FC	m	Máxima capacidad de almacenamiento del suelo	0.25	0.6499982

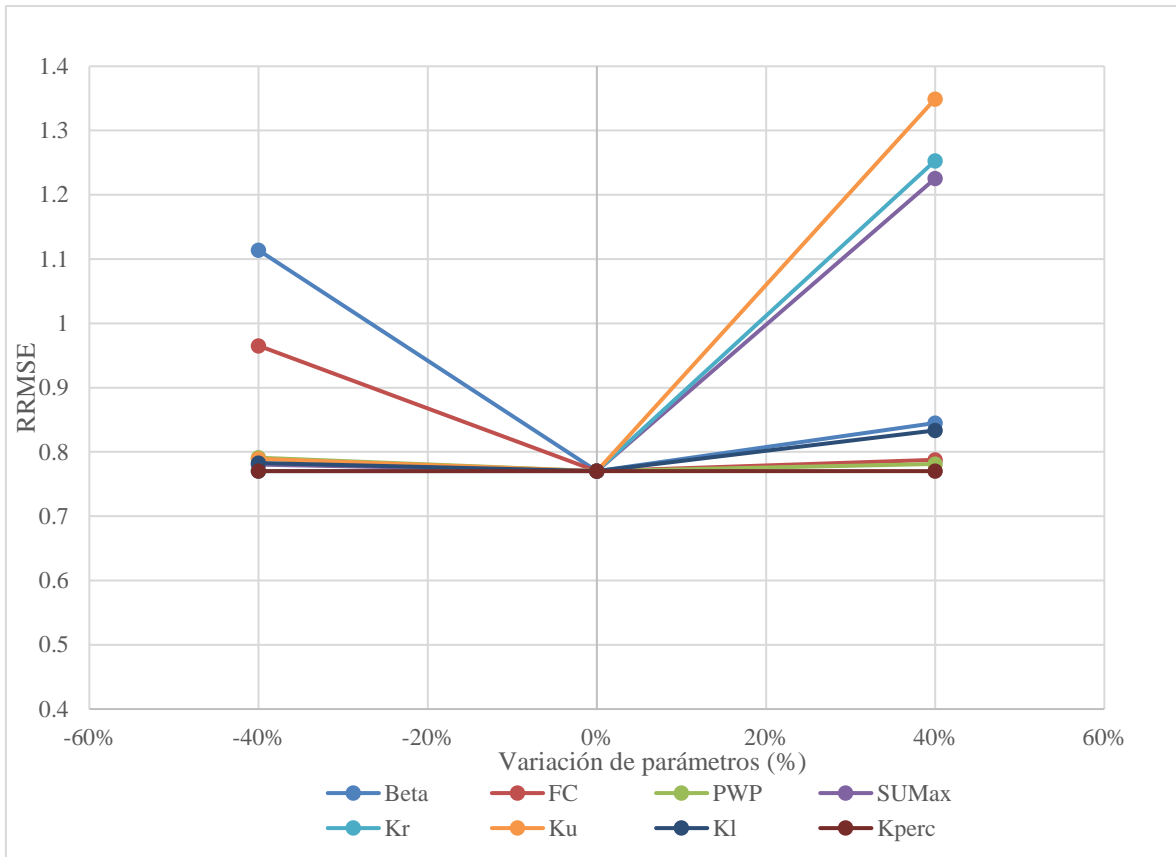
Nombre	Unidad	Descripción	Valor Inicial	Valor calibrado
PWP	m	Punto de marchitez permanente del suelo	0.5	0.4150613
SUMax	m	Umbral de nivel de agua del reservorio alto	0.05	0.045645
Kr	1/d	Coefficiente de almacenamiento del flujo cercano	0.3	0.0606325
Ku	1/d	Coefficiente de almacenamiento del interflujo	0.1	0.2646015
Kl	1/d	Coefficiente de almacenamiento del flujo base	0.02	0.1135098
Kperc	1/d	Coefficiente de almacenamiento de la percolación	0.15	0.6746682

Asimismo, se realizó el respectivo análisis de sensibilidad para los siguientes 8 parámetros mencionados. Estos análisis se presentan en la Figura 48, Figura 49 y Figura 50, para la eficiencia de Nash Sutcliffe, el RRMSE y Volume Bias, respectivamente. Se muestra que el coeficiente de almacenamiento del flujo cercano (Kr) y el coeficiente de almacenamiento del interflujo (Ku), resultan los parámetros más importantes respecto a la simulación de las descargas, mientras que los parámetros restantes solo produjeron leves variaciones en los estadísticos analizados.

