

UNIVERSIDAD NACIONAL DE CAJAMARCA

FACULTAD DE INGENIERÍA

ESCUELA ACADÉMICA PROFESIONAL DE INGENIERÍA HIDRÁULICA



**“APORTE DE AGUA EN LA CAPTACIÓN EN EL RONQUILLO-CAJAMARCA
SEGÚN EL CAUDAL RECESIVO EN ESTIAJE, PARA LOS AÑOS
HIDROLÓGICOS 2008-2015”**

TESIS

Para optar el título profesional de:

INGENIERO HIDRÁULICO

Presentado por el bachiller:

JAIRO ISAÍ ALVAREZ VILLANUEVA

Asesor:

MCs. ING. JOSÉ FRANCISCO HUAMÁN VIDAURRE

CAJAMARCA-PERÚ

2016

AGRADECIMIENTO

A José Francisco Huamán Vidaurre MCs.; asesor de esta investigación, por sus consejos y apoyo.

A Omar N. Alvarez Villanueva Dr.; por su apoyo incondicional en la realización de esta tesis.

A Gaspar Méndez Cruz Dr.; jurado de tesis, por su comentario para el desarrollo del presente trabajo.

A Luis León MCs.; jurado, por sus comentarios al presente documento.

A Luis Vázquez Ramírez MCs; jurado, por sus comentarios a este trabajo.

A Jorge Segundo Ponce González Mg, por su apoyo en el desarrollo del presente trabajo.

DEDICATORIA

Esta tesis la dedico a Dios, por brindar salud a mi familia. A mis padres Maximina Villanueva Moreno y Manuel N. Alvarez Vilca por su ejemplo, esfuerzo, amor y confianza. A mis hermanos Omar N. Alvarez Villanueva y mi hermanita Judith E. Alvarez Villanueva, por su amor y cariño.

CONTENIDO

	Pág.
AGRADECIMIENTO.....	.ii
DEDICATORIA.....	.iii
CONTENIDO.....	.iv
ÍNDICE DE FIGURAS.....	.vii
ÍNDICE DE TABLAS.....	.ix
RESUMEN.....	.xi
ABSTRACT.....	.xiii
1. INTRODUCCIÓN.....	13
1.1. CONTEXTO.....	13
1.2. PROBLEMA.....	14
1.3. JUSTIFICACIÓN.....	15
1.4. ALCANCES DE LA INVESTIGACIÓN.....	15
1.5. OBJETIVOS.....	16
1.5.1. OBJETIVO GENERAL.....	16
1.5.2. OBJETIVOS ESPECÍFICOS.....	16
1.6. HIPÓTESIS.....	16
1.7. DESCRIPCIÓN DE CONTENIDOS.....	16
2 MARCO TEÓRICO.....	17
2.1. ANTECEDENTES.....	17
2.2. BASES TEÓRICAS.....	18
2.2.1 ESCORRENTÍA.....	18
2.2.2 AGUA SUBTERRÁNEA.....	21
2.2.3 ESTADO DEL AGUA SUBTERRÁNEA.....	22
2.2.4 RECARGA Y DESCARGA DE AGUAS SUBTERRÁNEAS.....	24
2.2.5 ESCORRENTÍA BASE O FLUJO BASE.....	25
2.2.6 HIDROGRAMA.....	26
2.2.7 FORMA DE HIDROGRAMA.....	28
2.2.8 CURVA DE DESCENSO GLOBAL.....	30
2.2.9 CURVA DE DESCENSO.....	32
2.2.10 CURVA DE AGOTAMIENTO O CURVA RECESIVA.....	32
2.2.11 MODELOS MATEMÁTICO DE CAUDAL DE DESCARGA EN UN RÉGIMEN NO INFLUIDO.....	34
2.2.12 COEFICIENTE DE AGOTAMIENTO.....	38
2.2.13 PRUEBA ESTADÍSTICA.....	40
2.2.13.1 INDICADORES ESTADÍSTICOS.....	40
2.2.13.2 TEST ESTADÍSTICO.....	41

2.2.14 SEQUÍA.....	42
2.3. DEFINICIÓN DE TÉRMINOS BÁSICOS.....	45
2.4. SIGLAS.....	47
3. MATERIALES Y MÉTODOS.....	48
3.1 UBICACIÓN ESPACIAL.....	48
3.2 UBICACIÓN TEMPORAL.....	49
3.3 EQUIPOS Y MATERIALES UTILIZADOS EN LA INVESTIGACIÓN.....	50
3.4 ANTECEDENTES DE LA MICROCUENCA TRES RÍOS.....	52
3.5 CARACTERÍSTICAS FÍSICAS.....	52
3.5.1 SUBDIVISIÓN DE LA MICROCUENCA TRES RÍOS.....	52
3.5.2 HIDROLOGÍA.....	53
3.5.3 CURVA HIPSOMÉTRICA DE LA MICROCUENCA TRES RÍOS.....	53
3.5.4 RED HIDROGRÁFICA.....	54
3.5.5 CLIMA.....	59
3.5.6 VEGETACIÓN.....	59
3.5.7 MEDIO PERMEABLE.....	61
3.5.8 FLUJO BASE DE LA MICROCUENCA TRES RÍOS.....	61
3.6 METODOLOGÍA DE LA INVESTIGACIÓN.....	64
3.6.1 PROCEDIMIENTO.....	64
3.6.1.1 REVISIÓN BIBLIOGRÁFICA.....	64
3.6.1.2 VISITA DE CAMPO.....	64
3.6.1.3 SELECCIÓN DE LA ESTACIÓN HIDROMÉTRICA.....	64
3.6.1.4 INFORMACIÓN REQUERIDA.....	64
3.6.1.5 CAUDALES OBSERVADOS.....	65
3.6.1.6 IDENTIFICACIÓN DEL INICIO DE LA CURVA DE AGOTAMIENTO.....	67
3.6.1.7 CONSTRUCCIÓN DE HIDROGRAMAS.....	67
3.6.1.8 OBTENCIÓN DE COEFICIENTES DE AGOTAMIENTO.....	67
3.6.1.9 CALIBRACIÓN DE MODELOS HIDROLÓGICOS.....	68
3.6.1.10 CAUDALES MODELADOS.....	69
3.6.1.11 PRUEBA ESTADÍSTICA.....	69
3.6.1.11.1 INDICADORES ESTADÍSTICOS.....	69
3.6.1.11.2 TEST ESTADÍSTICO.....	70
3.6.1.12 APORTE DE AGUA DEL RÍO TRES RÍOS.....	72
3.6.1.13 VOLUMEN DE ALMACENAMIENTO.....	72
3.6.1.14 VOLUMEN APROVECHABLE.....	72
3.7 PRESENTACIÓN DE RESULTADOS.....	73
3.7.1 INFORMACIÓN REQUERIDA.....	73
3.7.2 IDENTIFICACIÓN DEL INICIO DE LA CURVA DE AGOTAMIENTO.....	73

3.7.3	PARÁMETRO DE COEFICIENTE DE AGOTAMIENTO	82
3.7.4	CALIBRACIÓN DE MODELOS HIDROLÓGICOS.	84
3.7.5	CAUDALES MODELADOS	86
3.7.6	PRUEBA ESTADÍSTICA	88
3.7.7	APORTE DE AGUA DEL RÍO TRES RÍOS.....	99
3.7.8	VOLUMEN DE ALMACENAMIENTO Y VOLUMEN APROVECHABLE	100
4.	ANÁLISIS Y DISCUSIÓN DE RESULTADOS.	102
4.1	IDENTIFICACIÓN DEL INICIO DE LA CURVA DE AGOTAMIENTO.....	102
4.2	OBTENCIÓN DE COEFICIENTE DE AGOTAMIENTO	102
4.3	CALIBRACIÓN DE LOS MODELOS HIDROLÓGICOS.	103
4.4	CAUDALES ESTIMADOS	104
4.4.1	ANÁLISIS DEL MODELO MATEMÁTICO EXPONENCIAL.....	104
4.4.2	ANÁLISIS DEL MODELO MATEMÁTICO POTENCIAL	104
4.5	PRUEBA ESTADÍSTICA	104
5	CONCLUSIONES Y RECOMENDACIONES.....	109
5.1	CONCLUSIONES.....	109
5.2	RECOMENDACIONES.....	111
6	REFERENCIAS BIBLIOGRÁFICAS	112
7	ANEXOS	118
7.1	TEST ESTADÍSTICO.....	118
7.2	TABLAS DE RESULTADOS	121
7.3	CONSTRASTE DE CAUDALES OBSERVADOS DEL RÍO TRES ROS CON CUADALES MODELADOS POR EL MODELOS DE MAILLET (MODELO EXPONENCIAL) Y EL MODELO POTENCIAL.....	127
7.4	CONSTANCIA DE USO DE INFORMACIÓN	128
7.5	PLANOS	129
	-Mapa A-1.- Ubicación de la microcuenca Tres Ríos en la cuenca Mashcón.	129
	-Mapa A-2.-Ubicación de la microcuenca Tres Ríos con respecto a Cajamarca.	129
	-Mapa A-3.- Subdivisión de la microcuenca Tres Ríos.....	129
	-Mapa A-4.- Plano a curvas de nivel.	129
	-Mapa A-5.- Lugares de la microcuenca Tres Ríos.....	129
	-Mapa A-6.- Red hídrica de la microcuenca Tres Ríos.	129

ÍNDICE DE FIGURAS

	Pág.
Figura 1. Componentes de hidrograma.....	18
Figura 2. Infiltración de agua en una columna de suelo.	20
Figura 3. Recarga de una cuenca por precipitación.	21
Figura 4. Sección transversal esquemática que muestra el estado del agua subterráneo.....	22
Figura 5. Sentido de agua subterráneo en el lecho de un curso de agua.	24
Figura 6. Hidrograma de crecida.	26
Figura 7. Hidrogramas de caudal anuales en tres estaciones de medición diferente.	27
Figura 8. Componentes de un hidrograma aislado.....	28
Figura 9. Representación de curva de descenso y curva de agotamiento.	31
Figura 10. Gráfico semilogarítmico de caudal v/s tiempo.	34
Figura 11. Desfase temporal en la propagación de anomalías pluviométricas.....	44
Figura 12. Ubicación política de la zona de estudio.	48
Figura 13. Ubicación referencial de la microcuenca Tres Ríos.	49
Figura 14. Comparación de la curva hipsométrica de la microcuenca Tres Ríos y las curvas hipsométricas del ciclo de erosión de STRAHLER.....	54
Figura 15. Río Chinyay.	55
Figura 16. Río Minas.....	55
Figura 17. Río Balconcillo.	56
Figura 18. Río Coshunga.....	56
Figura 19. Río Tres Ríos, parte baja de la microcuenca Tres Ríos.	57
Figura 20. Red hidrológica de la Microcuenca Tres Ríos en 3D (QGIS 2.16).....	58
Figura 21. Ichu en la parte alta de la microcuenca Tres Ríos.	60
Figura 22. (a) Pinos en la parte alta de la microcuenca Tres Ríos, (b) Eucaliptos en la Parte media de la microcuenca Tres Ríos.	60
Figura 23. Origen del río Tres Ríos. (Sexemayo lote II)	61
Figura 24. Aporte de agua subterránea. Descarga de agua subterránea a un cauce natural.....	62
Figura 25. Salida de agua subterránea al río Tres Ríos.....	62
Figura 26. Descarga de agua en época de estiaje. 24/05/2016 $Q=0.42 \text{ m}^3\text{s}^{-1}$	63
Figura 27. Laguna Mataracocha a 3260 msnm, en época de estiaje. 23/07/2015	63
Figura 28. Captación El Ronquillo de la EPS Sedacaj S.A.	65
Figura 29. Hidrograma de caudales medios mensuales para los periodos 2008-2015.	66
Figura 30. Hidrograma mensual del año 2008.....	73
Figura 31. Distribución gráfica lineal, para el año 2008.....	74
Figura 32. Hidrograma mensual del año 2009.....	74

Figura 33. Distribución gráfica lineal, para el año 2009.....	75
Figura 34. Hidrograma mensual del año 2010.....	75
Figura 35. Distribución gráfica lineal, para el año 2010.....	76
Figura 36. Hidrograma mensual del año 2011.....	76
Figura 37. Distribución gráfica lineal, para el año 2011.....	77
Figura 38. Hidrograma mensual del año 2012.....	77
Figura 39. Distribución gráfica lineal, para el año 2012.....	78
Figura 40. Hidrograma mensual del año 2013.....	78
Figura 41. Distribución gráfica lineal, para el año 2013.....	79
Figura 42. Hidrograma mensual del año 2014.....	79
Figura 43. Distribución gráfica lineal, para el año 2014.....	80
Figura 44. Hidrograma mensual del año 2015.....	80
Figura 45. Distribución gráfica lineal, para el año 2015.....	81
Figura 46. Gráfico de cajas y bigotes de la muestra observada.	94
Figura 47. Gráfico de cajas y bigotes de la muestra modelada, modelo exponencial.	95
Figura 48. Gráfico de cajas y bigotes de la muestra observada.	98
Figura 49. Gráfico de cajas y bigotes de la muestra modelada, modelo potencial.	98
Figura 50. Histograma para la variable numérica de caudales observados o aforados.....	118
Figura 51. Gráfico de normalidad para la variable numérica de caudales observados.	118
Figura 52. Histograma para la variable numérica de caudales modelados por el modelo matemático exponencial.	119
Figura 53. Gráfico de normalidad para la variable numérica de caudales modelados por el modelo matemático exponencial.	119
Figura 54. Histograma para la variable numérica de caudales modelados por el modelo matemático potencial.....	120
Figura 55. Gráfico de normalidad para la variable numérica de caudales modelados por el modelo matemático potencial.	120
Figura 56. Comparación de caudales observados y modelados.....	127
Figura 57. Comparación de caudales observados y modelados.....	127

ÍNDICE DE TABLAS

	Pág.
Tabla 1. Ubicación geográfica de la microcuenca Tres Ríos.	48
Tabla 2. Propuesta de subdivisión de la microcuenca Tres Ríos (Anexo)	52
Tabla 3. Tabla de caudales medios mensuales (m^3s^{-1}) de la estación hidrométrica “El Ronquillo”. 66	
Tabla 4. Tabla de caudales medios mensuales (m^3s^{-1}) de la estación El Ronquillo.	66
Tabla 5. Rango de valores de Durbin-Watson	71
Tabla 6. Logaritmo de caudales observados o aforados del año 2008.	73
Tabla 7. Logaritmo de caudales observados o aforados del año 2009.	74
Tabla 8. Logaritmo de caudales observados o aforados del año 2010.	75
Tabla 9. Logaritmo de caudales observados o aforados del año 2011.	76
Tabla 10. Logaritmo de caudales observados o aforados del año 2012.	77
Tabla 11. Logaritmo de caudales observados o aforados 2013.	78
Tabla 12. Logaritmo de caudales observados o aforados del año 2014.	79
Tabla 13. Logaritmo de caudales observados o aforados del año 2015.	80
Tabla 14. Coeficientes de agotamiento (α_1) según lapso considerado, a partir de modelo exponencial o modelo de Maillet $(Q_f) = Q_0 e^{-\alpha_1 \cdot t}$	82
Tabla 15. Coeficientes de agotamiento (α_2) según lapso considerado, a partir de modelo potencial $(Q_f) = Q_0(1 + \alpha_2 \cdot t)^{-2}$	83
Tabla 16. Caudales modelados (Q_5) a partir de $(Q_5) = Q_0 e^{-\alpha_3 \cdot t}$	84
Tabla 17. Caudales modelados (Q_{19}) a partir de $(Q_{19}) = Q_0(1 + \alpha_4 \cdot t)^{-2}$	85
Tabla 18. Caudales modelados a partir de $(Q_{m5}) = Q_r e^{-\alpha_3 \cdot t}$, con un coeficiente de agotamiento promedio de 0.006 día^{-1}	86
Tabla 19. Caudales modelados a partir de $(Q_{m19}) = Q_r(1 + \alpha_4 \cdot t)^{-2}$, con un coeficiente de agotamiento promedio de 0.003 día^{-1}	87
Tabla 20. Indicador estadístico de IW para los distintos lapsos establecidos: Modelo exponencial $(Q_{m5}) = Q_r e^{-\alpha_3 \cdot t}$	88
Tabla 21. Indicador estadístico de EEE para los distintos lapsos establecidos: Modelo exponencial $(Q_{m5}) = Q_r e^{-\alpha_3 \cdot t}$	89
Tabla 22. Indicador estadístico de IW para los distintos lapsos establecidos: Modelo potencial $(Q_{m19}) = Q_r(1 + \alpha_4 \cdot t)^{-2}$	90

Tabla 23. Indicador estadístico de EEE para los distintos lapsos establecidos: Modelo potencial $(Q_{m19}) = Q_r (1 + \alpha_4 \cdot t)^{-2}$	91
Tabla 24. Supuesto de normalidad con el Software IBM SPSS v.24, para un nivel de significación de 0.05, para el modelo exponencial.	92
Tabla 25. Media de las muestras relacionadas (exponencial), por el programa SPSS.	94
Tabla 26. Estimación de P-Valor, mediante el programa IBM SPSS v.24 para la prueba de T Student.	95
Tabla 27. Supuesto de normalidad con el Software IBM-SPSS, para un nivel de significación de 0.05, para el modelo potencial.	96
Tabla 28. Media obtenida de las muestras relacionadas (potencial) por el programa SPSS.	97
Tabla 29. Estimación de P-Valor, mediante el programa SPSS para la prueba de T Student.	99
Tabla 30. Caudal medio mensual del agua del río Tres Ríos, mediante modelo exponencial.	99
Tabla 31. Caudal medio mensual del agua del río Tres Ríos, mediante modelo potencial.	99
Tabla 32. Volumen medio mensual en MMC para la microcuenca Tres Ríos en periodos de estiaje. Obtenido mediante el modelo matemático exponencial.	100
Tabla 33. Volumen medio mensual en MMC para la microcuenca Tres Ríos en periodos de estiaje. Obtenido mediante el modelo matemático potencial.	101
Tabla 34. Caudales modelados a partir de $(Q_{m5}) = Q_r e^{-\alpha_3 \cdot (t)}$, en m^3s^{-1}	121
Tabla 35. Caudales modelados a partir de $(Q_{m19}) = Q_r (1 + \alpha_4 \cdot t)^{-2}$, en m^3s^{-1}	122
Tabla 36. Comprobación del coeficiente de agotamiento, para un lapso de tiempo. Para el modelo exponencial $(Q_5) = Q_0 e^{-\alpha_3 \cdot (t)}$	123
Tabla 37. Comprobación del coeficiente de agotamiento, para un lapso de tiempo. Para el modelo exponencial $(Q_{19}) = Q_0 (1 + \alpha_4 \cdot t)^{-2}$	124
Tabla 38. Volumen de almacenamiento a partir de $V_{Exponencial} = Q_{m5} / \alpha_3$, en MMC.	125
Tabla 39. Volumen de almacenamiento a partir de $V_{Potencial} = \frac{Q_{m19}}{\alpha_4 \cdot (1 + \alpha_4 \cdot t)}$, en MMC.	126

RESUMEN

La presente investigación tuvo como finalidad calcular el aporte de agua del río Tres Ríos de la microcuenca Tres Ríos en periodos de estiaje. Este objetivo se obtuvo analizando la curva de agotamiento de la curva de descenso global del hidrograma, la cual está relacionada con precipitaciones y con almacenamiento de agua subterránea.

Para cuantificar el aporte de agua del río se evaluó el modelo matemático de Maillet $(Q_m) = Q_r e^{-\alpha \cdot t}$ como modelo base del estudio, siendo necesario utilizar el modelo matemático potencial $(Q_m) = Q_r (1 + \alpha \cdot t)^{-2}$ para comparar resultados. A partir de la curva de agotamiento global y siguiendo la metodología de Pizarro (1993) usado para identificar el punto de inicio de caudales recesivos en la curva de descenso del hidrograma, se determinó el punto de inicio de la curva de agotamiento, los caudales medios mensuales de los meses de estiaje (comprendidos entre los meses de Mayo – Septiembre) del río Tres Ríos y el coeficiente de agotamiento. Los caudales de agotamiento obtenidos de los dos modelos matemáticos, fueron contrastados con los caudales observados de los meses estiaje del río Tres Ríos y evaluados mediante pruebas estadísticas, tales como la prueba de distribución normal mediante la prueba de Shapiro Wilk, indicadores estadísticos como el Error Estándar de Estimación (EEE) y el Índice de Willmott Modificado (IW) y una prueba estadística paramétricas (T Student). Estas evaluaciones determinaron que el modelo exponencial o de Maillet no presenta los mejores resultados estadísticos y no modela caudales de agotamiento aproximados a los caudales observados del río Tres Ríos. Sin embargo, el modelo matemático potencial presentó mejores resultados estadísticos, es decir, modela caudales de agotamiento subestimados más aproximados a los caudales observados del río Tres Ríos.

En el trabajo de investigación se usó el modelo matemático potencial $(Q_m) = Q_r (1 + \alpha \cdot t)^{-2}$ para modelar caudales de agotamiento medios mensuales. Los resultados, muestran un caudal promedio mensual para los meses de estiaje de $0.166 \text{ m}^3\text{s}^{-1}$ y un volumen promedio mensual para los meses de estiaje de 4.313 MMC en la captación el Ronquillo de la microcuenca Tres ríos.

Palabras claves: Modelo potencial, modelo de Maillet, caudales de agotamiento modelados, caudales observados, pruebas estadísticas.

ABSTRACT

This research had as purpose to calculate water supply of the river "Tres Ríos" of microbasin during low water level. This objective was obtained of analyze the curve of depletion of the global descent curve of the hydrograph, it relates with precipitations and storage of groundwater.

To quantify the contribution of water river it was evaluated the mathematical model of Maillet $(Q_m) = Q_r e^{-\alpha \cdot t}$ as a base model of the study, it is necessary to use the potential mathematical model $(Q_m) = Q_r (1 + \alpha t)^{-2}$ to compare results, from the global depletion curve and following the methodology of Pizarro (1993) it was used to identify the starting point of recessive flows in the descent curve of the hydrograph, the average monthly flows of the months of low water, it was determined the starting point of the depletion curve, the middle monthly flows of low water level (included between the months of May to September) of the river "Tres Ríos" and the depletion coefficient. The depletion flows obtained from the two mathematical models, it was contrasted with the observed flows of the dry months of the river "Tres Ríos" and it was evaluated by statistical tests, such as the normal distribution test by the Shapiro Wilk test, statistical indicators such as the Standard Estimation Error (EEE) and the Index of Modified Willmott (IW) and a parametric statistical test (Student T). These evaluations determined that the exponential or Maillet model does not present the best statistical results and it does not model depletion flows approximated to the observed flows of the river "Tres Ríos". However, the potential mathematical model presented better statistical results, that is, it models depletion flows more approximate to the observed flows of the river "Tres Ríos".

In the research work, it was used the potential mathematical model $(Q_m) = Q_r (1 + \alpha t)^{-2}$, for it models depletion monthly middle flows. The results show an average monthly flow for the dry months of $0.166 \text{ m}^3\text{s}^{-1}$ and an average monthly volume for the dry months of 4.313 MMC in the Ronquillo catchment of the microbasin "Tres Ríos."

Key words: Potential model, Maillet model, modeling depletion flows, observed flows, statistical tests.

CAPÍTULO

1. INTRODUCCIÓN

1.1. CONTEXTO

Según Chow et al. (1994) indica que el agua es el elemento más abundante. Además, el agua es un elemento constituyente de los seres vivos y es la principal fuerza modeladora de la superficie terrestre. También, es un elemento clave para la climatización del planeta, para la existencia humana y el desarrollo de la civilización.

Según Cardona (2011) indica que el planeta tierra cuenta con recursos Hídricos los cuales están distribuidos de la siguiente manera en un 97.5 % de agua salada. El 2.5 % restante está en los continentes como agua dulce. Unas tres cuartas partes de toda el agua dulce se halla inaccesible.

