

UNIVERSIDAD NACIONAL AGRARIA LA MOLINA

FACULTAD DE INGENIERIA AGRICOLA



**“MODELACIÓN HIDROLÓGICA PARA LA
GENERACION DE CAUDALES DIARIOS EN LA
SUBCUENCA SHULLCAS”**

Presentado por:

BACH. NATHALIE MAR, CORAS HUAYLLANI

TESIS PARA OPTAR EL TITULO DE:

INGENIERA AGRÍCOLA

Lima - Perú

2019

UNIVERSIDAD NACIONAL AGRARIA LA MOLINA

FACULTAD DE INGENIERIA AGRICOLA

**“MODELACION HIDROLOGICA PARA LA GENERACION DE
CAUDALES DIARIOS EN LA SUBCUENCA SHULLCAS ”**

Presentado por:

BACH. NATHALIE MAR CORAS HUAYLLANI

Sustentado y aprobado por el siguiente jurado:

Dr. JESÚS ABEL MEJIA MARCACUZCO
Presidente

Mg.Sc. GONZALO RAMCES FANO MIRANDA
Asesor

Mg.Sc. CAYO LEONIDAS RAMOS TAIPE
Miembro

Mg. Sc. MIGUEL ANGEL SANCHEZ DELGADO
Miembro

LIMA – PERU

2019

DEDICATORIA

A mi padre, Alberto Coras, gracias por el amor que me tienes y por perdonar mis fallas y darme la oportunidad de cumplir este sueño, que sin ti no se hubiera podido lograrlo y siempre estás ahí te amo. A mi madre, Amelia, gracias por tu paciencia y a tu gran amor que me tienes. A mis hermanos, Hans siempre con su apoyo incondicional y su amor. A Karla por su alegría y su apoyo. Finalmente, y en especial a mi abuela, Sabina que estará eternamente en mi mente y en mi corazón. Y al gran amor de mi vida, mi hijo Aarón, que con su existencia alegró mi vida y me incentiva seguir superándome cada día.

AGRADECIMIENTO

Agradezco, en primer lugar, a Dios, porque sin su voluntad y su infinito amor no lo hubiera podido realizarlo. A la Universidad Nacional Agraria la Molina, a la Facultad de Ingeniería Agrícola, por sus enseñanzas de los profesores en sus aulas

Particularmente agradezco a mi asesor Ingeniero Gonzalo Fano por su orientación, confianza, tiempo brindado, siendo un amigo para todo estudiando que lo necesite brindándole su mano de sincera.

INDICE GENERAL

I. INTRODUCCIÓN	1
1.1. GENERALIDADES	1
1.2. OBJETIVOS	1
1.2.1. <i>OBJETIVOS GENERAL</i>	1
1.2.2. <i>OBJETIVOS ESPECIFICOS</i>	1
II. REVISIÓN DE LITERATURA	2
2.1. CICLO HIDROLÓGICO O CICLO DE AGUA	2
2.2. TEMPERATURA	3
2.3. EVAPORACIÓN	3
2.3.1. <i>EVAPOTRANSPIRACIÓN</i>	3
2.3.2. <i>EVAPOTRANSPIRACIÓN POTENCIAL</i>	4
2.4. CONDENSACIÓN	5
2.5. PRECIPITACIÓN	5
2.5.1. <i>PRECIPITACIÓN DE CONVECCIÓN</i>	5
2.5.2. <i>PRECIPITACIÓN OROGRÁFICA</i>	6
2.5.3. <i>PRECIPITACIÓN CICLÓNICA</i>	6
2.5.4. <i>MEDICIÓN DE LA PRECIPITACIÓN</i>	7
2.6. ESCURRIMIENTO	8
2.6.1. <i>ESCURRIMIENTO SUPERFICIAL</i>	8
2.6.2. <i>ESCURRIMIENTO SUBSUPERFICIAL</i>	9
2.6.3. <i>ESCURRIMIENTO SUBTERRÁNEA</i>	9
2.7. INFILTRACIÓN	9

2.8. CUENCAS HIDROGRÁFICAS	9
2.8.1. ZONIFICACIÓN HIDROLÓGICA DE UNA CUENCA.....	10
2.9. MODELOS HIDROLÓGICOS.....	11
2.10. ELEMENTOS DEL MODELOS HIDROLÓGICOS	12
2.11. CLASIFICACIÓN DE LOS MODELOS HIDROLÓGICOS.....	13
2.11.1. MODELO EMPÍRICO	13
2.11.2. MODELO DE BASE FÍSICA.....	13
2.11.3. MODELO CONCEPTUAL.....	13
2.11.4. MODELOS DETERMINÍSTICOS.....	14
2.11.5. MODELOS ESTOCÁSTICOS.....	14
2.11.6. MODELOS AGREGADOS.....	14
2.11.7. MODELOS DISTRIBUIDOS.....	14
2.11.8. MODELOS SEMIDISTRIBUIDOS.....	14
2.12. PROCESO DE MODELACIÓN HIDROLÓGICA.....	15
2.13. CALIBRACIÓN DEL MODELO.	15
2.14. VALIDACIÓN DEL MODELO	15
2.15. ANÁLISIS DE SENSIBILIDAD	16
2.16. SISTEMA INFORMÁTICO RS MINERVE	16
2.17. MODELO HIDROLÓGICOS DEL SISTEMA INFORMÁTICO RS-MINERVE.....	17
2.17.1 MODELO GR4J.....	17
2.17.2. MODELO SAC-SMA.....	19
2.17.4. MODELO SOCONT.....	21
2.17.5. MODELO HBV.....	23

2.18. ESTUDIOS REALIZADOS EN LA ZONA DE ESTUDIO ...	
18.1. ESTUDIOS HIDROLÓGICOS	25
III. MATERIALES Y METODOS	33
3.1. UBICACIÓN Y DESCRIPCION DE LA ZONA DE ESTUDIO.....	33
3.1.1. Ubicación política.....	33
3.1.2. Ubicación geográfica.....	34
3.1.3. Ubicación hidrográfica.....	36
3.1.4. Características Climatológicas	36
3.1.5. Características Fisiográficas	37
3.1.6. Características Hidrográficas.....	38
3.2. MATERIALES.....	39
3.2.1 INFORMACIÓN CARTOGRÁFICA.....	39
3.2.2. INFORMACION HIDROMETEREOLOGICA.....	40
3.2.3. EQUIPOS Y PROGRAMA DE CÓMPUTO.....	42
3.3. METODOLOGIA	43
3.3.1 PROCESAMIENTO DEL AREA DE ESTUDIO CON EL SISTEMA DE INFORMACIÓN GEOGRÁFICA	43
3.3.2 CARACTERISTICAS GEOMORFOLÓGICOS DEL ÁREA DE ESTUDIO.....	49
3.3.3. ANÁLISIS DE CONSISTENCIA DE DATOS.....	56
3.3.4. CALIBRACION Y VALIDACION DE LOS MODELOS HIDROLOGICOS	61
IV. RESULTADOS Y DISCUSIONES	103

4.1 DESCRIPCIÓN DE LAS CARACTERÍSTICAS GEOMORFOLOGICAS DE LA SUBCUENCA DEL RIO SHULLCAS	103
4.2. DESCRIPCIÓN DEL COMPORTAMIENTO DE LA PRECITACION	105
4.2.1. INFORMACIÓN PLUVIOMÉTRICA	106
4.3. SIMULACION HIDROLOGICA DE LOS MODELOS	107
4.3.1. CALIBRACION DE LOS MODELOS	107
4.3.2. VALIDACION DE LOS MODELOS	115
4.3.3. ANÁLISIS DE SENSIBILIDAD	123
V.CONCLUSIONES	125
VI.RECOMENDACIONES	128
VII. REFERENCIAS BIBLIOGRÁFICAS	129
VIII.ANEXOS.....	135
A) ANÁLISIS ESTADISTICO- MEDIA (METODO T DE STUDENT)	144
B) ANÁLISIS ESTADÍSTICO – VARIANZA (MÉTODO FISHER).....	146

INDICE DE FIGURAS

Figura 1: Representación del ciclo hidrológico	2
Figura 2: Precipitación por Convección	5
Figura 3: Precipitación Orográfica	6
Figura 4: Precipitación ciclónica	7
Figura 5: Tipos de pluviógrafos	8
Figura 6 :Cuenca Hidrográfica.....	10
Figura 7: Modelo GR4J	18
Figura 8: Modelo SAC-SMA.....	20
Figure 22: Calibración del modelo SOCONT.....	110
Figura 24: Calibración del modelo SAC-SMA.....	114
Figura 23: Validación del modelo SOCONT.....	117
Figura 25: Histograma de precipitación total diaria (2005-2016).....	135
Figura 26: Histograma de precipitación total diaria (2005-2016).....	136
Figura 27: Histograma de precipitación total diaria (2005-2016).....	136
Figura 28: Histograma de precipitación total diaria (2005-2016).....	137
Figura 29: Histograma de precipitación total diaria (2005-2016).....	137
Figura 30: Histograma de precipitación total diaria (2005-2016).....	138
Figura 31: Serie de caudal total diaria (2005-2012).....	139
Figure 32: Serie de caudal total diaria (2005-2012).....	139

Figura 33: Serie de las temperaturas promedios diarios (2005-2016).....	140
Figura 34: Serie de las temperaturas promedios diarios (2005-2016).....	140
Figure 35: Serie de las temperaturas promedios diarios (2005-2016).....	141
Figure 36: Serie de las temperaturas promedios diarios (2005-2016).....	141
Figura 37: Serie de evapotranspiración de referencia diaria (2005-2016)	142
Figura 38: Serie de evapotranspiración de referencia diaria (2005-2016)	142
Figura 39: Serie de evapotranspiración de referencia diaria (2005-2016)	143
Figure 40: Serie de evapotranspiración de referencia diaria (2005-2016)	143

ANEXO 1: DESCRIPCION DEL COMPORTAMIENTO DE LAS VARIABLES

METEREOLOGICAS	135
ANEXO 1.1: PLUVIOMETRIA	135
ANEXO 1.2: HIDROMETRÍA	139
ANEXO 1.3 TEMPERATURA.....	140
ANEXO 1.4 .EVAPOTRANSPIRACIÓN.....	142

ANEXO 2: ANÁLISIS DE CONSISTENCIA DE DATOS PLUVIOMÉTRICOS DE LAS ESTACIONES	144
--	------------

RESUMEN

El presente trabajo de investigación tiene por objetivo determinar los indicadores de eficiencia de los modelos hidrológicos de lluvia-escorrentía como GR4J, HBV, SAC-SMA y SOCONT del sistema informático Rs-Minerve mediante la simulación hidrológica en la subcuenca Shullcas para determinar que modelo es más representativo, para lo cual se delimitó desde un punto de aforo de la estación hidrométrica Shullcas. Para ello fue necesario dividir la subcuenca en 12 microcuencas, y dentro de cada una existen bandas altitudinales cada 400 m.

Es imprescindible contar con información hidrometeorológica de registros diarios (evapotranspiración (ET_o), precipitación y temperatura). Cabe mencionar que, antes de utilizar estos datos es necesario determinar la calidad mediante un análisis de consistencia. En procesos de calibración se usan los datos de aforos de la estación hidrométrica Shullcas desde enero del 2005 al 30 de abril del 2012 con una frecuencia diaria. En consecuencia para la validación se utiliza los datos de la misma estación, debido que no cuenta con otra; pero con periodo diferente desde el 20 de junio del 2014 al 31 de diciembre del 2016 con una frecuencia diaria. Para comparar los datos observados respecto a los datos simulados fue necesario emplear los indicadores de eficiencia como el coeficiente Nash, Nash Ln, Pearson, Puntuación Bias (BS), Error medio cuadrático (RRMSE), Sesgo de Volumen Relativo (RVB), Error Máxima Normalizado (NPE). De los 4 modelos empleados en el estudio, el modelo hidrológico HBV presentó mejor desempeño en los indicadores estadísticos de Nash de 0.78 y coeficiente de Pearson de 0.54 en la prueba de calibración. Finalmente, mediante el análisis de sensibilidad podemos explicarnos si el modelo funciona o por que no funciona. Es por ello que para el presente estudio se realizó una variación de +/- 20 por ciento para cada parámetro

Palabras claves: Rs-Minerve, precipitación, GR4J, HBV, SAC-SMA y SOCONT.

ABSTRACT

The objective of this research work is to determine the efficiency indicators of the rain-runoff hydrological models such as GR4J, HBV, SAC-SMA and SOCONT of the Rs-Minerve computer system through hydrological simulation in the Shullcas sub-basin to determine which model is more representative, for which it is delimited from a point of capacity of the Shullcas hydrometric station. For this, it was necessary to divide the sub-basin into 12 micro-basins, and within each one there are altitudinal bands every 400 m. It is essential to have hydrometeorological information from daily records (evapotranspiration (ET_o), precipitation and temperature). It is worth mentioning that, before using this data, it is necessary to determine the quality through a consistency analysis. Calibration processes use the capacity data of the Shullcas hydrometric station from January 2005 to April 30, 2012 with a daily frequency. Consequently for the validation the data of the same station is used, because it does not have another one; but with a different period from June 20, 2014 to December 31, 2016 with a daily frequency. To compare the observed data with respect to the simulated data, it was necessary to use the efficiency indicators such as the Nash coefficient, Nash Ln, Pearson, BS Bias Score), Mean square error (RRMSE), Relative Volume Bias (RVB), Maximum Normalized Error (NPE). Of the 4 models used in the study, the HBV hydrological model showed better performance in the statistical indicators of 0.78 Nash and Pearson coefficient of 0.54 in the calibration test. Finally, through sensitivity analysis we can explain if the model works or why it does not work. That is why for the present study a variation of +/- 20 percent was made for each parameter obtained in the calibration of each model to determine the most sensitive parameters for each.

Keywords: Rs-Minerve, precipitation, GR4J, HBV, SAC-SMA and SOCONT

I. INTRODUCCIÓN

1.1. GENERALIDADES

Actualmente, los países del mundo se encuentran desarrollando políticas ambientales por los cambios climáticos que se han presentado durante los últimos años. Sin embargo, han sido poco útiles, como, por ejemplo, para la gestión de los recursos hídricos, ya que no han sido abordado adecuadamente. Esto debido a que, en la actualidad, no toman en cuenta el crecimiento demográfico, y las necesidades que estas masas demandan, que, principalmente, son los usos energéticos e irrigaciones de manera desproporcional. Además, tanto los avances tecnológicos como los cambios en la dinámica financiera y política han causado el uso indiscriminado de los recursos hídrico. Por ello, es necesario identificar la data diaria de los caudales en nuestra investigación, ya que lograremos en el futuro diseñar e implementar infraestructuras hidráulicas con estos datos, los cuales contribuirán a la preservación del elemento fundamental de la vida, que es el agua.

Siendo el agua un elemento necesario para la preservación de la especie humana, el hombre a través de los años, en su intento por comprender el complejo ciclo hidrológico, ha realizado diferentes estudios para tratar de entender las interacciones que suceden dentro de ella, y lograr representarlas. De manera que, para los diferentes enfoques y estudios de aproximación a la realidad de este sistema ha sido necesario servirse de la informática, como los softwares. Estos contribuyen obtener de manera eficiente el comportamiento de agua con el modelamiento hidrológico a través de la simulación de una cuenca. Empleando como base de entrada las variables meteorológicas (precipitaciones , evapotranspiración (ETO) y la temperatura), las cuales generan caudales referenciales de salida que se aproximan a los caudales observados, cuyos resultados son la base para tomar decisiones de los recursos hídricos .

El presente estudio consiste en realizar el modelamiento hidrológico en la subcuenca Shullcas para generar caudales diario referenciales . Este se encuentra ubicado en el departamento de Junín, con un área de estudio 160.60 km², una pendiente 28.3% y una altitud media 4208 msnm. Para calibrar y validar los cuatros modelos precipitación –escorrentía GR4J, HBV,SAC-SMA y SOCONT del software Rs-Minerve, es necesario delimitar a partir de un punto de aforo de la estación hidrométrica Shullcas y contar con la mayor cantidad de información ,se encontró seis estaciones meteorológicas con más de 12 años de información de precipitación y de temperatura con registros de frecuencia diaria y una estación hidrométrica.

1.2. OBJETIVOS

1.2.1. OBJETIVOS GENERAL

- Realizar la modelación hidrológica para la generación de caudales diarios en la Subcuenca Shullcas con el Sistema Informático Rs-Minerve.

1.2.2. OBJETIVOS ESPECIFICOS

- Determinar las características geomorfológica de la subcuenca Shullcas.
- Calibrar y validar los parámetros de los modelos lluvia-escorrentía GR4J, HBV, SAC-SMA y SOCONT ,aplicados en la subcuenca Shullcas.
- Analizar la sensibilidad de los parámetros de los modelos lluvia-escorrentía GR4J, HBV, SAC-SMA y SOCONT.

II. REVISIÓN DE LITERATURA

2.1.CICLO HIDROLÓGICO O CICLO DE AGUA

El ciclo hidrológico es también conocido como el ciclo del agua. Villón (2002) afirma: “Se denomina ciclo hidrológico, al conjunto de cambios que experimenta el agua en la naturaleza, tanto en estado (sólido, líquido, gaseoso) como en su forma (agua superficial, agua subterránea, etc.).” (p. 16).

Este ciclo hidrológico se encuentran en constantes movimiento, el paso del agua de la tierra a la atmósfera y viceversa. La evaporación de las masas de agua, hacen que formen nubes por condensación. Esto da paso a las precipitaciones que caen a la superficie de la tierra, en la que una parte se filtra al suelo a través de sus poros, pasando a formar las aguas subterráneas que dan origen a manantiales y ríos; y la otra parte no filtrada es denominada escorrentía. Finalmente, lo que queda regresa a la atmósfera. En la Figura 1: Se representa el ciclo hidrológico.

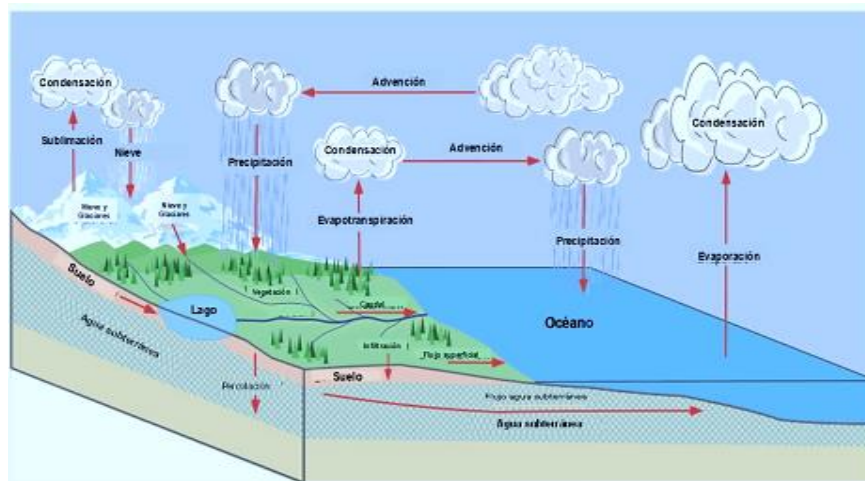


Figura 1 :Representación del ciclo hidrológico

Fuente: www.eoearth.org/article/hydrologic_cycle. Adaptado por Ordoñez (2011)

2.2. TEMPERATURA

Breña y Jacobo (2006) afirman: “la temperatura es una medida del movimiento de traslación medio de las moléculas de un sistema, que en nuestro caso se trata del aire. Para evitar perturbaciones por la incidencia directa de los rayos solares sobre los termómetros, se colocan dentro de un abrigo meteorológico, que permite el paso del aire a través de unas rendijas que forman parte de las paredes. Los valores máximos suelen ocurrir después del mediodía y los mínimos en la madrugada”.

2.3. EVAPORACIÓN

Ven Te Chow, Maidment Mays (1994) mencionan que: “Los dos factores principales que influyen en la evaporación desde una superficie abierta de agua, son el suministro de energía para proveer el calor latente de vaporización, y la habilidad de transportar el vapor fuera de la superficie de evaporación. La radiación solar es la principal fuente de energía calórica. La habilidad de transporte del vapor fuera de la superficie de evaporación depende de la velocidad del viento sobre la superficie y del gradiente de humedad específica en el aire por encima de ella” (pp. 82-83).

2.3.1. EVAPOTRANSPIRACIÓN

Ven Te Chow et al. (1994) expresan “la evapotranspiración es la combinación de evaporación desde la superficie del suelo y la transpiración de la vegetación. Los mismos factores que dominan la evaporación desde una superficie de agua abierta también dominan la evapotranspiración, los cuales son: el suministro de energía y el transporte de vapor. Además, el suministro de humedad a la superficie de evaporación es un tercer factor que se debe tener en cuenta. A medida que el suelo

se seca, la tasa de evapotranspiración cae por debajo del nivel que generalmente mantiene en un suelo bien humedecido” (p. 93).

2.3.2. EVAPOTRANSPIRACIÓN POTENCIAL

Para determinar la evapotranspiración potencial existen diferentes fórmulas propuestas. Villón (2002) manifiesta: “El termino evapotranspiración potencial fue introducido por Thorthwaite. Se define como la pérdida total de agua, que ocurriría si en ningún momento existiera deficiencia de agua en el suelo, para el uso de la vegetación” (p. 306).

Para el cálculo de la evapotranspiración potencial existen diferentes métodos, para las investigaciones hidrológicas es recomendable utilizar la de mayor aplicación que son las fórmulas empíricas que necesitan datos de entrada.

a. Formulas Empíricas

Generalmente estas son utilizadas por mayor precisión en su cálculo. Vásquez (2000) expresa: “Formulas empíricas: Existen en función de variables meteorológicas. Para hallarlas se han investigado diversas fórmulas por científicos. Las más conocidas y de mayor aplicación son: Thorthwaite, Penman, Jensen-Haise, Christiansen, Hargreaves, Blaney-Criddle etc. Cada una de estas ha sido desarrollada para condiciones específicas” (p. 113)

El *California Irrigat Management Information System* (CIMIS), elaboró la ecuación de Penman Modificado, también conocida como la ecuación CIMIS Penman. Esta ecuación, entre las otras, es la que nos da mejores resultados sin embargo, es necesario señalar que utiliza datos pocas veces disponibles, por ello eligiéremos la formula Hargreaves que necesitan datos más accesibles, cuyos resultados han sido eficientes que se han demostrado en otras investigaciones.

2.4. CONDENSACIÓN

Sánchez (2002) menciona que: “La condensación es el proceso de transformación de la materia que se ubica en un estado gaseoso y es pasado a una apariencia líquida, de manera que es se considera como un proceso contrario a la evaporización” (p. 17).

2.5 PRECIPITACIÓN

La precipitación, es fenómeno que se da forma natural .Villón (2002) afirma: “La precipitación, es toda forma de humedad que, originándose en las nubes, llega hasta la superficie del suelo; de acuerdo a esta definición la precipitación puede ser en forma de: lluvias, granizas, garuas y nevadas” (p. 69).

2.5.1. PRECIPITACIÓN DE CONVECCIÓN

Ven Te Chow et al. (1994) afirman que: “La precipitación incluye la lluvia, la nieve y otros procesos mediante los cuales el agua cae a la superficie terrestre, tales como granizo y nevisca. La formación de precipitaciones requiere la elevación de una masa de agua en la atmosfera de tal manera que se enfríe y parte de su humedad se condense.” (p. 66).

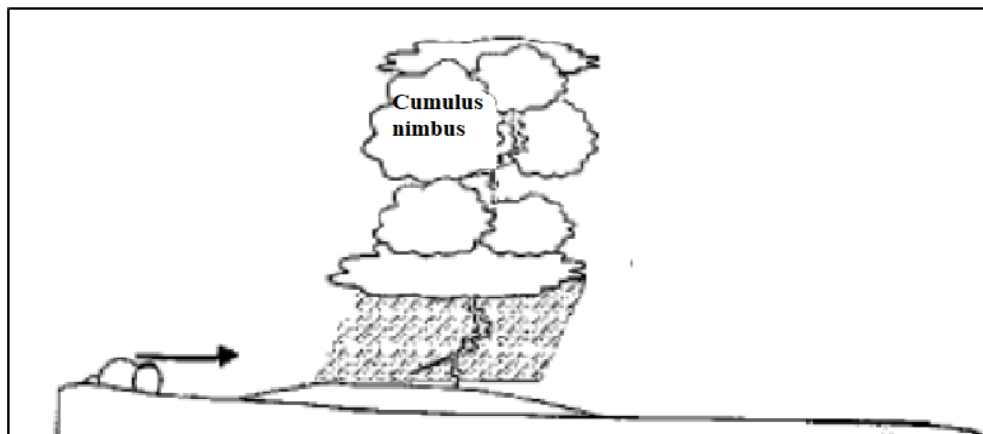


Figura 1: Precipitación por Convección
Fuente: Villón (2002)

2.5.2. PRECIPITACIÓN OROGRÁFICA

Ven Te Chow et al. (1994) menciona: “La precipitación orográfica, pertenece a uno de los tres mecanismos para elevación de masa de aire, donde se explica que es precipitación es el proceso donde el aire se eleva para pasar por diversas cadenas montañosas.” (p. 66).

En la figura 3: Se muestra el mecanismo de la precipitación orográfica.

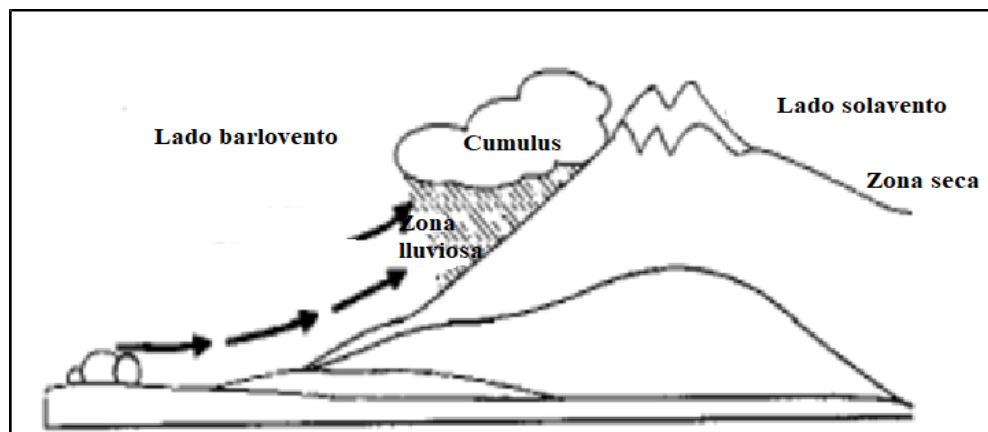


Figura 2: Precipitación Orográfica
Fuente: Villón (2002)

2.5.3. PRECIPITACIÓN CICLÓNICA

La precipitación ciclónica llamada también frontal. Villón (2002) afirma: “Se produce cuando hay un encuentro de dos masas de aire, con diferentes temperatura y humedad, las nubes más calientes son violentamente impulsadas a las partes más altas, donde se pueden producirse la condensación y precipitación. Están asociadas con el paso de ciclones o zonas de baja presión” (p. 72).

Este tipo de precipitación se da en zonas tropicales, centro América y del Caribe o en el Sur de China y en el Perú son desconocidos.

En la figura 4: Se muestra el mecanismo de la precipitación ciclónica.

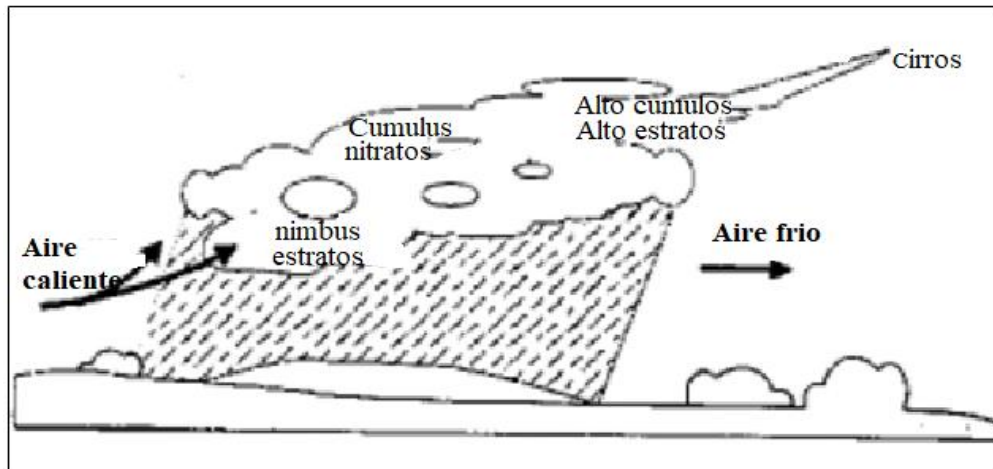


Figura 3: Precipitación ciclónica
Fuente: Villón (2002)

2.5.4. MEDICIÓN DE LA PRECIPITACIÓN

Existen una variedad de instrumentos para medir la cantidad y la intensidad de precipitación, fundamentalmente tenemos los más conocidos y utilizados a nivel mundial es sistema métrico, donde se mide en milímetros (mm) .

a. Pluviómetros simples

Villón (2002) afirma que: “Es un recipiente cilíndrico de lámina, de aproximadamente 20 cm de diámetro y de 60 cm de alto. La tapa de cilindro es un embudo receptor, el cual se comunica con una probeta de sección 10 veces menor que la de la tapa.” (p. 73).

b. Pluviómetros registradores (pluviógrafo)

Villón (2002) expresa: “es un instrumentó, que registra la altura de lluvia en función del tiempo, lo cual permite determinar la densidad de la precipitación, dato importante para el diseño de estructuras hidráulica.” (p. 75).

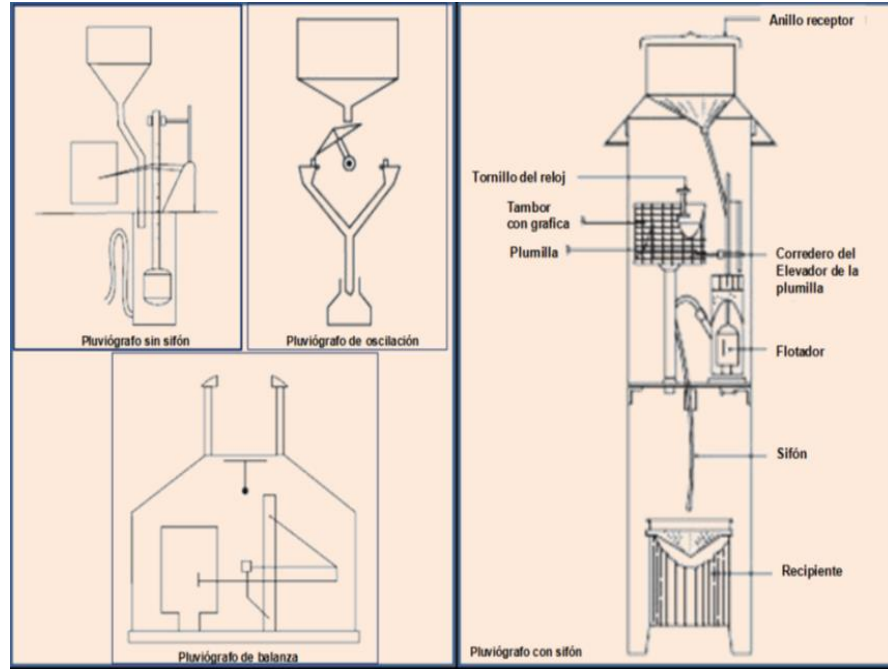


Figura 4: Tipos de pluviógrafos
 Fuente: www.mitecnologico.com (Adaptado por Ordoñez (2011)).

2.6. ESCURRIMIENTO

De acuerdo con el ciclo hidrológico, el escurrimiento se puede definir como la porción de la precipitación pluvial que ocurre en una zona o cuenca hidrológica y que circula sobre o debajo de la superficie terrestre y que llega a una corriente para ser drenada hasta la salida de una cuenca o bien alimentar un lago, si se trata de cuencas abiertas o cerradas respectivamente. (Breña y Jacobo, 2006, pág. 119)

2.6.1. ESCURRIMIENTO SUPERFICIAL

Es aquel que proviene de la precipitación no infiltrada y que escurre sobre la superficie del suelo. El efecto sobre el escurrimiento total es inmediato y, existirá durante la tormenta e

inmediatamente después de que ésta termine. La parte de la precipitación total que da lugar a este escurrimiento se denomina precipitación en exceso(hp). (Villón, 2002, pág. 136)

2.6.2. ESCURRIMIENTO SUBSUPERFICIAL

Es aquel que proviene de una parte de la precipitación infiltrada. El efecto sobre el escurrimiento total, puede ser intermedio o retardado. Si es inmediato se le da el mismo tratamiento que al escurrimiento superficial, en caso contrario, como escurrimiento subterráneo. (Villón, 2002, pág. 136)

2.6.3. ESCURRIMIENTO SUBTERRÁNEA

La esorrentía subterránea. Villón (2002) afirma: “Es aquel que proviene del agua subterránea la cual es recargada por la parte de la precipitación que se infiltra, una vez que el suelo se ha saturado”. (p. 136).

2.7. INFILTRACIÓN

Ven Te Chow et al. (1994) menciona: “La infiltración es el proceso mediante el cual el agua penetra desde la superficie del terreno hacia el suelo. Muchos factores influyen en la tasa de infiltración, incluyendo la condición de la superficie del suelo y su cubierta vegetal, las propiedades del suelo, tales como la porosidad y la conductividad hidráulica, y el contenido de humedad presente en el suelo.” (p. 110).