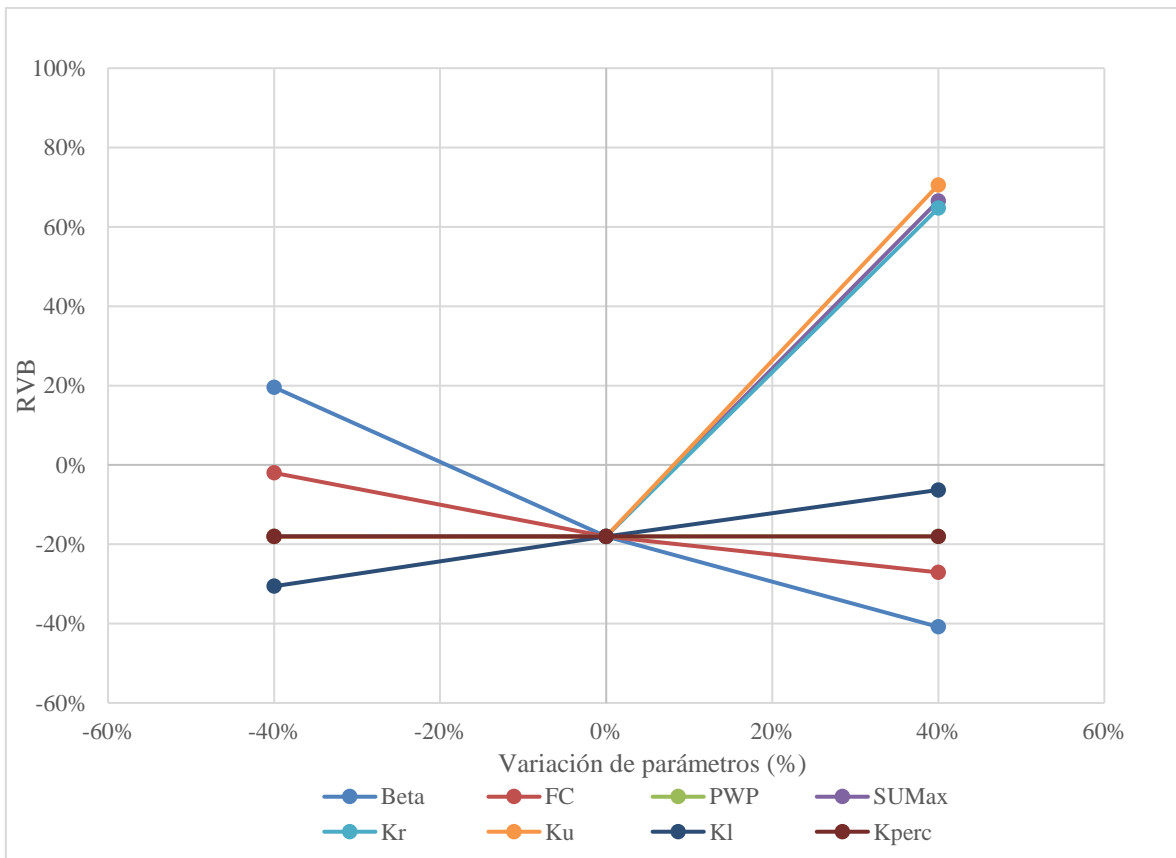


**Figura 48: Análisis de sensibilidad del método HBV – Eficiencia de Nash**





**Figura 49: Análisis de sensibilidad del método HBV – RRMSE**



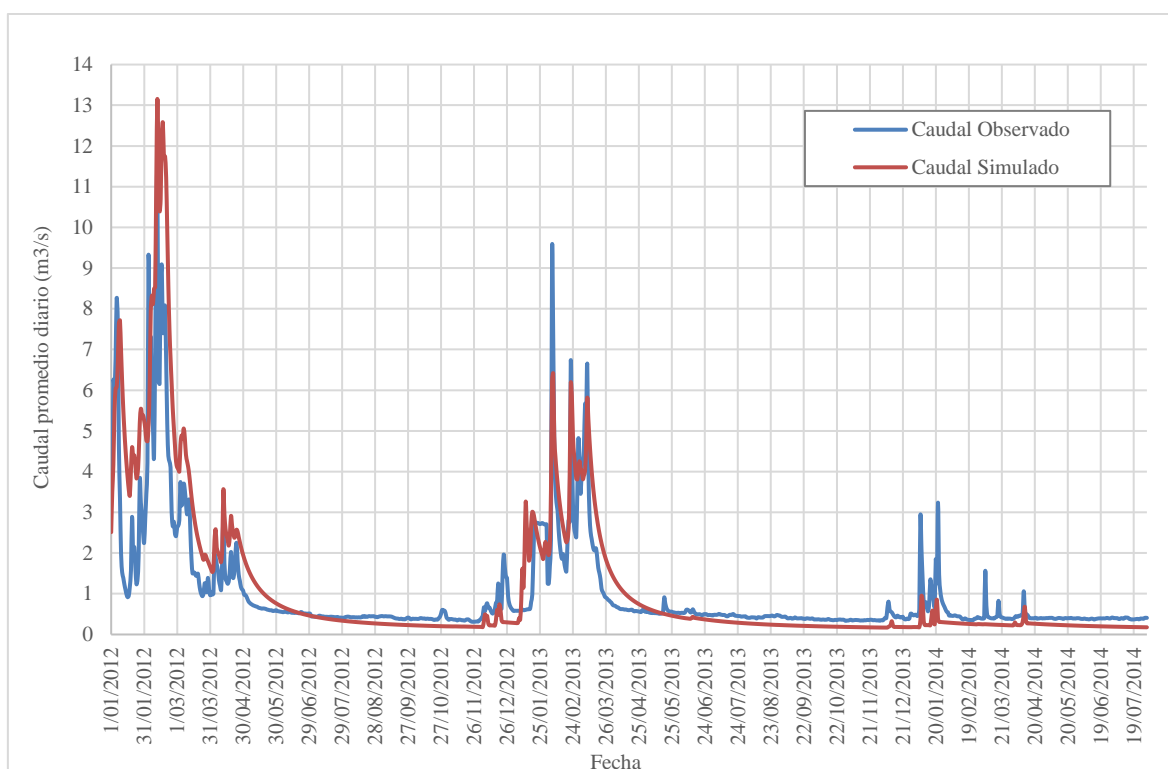
**Figura 50: Análisis de sensibilidad del método HBV – RVB**

### 4.3.3 MODELO GR4J

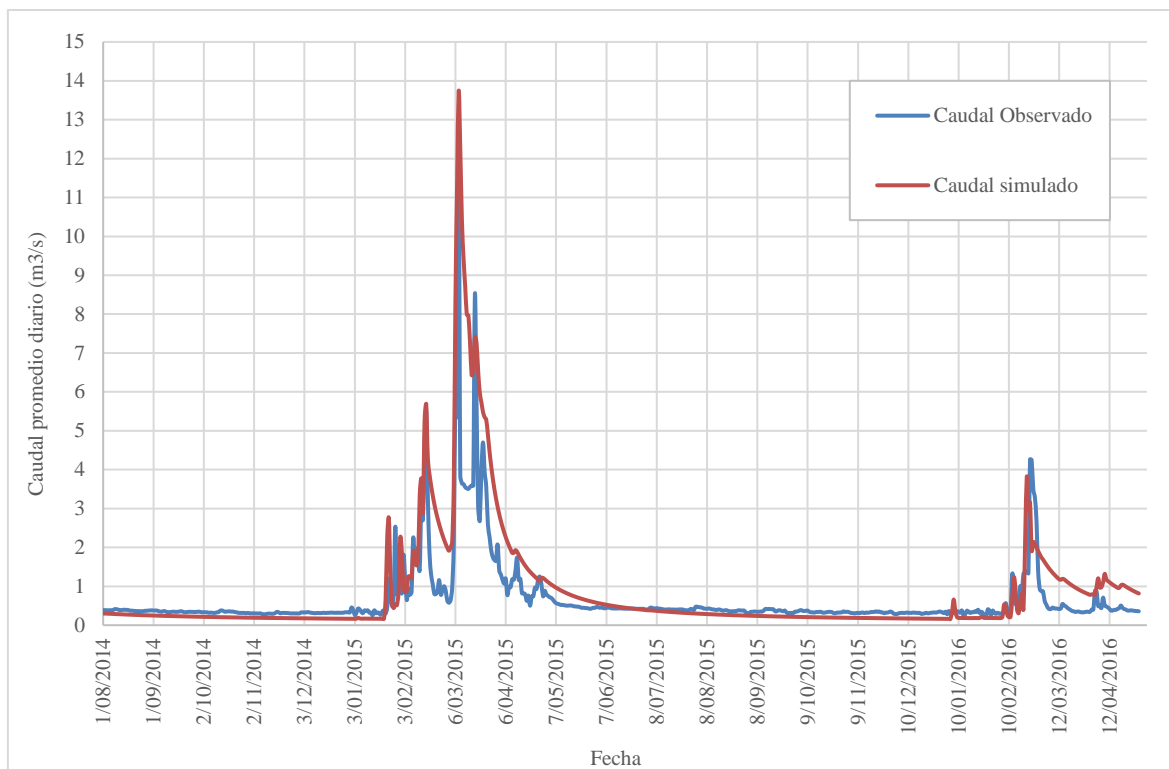
Para la simulación con el modelo GR4J se obtuvo un coeficiente de Nash Sutcliffe de 0.579 y 0.160 para la calibración y validación respectivamente; permitiendo calificar al modelo como regular; más aún, tratándose de un modelo elaborado a escala diaria. Asimismo, la raíz del error cuadrático medio (RRMSE) mostró valores aceptables de 0.903 (calibración) y valores de 1.325 (validación), y el error volumétrico (Volume Bias) presentó valores de -0.142 (calibración) y 0.306 (validación). Finalmente, el Nash-ln presentó valores de 0.517 y 0.357 para la calibración y validación respectivamente. La Tabla 21 muestra el resumen de los resultados de los indicadores de eficiencia del modelo hidrológico de la cuenca Torata – Arundaya; mientras que en la Figura 51 y Figura 57 se presentan las gráficas de caudales observados y simulados para la etapa de calibración y validación respectivamente.