En el informe de las Naciones Unidas (2015) indica que el cambio climático esta asociados con las variaciones en la distribución y disponibilidad de los recursos hídricos, con el crecimiento demográfico, la urbanización, la industrialización y el aumento de la producción y consumo, generando una demanda de agua dulce cada vez mayor.

Según UNESCO (2012), 2.500 millones de personas a nivel mundial, dependen exclusivamente de aguas subterráneas para satisfacer sus necesidades básicas diarias de agua. Según (FAO) el agua subterránea proporciona alrededor del 50% de toda el agua potable y el 43% de todo el riego agrícola.

Según INEI (2014), indica que un 3.58 % de crecimiento demográfico en el año 2014, hace de la ciudad de Cajamarca la ciudad con mayor crecimiento demográfico en el Perú. Esto conlleva a un incremento de demanda del recurso hídrico.

1.2. PROBLEMA

El Perú, presenta ciudades altoandinas que subsisten gracias a los ríos de cabecera de cuenca de alta montaña. Actualmente, estos ríos están sufriendo disminución en sus caudales fluviales, debido a la ausencia prolongada de precipitaciones pluviales.

Cajamarca es una ciudad altoandina, abastecida de agua por la microcuenca Tres Ríos desde 1950, sus caudales circulantes son usados para la agricultura y consumo humano. Las comunidades tales como: Ronquillo, Corisorgona, Cushunga, Sexemayo II, Candopampa, Carhuaquero y Chamis, utilizan el agua superficial de los cauces naturales y de manantiales de la microcuenca para la agricultura y consumo humano. Asimismo, de las aguas del río principal Tres Ríos de la microcuenca Tres Ríos se hace uso de una parte de sus aguas para el abastecimiento de la planta de tratamiento de agua potable “Santa Apolonia” la cual es administrada por la Empresa Prestadora de Servicios de Saneamiento de Cajamarca Sociedad Anónima (EPS Sedacaj S.A), esta planta abastece de agua al 30% de la población de Cajamarca. En los últimos años, el río Tres Ríos está experimentando una baja de caudales superficiales, ocasionando que la EPS Sedacaj S.A disminuya la producción de agua potable destinada a la población de Cajamarca, generando la racionalización continua en la distribución de agua potable hacia la ciudad en épocas de ausencia de lluvias. Asimismo, esta ausencia de caudales en los cauces naturales de las comunidades de la microcuenca Tres Ríos parte alta, genera que la población busque nuevas fuentes de agua para el consumo humano y agrícola en distancias considerables, esto se agrava en las épocas de estiaje, donde las ausencias prolongadas de precipitaciones (lluvias) generan disminuciones de caudales circulantes en los cauces fluviales y manantiales. La microcuenca Tres Ríos cuenta con información de caudales desde el año 2008, registrados por la estación hidrométrica “El Ronquillo”, desconociendo el aporte hídrico del río Tres Ríos en periodos de estiaje. La necesidad de cuantificar el agua en periodos de estiaje, se debe al incremento de población de la ciudad de Cajamarca, iniciada por migraciones desde el año 1993, producto de la actividad minera. La cuantificación de la cantidad agua disponible en periodos de estiaje, permitirá establecer el aporte de agua del río Tres Ríos de la microcuenca Tres Ríos. Además, permitirá tomar medidas prospectivas en épocas de ausencia de lluvias prolongadas, que pueda afectar a la agricultura y al consumo humano.

En resumen, el aporte de agua del río Tres Ríos de la microcuenca Tres Ríos se determinará analizando la curva de agotamiento del hidrograma del río Tres Ríos, obtenida de los registros de los caudales superficiales del río Tres Ríos, la cual está directamente relacionada con la precipitación y almacenamientos de agua subterránea (una parte de estas aguas según, Méndez (2009) indica que de la captación llamada “San Juan” sus aguas son usadas para abastecer a la comunidad de Collga con un caudal de 1.5 L s^{-1}), además se utilizará modelos matemáticos de caudales recesivos, para cuantificar el aporte hídrico del río Tres Ríos en los periodos de estiaje 2008-2015.

La pregunta de investigación de este trabajo de tesis es:

¿Cuál es el aporte de agua en la captación el Ronquillo - Cajamarca para los años hidrológicos 2008-2015 según el caudal recesivo del río Tres Ríos?

1.3. JUSTIFICACIÓN

Debido a la importancia que representa el recurso hídrico en los meses de estiaje, sobre todo en zonas donde la disponibilidad hídrica es escasa por la ausencia de lluvias prolongadas, es necesaria una metodología que logre reproducir una respuesta hidrológica, que determine el aporte hídrico del río Tres Ríos de la microcuenca Tres Ríos en los meses de estiaje. Validando un modelo hidrológico como el modelo matemático potencial, es posible cuantificar el aporte del agua de río Tres Ríos, para dar un mejor aprovechamiento al recurso hídrico.

1.4. ALCANCES DE LA INVESTIGACIÓN

La investigación radica en analizar la curva de agotamiento, identificar el punto de inicio del caudal de agotamiento en la curva de agotamiento o curva recesión para validar el modelo matemático potencial para el río Tres ríos para caudales recesivos, y así determinar su aporte hídrico. Para esta investigación se utilizará la metodología planteada por Pizarro (1993) en Chile.

Los modelos matemático determinísticos utilizan datos de caudales recesivos en m^3s^{-1} , tiempos transcurridos en días, coeficientes de agotamiento en día^{-1} y el número adimensional

de Neper (2.7178); los cuales intervienen en la determinación como producto final al aporte de agua en periodos de estiaje del río Tres Ríos para los años hidrológicos 2008-2015.

1.5. OBJETIVOS

1.5.1. OBJETIVO GENERAL

Determinar el aporte de agua en la captación en el Ronquillo-Cajamarca según el caudal recesivo en estiaje, para los años hidrológicos 2008-2015.

1.5.2. OBJETIVOS ESPECÍFICOS

- a. Determinar el coeficiente de agotamiento del río Tres Ríos, para la microcuenca Tres Ríos, utilizando los caudales registrados en la estación hidrométrica El Ronquillo-Cajamarca, para el periodo 2008-2015.
- b. Determinar el punto de inicio de aguas subterráneas de caudales medios mensuales en la curva de agotamiento, para el periodo 2008 - 2015.

1.6. HIPÓTESIS

Los caudales recesivos del río Tres Ríos generados por el modelo matemático de Maillet durante los años hidrológicos 2008-2015, son similares a los caudales observados del mismo río, en la captación Ronquillo, siendo posible estimar el aporte de agua promedio mensual para el río Tres Ríos.

1.7. DESCRIPCIÓN DE CONTENIDOS

A continuación se presenta el marco teórico con antecedentes, bases teóricas y definiciones básicas; los materiales y método; donde se muestra el procedimiento seguido en la investigación, así como el tratamiento de los datos hidrológicos usados. También se presenta un análisis y discusión de resultados donde se analiza los resultados obtenidos y se presentan en tablas y figuras. Finalmente se presenta las conclusiones, recomendaciones, referencias bibliográficas y anexos.

CAPÍTULO II

2 MARCO TEÓRICO

2.1. ANTECEDENTES

En 1994, se elaboró una tesis llamada “Modelación Matemática Para la cuenca del río Achibueno, Estación La Recova”, a cargo de Juan Francisco Guzmán Vallejos de la Universidad de Talca-Chile. En dicha investigación se validó un modelo matemático exponencial para la obtención de caudales recesivos y se cuantificó la capacidad de almacenamiento de la cuenca del Río Achibueno en épocas se estiaje.

En 2008, se elaboró la tesis de grado “Modelación de caudales recesivos para los periodos estivales en la cuenca del Estero, Región del Maule”, a cargo de Francisco Javier Balocchi Contreras de la Universidad de Talca-Chile. En dicha investigación se utilizó tres modelos matemático exponencial y un potencial para modelar el comportamiento de caudales recesivos de la cuenca del Estero, Región del Maule en épocas se estiaje.

En 2012, se ha desarrollado la tesis doctoral “Conservación del Agua y Suelo en las Cuencas de los ríos Chetillano y Ronquillo en la sierra norte del Perú-proyecto CASCUS” a cargo del geógrafo Joachim Krois de la Universidad Libre De Berlín. En esta investigación, se logró modelar y caracterizar parámetros morfológicos e hidrológicos de la microcuenca en estudio (microcuenca Tres Ríos).

En 2014, se desarrolló la tesis para obtener el título de Ingeniero Hidráulico “Volumen de agua aprovechable en la microcuenca del río tres ríos, usando el modelo determinístico estocástico Lutz Scholz validado, para los años hidrológicos 2008-2012” a cargo de César Nixon Terán Guevara, en dicha investigación da a conocer el volumen aprovechable de la microcuenca Tres Ríos dando información valiosa de la microcuenca en torno a su morfología e información de caudales de escorrentía superficial siendo de gran utilidad en la determinación de caudales de origen subterráneos.

2.2. BASES TEÓRICAS.

2.2.1 ESCORRENTÍA

Geta y Hernández (2010) utilizan la palabra “aportaciones” para hacer referencia al escurrimiento. Según Aparicio (1997) y Bedient y Hubber (2002, citado por Balocchi 2008) indica que, durante la crecida de un caudal en eventos de lluvias, este está formado por los escurrimientos superficiales, subsuperficial y subterráneo.

Para Rodríguez (1976 citado por Caro 2001), resulta complicado identificar los tres tipos de escurrimientos, debido a que cada uno de los escurrimientos no presenta un principio y un final, es decir, no presentan límites exactos. En algunos casos el escurrimiento superficial por acción de la infiltración en el suelo, puede terminar formando parte nuevamente del escurrimiento superficial

Según Cirugeda (1986, citado por Guzmán 1994), considera que el escurrimiento superficial está formado por dos tipos de escurrimientos: un escurrimiento superficial y un escurrimiento subsuperficial, sin considerar al escurrimiento subterráneo.

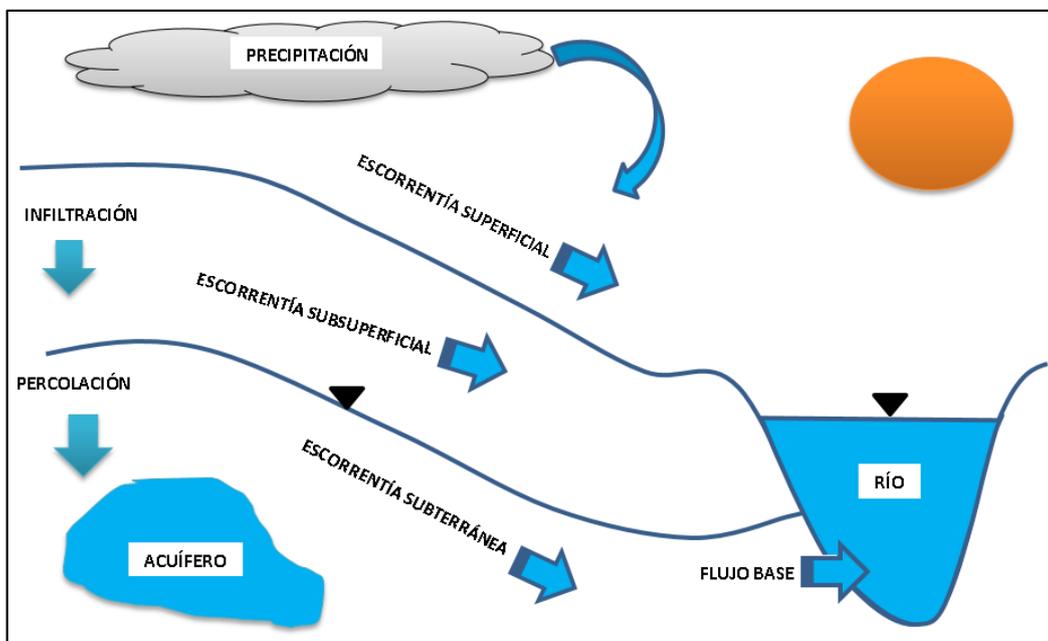


Figura 1. Componentes de hidrograma.

Fuente: Elaboración propia.

Escorrentía superficial

Según Geta y Hernández (2010), el escurrimiento superficial no ha sufrido un proceso físico de cambio de estado de líquido a gaseoso. Por ende, representa a una cantidad de agua producto de la precipitación que no se infiltra ni se evapora y circula en cauces fluviales.

Según Caro (2001), la escorrentía superficial es aquel volumen líquido que circula sobre la superficie terrestre y que confluye en un punto del cauce (canal, río, laguna, mar. etc.). Además, el agua que circula sobre un cauce fluvial, es breve.

a) Infiltración

Según Valverde (1998), después de una lluvia o riego el agua penetra el suelo, presentando movimientos en forma vertical o horizontal debido a la acción de la gravedad, este fenómeno natural es llamado infiltración. (Figura 2)

Chow et al. (1994: 110) señalan lo siguiente:

La infiltración es un 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, la conductividad hidráulica y el contenido de humedad presente en el suelo.

Linsley et al. (1988:162) señalan que:

La *infiltración* es el movimiento del agua a través de la superficie del suelo hacia el interior de la tierra, diferente a la *percolación* que es el movimiento a través del suelo. Una vez que el agua está en contacto con el suelo, el agua gravitacional penetra hacia abajo a través de los intersticios más gruesos, mientras los más pequeños toman agua por capilaridad. El agua gravitacional, en su trayecto de descenso, también es interceptada por intersticios capilares. A medida que los poros capilares de la superficie se llenan de agua, la tasa de infiltración disminuye.

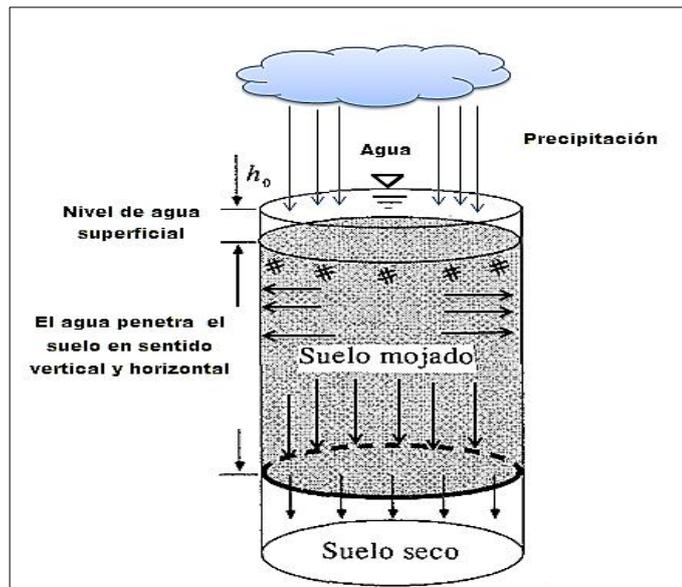


Figura 2. Infiltración de agua en una columna de suelo.

Fuente: Modificado de (Chow et al., 1994)

Linsley et al. (1988:162) indican lo siguiente:

Infiltración a partir de una lluvia se caracteriza por la formación de capas de agua muy delgadas en la superficie del suelo, que se extiende sobre áreas de considerable magnitud. Las cantidades de agua infiltrada son en general muy pequeñas (unos pocos centímetros por día) raramente son capaces de saturar una profundidad considerable del suelo. Cuando la lluvia cesa, el agua gravitacional presente aun en el suelo continúa su trayectoria descendente y es también interceptada por los intersticios capilares. Generalmente el agua infiltrada se distribuye dentro de las capas superiores del suelo, aportando muy poco al abastecimiento de agua subterránea, a menos que el suelo sea muy permeable o que la zona vadosa sea muy delgada.

Escorrentía subterránea

Geta y Hernández (2010), afirman que la escorrentía subterránea tiene su origen en la escorrentía superficial, esta corresponde a la precipitación que no ha sufrido evaporación, infiltración e intercepción, es decir, lluvia útil. Este escurrimiento, permite recargar a un acuífero mediante las pérdidas del caudal circulante de un río o de otra masa de agua

superficial. Un acuífero, descargará agua a un cauce, que puede ser el mismo por el cual fue recargado u otro.

El escurrimiento subterráneo se origina de infiltraciones producidas de la escorrentía superficial, estas provenientes de precipitaciones efectivas. En bajas precipitaciones este escurrimiento alimenta a los caudales circulantes de ríos en forma de flujo base, manteniendo el caudal circulante o fluvial de un río. Además, mantiene la flora y fauna.

Para Chow et al. (1994), el escurrimiento subsuperficial o flujo no saturado presenta movimientos a través del subsuelo, es decir, debajo de la superficie terrestre, mientras que el escurrimiento subterráneo o llamado también flujo saturado circula a través de los estratos de suelo o roca, permitiendo la recarga de acuíferos.

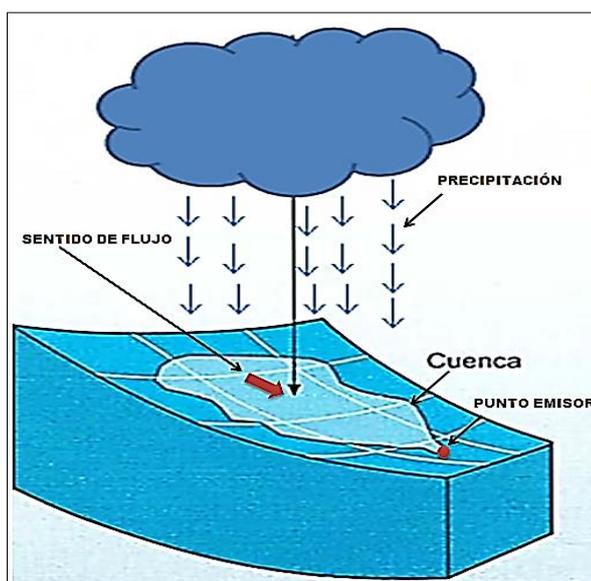


Figura 3. Recarga de una cuenca por precipitación.

Fuente: Modificado de (Estrela et al., 1999)

2.2.2 AGUA SUBTERRÁNEA

De acuerdo con Ordoñez (2011:9), “Es agua existente bajo la superficie terrestre (bajo del suelo) que puede ser obtenida a través de perforaciones, túneles o galerías de drenaje o la que fluye naturalmente hacia la superficie y que aflora en formando manantiales o filtraciones a los cursos fluviales”. Asimismo, Chow et al. (1994:198) indica que “El nivel de agua de una zona saturada o zonas de aguas subterráneas se pueden determinar mediante pozos de observación”. Según Linsley et al. (1988: 166), “Casi toda el agua subterránea es

agua meteórica proveniente de la precipitación. En algunos sitios se encuentra agua de formación, presente en la roca durante su formación o deposición, y generalmente de alto contenido salino”. Asimismo, Herraiz (2000), afirma que las aguas subterráneas presentan características diferentes a las aguas superficiales, ambas aguas resolverán problemas económicas si se trabaja de forma conjunta y no de forma aislada, permitiendo mantener calidad y cantidad de dicho recurso hídrico sobre todo en tiempo de escasez.

2.2.3 ESTADO DEL AGUA SUBTERRÁNEA

Linsley et al. (1988:158) en la Figura 4 presenta:

(...). Las dos regiones principales y están separadas por una superficie irregular llamada *nivel freático o tabla de agua*. (...). Por encima del nivel freático está la *zona vadosa* en la cual los poros del suelo pueden contener aire o agua; por esta razón se llama también *zona de aeración*. En la *zona freática*, por debajo de la tabla de agua, los intersticios están llenos de agua por lo cual esta zona se llama también *zona de saturación*. (...). Se encuentra a menudo zonas localmente saturadas que constituyen los llamados conos de *agua emperchada* sobre lentes o estratos de materiales impermeables.

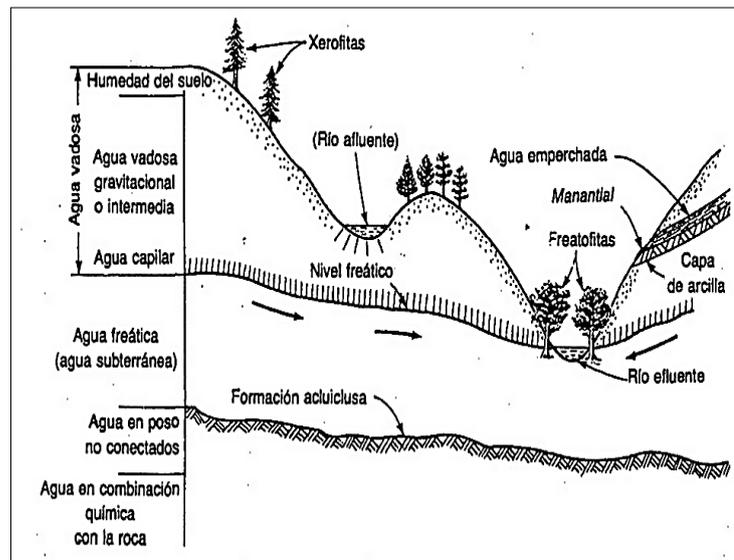


Figura 4. Sección transversal esquemática que muestra el estado del agua subterráneo.

Fuente: (Linsley et al., 1988)

Custodio y Llamas (1996), indican que un acuífero es una formación geológica, conformado por grietas, fisuras y poros, a través del cual circula agua por gravedad. Esta agua es aprovechada por el hombre para cubrir sus necesidades económicas, sociales y ambientales.

(Custodio y Llamas, 1996: 259) en un acuífero se aprecia que:

(...) el agua está encerrada en una formación geológica cualquiera (gravas de un río, calizas muy agrietadas, areniscas porosas) y puede estar ocupando ya sea los poros o vacíos intergranulares que presenta la misma, ya sean las fracturas, diaclasas o grietas que también pueden darse. (...).

(Linsley et al, 1988: 164) indican lo siguiente:

Una alta porosidad no indica necesariamente un acuífero de buena productividad, ya que gran parte del agua puede ser retenida en pequeños intersticios bajo la tensión capilar a medida que se extrae el agua (...). La relación entre la producción específica y la porosidad depende del tamaño de las partículas en la formación. (...)

Alvarado y Naranjo (2012: 18) indican lo siguiente:

El agua subterránea puede almacenarse de varias maneras. La mayor parte se encuentra en los vacíos entre las partículas de suelo o en las cavidades, fracturas y fallas de las rocas; una parte menor puede formar ríos o lagos subterráneos. La geología del sector juega un papel fundamental en el régimen de las aguas subterráneas, considerándose para ello las unidades de suelos y rocas presentes.

- La presencia de sedimentos no consolidados, tales como grava, arena o mezclas de estos materiales, son susceptibles de almacenar mucha agua.
- Formaciones acuíferas, comunes en aluviones de río, a lo largo de corrientes actuales, valles fluviales abandonados o enterrados, en lugares planos, en depósitos glaciales, en delantales marinos y en grandes formaciones de depósitos de talud. Las calizas, por ejemplo, son muy variables como formaciones acuíferas, pues su

porosidad depende mucho de su disolución interna, pero cuando esta es importante, pueden dar lugar a abundantes manantiales, ríos subterráneos, etc.

- Las rocas ígneas cristalinas y las rocas metamórficas suelen ser las menos abundantes en agua y la que se encuentre procederá de sus fracturas.
- Las arcillas y los suelos arcillosos son capaces de almacenar enormes cantidades de agua.

2.2.4 RECARGA Y DESCARGA DE AGUAS SUBTERRÁNEAS

Custodio y Llamas (1996), indican que la recarga natural tiene su origen en la precipitación a través de la infiltración y se almacena en un medio subterráneo.

Remenieras (1974), en un evento de crecida de caudal de un río, el nivel de agua aumenta más rápido que el nivel de la capa freática. Esto genera que exista una pérdida de agua hacia las orillas de un río alimentando a la capa freática, por tanto, se trata de un río influente.