2.8. CUENCAS HIDROGRÁFICAS

Una cuenca hidrográfica es el área de un territorio cuyas aguas escurren o drenan a un mismo cauce río. Este drenaje puede ser a través de uno o más cursos de agua, confluyen todos en río

principal. Cada cuenca está separada de las vecinas por líneas de agua constituidas por elevaciones intermedias o líneas de cumbre de montañas llamadas también *divortium quarium*. (Antenor, 2011, p. 34).

En la figura 6: Se muestra la representación esquemática de una cuenca hidrográfica.



Figura 5 :Cuenca Hidrográfica
Fuente: Ordoñez (2011)

2.8.1. ZONIFICACIÓN HIDROLÓGICA DE UNA CUENCA

Por su característica geomorfológica las cuencas pueden dividirse en zonas a continuación se la representación esquemática.

Tabla 1: Las zonas de una cuenca

Partes	Zonas			Tipos
1	Zona de recepción	Area colectora	Cuenca de captación	Cuenca Alta
2	Zona de contracción	Canal de desagüe	Zona de escurrimiento	Cuenca media
3	Zona de deposición	Cono de deyección	Lecho de escurrimiento	Cuenca Baja
4	-	-	Cono de dispersión	-

Fuente: CCTA et al (1999)

Las zonas de una cuenca se encuentran diferenciadas por la ubicación. En la zona de recepción ubicada en la parte alta cumple la función de captar, retener, infiltrar y regular el flujo de agua que debido a su mayor altitud y su temperatura baja tiene mayores precipitaciones respecto a las otras zonas, en la parte media o zona de escurrimiento su drenaje hacen que existan afloramiento de

manantiales, por ello encontramos caseríos y áreas de producción agrícola y la parte baja donde el agua en tránsito es conducida a un solo cauce, río, lago y mar, siendo por ello la zona más importante donde se ubican las medianas y grandes ciudades y donde la actividad agrícola es intensa, por ello es necesario políticas de estado para inversiones en infraestructura hidráulica para el máximo aprovechamiento del agua.

2.9. MODELOS HIDROLÓGICOS

El sistema hidrológico es un sistema sumamente complejo y su comportamiento en la naturaleza es difícil de predecir con exactitud, con un alto grado de incertidumbre en su estudio. El modelo hidrológico es una representación de los procesos físicos que ocurren dentro de una cuenca hidrográfica y la interacción entre sus componentes, necesitando datos de entrada según el tipo de modelo nos solicite y cantidad de datos a utilizar. Los resultados de los modelos hidrológicos varían dependiendo de las metas y objetivos del investigador. Estos resultados se aproximan a la realidad con un margen de error, esto base fundamental para la toma de decisión en la gestión de los recursos hídricos para uso en el presente y su pronóstico en el futuro.

La estructura del modelo y la arquitectura del mismo son determinadas dependiendo del objetivo por el cual el modelo es desarrollado. Por ejemplo, un modelo hidrológico es diferente si es tratado para control de avenidas, generación hidroeléctrica, operación de embalses, gestión de recursos hídricos o ecológicos, etc. Dependiendo del tipo de modelo la información que se requiera puede cambiar siendo los más representativos los datos hidrometeorológicos, geomorfológicos, agrícolas, pedológicos, geológicos e hidrológicos. Los hidrometeorológicos se refieren a la lluvia, nieve, temperatura, humedad, velocidad de viento y evaporación. Los datos geomorfológicos

incluyen mapas topográficos, redes fluviales, áreas y longitudes de drenaje, pendientes y áreas de cuenca; Los agrícolas contienen coberturas vegetales y usos de suelo; en cuanto a los pedológicos se tienen en cuenta el tipo, textura, estructura y condición del suelo, así como tamaño de sus partículas, diámetro, porosidad y contenido de humedad; Los geológicos representan la estratigrafía y litología; finalmente los datos hidrológicos son aquellos tales como profundidad del flujo, caudal de descarga, flujo base, interflujo, interacciones corriente-acuífero y niveles freáticos (Singh y Wollhisser, 2002).

2.10. ELEMENTOS DEL MODELOS HIDROLÓGICOS

- a. Variables de entrada:** son series de datos independientes, las cuales permitirán realizar el modelamiento mediante ecuaciones. Algunos ejemplos son; precipitación, temperatura, evapotranspiración (ETO), etc.
- b. Parámetros:** En el sistema generalmente permanecen constantes en el tiempo. Algunos ejemplos son: velocidad de infiltración, coeficientes de descarga, capacidad de campo, etc.
- c. Variables de estado:** Definen el resultado del estado del sistema en cada momento según las condiciones dadas algunos ejemplos son: Humedad del suelo, almacenamiento en los tanques.
- d. Salidas:** Son resultados que se obtienen de interés de la cuenca a algunos ejemplos son: flujos intermedios, flujo final, infiltración, etc.

2.11. CLASIFICACIÓN DE LOS MODELOS HIDROLÓGICOS

Existen diferentes tipos de clasificación de modelos hidrológicos los cuales son por su naturaleza de los algoritmos empleados, técnicas involucradas en el proceso de modelamiento, representación espacial y escala temporal a continuación tenemos:

2.11.1. MODELO EMPÍRICO

Ponce (1989) “Los modelos empíricos representan un sistema real que tiene como base datos experimentales y la solución se basa en parámetros empíricos, calculados por la identificación de relaciones estadísticamente significativas entre ciertas variables.” (p. 14).

2.11.2. MODELO DE BASE FÍSICA

Velez (2008) menciona: “Los modelos de base física, emplean ecuación completas de balance, energía y cantidad de movimiento (no siempre válidas en la escala del evento y de la cuenca).” (p. 36).

2.11.3. MODELO CONCEPTUAL

Ponce (1989) expresa: “Los modelos conceptuales son representaciones simplificadas de los procesos físicos, usualmente recaen sobre descripciones matemáticas (ya sean en forma algebraica o por ecuaciones diferenciales ordinarias), que simulan procesos complejos basándose en unas pocas claves de parámetros conceptuales. El uso extensivo de los modelos conceptuales en la ingeniería hidrológica refleja la complejidad inherente del fenómeno y la incapacidad práctica de considerar los componentes determinísticos en todas las instancias. De allí que los modelos conceptuales son sustitutos útiles y prácticos para los modelos determinísticos”. (p. 3)

2.11.4. MODELOS DETERMINÍSTICOS

Ven Te Chow et al. (1994) afirma que: “el modelo determinístico no emplea la aleatoriedad; una entrada produce siempre una misma salida, de manera que se dice que los modelos determinísticos realizan pronósticos” (p. 10).

2.11.5. MODELOS ESTOCÁSTICOS

Ven Te Chow et al. (1994) expresa que: “Los modelos estocásticos tienen salidas que tiene características de ser por lo menos parcialmente aleatorias, de manera que realizan estos modelos la predicción” (p. 10).

2.11.6. MODELOS AGREGADOS

Ven Te Chow et al. (1994) menciona: “El modelo agregados es donde el sistema es promediado en el espacio o considerado como un punto único sin dimensiones en el espacio.” (p. 10).

2.11.7. MODELOS DISTRIBUIDOS

Ven Te Chow et al. (1994) afirma: “Los modelos distribuidos consideran que los procesos hidrológicos ocurren en diversos puntos del espacio y define las variables del modelo como funciones de las dimensiones espaciales.” (p. 10).

2.11.8. MODELOS SEMIDISTRIBUIDOS

Mendoza (2015) afirma que: “Se trata de un modelo hidrológico con base física espacialmente distribuido de simulación de eventos, transporte de sedimentos y transporte y deposición de

contaminantes. Este modelo, permite captar los efectos de variabilidad espacial y temporal de tormentas extremas.” (p. 13).

2.12. PROCESO DE MODELACIÓN HIDROLÓGICA

Ven Te Chow et al. (1994) dan a conocer: “los procesos hidrológicos transforman la distribución espacial y temporal del agua a través del ciclo hidrológico, el movimiento del agua es un sistema hidrológico influido por las propiedades físicas del sistema, tales como el tamaño y la forma de sus líneas de corriente, y por la interacción del agua con otros medios como el aire y el calor. Los cambios de fase del agua entre fases líquida, sólida y de vapor son importantes en algunos casos. Muchas leyes físicas rigen la operación de sistemas hidrológicos.” (p. 20).

2.13. CALIBRACIÓN DEL MODELO.

Ven Te Chow et al. (1994) menciona que: “El proceso de calibración del modelo consiste en estimar el valor del coeficiente de rugosidad de Manning que permita obtener un nivel en la sección de aforo igual al medido en campo. Para ello se estima primero la pendiente promedio del cauce en el tramo de estudio y se corre el modelo en régimen subcrítico. El valor inicial de rugosidad del cauce se obtiene usando la curva granulométrica para estimar una rugosidad inicial, y para las márgenes, dada la cantidad de pastos altos presentes en la llanura de inundación. se opta por un coeficiente de rugosidad de las bancas de 0.85” (p. 18).

2.14. VALIDACIÓN DEL MODELO

Pascual y Diaz (2016) expresa: “La fase de validación consiste en la comprobación, una vez calibrado, por medio de simulaciones, de que el modelo funciona correctamente y conforme a los

fines para los que ha sido desarrollado. Además de ser funcional, debe valorarse también que pueda ser utilizado sin dificultades tanto por la comprensión de su funcionamiento como por los requerimientos para su parametrización.” (p. 19).

2.15. ANÁLISIS DE SENSIBILIDAD

Aguilar y Polo (2005) menciona: “En primer lugar se realizó la subdivisión de la cuenca según los datos de elevación y la selección de una subcuenca para aplicación del modelo. A continuación, se aplicó el generador de la red de desagüe en la subcuenca seleccionada, para obtener los parámetros que posteriormente se importan al modelo. Se incorporaron los datos necesarios y por último se ejecutaron las simulaciones planificadas.” (p. 339).

2.16. SISTEMA INFORMÁTICO RS MINERVE

El Rs-Minerve es un software que sirve para la simulación de caudales. Trabaja con un modelo semidistribuido de representación espacial que modela redes hidráulicas y procesos hidrológicos tales como el deshielo, derretimiento de los glaciares, el flujo superficial, sino también las infraestructuras hidráulicas como diques de retención, aliviaderos, las tomas de agua, turbina y bombas, esto nos permite gracias a su fácil accesos y manejo de esta herramienta informática. (García, y otros, 2019)

Gracias al empleo de los modelos hidrológicos, los resultados obtenidos son de acuerdo a los objetivos y metas propuestos en el estudio realizado, esta información aproximado a la realidad con un alto nivel de confianza, nos permita hacer un planeamiento estratégico prospectivo de los recursos hídricos para tomar una acertada decisión.

Los usos de estos modelos se utilizan, por ejemplo: diseño y regulación de obras hidráulicas para el uso racional del agua, para predecir la escorrentía que nos conduce a tomar acciones de protección frente a los posibles fenómenos naturales.

Rs-Minerve contiene diferentes modelos de precipitación-escorrentía GSM, SOCONT, SAC-SMA, GR4J y VHB.

2.17. MODELO HIDROLÓGICOS DEL SISTEMA INFORMÁTICO RS-MINERVE

2.17.1 MODELO GR4J

El modelo hidrológico GR4J (Génie Rural a 4 promoteurs), fue desarrollado por Perrin et al. Alabama (2003). Es un modelo empírico que tiene una representación de un sistema real, pero trabaja con una estructura de un modelo conceptual que simula procesos complejos basándose en parámetros de procesos físicos, utilizando técnicas matemáticas y tanques para representar los balances de agua.

Realiza la modelización de caudales diarios en una cuenca con 4 parámetros, y requiere mínima información de precipitación y evapotranspiración media diaria para generar series de caudales. Este modelo contiene dos depósitos (producción y propagación) estos se encargan de almacenar las precipitaciones totales netas teniendo en cuenta las pérdidas causadas por los fenómenos de percolación e infiltración teniendo en cuenta la humedad. Los hidrogramas unitarios también se asocian para el comportamiento hidrológico de la cuenca. En la figura 7: Observamos la estructura del modelo diario de precipitación – escorrentía GR4J.

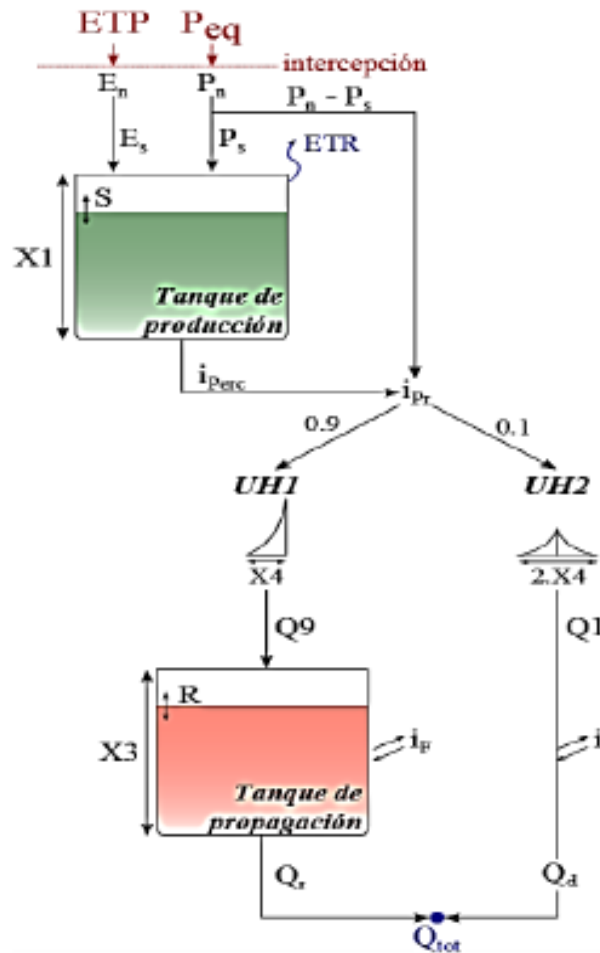


Figura 6: Modelo GR4J
Fuente: Foehn et al (2014)

Lista de parámetros y condiciones para el modelo GR4J, se muestra a continuación:

Tabla 2: Parámetros y condiciones del modelo GR4J.

Parámetros	Unidad	Descripción	Rango
x1	mm	Capacidad de almacenamiento de producción	0.01 a 1.2
x2	mm	Coefficiente de intercambio de agua	-0.005 a 0.003
x3	mm	Capacidad de depósito de laminación	0.01 a 0.5
x4	d	Tiempo base del hidrograma unitario	-0.5 a 1
Slni	mm	Contenido de agua inicial en el reservorio de producción	-
Rlni	mm	Nivel de agua inicial en el reservorio de la ordenación	-

Fuente: Foehn et al (2014)

2.17.2. MODELO SAC-SMA

El modelo hidrológico SAC-SMA(Sacramento Soil Moisture Accounting), fue desarrollado por el personal del Centro de Predicción Fluvial del servicio Meteorológico Nacional en Sacramento, California, es un modelo determinístico o matemáticos conceptual porque sus representaciones simplificadas simulan procesos complejos basándose en parámetros de los procesos físicos, no aleatorios, utilizan técnicas matemáticas y utilizan almacenamientos o tanques para representar los balances de agua. Describiendo así un proceso hidrológico y en el interior del proceso, que nos permite conocimiento del sistema hidrológico.

El modelo requiere información que interviene en el proceso de modelación que son: la precipitación y evapotranspiración media diaria y la humedad del suelo, para generar una serie caudales, ideal para cuencas grandes mayores a 100 km².Este requiere 16 parámetros un gran número por ello implica un conocimiento detallado de la cuenca en estudio. El modelo SAC-MA presenta tres reservorios complejos.

El primero, está dividido en sectores permeables e impermeables que producen escorrentía superficial cuando la lluvia supera la tasa de infiltración.

El segundo tanque representa la capa superior del suelo (denominada zona alta o upper zone) en ella se origina la escorrentía subsuperficial esto puede entenderse como la transferencia agua lateral, al caudal base y solo se da cuando se satura la zona superior.

El tercer tanque representa la zona inferior del suelo (lower zone) y está vinculado a los procesos de descarga con respuesta lenta. En la figura 8: Se observa la representación de los elementos del modelo SAC-SMA.

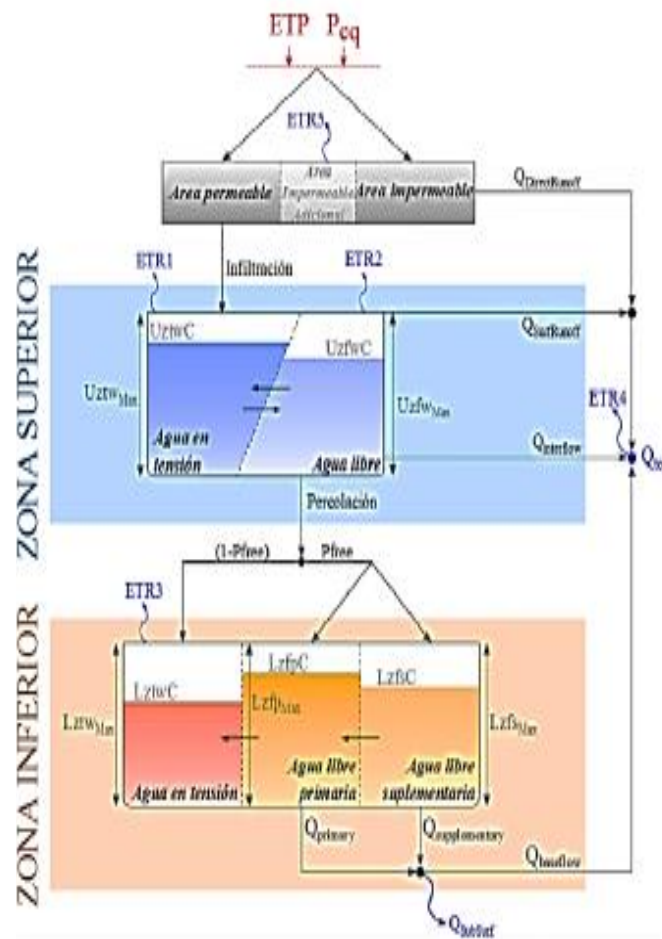


Figura 7: Modelo SAC-SMA
Fuente: Foehn et al (2014)

Lista de parámetros y condiciones para el modelo SAC-SMA, se muestra a continuación:

Tabla 3: Parámetros y condiciones del modelo SAC-SMA

Parámetros	Unidad	Descripción	Rango
A	m ²	Superficie de la cuenca	>0
Adimp	-	Fracción máxima de un área impermeable	0 a 0.2
Pctim	-	Fracción de área impermeable permanente	0 a 0.05
Riva	-	Fracción de área vegetaria ribereña	0 a 0.2
UztwMax	m	Capacidad de agua de la Tensión de la zona	0.01 a 0.15
UzfwMax	m	Capacidad de agua libre en la zona alta	0.005 a 0.10
Uzk	1/d	Tasa de agotamiento de interflujo desde el almacenamiento de agua libre en la zona superior	0.10 a 0.75
Zperc	-	Relación de tasas de percolación máximas y	10 a 350
Rexp	-	Parámetro de forma de la curva de percolación	1 a 4

Pfree	-	Fracción de percolación que va directamente a los almacenamientos de agua libre de la zona más	0 a 0.6
LztwMax	m	La capacidad de agua de la tensión de la zona más baja	0.05 a 0.40
LztpMax	m	La capacidad de agua libre primaria de la zona más baja	0.03 a 0.80
LzfsMax	m	La capacidad de agua libre complementaria de la zona más baja	0.01 a 0.40
Rserv	-	Fracción de agua libre de zona baja no transferible a agua de tensión de zona inferior	0 a 1
Lzpk	1/d	Tasa de agotamiento del almacenamiento primario de agua libre de la zona más baja	0.001 a 0.03
Lzsk	1/d	Tasa de agotamiento del almacenamiento de agua libre complementario de la zona inferior	0.02 a 0.3
Side	-	Proporción de percolación profunda desde la Zona más baja	0 a 0.5
AdimIni	m	Tensión inicial Contenido de agua del área de	-
UztwIni	m	Tensión de la zona superior inicial Contenido de	-
UzfwIni	m	Contenido de agua libre de la zona superior	-
LztwIni	m	Tensión de la zona inferior inicial Contenido de	-
LzfpIni	m	Contenido suplementario libre de la zona	-
LzfsIni	m	Contenido inicial de lower zone free	-

Fuente: Foehn et al (2014)

2.17.4. MODELO SOCONT

El modelo de SOCONT (Soil Contribution), fue desarrollado por Consuegra y Vez (1996). Este modelo que utiliza tres reservorios para integrar tres modelos con la finalidad de obtener un caudal total de salida de la cuenca, el modelo Snow-GSM (Glacier Snow Melting), simula la evolución transitoria de la nieve (derretimiento y acumulación) en función de la temperatura (T) y la precipitación (P), originando así una precipitación equivalente (Peq) que va ingresar al modelo GR3(Génie Rural a 3 prametes) y junto con la evapotranspiración potencial (ETP) se generan de esta manera una descarga de infiltración (QGR3) y una intensidad neta, esto se conducirá al último modelo SWMM(Storm Walter Management Model), para generar una escorrentía

superficial (Q_r), para finalmente sumarse con el caudal de infiltración para obtener un caudal total (Q_{tot}). En la figura 9: Se observa la representación de los elementos principales del modelo SOCONT.

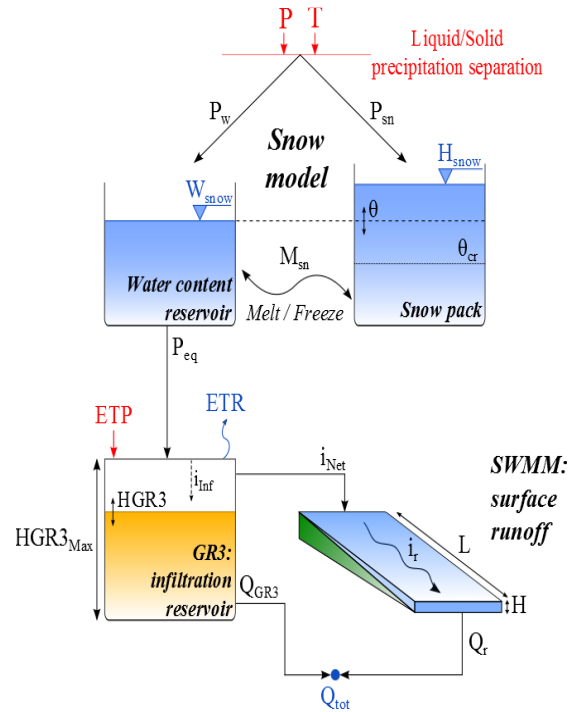


Figura 9: Modelo SOCONT
Fuente: Foehn et al (2014)

Lista de parámetros y condiciones para el modelo SOCONT, se muestra a continuación:

Tabla 4: Parámetros y condiciones del modelo SOCONT

Parámetros	Unidad	Descripción	Rango
Asn	mm/°C/día	Coef. de deshielo grados-días	0.5 a 20
Asnlnt	mm/°C/día	Intervalo de derretimiento de nieve en grados-día	0 a 4
AsnPh	d	Cambio de fase de la función sinusoidal	1 a 365
ThetaCri	-	Contenido crítico de agua en la nieve acumulada	0.1
bp	s/m	Coef de derretimiento a la precipitación líquida	0.0125
Tcp1	°C	Temperatura mínima crítica para la precipitación líquida	0
Tcp2	°C	Temperatura máxima crítica para la precipitación sólida	6
Tcf	°C	Temperatura crítica de deshielo	0

HGR3Max	mm	Altura máxima del reservorio de infiltración	0 a 2
KGR3	1/s	Coef. de liberación del reservorio de infiltración	0.0002 a 0.1
L	mm	Longitud del plano	>0
J0	-	Pendiente del plano	>0
Kr	m ^{1/3} /s	Coef. de Strickler	0.1 a 90
SWElni	m	Altura equivalente inicial del agua de nieve	-
HGR3lni	m	Nivel inicial en el depósito de infiltración	-
Hrlni	m	Nivel de agua de escorrentía inicial aguas de la superficie	-
Thetalni	-	Cont.de agua relativo inicial en el paquete de nieve	-

Fuente: Foehn et al (2014)

2.17.5. MODELO HBV

El modelo HBV (Hydrologiska Byrans Vattenbalansavdelning), desarrollado por Bergstrom (1976-1992), este modelo se predice la escorrentía en una cuenca utilizando de datos de entrada como precipitación (P), temperatura (T) y evapotranspiración (ETO). Este modelo trabaja con tres depósitos de almacenamiento para el transporte del flujo, una zona de humedad de suelo y los dos son depósitos de almacenamiento de suelo una superior y la otra inferior. En la figura 10: Se observa la representación de los elementos principales del modelo HBV.

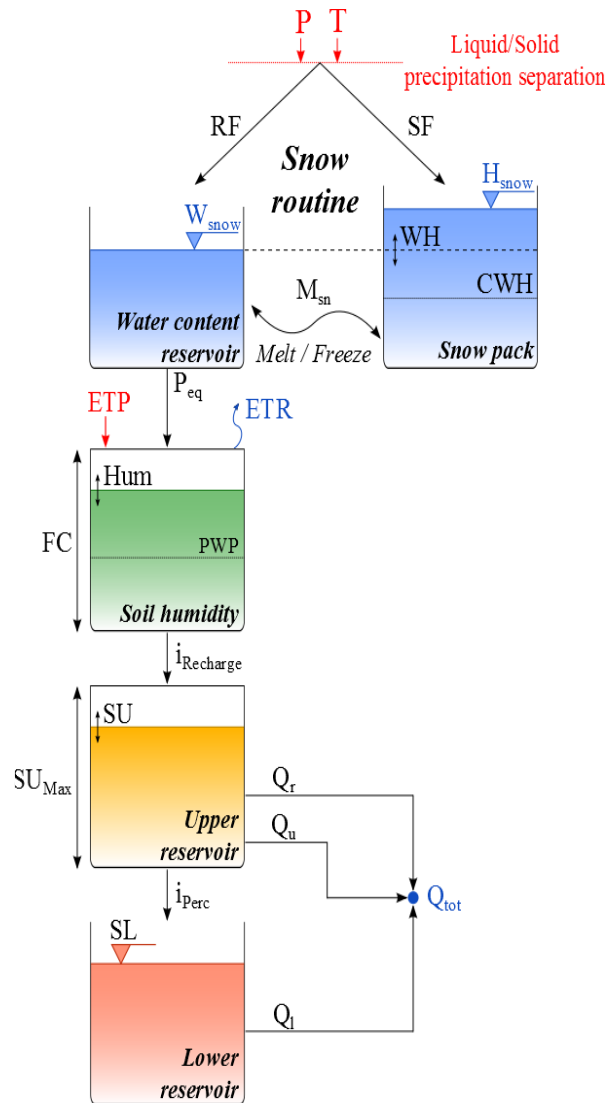


Figura 10: Modelo HBV
Fuente: Foehn et al (2014)

Lista de parámetros y condiciones para el modelo HBV, se muestra a continuación:

Tabla 5: Parámetros y condiciones del modelo HBV

Parametros	Unidad	Descripción	Rango
CFMax	mm/°C/día		0.5 a 20
CFR	-	Factor de congelación	0.05
CWH	-	Contenido crítico de agua en la nieve acumulada	0.1
TT	°C	Temperatura umbral de lluvia/nieve	0 a 3
TTInt	°C	Intervalo de temperatura para la mezcla de lluvia/nieve	0 a 3
TTSM	°C	Coefficiente de almacenamiento del interflujo	0
Beta	-	Coefficiente de almacenamiento del flujo base	1 a 5
FC	mm	Coefficiente de almacenamiento de la percolación	0.050 a 0.65
PWP	mm	Temperatura umbral para el derretimiento de la nieve	0.030 a 1
SUMax	mm	Coefficiente de forma	0 a 0.10
Kr	1/d	Máxima capacidad de almacenamiento del suelo	0.05 a 0.5
Ku	1/d	Punto de marchitez permanente del suelo	0.01 a 0.4
Kl	1/d	Nivel de umbral de agua del reservorio superior	0 a 0.15
Kperc	1/d	Coefficiente de almacenamiento del flujo cercano a la superficie	0 a 0.8
SWElni	m	Altura equivalente inicial del agua de nieve	-
WHlni	-	Contenido de agua relativo inicial en el paquete de nieve	-
Humlni	m	Humedad inicial	-
SUlni	m	Nivel de agua del yacimiento superior inicial	-
SUlni	m	Nivel de agua del yacimiento inferior inicial	-

2.18. ESTUDIOS REALIZADOS EN LA ZONA DE ESTUDIO

Existen diversos estudios realizados en el valle del Mantaro, es por eso necesario realizar un resumen de la información existente en la zona de estudio para tener de base para nuestra investigación y evitar la duplicidad y en el futuro sirva de base para investigaciones

18.1. ESTUDIOS HIDROLÓGICOS

a. Estudios de disponibilidad hídrica en la subcuenca del Rio Shullcas.

- El Proyecto Adaptación al Impacto del Retroceso Acelerado de Glaciares en los Andes Tropicales - PRAA”, es implementado con fondos del Banco Mundial (GEF y PHRD Japón) realizado un estudio de la sobre“ *Disponibilidad hídrica actual y futura en la subcuenca Shullcas*” su objetivo es determinar la disponibilidad hídrica superficial en la subcuenca hidrológica del río Shullcas, y su relación con el cambio climático desarrollando diferentes aplicaciones metodológicas para la caracterización de los parámetros hidrogeomorfológicos para generar escenarios de disponibilidad hídrica hacia al 2030.
- La Autoridad Nacional del Agua en coordinación con la Administración Local de Agua Mantaro (ALA Mantaro), ejecuto el *Estudio Evaluación de los Recursos Hídricos Superficiales en la Cuenca del Río Mantaro*, específicamente en la jurisdicción del ámbito de la Administración Local de Agua Mantaro, para ello se ha seleccionado las cuencas *Yauli, Yacus, Achamayo y Shullcas*. El objetivo de este estudio, contar con un material que contiene una serie de recomendaciones para la toma de decisiones y el aprovechamiento de los recursos hídricos superficiales, desarrollando políticas de control para regular el uso de los recursos hídricos donde surge la necesidad de implementar estaciones hidrométricas en las cuencas Yauli, Yacus, Achamayo y Shullcas ,para tener una mejor control y datos confiables para futuros estudios.
- En Marzo de 2016, AGRORURAL encarga a GEOSERVICE INGENIERIA S.A.C. el Servicio de Consultoría de Obra para la Elaboración del Expediente Técnico del Proyecto *“Afianzamiento Hídrico en el Valle del río Shullcas con fines Agrícola”*. El objetivo del proyecto consiste en el mejoramiento de la demanda agrícola de 1180 hectáreas, en los

distritos de Huancayo y El Tambo considerando la ejecución de obras hidráulicas como la construcción de la presa Ucuscancha I (Shullcas), como sistema de almacenamiento y regulación (toma y descarga de fondo), alivio (aliviadero de demasías, canal y rápida) en el sector de la quebrada Ucuscancha, y su posterior conducción obras de conducción (canales laterales).

- El (Servicio Nacional de Meteorología e Hidrología del Perú, 2016), el estudio de “*Vigilancia de peligros hidrológicos*” promovido por el Ministerio del Ambiente; El estudio se orientó en determinar aleatoriamente las formas de inundación del río Shullcas para un período de retorno de 100 años, tomó como punto de referencia la estación hidrométrica Shullcas, que se encuentra a los 3805 msnm, la que proporcionó la data histórica de caudales existente para calcular los caudales medios mensuales por el método de distribución Log Pearson tipo III; la determinación de tirantes y espejos de agua se obtuvo mediante el geo procesamiento en ArcGIS y HEC – RAS.

b. Modelamiento hidrológico utilizando software

- La presente tesis presentada por Cachúan Dávila, Jhan “ modelo hidrológico para la generación de crecidas máximas empleando el hidrograma unitario instantáneo geomorfológico en la sub cuenca del río Shullcas 2017” El modelo hidrológico determinístico del Hidrograma Unitario Instantáneo Geomorfológico, que permitió simular numéricamente los caudales pico y los tiempos pico alcanzados en la sub cuenca del río Shullcas, para tormentas de distintas duraciones y períodos de retorno, se obtuvo un caudal pico máximo, $Q_{m\acute{a}x}$, de 46.591 m³/s para un período de retorno de 100 años. (Cachúan, 2017).

- La presente tesis presentada por Laurente Aguirre, Walter “ *Modelamiento y simulación hidrológica de la subcuenca del río Shullcas de la provincia de Huancayo utilizando el simulador WEAP, 2010 – 2015.*

El software WEAP, es un modelo semidistribuido a escala mensual, que representará procesos específicos como precipitación, evapotranspiración, escorrentía, e irrigación de zonas agrícolas. Para lograr este último, en esta tesis se representa dos formas de riego, haciendo comparaciones entre ambos usando métodos de cálculo propuestos por WEAP. Realizando así la simulación con el modelo y para la calibración y validación de los parámetros utiliza un período comprendido entre 2010 – 2015, así determinar la proximidad que el modelo tiene con los datos históricos.