**Tabla 21: Indicadores de eficiencia para el modelo GR4J**

Indicador	Calibración (Ene 2012 - Jul 2014)	Validación (Ago 2014 - Abr 2016)
Nash	0.579	0.160
RRMSE	0.903	1.325
Volume Bias	0.142	0.306
Nash-ln	0.517	0.357



**Figura 51: Resultados de la etapa de calibración – Método GR4J**



**Figura 52: Resultados de la etapa de validación – Método GR4J**

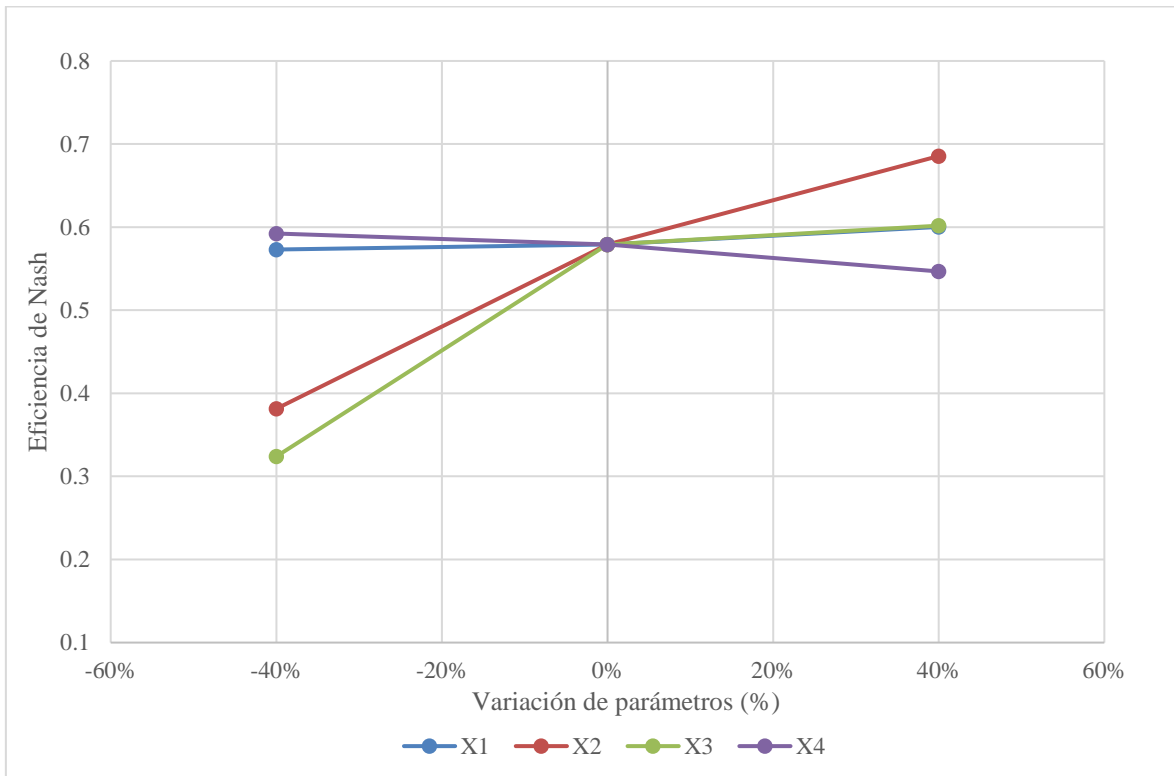
Los parámetros iniciales y calibrados del modelo empleado se muestran en la Tabla 22, siendo el único parámetro inalterable el área de la cuenca y los otros 4 fueron optimizados utilizando el módulo de calibración del software RS MINERVE. Este proceso se realizó en función a los caudales medios diarios registrados en la estación hidrométrica Arondaya para el periodo de determinado.

**Tabla 22: Parámetros calibrados del método GR4J**

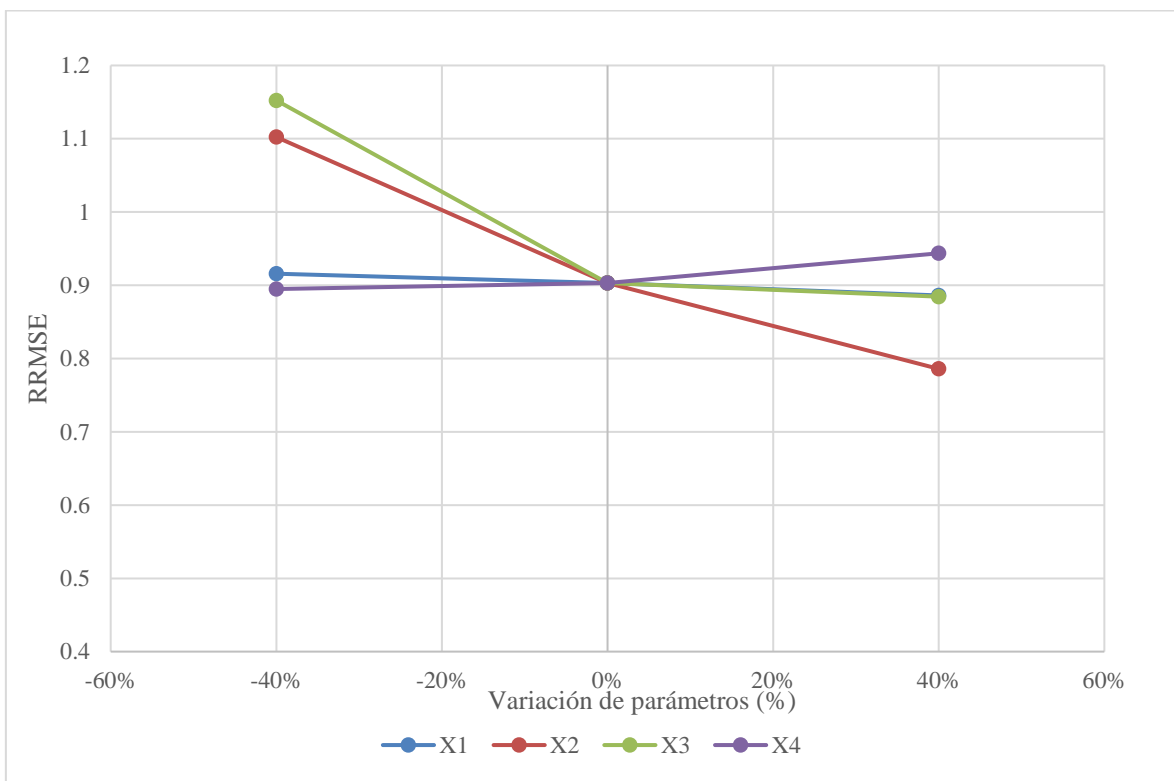
Nombre	Unidad	Descripción	Valor Inicial	Valor calibrado
A	m <sup>2</sup>	Área de la cuenca de estudio	239495475	239495475
X1	m	Capacidad del almacenamiento de producción	0.05	0.0052293
X2	m	Coefficiente de intercambio de agua	0	-0.008
X3	m	Capacidad del almacenamiento de enrutamiento	0.05	0.2497797
X4	d	UH tiempo base	1.7	1.1000049

Asimismo, se realizó el respectivo análisis de sensibilidad para los 4 parámetros mencionados anteriormente, los cuales se presentan en la Figura 53, Figura 54, Figura 55, para la eficiencia de Nash Sutcliffe, el RRMSE y Volume Bias, respectivamente. Se muestra que el coeficiente de intercambio de agua (X2) y la capacidad del almacenamiento de enrutamiento (X3), resultan los parámetros más importantes respecto a la simulación de las