Remenieras (1974: 419), establece que “*En periodo de agua baja, se puede admitir que la totalidad del caudal del curso de agua proviene de la capa subterránea () esta capa presenta una pendiente suficiente para asegurar el escurrimiento (...)*”.

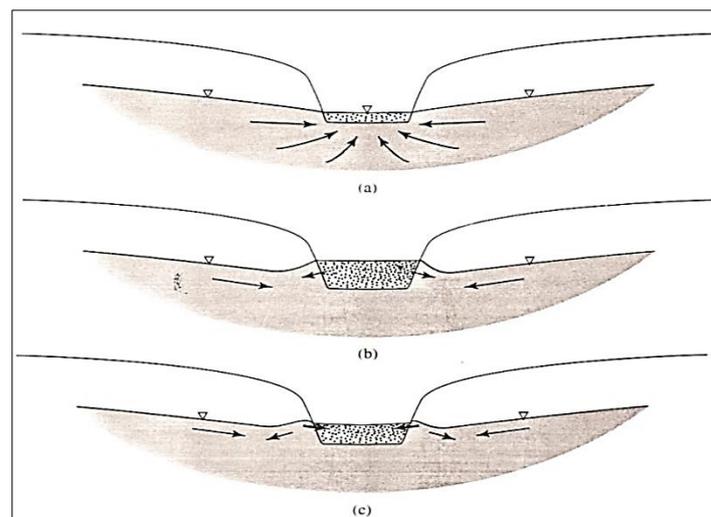


Figura 5. Sentido de agua subterráneo en el lecho de un curso de agua.

Fuente: (Rebollo, 2008)

Según Rebollo (2008), la Figura (a) es un río efluente o ganador, es decir, incremento de caudal de un río, con aportaciones de escorrentía subterránea. Figura (b) es río influente o perdedor, es decir, disminución de caudal de un río por acción de la infiltración del agua hacia un acuífero subyacente. Algunos ríos presentan ambos tipos, es decir, ceder agua en épocas de sequía y recibir en tiempos de lluvia, Figura (c).

2.2.5 ESCORRENTÍA BASE O FLUJO BASE

Según Smakhtin, (2001), el "Flujo base" presenta significados diferentes para diversos grupos de interés. La mayoría lo considera como flujos reales de un río que se genera durante la estación seca del año. Mientras que otros pueden estar preocupados por su aporte, tiempo y condiciones que se generan durante los eventos de inundación.

Según el Glosario Hidrológico Internacional WMO (1974, citado por Smakhtin 2001) flujo base es: es un flujo de carácter estacional cuyas descargas se evidencia en periodos secos prolongados, además es una componente del caudal circulante de cualquier río.

Para Smakhtin (2001), el flujo base son descargas de agua provenientes de agua subterránea. Se encuentran formando parte del hidrograma de escorrentía. Para su análisis se requiere de información de caudales continuos. Sin embargo, Aparicio (1992), indica que el escurrimiento base o flujo base está constituido por aguas meteóricas de diversos años, por ende, es muy difícil conocer su origen.

(Geta y Hernández, 2010:37), expresan que:

La escorrentía base corresponde esencialmente una escorrentía diferida, cuyo principal factor de caracterización es la función reguladora que ejercen los acuíferos. No obstante, existe otro factor que contribuyen a mantener los caudales de un río en periodos de ausencia de lluvia, como son, por ejemplo, el poder autorregulador que tienen los suelos de gran espesor que tiene lugar, meses más tarde de haberse producido esta precipitación, en las cabeceras montañosas de algunas cuencas hidrográficas (...).

La capacidad de regulación que ejercen los acuíferos en periodos de estiaje, es debido a la escorrentía subterránea, la cual descarga agua subterránea de origen meteórico hacia los ríos en forma de afloramientos de agua, llamados *flujos base*. A mayor tiempo transcurrido desde el pico de un hidrograma y con ausencia de lluvias prolongadas, la probabilidad de que los caudales sean exclusivamente de origen subterráneos, es mayor. Chow et al (1994:135), indica que “La mayor parte de la capacidad de la cuenca proviene del flujo base para un río de flujo permanente”.

2.2.6 HIDROGRAMA

Un hidrograma es una gráfica, la cual representa la variación de caudal en periodos de lluvia y estiaje, mediante un gráfico Caudal vs. Tiempo, obtenido a partir de un punto de control de un cauce.

Arciniega (2015:42), afirma que:

Los hidrogramas son gráficas que muestran la variación del caudal como una función del tiempo y representan la respuesta de una cuenca ante una tormenta, así como ante condiciones de estiaje. La forma del hidrograma depende de las características fisiográficas y climatológicas que gobiernan la relación entre la lluvia y el escurrimiento de una cuenca en particular.

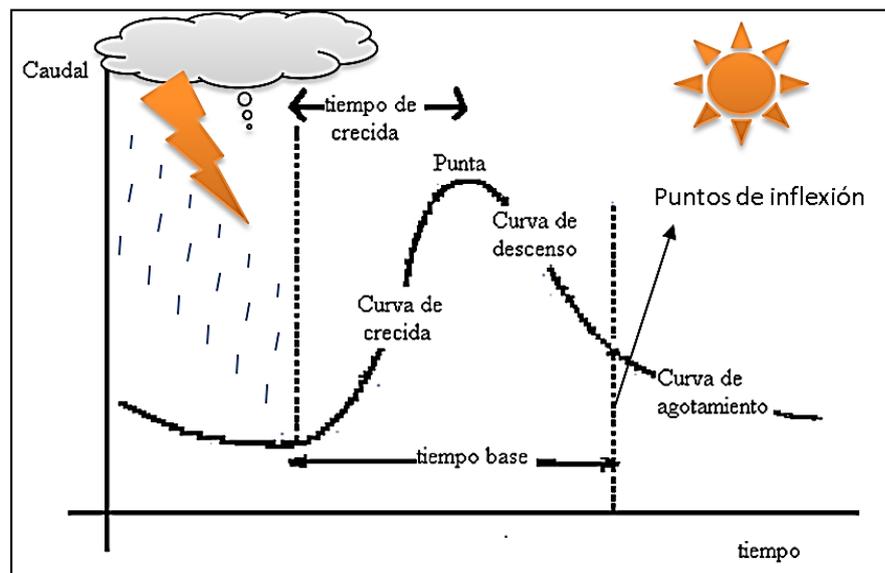


Figura 6. Hidrograma de crecida.

Fuente: Modificado de (Hormazábal, 2004)

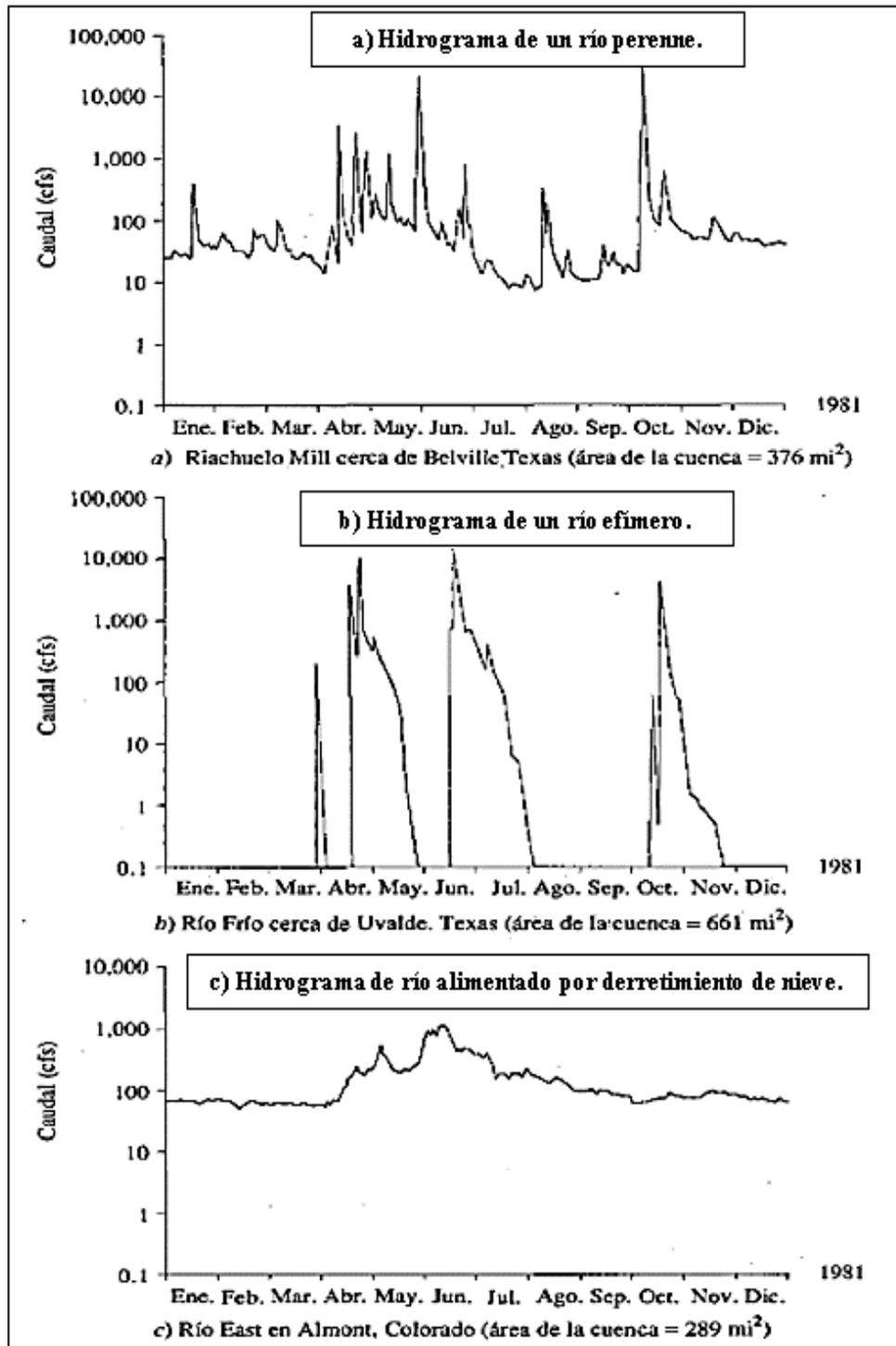


Figura 7. Hidrogramas de caudal anuales en tres estaciones de medición diferente.

Fuente: Modificado de (Chow et al., 1994)

Chow et al. (1994), muestra en la Figura 7, los principales tipos de regímenes hidrológicos: a) río perenne, b) río efímero, c) río alimentado por derretimiento de nieve (información dada por el U.S Geological Survey).

2.2.7 FORMA DE HIDROGRAMA

Las características climáticas y fisiográficas de una cuenca influyen en la forma de un hidrograma, estas características según Wisler-Brater citado por Custodio y Llamas (1996) son Climáticas y fisiográficas. Entre los primeros citan: tipo de precipitación, intensidad, duración de la lluvia, distribución en la cuenca, dirección del movimiento de la tormenta, antecedentes de las precipitaciones y efectos varios. Los factores fisiográficos son: uso del suelo, tipo de suelo, superficie, forma, altitud, pendiente, orientación, tipo de red de drenaje, drenaje indirecto, drenaje artificial. (Arciniega, 2015), afirma que la “forma del hidrograma depende de las características fisiográficas y climatológicas que gobiernan la relación entre la lluvia y el escurrimiento de una cuenca en particular”.

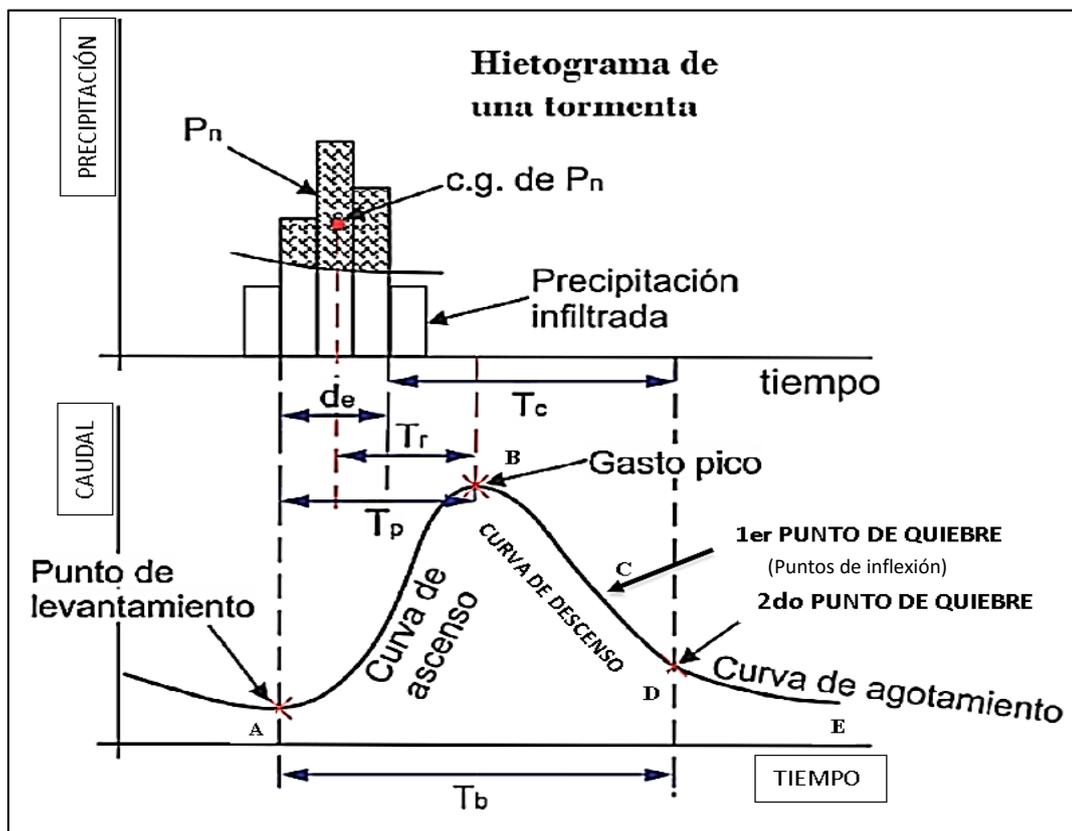


Figura 8. Componentes de un hidrograma aislado.

Fuente: Modificado de (Arciniega, 2015)

Arciniega (2015:43), indica que :

En una tormenta en particular, se aprecian las siguientes componentes en un hidrograma aislado (Figura 8):

P_n: precipitación neta; **c. g.:** centro de gravedad; **de:** duración efectiva.

Punto de levantamiento: en la Figura 8 en el punto A, la precipitación neta comienza a ser drenada en la cuenca casi inmediatamente después de iniciado el evento y esto se refleja en un incremento en el caudal.

Gasto pico: en la Figura 8 en el punto B, registra caudal máximo para ese evento.

Punto de inflexión: en la Figura 8 en el punto D, marca el final del escurrimiento superficial provocado por la precipitación neta. A partir de ese punto, si la cuenca no está regulada por algún tipo de almacenamiento superficial (lago, presa), el caudal aforado a la salida de la cuenca corresponde a la contribución del flujo subterráneo.

Curva ascendente: en la Figura 8 la curva AB, es la parte del hidrograma que va desde el punto de levantamiento hasta el gasto pico. En esta curva se cumple para todos los puntos $\Delta Q / \Delta t > 0$.

Curva descendente: en la Figura 8 la curva BD, es la parte del hidrograma que se presenta después del gasto pico hasta el punto de inflexión. En esta curva se cumple para todos los puntos $\Delta Q / \Delta t < 0$.

Curva de recesión del gasto base o curva de agotamiento: en la Figura 8 la curva DE, es la parte del hidrograma desde el punto de inflexión hasta un nuevo punto de levantamiento o hasta que se presenta un caudal nulo. Esta curva representa la contribución de los acuíferos y consiste exclusivamente principalmente en gasto base (flujo base).

Tiempo pico (T_p): es el tiempo que transcurre desde que empieza la precipitación neta hasta el gasto pico.

Tiempo de retraso (T_r): es el tiempo que transcurre desde el comienzo de la precipitación efectiva (punto de levantamiento) hasta el gasto pico.

Tiempo de concentración (T_c): es el tiempo transcurrido entre el fin de la precipitación neta y el fin del escurrimiento directo.

Tiempo base (T_b): es el tiempo que dura el escurrimiento directo y va desde el inicio de la precipitación efectiva (punto de levantamiento) hasta el final del escurrimiento directo (punto de inflexión).

El **tiempo base (tb)** se relaciona con el tiempo de concentración (t_c) y con la duración efectiva (de) mediante la siguiente ecuación: $tb = t_c + de$

Tiempo de vaciado: es el tiempo que transcurre desde que se presenta el gasto pico hasta el fin del escurrimiento directo (punto de inflexión).

Según Hormazábal (2004:12), indica que “A partir de hidrogramas obtenidos en secciones controladas, es posible estudiar el comportamiento de la curva de agotamiento, que es aquella parte del hidrograma que es función exclusiva de aguas subterráneas”.

2.2.8 CURVA DE DESCENSO GLOBAL

La forma de la curva de ascenso o de crecida está determinada por las características de la precipitación (intensidad, duración y distribución, entre otros). Mientras que la forma de la curva de descenso global (BE), según Remenieras (1974), es independiente de las intensidades de lluvias y de las infiltraciones producidas por una crecida. Su forma está determinada solamente por las características fisiográficas (tipo de suelo, forma, altitud, pendiente, tipo de red) de la cuenca.

La componente del hidrograma de descenso global (BE), representa los descensos graduales de afluencia de escorrentía en un curso de agua, debido a bajas de precipitaciones. Está se divide en dos partes: la primera está formada por la curva de descenso (BD) (Figura 9), la cual representa a las escorrentías superficiales, subsuperficiales y subterráneas. La segunda está formada por la curva de agotamiento o curva recesiva (DE) (Figura 9), la cual representa a un régimen no influenciado, es decir, un régimen de ausencia de aportaciones externas (recargas directas o difusas), evidenciándose un decrecimiento de escorrentía netamente subterránea.

En la curva de descenso global (BE) (Figura 9), se puede interpretar de la siguiente manera: las precipitaciones son esporádicas, bajas o nulas, es decir, no existe lluvias constantes, lo cual no generan mayores variaciones en el régimen de caudales debido a la disminución gradual del nivel del caudal fluvial, periodos de elevadas incidencias solares, y por ende sequedad del suelo.

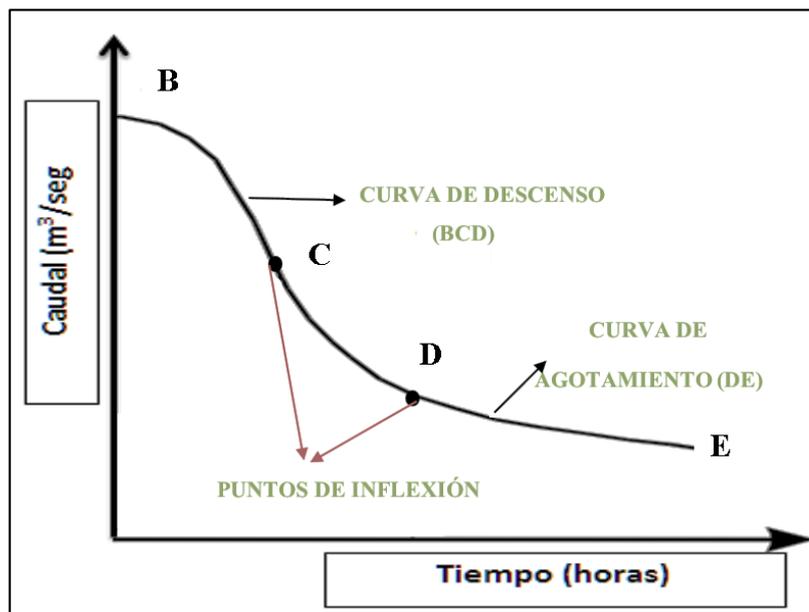


Figura 9. Representación de curva de descenso y curva de agotamiento.

Fuente: Elaboración propia.

En periodos de ausencia de lluvias prolongadas los suelos son secos, por ende, evidencian la falta de colmatación de la capacidad de infiltración del suelo, por tanto, no existe escorrentía superficial. Las fuertes precipitaciones que puedan ocurrir en este periodo no pueden causar aumento de recargas de aguas en ríos o cauces ni causar modificación alguna en la forma del hidrograma, ya que la totalidad de la precipitación efectiva, será absorbida por los macro o micro poros del suelo. La colmatación de la capacidad de infiltración del suelo, solamente dependerá de la intensidad y duración de la lluvia, de esta manera la escorrentía superficial se dará y con ello el aumento de recarga en acuíferos y del caudal fluvial.

Un río presentará una recarga superficial lateral de agua provenientes de las laderas, siempre y cuando la capacidad de infiltración del suelo haya sido superada por una buena distribución espacial de precipitaciones prolongas en un área geográfica.

2.2.9 CURVA DE DESCENSO

Según Remenieras (1974), la curva de descenso (BCD) representa a componentes de escurrimientos tales como: el escurrimiento superficial, subsuperficial y subterráneo, los cuales presentan características propias. Además, cada componente de escurrimiento llega a una salida a través de caminos diferentes. (Figura 9)

La característica de la curva de descenso (Figura 9), depende de los tipos de escurrimientos, como las escurrimientos superficiales, subsuperficial y subterráneas, los cuales están relacionados con la verticalidad de la curva del hidrograma. Esta verticalidad es debido a la variabilidad de sus caudales generado por la distribución espacial de las lluvias, hasta el fin de su afluencia, dado por el inicio de bajas precipitaciones.

La curva de descenso BD (Figura 9), está formado en un hidrograma por puntos de inflexión, los cuales representan información específica de caudales en un determinado periodo, cuya variabilidad depende de las propiedades geométricas del medio, tales como: porosidad, forma y tamaño del grano del suelo y sobre todo de la forma del patrón de drenaje del área.

2.2.10 CURVA DE AGOTAMIENTO O CURVA RECESIVA

Según Pizarro (1993, citado por Balocchi, 2008), señala que la curva de agotamiento o curva de caudales recesivos empieza en el punto de D de la Figura 9 hacia adelante. Además, esta curva representa aguas de origen subterráneo.

Remenieras (1974), indica que la curva de agotamiento representa el decrecimiento del caudal de cauces fluviales en un periodo de ausencia de lluvias prolongadas, hasta llegar al cese del escurrimiento superficial. Posteriormente el cauce fluvial solamente es alimentado por aguas subterráneas.

Según Linsley et al. (1988), indican que la curva de recesion de una cuenca es llamada curva de abatimiento, debido a que esta curva representa la disminucion del volumen de agua almacenada

Vegas y Alvarez (2011), indican que la curva de recesión o de agotamiento en un hidrograma, representa una descarga gradual de forma natural de agua almacenada en una cuenca, esta descarga se realiza en periodos prolongados de ausencia de lluvias u otras fuentes de precipitación (neblina, fusión de nieve, etc.)

La curva de agotamiento, inicia cuando finaliza la afluencia del escurrimiento superficial, dando paso al escurrimiento subterráneo. La curva (DE) del hidrograma representa aguas subterráneas expresados como flujo base (afloramientos de agua en cauces naturales por ausencia de precipitaciones). La tendencia de la forma de la curva de agotamiento en un régimen no influido, se presenta con leves pendientes horizontales en el hidrograma de la curva de agotamiento o curva recesiva.

Según Núñez et al. (2011), indican que la curva de recesión se modela tomando al concepto del reservorio lineal. Además, Tallaksen (1995, citado por Núñez et al, 2011) señala que en una investigación hidrológica de caudales recesivos, la función exponencial es la mejor expresión para describir comportamiento recesivo. Sin embargo, hay que tener en cuenta el tipo de permeabilidad de una cuenca.