En la subcuenca del río Shullcas, no existen antecedentes sobre la aplicación de los modelos GR4J y SAC-SMA; sin embargo, existen estudios e investigaciones realizados en la subcuenca del río Shullcas como mencionados que están enfocados en el uso y aprovechamientos del recurso hídrico y en usando la tecnología como software de fácil acceso y disponible en plataforma para simulación hidrológica, utilizando serie de data históricas de la estaciones, para generar escenarios con proximidad a la realidad para poder predecir futuros comportamiento de la subcuenca.

Para la aplicación de estos modelos en la subcuenca del río Shullcas, se usó información proporcionada por diferentes entidades relacionadas con el uso del agua, como (SENAMHI) y diferentes software que actualmente son de fácil acceso y manejo de una gran cantidad de datos.

III. MATERIALES Y METODOS

3.1. UBICACIÓN Y DESCRIPCIÓN DE LA ZONA DE ESTUDIO

La investigación se desarrolló en la subcuenca del río Shullcas que pertenece a la cuenca hidrográfica del Mantaro se encuentran ubicada en el departamento Junín, en la provincia de Huancayo en el distrito del Tambo. La zona de estudio ha sido delimitada a partir de la estación hidrométrica Shullcas a continuación en la tabla 6: Se indica sus coordenadas en UTM.

Tabla 6: Ubicación Geográfica de la estación hidrométrica

Estación Hidrométrica	Coordenadas UTM (WGS 84)		
	Norte(m)	Este(m)	Cota (msnm)
Shullcas	8673088.2	482733.2	3600

Fuente: Elaboración propia (2019)

3.1.1. Ubicación política

La subcuenca de río Shullcas, políticamente se encuentra ubicada en dos ámbitos territoriales que está dividido por el Río: uno es el distrito de Huancayo, ubicado en la margen izquierda, con una superficie de 124,02 km² (63,34%) y el otro el distrito del Tambo ubicado en el margen derecho, con una superficie de 74,57 km² (36,66%). Abarca los distritos de Huancayo y el Tambo; incluyendo a los anexos de Acopalca, Uñas, Vilcacoto, Cullpa Alta, Cullpa Baja, Cochas Chico, Cochas Grande, Paccha, Aza y parte de Racracalla, siendo sus límites :

- Por el Norte: Distrito de Quilcas y el distrito del Tambo.
- Por el Sur: Distrito de Chilca, provincia de Tayacaja (Huancavelica).
- Por el Este: Distrito de Pariahuanca.
- Por el Oeste: Distrito de Huamancaca Chico.

3.1.2. Ubicación geográfica

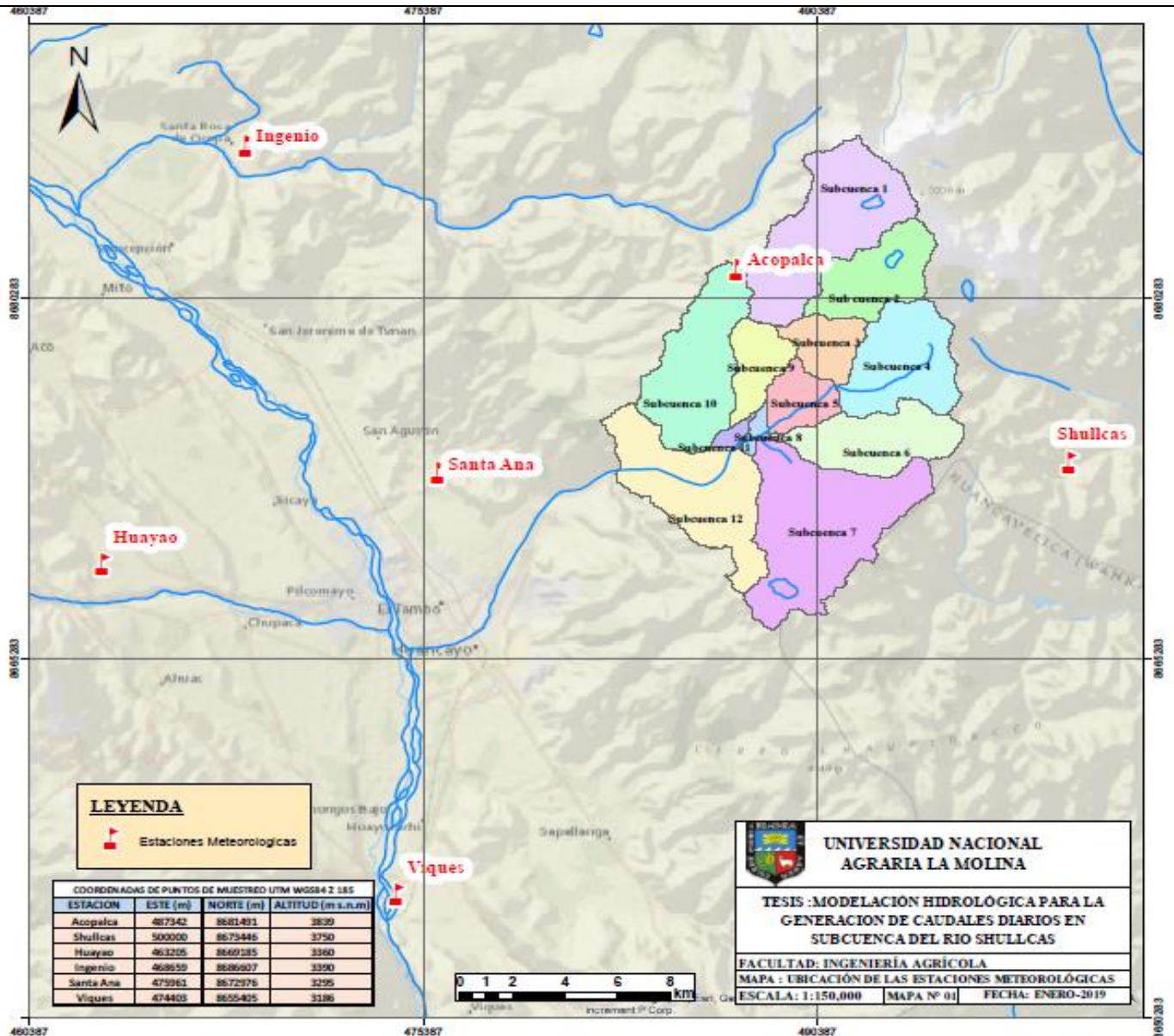
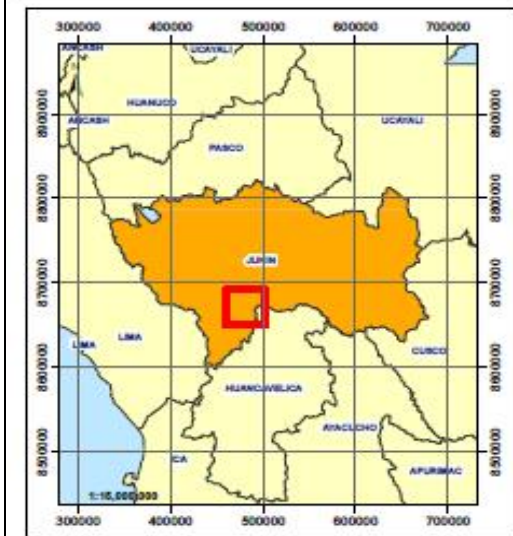
Dentro del ámbito geográfico de esta subcuenca del río Shullcas identificamos 43 lagunas, todas ubicadas sobre los 4000 msnm, de los cuales la de mayor longitud y de mayor representatividad es Lazo Huntay de 33 ha y Chuspicocha 22.5 ha donde nace el río Shullcas de ambas lagunas en la base de los nevados Talves y Huaytapallana respectivamente a continuación en la tabla 7: Se indica su ubicación en coordenadas en UTM.

Tabla 7: Ubicación Geográfica de la subcuenca

Subcuenca	Coordenadas UTM(WGS84)				Variación Altitudinal (msnm)
	Norte(m)	Sur(m)	Este(m)	Oeste(m)	
Shullcas	495992	474501	8687015	8665175	3172-5050

Fuente: Elaboración propia (2019)

En el Mapa N° 1, se puede apreciar los límites geográficos y se observa la unidad hidrográfica delimitada y subdividida en 12 unidades menores, así como el departamento que abarca el área de estudio.



3.1.3.Ubicación hidrográfica

Los límites hidrográficos para la subcuenca del río Shullcas se listan a continuación:

- Norte: Subcuenca del Tulumayo.
- Sur: Microcuenca del Chaclas.
- Este: Subcuenca del Pariahuanca.
- Oeste: Subcuenca del Achamayo.

3.1.4. Características Climatológicas

El clima de la zona de estudio, es de tipo húmedo - frígido, se ubica entre los 3,000 y 4,000 msnm. según Thornthwaite, las características morfológicas de la región permiten distinguir cinco zonas de vidas.

a. Bosque seco - Montano Bajo Tropical (bs- MBT)

Esta formación ecológica ocupa una superficie 3 767,05 ha(14,42 % del total). Se localiza por debajo de los 3 400 msnm, tiene un clima subhúmedo-templado , con temperatura media anual entre 17 °C y 12 °C . La actividad agrícola se desarrolla por la disponibilidad de agua que proviene de la lluvia únicamente para regar, desarrollándose así la agricultura de secano ,se desarrolla cultivos como el maíz, trigo, papa, haba, arveja, hortalizas y frutales adaptados.

b. Bosque húmedo - Montano Tropical (bh-MT)

Esta formación ocupa una superficie de 4 923,56 ha (18,84 % del total).Se localiza entre 3400 y 4000 msnm, con una temperatura media anual entre 12°C y 13°C tiene un clima húmedo. Se desarrolla la agricultura de secano, donde se cultivan especies nativas de alto valor alimenticio y consumo, como: papa, ulluco, mashua,tarhui,quinua, cebada, haba y arveja.

c. Páramo muy húmedo - Subalpino Tropical (pmh-SaT)

Esta formación ecológica ocupa una superficie aproximada de 13 920,06 ha (53,28 % del área total). Se localiza entre 3 900 y 4 500 msnm Posee un clima per húmedo-Frío, con temperatura media anual variable entre 6 °C y 3 °C. Esta zona de vida es escaso, pero se desarrolla la ganadería por las pasturas de la zona.

d. Tundra pluvial - Alpino Tropical (tp - AT)

Ocupa una superficie de 2 690,64 ha,(10,30 % del área total). Posee un clima supe húmedo-muy Frío, con temperatura media anual entre 3 °C y 1,5 °C.Se localiza sobre los 4 500 msnm.

e. Nival Tropical (NT)

Ocupa una superficie de 827,28 ha,(3,16 % del área total).Se localiza sobre los 4 800 msnm. Esta zona de vida constituye el potencial hídrico durante todo año, discurriendo para las partes más bajas para usos en : agricultura ,ganadería ,consumo humano ,etc.

3.1.5. Características Fisiográficas

La subcuenca del río Shullcas está ubicada en la cordillera occidental de los Andes, predomina un paisaje montañoso y colinos. Las unidades fisiográficas de la subcuenca del río Shullcas son:

- Abanico aluvial: terreno con una moderada inclinación en forma de abanico, superficie de 7,89 ha(0,04% del total).
- Bofedales: planicies hidromórficas, superficie 1174,62 ha(5,91% del total).
- Cimas de Montañas Empinadas: superficie de 95,3 ha(0,48% del total).

3.1.6. Características Hidrográficas

La sub-cuenca del río Shullcas, tributario del río Mantaro, es de origen nivo-lacustre es decir alimentado de las lagunas Lazo Huntay, Chuspicocha y esta a su vez por la fusión del hielo glacial del Nevado Huaytapallana y en forma pluvial de la laguna Huacracocha localizada en la margen derecha del río Shullcas.

a. Canales Principales

- Canal de conducción entubada para fines poblacionales y que tienen una capacidad de conducción de aproximadamente 700 l/s.
- Canal de irrigación margen derecha que conduce unos 600 l/s y que cubren las necesidades hídricas de las importantes áreas agrícolas.
- La captación la Mejorada, principal captación para riego, se ubica en la cota 3 440 msnm. en la margen derecha.

b. Sistema de Riego de la Margen Derecha

El sistema de riego de la margen derecha está constituido por una toma directa, dos tomas rústicas, una bocatoma y dos canales principales de concreto. A continuación se muestra el esquema de la red de riego en la Figura 11.

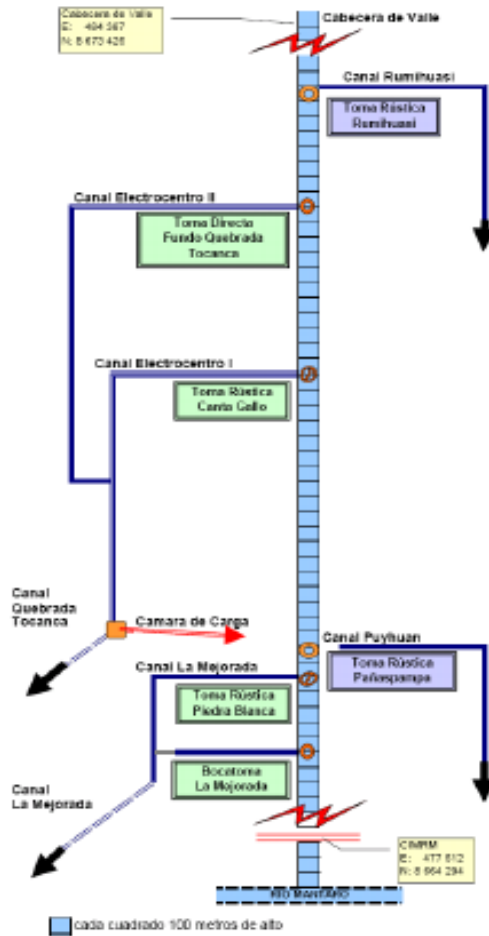


Figura 11: Esquema de la red de riego de la cuenca del Río Shullcas
Fuente: ANA-DCPRH-Aguas Superficiales

3.2. MATERIALES

3.2.1 INFORMACIÓN CARTOGRÁFICA

Para realizar el análisis en el área de estudio, se usó la información Cartográfica que se obtiene de la página web del USGS (Servicio Geológico de Estados Unidos), que se descargó el SRTM de 1-arcosegundo, es un DEM (modelo de elevación digital) que tiene una resolución de 30*30 m. A continuación se muestra en la Figura 12.

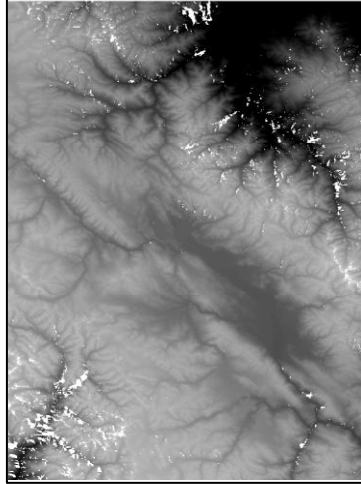


Figura 12: DEM de la zona de estudio
Fuente: Elaboración propia (2019)

3.2.2. INFORMACION HIDROMETEREOLÓGICA.

Se recopiló información hidrometeorológicos necesaria para desarrollar la presente investigación. Los datos hidrometeorológicos, están constituidos por registros de precipitación, temperatura y caudales diarios proporcionados por el Servicio Nacional de Meteorología e Hidrología (SENAMHI).

a. Información pluviométrica

La información pluviométrica recopilada abarca seis estaciones; que cuenta con información de precipitación diaria (2005-2012) de las siguientes estaciones:

Acopalca, Shullcas, Huayao, ingenio, Santa Ana y Viques,

El comportamiento de la información histórica de las estaciones pluviométricas se presenta en el Anexo 1.1.

b. información hidrométrica

La subcuenca del río Shullcas cuenta con una sola estación hidrométrica Shullcas, que cuenta con información de los niveles de agua forma diaria (2005-2012).

Según la Guía de práctica de hidrología de la Organización Meteorológica Mundial (2011), el nivel de agua (o altura) Mediante su correlación con el caudal fluvial o con los volúmenes de almacenamiento de embalses y lagos, el nivel de agua constituye el punto de partida para obtener registros de caudal o de reserva.

Los caudales diarios, lo hallaron con la ecuación de caudales generados que está en función de los niveles de agua que se encuentra en los Estudios realizados de “*Vigilancia de Peligros Hidrológicos*” proporcionados por la Dirección Zonal del Servicio Nacional de Meteorología e Hidrología (SENAMHI) de Junín. (SENAMHI, 2016)

El comportamiento de la información histórica de la estación hidrométrica se presenta en el Anexo 1.2.

c. Información climatológica ordinaria

La información climatológica utilizada para el estudio fue temperatura a nivel diario de (2005 – 2016), de las siguientes estaciones:

Huayao, Santa Ana , Ingenio y Viques

El comportamiento de la información histórica de las estaciones climatológicas de temperatura se presenta en el Anexo 1.3.

Tabla 8: Ubicaciones de las Estaciones meteorológicas

Estación	Tipo	Dpto.	Latitud	Longitud	Altitud
Acopalca	Pluviométrica	Junín	11° 55' 38"	75° 6' 58.5"	3839
Shullcas	Pluviométrica	Junín	12° 0' 0"	75° 0' 0"	3750
Huayao	Pluviométrica Climatológica	Junín	12° 2' 18"	75° 20' 17"	3360
Ingenio	Pluviométrica Climatológica	Junín	11° 52' 51"	75° 17' 16"	3390
Santa Ana	Pluviométrica Climatológica	Junín	12° 0' 15"	75° 13' 15"	3295
Viques	Pluviométrica Climatológica	Junín	12° 9' 47"	75° 14' 7"	3186

Fuente: Elaboración propia (2019)

Tabla 9: Ubicación de la Estación hidrológica

Estación	Tipo	Dpto.	Latitud	Longitud	Altitud
Shullcas	Hidrométrica	Junín	12° 0' 11"	75° 9' 31"	3600

Fuente: Elaboración propia (2019)

3.2.3. EQUIPOS Y PROGRAMA DE CÓMPUTO

Equipos:

- Computadora
- Impresora
- Útiles de escritorio

Software:

- Microsoft Excel 2013
- Microsoft Word 2013
- Adobe Acrobat (PDF).
- ArcGIS 10.2 .

- ArcHydroTools (extensión para ArcGIS).
- Google Earth Pro.
- Rs-Minerve 2.5.

3.3. METODOLOGIA

3.3.1 PROCESAMIENTO DEL AREA DE ESTUDIO CON EL SISTEMA DE INFORMACIÓN GEOGRÁFICA

En la presente investigación se utilizó como una herramienta el software ArcMap 10.3. Una de las extensiones del ArcMap 10.3 es el ArcHydroTools que permitió realizar la delimitación y cálculo de los parámetros geomorfológicos de la subcuenca en estudio.

Un paso previo antes de utilizar El SRTM de 1-arco segundo es un DEM en formato geotiff se debe realizar la corrección de los pixeles en blanco sin cota o altura del terreno que generan un problema para hacer la delimitación.

a. Se realiza el análisis en ArcGIS para subsanar estos espacios vacíos por medio de sentencias lógicas que hacen un traslape para rellenar los vacíos y se obtiene un DEM curado, como se muestra en la Figura 13.

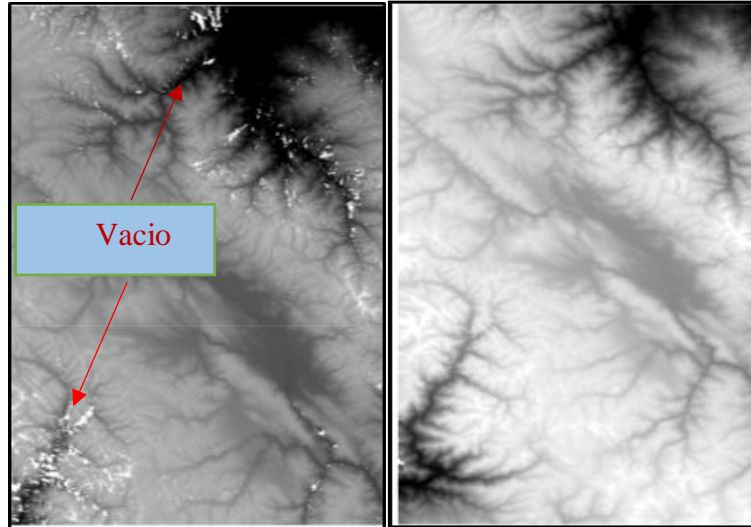


Figura 13: Llenado de vacío de un DEM
Fuente: Elaboración propia (2019)

b. Depresiones del DEM

El segundo paso para realizar el procesamiento del DEM curado se procede a usar la herramienta Fill Sinks del ArcHydro Tools. Fue rellenar todas las posibles depresiones (vacías), para que alcancen el nivel del terreno alrededor para determinar así la dirección del flujo, como se muestra en la Figura 14.



Figura 14: Depresiones DEM
Fuente: Elaboración propia (2019)

c. Dirección del flujo (Flow Direction)

La herramienta Flow Direction del ArcHydroTools, la utilizamos para definir la dirección del flujo que va de una cota mayor a una menor de cada celda o pixel, creando así un raster cuyos valores de dirección varían del 1 a 128, como se muestra en la Figura 15.

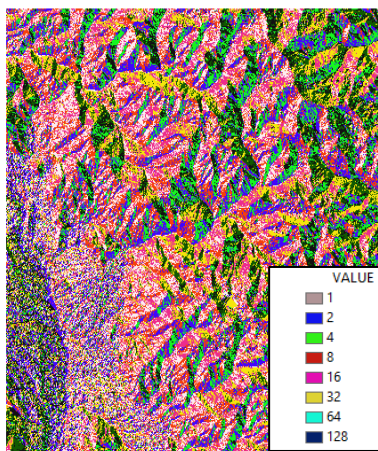


Figura 15: Dirección del flujo
Fuente: Elaboración propia (2019)

d. Acumulación del flujo (Flow Accumulation)

La herramienta Flow Accumulation del ArcHydroTools, genera un raster que contiene la información de como fluiría el agua a lo largo de la superficie, de cada celda o pixel tiene un valor de acumulación de peso proveniente de todas las celdas que drenan hacia ella confluyendo así en la parte más baja del terreno, como se muestra en la Figura 16.

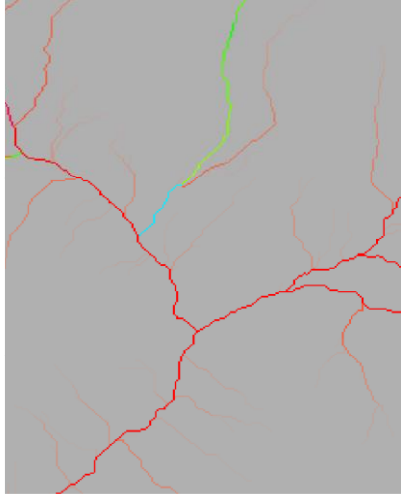


Figura 16: Acumulación del flujo
Fuente: Elaboración propia (2019)

d. Definición de la red de drenaje (Stream definition)

La herramienta Stream Definition del ArcHydroTools, nos permitió definir las celdas con mayor acumulación de flujo pertenecientes a la red de Corrientes de aguas.

e. Segmentación de la red de drenaje

La herramienta utilizada para la segmentación de la red de drenaje fue Stream Segmentación del ArcHydroTools. En este proceso se divide la red de drenaje en segmentos de corrientes que conectan a dos uniones sucesivas. Una confluencia y la otra de desembocadura, como se muestra en la Figura 17.

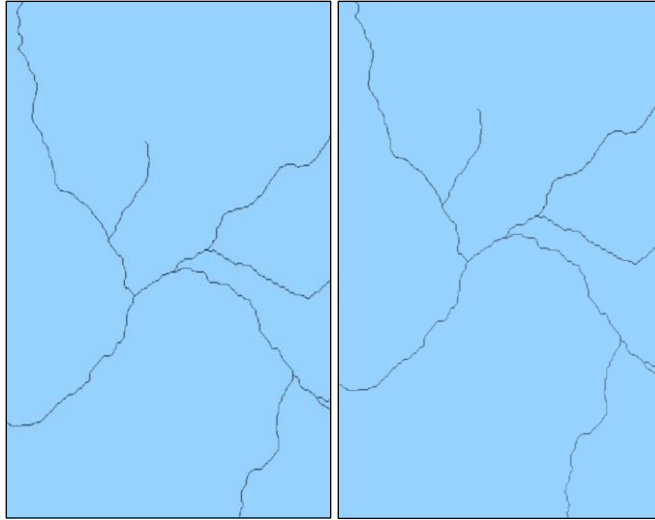


Figura 17: Definición y segmentación de la red de drenaje
Fuente: Elaboración propia (2019)

f. Delimitación de sub cuencas

La delimitación de las sub cuencas es para cada uno de los segmentos definidos para ello se utilizó la herramienta Catchment Grid Delineation del ArcHydroTools, como se muestra en la Figura 18.

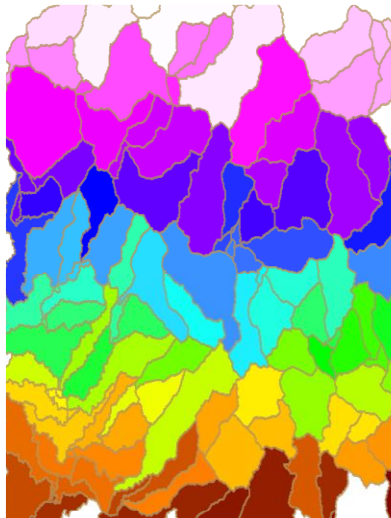


Figura 18: Delimitación de las sub cuencas
Fuente: Elaboración propia (2019)

g. Vectorización de sub cuencas y corrientes

La herramienta utilizada fue Catchment Polygon Processing y Drainage Line Processing del ArcHydroTools. Convirtió las sub cuencas y corrientes a formato shapefile (shp) o formato vectorial, como se muestra en la Figura 19.

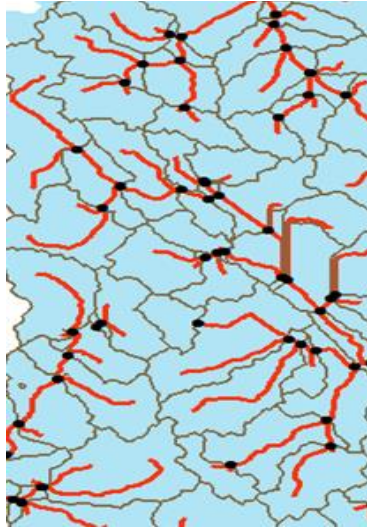


Figura 19: Vectorización de sub cuencas y corrientes
Fuente: Elaboración propia (2019)

h. Delimitación del área de estudio

La herramienta utilizada fue Batch subwatershed Delinearían del ArcHydroTools para delimitar el área de influencia de la subcuenca del Río Shullcas se tomó como punto de referencia (estación hidrométrica Shullcas), como se muestra en la Figura 20.

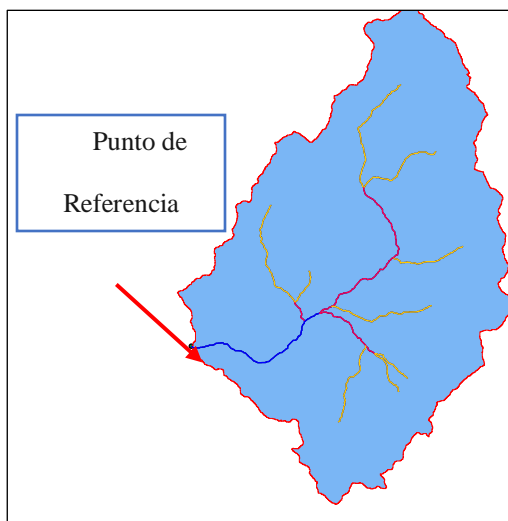


Figura 20: Delimitación del área de estudio
Fuente: Elaboración propia (2019)

3.3.2 CARACTERÍSTICAS GEOMORFOLÓGICOS DEL ÁREA DE ESTUDIO.

En este estudio vamos a presentar los aspectos que deben abordarse cuando se realiza la caracterización de una cuenca hidrográfica. Esta información la obtendremos con la herramienta computacional ArcGIS.

A continuación, se presentan los parámetros considerados en el estudio geomorfológico de las subcuenca del río Shullcas.

a. Parámetros de relieve

- **Área de la cuenca (A)**

Para calcular el área de una cuenca es necesario que el espacio este delimitado por una línea divisoria de aguas la cual es una línea imaginaria con respecto a las cuencas vecinas. Tiene una relación directamente con la escorrentía, en cuencas de gran tamaño en la que su red de drenaje es

complicada es necesario dividirlos en subcuena, para buscar mayor homogeneidad y hallar el tamaño de la superficie de la cuenca que se expresada en km².

- **Perímetro (P)**

El perímetro de la cuenca, es la longitud del contorno del área de la cuenca, este parámetro es útil para diferenciar la forma de la cuenca, donde los valores altos corresponden a cuencas alargadas mientras la de menor a cuencas redondeadas.

- **Pendiente media del cauce (j)**

Es la relación entre el desnivel Altitudinal del cauce y su longitud se representa de la siguiente forma:

$$j = \frac{DA}{L}$$

Donde:

DA: desnivel Altitudinal (km)

L: longitud del cauce (km.)

- **Pendiente media o promedio de la cuenca (J)**

La pendiente media o promedio de la cuenca es parámetro de gran importancia para un estudio hidrológico, este controla la velocidad de la escorrentía superficial en la cuenca al caer a la superficie y la erosión que esta puede producir.

$$J = 100 \frac{\sum Li * E}{A}$$

Donde:

J: Pendiente media de cuenca longitud del cauce.

Li: Longitud de cada una de las curvas de nivel (km.)

E: Equidistante de las curvas de nivel (km.)

A: Superficie de la cuenca (km².)

Tabla10:

Rangos aproximados de la Pendiente media

Pendiente media	Terrenos
0 a 2	Llano
2 a 5	Suave
5 a 10	Accidentado medio
10 a 15	Accidentado
15 a 25	Fuertemente accidentado
25 a 50	Escarpado
>50	Muy escarpado

Fuente: Pérez (1979)

- **Rectángulo equivalente**

Es una representación geométrica de una cuenca en un rectángulo equivalente con un lado mayor (L) y otro lado menor (l) que al ser multiplicados obtendremos la superficie, para ello debemos de suponer, igual coeficiente de compacidad y misma distribución de las curvas hipsométrica, se representa de la siguiente forma:

$$(L,l) = \frac{Kc * \sqrt{A}}{1.128} * (1 \pm \sqrt{1 - \left(\frac{1.128}{Kc}\right)^2})$$

Donde:

Kc: Coeficiente de compacidad

A: Área de la cuenca (km²)

- **Curva Hipsométrica**

La curva hipsométrica es una representación gráfica entre la superficie que queda sobre diferentes alturas de la superficie drenada de la cuenca proyectada en km² o en porcentajes construida en el eje de las abscisas y las curvas de nivel en el eje de las ordenadas.

- **Polígono de frecuencia**

El polígono de frecuencia permite determinar las altitudes más frecuentes en una cuenca a través de una representación de un diagrama de polígonos en un sistema métrico de coordenadas, en el eje de las abscisas, las altitudes y en el eje de las ordenadas el porcentaje del área. Este diagrama podemos obtener de la curva hipsométrica.

- **Coeficiente de masividad(Cm)**

El coeficiente de masividad es la relación entre la pendiente media de la cuenca, este dato lo obtenemos de la curva hipsométrica, y el área. Los valores altos son cuencas de cumbres altas y bajo en cuencas de terrenos planos

$$Cm = \frac{J}{A}$$

Donde:

Cm: Coeficiente de masividad

J: altura media de la cuenca(m/km)

A: Área de la cuenca (km²).

b. Parámetros de forma

- **Coeficiente de Gravelius o Compacidad (Kc)**

El Coeficiente de Compacidad (Kc), relaciona el perímetro de la cuenca con el perímetro de una cuenca teórica circular de igual área; entonces calcula la relación entre el ancho promedio del área de captación y el perímetro de la cuenca de la siguiente forma: Toma siempre un valor mayor a la unidad, creciendo con la irregularidad de la cuenca, se representa de la siguiente forma:

$$Kc = \frac{0.28 * P}{\sqrt{A}}$$

Donde:

Kc: Coeficiente de compacidad

P: Perímetro de la cuenca(km)

A: Área de la cuenca(km²)

Kc siempre es mayor que la unidad, el valor aumenta directamente proporcional a las irregularidades de la Cuenca.

- **Factor de Forma (F)**

Es la relación entre el ancho promedio de la cuenca (w) y la longitud (L), se representa de la siguiente forma:

$$F = \frac{W}{L}$$

Donde:

F: Factor de forma

w: Ancho promedio de la cuenca(km)

L: Longitud del cauce principal(km)

Si $F > 1$, la forma de la cuenca es redondeada.

Si $F < 1$, la forma de la cuenca es alargada.

- **Relación de Elongación (Re)**

Es la relación adimensional entre el diámetro de un círculo que tenga la misma superficie de la cuenca y la longitud máxima de la cuenca, se presenta de la siguiente forma:

$$Re = 1.128 \frac{\sqrt{A}}{Lm}$$

Donde:

Re: Relación de elongación

A: Superficie de la cuenca (km²)

Lm: longitud máxima de la cuenca (km)

- **Relación de circularidad (Rc)**

Es la relación adimensional entre área de la cuenca entre y la del círculo cuya circunferencia es equivalente al perímetro de la cuenca, se presenta de la siguiente forma:

$$Rc = \frac{W = 4. \pi. A}{P^2}$$

Donde:

Rc: Relación de circularidad

A: Superficie de la cuenca (km²)

P: Perímetro de la cuenca (km).

c. Parámetros de la red de drenaje.