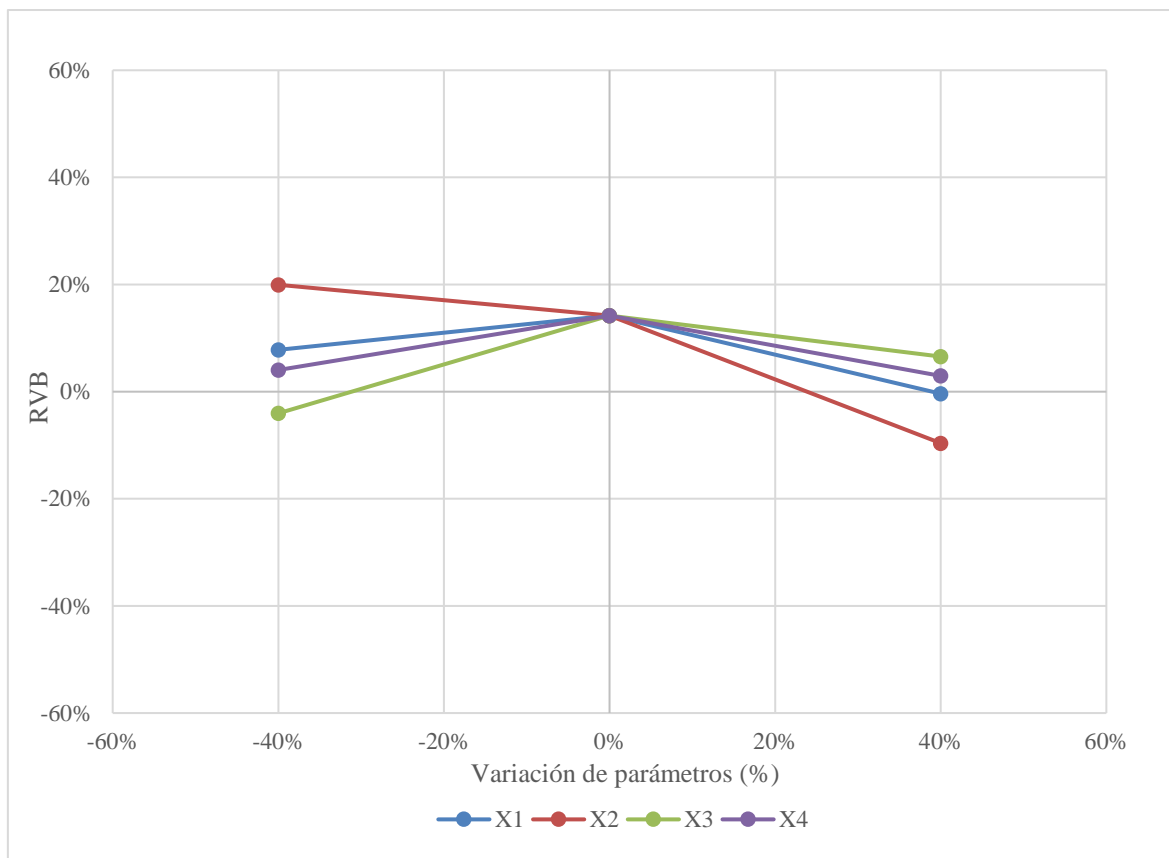
descargas, mientras que los parámetros restantes solo produjeron leves variaciones en los estadísticos analizados.



**Figura 53: Análisis de sensibilidad del método GR4J – Eficiencia de Nash**



**Figura 54: Análisis de sensibilidad del método GR4J – RRMSE**



**Figura 55: Análisis de sensibilidad del método GR4J – RVB**

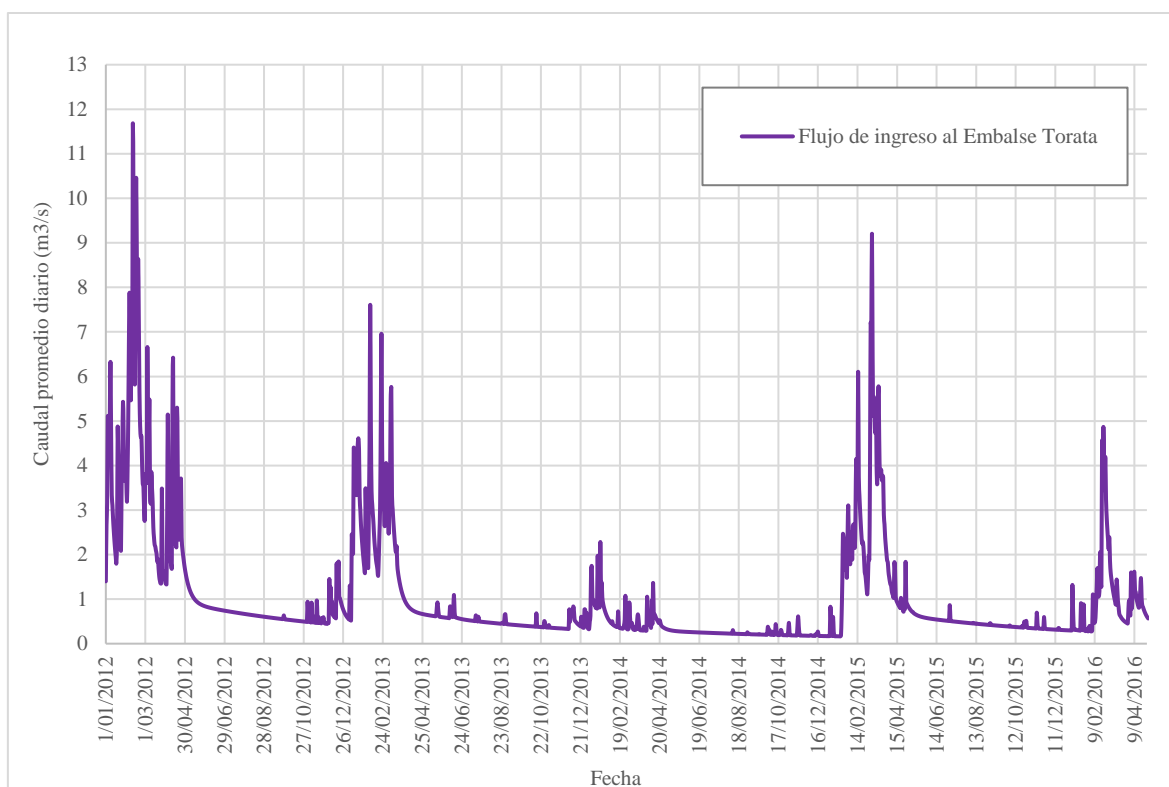
#### 4.4 SELECCIÓN DEL MODELO HIDROLÓGICO Y SIMULACIÓN DE CAUDALES DE INGRESO AL EMBALSE TORATA

Según las simulaciones de los 03 métodos precipitación-escorrentía seleccionados (SAC-SMA, HBV y GR4J) y sus indicadores de eficiencia respectivos, se puede observar que el método que cumple un mejor desempeño es el Sacramento o SAC-SMA, notando principalmente valores más cercanos a lo óptimo tanto para el periodo de calibración como para el periodo de validación como se presenta en la Tabla 23.

**Tabla 23: Comparación de métodos hidrológicos en los caudales de la cuenca Torata - Arondaya**

Indicador	Sacramento		HBV		GR4J	
	Calibración (Ene 2012 – Jul 2014)	Validación (Ago 2014 – Abr 2016)	Calibración (Ene 2012 - Jul 2014)	Validación (Ago 2014 - Abr 2016)	Calibración (Ene 2012 - Jul 2014)	Validación (Ago 2014 - Abr 2016)
Nash	0.854	0.707	0.698	0.558	0.579	0.160
RRMSE	0.531	0.782	0.764	0.961	0.903	1.325
Volume Bias	-0.029	0.169	-0.17	0.376	0.142	0.306
Nash-ln	0.685	0.684	0.540	0.552	0.517	0.357

Por consiguiente, una vez seleccionado el método más adecuado, se simuló los flujos de ingreso al Embalse Torata, para ellos se aplicó los parámetros calibrados del modelo SAC-SMA a la cuenca Torata-Dique con el fin de determinar el hidrograma de los flujos de ingreso al embalse, este proceso se realizó para el periodo disponible de información, es decir, desde enero del 2012 hasta abril del 2016. Los caudales promedios diarios producto de la simulación descrita se muestran en la Figura 56.