Según Pizarro (1993 citado por Balocchi, 2008), señala que para conocer en que parte de un hidrograma se representan descargas subterráneas, se debe de graficar el logaritmo de caudal (Q) versus tiempo (t) de la curva de descenso global del hidrograma (BE). Además, señala que el inicio de la curva de agotamiento o curva recesiva empieza en el punto (D), el cual representa el segundo punto de quiebre de la curva de descenso global. De modo que el segundo punto de quiebre representa el inicio de la afluencia de los caudales subterráneos.

Al someter los datos al logaritmo, y representarlos con respecto al tiempo en un gráfico, éstos adquieren una distribución grafica lineal posibilitando la determinación del segundo punto de quiebre y sus coordenadas. Este segundo punto de quiebre o de inflexión se tomará con respecto a la cresta del hidrograma, ya que a partir de este punto se contará el segundo punto de quiebre. (Figura 10).

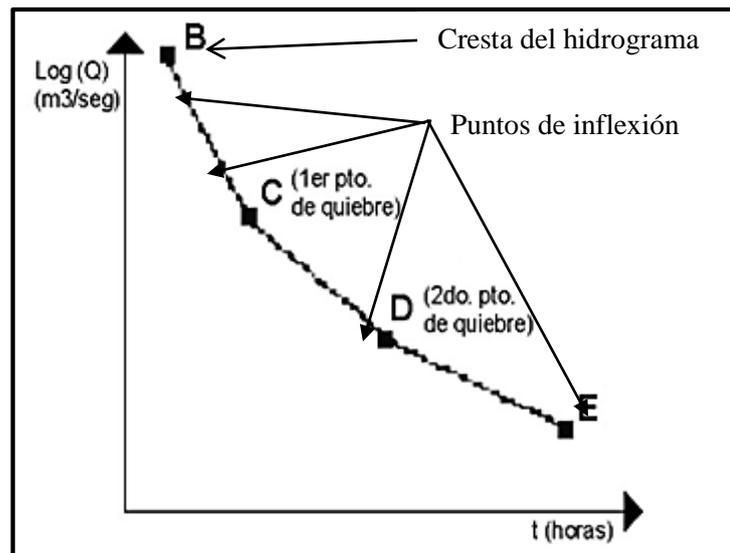


Figura 10. Gráfico semilogarítmico de caudal v/s tiempo.

Fuente: Modificado de (Balocchi, 2008)

En la Figura 10, se observa que toda la curva de descenso global está formada por puntos de inflexión, los cuales representan caudales en periodos de bajas o nulas precipitaciones. El punto de inflexión B representa el pico del hidrograma, los puntos de inflexión C y D representan a puntos de quiebres convexos o cambio de flujo base, el punto E representa un caudal en un régimen no influido.

2.2.11 MODELOS MATEMÁTICO DE CAUDAL DE DESCARGA EN UN RÉGIMEN NO INFLUIDO

Par modelar la curva de agotamiento o curva recesiva existen dos tipos de modelos matemáticos de simulación hidrológica de tipo determinístico, tales como: exponencial y potencial.

En 1905, Edmond Theodore Maillet en su libro “Ensayos de hidráulica subterránea en ríos”, formula una expresión matemática de simulación hidrológica de tipo determinístico, que permite calcular caudales de agotamiento o caudales recesivos durante periodos de estiaje, llamado modelo matemático de Maillet o modelo exponencial.

Según Cruz (2014), indica que la expresión matemática más adecuada para modelar las caudales de agotamiento o caudales recesivos, es la fórmula de Maillet o modelo

exponencial, analizados en la curva de agotamiento. Sin embargo Caro (2001), afirma que el modelo exponencial presenta mejores resultados en terrenos pocos permeables, generando así una baja capacidad de almacenamiento. Para el estudio el modelo matemático de Maillet servirá como modelo base. Para el presente estudio se debe de conocer lo siguiente:

Rivera (2013), indica que el caudal es proporcional al volumen y está multiplicado por un coeficiente de agotamiento. Además, el signo negativo representa la variación del nuevo volumen.

$$Q_t = -\alpha V \quad \text{Fórmula 1}$$

Donde α es el coeficiente de proporcionalidad denominado coeficiente de agotamiento (día⁻¹). Q_t caudal en el instante (m³s⁻¹). V representa volumen (m³)

Según Pizarro (1993, citado por Guzmán 1994) expone que para obtener el modelo de curva recesiva es necesario conocer que:

$$\frac{dQ}{dt} < 0$$

Además, asume que la variación de caudal en el tiempo es proporcional al mismo caudal. Obteniendo lo siguiente:

$$\frac{dQ}{dt} = -\alpha Q \quad \text{Fórmula 2}$$

Donde;

α =Coeficiente de agotamiento (día⁻¹)

Q =Caudal (m³s⁻¹)

t =Tiempo (t)

La fórmula de Maillet se logra integrando la Fórmula 2, obteniendo lo siguiente:

$$\frac{dQ}{dt} = -\alpha Q$$

$$\int_{Q_0}^{Q_t} \frac{dQ}{Q} = \int_0^t -\alpha \cdot Q$$

$$\int_{Q_0}^{Q_t} \frac{dQ}{Q} = -\alpha \int_0^t dt$$

$$\ln(Q) \Big|_{Q_0}^{Q_t} = -\alpha t \Big|_0^t$$

$$\ln(Q_t) - \ln(Q_0) = -\alpha \cdot (t)$$

$$\ln\left(\frac{Q_t}{Q_0}\right) = -\alpha \cdot (t)$$

Sabiendo que: $\ln(x) = \log_e(x)$

$$\log_e\left(\frac{Q_t}{Q_0}\right) = -\alpha \cdot (t)$$

$$\left(\frac{Q_t}{Q_0}\right) = e^{-\alpha \cdot (t)}$$

El resultado de la ecuación diferencial será:

$$(Q_t) = Q_0 e^{-\alpha \cdot (t)}$$

Fórmula 3

Donde;

Q_t = representa el caudal recesivo en el tiempo t (m^3s^{-1}).

Q_0 = es el caudal inicial o caudal del momento (m^3s^{-1}).

α = es el coeficiente de agotamiento ($día^{-1}$)

t = tiempo (días).

Custodio y Llamas (1996), indican que si conocemos el caudal Q_0 y el valor del coeficiente de agotamiento (α) es posible determinar el volumen de almacenamiento (V) de agua subterránea para un tiempo (t). Según Caro (2001), el agua almacenada en una cuenca de forma natural y descargada de forma gradual en periodos prolongados de estiaje es determinado mediante el volumen de almacenamiento.

Integrando el modelo exponencial o modelo de Maillet se obtiene el siguiente resultado:

$$\int_0^{\infty} Q = \int_0^{\infty} Q_0 e^{-\alpha t} dt$$

$$V = Q_0 * \left[\frac{e^{-\alpha t}}{-\alpha} \right]_0^{\infty}$$

$$V = Q_0 \left[0 - \left(-\frac{1}{\alpha} \right) \right]$$

$$V = \frac{Q_0}{\alpha} \quad \text{Fórmula 4}$$

Conociendo los parámetros de Q_0 y α , es posible determinar el volumen de almacenamiento. Además, se tiene que tomar en cuenta que el caudal Q_0 (m^3s^{-1}) debe ser un valor elevado con respecto al coeficiente de agotamiento, el cual debe de presentar un valor bajo, expresados en días.

Asimismo, Boussinesq propuso un modelo matemático potencial de simulación hidrológica de tipo determinístico (ecuación cuadrática). Según Caro (2001), el modelo potencial representa a la curva de agotamiento, la cual se ajusta a terrenos permeables.

El modelo matemático potencial, servirá como base comparativo frente al modelo matemático de Maillet en la presente investigación.

$$(Q_t) = Q_0(1 + \alpha.t)^{-2} \quad \text{Fórmula 5}$$

Donde;

(Q_t) = representa el caudal en el tiempo t (m^3s^{-1}).

Q_0 = es el caudal inicial de recesión o caudal del momento (m^3s^{-1}).

α = es el coeficiente de agotamiento el cual depende de las características geométricas del acuífero ($día^{-1}$)

t = es el tiempo en que el caudal vale Q_t (día).

Integramos a la siguiente ecuación cuadrática $(Q_t) = Q_0(1 + \alpha.t)^{-2}$, cuyos límites son entre t hasta el infinito (se considera esto ya que no se sabe cuándo existirá precipitaciones) obtenemos el volumen de almacenamiento.

$$V = \int_t^{\infty} (Q_t) dt$$

$$\int_t^{\infty} \frac{Q_0}{(1 + \alpha.t)^2} dt$$

$$V = \frac{Q_0}{\alpha.(1 + \alpha.t)}$$

Fórmula 6

2.2.12 COEFICIENTE DE AGOTAMIENTO

El coeficiente de agotamiento es característico de los acuíferos y es dependiente de ciertas características del medio, según Gómez y Gómez, (2015) estas son: porosidad del suelo área, conductividad hidráulica y propiedades geomorfológicas.

Además, este coeficiente toma diferentes nombres tales como: índice de recesión, coeficiente de recesión, coeficiente de proporcionalidad, coeficiente de agotamiento o coeficiente de descenso. Para las expresiones exponencial y potencial el coeficiente de agotamiento debe ser mayor que cero ($\alpha > 0$).

Según Villarroya (2006:5), “Un régimen permanente (es decir suponiendo una recarga constante del acuífero) todos los parámetros de coeficiente de agotamiento (α) son constantes por lo tanto α es constante”.

Para el cálculo del coeficiente de agotamiento, se hizo una variante a la fórmula de Maillet, tal como se presenta

$$(Q_t) = Q_0 e^{-\alpha \cdot (t)}$$

$$\text{Log}_{10}\left(\frac{Q_t}{Q_0}\right) = e^{-\alpha \cdot (t)}$$

$$\text{Log}_{10}Q_t - \text{Log}_{10}Q_0 = -\alpha \cdot t \cdot \text{Log}_{10}e$$

$$\alpha = \frac{\text{Log}_{10}Q_t - \text{Log}_{10}Q_0}{-t \cdot \text{Log}_{10}e} \quad Q_0 > Q_t \quad \text{Fórmula 7}$$

Donde;

“ α ” es el coeficiente de proporcionalidad o de agotamiento día⁻¹.

Q_0 = es el caudal en el inicio de descarga del caudal de recesión o caudal de momento (hoy), que marca el inicio de la modelación (m³s⁻¹).

Q_t = es el caudal que tendrá el río en el tiempo futuro t, el cual está determinado por una coordenada (m³s⁻¹).

t = es el tiempo en que define una coordenada, esta representa a un caudal Q_t (día).

$$\text{Log}_{10}e = 0.4343$$

Si se realiza una variación del modelo matemático potencial o de Boussinesq

$(Q_t) = Q_0(1 + \alpha \cdot t)^{-2}$, se podrá obtener una expresión que permita obtener el coeficiente de agotamiento (α), el cual debe cumplir lo siguiente $\alpha > 0$.

Despejando la expresión “ α ” de la siguiente expresión:

$$(Q_t) = Q_0(1 + \alpha.t)^{-2}$$

$$(1 + \alpha.t)^2 = \frac{Q_0}{Q_t}$$

$$(1 + \alpha.t) = \sqrt{\frac{Q_0}{Q_t}}$$

$$\alpha = \left(\left(\frac{Q_0}{Q_t} \right)^{0.5} - 1 \right) . t^{-1} \quad Q_0 > Q_t \quad \text{Fórmula 8}$$

2.2.13 PRUEBA ESTADÍSTICA

2.2.13.1 INDICADORES ESTADÍSTICOS

a) ERROR ESTANDAR DE ESTIMACIÓN (EEE)

Según (Caro, 2001:26), indica que:

Un indicador estadístico permite realizar estimación, para sí ver la disparidad promedio entre los caudales observados o aforados y los estimados o modelados de cada crecida, en donde los valores más cercanos a cero indicarían que el modelo hace una buena descripción de los caudales. Por otra parte, un valor elevado, indica que los valores modelados hacen una descripción deficitaria. Mientras que un valor de cero indica que los valores modelados son óptimos.

$$EEE = 1 - \sqrt{\frac{\sum (x_n - y_n)^2}{n - 2}} \quad \text{Fórmula 9}$$

Donde;

x_n = Caudales observados o aforados.

y_n = Caudales simulados o modelados.

n = Número de datos.

b) **ÍNDICE DE WILLMOTT MODIFICADO (IW)**

Según Krause y Boyle (2005, citado por Arciniega, 2015), indica que existe un criterio para determinar la correlación estadística entre la serie de tiempo observada y aquella generada por un modelo. Se trata del índice de Willmott Modificado (IW): este índice lo propuso Willmott en el año de 1981 y fue modificado por Krause quien utiliza un rango que varía de 0 (sin correlación) a 100% (máxima correlación).

$$IW = 1 - \frac{\sum_{i=1}^n |x_n - y_n|}{\sum_{i=1}^n (|y_n - X| + |x_n - X|)} \quad \text{Fórmula 10}$$

Donde;

n = Es el número de datos.

X = Promedio de caudales observados.

x_n = Son los datos observados.

y_n = Son los datos modelados.

2.2.13.2 **TEST ESTADÍSTICO**

Según Gujarati (1993, citado por Caro, 2001), indica que la prueba de significancia son procedimientos mediante el cual, los resultados de la muestra son usados para verificar la veracidad o falsedad de una hipótesis nula.

a) **PRUEBA T STUDENT**

La prueba de T Student permite comprobar la igualdad de las medias de dos muestras. Para utilizar una prueba paramétrica, se debe de probar el supuesto de normalidad, es decir los

valores de una muestra deben distribuirse normalmente, para ello se utilizan las pruebas de Smirnov Kolmogorov y Shapiro Wilk, teniendo en cuenta lo siguiente: la prueba de Smirnov Kolmogorov debe contar con muestras mayores a 50 datos y Shapiro Wilk debe contar con muestras menores a 50 datos. Para la elección de esta prueba, el estudio debe ser longitudinal (contar con dos mediciones realizadas a dos muestras en tiempos diferentes), presentar una variable fija (contar con dos medidas, una medida antes y otra medida después) y conocer el nivel de medición (numérica) de la variable. Si no se cumple con este requisito se puede utilizar la prueba no paramétrica de la prueba de los rangos de Wilcoxon.

La prueba de T Student evalúa muestras relacionadas, partiendo de la hipótesis de que dos muestras están relacionadas entre sí. El objetivo de esta prueba es comparar la media de las muestras relacionadas y determinar si existen diferencias o cambios significativos entre ellas.

Para esta prueba se plantea dos hipótesis una nula y otra alternativa. La primera indica que no hay diferencia significativa en la media entre dos variables analizadas y la segunda referida a que existe una diferencia significativa en las medias entre ambas variables. La verificación de las hipótesis está relacionada con el nivel de significación. El nivel de significación, conocido como falso positivo, está relacionado a la verificación de una hipótesis. Además, representa el límite del error máximo que estamos dispuestos a aceptar.

IBM-SPSS STATISTICS, es un software estadístico creado en el año de 1968 por Norman H. Nie, C. Hadlai Hull y Dale H. Bent. Actualmente este software permite realizar análisis estadístico T Student como de otros tipos de pruebas, ya que cuenta con una capacidad de procesar grandes bases de datos, realizando procesos analíticos; desde la organización y compilación de datos hasta el análisis y reporte de resultados. Este software estadístico se encuentra al mismo nivel que R Studio.

2.2.14 SEQUÍA

Según Ortiz (2011), la sequía es una disminución de precipitación de forma natural ya sea en días, semanas, años o décadas, esta sequía se da en regiones de diferentes áreas geográficas. Además, indica que la sequía es una amenaza que involucra a sectores naturales

y socioeconómicos. Su riesgo se lleva a cabo mediante una previa evaluación en temporalidad, distribución espacial, intensidad y sus posibles efectos.

2.2.14.1 TIPOS DE SEQUÍA

Según Ortiz (2011), las sequías se presentan en diferentes ecosistemas, cuerpos de agua (lagunas, ríos, etc), en suelos, en la industria, ganadería, agricultura y en diferentes sectores socioeconómicos, etc. Los efectos de la sequía se presenta en distintos tipos.

2.2.14.1.1 SEQUÍA METEREOLÓGICA

Para Valiente (2001), la sequía meteorológica es el efecto de la desviación de la precipitación durante un periodo de tiempo. En este tipo de sequía, existe una dificultad por definir la duración y el déficit pluviométrico para diferentes espacios geográficos.

2.2.14.1.2 SEQUÍA AGRÍCOLA

Según Valiente, (2001), la agricultura es el primer sector económico en ser afectado por una escasez de precipitación prolongada. Una sequía agrícola se origina cuando no existe una humedad suficiente en el suelo para lograr un desarrollo de cultivos.

2.2.14.1.3 SEQUÍA HIDROLÓGICA

Para Valiente (2001), la sequía hidrológica, es una deficiencia en el caudal y volumen de aguas superficiales ya sea en río, embalses, lagos, etc. Las mediciones hidrológicas hechos a los cuerpos de agua tales como lluvia, nieve, niveles de ríos o de lagos y de embalses los cuales son propensos a disminuciones, no pueden ser usadas como indicadores de inicio de sequía, pero sí de intensidad.

Según Valiente (2001), existen diferencias de sequía como por ejemplo:

- Una sequía agrícola, se genera después de la meteorológica.
- Una sequía hidrológica, puede durar meses desde el inicio de la escasez pluviométrica (Figura 11), pero si las lluvias retornan tan pronto, no llegará a manifestarse.

Por tanto, la secuencia temporal es: sequía meteorológica, sequía agrícola y por último una sequía hidrológica.

Asimismo Valiente (2001), indica que una gestión de recursos hídricos en periodos de estiaje no se debe de depender del recurso agua existentes en los depósitos naturales, sino que también es determinante la utilización de depósitos artificiales para almacenar agua.

Linsley et al (1975, citado por Valiente, 2001) definen a sequía hidrológica como el “*periodo durante el cual los caudales son inadecuados para satisfacer los usos establecidos bajo un determinado sistema de gestión de agua*”.

2.2.14.1.4 SEQUÍA SOCIOECONÓMICA

Según Valiente (2001), este tipo de sequía se origina cuando la demanda del agua se reduce, esto debido a una disminución de lluvias, causando daños tales como: económicos o personales. Además, indica que, para que se origine este tipo de sequía, no necesariamente debe de existir una restricción de disponibilidad hídrica, solo basta que algún sector económico este amenazado por escases de agua para que pueda ocurrir una amenaza de sequía socioeconómica, con llevando a pérdidas económicas elevadas.

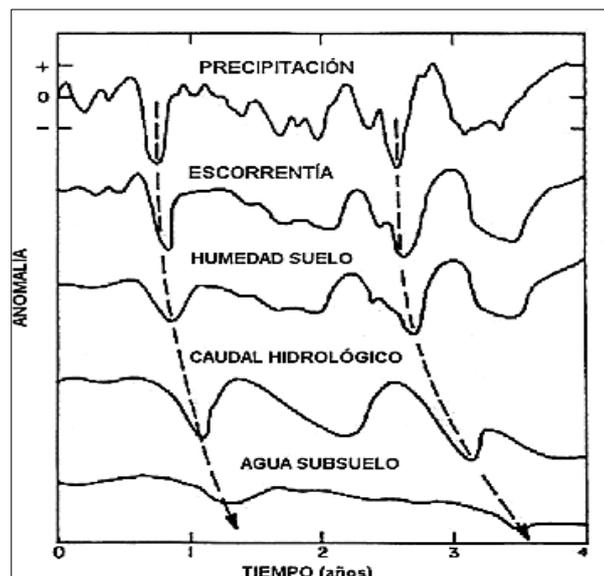


Figura 11. Desfase temporal en la propagación de anomalías pluviométricas.

Fuente: (Entekhabi et al, 1992)

2.3. DEFINICIÓN DE TÉRMINOS BÁSICOS

a) APOORTE DE AGUA SUBTERRÁNEA

Es la cantidad de agua subterránea descargada en épocas de estiaje a un cauce principal de forma natural. Estas aguas subterráneas tienen su origen en épocas de lluvias y almacenadas naturalmente en acuíferos.

b) AÑO HIDROLÓGICO

El año hidrológico no representa al año calendario, este representa a las precipitaciones generadas en la cuenca hidrográfica, donde el inicio de precipitaciones varía de acuerdo a las condiciones del territorio.

c) AGUA SUBTERRÁNEA

El agua subterránea es un recurso existente en el subsuelo terrestre limitado, se origina como aguas meteóricas. Las aguas subterráneas pueden circular y almacenarse en ríos, lagos y otros, también pueden encontrarse en las oquedades de los suelos, en las fracturas o fallas de rocas.

d) CAUDAL RECESIVO

Llamado también caudal de agotamiento. El caudal recesivo, es la descarga lenta de aguas subterráneas hacia los cauces de ríos, canales, quebradas, lagos entre otros, en periodos de estiaje.

e) CURVA DE RECESIÓN

La curva de recesión, representa el descenso gradual de caudales en periodos de ausencia de precipitaciones. Esta curva muestra el agotamiento gradual del agua almacenada naturalmente por precipitaciones épocas de estiaje. Su representación está dada por una fórmula exponencial.

f) RÉGIMEN NO INFLUIDO

El régimen no influido, representa el periodo en que el acuífero no reciben alimentación externa (recargas directas o recarga difusa), y por ende existe una disminución de reserva de agua en un manantial (caudal de agotamiento). Manifestándose, en disminución de nivel y caudal en cauces de ríos, canales, quebradas, lagos entre otros.

g) MICROCUENCA

Es un territorio determinado por una divisoria de aguas. Dentro de este territorio drena las aguas pluviales hacia un dren o cauce principal y este a un punto exutorio o punto emisor

h) MES DE ESTIAJE

Meses prolongados de ausencia de lluvias, en este periodo existe una disminución de forma natural de precipitación y por ende de escurrimiento superficial. Durante este periodo existe una descarga de agua subterráneo expresado como escurrimiento base o flujo base en los cauces (ríos, quebradas, canales naturales).

i) ESCORRENTÍA BASE O FLUJO BASE

Son descargas de origen subterránea, manifestada en periodos secos. El flujo base, forma parte del régimen de un río. Además, es calculada como flujo de salida de un acuífero.

j) APORTE DE AGUA

Se conoce como aporte de agua de un cauce, al volumen de agua que pasa por un punto en un determinado tiempo y espacio.

k) VOLUMEN DE ALMACENAMIENTO

Es volumen de agua que esta almacenada en una cuenca y que puede ser determinada mediante modelos matemáticos. Representan reservas de agua aprovechables.

2.4. SIGLAS

UNESCO. Organización de las Naciones Unidas para la Educación, la Ciencia y la Cultura.

INEI. Instituto Nacional de Estadística e Informática.

FAO. Organización de las Naciones Unidas para la Alimentación y la Agricultura.

ALAC. Asociación los Andes de Cajamarca.

EPS SEDACAJ S.A. Empresa Prestadora de Servicios de Saneamiento de Cajamarca Sociedad Anónima.

WMO. Glosario Hidrológico Internacional.

CAPÍTULO III

3. MATERIALES Y MÉTODOS

3.1 UBICACIÓN ESPACIAL

- GEOGRÁFICA

Tabla 1. Ubicación geográfica de la microcuenca Tres Ríos.