- **Longitud del cauce principal (L)**

La longitud de su cauce principal, es la distancia equivalente que recorre el río entre el punto de mayor cota aguas arriba y el punto de confluencia aguas abajo.

- **Densidad de drenaje**

La densidad drenaje es la relación entre la longitud total de los recorridos del agua de la cuenca y la superficie total de la misma. Se representa de la siguiente forma:

$$Dd = \frac{Li}{A}$$

Donde:

Dd: Densidad de drenaje de la cuenca.

Li: Longitud total de las corrientes de orden i en (km).

A: Área de la cuenca (km²).

Este parámetro se relaciona con la topografía de la cuenca los valores bajos tienen suelos con materiales poco erosionables, en caso contrario cuando los valores altos las precipitaciones contribuyen a las descargas de los ríos.

3.3.3. ANÁLISIS DE CONSISTENCIA DE DATOS

La no homogeneidad e inconsistencia en secuencia hidrológica representa uno de los aspectos más importantes del estudio en la hidrología contemporánea, particularmente en los relacionado a la conservación, desarrollo y control de recursos hídricos, ya que, cuando no se identifica, elimina ni se ajustan a las condiciones futuras la inconsistencia y no homogeneidad en la muestra histórica, un error significativo puede introducirse en todos los análisis futuros que se realicen obteniendo resultados altamente sesgados (Aliaga V. , 1983).

La inconsistencia de las series históricas de las variables meteorológicas se produce generalmente por el cambio de ubicación y por la mala exposición de los equipos de medición en la estación.

Para evaluar la confiabilidad y hacer un control de calidad de la información hidrometeorológicos registrada que se obtuvo de la subcuenca en estudio, un paso previo antes de utilizar los datos observados de los seis estaciones meteorológicas y una estación hidrométrica, existe la necesidad de realizar un análisis de consistencia para la homogenización de los datos para una mayor representatividad en su precisión que son de vital importancia para este estudio.

En el Anexo 2 se observa el análisis realizado para la consistencia de datos hidrometeorológicos.

Para la detectar los registros inconsistentes y no homogéneos se realizó el siguiente análisis:

a. Análisis de saltos

Los saltos “Jump” denominados también resbalamientos, son formas determinísticas transitorias que permiten a una serie hidrológica periódica y no periódica pasar desde un estado a otro, como respuesta a cambios hechos por el hombre debido al continuo desarrollo de los recursos hídricos en la cuenca o cambios naturales que puedan ocurrir (Aliaga V. , 1983).

b. Identificación del salto

Para identificación y evaluar los saltos es necesario analizar los factores que provocaron estos errores ya se por la intervención de la mano del hombre o por fenómeno natural. El procedimiento de identificación del salto es la siguiente.

- **Análisis de hidrogramas**

El primer paso consiste en realizar una inspección visual de distribución temporal de los datos meteorológicos gráficamente observando así los valores muy altos o valores muy bajos.

- **Análisis de doble masa**

Este análisis se utiliza para tener la confiabilidad de los datos hidrológicos, y no para la corrección de estos para ello existen criterios estadísticos . La obtenemos el diagrama ploteando en el eje de las abscisas los acumulados de los promedios de la precipitación de todas las estaciones y, en el eje de las ordenadas los acumulados de la precipitación de cada una de las estaciones. De esto se selecciona la estación base la que presenta menores quiebres para volver a

construir nuestro diagrama como observamos en la figura 22, los puntos deberán alinearse a una recta.

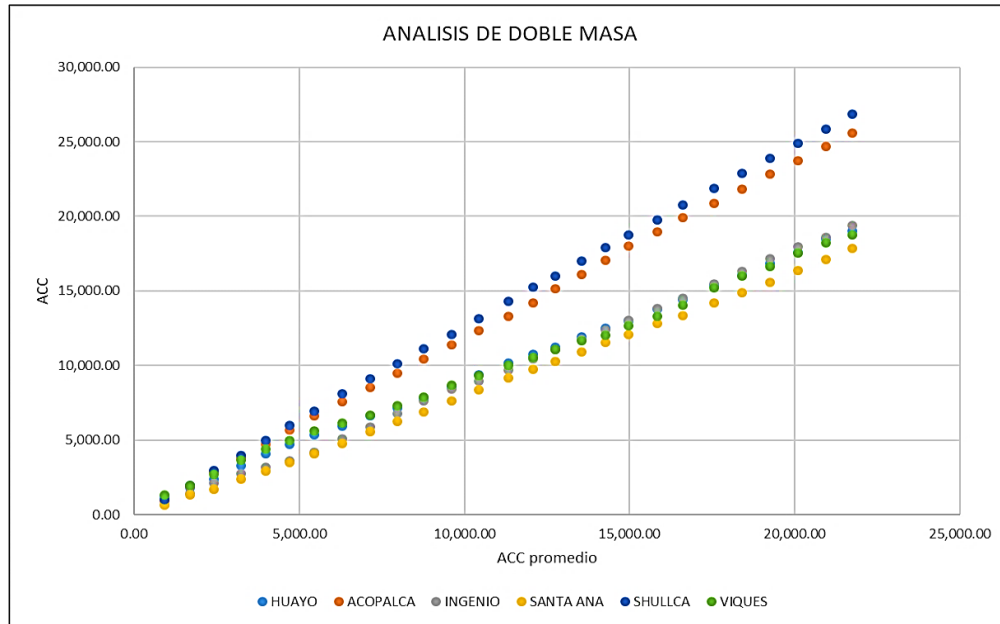


Figura 21: Análisis de doble masa de las estaciones
Fuente: Elaboración propia (2019)

c. Evaluación y cuantificación

Luego de las observaciones de los histogramas y análisis de doble masa deberán ser analizadas.

- **Consistencia en la media**

Mediante la prueba estadística T de Student podemos comparar si existe una diferencia significativa entre las medias muestrales de la serie de tiempo de las precipitaciones (2005 – 2016) dividida en dos partes muestrales de la misma población, los datos observados es mayor a 30 entonces asumimos que es una distribución normal especificamos el nivel de la probabilidad (nivel de la significación, α) que estamos dispuestos a aceptar ($\alpha=0.05$ es un valor común aceptado) a continuación presentamos los pasos a seguir :

Hallamos la media y la desviación estándar de las dos muestras:

$$x_1 = \frac{1}{n_1} \sum_{i=1}^{n_1} (x_i) \quad ; \quad s_1 = \left[\frac{1}{n_1 - 1} \sum_{i=1}^{n_1} (x_i - \bar{x}_1)^2 \right]^{1/2}$$

$$x_2 = \frac{1}{n_2} \sum_{i=1}^{n_2} (x_i) \quad ; \quad s_2 = \left[\frac{1}{n_2 - 1} \sum_{i=1}^{n_2} (x_i - \bar{x}_2)^2 \right]^{1/2}$$

Donde:

$\bar{X}_1; \bar{X}_2$: Media de los periodos 1 y 2 respectivamente.

$X_i; X_j$: Valores de la serie del periodo 1 y 2 respectivamente.

$S_1; S_2$: Desviación estándar de los periodos 1 y 2 respectivamente

$n_1; n_2$: Tamaño de muestra.

- **Prueba de media:**

Establecer la hipótesis planteada y la hipótesis alternativa

$H_p = \mu_1 = \mu_2$; (media poblacional)

$H_a = \mu_1 \neq \mu_2$; $\alpha = 0.05$.

Cálculo de la desviación estándar de la diferencia de los promedios

$$s_d = s_p \left(\frac{1}{n_1} + \frac{1}{n_2} \right)^{1/2}$$

$$s_p = \left[\frac{(n_1 - 1) \cdot s_1^2 + (n_2 - 1) \cdot s_2^2}{n_1 + n_2 - 2} \right]^{1/2}$$

Donde :

S_d : Desviación estándar de los promedios.

S_p : Desviación standard ponderada.

- **Realización de la prueba T-Student**

$$T_C = \frac{(x_1 - x_2) - (u_1 - u_2)}{\bar{s}_d}$$

El valor absoluto de T_C (calculado) se compara con el valor de la distribución T de Student (t de tabla) de dos colas y con G.L = $n_1 + n_2 - 2$ (Grados de libertad) y con 5 % de nivel de significancia.

Los criterios de decisión serán si:

$|T_C| \leq T_t \rightarrow x_1 = x_2$, (Salto no es significativo)

$|T_C| > T_t \rightarrow x_1 \neq x_2$, (Salto es significativo es necesario su corrección)

d. Consistencia en la desviación estándar

Se realiza mediante la prueba estadística F de Fisher a continuación se describe:

$$s_1^2(x) = \left[\frac{1}{n_1 - 1} \right] \sum_{i=1}^{n_1} (x_i - \bar{x}_1)^2$$

$$s_2^2(x) = \left[\frac{1}{n_2 - 1} \right] \sum_{i=1}^{n_1} (x_i - \bar{x}_2)^2$$

Se establece la hipótesis planteada y alternativa

$H_p: \delta_1^2 = \delta_2^2$; (variancias poblacionales)

$H_a: \delta_1^2 \neq \delta_2^2$; $\alpha = 0.05$.

- **Realización de la prueba de F:**

$$F_c = \frac{s_1^2(x)}{s_2^2(x)}; s_1^2(x) > s_2^2(x)$$

$$F_c = \frac{s_2^2(x)}{s_1^2(x)}; s_2^2(x) > s_1^2(x)$$

El valor de F_c (calculado) se compara con el valor de la distribución F de Fisher (t de tabla) con G.L.N = $n_1 - 1$ (Grados de libertad del numerador), G.L.N = $n_2 - 1$ (Grados de libertad del denominador) y con 5 % de nivel de significancia.

Los criterios de decisión serán si:

$F_c \leq F_t \rightarrow S_1 = S_2$ (salto no es significativo)

$F_c > F_t \rightarrow S_1 \neq S_2$; (salto es significativo es necesario su corrección)

3.3.4. CALIBRACION Y VALIDACION DE LOS MODELOS HIDROLOGICOS

El sistema informático Rs-Minerve nos permite la simulación de la formación de lluvia - escorrentía mediante un esquema conceptual cuenta con siete modelos hidrológico (SWMM, Snow-GMS, SOCONT, SAC-SMA, GR4J y HBV), para el presente estudio se usarán solo cuatro modelos hidrológicos que anteriormente ya se usaron en otras investigaciones que son: SOCONT, SAC-SMA, GR4J y HBV, cada uno de estos modelos tiene su número de parámetros y condiciones iniciales a continuación se muestra en la tabla 11:

Tabla 11:

Tabla 10

Número de parámetros y condiciones iniciales de los modelos

Modelo	N ⁰ de parámetros	N ⁰ de condiciones iniciales
GR4J	4	2
SOCONT	6	4
HBV	11	5
SAC-SMA	16	6

Fuente: Elaboración propia (2019)

Los cuatros modelos hidrológicos que se utilizaran en esta investigación, debe tener una base de datos con información hidrometereológica que anteriormente han sido analizados estadísticamente para poder ser ingresados al sistema informático Rs-Minerve. A continuación en la tabla 12 se muestra los datos de entrada que requiere cada uno de los cuatro modelos:

Tabla 12:

Tabla 11

Variables de entrada de los Modelos

Modelos hidrológicos	Variables de entrada
GR4J	Precipitación y evapotranspiración
SAC-SMA	Precipitación y evapotranspiración
SOCONT	Precipitación ,Temperatura
HBV	Precipitación, Temperatura

Fuente: Elaboración propia (2019)

a. Estación Meteorológica Virtual

El software trabaja con el objeto “**estación virtual**”, la cual se ubicará en el centroide (x, y, z) de cada subcuenca o microcuenca, 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.

Existen dos métodos para la distribución espacial de las variables meteorológicas (temperatura, precipitación y ETO) corresponden a los métodos de Thiessen y Shepard. Para fines de la investigación se utilizó el método de interpolación Shepard, porque nos permite utilizar todas las estaciones instaladas alrededor de la subcuenca y abarcar así una mayor diversidad de información meteorológica.

- **Método de Shepard**

La evaluación de una variable en una estación virtual “s” desde “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. A continuación, se muestra la ecuación.

$$d_{i,s} = \sqrt{(X_i - X_s)^2 + (y_i - y_s)^2}$$

Donde:

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”.

s : Distancia entre la estación meteorológica “i” y la estación virtual “s”.

Las estaciones meteorológicas “n” para la interpolación espacial en la estación “s” virtuales se determinan automáticamente respetando a la ecuación. Por lo tanto, el número “n” de estaciones meteorológicas es variable para cada par (s, r_s). Sin embargo, se puede fijar un número mínimo de estaciones a utilizar para la interpolación.

$$d_{i,s} \leq r_s$$

Donde:

rs: radio de búsqueda de estaciones meteorológicas.

El método de interpolación Shepard toma en cuenta la evolución de las variables meteorológicas en función de la altitud. Por lo tanto, las variables P_i , T_i , ET_o , 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 (Gradiente ET_o , dET_o/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.

$$PS = \text{coeff}P_s \cdot \frac{\sum_{i=1}^n P_i + \frac{dP_s}{dz} \cdot (Z_s - Z_i) \cdot \frac{1}{d^2_{i,s}}}{\sum_{i=1}^n \frac{1}{d^2_{i,s}}}$$

$$TS = \text{coeff}T_s \cdot \frac{\sum_{i=1}^n T_i + \frac{dT_s}{dz} \cdot (Z_s - Z_i) \cdot \frac{1}{d^2_{i,s}}}{\sum_{i=1}^n \frac{1}{d^2_{i,s}}}$$

$$EToS = \text{coeff}EToS \cdot \frac{\sum_{i=1}^n ET_{oi} + \frac{dEToS}{dz} \cdot (Z_s - Z_i) \cdot \frac{1}{d^2_{i,s}}}{\sum_{i=1}^n \frac{1}{d^2_{i,s}}}$$

Donde:

Ps:	Valor de la precipitación en la estación virtual de “s”
Ts:	Valor de la temperatura en la estación virtual de “s”
ETos:	Valor de la evapotranspiración en la estación virtual de “s”
Pi:	Valor de la precipitación en la estación meteorológica “i”
Ti:	Valor de la temperatura en la estación meteorológica “i”
EToi:	Valor de la evapotranspiración en la estación meteorológica “i”
CoeffPs:	Coefficiente de precipitación
CoeffTs:	Coefficiente de temperatura (°C)
CoeffETos:	Coefficiente de evapotranspiración
Zs:	Altitud de la estación virtual de “s” (m.s.n.m)
Zi:	Posición de la estación meteorológica “i” de la base de datos (m.s.n.m)

b. Evapotranspiración (ETO)

El sistema informático Rs-Minerve cuenta con métodos disponibles dentro del software son: Tur, McGuinness, Oudin y ETP uniforme. En la figura 22 se muestra los cuatro métodos que nos ofrece el software

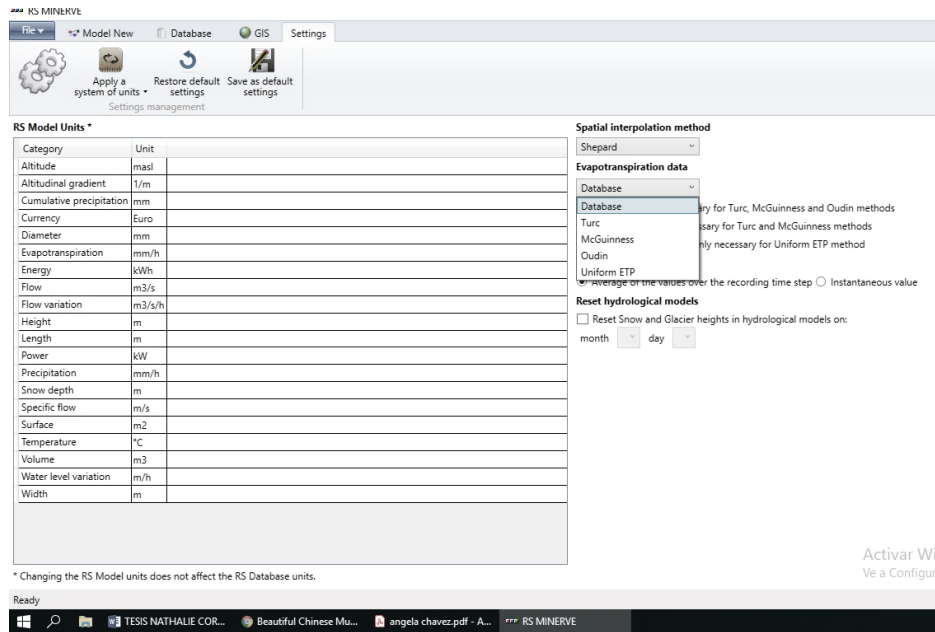


Figura 22: Método del cálculo de la evapotranspiración
Fuente: Elaboración propia(2019)

c. Calculo de evapotranspiración por el Rs-Minerve

Se utilizó la metodología de Turc para el cálculo de la ETP a partir de datos de temperatura media diaria, la evapotranspiración potencial propuesto por Turc (1955, 1961) se presenta en la siguiente ecuación:

$$ETP = \text{CoeffETP} \cdot K \frac{T}{T + 15} \cdot (Rg + 50)$$

Donde:

$$ETP = 0, \text{ Si } T \leq 0$$

T: Temperatura del aire en °C.

Rg: Radiación global (cal/cm²/día).

K: valor de la Constante.

K= 0.4 Si mes ≠ Febrero

K= 0.37 Si mes = Febrero

El valor de R_g es un promedio mensual dependiente de la ubicación (latitud y longitud) de la radiación global.

d. Cálculo de la evapotranspiración potencial por la fórmula empírica

La fórmula de Hargreaves y Samani (1985) para evaluar la Evapotranspiración Potencial ha sido aplicada en la zona sierra brindando buenos resultados, necesita solamente datos de temperaturas y de Radiación Solar. La fórmula se expresa Se expresa mediante la fórmula siguiente:

$$ET_o = 0.0135 \cdot (t_{med} + 17.78) \cdot R_s$$

Donde:

ET_o : Evapotranspiración diaria (mm/día)

t_{med} : Temperatura media (°C)

R_s : Radiación solar incidente (mm/día)

La radiación solar incidente, R_s , se evalúa a partir de la ecuación:

$$R_s = R_0 \cdot K_T (t_{max} - t_{min})^{0.5}$$

Donde:

R_0 = Radiación solar extraterrestre

K_T = Coeficiente

t_{max} = Temperatura diaria máxima (°C)

t_{min} = Temperatura diaria mínima (°C)

Los valores de R_0 están tabulados, utilizaremos la Tabla de Radiación solar extraterrestre en mm/día (Allen, Pereira, Raes y Smith, 2006).

El coeficiente K_T de la ecuación es un coeficiente empírico, Hargreaves, recomienda:

$K_T = 0.162$ para regiones del interior

$K_T = 0.19$ para regiones costeras

Para esta investigación el K_T utilizado es 0.162 debido a que la zona de estudio se ubica en la sierra central

El comportamiento de la información de la serie histórica de evapotranspiración se presenta en el Anexo 1.4

Los cuatros modelos se encuentra esquemáticamente constituido por captaciones interconectadas siguiendo la representación del sistema hidrológico modelado que a continuación se presenta :

e. Modelo Hidrológicos

Los modelos hidrológicos que se utilizaron para esta investigación son cuatro que a continuación se describe cada uno de ellos:

- **Modelo GR4J**

A continuación se presenta los cálculos correspondiente a este modelo:

El primer cálculo es la equilibrar la P_{eq} por ETP para determinar una intensidad neta (P_n) y una evapotranspiración neta (E_n) de acuerdo con las ecuaciones:

$$P_n = P_{eq} - ETP ; P \geq ETP, E_n=0$$

$$E_n = ETP - P_{eq} ; P < ETP, P_n=0$$

Donde :

Pn: Intensidad de la lluvia neta

Peq: Precipitación equivalente

ETo: Evapotranspiración

En: Evapotranspiración neta

Cuando la intensidad de lluvia neta (Pn) no es cero, una parte de esta que alimenta el embalse de producción (Ps) alimenta el depósito de producción (S), como se presenta en ecuación.

$$PS = \frac{d}{dt} \frac{x_1 \cdot \left(1 - \left(\frac{S}{x_1}\right)^2\right) \cdot \tanh\left(\frac{Pn \cdot dt}{x_1}\right)}{1 + \left(\frac{S}{x_1}\right) \cdot \tanh\left(\frac{Pn \cdot dt}{x_1}\right)}$$

Donde:

Ps: Intensidad de la lluvia que alimenta el reservorio de producción.

X1: Capacidad máxima del depósito de la producción S.

Cuando la evapotranspiración neta (En) no es cero, la evapotranspiración de referencia, desde el depósito de producción (Es) se calcula en función al nivel de agua en el depósito de producción tal como se describe en la ecuación.

$$ES = \frac{d}{dt} \frac{s \cdot \left(1 - \left(\frac{S}{x_1}\right)\right) \cdot \tanh\left(\frac{En \cdot dt}{x_1}\right)}{1 + \left(1 - \left(\frac{S}{x_1}\right)\right) \cdot \tanh\left(\frac{En \cdot dt}{x_1}\right)}$$

Donde:

S: Contenido de agua en el depósito de producción.

Es: Evapotranspiración desde el depósito de producción.

La percolación (iPerc) que fluye desde el depósito de producción se calcula de la siguiente manera:

$$iPerc = \frac{d}{dt}(s + (Ps - Es).dt) \cdot \left(1 - \left(1 + \left(\frac{4}{9} \cdot \frac{(s + (Ps - Es).dt)}{x_1} \right)^4 \right)^{\frac{1}{4}} \right)$$

Donde:

iPerc: Intensidad percolación.

Finalmente, la variación en el depósito de producción S se obtiene según la ecuación

$$ds/dt = Ps - Es - iPerc ; S \geq 0$$

La cantidad de agua (i_r) que va al depósito de encaminamiento es proporcionada por:

$$iPr = iPerc + (Pn - Ps)$$

Donde:

iPr: Intensidad que fluye hacia el depósito de enrutamiento.

Posteriormente, para el cálculo de los hidrogramas unitarios, iPr se divide en dos componentes de flujo: el 90 por ciento se encamina mediante un hidrograma unitario UH1 y un reservorio de enrutamiento y un 10 por ciento mediante 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 según el paso de tiempo t como se

presenta en la ecuación. Las ordenadas de UH1 y UH2 se calculan a continuación mediante las ecuaciones.

$$SH1_t = 0 \quad ; \quad t \leq 0$$

$$SH1_t = \left(\frac{t}{x_4}\right)^{\frac{5}{2}} \quad ; \quad 0 < t < X_4$$

$$SH1_t = 1 \quad ; \quad t \geq X_4$$

$$SH2_t = 0$$

$$SH2_t = \frac{1}{2} \left(\frac{t}{x_4}\right)^{\frac{5}{2}} \quad ; \quad X_4 < t < 2.X_4$$

$$SH2_t = 1 - \frac{1}{2} \left(2 - \frac{t}{x_4}\right)^{\frac{5}{2}} \quad ; \quad t \geq 2.X_4$$

$$SH2_t = 1$$

$$UH1_t = SH1_j - SH1_{j-1}$$

$$UH2_t = SH2_j - SH2_{j-1}$$

Donde:

SH1: Hidrograma 1 de S

SH2: Hidrograma 2 de S

t: Tiempo

X4: Base de tiempo

UH1: Hidrograma de SH1

UH2: Hidrograma de SH2

Inmediatamente, en cada paso de tiempo k, los flujos de salida Q₀ y Q₁ de los dos hidrogramas corresponden a la convolución de las intensidades previas, se calcula como se presenta en las ecuaciones.

$$Q9 = 0.9. \sum_j (UH1_j \cdot iPr_{k-j-l})$$

$$Q1 = 0.1. \sum_j^m UH2_j \cdot iPr_{k-j-l}$$

Donde:

Q9: Flujo unitario del hidrograma UH1

Q1: Flujo unitario del hidrograma UH2

m j: Día entero

l = valor entero de X4 + 1

m = valor entero de 2 * X4 + 1

Entonces, una función de intercambio (iF) con el exterior no atmosférico produce un intercambio de agua subterránea de acuerdo con (la interpretación física de esta función no es directa). Luego, el depósito de enrutamiento (R) se vacía mediante una descarga de enrutamiento (Qr ') como se describe en la ecuación.

$$iF = \frac{d}{dt} X_2 \cdot \left(\frac{R}{X_3}\right)^{\frac{7}{2}}$$

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

Donde:

iF: Función de intercambio

X2: Coef de intercambio de agua

R: Nivel de agua en el depósito de enrutamiento

X3: Capacidad de enrutamiento en un día de depósito

Qr': Depósito de enrutamiento

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

$$dR/dt = Q_9 - iF - Q_r ; R \geq 0$$

La salida Q_1 del hidrograma UH2 también tiene el mismo intercambio para proporcionar el flujo complementario Q_d' .

$$Q_d = Q_1 + iF ; R \geq 0$$

Donde:

Q_d' : Salida complementaria unitaria

Finalmente, las salidas del modelo se calculan tal como se presenta en las ecuaciones y el flujo total en la salida, Q_{tot} , tal como se presenta en la ecuación:

$$Q_r = Q_r' \cdot A$$

$$Q_d = Q_d' \cdot A$$

$$Q_{tot} = Q_r + Q_d$$

Donde:

Q_r : Flujo de salida desde el depósito de enrutamiento

A : Superficie de la cuenca

Q_d : Salida complementaria

Q_{tot} : Salida total

• **Modelo SOCONT**

A continuación se presenta los cálculos correspondiente a este modelo:

En un primer paso, la precipitación se divide en una precipitación sólida (Psn) y en una precipitación líquida (PW) en función de la temperatura ,tal como se presenta en la ecuación.

$$P_w = \alpha \cdot P$$

$$P_{sn} = (1 - \alpha) \cdot P$$

$$\alpha = 0 \quad ; \quad T < T_{CP1}$$

$$\alpha = (T - T_{CP1})(T_{CP2} - T_{CP1}) \quad ; \quad T_{CP1} < T < T_{CP2}$$

$$\alpha = 1 \quad ; \quad T > T_{CP2}$$

Donde:

Pw: Precipitación líquida

α : Factor de separación

P: Precipitación

Psn: Precipitación sólida

T: Temperatura (°C)

Tcp1: Temperatura crítica mínima para precipitación líquida (°C).

Tcp2: Temperatura crítica máxima para precipitación sólida (°C)

Si la temperatura observada es inferior a Tcp1, se produce precipitación sólida.

Si la temperatura es más alta que Tcp2, se produce la precipitación de líquido.

Si la temperatura observada se encuentra entre estos dos valores críticos, se producen precipitaciones líquidas y sólidas.

La precipitación sólida (P_{sn}) se utiliza como entrada para el paquete de nieve, variando su contenido en función de la fusión o congelación. El cálculo del derretimiento de nieve se realiza de la siguiente manera, utilizando un coeficiente de derretimiento de la nieve en grados y grados en función del tiempo (Magnusson et al. 2014, Slater y Clark 2005).

$$A_{Sn}' = A_{Sn} + \frac{A_{SnInt}}{2} \sin\left(2\pi \frac{n - A_{SnPh}}{365}\right)$$

$$M_{Sn} = A_{Sn}' \cdot (1 + b_p \cdot P_w) \cdot (T - T_{Cf}) ; T > T_{Cf}$$

$$M_{Sn} = A_{Sn}' \cdot (T - T_{Cf}) ; T \leq T_{Cf}$$

$$dH_{snow}/dt = P_{sn} - M_{Sn}$$

$$M_{Sn} \leq P_{sn} + H_{snow}/dt$$

$$M_{Sn} \geq -W_{snow}/dt$$

Donde:

A_{sn}' : Coeficiente de derretimiento de la nieve en grados y grados en función del tiempo.

A_{sn} : Coeficiente de derretimiento de nieve en grados-día de referencia.

$snInt$: Intervalo de coeficiente de derretimiento de nieve en grados-día .

n : Día del año.

A_{snPh} : Cambio de fase de la función sinusoidal .

M_{sn} : Deshielo o congelación.

b_p : Coeficiente de precipitación debido a la fusión.

T_{cf} : Temperatura crítica del deshielo ($^{\circ}C$).

H_{snow} : Contenido de agua de la fracción sólida de nieve.

dt : Paso de tiempo.

WSnow: Contenido de agua de la fracción líquida de la nieve.

El parámetro AsnPh define el desplazamiento de fase de la curva sinusoidal con respecto al primer día del año. La precipitación equivalente (P_{eq}) se produce por el contenido de agua de la nieve, tal como se presenta en la ecuación:

$$\theta = W_{\text{Snow}}/H_{\text{Snow}}$$

$$P_{\text{eq}} = P_W + W_{\text{Snow}}/dt \quad ; \quad H_{\text{Snow}} = 0$$

$$P_{\text{eq}} = 0 \quad ; \quad H_{\text{Snow}} > 0 \text{ y } \theta \leq \theta_{\text{cr}}$$

$$P_{\text{eq}} = (\theta - \theta_{\text{cr}}) H_{\text{Snow}}/dt \quad ; \quad H_{\text{Snow}} > 0 \text{ y } \theta > \theta_{\text{cr}}$$

$$dW_{\text{snow}}/dt = P_W + M_{\text{Sn}} - P_{\text{eq}}$$

Donde:

θ : Contenido relativo de agua en el paquete de nieve

θ_{cr} : Contenido crítico relativo de agua en el paquete de nieve

P_{eq} : Precipitación equivalente.

El equivalente de agua de nieve es entonces es la adición de Hsnow y WSnow tal como se presenta en la ecuación.

$$SWE = HSNOW + QWSNOW$$

Donde:

SWE: Equivalente de agua de nieve.

A continuación, el depósito de infiltración se calcula de la siguiente manera:

$$i_{\text{Inf}} = P_{\text{eq}} \cdot (1 - (H_{\text{GR3}}/H_{\text{GR3MAX}})^2) ; H_{\text{GR3}} \leq H_{\text{GR3MAX}}$$

$$i_{\text{Inf}} = 0 \quad H_{\text{GR3}} > H_{\text{GR3MAX}}$$

$$ETR = ETP \cdot \sqrt{H_{\text{GR3}}/H_{\text{GR3MAX}}}$$

$$ETR = ETP$$

$$i_{\text{Net}} = P_{\text{eq}} - i_{\text{Inf}}$$

$$Q = K_{\text{GR3}} \cdot H_{\text{GR3}} \cdot A$$

$$Q = K_{\text{GR3}} \cdot H_{\text{GR3MAX}} \cdot A$$

$$dH_{\text{GR3}}/dt = i_{\text{Inf}} - ETR - Q/A$$

Donde:

ETP: Evapotranspiración potencial.

iInf: Intensidad de infiltración.

Peq: Precipitación equivalente.

H: Nivel en el depósito de infiltración.

H_{GR3MAX}: Capacidad del depósito de infiltración.

ETR: Evapotranspiración real.

Q: Descarga de base.

KGR3: Coeficiente de liberación del depósito de infiltración .

A: Superficie de infiltración.

iNet: Intensidad neta.

La transferencia de la intensidad neta a una superficie impermeable se lleva a cabo con la ayuda de un depósito de transferencia no lineal que depende de las ecuaciones.

$$dH_r/dt = 2 \cdot (i_{Net} - i_r)$$

$$H \geq 0$$

$$i_r = K_r \cdot \sqrt{J_0} \cdot H_r^{\frac{5}{3}} \cdot L$$

$$Q = i_r \cdot A$$

Donde:

Hr: Nivel de agua de escorrentía aguas abajo de la superficie.

iNet: Intensidad neta.

ir: Intensidad de escorrentía.

Kr: Coeficiente de Strickler.

Jo: Pendiente media del avión.

L: Longitud del avión.

A: Superficie de escorrentía.

Las variables para la situación inicial asociada a este modelo son θ (theta en RS MINERVE), SWE, HGR3 y Hr.

Los parámetros a ajustar son Asn, AsnInt, bp, θ_{cr} , KGR3, HGR3Max y Kr. Los parámetros AsnPhi, bp, θ_{cr} , Tcp1, Tcp2, Tcf y (Jo, L, A) son constantes.

El caudal de descarga Qtot, compuesto por la descarga base (QGR3) y la descarga de descarga (Qr), se transfiere finalmente a la salida de la subcuenca.

- **Modelo HBV**

A continuación se presenta los cálculos correspondiente a este modelo:

La precipitación primero se divide en nevadas (SF) y lluvia (RF) en función de la temperatura

Si la temperatura observada es inferior a $TT - TTInt / 2$, solo se produce una nevada sólida. Si la temperatura es más alta que $TT + TTInt / 2$, solo se produce lluvia.

Si la temperatura observada se encuentra entre estos valores, se producen tanto la lluvia como la nieve, tal como se presenta en las ecuaciones.

$$RF = \alpha \cdot P$$

$$SF = (1 - \alpha) \cdot P$$

$$\alpha = 0 \quad ; T < TT - TTInt / 2$$

$$\alpha = \frac{T - (TT - TTInt / 2)}{TTInt} \quad ; TT - TTInt / 2 < T < TT + TTInt / 2$$

$$\alpha = 1 \quad ; T > TT + TTInt / 2$$

Donde:

RF: Lluvia.

α : Factor de separación.

P: Precipitación.