**Figura 56: Caudales promedio diarios de ingreso al embalse simulados con el método seleccionado**

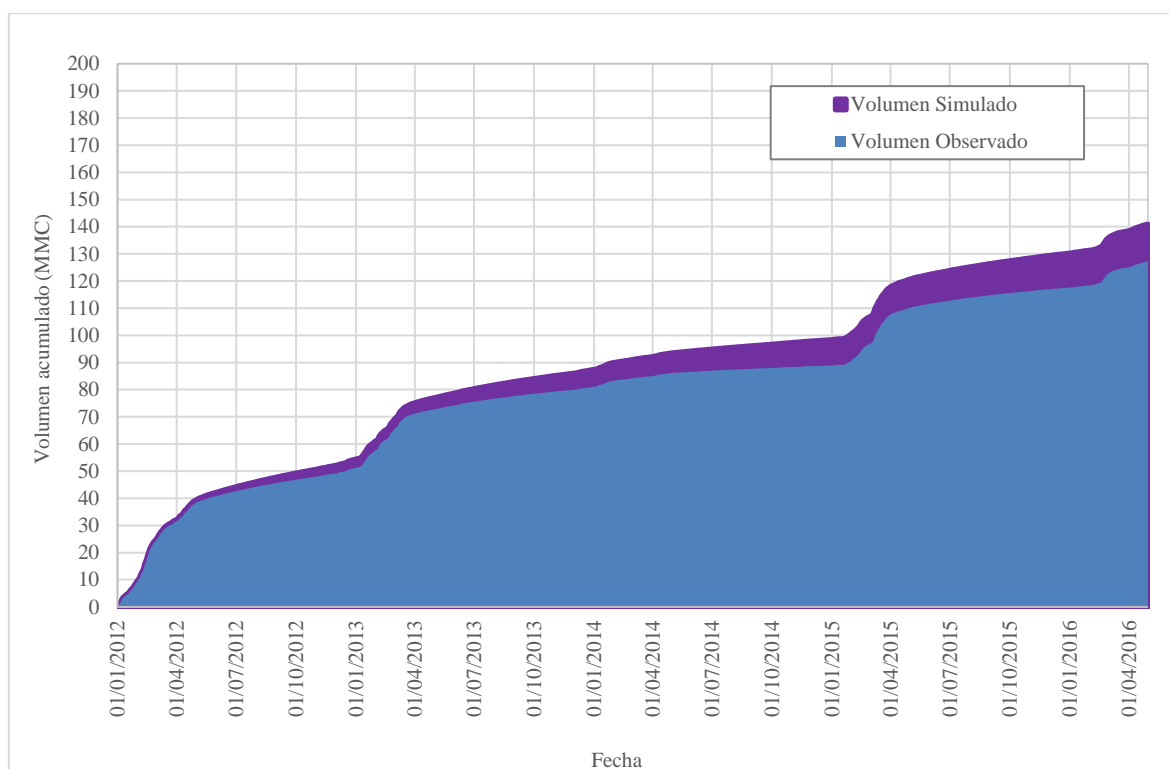
En la Figura 56 se muestra una variación estacional en los caudales promedio diarios simulados mediante el método SMA para la cuenca Torata-Dique o también denominados caudales de ingreso al embalse Torata, siendo así que en la época húmeda se presentan valores máximos de hasta 11.7 m<sup>3</sup>/s, en la época seca valores mínimos de 0.2 m<sup>3</sup>/s y además en la serie se presenta un caudal promedio de 1.0 m<sup>3</sup>/s.

Adicionalmente en la Tabla 24 se presentan los principales parámetros estadísticos de la serie de caudales promedio diarios simulados mediante el método seleccionado SMA, tanto para la cuenca Torata – Dique como para la cuenca Torata – Arundaya para el periodo de calibración y validación (enero del 2012 hasta abril del 2016), donde se puede observar que en promedio los caudales simulados para la cuenca Torata – Dique son ligeramente mayores.

**Tabla 24: Principales estadísticas de los caudales simulados de ingreso al embalse Torata**

Estadístico	Caudal Simulado Torata - Dique	Caudal Simulado Torata - Arundaya
Máximo	11.7	10.8
Mínimo	0.2	0.2
Promedio	1.0	0.9
Desv. estándar	1.3	1.3
Coef. Variación	1.3	1.4

Finalmente, en la Figura 57 se presenta una gráfica donde se comparan los volúmenes acumulados de la simulación de la cuenca Torata-Dique con los volúmenes acumulados observados en la estación hidrométrica Arundaya en el mismo periodo mencionado.



**Figura 57: Comparación de volúmenes acumulados simulados en la cuenca Torata-Dique con los observados en la cuenca Torata-Arundaya**

En la figura mostrada se puede apreciar que se puede resaltar que el volumen simulado acumulado en la cuenca Torata - Dique representa el 111 % del volumen acumulado observado en la cuenca Torata-Arundaya durante el periodo disponible, resultado el cual es acorde a la proporción de áreas entre ambas cuencas, considerando que los parámetros de ingreso al modelo son los mismos.

## V. CONCLUSIONES

Se determinó un modelo hidrológico precipitación-escorrentía que simula los caudales de ingreso al embalse Torata. Para ello se simuló las descargas promedio diarias en la denominada cuenca Torata-Arondaya y se comparó con las observadas en la estación hidrométrica Arondaya entre el periodo 01 de enero del 2012 hasta el 31 de julio del 2014. La validación de este modelo se realizó desde el 01 de agosto del 2014 hasta el 30 de abril del 2016. El proceso de calibración y validación se realizó utilizando 03 métodos precipitación-escorrentía: el SAC-SMA, HBV y GR4J. Siendo las principales conclusiones, las siguientes:

- Al evaluar la información climática disponible se determinó que existen tendencias similares en el comportamiento de las series de precipitaciones totales diarias y temperaturas promedio diarias de las estaciones Titijones Apacheta, Titijones TW4 y Viña Blanca; además se verificó que estas guardan una relación adecuada según sus altitudes. Es por esto que el uso de dicha información climática se considera apropiada como ingreso a los modelos precipitación – escorrentía. Así también, se efectuó el análisis de años húmedos y secos, donde se comparó la precipitación del periodo de calibración y validación (2012 – 2016) con la precipitación histórica (1992-2011), observándose así una adecuada diversidad muestral lo cual es beneficioso ya que el modelo a simular reflejaría el comportamiento de la cuenca ante diversas condiciones de precipitación (años húmedos, secos y promedios). Por otra parte, se determinó los parámetros geomorfológicos de las dos cuencas de estudio, presentando valores muy similares debido a que la cuenca Torata – Arondaya está inmersa dentro de la cuenca Torata – Dique y además representa aproximadamente un 90% de su área total; siendo así que se considera válido que los parámetros de la cuenca Torata - Arondaya del modelo a calibrar (a excepción del área de la cuenca y longitud del cauce principal) puedan ser aplicados a la cuenca Torata – Dique para la generación de caudales de ingreso al embalse.
- Se ejecutó satisfactoriamente la simulación inicial de los modelos hidrológicos a escala diaria de la cuenca Torata-Arondaya utilizando los métodos SAC-SMA, HBV y GR4J, en los cuales se aplicaron los parámetros de ingreso por defecto o de línea base; este proceso se realizó desde enero del 2012 hasta julio del 2014, y los resultados fueron



comparados a los caudales observados en la estación hidrométrica Arondaya, donde finalmente según los indicadores de eficiencia: Nash, RRMSE y RVB; se presentan mejores resultados al utilizar el método SAC-SMA.

- La calibración y validación del modelo hidrológico se realizó durante los periodos: enero 2012 – julio 2014 y agosto 2014 - abril 2016 respectivamente, para los 03 métodos hidrológicos empleados: SAC-SMA, HBV y GR4J. Obteniendo finalmente los parámetros de ingreso calibrados para cada método, además, según los indicadores de eficiencia: Nash, RRMSE, RVB y Nash-in; se presentan los mejores resultados cuando se emplea el método SAC-SMA, siguiéndole el método HBV y finalmente el GR4J con resultados simulados más alejados de los observados. Esto indica que el modelo SAC-SMA tiene la capacidad de representar las interacciones de flujo entre diferentes almacenamientos en la cuenca. Esto se logra al cuantificar los contenidos de humedad en diferentes niveles de suelo, por lo que se puede concluir que el comportamiento de la cuenca presenta una mejor representación al ser simulada mediante métodos hidrológicos que estén relacionados a la representatividad de los contenidos de humedad en diferentes niveles del suelo como es el caso del SAC-SMA.
- Según el análisis de sensibilidad se determinó que los parámetros más importantes o predominantes respecto a la simulación de descargas para el modelo SAC-SMA fueron LztwMax y Pfree, para el modelo HBV fueron Kr y Ku, y finalmente para el modelo GR4J los parámetros más sensibles fueron X2 y X3.
- El método SAC-SMA obtuvo mejores resultados según los 04 indicadores de eficiencia utilizados, tanto como para la calibración del modelo como para su validación respectiva; por consiguiente, se realizó la simulación de los caudales de ingreso al embalse Torata utilizando el modelo seleccionado y aplicando sus parámetros calibrados a la cuenca Torata - Dique, donde finalmente los resultados se presentan en forma diaria para el periodo disponible: enero 2012 – abril 2016, de donde se puede resaltar que el volumen simulado acumulado en la cuenca Torata - Dique representa el 111 % del volumen acumulado observado en la cuenca Torata-Arondaya durante el periodo mencionado, esta comparación se expresa de mejor manera observando los valores estadísticos de cada cuenca, donde el caudal promedio de la cuenca Torata – Dique es de 1.0 m<sup>3</sup>/s mientras que la cuenca Torata – Arondaya es de 0.9 m<sup>3</sup>/s.