UBICACIÓN	GEOREFERENCIACIÓN		
	ESTE	NORTE	ALTITUD (m.s.n.m)
Punto más alto	764091	9208902	3950
Punto más bajo	772075	9208194	2840

Fuente: (Terán, 2014)

- POLÍTICA

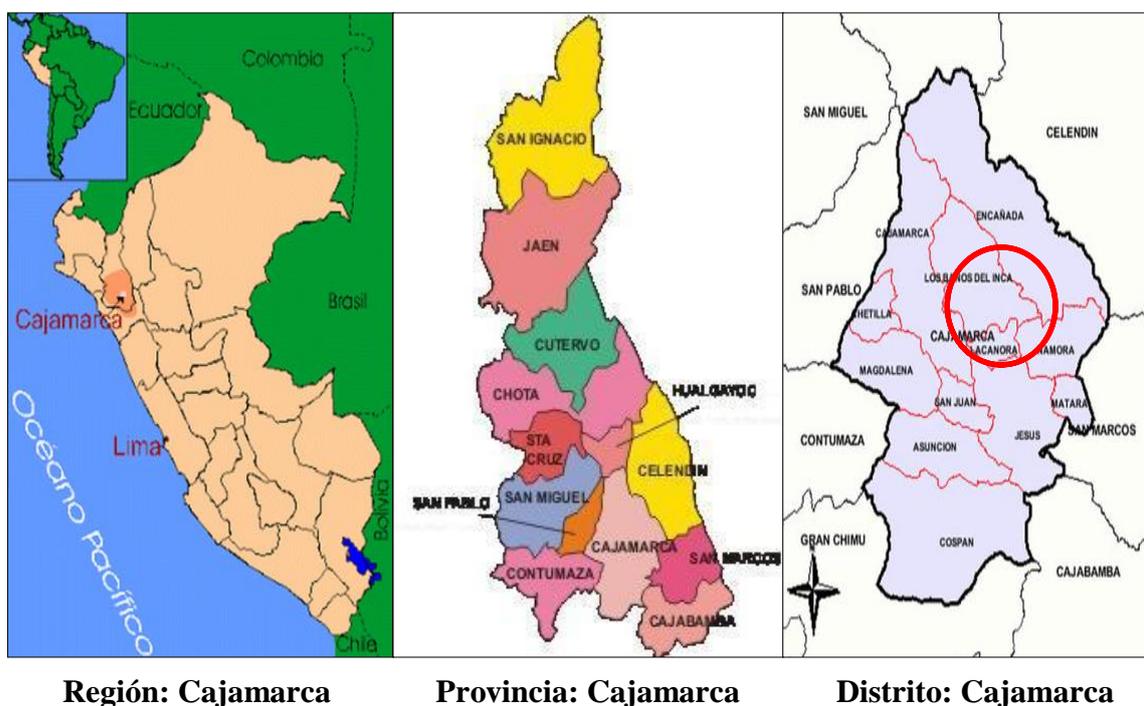


Figura 12. Ubicación política de la zona de estudio.

- **REFERENCIAL**



Figura 13. Ubicación referencial de la microcuenca Tres Ríos.

Fuente: Google Earth

3.2 UBICACIÓN TEMPORAL

La investigación se realizará en los meses de mayo a noviembre en el periodo 2008-2015, meses en que la provincia de Cajamarca específicamente la microcuenca Tres Ríos, adquiere características propias de un periodo de estiaje, tal como: bajas o nulas precipitaciones y bajas de nivel de caudal de los ríos, la investigación evaluará caudales de agotamiento desde el año 2008 hasta el año 2015, lo que hacen un total de 8 años hidrológicos.

3.3 EQUIPOS Y MATERIALES UTILIZADOS EN LA INVESTIGACIÓN

3.3.1 EQUIPO DE CAMPO

-GPS (*Sistema de Posicionamiento Global*).



-Cámara fotográfica digital.



-Wincha topográfica.

Huinchita de 100 m con precisión al milímetro.



-Wincha métrica.

Huinchita metálica de 5,0 m con precisión al milímetro.



-Sensor piezómetro tipo OTT Orpheus Mini de la Universidad Nacional de Cajamarca.



3.3.2 EQUIPO DE GABINETE

-Impresora multifuncional CANON L220.



-Laptop ASUS Core i7 sexta generación.



3.3.3 MATERIALES

- Libros.
- Papel bond A4.
- Memoria USB.
- Fotografías satelitales.
- Materiales de escritorio (Papel bond, folder plástico, lápiz, lapicero, archivador de palanca, marcador).
- Software AutoCAD Civil 3D 2016, Q GIS 2.16, M. Excel 2016 M. Word 2016, IBM SPSS v.24

3.4 ANTECEDENTES DE LA MICROCUENCA TRES RÍOS

La zona en estudio es clasificada como microcuenca. La microcuenca Tres Ríos, forma parte de la cuenca Mashcón, ubicada al norte del territorio peruano, en la Región, Departamento, Provincia y Distrito de Cajamarca. Sus aguas pertenecen a la vertiente del Atlántico y desembocan en el río Mashcón, aguas abajo; sus aguas aportan a los ríos Cajamarquino, Marañón y al caudaloso río Amazonas.

La microcuenca Tres Ríos, se encuentra ubicada en la Longitud Oeste (L.O) (78°32'11.99") y Latitud Sur L.S (7°32'11.99"), cuyas coordenadas de centroide son de 767505E y 9208960N. La microcuenca presenta una elevación entre 2840 msnm y 3950 msnm, con un área de 41.5 km² y un perímetro de 31.8 Km (Anexo). Además, está formada por tres subcuencas, estas son: subcuenca Balconcillo, subcuenca Manzana, subcuenca Coshunga y subcuenca Tres ríos.

El principal río de la microcuenca, es el río Tres Ríos, se caracteriza por presentar una corriente permanente o perenne ya que presenta escurrimientos durante todo el año. El principal uso de sus aguas está destinado para la población de la ciudad de Cajamarca (parte alta), estas aguas son captadas en la captación El Ronquillo por la Eps Sedacaj S.A para sus posterior tratamiento y distribución.

3.5 CARACTERÍSTICAS FÍSICAS

3.5.1 SUBDIVISIÓN DE LA MICROCUENCA TRES RÍOS

Tabla 2. Propuesta de subdivisión de la microcuenca Tres Ríos (Anexo)

MICROCUENCA TRES RÍOS	ALTITUD (msnm)	ÁREA (Km²)
Alta	3650-3940	18.14
Media	3150-3650	16.99
Baja	2840-3150	6.42

Fuente: Elaboración Propia (Información obtenida mediante Q GIS 2.16)

Para esta subdivisión de la microcuenca Tres Ríos, se tomó el criterio de cobertura vegetal:

- a) **Parte Alta**, se caracteriza por la presencia de “Ichu” como especie predominante en la zona de estudio tienen su hábitad a una altitud media de 3800 msnm, y una altura máxima de 4500 msnm. Además, existe la presencia de “Pino” como segunda especie predominante, comprendiendo su hábitad entre las alturas de 2500 a 4300 msnm.
- b) **Parte Media**, se caracteriza por la presencia *Eucalyptus Globulus Labill* como árbol predominante de la zona de estudio, cuya hábitad está comprendida entre las alturas de 2200 a 3300 msnm.
- c) **Parte Baja**, se caracteriza por la presencia de “Sauces”, tienen su hábitad a una altitud media de 2900 msnm. Además, existen *Eucalyptus Globulus Labill* y Pinos a menor escala.

3.5.2 HIDROLOGÍA

La microcuenca Tres Ríos está configurada por una red hídrica de orden 3, ver Figura 20. Los principales ríos tienen su origen en las partes altas de la microcuenca. Sus ríos principales Balconcillo, Coshunga y Manzana se comportan de acuerdo a los periodos de estiaje y lluvias. Además, pueden presentar las siguientes corrientes según la definición de Reyes (1992), son perennes (cuando todo el año su cauce circula agua y es recargado por aguas subterráneas, es decir, que la napa freática está por encima del lecho del río) e intermitentes (cuando su cauce presenta caudal circulante una gran parte del año, es recargado por aguas subterránea, es decir, cuando la napa freática está por encima del lecho del río y cesa cuando la napa freática está por debajo del fondo del cauce) y efímeras (cuando su cauce solamente presenta caudal circulante en periodos de lluvias).

La red hidrográfica de la microcuenca presenta una clasificación de corrientes de orden tres, lo que indica que sus ríos presentan dos o más tributarios de orden dos o que presentan un solo tributario de orden uno. (Figura 20)

3.5.3 CURVA HIPSOMÉTRICA DE LA MICROCUENCA TRES RÍOS

De las curvas hipsométricas en ciclo de erosión de STRAHLER, podemos señalar que la microcuenca Tres Ríos se encuentra en fase intermedia, entre la fase de desequilibrio o de

juventud y la fase de monadnock o de vejez, quiere decir que se encuentra en la fase de equilibrio o de madurez (Figura 14). Ello implicaría, que la microcuenca presenta una capacidad erosiva. Además, la microcuenca Tres Ríos presenta una pendiente promedio de 29.05% lo que favorece a la esorrentía de la microcuenca.

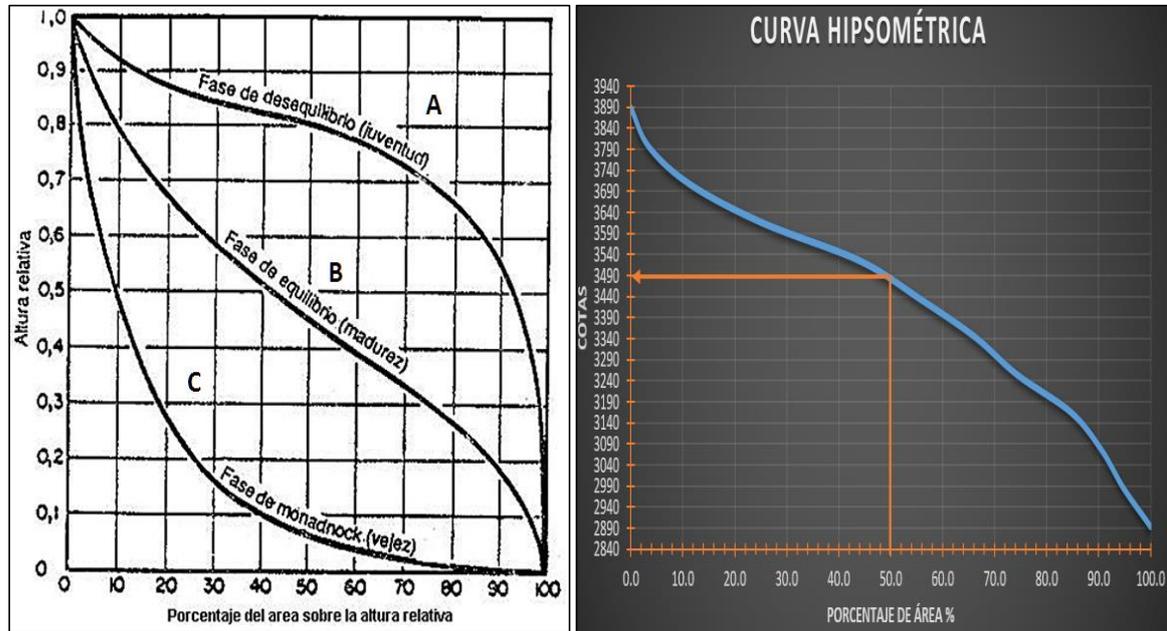


Figura 14. Comparación de la curva hipsométrica de la microcuenca Tres Ríos y las curvas hipsométricas del ciclo de erosión de STRAHLER.

Fuente: Elaboración propia

3.5.4 RED HIDROGRÁFICA

El modelo de drenaje que presenta la microcuenca Tres Ríos, es un drenaje subdendrítico. (Figura 20). El cauce o colector principal es el río Tres Ríos. Denominando así a la microcuenca Tres Ríos.

- **Río Chinyay:** Este río es aportante al río Tres Ríos. Presenta una corriente intermitente. Nace en la comunidad de Sexemayo Lote II (Cumbe Mayo) cuya zona se caracteriza por presentar elevada capacidad de recarga acuífera, debido a la alta retención y detención de precipitación (neblina) y caudal en la vegetación. Este río, aporta agua al río Balconcillo. Su longitud es de 3.09 Km aproximadamente, calculado mediante Q GIS 2.16. (Figura 15)



Figura 15. Río Chinyay.

- **Río Minas:** Río aportante de agua al río Balconcillo. Este río nace en la comunidad Sexemayo Lote I. Presenta un corriente intermitente. Su longitud es de 5.02 Km aproximadamente, calculado mediante Q GIS 2.16. (Figura 16)



Figura 16. Río Minas.

- **Río Balconcillo:** Río aportante al río Tres Ríos. Este río, nace en las comunidades de Sexemayo Lote I y Lote II, recibe aportaciones de los ríos “Chinyay” y “Minas”. Presenta una corriente perenne. Presenta condiciones de efluencia. Su longitud es de 1.3 Km aproximadamente, calculado mediante Q GIS 2.16. (Figura 17) Según Siveroni (2012: 63) este río tiene su nacimiento al NE (Nor Este) del cerro Sexemayo.



Figura 17. Río Balconcillo.

- **Río Coshunga:** Este río nace en el centro poblado de Majadapampa - Carhuaquero, cuyo comportamiento es estacional, su corriente es intermitente. (Figura 18). Presenta una longitud de 7.24 Km aproximadamente, calculados mediante Q GIS 2.16. (Siveroni, 2012:63) indica que es el río más grande de la microcuenca, su recorrido lo hace diagonalmente (NW-SE), en sus inicios predomina la erosión de fondo y mientras avanza se ensancha (Erosión en U), dando lugar a que se formen terrazas a lo largo de su trayectoria.



Figura 18. Río Coshunga.

- **Río Manzano:** Este río presenta una corriente efímera. Su longitud es de 4.33 Km aproximadamente, calculados mediante Q GIS 2.16. (Figura 27). Siveroni (2012: 63) indica que “Tiene sus nacientes al norte del cerro Chamis, en este predomina la erosión de fondo sobre la lateral, siendo su patrón de drenaje dendrítico por la misma topografía de la zona”.

- **Río Tres Ríos:** Este río se forma con la unión del río Balconcillo y río Coshunga y río Manzano con aporte de pequeños cauces laterales en épocas de lluvias. Presenta un corriente permanente o perenne, presentando condiciones de efluencia y posiblemente de influencia. Es el río principal de la microcuenca, cuyas aguas son utilizadas para el consumo humano, agricultura (Figura 19). Su longitud es de 3 Km aproximadamente, calculados mediante Q GIS 2.16. Siveroni, (2012:63) indica que en “Su trayecto se puede observar terrazas que son utilizadas por la población aledaña para realizar sus cultivos. Se caracteriza por ser de pendiente suave (5° y 10°)”.



Figura 19. Río Tres Ríos, parte baja de la microcuenca Tres Ríos.

- **Quebrada Rosapata:** Se encuentra ubicada en la margen izquierda del río Tres Ríos, está quebrada en épocas de estiaje no presenta escorrentía. Su cauce es visible en la comunidad de Corisorgona.
- **Quebrada Conga:** Está quebrada se encuentra en la margen derecha del río Chinyay, y se encuentra en la comunidad Sexemayo Lote I. Está quebrada en épocas de estiaje no presenta escorrentía.

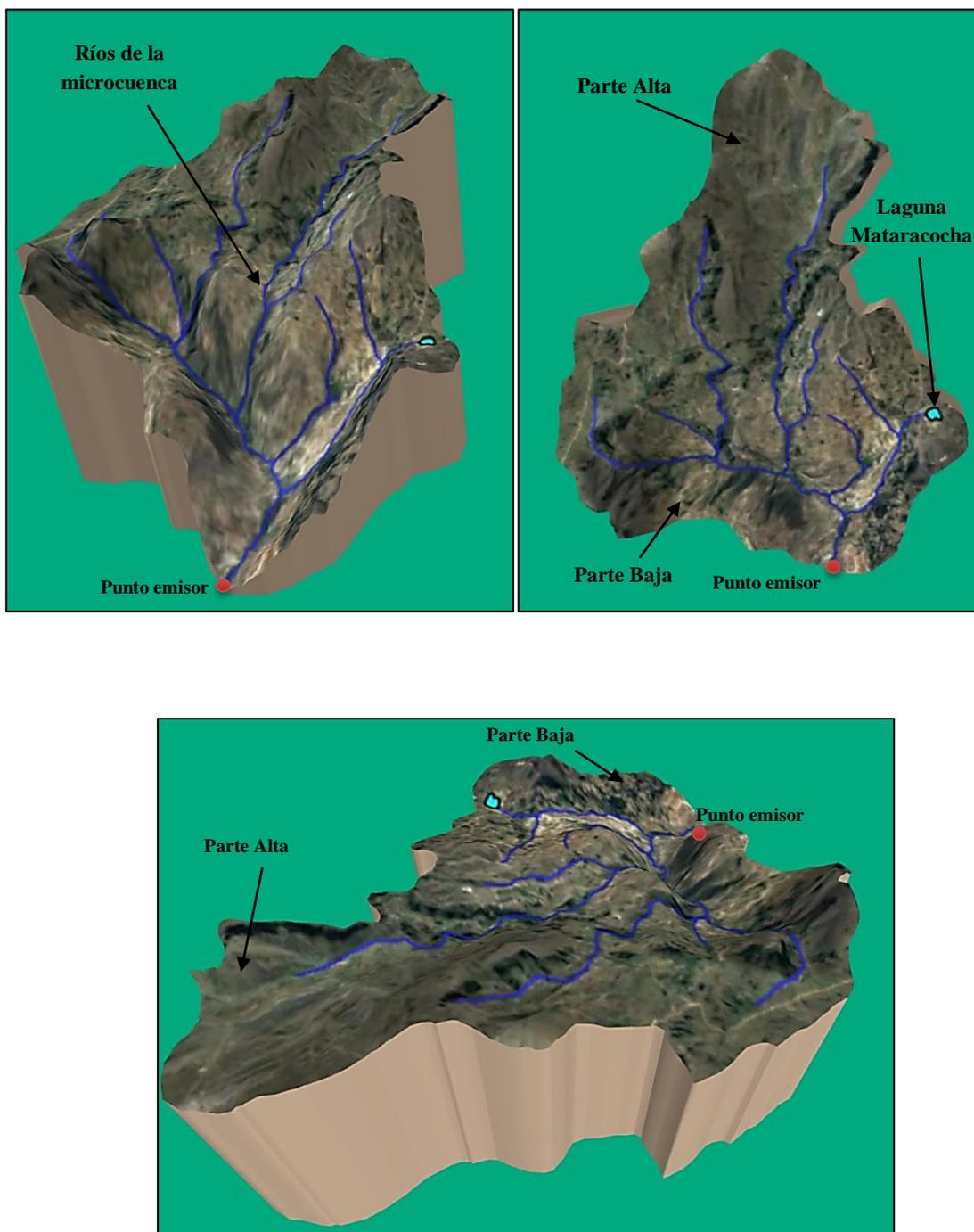


Figura 20. Red hidrológica de la Microcuenca Tres Ríos en 3D (QGIS 2.16)

Fuente: Elaboración propia

3.5.5 CLIMA

Según Vásquez (1997:304), indica que:

La distribución del régimen de precipitación de una zona alto andina es predominantemente mono modal, con una época de sequía bien característica en los meses de mayo a setiembre y otras de lluvia cuyo máximo se sitúa en los meses de Enero, Febrero y Marzo.

(Terán, 2014:95) señala que:

La microcuenca del río Tres Ríos entre los años 2008 y 2012 presenta temperatura media anual de 11.46 °C. Asimismo indica que la microcuenca, presenta una precipitación anual máxima es de 1146.2 mm y una mínima de 831.2 mm, entre los años 2008 y 2012.

(Siveroni, 2012:39) indica que:

La humedad relativa de la microcuenca se encuentra en 64%. Además, (Siveroni, 2012: 40) indica que la presión registra valores de 760 milibares en las zonas más bajas y 680 milibares en las zonas más altas. Hacia el sector próximo a la ciudad de Cajamarca el promedio de la presión registrada es de 740,5 milibares.

3.5.6 VEGETACIÓN

La microcuenca Tres Ríos presenta, en las comunidades de Coshunga, Majadapampa y Sexemayo Lote I y II al ichu (Figura 21), como vegetación predominante. El ichu, según Siveroni (2012:40) es llamado “paja brava o paja ichu (*Stipaichu*)”.

El ichu cumple la función de receptor de precipitación (neblina, lluvia, llovizna, niebla, rocío) en épocas de estiaje, manteniendo a las zonas altas de la microcuenca con superficies húmedas. (Figura 21)



Figura 21. Ichu en la parte alta de la microcuenca Tres Ríos.

En las partes altas de la microcuenca Tres Ríos, el pino es árbol más representativo. Según Siveroni (2012:41), “El Pino, *Pinus*, es un género de árboles o raramente arbustos, de la familia Pinaceae”. En la parte media de la microcuenca, existen eucaliptos (*Eucalyptus*) (Figura 22). En la parte baja existen Sauces y Eucaliptos (Figura 22).



Figura 22. (a) Pinos en la parte alta de la microcuenca Tres Ríos, (b) Eucaliptos en la Parte media de la microcuenca Tres Ríos.

3.5.7 MEDIO PERMEABLE

Según Siveroni (2012:76) señala lo siguiente:

Los medios permeables lo poseen los depósitos fluvio-aluviales no consolidados, debido a que siempre presentan humedad (Figura 23), cabe recalcar que siempre tienen vegetación y poseen un espesor considerable de suelo orgánico, arenas y gravas mezcladas entre sí, es decir, cuando pasa el agua casi la mayor parte de ésta se infiltra por sus poros, constituyendo una fuerte zona de recarga. La pendiente en estas zonas es muy suave entonces condiciona mucho más tal efecto.



Figura 23. Origen del río Tres Ríos. (Sexemayo lote II)

3.5.8 FLUJO BASE DE LA MICROCUENCA TRES RÍOS

Los ríos de la microcuenca Tres Ríos reciben aportaciones de agua de origen subterráneo tanto en periodos de lluvias (Octubre - Abril) como en periodos de estiaje (Mayo - Septiembre). Son en los meses de estiaje, donde se observa el afloramiento de flujo base, el cual deriva de la escorrentía subterránea cuyo origen es meteórico, generando de esta manera secciones hidráulicas en los ríos Chinyay, Balconcillo y Tres Ríos de la microcuenca Tres Ríos, cumpliendo la función de regulador hídrico.

La falta de estaciones hidrométricas en las partes altas de la microcuenca Tres Ríos, nos limita en conocer los niveles y caudales de agua de sus cauces en épocas de estiaje. (Figura 23)



Figura 24. Aporte de agua subterránea. Descarga de agua subterránea a un cauce natural.



Figura 25. Salida de agua subterránea al río Tres Ríos.



Figura 26. Descarga de agua en época de estiaje. 24/05/2016 $Q=0.42 \text{ m}^3\text{s}^{-1}$

Laguna Mataracocha (Figura 27), se encuentra en el centro poblado de Chamis a una altitud de 3260 msnm. La presencia de agua en la laguna en meses de estiaje (Mayo a Septiembre), se debe a la las descargas subterráneas, producto de las intensas precipitación en los periodos de lluvias y a la conductividad hidráulica del medio. Presenta un área de 5.48 (ha) aproximadamente calculado mediante Q GIS 2.16.



Figura 27. Laguna Mataracocha a 3260 msnm, en época de estiaje. 23/07/2015

3.6 METODOLOGÍA DE LA INVESTIGACIÓN

3.6.1 PROCEDIMIENTO

3.6.1.1 REVISIÓN BIBLIOGRÁFICA

Para este nivel de la investigación se recopiló información relacionada al estudio tales como: tesis relacionadas a la microcuenca Tres Ríos, artículos científicos, así como revisión de temas en hidrología general, curva recesiva, modelo exponencial o modelo de Maillet, modelo potencial y coeficiente de agotamiento para un mejor entendimiento del tema. Por otro lado, se ha recopilado información de la entidad EPS Sedacaj S.A entre otros.

3.6.1.2 VISITA DE CAMPO

Durante la investigación se logró visitar zonas de la microcuenca Tres Ríos tales como: Sexemayo lote I y lote II, Majadapampa, Chamis bajo (Corisorgona), estos lugares presentan pequeños cauces y ríos los cuales son aportadores de agua al río Tres Ríos. (Anexo). También, se observó en periodo de estiaje a suelos, vegetación y el comportamiento de agua superficial y subterráneo.