SF: Nevada.

T: Temperatura.

TT: Temperatura umbral para lluvia / nieve ($^{\circ}$ C)

TTInt: Intervalo de temperatura para mezclar lluvia / nieve ($^{\circ}$ C).

La nieve (SF) se utiliza como entrada para el paquete de nieve, variando su contenido en función de la fusión o congelación. El cálculo del deshielo se realiza de la siguiente manera:

$$M_{sn} = CF_{Max} \cdot (T - TTSM) \quad ; T > TTSM$$

$$M_{sn} = CFR \cdot CF_{Max} \cdot (T - TTSM) \quad ; T \leq TTSM$$

$$dH_{snow}/dt = SF - M_{sn}$$

$$M_{sn} \leq H_{snow}/dt + SF$$

$$M_{sn} \geq -W_{snow}/dt$$

Donde:

M_{sn} : Deshielo o congelación.

CF_{Max} : Factor de fusión en grados-día.

CFR : Factor de recongelamiento.

$TTSM$: Temperatura crítica de fusión de la nieve ($^{\circ}C$)

H_{snow} : Altura de la nieve.

W_{snow} : Contenido de agua.

dt : Paso de tiempo.

La precipitación equivalente (P_{eq}) se produce por el contenido de agua de la nieve, tal como se presenta en la ecuaciones.

$$WH = W_{Snow} / H_{Snow}$$

$$P_{eq} = RF + W_{Snow}/dt \quad ; H_{snow} = 0$$

$$P_{eq} = 0 \quad ; H_{snow} > 0 \text{ y } WH \leq CWH$$

$$P_{eq} = (WH - CWH) \cdot H_{snow} / dt \quad ; H_{snow} > 0 \text{ y } WH > CWH$$

$$dW_{snow} / dt = RF + M_{Sn} - P_{eq}$$

Datos:

WH: Contenido relativo de agua en el paquete de nieve.

CWH: Contenido crítico relativo de agua en el paquete de nieve.

Peq: Precipitación equivalente.

El equivalente de agua de nieve es entonces la adición de Hsnow y Wsnow, tal como se presenta en la ecuación.

$$SWE = H_{snow} + W_{snow}$$

Donde:

SWE: Equivalente de agua de nieve.

El cálculo de la recarga se lleva a cabo según un parámetro modelo Beta, como se presenta en la ecuación.

$$i_{Recharge} = \left(\frac{Hum}{FC} \right)^{Beta} \cdot P_{eq}$$

Donde:

iRecharge: Intensidad de recarga del depósito.

Hum: Humedad.

FC: Capacidad máxima de almacenamiento del suelo.

Peq: Precipitación equivalente.

Para calcular el ETR ,se calcula mediante la ecuación.

$$ETR = ETP \cdot \frac{Hum}{(PWP.FC)} \quad ; \quad \text{if } Hum < (PWP.FC)$$

$$ETR = ETP \quad ; \quad \text{if } Hum \geq (PWP.FC).$$

Donde:

ETR: Evapotranspiración.

ETP: Evapotranspiración potencial.

PWP: Umbral de punto de marchitez permanente del suelo.

Finalmente la humedad del suelo (Hum) se realiza teniendo en cuenta la entrada (precipitación equivalente, P_{eq}) y las salidas (intensidad de recarga y ETR). Basado en Seibert (1997), el parámetro PWP es una tasa relacionada con el parámetro FC. Por lo tanto, la altura del umbral del punto de marchitez permanente del suelo se calcula multiplicando PWP por FC ,tal como se presenta en las ecuaciones.

$$dHum/dt = (P_{eq} - i_{Recharge}) - ETR \quad ; \quad Hum \geq 0$$

Luego, el flujo cercano a la superficie (o escurrimiento) se calcula según el nivel de agua en el depósito superior (SU) y su umbral, así como en un coeficiente de almacenamiento de flujo K_r ,tal como se presenta en la ecuación.

$$Q_r = K_r \cdot (SU - SU_{Max}) \cdot A \quad ; \quad \text{if } SU > SU_{Max}$$

$$Q_r = 0 \quad ; \quad \text{if } SU \leq SU_{Max}$$

Donde:

Qr: Flujo cerca de la superficie (o flujo de escurrimiento).

Kr: Coeficiente de almacenamiento de flujo de superficie cercana.

SU: Nivel de agua del depósito superior.

SU_{Max}: Umbral del nivel del agua del embalse superior

A: Superficie de la cuenca.

El reservorio superior (o reservorio de interflujo), que corresponde al almacenamiento superior del suelo y produce el interflujo, se calcula de la siguiente manera:

$$dSU/dt = i_{\text{Recharge}} - (K_{\text{perc}} - K_u) \cdot SU - Q_r/A$$

$$SU \geq 0$$

$$i_{\text{perc}} = K_{\text{perc}} \cdot SU$$

$$Q_u = K_u \cdot SU \cdot A$$

Donde:

Kperc: Coeficiente de almacenamiento de percolación.

Ku: Coeficiente de almacenamiento Interflujo

iPerc: Intensidad de percolación.

Qu: Interflujo.

Posteriormente, el reservorio inferior (o reservorio de flujo base), correspondiente al almacenamiento de suelo inferior, se calcula como se presenta en las ecuaciones.

$$dSL/dt = i_{\text{perc}} - K_l \cdot SL$$

$$SL \geq 0$$

$$Q_l = K_l \cdot SL \cdot A$$

Donde:

SL: Nivel de agua del depósito inferior.

Kl: Coeficiente de almacenamiento de flujo de base.

Qi: Flujo de base.

Y finalmente, el flujo de salida total es:

$$Q_{\text{tot}} = Q_r + Q_u + Q_l$$

Donde:

Qtot: Salida total.

Las condiciones iniciales asociadas a este modelo son HsnowIni, WHIni, HumIni, SUIni y SLIni. Los parámetros a ajustar son CFMax, CFR, CWH, TT, TTInt, TTSM, Beta, FC, PWP, SUmáx, Kr, Ku, Kl y Kperc. El parámetro A se supone que es constante.

Las entradas del modelo son la precipitación (P), la temperatura (T) y la evapotranspiración potencial (ETP). La salida es la descarga total en la salida del modelo (Qtot).

Modelos SAC-SMA

En este modelo se considera las precipitaciones sobre una cuenca, se toman en cuenta dos áreas básicas de la cuenca:

- Una porción impermeable del manto de suelo cubierto por arroyos, superficies de lagos, marismas y otros materiales impermeables directamente vinculados a la red de flujo de

agua. Esta área produce una escorrentía impenetrable y directa $Q_{DirectRunoff}$ de cualquier precipitación.

- Una porción permeable del manto de suelo que distribuye el agua de lluvia a los siguientes almacenamientos. Además, el área permeable puede producir escorrentía cuando las tasas de lluvia son suficientemente pesadas.

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

- La fracción de área impermeable permanente (P_{ctim}).
- La fracción máxima de un área impermeable adicional debido a la saturación (A_{dimp}). representa la porción máxima de embalses y cuencas hidrográficas temporales contenidas en la cuenca.

Por lo tanto, la fracción del área permeable permanente de la cuenca se calcula siguiendo la ecuación :

$$P_{area} = 1 - (P_{ctim} + A_{dimp})$$

Donde:

P_{area} : Fracción de área permeable permanente de la cuenca.

P_{ctim} : Fracción de área impermeable permanente.

A_{dimp} : Fracción máxima de un área impermeable adicional debido a la saturación.

El comportamiento del área impermeable adicional puede ser puramente permeable, puramente impermeable o mixto, dependiendo del almacenamiento de las áreas permanentes permeables e impermeables. La capacidad (o fracción) permeable de esta área disminuirá a medida que crezca la lluvia.

En el modelo SAC divide el suelo en 2 zonas:

- Una zona superior, subdividida en dos áreas que reciben el agua infiltrada por la lluvia.
- Una zona inferior, subdividida en 3 depósitos, donde la entrada es la percolación de la zona superior.

Los principales componentes del modelo y sus transferencias de flujo se describen a continuación.

Tensión de zona superior Almacenamiento de agua

Este almacenamiento representa el agua unida por la adhesión y la cohesión entre los poros del suelo y el agua interceptada por la vegetación. El agua solo puede ser consumida por la evapotranspiración.

El agua que llega a este depósito proviene del fieltro de lluvia en el área permeable de la cuenca, pero también de las transferencias del almacenamiento de agua libre de la zona superior.

Los siguientes conceptos están definidos para este depósito:

- La capacidad máxima del agua de tensión de la zona superior (UztwMax) es el máximo almacenamiento de agua a tensión admisible en la zona superior.
- El contenido de agua de la tensión de la zona superior (UztwC) es el agua de tensión almacenada en esta zona superior en cualquier momento dado.

Si el contenido relativo de Tension Water (proporción entre su contenido y su almacenamiento máximo) es menor que el contenido relativo de Free Water, se produce una transferencia desde el almacenamiento de Free Water al almacenamiento de Tension water. Las expresiones de estas razones y la transferencia de infiltración se muestran en las ecuaciones:

$$T = \frac{UZtWC}{UZtWMax}$$

$$F = \frac{UZfWC}{UZfWMax}$$

$$Uztr = \frac{d(UZtWC \cdot UZtWMax - UZfWC \cdot UZfWMax)}{d} ; T < F$$

$$Uztr = 0 ; T \geq F$$

Donde:

T: Contenido relativo del agua de tensión de la zona superior

F: Contenido relativo de agua libre de la zona superior.

Uztr: Transferencia de infiltración del almacenamiento de agua libre al almacenamiento de agua de tensión.

UztwC: La Tensión de la zona superior Almacenamiento de agua.

UztwMax: La capacidad de agua de la tensión de la zona superior.

UzfwC: El almacenamiento de agua libre de la zona superior.

UzfwMax: La capacidad de agua libre de la zona superior.

Aunque hay agua libre durante el llenado del Agua de Tensión de la Zona Superior (por infiltración), esta agua libre se transforma rápidamente en Agua de Tensión de Zona Superior hasta que se satisfacen los requisitos de contenido relativo de agua en tensión.¹

Además, cuando se ha llenado el volumen de agua de tensión de la zona superior, se acumula exceso de humedad por encima de la capacidad de agua de tensión de la zona superior en el agua libre de la zona superior.

Almacenamiento de agua libre en la zona alta

Este almacenamiento representa el agua que no está unida a las partículas del suelo y se mueve libremente bajo las fuerzas gravitacionales. El agua que llega a este reservorio proviene de la infiltración de la Zona Superior de Tensión Almacenamiento de agua

Los siguientes conceptos están definidos:

- La capacidad máxima de agua libre de la zona superior ($UzfwMax$) es el máximo almacenamiento de agua libre admisible en la zona superior.
- El contenido de agua libre de la zona superior ($UzfwC$) es el agua libre almacenada en la zona superior en cualquier momento dado.
- La tasa de agotamiento Interflow (Uzk) representa la parte del agua libre de la zona superior que se transfiere al exterior como interflujo.

El agua puede agotarse por evapotranspiración, percolación a la zona inferior o flujo horizontal (escorrentía superficial e interflujo).

Por un lado, la percolación a la Zona Inferior se calcula antes del cálculo de interflujo ya que es su ruta preferida. 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 embalse.

Los primeros 2 factores definen la demanda de percolación de la Zona Inferior (DDA). Esta demanda representa la percolación en caso de disponibilidad total de percolación en el almacenamiento de agua libre en la zona superior.

$$PBase = LzfpMax \cdot LzpK + lzfsMax \cdot LzsK$$

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

$$DDA = PBase \cdot (1 + Zperc \cdot DEFR^{Exp})$$

Donde :

- PBase: La tasa de percolación continua en condiciones saturadas (percolación máxima)
- DDA: Demanda máxima de percolación de la zona más baja
- Zperc: Relación de máximo y mínimo tasas de percolación.
- DEFR: Deficiencia relativa de agua en la zona baja.
- Rexp: Parámetro de forma de la curva de percolación.

La percolación efectiva depende de la demanda de percolación y la relación entre el contenido de agua libre de la zona superior y la capacidad de agua libre de la zona superior, como se muestra en la ecuación.

$$PERC = DDDAA (UzfwC/UUzfwMax)$$

Además, la percolación efectiva está limitada por el contenido de humedad en la zona superior y también por la deficiencia en la zona inferior en las ecuaciones respectivamente:

$$PERC \leq dd (UzfwC) / dt$$

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

Donde:

- PERC: Percolación real
- DDA: Demanda máxima de percolación de la zona más baja
- UzfwC: Contenido de agua libre de la zona superior
- UzfwMax: Capacidad de agua libre de la zona superior.

Por otro lado, el interflujo se produce solo cuando la tasa de precipitación supera la velocidad a la que puede producirse movimiento descendente desde el agua libre de la zona superior. Depende del contenido de agua y de su tasa de agotamiento de interflujos Uzk , como se muestra en la ecuación

$$Q_{interflow} = U_{zk} \cdot U_{zfwC} \cdot P_{area} \cdot A$$

Donde:

Qinterflow: Interflujo

Uzk: Tasa de agotamiento del flujo interno desde la zona superior almacenamiento de agua libre

UzfwC: Contenido de agua libre de la zona superior.

Parea: Fracción de área permeable de la cuenca.

A: Superficie de la cuenca .

Además, cuando el almacenamiento de agua libre en la zona superior está completamente lleno y la intensidad de precipitación excede tanto la tasa de filtración como la capacidad máxima de drenaje interflujo, el exceso de precipitación da como resultado la escorrentía superficial QSurfRunoff.

Tensión de zona más baja Almacenamiento de agua

Este almacenamiento representa la zona semi-saturada. Caracteriza el volumen de humedad en los suelos inferiores que se reclamará por las partículas de suelo seco cuando la humedad de un frente húmedo llega a esa profundidad. El agua se consume a través de la evapotranspiración, proporcionalmente al ETP restante del almacenamiento de Agua de Tensión en la Zona Superior.

El agua que llega a este embalse proviene de la percolación de la Zona Superior. Una fracción (Pfree) de esta filtración va directamente a los depósitos de agua libre, incluso si el almacenamiento de agua de tensión aún no está lleno, y la otra fracción (1-Pfree) va al almacenamiento de agua de tensión de la zona inferior 2. El agua también llega a este almacenamiento de las transferencias entre los otros almacenamientos de Agua de Zona Baja.

Los siguientes conceptos están definidos:

- La capacidad máxima de agua de tensión de zona inferior ($LztwMax$) es el almacenamiento de agua de tensión máximo admisible en la zona inferior.
- El contenido de agua de la tensión de la zona más baja ($LztwC$) es el agua de tensión almacenada en la zona inferior en cualquier momento dado.

Si el contenido relativo del Agua de Tensión (relación entre su contenido y su almacenamiento máximo) es menor que el contenido relativo de Agua Libre, el exceso entrante se transfiere de Agua Libre a Agua de Tensión. Las expresiones de ambas relaciones se muestran en las ecuaciones:

$$R_{FW} = R_{serv} \cdot (L_{zfpMax} + L_{zfsMax})$$

$$T = \frac{L_{ztwC}}{L_{ztwMax}}$$

$$F = \frac{L_{zfpC} + L_{zfsC} - R_{FW}}{L_{zfpMax} + L_{zfsMax} - R_{FW}}$$

Donde:

T: Contenido relativo del Agua de Tensión en la Zona Baja.

F: Contenido relativo de agua libre de zona baja.

R_{FW}: Agua libre de zona baja no transferible a agua de tensión de zona inferior, susceptible de convertirse en flujo base

R_{serv}: Fracción de agua libre de zona inferior no transferible a agua de tensión de zona inferior.

Si el contenido relativo del Agua de Tensión de Zona Baja es menor que la plenitud relativa de la Zona Inferior global, se produce un DEL de transferencia de agua desde el depósito Suplementario Libre de Zona Inferior al depósito de Agua de Tensión de Zona Inferior, como se describe mediante las siguientes ecuaciones:

$$F = \frac{LzfpC + LzfsC + Lztc - RFW}{LzfpMax + LzfsMax + LztcMax - RFW}$$

$$DEL = LztcMax \cdot \frac{d(R - T)}{dt}$$

Donde :

DEL: La transferencia de agua de tensión libre en la zona inferior

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

RFW: Agua libre de zona baja no transferible a agua de tensión de zona inferior, susceptible de convertirse en flujo base.

Almacenamiento de Agua Libre Primaria y Suplementaria en la Zona Baja

Este almacenamiento representa la zona saturada del subsuelo, es decir, el acuífero. Hay dos tipos de agua libre en la zona más baja: un tipo primario con un drenaje muy lento que proporciona caudal base durante largos periodos de tiempo, y un tipo suplementario que complementa el caudal base después de un período de lluvias relativamente recientes.

El agua que llega a estos almacenamientos proviene de la fracción Pfree de la percolación del agua libre de la zona superior. Esta fracción se distribuye en los depósitos primarios y suplementarios de acuerdo con su deficiencia de agua.

Los siguientes conceptos están definidos:

- La Capacidad Máxima de Agua Libre primaria de la Zona Inferior (LzfpMax) es el máximo almacenamiento primario de agua admisible en la Zona Inferior.

- El contenido de agua libre primaria de la zona más baja (LzfpC) es el agua libre primaria almacenada en la zona inferior en cualquier momento dado.
- La tasa de agotamiento del almacenamiento primario de agua libre en la zona más baja (Lzpk) es la porción de agua libre primaria que drena como caudal base por día

La capacidad máxima suplementaria de agua libre de la zona inferior (LzfsMax) es el máximo almacenamiento de agua suplementario admisible en la zona inferior.

- El contenido de agua libre suplementario de la zona inferior (LzfsC) es el agua libre suplementaria almacenada en la zona inferior en cualquier momento dado.
- La tasa de agotamiento del almacenamiento de agua libre complementario de la zona más baja (Lzsk) es la porción de agua libre complementaria que drena como caudal básico por día.

El agua drenada que sale de estos dos almacenamientos (flujo primario Q_{primario} y flujo suplementario $Q_{\text{suplementario}}$) sigue la ley de Darcy y forma el flujo de base de la Zona Q inferior como se muestra en las ecuaciones.

$$Q_{\text{primario}} = Lzpk \cdot LzfpC \cdot \text{Parea} \cdot A$$

$$Q_{\text{suplementario}} = Lzsk \cdot LzfsC \cdot \text{Parea} \cdot A$$

$$Q_{\text{lowerzone}} = Q_{\text{primario}} + Q_{\text{suplementario}}$$

Donde:

Q_{primario} : Flujo base primario

$Q_{\text{suplementario}}$: Flujo base suplementario

$Q_{\text{Lower Zone}}$: Flujo básico total producido en la zona inferior

Lzpk: tasa de agotamiento del almacenamiento primario de agua libre de la zona inferior Lzfp

- C: Contenido primario de agua libre de la zona inferior
- Lzsk: tasa de agotamiento del almacenamiento suplementario de agua libre de la zona inferior
- LzfsC: Contenido de agua libre suplementario de la zona inferior.
- Parea: Fracción de área permeable de la cuenca .
- A: Superficie de la cuenca.

El modelo permite incluir pérdidas de flujo de base, llamadas flujo subsuperficial $Q_{SubSurf}$, 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 :

$$Q_{SubSurf} = Side \cdot Q_{baseflow}$$

Donde:

- $Side$: relación de filtración profunda desde zonas bajas Almacenamiento de agua libre
- $Q_{baseflow}$: Volumen de agua libre de zonas bajas realmente integrado a los hidrogramas de salida del canal.
- $Q_{SubSurf}$: Descarga perdida en el acuífero.

Entonces, este parámetro lateral se usa para corregir el flujo base de la siguiente manera:

$$Q_{baseflow} = \frac{Q_{Lower\ zone}}{1 + side}$$

$$Q_{subsurf} = side \cdot \frac{Q_{Lower\ zone}}{1 + side}$$

d) Entrada de los datos hidrometeorológicos

Mediante el análisis de estadístico verificamos la consistencia de los datos de entrada que consisten en archivos en Microsoft Excel que contienen datos diarios desde el año 2005 al 2016

de las precipitaciones ,temperaturas y evapotranspiración Se construyó una base de datos de caudales diarios de la estación hidrométrica Shullcas desde enero 2014 al 2016, a partir estudios realizados de *Vigilancia de Peligros Hidrológicos*, que contiene una ecuación para hallar caudales en función de los niveles de agua. Para la construcción de la base de datos se tiene que crear una estructura jerárquica para buena administración de la información como se observa en la figura 23.

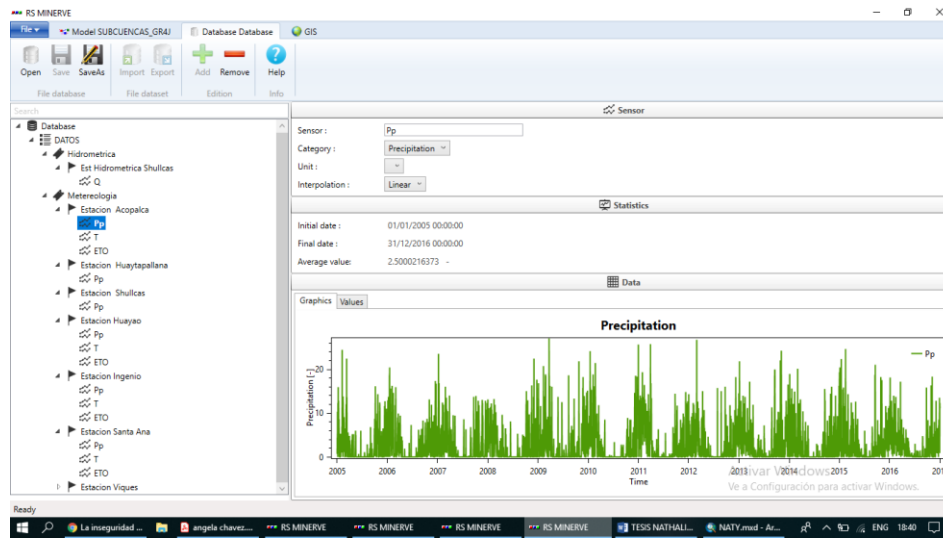


Figura 23: Construcción de la base de datos

Fuente: Elaboración propia(2019)

e) Construcción del modelo hidrológico

Se realiza subdivisión de la subcuenca en 12 microcuencas ; así mismo, cada una se dividió en bandas altitudinales de cada 400 m . Para la construir el modelo hidrológico usamos las capas creadas en el ArcGIS, en formato(shapefiles) de las microcuencas, ríos, puntos de confluencias y la desembocadura, se utilizó el módulo Rs-Gis del software Rs-Minerve. En la figura 25 se observa la creación automática de los componentes las microcuencas, ríos, confluencias y desembocadura para la zona en estudio.

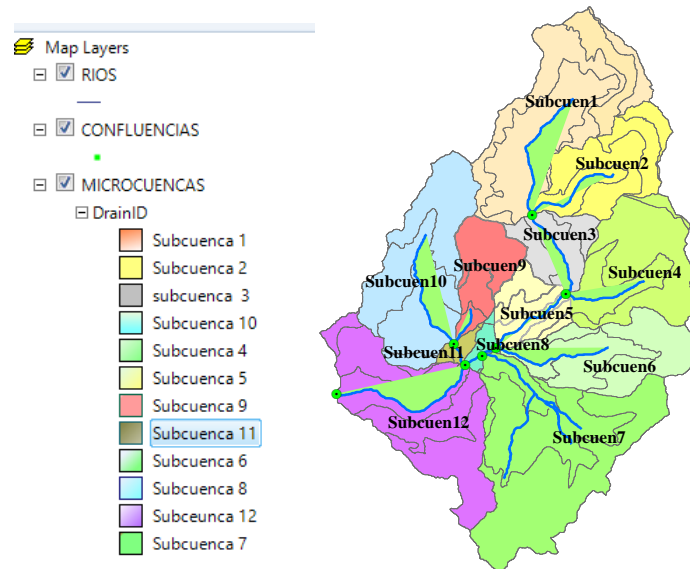


Figura 24: Creación automático de los componentes
Fuente: Elaboración propia(2018)

Se crean objetos hidrológicos (GR4J, SAC-SMA, SOCONT y HBV) a partir de los componentes; el programa relaciona de manera automática cada banda de altura correspondiente a su respectiva microcuenca; este, asigna un modelo hidrológico y una estación virtual que se ubicará en el centroide (XYZ de los centros de gravedad de cada banda de altura). Por lo que, usara esa información para poder hacer la distribución espacial de la precipitación de las estaciones meteorológicas por la metodología de polígonos de Shepard. Por otro lado, para cada rio crea un tránsito de flujo (channel routing) teniendo en cuenta su longitud y su pendiente En cada confluencia colocara un punto de unión de dos ríos (junction), que permite el cálculo del ingreso de otros caudales provenientes de otras microcuencas y a finalizar desembocadura (junction), y por último los objetos hidrológicos que deben añadirse son una Fuente (Source), esto permite utilizar series de datos que provienen de la base de datos observados en la estación hidrométrica de Shullcas y un comparador (Comparator),este realiza la comparación entre los datos del modelo (caudal simulado) y los dato de la Fuente (caudal observado). En la figura 24 se observa la construcción del modelo hidrológico

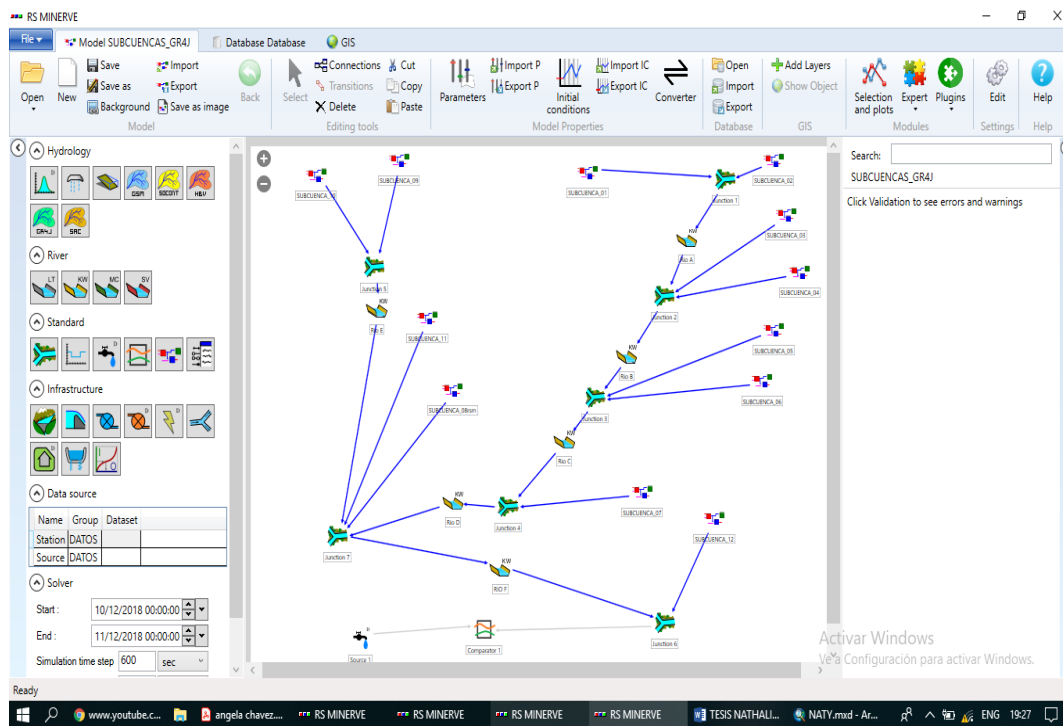


Figura 25: Construcción del modelo hidrológico
Fuente: Elaboración propia (2018)

f) Calibración y validación

El Rs-Minerve presenta métodos de calibración automático, para este estudio se ha usado método del Shuffled Complex Evolution-University of Arizona (SCE-UA) y de manera manual de prueba y error para buscar los valores óptimos de los parámetros de los modelos para poder evaluar la capacidad predictiva de cada uno de ellos. En la tabla se muestran a continuación los periodos de calibración y validación, donde se usó mayor cantidad de datos y para la validación menor cantidad de datos y se realizó en la misma estación hidrométrica, debido que en el área de estudio no se ubica otra.

Tabla 13: Periodos de calibración y validación

Estación Hidrométrica	Periodo calibración	Periodo validación
Shullcas	Enero 2005-Abril 2012	Junio 2014-Diciembre 2016

Fuente: Elaboración propia

Para evaluar los modelos se usó siete indicadores estadísticos que nos permitirá evaluar el grado de confiabilidad de la calibración y validación de la simulación fueron:

f.1. Eficiencia de Nash Sutcliffe

El criterio de Nash y Sutcliffe (1970), nos permite evaluar capacidad predictiva que tiene el modelo hidrológico. Se expresa mediante la ecuación :

$$Nash = 1 - \frac{\sum_{t=ti}^{tf} (Q_{Sim,t} - Q_{ref,t})^2}{\sum_{t=ti}^{tf} (Q_{ref,t} - \bar{Q}_{ref})^2}$$

Donde:

$Q_{sim,t}$: Descarga simulado en el tiempo t (m³/s)

$Q_{ref,t}$: Descarga observado para el tiempo t (m³/s)

\bar{Q}_{ref} : Descarga observado Media para el periodo considerado (m³/s)

Los valores del indicador varía de $-\infty$ a 1, donde 1 representa el mejor rendimiento del modelo

f.2. Coeficiente de Nash para valores de logaritmo

El coeficiente de Nash-Sutcliffe para valores de flujo logaritmo (Nash-ln) se utiliza para evaluar el rendimiento de modelos hidrológicos, para caudales constante bajos para un determinado periodo. Se expresa mediante la ecuación

$$Nash - ln = 1 - \frac{\sum_{t=ti}^{tf} (\ln(Q_{Sim,t}) - \ln(Q_{ref,t}))^2}{\sum_{t=ti}^{tf} (\ln(Q_{ref,t}) - \ln(\bar{Q}_{ref}))^2}$$

Donde:

$Q_{sim,t}$: Descarga simulado en el tiempo t (m³/s)

$Q_{ref,t}$: Descarga observado para el tiempo t (m³/s)

\bar{Q}_{ref} : Descarga observado media para el periodo considerado (m^3/s)

Los valores del indicador varía de $-\infty$ a 1, donde 1 representa el mejor rendimiento del modelo

f.3. Coeficiente de correlación de Pearson

El coeficiente de correlación de Pearson, muestra la covariabilidad del modelo para poder reducir el error entre descargas simuladas y observadas y así incrementar la realidad del modelo .

Se expresa mediante la ecuación

$$Pearson = 1 - \frac{\sum_{t=ti}^{tf} (Q_{Sim,t} - \bar{Q}_{Sim}) \cdot (Q_{ref,t} - \bar{Q}_{ref})}{\sqrt{\sum_{t=ti}^{tf} (Q_{Sim,t} - \bar{Q}_{Sim})^2 \cdot \sum_{t=ti}^{tf} (Q_{ref,t} - \bar{Q}_{ref})^2}}$$

Donde:

$Q_{sim,t}$: Descarga simulado en el tiempo t (m^3/s)

\bar{Q}_{sim} : Media de la descarga (m^3/s)

$Q_{ref,t}$: Descarga observado para el tiempo t (m^3/s)

\bar{Q}_{ref} : Descarga observado media para el periodo considerado (m^3/s)

Los valores del indicador varía de -1 a 1, y 1 representa el mejor rendimiento del modelo.

f.4. Puntuación Bias

El Bias Score (BS) es una estimación simétrica que se aproxima a la realidad, pero no exacta necesariamente entre la simulación promedio y la promedio referencial. Se expresa mediante la ecuación.

$$BS = 1 - \left[\max \left(\frac{\bar{Q}_{Sim}}{\bar{Q}_{ref}}, \frac{\bar{Q}_{ref}}{\bar{Q}_{Sim}} \right) - 1 \right]^2$$

Donde:

\bar{Q}_{sim} : Media de la descarga (m^3/s)

\bar{Q}_{ref} : Descarga observado media para el periodo considerado (m^3/s)

Los valores del indicador varía de 0 a 1, y 1 representa el mejor rendimiento del modelo.

f.5. Error cuadrático medio de la raíz relativa

El Error cuadrático medio de raíz relativa (RRMSE) permite ajustar valores previo a un proceso de realizar promedios de los valores simulado respecto a los observados. Se expresa mediante la ecuación.

$$RRMSE = \frac{\sqrt{\frac{\sum_{t=ti}^{tf} (Q_{Sim,t} - Q_{ref,t})^2}{n}}}{\bar{Q}_{ref}}$$

Donde:

$Q_{sim,t}$: Descarga simulado en el tiempo t (m^3/s)

$Q_{ref,t}$: Descarga observado para el tiempo t (m^3/s)

\bar{Q}_{ref} : Descarga observado media para el periodo considerado (m^3/s)

n : Número de días de evaluación

Los valores del indicador varía de 0 a $+\infty$ Cuanto menor sea el RRMSE, mejor será el rendimiento del modelo

f.6.Sesgo de volumen relativo

El sesgo de volumen relativo (RVB), se da entre los volúmenes simulados y los volúmenes observados para un periodo considerado. Se expresa mediante la ecuación

$$RVB = \frac{\sum_{t=ti}^{tf} (Q_{Sim,t} - Q_{ref,t})^2}{\sum_{t=ti}^{tf} (Q_{ref,t})}$$

Donde:

$Q_{sim,t}$: Descarga simulado en el tiempo t (m^3/s)

$Q_{ref,t}$: Descarga observado para el tiempo t (m^3/s)

\bar{Q}_{ref} : Descarga observado media para el periodo considerado (m^3/s)

El RVB varía de -1 a $+\infty$. Un índice cercano a cero indica un buen rendimiento de la simulación siendo el valor ideal $RVB=0$, Los valores negativos representan que la descarga simulada, en promedio, es menor que la descarga observada (modelo déficit), mientras que los valores positivos significan lo contrario (modelo excedente).

f.7. Error máximo normalizado

El Error pico normalizado (NPE) indica el error relativo entre descarga máxima simulada y la descargada máxima observada. Se expresa mediante la ecuación

$$NPE = \frac{S_{max} - R_{max}}{R_{max}}$$

Donde:

S_{max} : Descarga máximo simulado para el periodo de estudio (m^3/s)

R_{max} : Descarga máximo observado para el periodo de estudio (m^3/s)

Los valores del indicador varía -1 a $+\infty$. Los valores negativos se devuelven cuando la descarga máxima simulada es inferior a la observada, mientras que los valores positivos significan lo contrario. Los valores cercanos a cero indican un buen rendimiento de los picos simulados con respecto a los observados.

g) Análisis de sensibilidad del modelo

Mediante el análisis de sensibilidad de los parámetros de los modelos nos permite tener el conocimiento para evaluar el funcionamiento de los modelos hidrológicos

Este análisis se realizó para los cuatro parámetros del modelo GR4J , los dieciséis parámetros del modelo SAC-SMA ,los 11 parámetros SOCONT y para los 14 parámetros HBV.