## **VI. RECOMENDACIONES**

- La presente investigación brindo como resultado un modelo hidrológico a escala diaria consistente y con buenos resultados según los indicadores de eficiencia, el cual puede ser utilizado con fines de operación del embalse Torata; así también, es necesario extender los periodos en los que se realizan las simulaciones, ya que al tener una serie de tiempo mayor se puede conseguir calibrar y validar de manera más eficiente.
- Con el fin de llegar a unos resultados más detallados en la modelación de los caudales de ingreso al embalse Torata, se recomienda realizar modelos similares a escala horaria de tal manera que pueda utilizarse como estimación de caudales puntuales que ocurren durante eventos de tormentas horarias.
- Es de necesidad realizar las respectivas pruebas de campo en diversos puntos dentro de la cuenca de estudio, esto con el fin de obtener datos de ingreso a los modelos precipitación – escorrentía, tales como humedad y otros parámetros de suelo para mejorar la representatividad de los modelos empleados.
- Es necesario expandir este modelo hidrológico y simularlo bajo escenarios futuros de cambio climático para así poder observar y estimar de una manera aproximada el comportamiento de las descargas generadas bajo estas condiciones futuras, esto puede ser una herramienta útil en la toma de decisiones que se puedan tomar en caso de presentarse eventos que puedan generar impactos negativos en la estabilidad del embalse y dique.

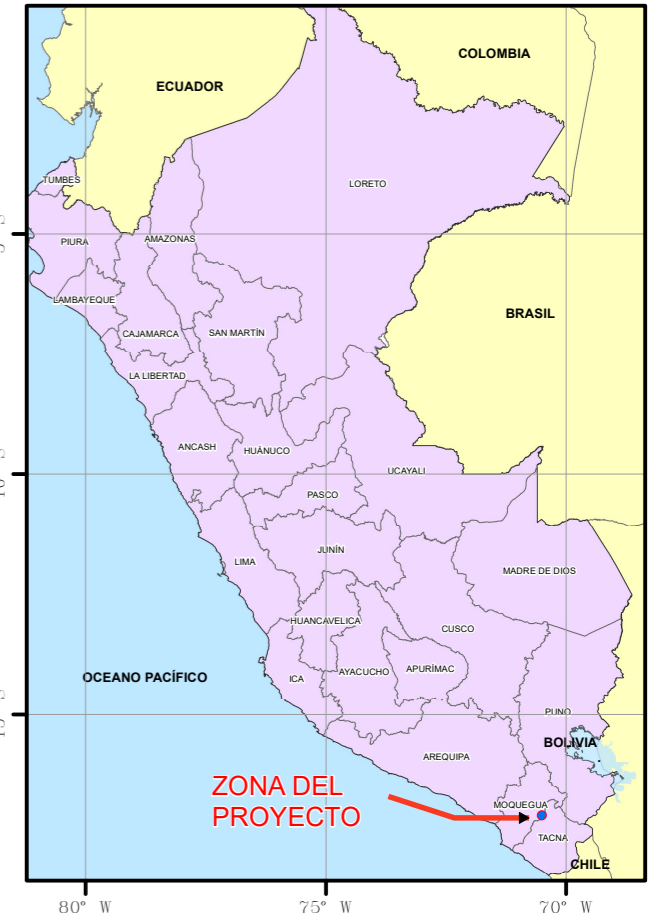
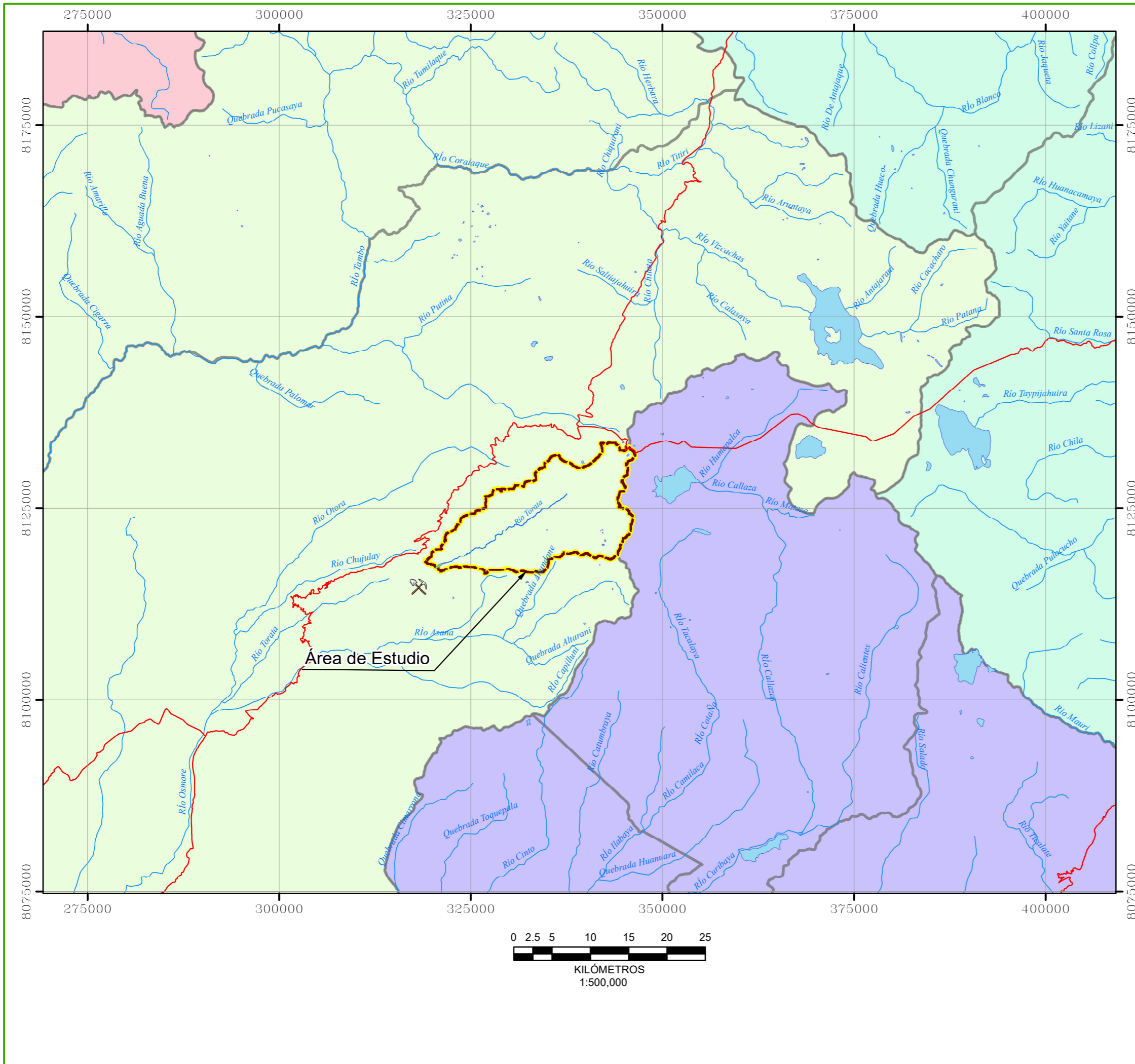
## VII. REFERENCIAS BIBLIOGRÁFICAS