3.6.1.3 SELECCIÓN DE LA ESTACIÓN HIDROMÉTRICA

La estación hidrométrica El Ronquillo ha sido seleccionada, puesto que representa un punto de control de toda la microcuenca Tres Ríos. Esta se encuentra ubicada en la captación El Ronquillo (microcuenca Tres Ríos), con coordenadas UTM 772076 E, 9208195N, y una altitud de 2850 msnm, la cual dispone de un sensor piezómetro tipo OTT Orpheus Mini. Por lo que se decidió elegir dicha estación, como fuente de información de caudales y cotas de la microcuenca Tres Ríos.

3.6.1.4 INFORMACIÓN REQUERIDA

La información necesaria para la investigación fue obtenida de la estación hidrométrica El Ronquillo del periodo 2008-2015, pertenece a la Escuela Académica Profesional de Ingeniería Hidráulica, instalada en propiedad de la EPS SEDACAJ S.A. En el registro se observan mediciones diarias cada 15min de cotas en (m) y caudales en (m^3s^{-1}).

Los caudales de agua que la EPS Sedacaj S.A capta del río Tres Ríos para la planta de tratamiento de agua potable “San Apolonia”, fue obtenida del Boletín diario de control de procesos (BDCP), en este boletín se registran caudales, Ph (potencial de hidrógeno), turbiedad, alcalinidad, y nivel de agua que el personal obtiene del punto de captación.

3.6.1.5 CAUDALES OBSERVADOS

Para obtener los caudales observados, los caudales de agua que capta la EPS Sedacaj S.A para la PTAP (planta de tratamiento de agua potable) del río Tres ríos son sumados con los registrados por la estación hidrométrica El Ronquillo. Esto, debido a que el sensor de la estación hidrométrica el Ronquillo no registra el caudal de agua que capta la EPS Sedacaj S.A; ya que estas aguas son derivadas antes de ser registrado por la estación hidrométrica El Ronquillo. (Figura 28). Además, a estos caudales se suma el caudal del manantial denominado “San Juan”, según Méndez (2009) el caudal es de 1.5 Ls^{-1} , destinado a la comunidad de San José de la Collga, comunidad que se encuentra fuera de la microcuenca Tres ríos.

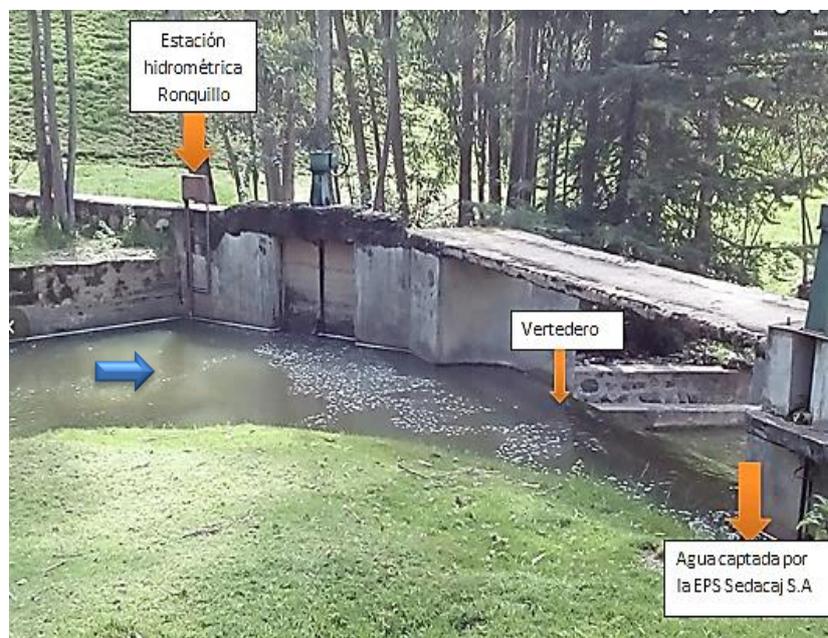


Figura 28. Captación El Ronquillo de la EPS Sedacaj S.A.

Tabla 3. Tabla de caudales medios mensuales (m^3s^{-1}) de la estación hidrométrica “El Ronquillo”.

Año	Ene	Feb	Mar	Abr	May	Jun	Jul	Ago	Sep	Oct	Nov	Dic
2008-2009	0.554	0.867	0.947	0.891	0.431	0.267	0.197	0.154	0.125	0.183	0.211	0.107
2009-2010	0.329	0.414	0.538	0.953	0.473	0.220	0.159	0.133	0.151	0.419	0.282	0.614
2010-2011	0.202	0.326	0.339	0.928	0.311	0.187	0.167	0.142	0.120	0.132	0.116	0.151
2011-2012	0.802	1.502	0.803	0.671	0.438	0.271	0.211	0.210	0.168	0.152	0.123	0.272
2012-2013	0.370	0.531	1.691	0.734	0.242	0.217	0.173	0.099	0.144	0.204	0.406	0.202

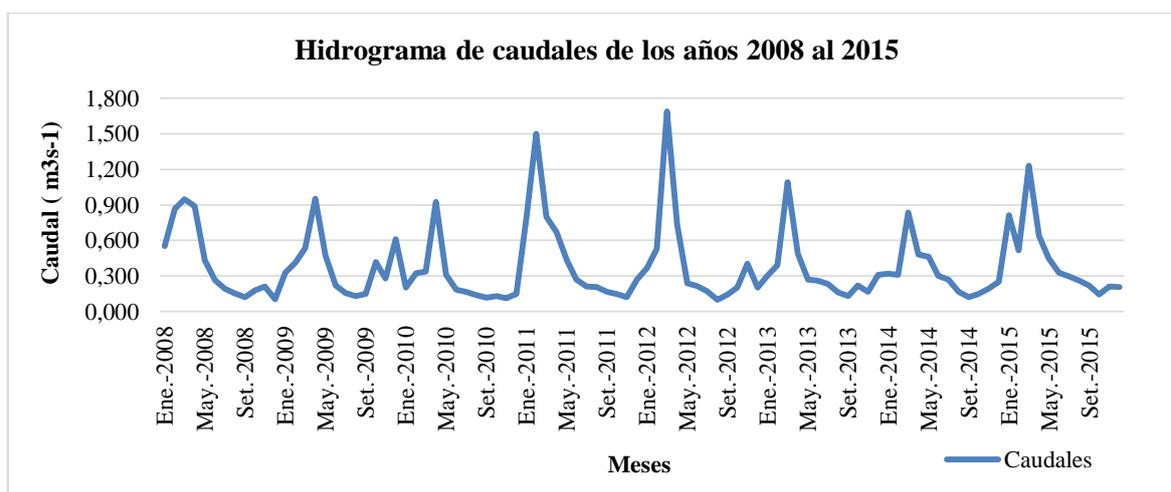
Fuente: (Terán, 2014)

Tabla 4. Tabla de caudales medios mensuales (m^3s^{-1}) de la estación El Ronquillo.

2013-2014	0.306	0.392	1.093	0.491	0.273	0.261	0.234	0.162	0.132	0.222	0.167	0.313
2014-2015	0.322	0.312	0.837	0.481	0.463	0.300	0.269	0.166	0.125	0.148	0.194	0.251
2015-2016	0.816	0.519	1.230	0.639	0.449	0.331	0.298	0.264	0.221	0.144	0.213	0.208

Elaboración propia.

Fuente: Estación Hidrométrica el Ronquillo de la Universidad Nacional de Cajamarca.



Elaboración propia.

Figura 29. Hidrograma de caudales medios mensuales para los periodos 2008-2015.

Fuente: Elaboración propia a partir de la Tabla 3 y 4.

3.6.1.6 IDENTIFICACIÓN DEL INICIO DE LA CURVA DE AGOTAMIENTO

El análisis del hidrograma para identificar el punto de inicio de aguas subterráneas de los años 2008 al 2015, correspondiente a meses de estiaje, se realizará de acuerdo al método de (Pizarro, 1993). Según Pizarro (1993, citado por Balocchi, 2008) indica, que se observarán los puntos de quiebres o puntos de inflexión de las descargas correspondiente a los inicios de caudales recesivos o caudales de agotamiento, cuando se grafique el logaritmo del caudal (caudal observado) versus tiempo (t) de la curva de descenso global del hidrograma, se adquiere así, una distribución gráfica lineal, posibilitando la identificación del segundo punto de inflexión. Además, se debe tener en cuenta que el segundo punto de quiebre de los gráficos, indicaría el inicio de la descarga de flujo base e inicio del agotamiento.

3.6.1.7 CONSTRUCCIÓN DE HIDROGRAMAS

En base a la bibliografía, se desarrolló la construcción de hidrogramas a partir de caudales observados y tiempo. Estos hidrogramas permitieron determinar el comportamiento del régimen de caudales de la microcuenca en estudio e identificar el periodo de lluvias y estiaje.

3.6.1.8 OBTENCIÓN DE COEFICIENTES DE AGOTAMIENTO

En esta parte de la metodología se basa en obtener distintos coeficientes de agotamientos (α), para cada mes de estiaje de los periodos 2008-2015 y para cada tipo de modelo matemático (modelo matemático exponencial o modelo de Maillet tomado como modelo base de esta investigación y al modelo potencial como modelo de comparación o alternativo), a partir de la información preliminar obtenida de la curva de agotamiento o curva de recesión referida a caudales de agotamiento observados (Q_r).

Caro, (2001) indica que, a partir del punto de quiebre que da comienzo a la curva de recesiva o de agotamiento, se puede obtener el coeficiente de agotamiento (α), mediante la selección de dos caudales distintos (Q_0 , Q_r) en la curva para un determinado tiempo (t) en días. Luego se reemplazarán en los modelos matemáticos planteados (exponencial y potencial), para finalmente despejar α y así obtener su valor.

La tendencia promedio de los coeficientes de agotamiento del periodo de estiaje 2008-2015, servirá como indicador del posible coeficiente de agotamiento de la microcuenca Tres Ríos.

Posteriormente, se determinará la tendencia promedio del coeficiente de agotamiento (α) que mejor se ajuste a la realidad (caudales recesivos).

3.6.1.9 CALIBRACIÓN DE MODELOS HIDROLÓGICOS

En esta parte de la metodología se basa en definir un coeficiente de agotamiento a partir de la información preliminar obtenida de la curva de agotamiento o curva de recesión referida a caudales de agotamiento observados (Q_r).

Como el estudio se da en estiaje, por tanto, se puede asumir lo siguiente: que el flujo subterráneo presenta un régimen permanente (asumiendo que existe una recarga constante a la napa freática, y este descargue agua al río, el medio de descarga del sistema presenta un medio continuo (las características del medio no varían y presenta una gradiente hidráulica suave), que las aguas del río Tres Ríos sean netamente de origen subterráneo. Por tanto, no existe variaciones de niveles de caudal de agua, entonces según Villarroya (2006:5) en un “régimen permanente todos los parámetros del coeficiente de agotamiento (α) son constantes por lo tanto α es constante”.

La característica principal de los modelos determinísticos es la predicción de caudales de agotamiento, esta característica permite elegir un coeficiente de agotamiento específico para cada tipo de modelo matemático exponencial y potencial. Los rangos máximos y mínimos de los coeficientes de agotamiento calculados, los cuales son obtenidos a partir de fórmulas derivadas del modelo exponencial y potencial, serán usados para modelar caudales de agotamiento, los cuales serán comparados con los caudales observados mediante un análisis deductivo y de esta manera identificar a los coeficientes de agotamientos que generen caudales modelados con las mayores aproximaciones a los caudales observados.

Finalmente, el coeficiente de agotamiento para la microcuenca Tres Ríos, será aquel valor, que al ser reemplazando en los modelos matemáticos exponencial (modelo de Maillet) y potencial modele caudales de agotamiento muy cercanos a los caudales observados, y a la vez presente el mejor análisis estadístico.

3.6.1.10 CAUDALES MODELADOS

Los caudales modelados serán determinados usando el modelo matemático exponencial (tomado como modelo base de esta investigación) y el modelo matemático potencial (tomado como modelo de comparación o alternativo). Estos modelos difieren en su estructura y en el parámetro del coeficiente de agotamiento (valores obtenidos en el ítem 3.6.1.9). Además, presentan dos parámetros en común tales como: caudal (Q_r en m^3s^{-1}) y tiempo (t en día). Estos parámetros son datos de entrada para ambos modelos matemáticos.

3.6.1.11 PRUEBA ESTADÍSTICA

Para la validación de un modelo matemático para la microcuenca Tres Ríos se tuvo en cuenta lo siguiente: contar una muestra de 35 datos, realizar una evaluación de los indicadores estadísticos como el índice Willmott Modificado (IW) y el error estándar de estimación (EEE) y mediante software estadístico de IBM SPSS v.24 realizar un análisis de distribución normal, así como la prueba de T Student.

3.6.1.11.1 INDICADORES ESTADÍSTICOS

A) Error estándar de estimación (EEE)

Este estimador permitirá observar la disparidad promedio entre caudales observados y caudales modelados, para ello se utilizará la Fórmula 9. Asimismo, los valores cercanos a cero representan una buena descripción entre las muestras de los caudales observados y los modelados.

B) Índice Willmott Modificado (IW)

Este índice permitirá determinar la proporción de la variación total de los caudales observados (variable independiente) con los caudales modelados (variable dependiente), para ello se utilizará la Fórmula 10.

3.6.1.11.2 TEST ESTADÍSTICO

A) Prueba de distribución normal

En esta fase se evalúa la distribución normal con el programa IBM SPSS v.24, para determinar si presenta o no una distribución normal.

Para esta evaluación se estableció lo siguiente:

1. Redactar hipótesis.

Hipótesis nula = Los caudales observados y modelados presentan una distribución normal (se utiliza pruebas paramétricas para realizar análisis estadísticos).

Hipótesis Alternativa = Los caudales observados y modelados no presentan una distribución normal (se utiliza pruebas no paramétricas para realiza análisis estadísticos).

2. Definir el nivel de significancia (0.05).
3. Calculo de P-valor (es un valor de significancia que arroja el programa IBM SPSS v.24 para ser contrastado con el nivel significancia planteado (0.05), y dependerá de este contraste el aceptar o rechazar uno de las hipótesis planteadas.
4. Elección del tipo de prueba.
 - Prueba paramétrica.
 - Prueba no paramétrica.

B) Prueba de homogeneidad de varianzas

En esta etapa se detecta la homogeneidad de varianzas por medio de la prueba de hipótesis que considera una hipótesis nula de homocedasticidad, frente a la hipótesis alterna de heterocedasticidad. Esta prueba se evaluara mediante el programa IBM SPSS v.24 la cual utilizará la prueba de Levene para la igualada de varianzas. Conociendo que α es el nivel de significación con valor de 0.05. El valor de P-Valor será obtenido del programa SPSS.

Hipótesis nula, H_0 : Los caudales observados y modelados presentan homogeneidad de varianzas. Sí P-Valor $> \alpha$, entonces se acepta la hipótesis nula.

Hipótesis alternativa, H₁: Los caudales observados y modelados presenta diferencias de varianzas. Sí P-Valor > α , entonces se acepta la hipótesis Alternativa.

C) Supuesto de no auto correlación

Este supuesto, indica que no existe auto correlación entre las perturbaciones o residuos (se llama residuo a la diferencia entre la muestra observada y la muestra generada) de una serie observada en el tiempo. Los residuos, son importantes para el análisis de regresión, este nos indica la exactitud del pronóstico. Para ello se usa el estadístico de Durbin-Watson (d). Este supuesto, se determinara mediante el programa SPSS, usando lo siguiente.

Tabla 5.Rango de valores de Durbin-Watson

Rango	Valor de Durbin-Watson (d)
d=4	Auto correlación negativa
d=0	Auto correlación positiva
d=2	No existe auto correlación.

Elaboración propia

D) Test estadístico T Student

Como se cumple las pruebas anteriores, se usará la prueba paramétrica de T Student, la cual permite comparar la media de dos muestras relacionadas y determinar si existen diferencias significativas entre muestras observadas (caudales observados) con respecto a muestras modeladas (caudales modelados). Para esto, se utilizará el software estadístico IBM SPSS v.24. Este software permite realizar la prueba estadística T Student, arrojando un nivel de significación (P-Valor) como verificador de hipótesis.

Para esta evaluación se estableció lo siguiente:

1 Redactar hipótesis.

Hipótesis nula, H₀: no hay diferencias entre la media de las frecuencias de las muestras observadas y modeladas. $x_n=y_n$

Hipótesis Alternativa, H_1 : hay diferencias entre la media de las frecuencias de las muestras observadas y modeladas. $x_n \neq y_n$

- 2 Determinar la media de las muestras relacionadas.
- 3 Definir el nivel de significancia (0.05).
- 4 Calculo de P-valor (es un valor de significancia que arroja el programa IBM SPSS v.24 para ser contrastado con el nivel significancia planteado, de este contraste dependerá el aceptar o rechazar las hipótesis planteadas).

3.6.1.12 APOORTE DE AGUA DEL RÍO TRES RÍOS

Para la determinación del aporte de agua del río Tres Ríos, se obtendrá mediante la aplicación de modelos matemáticos exponencial (Fórmula 3) y potencial (Fórmula 5) expresados en m^3s^{-1} , y será el promedio mensual de los meses de estiaje. Conociendo los datos de entrada para cada modelo matemático tales como: caudales de agotamiento Q_m , el coeficiente de agotamiento (α_3, α_4) y un lapso de tiempo (días), es posible calcular dicho aporte.

3.6.1.13 VOLUMEN DE ALMACENAMIENTO

Manteniendo la condición hidrología de un régimen no influido, es posible cuantificar el volumen de almacenamiento, conociendo los parámetros de entrada tales como caudal de agotamiento modelado en m^3s^{-1} , un coeficiente de agotamiento en dia^{-1} y un lapso de tiempo en días. Los cuales servirán como datos de entrada para las formulas derivada de los modelos matemáticos exponencial (Fórmula 4) y potencial (Fórmula 6).

Para convertir volúmenes de unidades de m^3 a unidades de MMC, los volúmenes serán multiplicados por 86400 segundos que tiene un día y dividido entre 1 millón (10^6) para obtener así millones de metros cúbicos (MMC).

3.6.1.14 VOLUMEN APROVECHABLE

El volumen aprovechable de agua de la microcuenca Tres Ríos en periodos de estiaje, se obtiene mediante la diferencia del volumen promedio mensual de agua generado o existente en los meses de estiaje del periodo 2008-2015, menos el volumen promedio mensual de agua

usado en meses de estiaje por la EPS Sedacaj S.A para la población de la ciudad de Cajamarca (parte alta).

3.7 PRESENTACIÓN DE RESULTADOS

3.7.1 INFORMACIÓN REQUERIDA

Para el presente estudio se utilizaron los caudales medios mensuales de los meses de estiaje. La muestra evaluada es de 35 datos, estos datos presentan determinadas características tales como: no presentar saltos, continuidad y longitud de registro en cada hidrograma de descenso global del periodo 2008-2015.

3.7.2 IDENTIFICACIÓN DEL INICIO DE LA CURVA DE AGOTAMIENTO

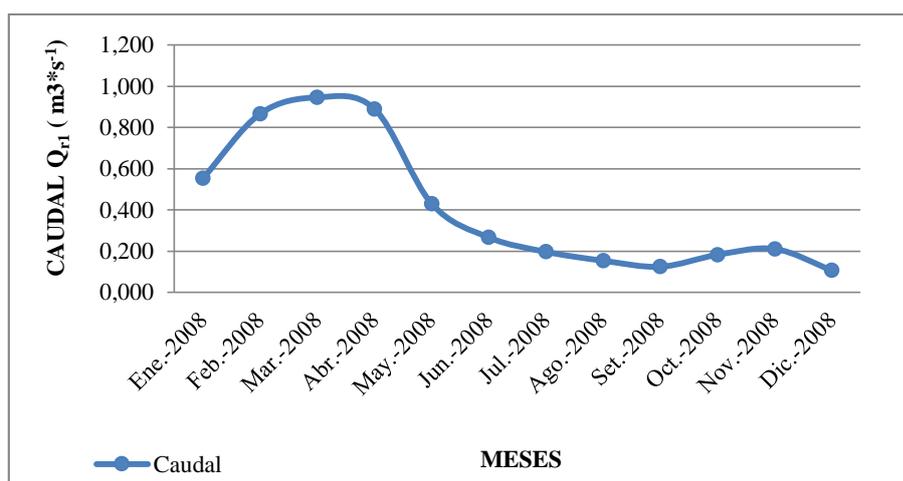


Figura 30. Hidrograma mensual del año 2008.

Fuente: Elaboración propia.

Tabla 6. Logaritmo de caudales observados o aforados del año 2008.

	2008											
	Ene	Feb	Mar	Abr	May	Jun	Jul	Ago	Sep	Oct	Nov	Dic
Q_{r1} (m ³ s ⁻¹)	0.554	0.867	0.947	0.891	0.431	0.267	0.197	0.154	0.125	0.183	0.211	0.107
$\text{Log}_{10}(Q_{r1})$ (L s ⁻¹)	2.743	2.938	2.976	2.950	2.634	2.426	2.293	2.186	2.095	2.261	2.323	2.027

Fuente: Elaboración propia

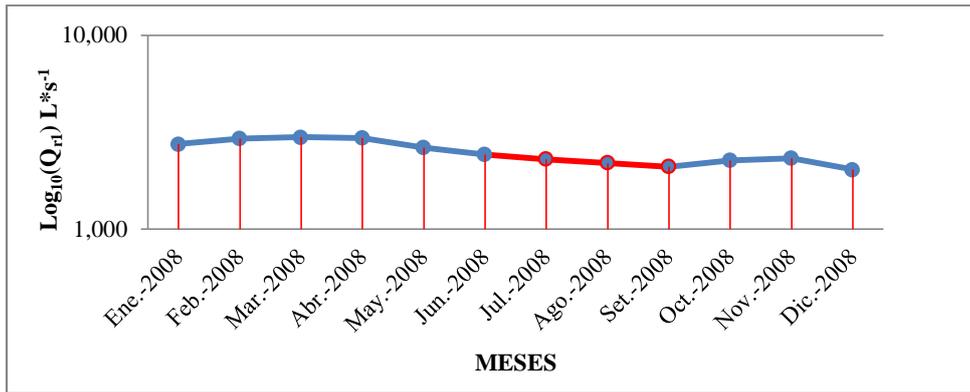


Figura 31. Distribución gráfica lineal, para el año 2008.

Fuente: Elaboración propia.

El segundo punto de quiebre de la curva de descenso global de la Figura 31, corresponde al caudal circulante de origen subterráneo (flujo base). Los meses de Junio, Julio, Agosto y Septiembre, identificados con línea roja, representan a un régimen no influido y a descargas de caudales de flujo base, correspondientes al año 2008.

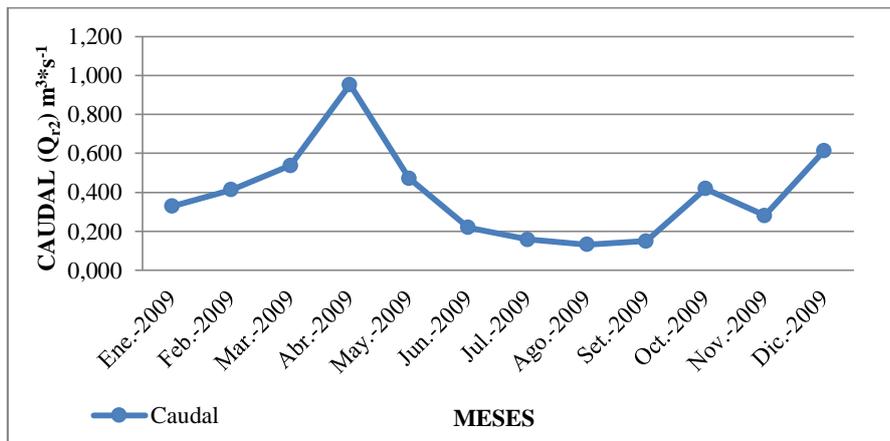


Figura 32. Hidrograma mensual del año 2009.