IV. RESULTADOS Y DISCUSIONES

Los resultados y discusión de la presente investigación tiene la siguiente secuencia: Descripción de las características geomorfológicas de la subcuenca del río Shullcas, descripción del comportamiento de las precipitaciones, simulación hidrológico de los cuatro modelos hidrológicos (SAC-SMA, SOCONT,HBV y GR4J).

4.1 DESCRIPCIÓN DE LAS CARACTERÍSTICAS GEOMORFOLOGICAS DE LA SUBCUENCA DEL RIO SHULLCAS

- El área de la subcuenca del río Shullcas delimitada desde la estación hidrométrica Shullcas es 160,63 km², mientras que el perímetro es de 70,77 km, es considerada una cuenca pequeña ,de área menor a 250 km²

- La pendiente de la sub cuenca es 28.3.% , valor semejante a 15%-25% estimado según el (Centro Agronómico Tropical de Investigación y Enseñanza,2016),esto nos indica una pendiente moderadamente empinada predominante en toda su extensión.

- El coeficiente de masividad de la subcuenca del rio Shullcas es 26.2,valor aproximado a 21,71 estimado por (Centro Agronómico Tropical de Investigación y Enseñanza, 2016),este valor es menor a 35,este valor se da en cuencas llanas

- El índice de compacidad resultó 1.58, valor es semejante a 1.59 estimado por (Centro Agronómico Tropical de Investigación y Enseñanza, 2016). Este valor está dentro de un rango que representa a una cuenca oval oblonga que es más ancho que largo a rectangular oblonga que es más largo que ancho.
- El factor de forma de la subcuenca resultó 0.31, valor aproximado a 0.260 estimado por el (Centro Agronómico Tropical de Investigación y Enseñanza, 2016), clasificándose así en una cuencas alargada, en el cual el agua discurre por el cauce principal con una producción continua de caudales
- La relación de elongación de la subcuenca del río Shullcas es de 0.64, este valor implica una forma alargada , esto implica un menor tiempo de concentración y por lo tanto el pico del hidrograma es mayor.
- La relación de circularidad de la subcuenca del río Shullcas es 0.4, los valores oscilan entre 0 y 1, podemos considerarla de escasa circularidad ,nos indica que se aproxima a una forma circular y ovalada.
- La densidad de drenaje es 0.322 ,valor diferente a 0.776, estimado por el (Centro Agronómico Tropical de Investigación y Enseñanza, 2016) ,esto debido a que el área de estudio es menor al área total de la subcuenca, pero ambos valores son menores a 5, esto nos indica baja eficiencia de la red drenaje, con respuestas hidrológicas muy lentas ,con suelos muy resistentes a la erosión.

- La pendiente del cauce principal resultó 5.23 %, considerada moderadamente empinado, influyendo en la velocidad del flujo y en la capacidad de trasportar sedimentos sea mayor.

Tabla 14: Parámetros geomorfológicos de la subcuenca del rio Shullcas

Clasificación	Parámetros	Unidad	Valor
Relieve	Superficie	Km ²	160.63
	Perímetro	Km	70.77
	Pendiente de la Cuenca	%	28.30
	Altura media de la cuenca	msnm	4208.12
	Coefficiente de masividad	m/km ²	26.20
	Altitud mayor	msnm	4565
	Altitud menor	msnm	3565
	Longitud mayor (L)	Km	22.50
	Longitud menor (l)	Km	4.33
	Coefficiente de compacidad	-	1.58
Forma	Factor de forma	-	0.31
	Ancho de la cuenca	-	6.80
	Relación de elongación	-	0.64
	Relación de circularidad	-	0.40
	Densidad del drenaje	km/km ²	0.32
Red de drenaje	Longitud de cauce principal	Km	25.00
	Pendiente de cauce principal	%	5.23
	número de orden de cauce	-	3.0

Fuente: Elaboración propia (2019)

4.2. DESCRIPCIÓN DEL COMPORTAMIENTO DE LA PRECITACION

La precipitación promedio histórica de la Estación de Acopalca y Shullca ha sido de 2.50 mm y 2.52 mm correspondientemente, que se encuentran por encima del promedio anual de la precipitación promedio de la cuenca de 2.1 mm. En el caso de la Estación de Acopalca presenta un comportamiento regular a en los últimos 10 años con ciclos estables de 2.8 años promedio,

en el caso de Shullcas ha tenido un comportamiento inestable, de crecimiento de 2005 al 2011 y una caída con tendencia al promedio en periodo 2012 a 2016.

Para la estación de Huayo, Ingenio y Santa Ana se observa que las precipitaciones han tenido un comportamiento regular alrededor del promedio anual de la cuenca de 2.1 mm presentando un comportamiento cíclico estable en el periodo de análisis.

En el caso de la Estación Viques se observa un comportamiento inestable alrededor de la media, con altos mínimos y máximos por encima de la media.

4.2.1. INFORMACIÓN PLUVIOMÉTRICA

La serie histórica de precipitación de las seis estaciones se presentan en los Anexo 1.1.; de cada estación fueron elaborados a partir de la información proporcionada por el Servicio Nacional de Meteorología (SENAMHI) y la Autoridad Nacional del Agua (ANA).

Para realizar el análisis de consistencia de datos de las series de precipitación diaria de las seis estaciones, mediante los métodos estadísticos de t de Student y Fisher que se presentan en las Tablas .

El análisis de las seis estaciones resultó consistente para los dos métodos estadísticos, es decir que los valores estadísticos T_{cal} y F_{cal} de los registros históricos son menores del valor t de Student de la tabla y el valor Fisher de la tabla, respectivamente; por lo que se puede afirmar que los registros históricos son consistentes .

4.3. SIMULACION HIDROLOGICA DE LOS MODELOS

Se realizó múltiples pruebas de calibración de manera manual de prueba y error así como automática con el método SCE-UA del sistema informático RS –Minerve con la finalidad de obtener índices estadísticos que nos indiquen una buena predictibilidad del modelo.

Los modelos lluvia-escorrentía GR4J, HBV, SOCONT ,aplicados en la subcuenca Shullcas tuvieron resultados esperados para poder decir que el modelo es representativo para nuestra subcuenca ,caso contrario no sucedió con el modelos SAC-SMA .

4.3.1. CALIBRACION DE LOS MODELOS

4.3.1.1 Modelo GR4J

Se realizó múltiples pruebas de calibración tanto de manera manual de prueba y error como automática con el método SCE-UA . Finalmente llegando a unos índices estadísticos con valores altos de Nash y coeficiente de correlación de Pearson como se muestra en la tabla .Lo que significa una buena predictibilidad del modelo , existiendo un alto grado de correlación lineal entre lo observado y simulado, como se muestra en la tabla 15.

Tabla 15: Índices estadísticos de calibración del modelo GR4J

Indicadores	Calibración (2005-2012)
Nash	0.7744
Nash-ln	0.7301
Pearson	0.9366
BS	0.8657
RRMSE	0.4341
RVB	-0.2681
NPE	0.2782

Fuente: elaboración propia (2019)

En la figura 27 del modelo GR4J calibrado, se observa la simetría que existe entre lo simulado y lo referencial. Las descargas máximas simulada fluctúa a lo largo de todo el periodo como superiores a las descargas máxima referencial, sin embargo, los caudales están mejor ajustados en los años 2005 y 2007.

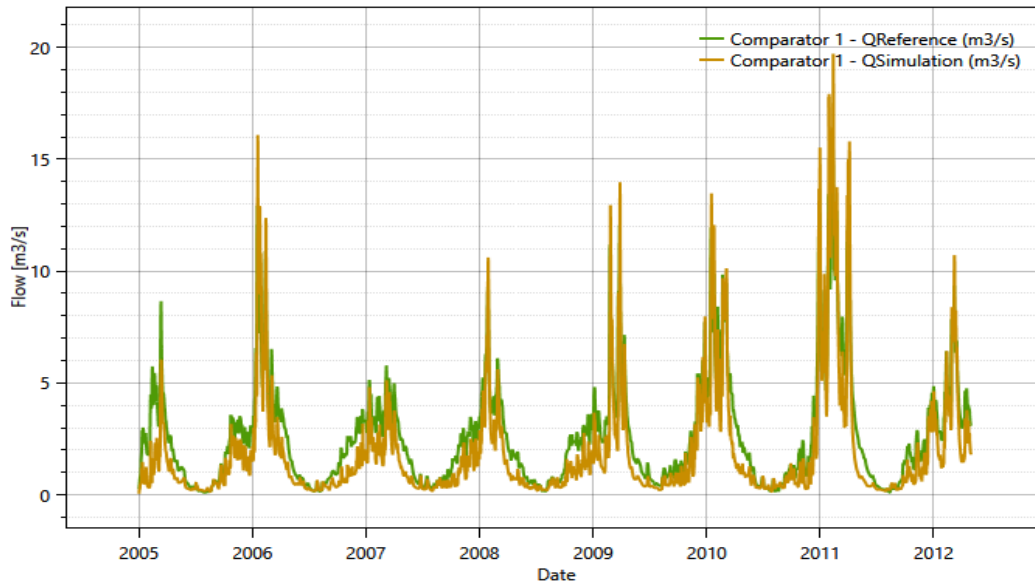


Figure 27: Calibración del modelo GR4J
Fuente: Elaboración propia (2019)

Tabla 16: Parámetros obtenidos en la calibración del modelo GR4J

Parámetros	Valor	Unidades	Rango
X1	0.0298	m	0.01 a 1.2
X2	0.0008	m	-0.005 a 0.003
X3	0.1064	m	0.01 a 0.5
X4	1.1003	d	-0.5 a 1

Fuente: Elaboración propia (2019)

4.3.1.2. Modelo SOCONT

Se realizó múltiples pruebas de calibración tanto de manera manual de prueba y error como automática con el método SCE-UA, siendo con la calibración automática que se llegó a unos valores altos de índices estadísticos de Nash y coeficiente de correlación de Pearson como se muestra en la tabla . Esto quiere decir que modelo hidrológico se ajusta satisfactoriamente a los caudales referenciales, como se muestra en la tabla 17.

Tabla 12: Indicadores estadísticos de calibración SOCONT

Indicadores	Calibración (2005-2012)
Nash	0.7381
Nash-ln	0.8817
Pearson	0.9355
BS	0.9006
RRMSE	0.4677
RVB	0.3152
NPE	-0.2151

Fuente: Elaboración propia (2019)

En la figura 28 , el modelo SOCONT calibrado, se observa la simetría que existe entre lo simulado y lo referencial. Las descargas máximas simulada fluctúa a lo largo de todo el periodo como inferiores a las descargas máximas referenciales , sin embargo, los caudales que están mejor ajustados se da en los años 2005 , 2008,2009 y 2012.

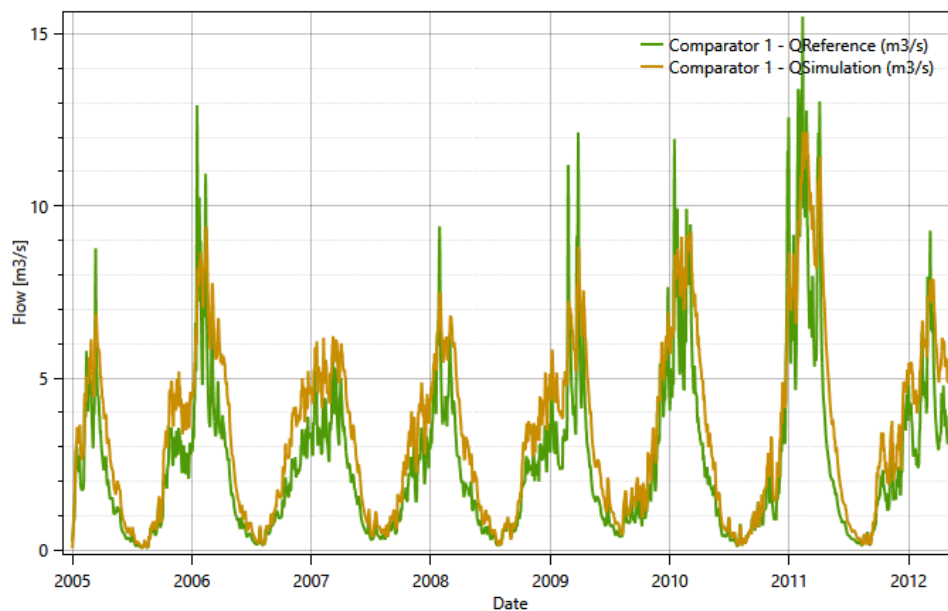


Figure 8: Calibración del modelo SOCONT
Fuente: Elaboración propia (209)

Tabla 18: Parámetros obtenidos en la calibración del modelo SOCONT

Parámetros	Valor	unidades	Rango
Asn	5	mm/°C/día	0.5 a 20
AsnInt	0	mm/°C/día	0 a 4
AsnPh	80	d	1 a 365
ThetaCri	0.1	-	0.1
Bp	0.0125	d/mm	0.0125
Tcp1	0	°C	0
Tcp2	4	°C	6
Tcf	0	°C	0
HGR3Max	1	m	0 a 2
KGR3	0.001	1/s	0.02 a 0.1
L	1000	m	>0
J0	0.01	-	>0
Kr	2	m ^{1/3} /s	0.1 a 90

Fuente: Elaboración propia (2019)

4.3.1.3 Modelo HBV

Se realizó múltiples pruebas de calibración tanto de manera manual de prueba y error como automática con el método SCE-UA, la calibración automática realizó 1664 iteraciones automáticas de optimización, como resultado se obtuvo valores altos de los índices estadísticos de Nash y coeficiente de correlación de Pearson como se muestra en la tabla. Esto quiere decir que la simulación presenta una buena capacidad predictiva y una relación lineal entre simulado y referencial esto nos facilita tener una buena estimación, como se muestra en la tabla 19.

Tabla 19: Indicadores estadísticos de calibración del modelo HBV

Indicadores	Calibración (2005-2012)
Nash	0.7857
Nash-ln	0.5457
Pearson	0.9616
BS	0.8310
RRMSE	0.4231
RVB	-0.2912
NPE	-0.3147

Fuente: Elaboración propia (2019)

En la figura 31 el modelo HBV calibrado, se observa simetría que existe entre lo simulado y lo referencial. Las descargas máximas simulada fluctúa a lo largo de todo el periodo como inferiores a las descargas máximas referenciales, sin embargo, los caudales que están mejor ajustados se da en los años 2005 y 2007

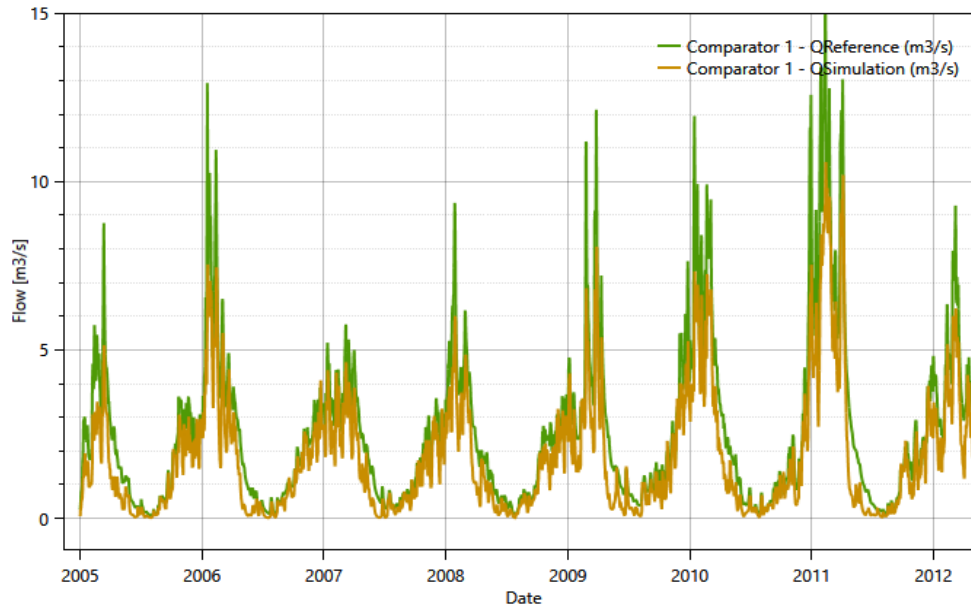


Figure 31: calibración del modelo HBV
Fuente: Elaboración propia (2019)

Tabla 20: Parámetros obtenidos en la calibración del modelo HBV

Parámetros	Valor	Unidades	Rango
CFMax	19.9836	mm/°C/día	0.5 a 20
CFR	0.05	-	0.05
CWH	0.1	-	0.1
TT	1.0108	°C	0 a 3
TTInt	1.7349	°C	0 a 3
TTSM	0	°C	0
Beta	1	-	1 a 5
FC	0.45	m	0.050 a 0.65
PWP	0.5	-	0.030 a 1
SUMax	0.08	m	0 a 0.10
Kr	0.3389	1/d	0.05 a 0.5
Ku	0.2	1/d	0.01 a 0.4
Kl	0.1499	1/d	0 a 0.15
Kperc	0.7998	1/d	0 a 0.8

Fuente: Elaboración propia (2019)

4.3.1.4. MODELO SAC-SMA

Se realizó múltiples pruebas de calibración tanto de manera manual de prueba y error como automática con el método SCE-UA, la calibración automática realizó 1299 iteraciones automáticas de optimización, como resultado se obtuvo los índices estadísticos (Nash, Nash-ln, Pearson, RRMSE, RVB y NPE) de la simulación, se encuentran dentro del rango de evaluación y lejanos a los valores ideales, sin embargo los valores de Pearson y RRMSE son cercanos a los valores ideales como se observa en la tabla

Tabla 21: Indicadores estadísticos de calibración del modelo SAC-SMA

Indicadores	Calibración (2005-2012)
Nash	0.3242
Nash-ln	-0.0538
Pearson	0.8812
BS	0.7197
RRMSE	0.7514
RVB	0.5293
NPE	-0.1774

Fuente: Elaboración propia (2019)

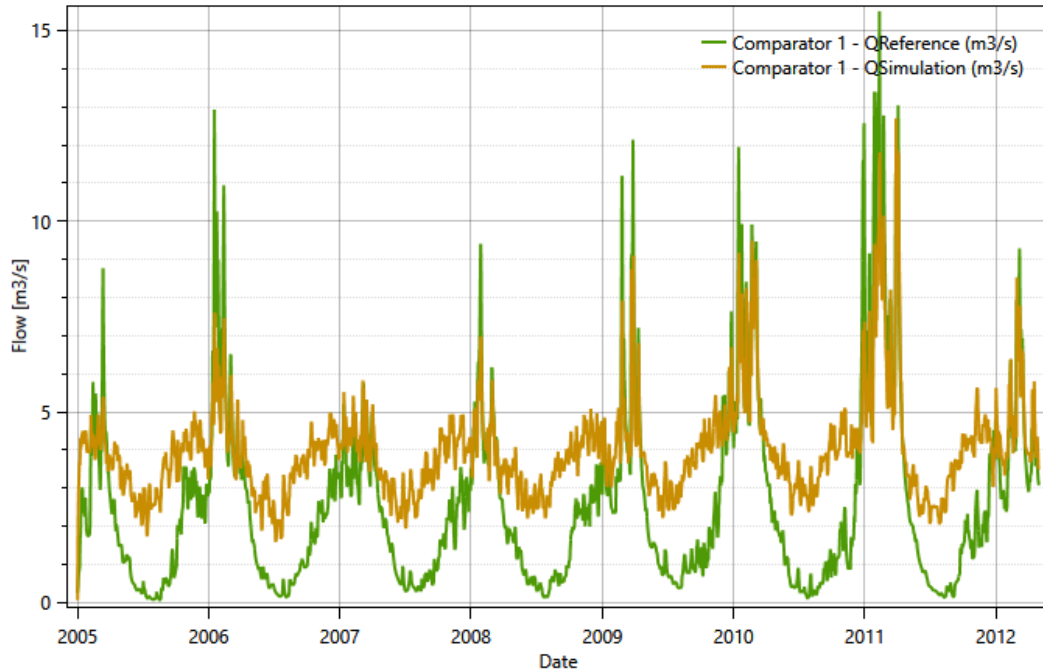


Figura 9: Calibración del modelo SAC-SMA

Fuente: Elaboración propia (2019)

Tabla 22: Parámetros obtenidos en la calibración del modelo SAC-SMA

Parámetros	Valor	Unidades	Rango
Adimp	0.0893	-	0 a 0.2
Pctim	0.0001	-	0 a 0.05
Riva	0.1970	-	0 a 0.2
UztwMax	0.1498	m	0.01 a 0.15
UzfwMax	0.0406	m	0.005 a 0.10
Uzk	0.1	1/d	0.10 a 0.75
Zperc	10.4073	-	10 a 350
Rexp	4	-	1 a 4
Pfree	0.3293	-	0 a 0.6
LztwMax	0.3007	m	0.05 a 0.40
LztpMax	0.0301	m	0.03 a 0.80
LzfsMax	0.1033	m	0.01 a 0.40
Rserv	0.7755	-	0 a 1
Lzpk	0.0118	1/d	0.001 a 0.03
Lzsk	0.0596	1/d	0.02 a 0.3
Side	0.5	-	0 a 0.5

Fuente: Elaboración propia (2019)

4.3.2. VALIDACION DE LOS MODELOS

4.3.2.1 Modelo GR4J

Tomamos los parámetros obtenidos en la calibración y se procedió a validar el modelo desde junio de 2014 a diciembre de 2016, como se muestra en la tabla 17. Los índices estadísticos para la validación nos resultó con parámetros óptimos y semejantes a la de calibración que nos indican que el modelo hidrológico tiene una gran capacidad para predecir la información observada, como se observa los valores en la tabla 18.

Tabla 23: Indicadores estadísticos de validación del modelo GR4J

Indicadores	Validación (2014-2016)
Nash	0.6642
Nash-ln	0.3656
Pearson	0.9380
BS	0.6457
RRMSE	0.4835
RVB	-0.3731
NPE	0.2807

Fuente: elaboración propia (2019)

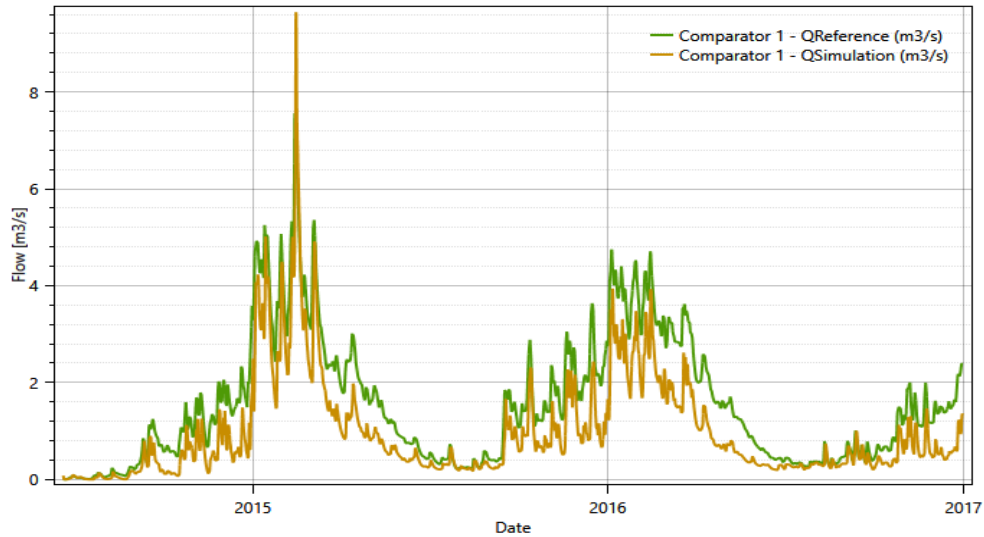


Figure 28: Validación del modelo GR4J
Fuente: elaboración propia (2019)

Tabla 13: Comparación de Indicadores estadísticos del modelo GR4J

Indicadores Estadísticos	Calibración (2014-2016)	Validación (2014-2016)	Valores Ideales
Nash	0.7744	0.6642	1
Nash-In	0.7301	0.3656	1
Pearson	0.9366	0.9380	1
BS	0.8657	0.6457	1
RRMSE	0.4341	0.4835	0
RVB	-0.2681	-0.3731	0
NPE	0.2782	0.2807	0

Fuente: Elaboración propia (2019)

4.3.2.2. Modelo SOCONT

Tomamos los parámetros obtenidos en la calibración y se procedió a validar el modelo desde junio de 2014 a diciembre de 2016, periodo distinto al de calibración

En la tabla se muestra los índices estadísticos se obtuvo coeficientes de Nash 0.73 y 0.72 para la calibración y validación respectivamente; permitiendo calificar al modelo como bueno; construida a escala diaria. Por otro lado, los coeficientes de correlación Pearson mostraron

valores aceptables de 0.93 y 0.98 para la calibración y validación, respectivamente, como se muestra en la tabla 21.

Tabla 25: Indicadores estadísticos de validación del modelo SOCONT

Indicadores	Validación (2014-2016)
Nash	0.7274
Nash-ln	0.7763
Pearson	0.9851
BS	0.8967
RRMSE	0.3960
RVB	0.3213
NPE	0.1345

Fuente: Elaboración propia (2019)

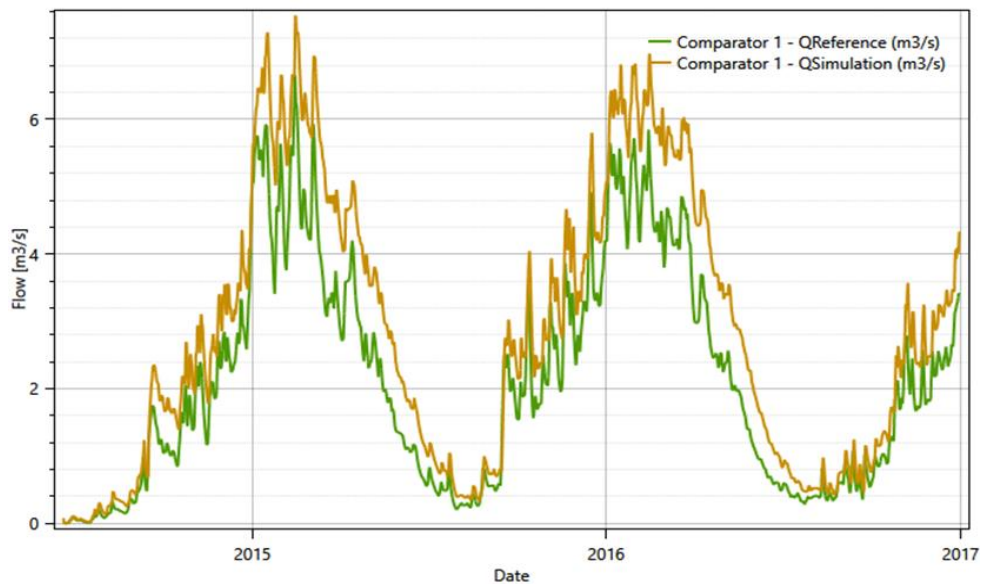


Figura 10: Validación del modelo SOCONT

Fuente: Elaboración propia (2018)

Tabla 26 :Comparación de Indicadores estadísticos del modelo SOCONT

Indicadores Estadísticos	Calibración (2014-2016)	Validación (2014-2016)	Valores Ideales
Nash	0.7381	0.7274	1
Nash-ln	0.8817	0.7763	1
Pearson	0.9355	0.9851	1
BS	0.9006	0.8967	1
RRMSE	0.4677	0.3960	0
RVB	0.3152	0.3213	0
NPE	-0.2151	0.1345	0

Fuente: Elaboración propia (2019)

4.3.2.3 Modelo HBV

)
Tomamos los parámetros obtenidos en la calibración y se procedió a validar el modelo desde junio de 2014 a diciembre de 2016, periodo distinto al de calibración

En la tabla 27 se muestra los índices estadísticos se obtuvo coeficientes de Nash 0.78 y 0.73 para la calibración y validación respectivamente; permitiendo calificar al modelo como bueno; construida a escala diaria. Por otro lado, los coeficientes de correlación Pearson mostraron valores altos de 0.96 y 0.97 para la calibración y validación, respectivamente teniendo una relación lineal.