1. ANA (Autoridad Nacional del Agua). 2014. Inventario Nacional de Glaciares y Lagunas. 10-35.
2. Bennett, ND; Croke, BFW; Guariso, G; Guillaume, JHA; Hamilton, SH; Jakeman, AJ; Marsili-Libelli, S; Newham, LTH; Norton, JP; Perrin, C; Pierce, SA; Robson, B; Seppelt, R; Voinov, AA; Fath, BD; Andreassian, V. 2013. Characterising performance of environmental models. *Environmental Modelling and Software* 40(January 2017): 1-20.
3. Bergström, S. (1992). The HBV model - its structure and applications. SMHI Reports RH, No. 4, Norrköping.
4. Chow, VT.; Maidment, D.; Mays, L. 1994. *Hidrología Aplicada*. Colombia, McGraw-Hill, 11p, 584 p.
5. Chong-yu, Xu., 2002. *Hydrologic Models*. Uppsala University Department of Earth Sciences Hydrology. 1-8.
6. Croke, BFW. 2009. Representing uncertainty in objective functions: extension to include the influence of serial correlation. 18th World IMACS / MODSIM Congress, Cairns, Australia 13-17 July 2009 no.July 2009: 13-17.
7. Cunge, J.A. (1969). Au sujet d'une méthode de calcul de propagation des crues (Méthode Muskingum). *Journal of Hydraulic Research* 7, 205-230.
8. García Hernández, J., Paredes Arquiola, J., Foehn, A. and Roquier, B. (2015). RS MINERVE – Technical manual v1.14. RS MINERVE Group, Switzerland, 94 pp.
9. Foehn, A., García Hernández, J., Roquier, B. and Paredes Arquiola, J. (2015). RS MINERVE – User's manual v1.18. RS MINERVE Group, Switzerland, 108 pp.
10. Klemes, V., 1986. Operational testing of hydrological simulation models. *Hydrological Sciences Journal*, 31:1, 13-24
11. Krause, P; Boyle, DP. 2005. Advances in Geosciences Comparison of different efficiency criteria for hydrological model assessment. *Advances In Geosciences* 5(89): 89-97.
12. La fuente, J. 2013. Modelos para la precipitación diaria en el marco de los modelos lineales generalizados. Docto en. Universidad de Zaragoza. 311 p.
13. Martínez Marín, E. 2005. *Hidrología Práctica*. s.l., Colegio de Ingenieros de Caminos, Canales y Puertos, 49.

14. Monsalve Sáenz, G. 1995. Hidrologia en la ingeniería. s.l., Escuela Colombiana de Ingeniería, 382.
15. Muñoz Carpena, R; Ritter Rodriguez, A. 2005. Hidrología Agroforestal. Dirección s.l., s.e., 13-15.
16. Nash, JE; Sutcliffe, J V. 1970. River flow forecasting through conceptual models part I - A discussion of principles. *Journal of Hydrology* 10(3): 282-290.
17. OMM (Organización de meteorológica mundial, CH). 2011. Guía de prácticas hidrológicas N 168. 6 ed. Suiza, s.e. 781 p. (ISB 978-92-63-30168-0).
18. Oudin, L. (2004). Recherche d'un modèle d'évapotranspiration potentielle pertinent comme entrée d'un modèle pluie-débit global. Thèse, Ecole Nationale du Génie Rural, des Eaux et des Forêts, Paris.
19. Perrin, C., Michel, C. and Andréassian, V. (2003). Improvement of a parsimonious model for streamflow simulation. *Journal of Hydrology* 279, 275-289.
20. Reyes Carrasco, L. 1992. Hidrología Básica. Ed. CONCYTEC. s.l., s.e., 163-169.
21. WMO (World Meteorological Organization, CH). 2010. Manual on stream gauging N° Switzerland, s.e. 252 p.

## **VIII. ANEXOS**

### **ANEXO 1: MAPAS**



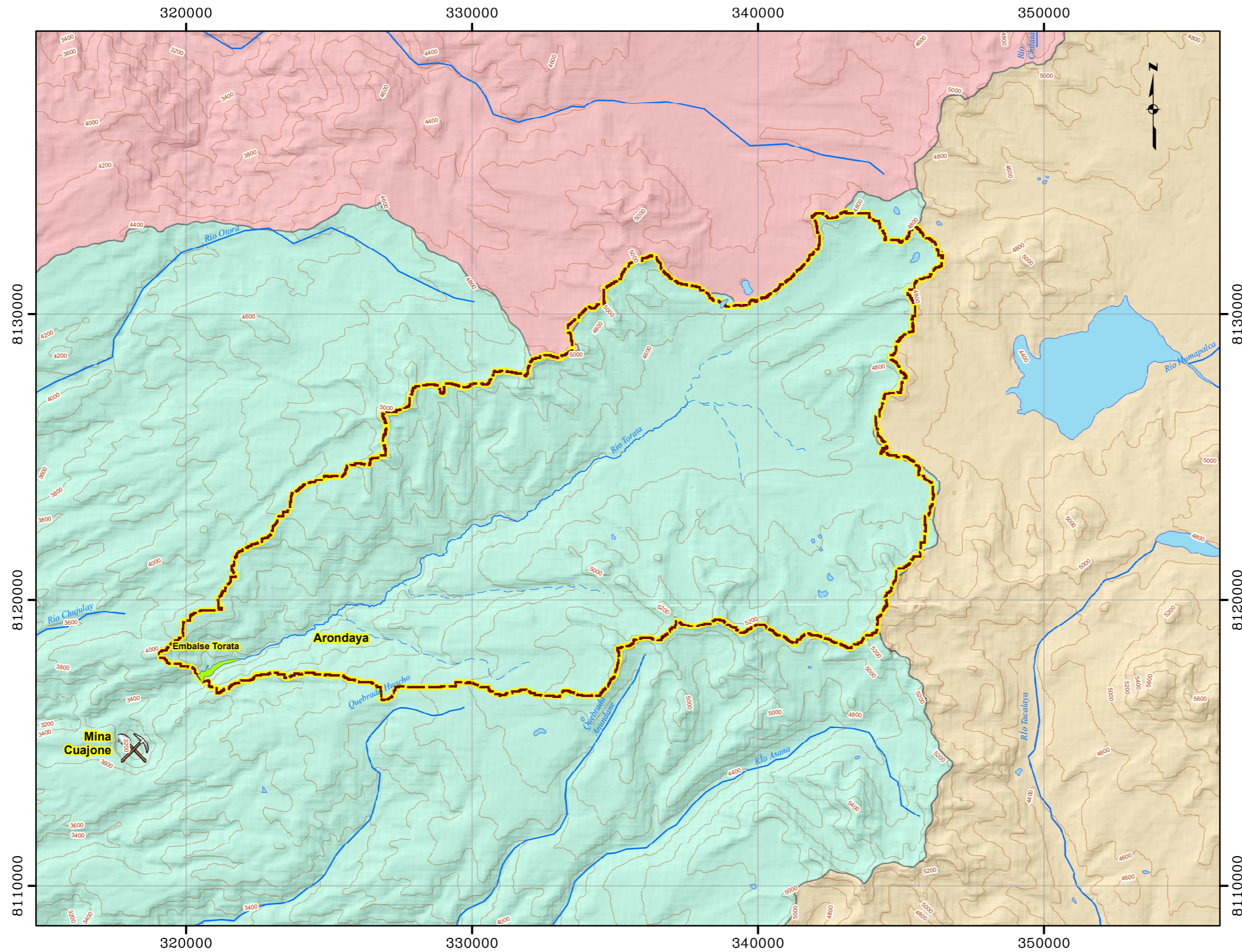
**LEYENDA**

- Vías Principales
- Rios
- Lagos
- Área de Estudio

**Región**

- AREQUIPA
- MOQUEGUA
- PUNO
- TACNA

	<b>UNIVERSIDAD NACIONAL AGRARIA LA MOLINA</b>		
	SIMULACIÓN DE LOS CAUDALES DE INGRESO AL EMBALSE TORATA – MOQUEGUA MEDIANTE MODELOS PRECIPITACIÓN – ESCORRENTÍA		
TÍTULO:			
<b>MAPA DE UBICACIÓN</b>			
PROYECCIÓN:	UTM	PROYECTO N°:	-
DATUM:	WGS 84	AÑO:	2017
ZONA:	19S	REVISADO:	J. Zafrá - E. Chavarri
ESCALA:	1:500,000	APROBADO:	J. Zafrá - E. Chavarri
DIBUJADO:	E. Vergaray	REVISIÓN:	J. Zafrá - E. Chavarri
			<b>1</b>