Fuente: Elaboración propia.

Tabla 7. Logaritmo de caudales observados o aforados del año 2009.

	2009											
	Ene	Feb	Mar	Abr	May	Jun	Jul	Ago	Sep	Oct	Nov	Dic
Qr2 (m³ s⁻¹)	0.329	0.414	0.538	0.953	0.473	0.220	0.159	0.133	0.151	0.419	0.282	0.614
Log10(Qr2) (L s⁻¹)	2.517	2.616	2.730	2.979	2.674	2.341	2.200	2.122	2.178	2.622	2.449	2.788

Fuente: Elaboración propia.

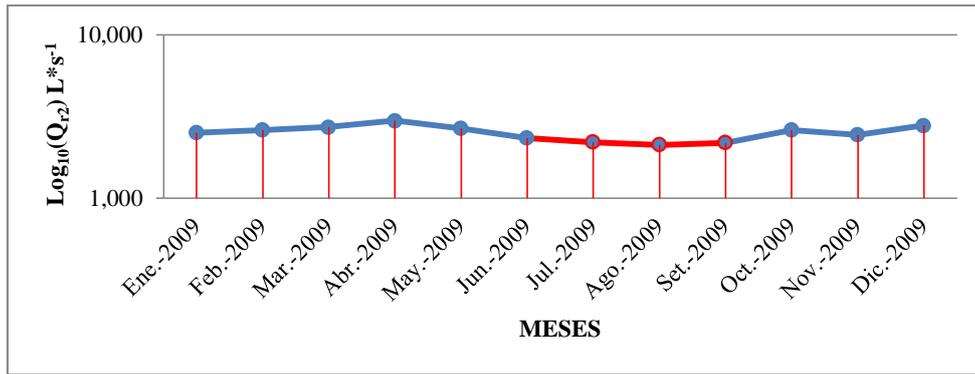


Figura 33. Distribución gráfica lineal, para el año 2009.

Fuente: Elaboración propia.

El segundo punto de quiebre de la curva de descenso global de la Figura 33, corresponde al caudal circulante de origen subterráneo (flujo base). Los meses de Junio, Julio, Agosto y Septiembre, identificados con línea roja, representan a un régimen no influido y a descargas de caudales de flujo base, correspondientes al año 2009.

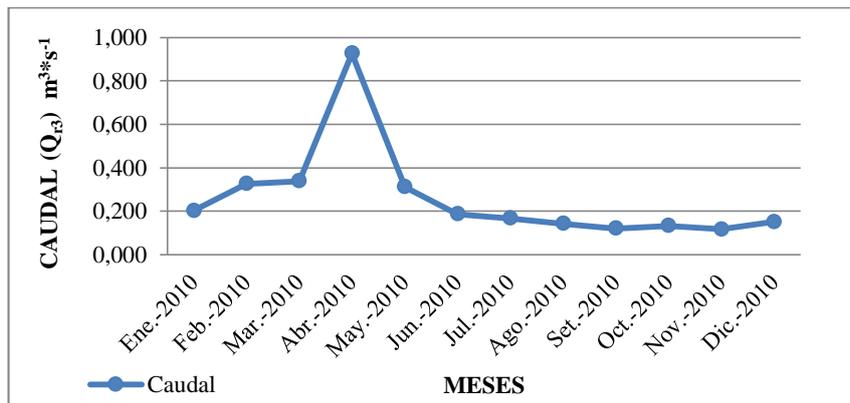


Figura 34. Hidrograma mensual del año 2010.

Fuente: Elaboración propia.

Tabla 8. Logaritmo de caudales observados o aforados del año 2010.

	2010											
	Ene	Feb	Mar	Abr	May	Jun	Jul	Ago	Sep	Oct	Nov	Dic
Q_{r3} (m³ s⁻¹)	0.202	0.326	0.339	0.928	0.311	0.187	0.167	0.142	0.120	0.132	0.116	0.151
Log₁₀(Q_{r3}) (L s⁻¹)	2.304	2.513	2.530	2.967	2.492	2.271	2.221	2.151	2.077	2.119	2.063	2.178

Fuente: Elaboración propia.

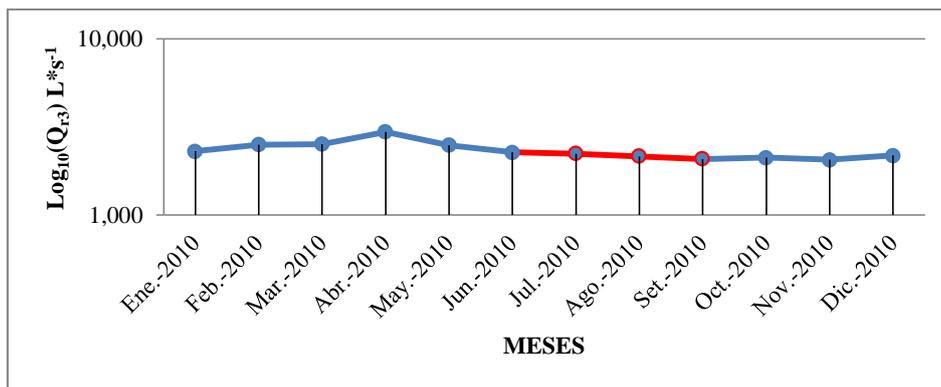


Figura 35. Distribución gráfica lineal, para el año 2010.

Fuente: Elaboración propia.

El segundo punto de quiebre de la curva de descenso global de la Figura 35, corresponde al caudal circulante de origen subterráneo (flujo base). Los meses de Junio, Julio, Agosto y Septiembre, identificados con línea roja, representan a un régimen no influido y a descargas de caudales de flujo base, correspondientes al año 2010.

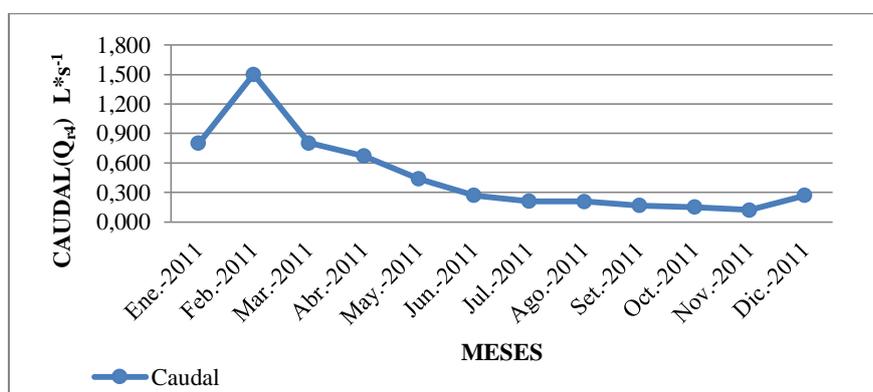


Figura 36. Hidrograma mensual del año 2011.

Fuente: Elaboración propia.

Tabla 9. Logaritmo de caudales observados o aforados del año 2011.

	2011											
	Ene	Feb	Mar	Abr	May	Jun	Jul	Ago	Sep	Oct	Nov	Dic
Q_{r4} (m³ s⁻¹)	0.802	1.502	0.803	0.671	0.438	0.271	0.211	0.210	0.168	0.152	0.123	0.272
Log₁₀(Q_{r4}) (L s⁻¹)	2.904	3.177	2.904	2.826	2.641	2.432	2.323	2.321	2.224	2.180	2.088	2.434

Fuente: Elaboración propia.

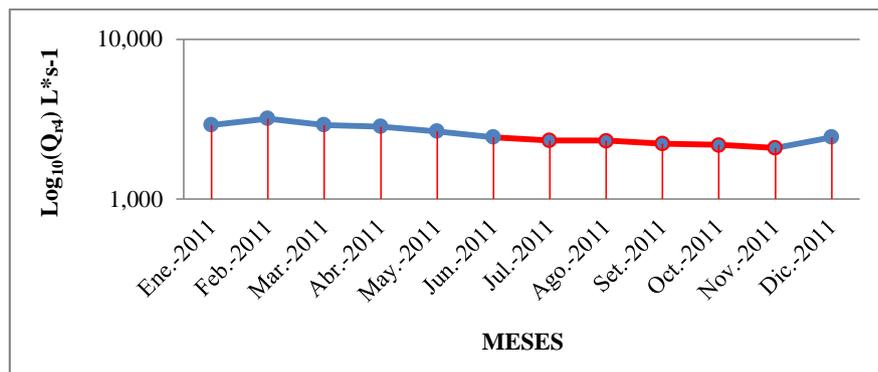


Figura 37. Distribución gráfica lineal, para el año 2011.

Fuente: Elaboración propia.

El segundo punto de quiebre de la curva de descenso global de la Figura 37, corresponde al caudal circulante de origen subterráneo (flujo base). Los meses de Junio, Julio, Agosto, Septiembre, Octubre y Noviembre, identificados con línea roja, representan a un régimen no influido y a descargas de caudales de flujo base, correspondientes al año 2011.

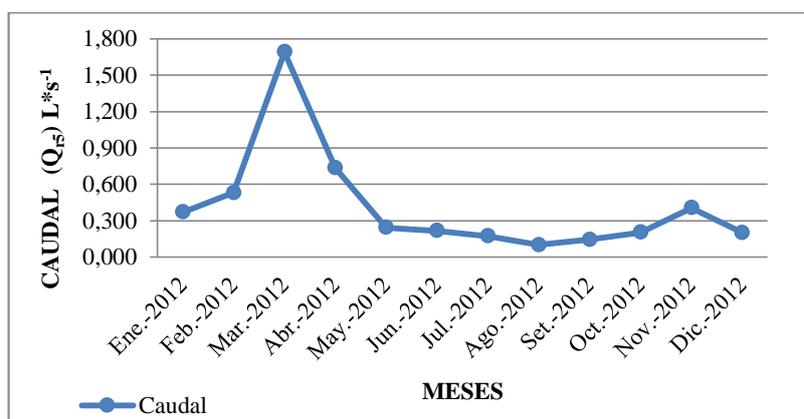


Figura 38. Hidrograma mensual del año 2012.

Fuente: Elaboración propia.

Tabla 10. Logaritmo de caudales observados o aforados del año 2012.

	2012											
	Ene	Feb	Mar	Abr	May	Jun	Jul	Ago	Sep	Oct	Nov	Dic
Q_{r5} (m³ s⁻¹)	0.370	0.531	1.691	0.734	0.242	0.217	0.173	0.099	0.144	0.204	0.406	0.202
Log₁₀(Q_{r5}) (L s⁻¹)	2.568	2.725	3.228	2.865	2.383	2.335	2.237	1.993	2.157	2.309	2.608	2.304

Fuente: Elaboración propia.

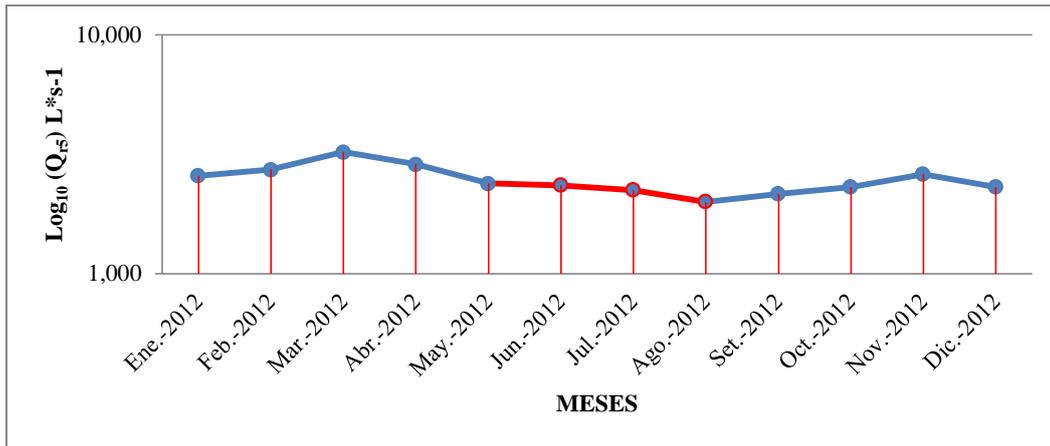


Figura 39. Distribución gráfica lineal, para el año 2012.

Fuente: Elaboración propia.

El segundo punto de quiebre de la curva de descenso global de la Figura 39, corresponde al caudal circulante de origen subterráneo (flujo base). Los meses de Mayo, Junio, Julio y Agosto, identificados con línea roja, representan a un régimen no influido y a descargas de caudales de flujo base, correspondientes al año 2012.

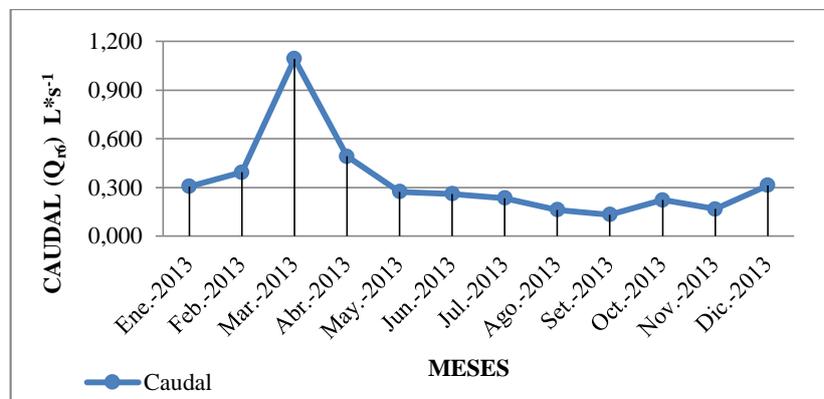


Figura 40. Hidrograma mensual del año 2013.

Fuente: Elaboración propia.

Tabla 11. Logaritmo de caudales observados o aforados 2013.

	2013											
	Ene	Feb	Mar	Abr	May	Jun	Jul	Ago	Sep	Oct	Nov	Dic
Q_{r6} (m³ s⁻¹)	0.306	0.392	1.093	0.491	0.273	0.261	0.234	0.162	0.132	0.222	0.167	0.313
Log₁₀(Q_{r6}) (L s⁻¹)	2.486	2.594	3.038	2.691	2.436	2.416	2.370	2.211	2.119	2.347	2.222	2.496

Fuente: Elaboración propia.

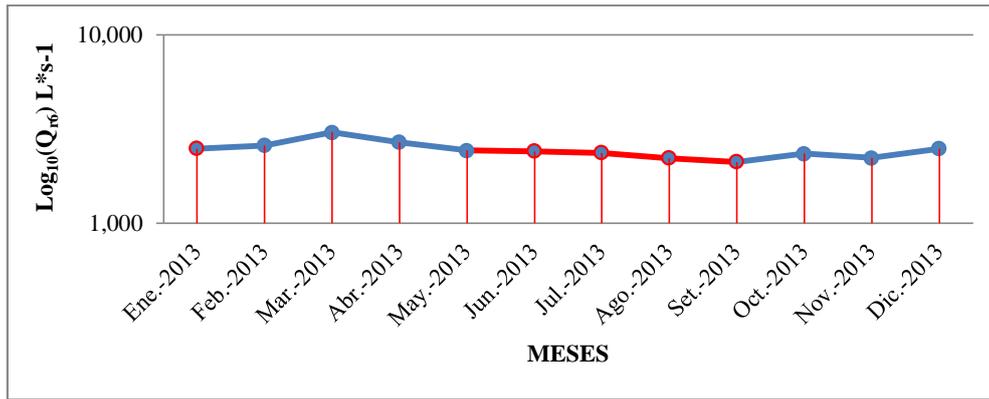


Figura 41. Distribución gráfica lineal, para el año 2013.

Fuente: Elaboración propia.

El segundo punto de quiebre de la curva de descenso global de la Figura 41, corresponde al caudal circulante de origen subterráneo (flujo base). Los meses de Mayo, Junio, Julio, Agosto y Septiembre, identificados con línea roja, representan a un régimen no influido y a descargas de caudales de flujo base, correspondientes al año 2013.

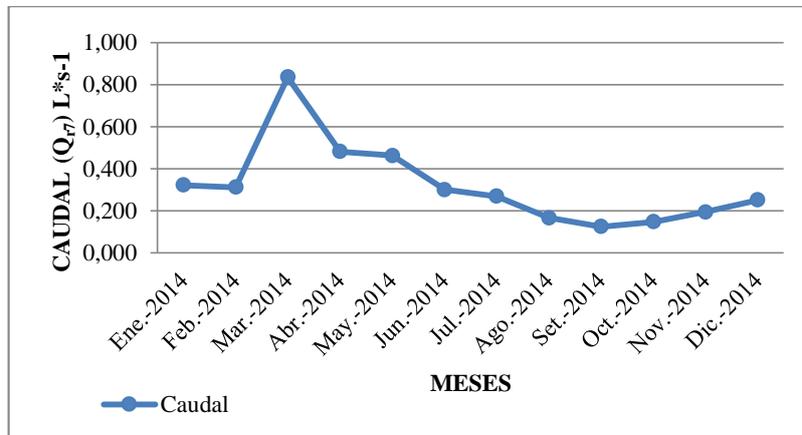


Figura 42. Hidrograma mensual del año 2014.

Fuente: Elaboración propia.

Tabla 12. Logaritmo de caudales observados o aforados del año 2014.

	2014											
	Ene	Feb	Mar	Abr	May	Jun	Jul	Ago	Sep	Oct	Nov	Dic
Q₇ (m³ s⁻¹)	0.322	0.312	0.837	0.481	0.463	0.300	0.269	0.166	0.125	0.148	0.194	0.251
Log₁₀(Q₇) (L s⁻¹)	2.507	2.494	2.923	2.682	2.666	2.478	2.430	2.220	2.096	2.169	2.287	2.399

Fuente: Elaboración propia.

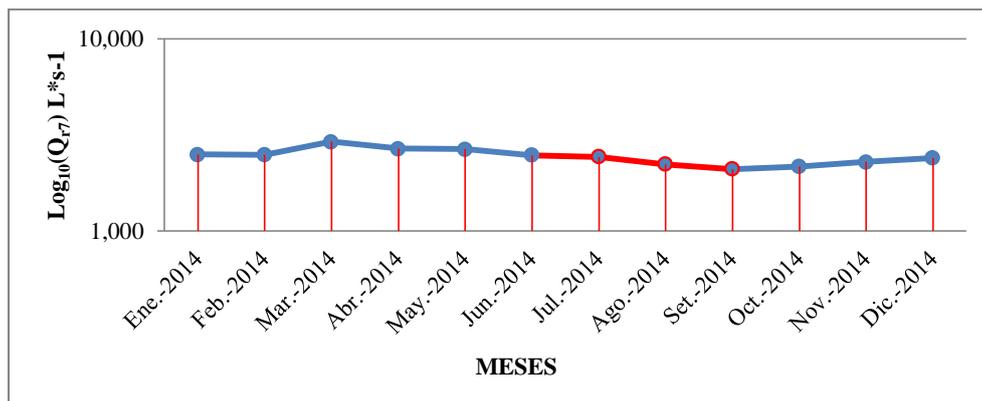


Figura 43. Distribución gráfica lineal, para el año 2014.

Fuente: Elaboración propia.

El segundo punto de quiebre de la curva de descenso global de la Figura 43, corresponde al caudal circulante de origen subterráneo (flujo base). Los meses de Junio, Julio, Agosto y Septiembre, identificados con línea roja, representan a un régimen no influido y a descargas de caudales de flujo base, correspondientes al año 2014.

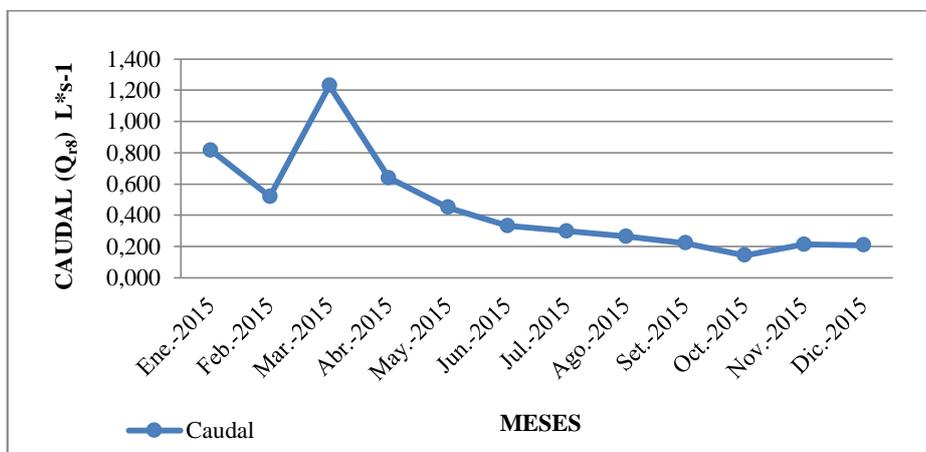


Figura 44. Hidrograma mensual del año 2015.

Fuente: Elaboración propia.

Tabla 13. Logaritmo de caudales observados o aforados del año 2015.

	2015											
	Ene	Feb	Mar	Abr	May	Jun	Jul	Ago	Sep	Oct	Nov	Dic
$Q_{r8} (m^3 s^{-1})$	0.816	0.519	1.230	0.639	0.449	0.331	0.298	0.264	0.221	0.144	0.213	0.208
$Log_{10}(Q_{r8}) (L s^{-1})$	2.912	2.715	3.090	2.805	2.652	2.520	2.474	2.421	2.345	2.158	2.327	2.318

Fuente: Elaboración propia.

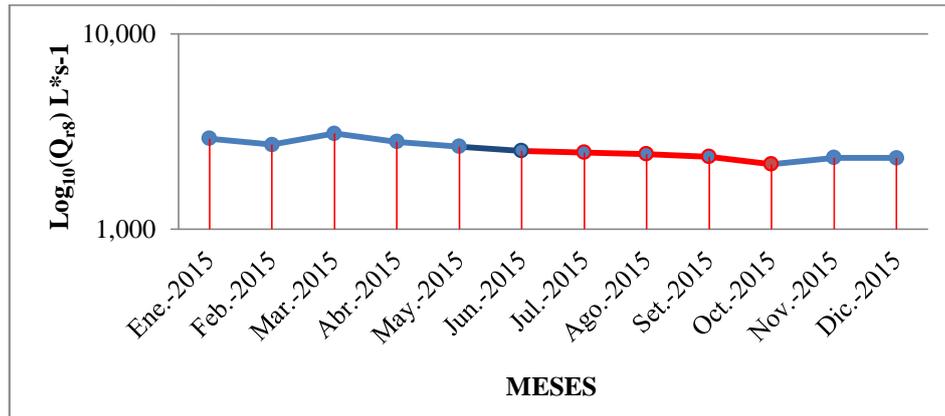


Figura 45. Distribución gráfica lineal, para el año 2015.

Fuente: Elaboración propia.

El segundo punto de quiebre de la curva de descenso global de la Figura 45, corresponde al caudal circulante de origen subterráneo (flujo base). Los meses de Junio, Julio, Agosto, Septiembre y Octubre identificados con línea roja, representan a un régimen no influido y a descargas de caudales de flujo base, correspondientes al año 2015.

3.7.3 PARÁMETRO DE COEFICIENTE DE AGOTAMIENTO

Tabla 14. Coeficientes de agotamiento (α_1) según lapso considerado, a partir de modelo exponencial o modelo de Maillet ($Q_f = Q_0 e^{-\alpha_1 \cdot t}$).