Tabla 27: Indicadores estadísticos de validación HBV

Indicadores	Validación (2014-2016)
Nash	0.7335
Nash-ln	0.6179
Pearson	0.9738
BS	0.7713
RRMSE	0.3915
RVB	-0.3234
NPE	-0.0952

Fuente: Elaboración propia (2019)

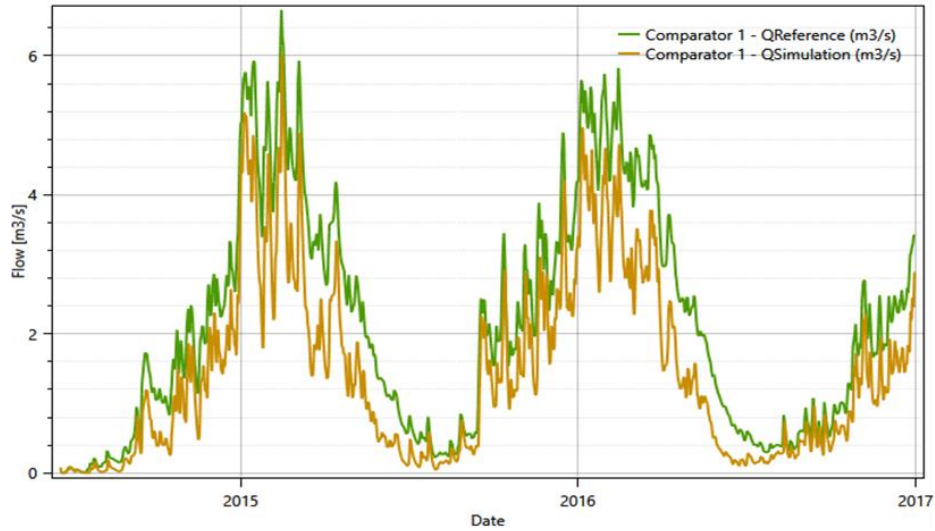


Figura 32: Validación del modelo HBV
Fuente: Elaboración propia (2019)

Tabla 28: Comparación de Indicadores estadísticos del modelo HBV

Indicadores Estadísticos	Calibración (2014-2016)	Validación (2014-2016)	Valores Ideales
Nash	0.7857	0.7335	1
Nash-ln	0.5457	0.6179	1
Pearson	0.9616	0.9738	1
BS	0.8310	0.7713	1
RRMSE	0.4231	0.3915	0
RVB	-0.2912	-0.3234	0
NPE	-0.3147	-0.0952	0

Fuente: Elaboración propia (2019)

4.3.2.4. MODELO SAC-SMA

Tomamos los parámetros obtenidos en la calibración y se procedió a validar el modelo desde junio del 2014 a diciembre del 2016, periodo distinto al de calibración

En la tabla 29 se muestra los índices estadísticos, sin embargo, en todos los casos se obtuvo coeficientes de Nash para el periodo de calibración y validación, valores lejanos al valor ideal;

permitiendo calificar al modelo como malo; lo mismo ocurre para los demás indicadores de calibración, todos se encuentran lejanos a los valores ideales

Tabla 14: Indicadores estadísticos de validación del modelo SAC-SMA

Indicadores	Validación (2014-2016)
Nash	-0.6117
Nash-In	-0.0950
Pearson	0.7172
BS	0.3819
RRMSE	0.9630
RVB	0.7862
NPE	-0.0934

Fuente: Elaboración propia (2019)

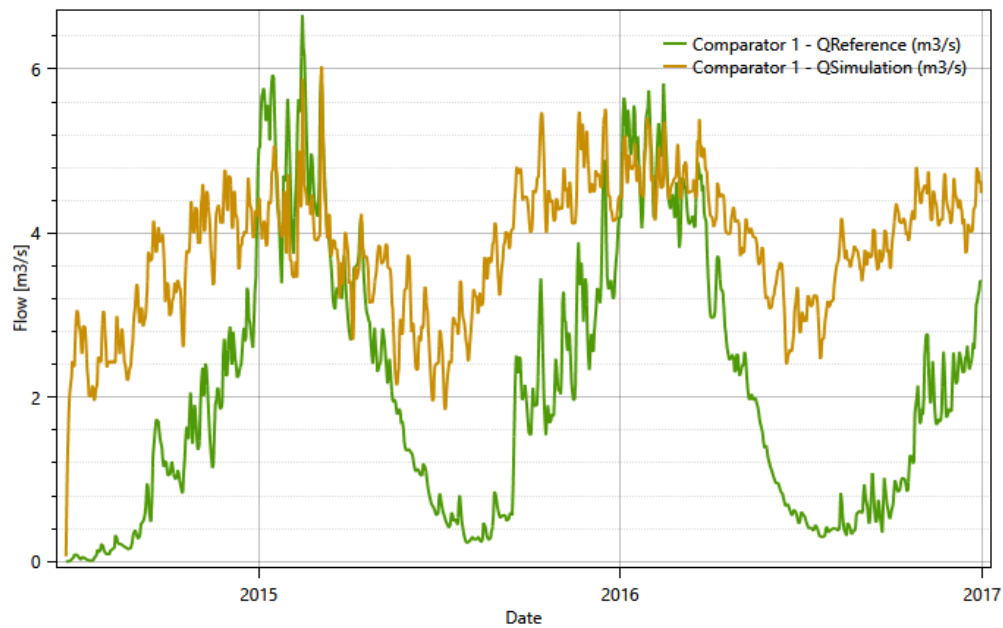


Figura 34: Validación del modelo SAC-SMA
Fuente: Elaboración propia (2019)

Tabla 15: Comparación de Indicadores del modelo SAC-SMA

Indicadores Estadísticos	Calibración (2014-2016)	Validación (2014-2016)	Valores Ideales
Nash	0.3242	-0.6117	1
Nash-ln	-0.0538	-0.0950	1
Pearson	0.8812	0.7172	1
BS	0.7197	0.3819	1
RRMSE	0.7514	0.9630	0
RVB	0.5293	0.7862	0
NPE	-0.1774	-0.0934	0

Fuente: Elaboración propia (2019)

Tabla 31: Comparación de Indicadores estadísticos de los modelos

Calibración	GR4J	SOCONT	HBV	SAC-SMA
Nash	0.7744	0.7381	0.7857	0.3242
Nash-ln	0.7301	0.8817	0.5457	-0.0538
Pearson	0.9366	0.9355	0.9616	0.8812
BS	0.8657	0.9006	0.8310	0.7197
RRMSE	0.4341	0.4677	0.4231	0.7514
RVB	-0.2681	0.3152	-0.2912	0.5293
NPE	0.2782	-0.2151	-0.3147	-0.1774
Validación	GR4J	SOCONT	HBV	SAC-SMA
Nash	0.6642	0.7274	0.7335	-0.6117
Nash-ln	0.3656	0.7763	0.6179	-0.0950
Pearson	0.9380	0.9851	0.9738	0.7172
BS	0.6457	0.8967	0.7713	0.3819
RRMSE	0.4835	0.3960	0.3915	0.9630
RVB	-0.3731	0.3213	- 0.3234	0.7862
NPE	0.2807	0.1345	-0.0952	-0.0934

Fuente: Elaboración propia (2019)

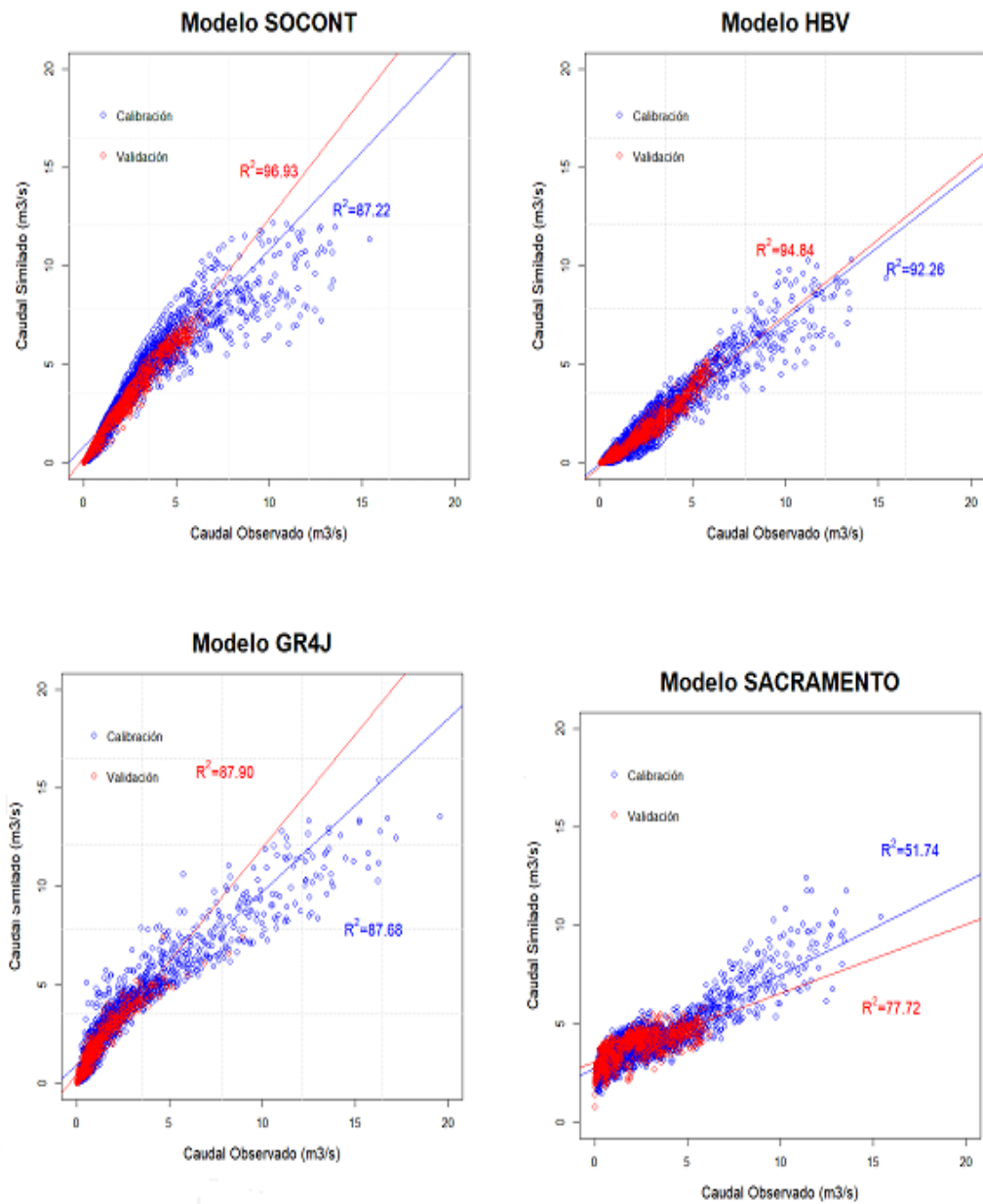


Figure 35: Correlación lineal entre caudales observados y simulados
Fuente: Elaboración propia (2019)

4.3.3. ANÁLISIS DE SENSIBILIDAD

Se realizó el análisis de sensibilidad para evaluar cada modelo ,en los rangos establecidos por su autor. Determinando así que tanto se ven afectados las eficiencias (Nash y Coeficiente de correlación de Pearson) del modelo al aplicar variaciones de +/- 20% del parámetro obtenido en la calibración.

Se realizaron análisis de sensibilidad del modelo SAC-SMA, 16 parámetros , que se encuentran dentro de una rango establecido ,serán evaluados

Los parámetros más sensibles que se obtuvieron en el modelo GR4J fueron X2 y X4, relacionadas con el coeficiente de intercambio de agua y al tiempo base; mientras que en el modelo SOCONT los parámetros más sensibles fueron KR y KGR3, que representan coeficiente de strickler y coeficiente de liberación del reservorio de infiltración; por último en el modelo hidrológico HBV el parámetro más sensible es TTSM que representa el coeficiente de almacenamiento de interflujo.

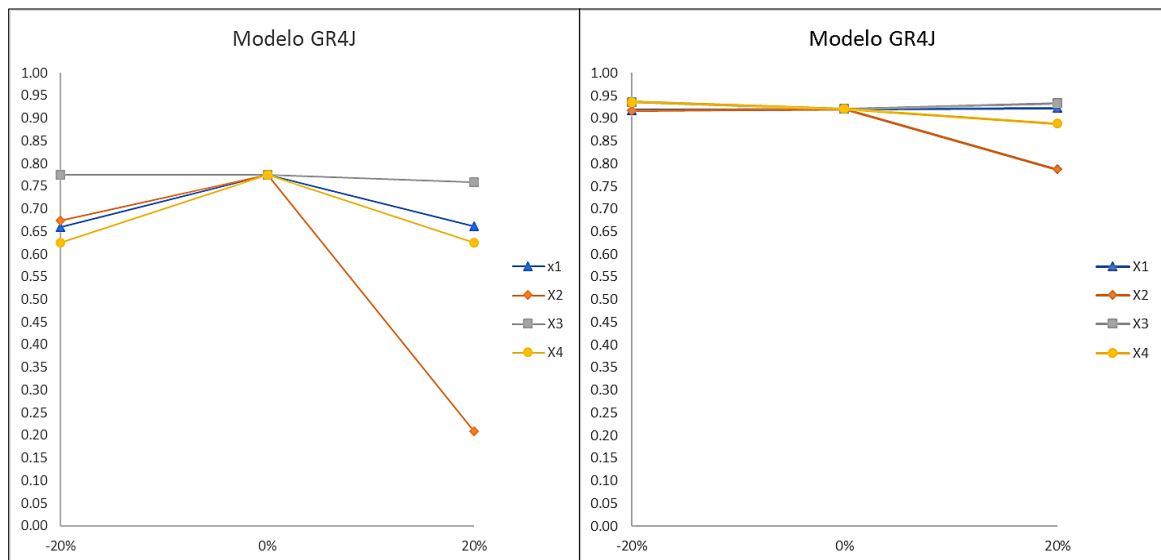


Figura 36: Análisis de sensibilidad del modelo GR4J
Fuente: Elaboración propia (2019)

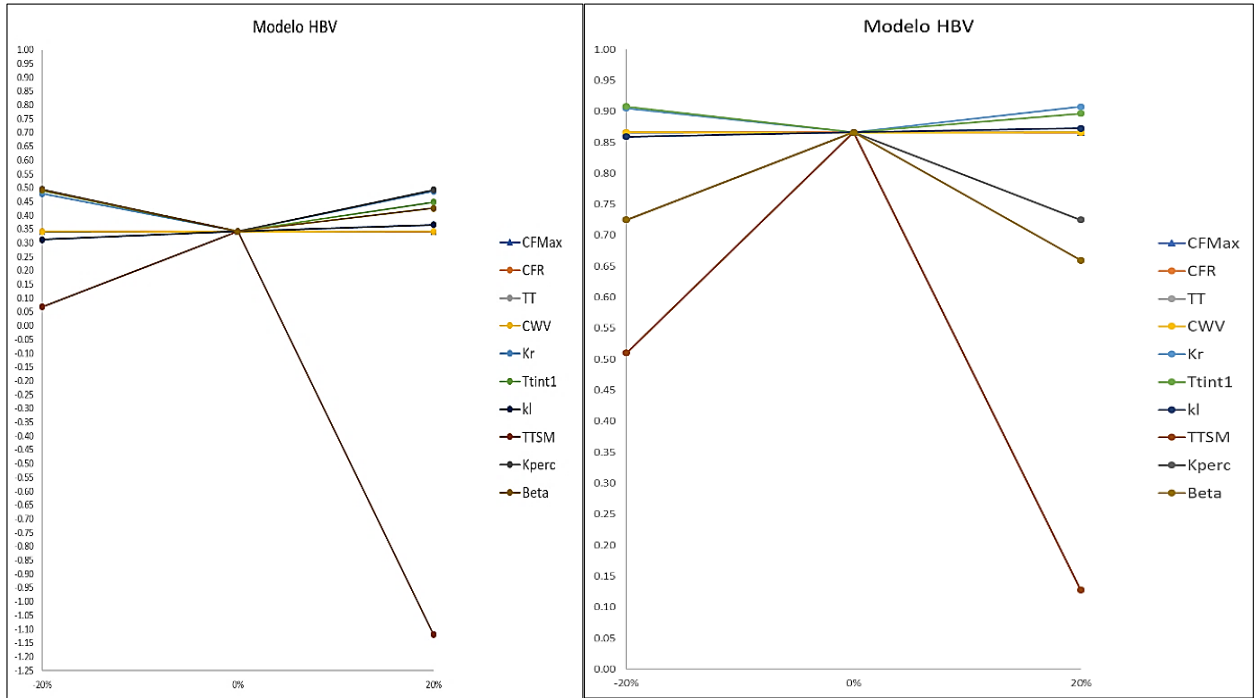


Figura 37: Análisis de sensibilidad del modelo hidrológico HBV
Fuente: Elaboración propia (2019)

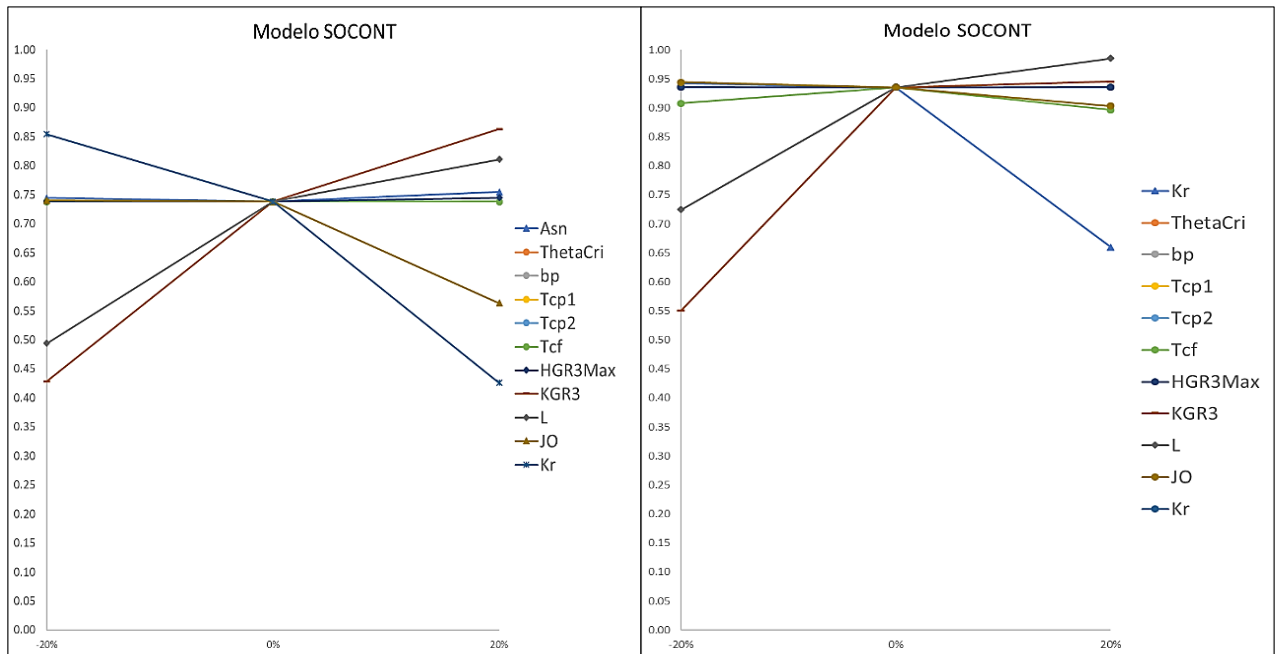


Figura 38: Análisis de sensibilidad del modelo SOCONT
Fuente: Elaboración propia (2019)

V.CONCLUSIONES

La subcuenca del río Shullcas fue dividida en 12 subcuencas, y generamos bandas altitudinales cada 400 m, se utilizó los datos de precipitación y temperatura diaria registrada de las seis estaciones y una estación hidrométrica corresponde al periodo 2005-2016. Se realizó la simulación de lluvia –escorrentía en la estación hidrológica Shullcas, usando los modelos hidrológicos de la plataforma RS-Minerve, como son el modelo SAC-SMA, SOCONT, HBV y GR4J. En base a estas simulaciones se realizó el análisis de sensibilidad de parámetros para la calibración y determinar la eficiencia. Asimismo se determinó las características geomorfológicas de la subcuenca; de acuerdo a esto se pueden llegar a las siguientes conclusiones:

- El análisis geomorfológico de la subcuenca del río Shullcas, nos permite relacionar los parámetros de relieve, forma y drenaje, que influyen directamente en la dinámica de la entrada y la salida del agua, esto nos permite predecir su comportamiento, nos indican una subcuenca pequeña de forma alargada, predomina un paisaje montañoso, su red de drenaje es de baja eficiencia, debido a su suelo impermeable.
- En este estudio hidrológico, un paso previo es realizar un análisis exploratorio de la serie pluviométrica para completarla mediante comparaciones con estaciones cercanas y eliminar valores atípicos. Realizamos un análisis de consistencia mediante métodos estadísticos, lo cual concluimos que la serie es homogénea y de buena calidad, estos serán utilizados como valores de entrada para realizar la simulación hidrológica.

- Se realizó la simulación hidrológica de los cuatro modelos GR4J HBV, SAC-SMA y SOCONT de la subcuenca del río Shullcas con resultados que se encuentran dentro de los valores ideales , sin embargo el modelo con mayor cantidad de parámetros que es el SAC-SMA, presenta problemas con los indicadores de eficiencia que están totalmente desfasados de lo ideal.
- En el proceso de calibración de los cuatro modelos, se realizó en la estación hidrométrica Shullcas con un periodo de enero del 2005 al abril del 2012 , se obtuvo un rendimiento “muy bueno” ,sin embargo a pesar de las 1299 iteraciones automáticas de los parámetros del modelo hidrológico SAC-SMA , no se pudo obtener indicadores de eficiencia ideales ,por ello concluimos que es modelo ineficiente y no representativo para nuestra zona de estudio.
- Tomamos los parámetros obtenidos en la calibración y se procedió a validar los modelos con un periodo de junio del 2012 a diciembre del 2016, en la misma estación hidrométrica Shullcas ;obteniendo valores óptimos de los indicadores de eficiencia, concluimos que los tres modelos tienen un buen desempeño.
- El modelo con mayor eficiencia fue el modelo HBV , con indicadores de eficiencia de coeficiente de Nash de 0.78 y Pearson de 0.96 , mientras que el modelo GRJ4 tiene coeficiente de Nash de 0.77 y Pearson de 0.93 ,ambos presentan valores muy similares que nos representan con mayor exactitud a la serie de caudales observados respecto a los caudales referenciales ,pero la diferencia es el número de parámetros utilizados .
- En el análisis de sensibilidad de parámetros calibrados, indica que para el modelo GR4J, X2 y X4, fueron los parámetros más sensibles, relacionadas coeficiente de intercambio de agua y al

tiempo base, respectivamente. Para el modelo SOCONT, fueron KR y KGR3, coeficiente de strickler y coeficiente de liberación del reservorio de infiltración, respectivamente. Para el modelo HBV, fue TTSM, llamado coeficiente de almacenamiento de interflujo.

VI.RECOMENDACIONES

- Se recomienda a SENAMHI ,instalar estaciones hidrológicas , especialmente en nuestra zona de estudio, ya que cuenta con una sola y que actualmente está sin funcionamiento ,esto permitirá que se realice nuevas investigaciones ya que contarán con datos de buena calidad de frecuencia diaria .
- Se recomienda a SENAMHI instalar estaciones hidrometeorológicos automáticas a nivel nacional ,teniendo su adecuado mantenimiento y seguimiento ,esto nos permitirá tener una base de datos de valores confiables ,que serán utilizados para futuras investigaciones que contribuyan al desarrollo de nuestro país
- Es necesario continuar con esta investigación empleando los otros modelos hidrológicos del software Rs-Minerve (SNOW-GSM, GLACIER-GSM, GR3, SWMM y GSM), para poder definir que modelos tienen mayor exactitud con la realidad y tener la opción a elegir cuales son las que tienen mayor representatividad y aplicarlas en diferentes cuenca a nivel nacional.

VII. REFERENCIAS BIBLIOGRÁFICAS

- Aguilar, C., & Polo, M. (2005). *Análisis de sensibilidad de AnnAGNPS en al dinámica de Herbicidas en Cuencas de olivar*. Córdoba, España: Universidad de Córdoba. Recuperado de https://abe.ufl.edu/faculty/carpena/files/pdf/zona_no_saturada/estudios_de_la_zona_v7/c337-343.pdf
- ALA Mantaro. (2010). *Evaluación de Recursos Hídricos Superficiales en la Cuenca del Río Mantaro*. Lima - Perú: Ministerio de Agricultura. Recuperado de https://www.ana.gob.pe/sites/default/files/normatividad/files/evaluacion_rh_superficiales_rio_mantaro_0_2.pdf
- Aliaga, I. (2017). *Modelacion Hidrológica de la Cuenca del Rio Huallaga, Aguas Arriba del Punto de Control Santa Lorenza (Tesis de Pregrado)*. Lima - Perú: Universidad Nacional Agraria la Molina. Recuperado de <http://repositorio.lamolina.edu.pe/bitstream/handle/UNALM/2780/P10-A47-T.pdf?sequence=1&isAllowed=y>
- Aliaga, V. (1983). *Tratamiento de Datos Hidrometeorológicos: Análisis de Consistencia*. Perú.
- Allen, R., Pereira, L., Raes, D., & Smith, M. (2006). *Evapotranspiración del cultivo: Guías para la determinación de los requerimientos de agua de los cultivos*. Roma - Italia: Organización de las Naciones Unidas para la Agricultura y la Alimentación (FAO). Recuperado de <http://www.fao.org/3/a-x0490s.pdf>
- Antenor, F. (2011). *Sistemas de Riego Predial Regulados por Microrreservorios: Cosecha de agua y producción segura*. Cajamarca - Perú: Gobierno Regional de Cajamarca. Recuperado de

<https://es.scribd.com/document/357632394/z-RURANDES-Manual-Riego-Predial-y-Microreservorios-1-pdf>

Astorayme, M. (2017). *Análisis y evaluación comparativa de modelos hidrológicos agrupados y semidistribuidos aplicados al pronóstico de caudales diarios del río Chillón (Tesis de Pregrado)*. Lima - Perú: Universidad Nacional Mayor de San Marcos. Recuperado de <http://cybertesis.unmsm.edu.pe/handle/cybertesis/7406>

Bejar, M. V. (2002). *HIDROLOGIA*. LIMA: Editorial villon .

Breña, A., & Jacobo, M. (2006). *Principios y Fundamentos de la Hidrología Superficial*. México: Universidad Autónoma Metropolitana. Recuperado de http://www.uamenlinea.uam.mx/materiales/licenciatura/hidrologia/principios_fundamentos/libro-PFHS-05.pdf

Cachúan, J. (2017). *Modelo Hidrológico para la Generación de Crecidas Máximas empleando el Hidrograma Unitario Instantáneo Geomorfológico en la Subcuenca del Rio Shullcas (Tesis de Pregrado)*. Huancayo - Perú: Universidad Nacional del Centro del Perú. Recuperado de <http://repositorio.uncp.edu.pe/bitstream/handle/UNCP/3870/Cachuan%20Davila.pdf?sequence=1&isAllowed=y>

Camones, A. (2015). *Influencia de la Humedad del Suelo en la Relación Precipitación – Escorrentía en las Cuencas del Anya y Mchique, Junin - Perú (Tesis de Pregrado)*. Lima - Perú: Universidad Nacional Agraria La Molina. Recuperado de <http://repositorio.lamolina.edu.pe/bitstream/handle/UNALM/2158/P10-C356-T.pdf?sequence=1&isAllowed=y>

- CATIE. (2016). *Diagnóstico de la Subcuenca del río Shullcas*. Huancayo - Perú: Centro Agronómico Tropical de Investigación y Enseñanza. Recuperado de <https://www.catie.ac.cr/climate-smart-territories-peru-proyect/wp-content/uploads/2-Diagnostico-Shullcas-editadov3.pdf>
- CATIE. (2016). *Plan de Gestión Integral de la Subcuenca del Río Shullcas*. Huancayo - Perú: Centro Agronómico Tropical de Investigación y Enseñanza. Recuperado de <https://www.catie.ac.cr/climate-smart-territories-peru-proyect/wp-content/uploads/Plan-de-gestion.pdf>
- Florindez Diaz, A. (2011). *Sistemade Riego Predial Regulado por Microreservorios*. Lima _Perú: Giacomotti.
- Forestry Economics and Policy Division. (2007). *La nueva generación de programas y proyectos de gestión de cuencas hidrográficas*. Roma - Italia: Organización de las Naciones Unidas para la Agricultura y la Alimentación (FAO). Recuperado de <http://www.fao.org/3/a0644s/a0644s00.htm>
- Gamion, J. (2014). *Modelo flujo de escombros y lodo aplicando FLO-2D, caso subcuenca del río Shullcas (Tesis de Pregrado)*. Huancayo - Perú: Universidad Nacional del Centro del Perú. Recuperado de <http://repositorio.uncp.edu.pe/handle/UNCP/435>
- Garcia, J., Foehn, A., Fluixa, J., Roquer, B., Paredes, J., & De Cesare, G. (2019). *RS MINERVE - Technical Manual v1.9*. Switzerland: Centre de recherche sur l'environnement alpin (CREALP). Recuperado de <https://www.crealp.ch/fr/accueil/le-crealp/telechargement-doc/category/173-manuels-utilisateur.html?download=219:rs-minerve-technical-manual>
- Laurente, W. (2014). *Modelamiento y simulación hidrológica de la subcuenca del río Shullcas de la Provincia de Huancayo utilizando al Simulador WEAP, 2010-2015 (Tesis de Pregrado)*.

- Huancayo - Perú: Universidad Alas Peruanas. Recuperado de http://repositorio.uap.edu.pe/bitstream/uap/1963/2/LAURENTE_AGUIRRE-Resumen.pdf
- Mendoza, L. (2015). *Modelos Semidistribuidos*. Huánuco, Perú: Universidad Nacional Hermilio Valdizán.
- Ministerio de Agricultura y Riego. (23 de Agosto de 2019). *MINAGRI*. Recuperado de MINAGRI: <https://www.minagri.gob.pe/portal/inicio>
- Nelder, J., & Mead, R. (1965). A Simplex Method for Function Minimization Vol.7 N°4. *The Computer Journal*, 308 -313. Recuperado de <https://pdfs.semanticscholar.org/da24/280dfcd767524fb1a1702f50f388ca0d4082.pdf>
- Ordoñez, J. (2011). *Ciclo Hidrológico: Contribuyendo al desarrollo de una Cultura del Agua y la Gestión Integral de Recurso Hídrico*. Lima - Perú: Sociedad Geográfica de Lima. Recuperado de https://www.gwp.org/globalassets/global/gwp-sam_files/publicaciones/varios/ciclo_hidrologico.pdf
- Ordoñez, J., Obando, O., Arboleda, F., Carranza, J., Vera, H., Villasis, R., . . . Casaverde, M. (2011). *Disponibilidad hídrica actual y futura en la subcuenca del río Shullcas*. Lima - Perú: SENAMHI. Recuperado de <https://www.care.org.pe/wp-content/uploads/2015/06/Disponibilidad-hidrica-actual-y-futura-Shullcas.pdf>
- Organización Meteorológica Mundial. (2011). *Guía de prácticas hidrológicas: Hidrología - De la medición a la información hidrológica Vol. I OMM - N° 168*. Ginebra - Suiza: Organización Meteorológica Mundial (OMM). Recuperado de http://www.wmo.int/pages/prog/hwrrp/publications/guide/spanish/168_Vol_I_es.pdf

- Pascual, J., & Diaz, M. (2016). *Guía práctica sobre la modelización hidrológica y el modelo HEC-HMS*. Alcalá de Henares, España: CIVILSCAPE. Recuperado de https://www.agua.imdea.org/sites/default/files/pdf/news/20161215/Cuadernos%20de%20Geoma%CC%81tica%204_b.pdf
- Ponce, V. (1989). *Engineering Hydrology: Principles and Practices*. Estados Unidos: Editorial Prentice Hall College Div.
- Sánchez, E. (2002). *Nubes de capa límite atmosférica: Estudio numérico y experimental*. Madrid, España: Universidad Complutense de Madrid. Recuperado de <http://webs.ucm.es/BUCM/tesis//fis/ucm-t26210.pdf>
- SENAMHI. (2009). *Escenarios Climáticos en el Perú para el año 2030*. Lima - Perú: Servicio Nacional de Meteorología e Hidrología (SENAMHI). Recuperado de http://idesep.senamhi.gob.pe/portalessep/files/tematica/cambio_climatico/Escenarios_climaticos_en_el_Peru_para_el_ano_2030.pdf
- SENAMHI. (2014). *Informe Técnico N° 4 del estudio de Vulnerabilidad Climática de los Recursos Hídricos*. Lima - Perú: Servicio Nacional de Meteorología e Hidrología del Perú - SENAMHI.
- SENAMHI. (2016). *Vigilancia de Peligros Hidrológicos*. Lima - Perú: Servicio Nacional de Meteorología e Hidrología del Perú - SENAMHI.
- Singh, V., & Wollhiser, D. (2002). Mathematical modeling of watershed hydrology. *Journal of Hydrologic Engineering*, 270-292.
- Vásquez, A. (2000). *Manejo de Cuencas Altoandinas: Hidrología de Cuencas*. Lima - Perú: Universidad Nacional Agraria La Molina.

- Velez, J. (2008). *Modelación en Hidrología: Tendencias actuales y futuro*. Bogotá, Colombia: National University of Colombia. Recuperado de https://www.researchgate.net/publication/271194652_Modelacion_en_hidrologia/link/54cbab0a0cf29ca810f32ba9/download
- Ven Te Chow, Maidment, D., & Mays, L. (1994). *Hidrología Aplicada*. Bogotá, Colombia: McGRAW - HILL.
- Villanueva, A. V. (2000). *MANEJO DE CUENCAS HIDROGRAFICAS*. PERU : Escuela Superior de Administracion de Aguas "Charles sutton".
- Villón, M. (2002). *Hidrología: La Cuenca Hidrológica*. Lima - Perú: Instituto Tecnológico de Costa Rica.