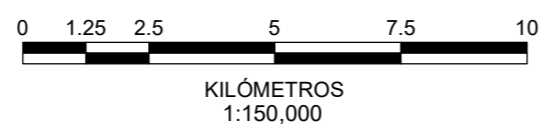


**LEYENDA**

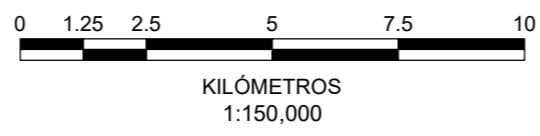
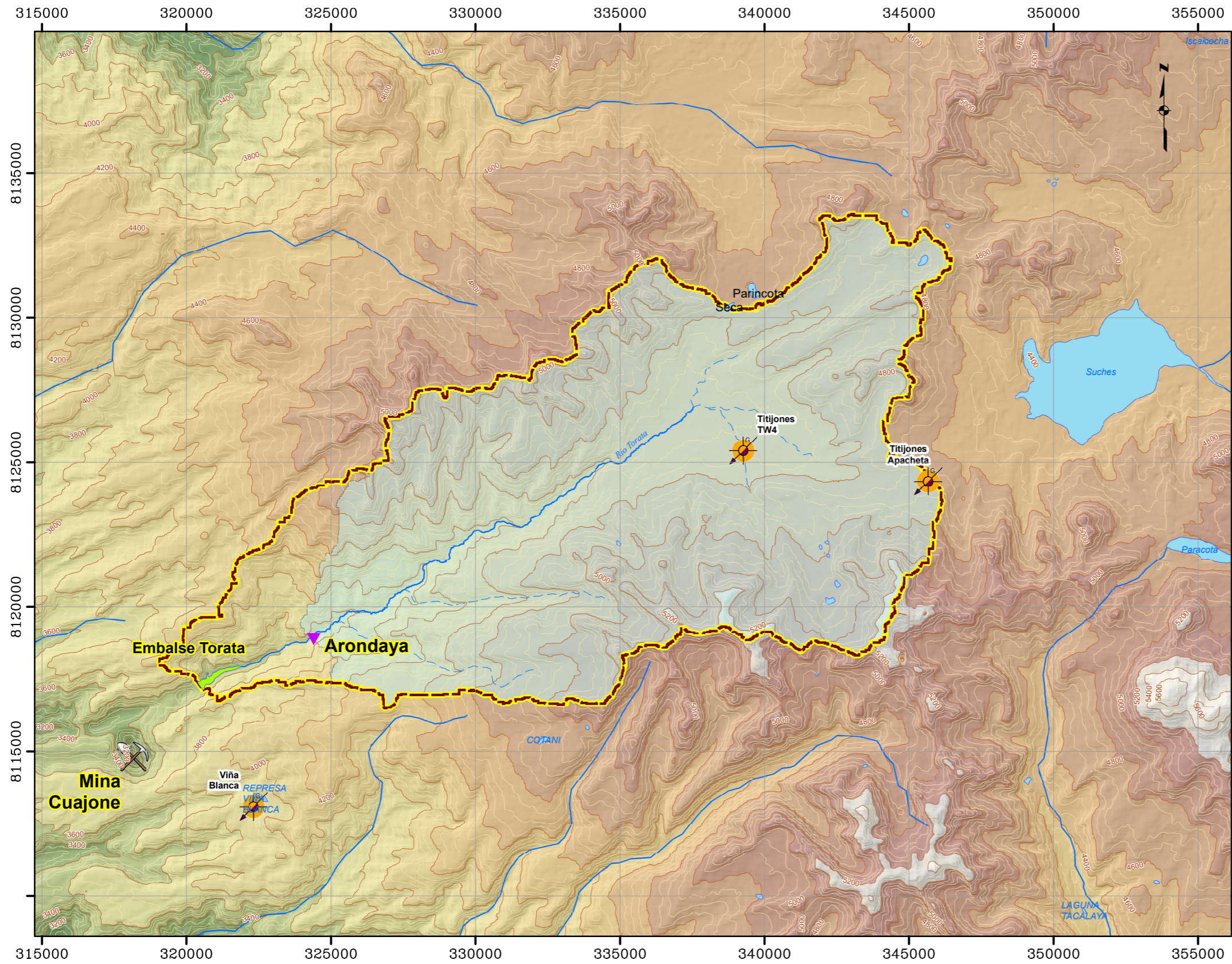
- Mina Cuajone
- Curvas de nivel (msnm)
- Ríos
- Qdas. Intermitentes
- Lagos
- Embalse Torata
- Área de Estudio

**Cuencas Hidrográficas**















- Cuenca Ilo - Moquegua (UH: 13172)
- Cuenca Locumba (UH: 1316)
- Cuenca Tambo (UH: 1318)



	UNIVERSIDAD NACIONAL AGRARIA LA MOLINA		
	SIMULACIÓN DE LOS CAUDALES DE INGRESO AL EMBALSE TORATA – MOQUEGUA MEDIANTE MODELOS PRECIPITACIÓN – ESCORRENTÍA		
TÍTULO: MAPA DE HIDROGRAFÍA REGIONAL			
PROYECCIÓN: UTM	PROYECTO N°: -	MAPA N°:	
DATUM: WGS 84	FECHA: 2017	<b>2</b>	
ZONA: 19S	REVISADO: -		
ESCALA: 1:500,000	APROBADO: -		
DIBUJADO: E. Vergaray	REVISIÓN: B		



**LEYENDA**

-  Mina Cuajone
-  Estación Hidrométrica Arondaya
-  Estaciones meteorológicas
-  Curvas de nivel (msnm)
-  Curvas menores (msnm)
-  Rios Torata
-  Qdas. Intermitentes
-  Lagos
-  35u-lagos
-  34v-lagos
-  34u-lagos
-  Embalse Torata
-  Cuenca Torata - Arondaya
-  Cuenca Torata - Dique

	UNIVERSIDAD NACIONAL AGRARIA LA MOLINA	
	SIMULACIÓN DE LOS CAUDALES DE INGRESO AL EMBALSE TORATA - MOQUEGUA MEDIANTE MODELOS PRECIPITACIÓN - ESCORRENTÍA	
TÍTULO: MAPA DE HIDROGRAFÍA LOCAL		
PROYECCIÓN: UTM	PROYECTO N°: -	3
DATUM: WGS 84	FECHA: 2017	
ZONA: 19S	REVISADO: -	
ESCALA: 1:500,000	APROBADO: -	
DIBUJADO: E. Vergaray	REVISIÓN: -	



## ANEXO 2: PANEL FOTOGRÁFICO



**Foto 1: Dique Torata y Embalse Torata**



**Foto 2: Estación hidrométrica Arundaya**



Foto 3: Vista desde las alturas del embalse y dique Torata



Foto 4: Vista de la cuenca Torata



**Foto 5: Batimetría en el embalse Torata**



**Foto 6: Vertedero de la estación hidrométrica Arundaya**



**Foto 7: Aforo en el río Torata**



**Foto 8: Cola del embalse Torata**



**Foto 9: Dique Torata visto desde la margen izquierda**



**Foto 10: Trabajos de limpieza y mantenimiento en la estación hidrométrica Arundaya**