VIII.ANEXOS

ANEXO 1: DESCRIPCION DEL COMPORTAMIENTO DE LAS VARIABLES METEREOLÓGICAS

ANEXO 1.1: PLUVIOMETRIA

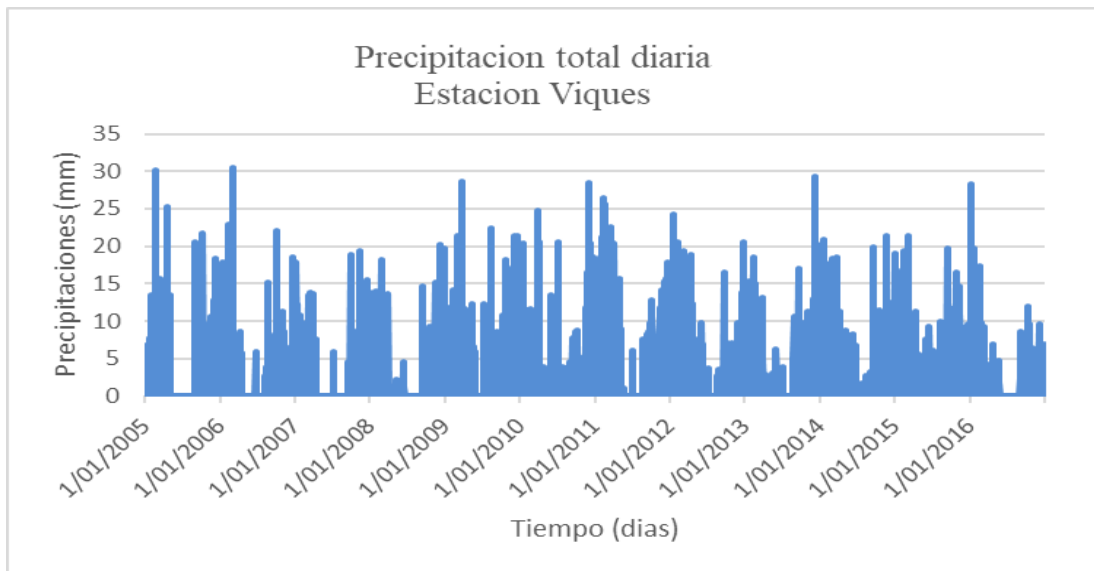


Figura 11: Histograma de precipitación total diaria (2005-2016)
Fuente: Elaboración propia (2019)

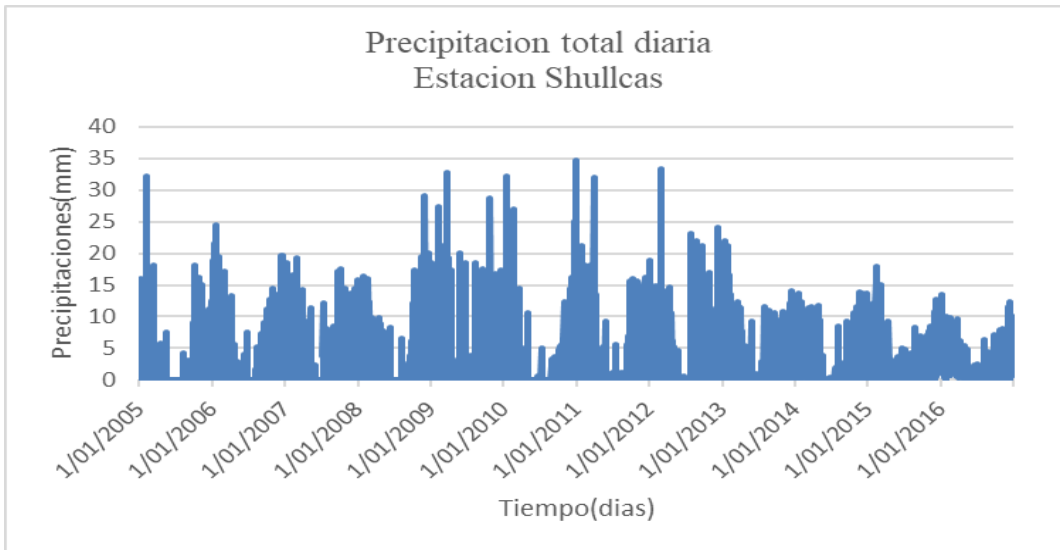


Figura 12: Histograma de precipitación total diaria (2005-2016)
Fuente: Elaboración propia (2018)

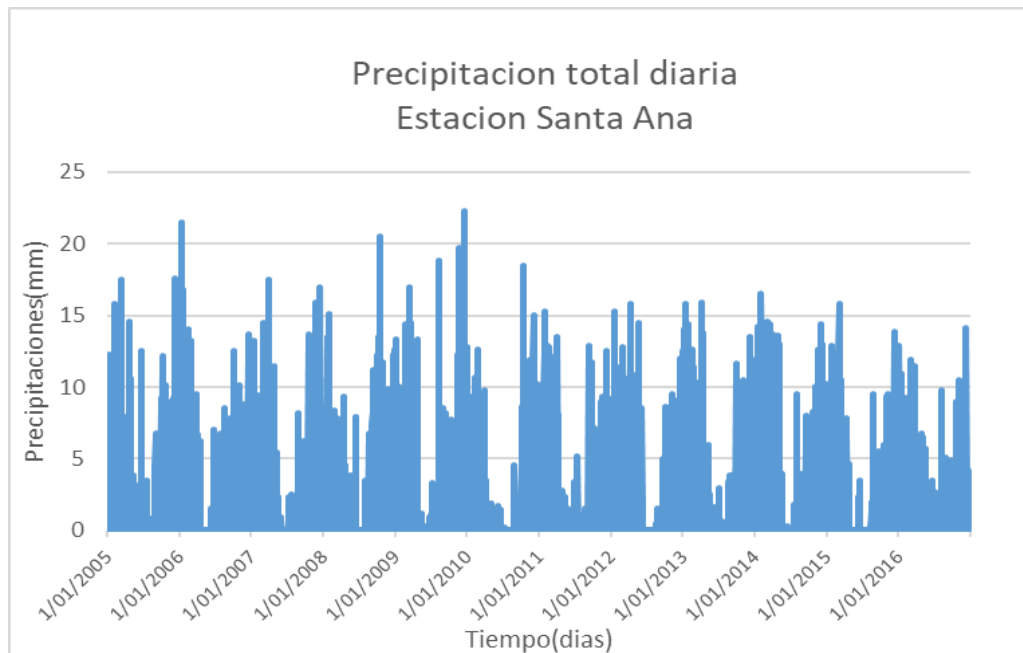


Figura 13: Histograma de precipitación total diaria (2005-2016)
Fuente: Elaboración propia (2018)

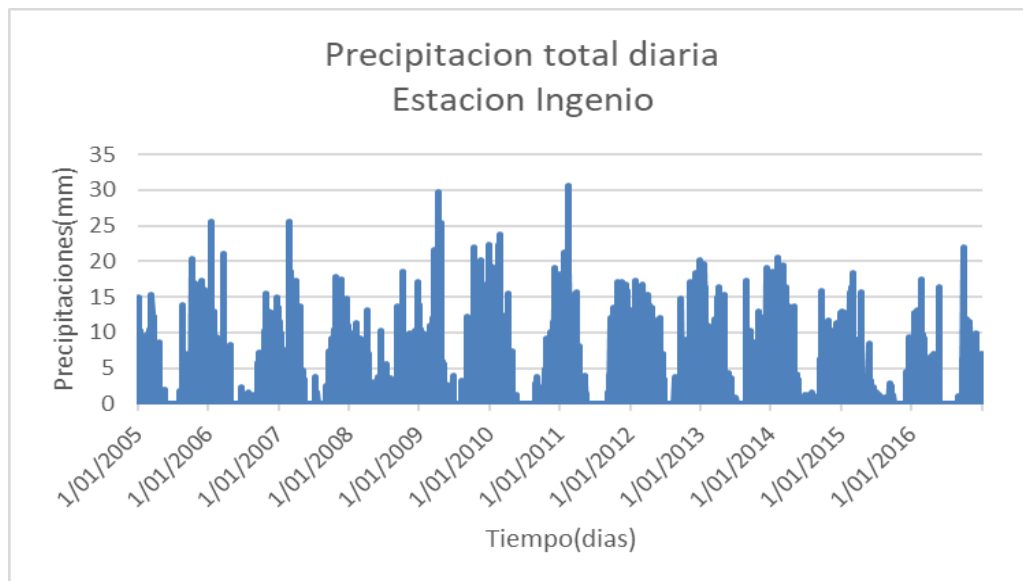


Figura 14: Histograma de precipitación total diaria (2005-2016)
Fuente: Elaboración propia (2018)

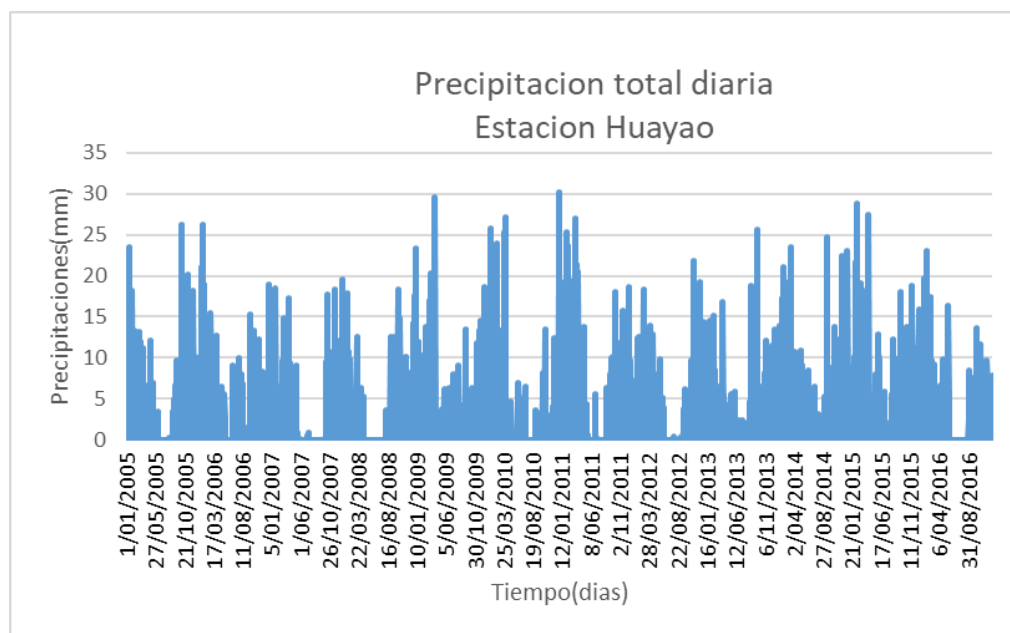


Figura 15: Histograma de precipitación total diaria (2005-2016)
Fuente: Elaboración propia (2018)

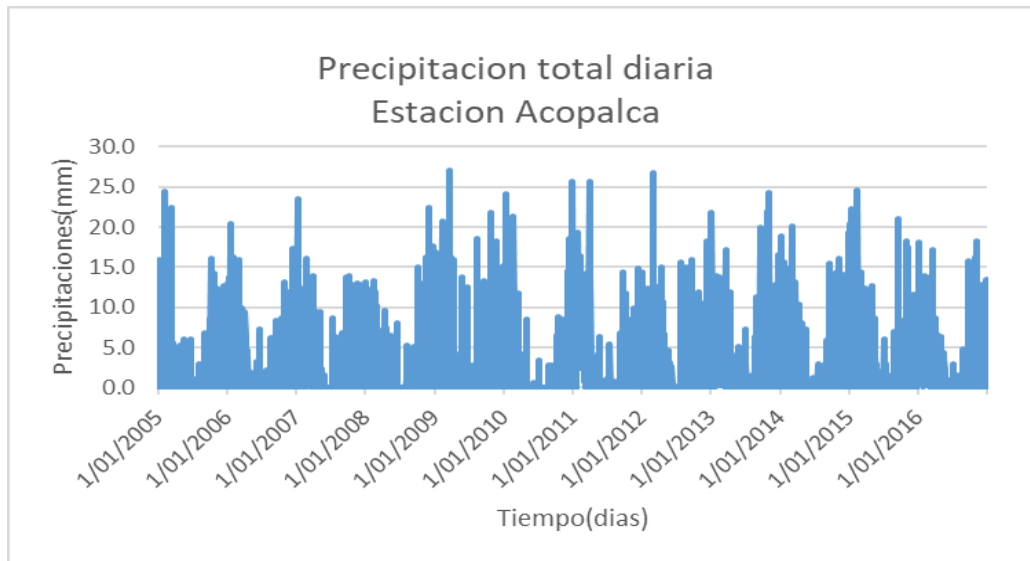


Figura 16: Histograma de precipitación total diaria (2005-2016)
 Fuente: Elaboración propia (2018)

ANEXO 1.2: HIDROMETRÍA

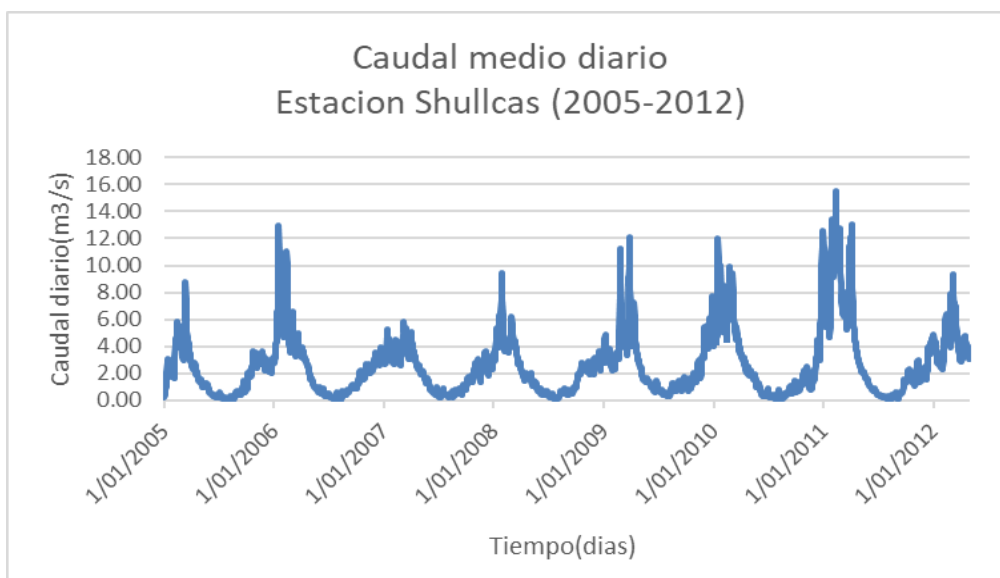


Figura 17: Serie de caudal total diaria (2005-2012)
Fuente: Elaboración propia (2018)



Figure 18: Serie de caudal total diaria (2005-2012)
Fuente: Elaboración propia (2018)

ANEXO 1.3 TEMPERATURA

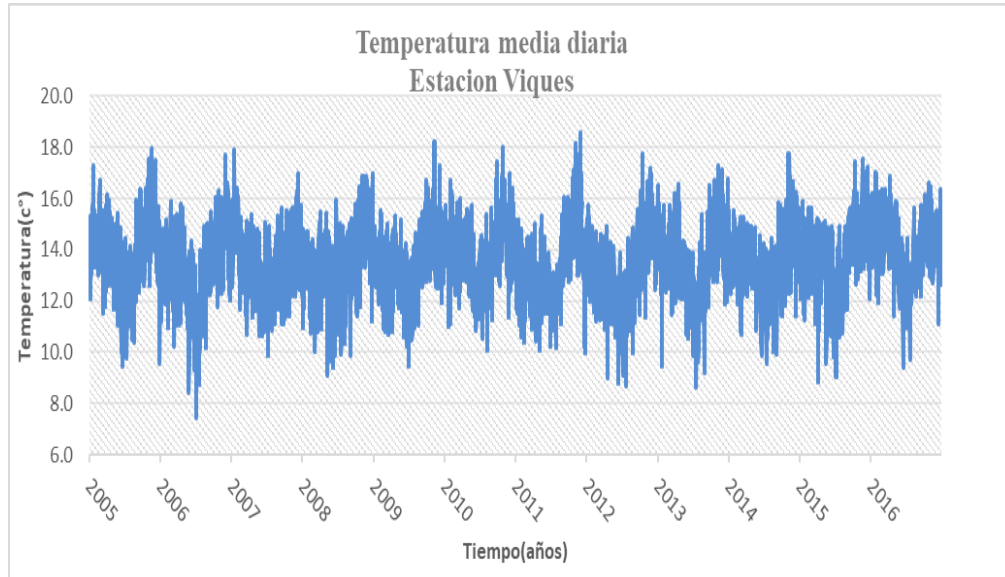


Figura 19: Serie de las temperaturas promedios diarios (2005-2016)
Fuente: Elaboración propia (2018)

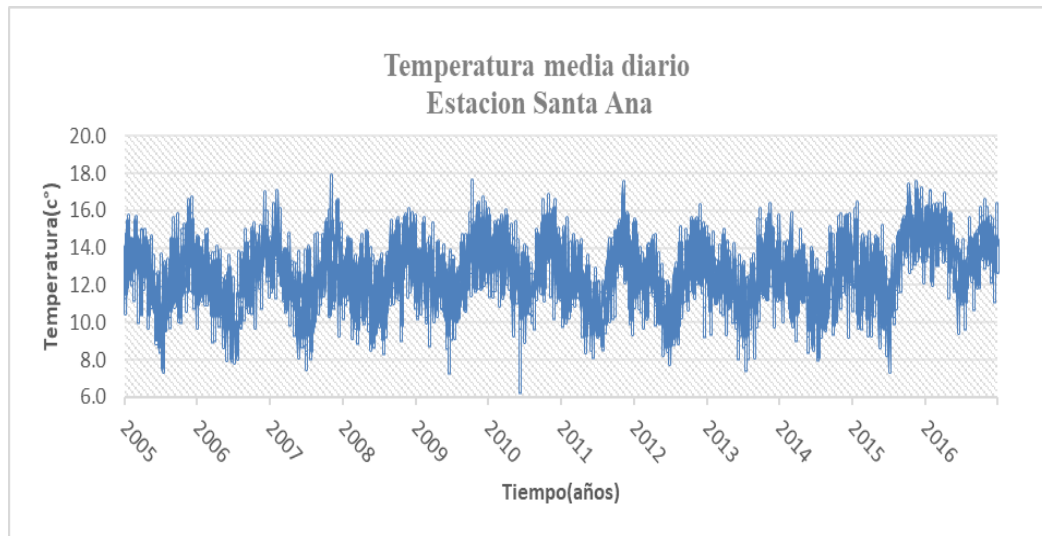


Figura 20: Serie de las temperaturas promedios diarios (2005-2016)
Fuente: Elaboración propia (2018)

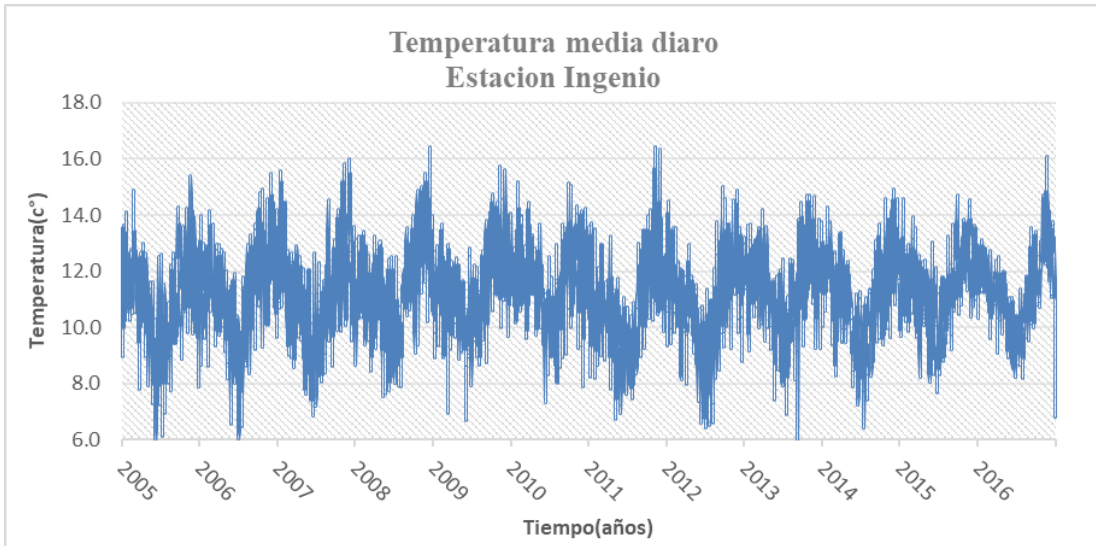


Figure 21: Serie de las temperaturas promedios diarios (2005-2016)
Fuente: Elaboración propia (2018)

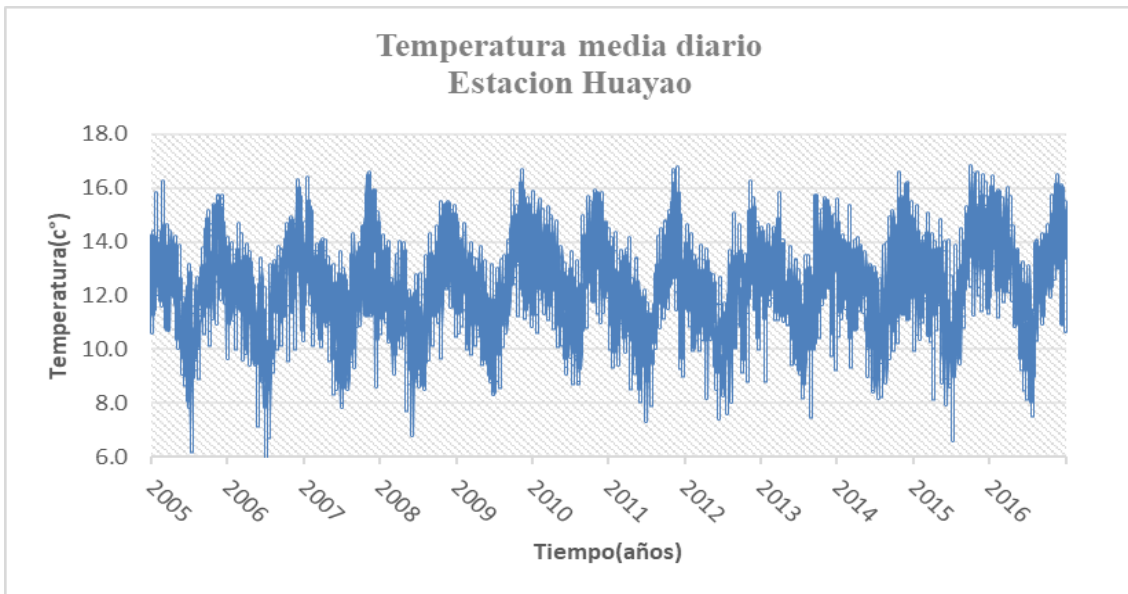


Figure 22: Serie de las temperaturas promedios diarios (2005-2016)
Fuente: elaboración propia (2018)

ANEXO 1.4. EVAPOTRANSPIRACIÓN

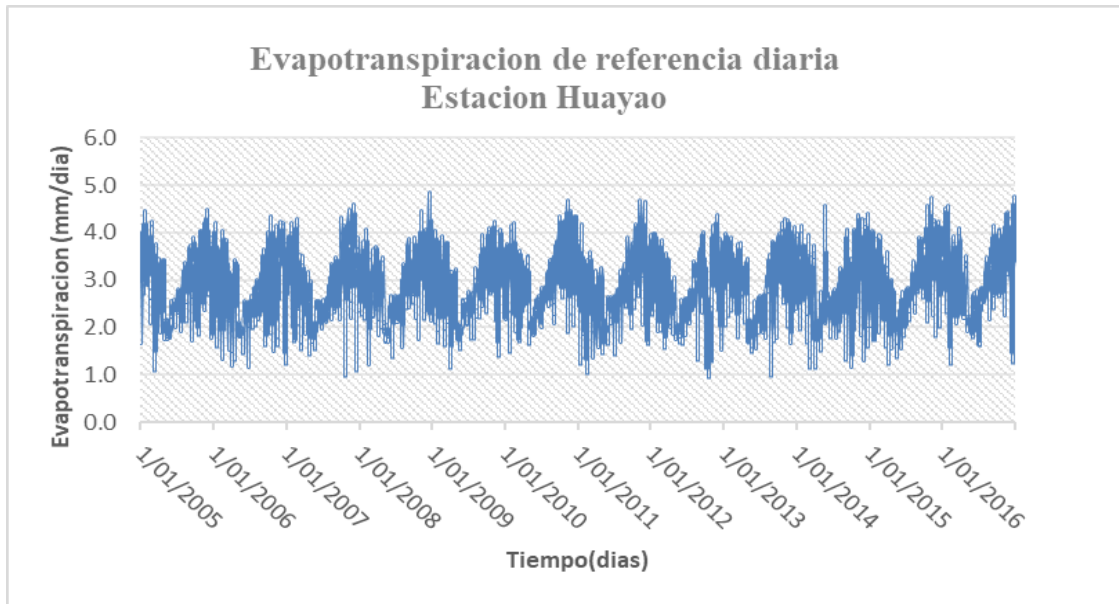


Figura 23: Serie de evapotranspiración de referencia diaria (2005-2016)
Fuente: elaboración propia (2018)

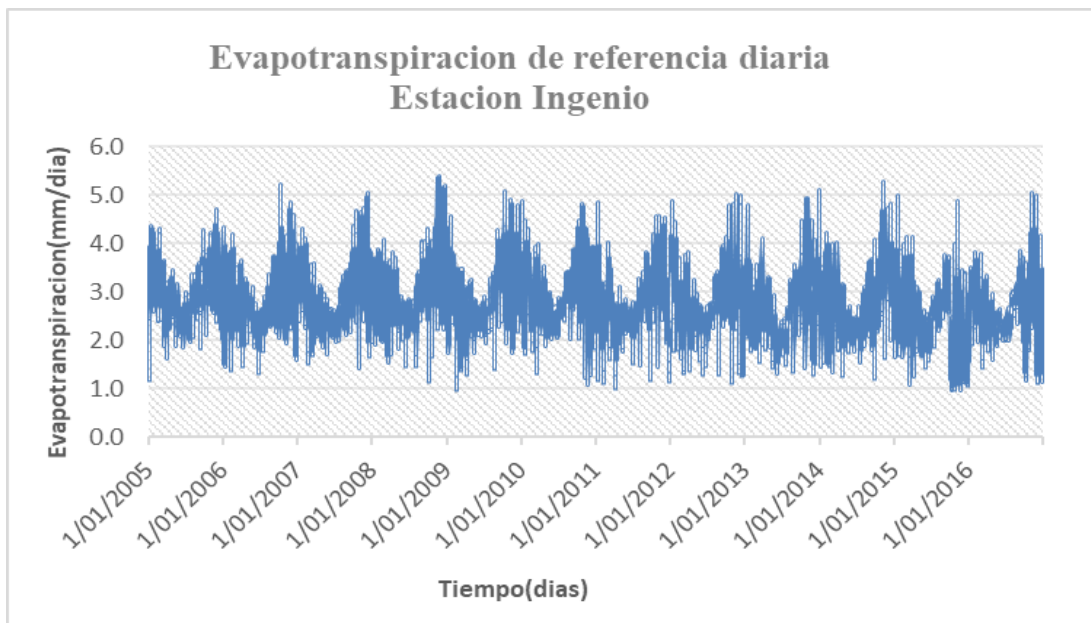


Figura 24: Serie de evapotranspiración de referencia diaria (2005-2016)
Fuente: Elaboración propia (2018)

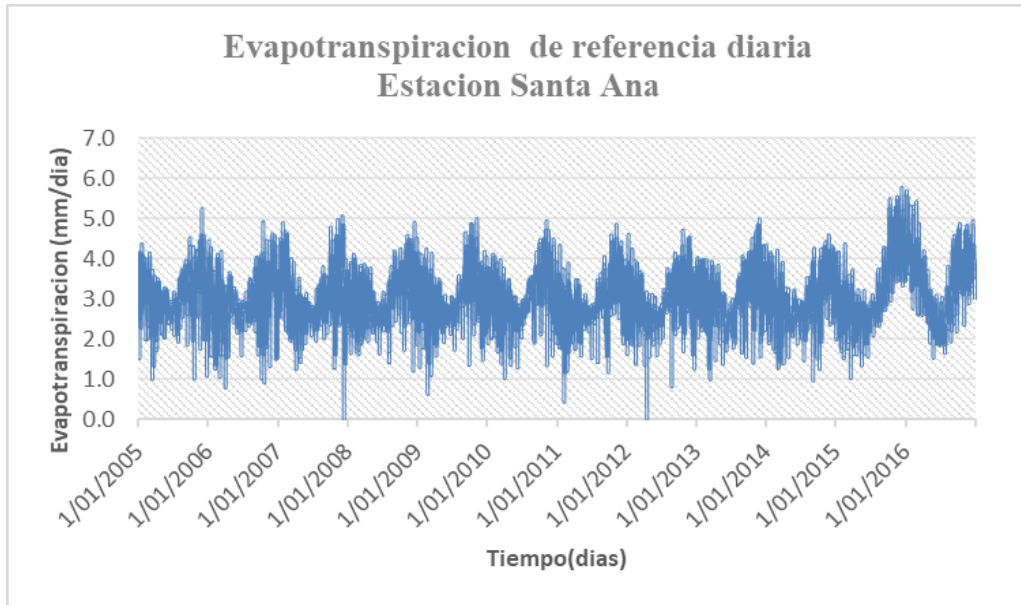


Figura 25: Serie de evapotranspiración de referencia diaria (2005-2016)
Fuente: Elaboración propia (2018)

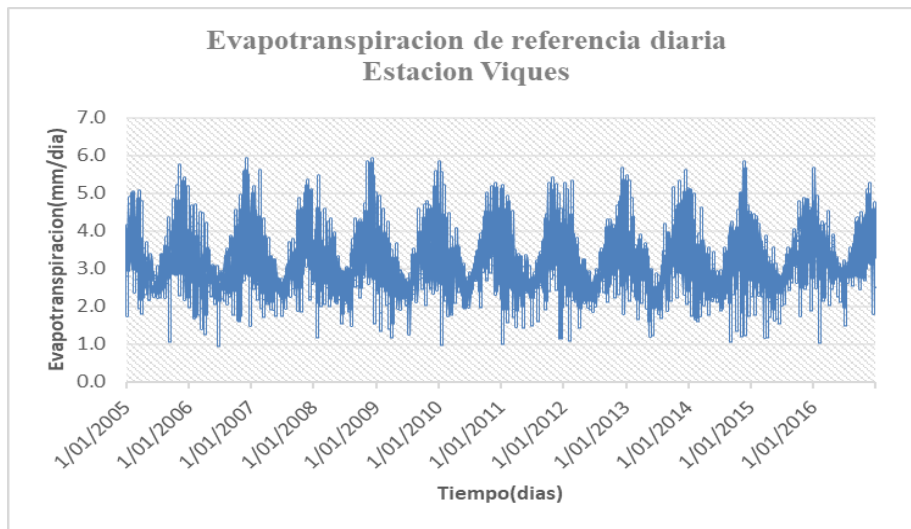


Figure 26: Serie de evapotranspiración de referencia diaria (2005-2016)
Fuente: Elaboración propia (2018)

ANEXO 2: ANÁLISIS DE CONSISTENCIA DE DATOS PLUVIOMÉTRICOS DE LAS ESTACIONES

A) ANÁLISIS ESTADÍSTICO- MEDIA (METODO T DE STUDENT)

Tabla 32: Análisis estadístico método T de Student, estación Shullcas

Prueba t	Enero2005-Dic2010	Enero2011-Dic2016
Media	2.50	2.54
Varianza	20.91	15.08
Observaciones	2189	2192
Estadístico t	0.3	
Valor de tabla Tt	1.96	
(Tt > td) Consistente		

Fuente: Elaboración propia (2019)

Tabla 16: Análisis estadístico método T de Student, estación Viques

Prueba t	Enero2005-Dic2010	Enero2011-Dic2016
Media	1.80	1.98
Varianza	16.64	16.90
Observaciones	2191	2192
Estadístico t	1.43	
Valor de tabla Tt	1.96	
(Tt > td) Consistente		

Fuente: Elaboración propia (2019)

Tabla 34: Análisis estadístico método T de Student, estación Santa Ana

Prueba t	Enero2005-Dic2010	Enero2011-Dic2016
Media	1.82	1.95
Varianza	11.51	10.11
Observaciones	2191	2192
Estadístico t	1.36	
Valor de tabla Tt	1.96	
(Tt > td) Consistente		

Fuente: Elaboración propia (2019)

Tabla 35: Análisis estadístico método T de Student, estación Ingenio

Prueba t	Enero2005-Dic2010	Enero2011-Dic2016
Media	1.88	1.96
Varianza	13.42	14.58
Observaciones	2191	2192
Estadístico t	1.10	
Valor de tabla Tt	1.69	
(Tt > td) Consistente		

Fuente: Elaboración propia (2019)

Tabla 36: Análisis estadístico método T de Student, estación Huayao

Prueba t	Enero2005-Dic2010	Enero2011-Dic2016
Media	1.80	1.94
Varianza	14.62	15.70
Observaciones	2191	2192
Estadístico t	1.63	
Valor de tabla Tt	1.96	
(Tt > td) Consistente		

Fuente: Elaboración propia (2019)

Tabla 37: Análisis estadístico método T de Student, estación Acopalca

Prueba t	Enero2005-Dic2010	Enero2011-Dic2016
Media	2.40	2.60
Varianza	15.43	15.86
Observaciones	2191	2192
Estadístico t	1.70	
Valor de tabla Tt	1.96	
(Tt > td) Consistente		

Fuente: Elaboración propia (2019)

B) ANÁLISIS ESTADÍSTICO – VARIANZA (MÉTODO FISHER)

Tabla 17: Análisis estadístico método Fisher, estación Shullcas

Prueba F	Enero2005-Dic2010	Enero2011-Dic2016
Media	2.50	2.54
Varianza	20.91	15.08
Observaciones	2189	2191
Estadístico Fcal	1.40	
Valor de tabla Ft	1.53	
	(Ft > Fcal)	
	Consistente	

Fuente: Elaboración propia (2019)

Tabla 18: Análisis estadístico método Fisher, estación Viques

Prueba F	Enero2005-Dic2010	Enero2011-Dic2016
Media	1.80	1.98
Varianza	16.64	16.90
Observaciones	2191	2192
Estadístico Fcal	0.98	
Valor de tabla Ft	1.53	
	(Ft > Fcal)	
	Consistente	

Fuente: Elaboración propia (2019)

Tabla 40: Análisis estadístico método Fisher, estación Santa Ana

Prueba F	Enero2005-Dic2010	Enero2011-Dic2016
Media	1.82	1.95
Varianza	11.51	10.11
Observaciones	2191	2192
Estadístico Fcal	1.13	
Valor de tabla Ft	1.53	
	(Ft > Fcal)	
	Consistente	

Fuente: Elaboración propia (2019)

Tabla 41: Análisis estadístico método Fisher, estación Ingenio.

Prueba F	Enero2005-Dic2010	Enero2011-Dic2016
Media	1.88	1.96
Varianza	13.42	14.58
Observaciones	2191	2192
Estadístico Fcal	0.92	
Valor de tabla Ft	1.53	
(Ft > Fcal) Consistente		

Fuente: Elaboración propia (2019)

Tabla 42: Análisis estadístico método Fisher, estación Huayao

Prueba F	Enero2005-Dic2010	Enero2011-Dic2016
Media	1.80	1.94
Varianza	14.62	15.70
Observaciones	2191	2192
Estadístico Fcal	1.63	
Valor de tabla Ft	0.93	
(Ft > Fcal)Consistente		

Fuente: Elaboración propia (2019)

Tabla 19: Análisis estadístico método Fisher, estación Acopalca

Prueba F	Enero2005-Dic2010	Enero2011-Dic2016
Media	2.40	2.60
Varianza	15.43	15.86
Observaciones	2191	2192
Estadístico Fcal	0.97	
Valor de tabla Ft	1.53	
(Ft > Fcal)Consistente		

Fuente: Elaboración propia (2019)