Año	Caudales Observados				Días	e	α_1 (día ⁻¹)
	Mes	Q ₀ (m ³ s ⁻¹)	Mes	Q _f (m ³ s ⁻¹)			
2008	Jun	0.267	Jul	0.197	30	2.7183	0.010
	Jul	0.197	Ago	0.154	31	2.7183	0.008
	Ago	0.154	Sep	0.125	31	2.7183	0.007
2009	Jun	0.220	Jul	0.159	30	2.7183	0.011
	Jul	0.159	Ago	0.133	31	2.7183	0.006
2010	Jun	0.187	Jul	0.167	30	2.7183	0.004
	Jul	0.167	Ago	0.142	31	2.7183	0.005
	Ago	0.142	Sep	0.120	31	2.7183	0.005
2011	Jun	0.271	Jul	0.211	30	2.7183	0.008
	Jul	0.211	Ago	0.210	31	2.7183	0.000
	Ago	0.210	Sep	0.168	31	2.7183	0.007
	Sep	0.168	Oct	0.152	30	2.7183	0.003
	Oct	0.152	Nov	0.123	31	2.7183	0.007
2012	May	0.242	Jun	0.217	31	2.7183	0.004
	Jun	0.217	Jul	0.173	30	2.7183	0.008
	Jul	0.173	Ago	0.099	31	2.7183	0.018
2013	May	0.273	Jun	0.261	31	2.7183	0.001
	Jun	0.261	Jul	0.234	30	2.7183	0.004
	Jul	0.234	Ago	0.162	31	2.7183	0.012
	Ago	0.162	Sep	0.132	31	2.7183	0.007
2014	Jun	0.300	Jul	0.269	30	2.7183	0.004
	Jul	0.269	Ago	0.166	31	2.7183	0.016
	Ago	0.166	Sep	0.125	31	2.7183	0.009
2015	Jun	0.331	Jul	0.298	30	2.7183	0.004
	Jul	0.298	Ago	0.264	31	2.7183	0.004
	Ago	0.264	Sep	0.221	31	2.7183	0.006
	Sept	0.221	Oct	0.144	30	2.7183	0.014
PROMEDIO (α_1)							0.007

Fuente: Elaboración Propia.

Q₀=Caudal inicial Q_f=Caudal final

De la Tabla 14, se puede observar que el mayor coeficiente de agotamiento es de 0.018 día⁻¹. Además, se observa que el menor coeficiente de agotamiento es de 0.0002 día⁻¹. El promedio de los coeficientes de agotamiento de los diferentes meses de estiaje es de 0.007 día⁻¹. Además, este valor será utilizado como un indicador para elegir el valor del coeficiente de agotamiento para la microcuenca Tres Ríos.

Tabla 15. Coeficientes de agotamiento (α_2) según lapso considerado, a partir de modelo potencial $(Q_f) = Q_0(1 + \alpha_2.t)^{-2}$.

Año	Caudales Observados				Días	e	α_2 (día ⁻¹)
	Mes	Q ₀ (m ³ s ⁻¹)	Mes	Q _f (m ³ s ⁻¹)			
2008	Jun	0.267	Jul	0.197	30	2.7183	0.005
	Jul	0.197	Ago	0.154	31	2.7183	0.004
	Ago	0.154	Sep	0.125	31	2.7183	0.004
2009	Jun	0.220	Jul	0.159	30	2.7183	0.006
	Jul	0.159	Ago	0.133	31	2.7183	0.003
2010	Jun	0.187	Jul	0.167	30	2.7183	0.002
	Jul	0.167	Ago	0.142	31	2.7183	0.003
	Ago	0.142	Sep	0.120	31	2.7183	0.003
2011	Jun	0.271	Jul	0.211	30	2.7183	0.004
	Jul	0.211	Ago	0.210	31	2.7183	0.000
	Ago	0.210	Sep	0.168	31	2.7183	0.004
	Sep	0.168	Oct	0.152	30	2.7183	0.002
	Oct	0.152	Nov	0.123	31	2.7183	0.004
2012	May	0.242	Jun	0.217	31	2.7183	0.002
	Jun	0.217	Jul	0.173	30	2.7183	0.004
	Jul	0.173	Ago	0.099	31	2.7183	0.010
2013	May	0.273	Jun	0.261	31	2.7183	0.001
	Jun	0.261	Jul	0.234	30	2.7183	0.002
	Jul	0.234	Ago	0.162	31	2.7183	0.006
	Ago	0.162	Sep	0.132	31	2.7183	0.004
2014	Jun	0.300	Jul	0.269	30	2.7183	0.002
	Jul	0.269	Ago	0.166	31	2.7183	0.009
	Ago	0.166	Sep	0.125	31	2.7183	0.005
2015	Jun	0.331	Jul	0.298	30	2.7183	0.002
	Jul	0.298	Ago	0.264	31	2.7183	0.002
	Ago	0.264	Sep	0.221	31	2.7183	0.003
	Sept	0.221	Oct	0.144	30	2.7183	0.008
PROMEDIO (α_2)							0.004

Fuente: Elaboración Propia.

Q₀ = Caudal inicial Q_f = Caudal final

De la tabla 15, se puede observar que el mayor coeficiente de agotamiento es de 0.011 día⁻¹. Además, se observa que el menor coeficiente de agotamiento es de 0.0001 día⁻¹. El promedio de los coeficientes de agotamiento de los diferentes meses de estiaje es de 0.004 día⁻¹, este valor, será utilizado como un indicador para elegir el valor del coeficiente de agotamiento para la microcuenca Tres Ríos.

3.7.4 CALIBRACIÓN DE MODELOS HIDROLÓGICOS.

Tabla 16. Caudales modelados (Q_5) a partir de $(Q_5) = Q_0 e^{-\alpha_3 \cdot (t)}$.

Año	Coeficiente de agotamiento (día ⁻¹) (α_3)						0.006
	Caudales Observados				Dias	e	Q_5 (m ³ s ⁻¹)
	Meses	Q_0 (m ³ s ⁻¹)	Meses	Q_f (m ³ s ⁻¹)			
2008	Jun	0.267	Jul	0.197	30	2.7183	0.223
	Jul	0.197	Ago	0.154	31	2.7183	0.163
	Ago	0.154	Sep	0.125	31	2.7183	0.127
2009	Jun	0.220	Jul	0.159	30	2.7183	0.183
	Jul	0.159	Ago	0.133	31	2.7183	0.132
2010	Jun	0.187	Jul	0.167	30	2.7183	0.156
	Jul	0.167	Ago	0.142	31	2.7183	0.138
	Ago	0.142	Sep	0.120	31	2.7183	0.117
2011	Jun	0.271	Jul	0.211	30	2.7183	0.226
	Jul	0.211	Ago	0.210	31	2.7183	0.175
	Ago	0.210	Sep	0.168	31	2.7183	0.174
	Sep	0.168	Oct	0.152	30	2.7183	0.140
	Oct	0.152	Nov	0.123	31	2.7183	0.126
2012	May	0.242	Jun	0.217	31	2.7183	0.201
	Jun	0.217	Jul	0.173	30	2.7183	0.181
	Jul	0.173	Ago	0.099	31	2.7183	0.143
2013	May	0.273	Jun	0.261	31	2.7183	0.226
	Jun	0.261	Jul	0.234	30	2.7183	0.218
	Jul	0.234	Ago	0.162	31	2.7183	0.195
	Ago	0.162	Sep	0.132	31	2.7183	0.135
2014	Jun	0.300	Jul	0.269	30	2.7183	0.251
	Jul	0.269	Ago	0.166	31	2.7183	0.223
	Ago	0.166	Sep	0.125	31	2.7183	0.138
2015	Jun	0.331	Jul	0.298	30	2.7183	0.277
	Jul	0.298	Ago	0.264	31	2.7183	0.247
	Ago	0.264	Sep	0.221	31	2.7183	0.219
	Sept	0.221	Oct	0.144	30	2.7183	0.185

Fuente: Elaboración Propia.

La Tabla 16 deriva de la Tabla 36, donde el caudal modelado Q_5 presenta el mayor número de aproximaciones con respecto al caudal modelado Q_f , utilizando el coeficiente de agotamiento 0.006 día⁻¹. Asimismo, se puede observar que los caudales de Q_5 , presentan una subestimación con respecto a los caudales observados Q_f .

El caudal Q_5 es un caudal obtenido en la calibración del modelo exponencial y es diferente al caudal Q_{m5} el cual es un caudal modelado de los meses de estiajes del periodo 2008-2015.

Tabla 17. Caudales modelados (Q_{19}) a partir de $(Q_{19}) = Q_0(1 + \alpha_4 t)^{-2}$.

Año	Coeficiente de agotamiento (día ⁻¹) (α_4)				0.003	
	Caudales observados				Días	Q_{19} (m ³ s ⁻¹)
	Mes	Q_0 (m ³ s ⁻¹)	Mes	Q_f (m ³ s ⁻¹)		
2008	Jun	0.267	Jul	0.197	30	0.224
	Jul	0.197	Ago	0.154	31	0.164
	Ago	0.154	Sep	0.125	31	0.128
2009	Jun	0.220	Jul	0.159	30	0.185
	Jul	0.159	Ago	0.133	31	0.133
2010	Jun	0.187	Jul	0.167	30	0.157
	Jul	0.167	Ago	0.142	31	0.139
	Ago	0.142	Sep	0.120	31	0.118
2011	Jun	0.271	Jul	0.211	30	0.228
	Jul	0.211	Ago	0.210	31	0.176
	Ago	0.210	Sep	0.168	31	0.175
	Sep	0.168	Oct	0.152	30	0.141
	Oct	0.152	Nov	0.123	31	0.127
2012	May	0.242	Jun	0.217	31	0.202
	Jun	0.217	Jul	0.173	30	0.182
	Jul	0.173	Ago	0.099	31	0.144
2013	May	0.273	Jun	0.261	31	0.228
	Jun	0.261	Jul	0.234	30	0.220
	Jul	0.234	Ago	0.162	31	0.196
	Ago	0.162	Sep	0.132	31	0.136
2014	Jun	0.300	Jul	0.269	30	0.253
	Jul	0.269	Ago	0.166	31	0.225
	Ago	0.166	Sep	0.125	31	0.139
2015	Jun	0.331	Jul	0.298	30	0.279
	Jul	0.298	Ago	0.264	31	0.249
	Ago	0.264	Sep	0.221	31	0.221
	Sept	0.221	Oct	0.144	30	0.186

Fuente: Elaboración Propia.

La Tabla 17 deriva de la Tabla 37, donde el caudal modelado Q_{19} presenta el mayor número de aproximaciones con respecto al caudal modelado Q_f , utilizando el coeficiente de agotamiento 0.003 día⁻¹. Asimismo, se puede observar que los caudales de Q_{19} , presentan una subestimación con respecto a los caudales observados Q_f .

El caudal Q_{19} es un caudal obtenido en la calibración del modelo potencial y es diferente al caudal Q_{m19} el cual es un caudal modelado de los meses de estiajes del periodo 2008-2015.

3.7.5 CAUDALES MODELADOS

Tabla 18. Caudales modelados a partir de $(Q_{m5}) = Q_r e^{-\alpha_3 \cdot (t)}$, con un coeficiente de agotamiento promedio de 0.006 día⁻¹.

Año	Mes- Año	Días	Q _r (m ³ s ⁻¹)	α ₃ (día ⁻¹)	e	Q _{m5} (m ³ s ⁻¹)
2008	Junio	30	0.267	0.006	2.7183	0.223
	Julio	31	0.197	0.006	2.7183	0.163
	Agosto	31	0.154	0.006	2.7183	0.127
	Septiembre	30	0.125	0.006	2.7183	0.104
2009	Junio	30	0.220	0.006	2.7183	0.183
	Julio	31	0.159	0.006	2.7183	0.132
	Agosto	31	0.133	0.006	2.7183	0.110
2010	Junio	30	0.187	0.006	2.7183	0.156
	Julio	31	0.167	0.006	2.7183	0.138
	Agosto	31	0.142	0.006	2.7183	0.117
	Septiembre	30	0.120	0.006	2.7183	0.100
2011	Junio	30	0.271	0.006	2.7183	0.226
	Julio	31	0.211	0.006	2.7183	0.175
	Agosto	31	0.210	0.006	2.7183	0.174
	Septiembre	30	0.168	0.006	2.7183	0.140
	Octubre	31	0.152	0.006	2.7183	0.126
	Noviembre	30	0.123	0.006	2.7183	0.102
2012	Mayo	31	0.242	0.006	2.7183	0.201
	Junio	30	0.217	0.006	2.7183	0.181
	Julio	31	0.173	0.006	2.7183	0.143
	Agosto	31	0.099	0.006	2.7183	0.082
2013	Mayo	31	0.273	0.006	2.7183	0.226
	Junio	30	0.261	0.006	2.7183	0.218
	Julio	31	0.234	0.006	2.7183	0.195
	Agosto	31	0.162	0.006	2.7183	0.135
	Septiembre	30	0.132	0.006	2.7183	0.110
2014	Junio	30	0.300	0.006	2.7183	0.251
	Julio	31	0.269	0.006	2.7183	0.223
	Agosto	31	0.166	0.006	2.7183	0.138
	Septiembre	30	0.125	0.006	2.7183	0.104
2015	Junio	30	0.331	0.006	2.7183	0.277
	Julio	31	0.298	0.006	2.7183	0.247
	Agosto	31	0.264	0.006	2.7183	0.219
	Septiembre	30	0.221	0.006	2.7183	0.185
	Octubre	31	0.144	0.006	2.7183	0.119

Fuente: Elaboración Propia.

Q_r=Caudal observado o aforado Q_{m5}= Caudal modelado (ver Tabla 34)

La Tabla 18 deriva de la Tabla 34, donde los caudales modelados Q_{m5} son obtenidos con los parámetros Q_r y α₃. Además, se puede observar que el mayor caudal modelado es de 0.277 m³s⁻¹ correspondiente al mes de Junio del año 2015. El menor valor le corresponde al mes de Agosto del año 2012 con un caudal modelado de 0.082 m³s⁻¹. Presentando un caudal promedio de 0.164 m³s⁻¹.

Tabla 19. Caudales modelados a partir de $(Q_{m19}) = Q_r (1 + \alpha_4 t)^{-2}$, con un coeficiente de agotamiento promedio de 0.003 día⁻¹.

Año	Mes- Año	Días	Q _r (m ³ s ⁻¹)	α ₄ (día ⁻¹)	Q _{m19} (m ³ s ⁻¹)
2008	Junio	30	0.267	0.003	0.224
	Julio	31	0.197	0.003	0.164
	Agosto	31	0.154	0.003	0.128
	Septiembre	30	0.125	0.003	0.105
2008	Junio	30	0.220	0.003	0.185
	Julio	31	0.159	0.003	0.133
	Agosto	31	0.133	0.003	0.111
2010	Junio	30	0.187	0.003	0.157
	Julio	31	0.167	0.003	0.139
	Agosto	31	0.142	0.003	0.118
	Septiembre	30	0.120	0.003	0.101
2011	Junio	30	0.271	0.003	0.228
	Julio	31	0.211	0.003	0.176
	Agosto	31	0.210	0.003	0.175
	Septiembre	30	0.168	0.003	0.141
	Octubre	31	0.152	0.003	0.127
	Noviembre	30	0.123	0.003	0.103
2012	Mayo	31	0.242	0.003	0.202
	Junio	30	0.217	0.003	0.182
	Julio	31	0.173	0.003	0.144
	Agosto	31	0.099	0.003	0.082
2013	Mayo	31	0.273	0.003	0.228
	Junio	30	0.261	0.003	0.220
	Julio	31	0.234	0.003	0.196
	Agosto	31	0.162	0.003	0.136
	Septiembre	30	0.132	0.003	0.111
2014	Junio	30	0.300	0.003	0.253
	Julio	31	0.269	0.003	0.225
	Agosto	31	0.166	0.003	0.139
	Septiembre	30	0.125	0.003	0.105
2015	Junio	30	0.331	0.003	0.279
	Julio	31	0.298	0.003	0.249
	Agosto	31	0.264	0.003	0.221
	Septiembre	30	0.221	0.003	0.186
	Octubre	31	0.144	0.003	0.120

Fuente: Elaboración Propia.

Q_r=Caudal observado Q_{m19}= Caudal modelado (ver Tabla 35)

La Tabla 19 deriva de la Tabla 35, donde los caudales modelados Q_{m19} son obtenidos con los parámetros Q_r y α₄. Además, se puede observar que el mayor caudal modelado es de 0.279 m³s⁻¹ correspondiente al mes de Junio del año 2015. El menor valor le corresponde al mes de Agosto del año 2012 con un caudal modelado de 0.082 m³s⁻¹. Presentando un caudal promedio de 0.166 m³s⁻¹.

3.7.6 PRUEBA ESTADÍSTICA

A) INDICADORES ESTADÍSTICOS

Tabla 20. Indicador estadístico de IW para los distintos lapsos establecidos: Modelo exponencial $(Q_{m5}) = Q_r e^{-\alpha_3 \cdot (t)}$.

Caudales Observados (Q_r) (m^3s^{-1})	Caudales Modelados (Q_{m5}) (m^3s^{-1})	$x_n - y_n$	$y_n - \bar{X}$	$x_n - \bar{X}$	$(y_n - \bar{X}) + (x_n - \bar{X})$
x_n	y_n				
0.267	0.223	0.044	0.025	0.069	0.095
0.197	0.163	0.034	0.035	0.001	0.035
0.154	0.127	0.027	0.071	0.044	0.114
0.125	0.104	0.021	0.094	0.073	0.166
0.220	0.183	0.037	0.015	0.022	0.037
0.159	0.132	0.027	0.066	0.039	0.104
0.133	0.110	0.023	0.088	0.065	0.152
0.187	0.156	0.031	0.042	0.011	0.052
0.167	0.138	0.029	0.060	0.031	0.090
0.142	0.117	0.025	0.081	0.056	0.136
0.120	0.100	0.020	0.098	0.078	0.175
0.271	0.226	0.045	0.028	0.073	0.102
0.211	0.175	0.036	0.023	0.013	0.036
0.210	0.174	0.036	0.024	0.012	0.036
0.168	0.140	0.028	0.058	0.030	0.087
0.152	0.126	0.026	0.072	0.046	0.117
0.123	0.102	0.021	0.096	0.075	0.170
0.242	0.201	0.041	0.003	0.044	0.048
0.217	0.181	0.036	0.017	0.019	0.036
0.173	0.143	0.030	0.055	0.025	0.079
0.099	0.082	0.017	0.116	0.099	0.214
0.273	0.226	0.047	0.028	0.075	0.104
0.261	0.218	0.043	0.020	0.063	0.084
0.234	0.195	0.039	0.003	0.036	0.039
0.162	0.135	0.027	0.063	0.036	0.098
0.132	0.110	0.022	0.088	0.066	0.153
0.300	0.251	0.049	0.053	0.102	0.156
0.269	0.223	0.046	0.025	0.071	0.097
0.166	0.138	0.028	0.060	0.032	0.091
0.125	0.104	0.021	0.094	0.073	0.166
0.331	0.277	0.054	0.079	0.133	0.213
0.298	0.247	0.051	0.049	0.100	0.150
0.264	0.219	0.045	0.021	0.066	0.088
0.221	0.185	0.036	0.013	0.023	0.036
0.144	0.119	0.025	0.079	0.054	0.132
SUMA		1.1670	1.8364	1.8539	3.6903
X	Promedio de Xn	0.1976			
Y	Promedio de Yn	0.1643			
				IW=	0.68

Fuente: Elaboración Propia.

De la Tabla 20, se observa que el valor de IW, indica que sólo un 68% de la variabilidad de la aportación simulada estaría siendo explicada por el modelo.

Tabla 21. Indicador estadístico de EEE para los distintos lapsos establecidos: Modelo exponencial $(Q_{m5}) = Q_r e^{-\alpha_3 \cdot (t)}$.

Caudales Observados (Q_r) (m^3s^{-1})	Caudales Modelados (Q_{m5}) (m^3s^{-1})	$(x_n - y_n)^2$
x_n	y_n	
0.267	0.223	0.0019
0.197	0.163	0.0012
0.154	0.127	0.0007
0.125	0.104	0.0004
0.220	0.183	0.0014
0.159	0.132	0.0007
0.133	0.110	0.0005
0.187	0.156	0.0010
0.167	0.138	0.0008
0.142	0.117	0.0006
0.120	0.100	0.0004
0.271	0.226	0.0020
0.211	0.175	0.0013
0.210	0.174	0.0013
0.168	0.140	0.0008
0.152	0.126	0.0007
0.123	0.102	0.0004
0.242	0.201	0.0017
0.217	0.181	0.0013
0.173	0.143	0.0009
0.099	0.082	0.0003
0.273	0.226	0.0022
0.261	0.218	0.0018
0.234	0.195	0.0015
0.162	0.135	0.0007
0.132	0.110	0.0005
0.300	0.251	0.0024
0.269	0.223	0.0021
0.166	0.138	0.0008
0.125	0.104	0.0004
0.331	0.277	0.0029
0.298	0.247	0.0026
0.264	0.219	0.0020
0.221	0.185	0.0013
0.144	0.119	0.0006
Suma		0.0424
n-2	33	
EEE	0.036	

Fuente: Elaboración Propia.

De la Tabla 21, se puede observar que el error estándar de estimación EEE es 0.036. Por ende, mientras más cercano el valor EEE a cero, indica que el modelo hace una buena descripción entre los caudales observados y modelados.

Tabla 22. Indicador estadístico de IW para los distintos lapsos establecidos: Modelo potencial $(Q_{m19}) = Q_r(1 + \alpha_4.t)^{-2}$

Caudales Observados (Q _r) (m ³ s ⁻¹)	Caudales Modelados(Q _{m5}) (m ³ s ⁻¹)	x _n -y _n	y _n - X	x _n - X	(y _n - X) + (x _n - X)
x _n	y _n				
0.267	0.224	0.043	0.026	0.069	0.096
0.197	0.164	0.033	0.034	0.001	0.034
0.154	0.128	0.026	0.070	0.044	0.113
0.125	0.105	0.020	0.093	0.073	0.165
0.220	0.185	0.035	0.013	0.022	0.035
0.159	0.133	0.026	0.065	0.039	0.103
0.133	0.111	0.022	0.087	0.065	0.151
0.187	0.157	0.030	0.041	0.011	0.051
0.167	0.139	0.028	0.059	0.031	0.089
0.142	0.118	0.024	0.080	0.056	0.135
0.120	0.101	0.019	0.097	0.078	0.174
0.271	0.228	0.043	0.030	0.073	0.104
0.211	0.176	0.035	0.022	0.013	0.035
0.210	0.175	0.035	0.023	0.012	0.035
0.168	0.141	0.027	0.057	0.030	0.086
0.152	0.127	0.025	0.071	0.046	0.116
0.123	0.103	0.020	0.095	0.075	0.169
0.242	0.202	0.040	0.004	0.044	0.049
0.217	0.182	0.035	0.016	0.019	0.035
0.173	0.144	0.029	0.054	0.025	0.078
0.099	0.082	0.017	0.116	0.099	0.214
0.273	0.228	0.045	0.030	0.075	0.106
0.261	0.220	0.041	0.022	0.063	0.086
0.234	0.196	0.038	0.002	0.036	0.038
0.162	0.136	0.026	0.062	0.036	0.097
0.132	0.111	0.021	0.087	0.066	0.152
0.300	0.253	0.047	0.055	0.102	0.158
0.269	0.225	0.044	0.027	0.071	0.099
0.166	0.139	0.027	0.059	0.032	0.090
0.125	0.105	0.020	0.093	0.073	0.165
0.331	0.279	0.052	0.081	0.133	0.215
0.298	0.249	0.049	0.051	0.100	0.152
0.264	0.221	0.043	0.023	0.066	0.090
0.221	0.186	0.035	0.012	0.023	0.035
0.144	0.120	0.024	0.078	0.054	0.131
Suma		1.1240	1.8294	1.8539	3.6833
X	Promedio de Xn	0.1976			
Y	Promedio de Yn	0.1655			
			IW=	0.70	

Fuente: Elaboración Propia.

De la Tabla 22, se observa que el valor de IW, indica que sólo un 70 % de la variabilidad de la aportación simulada estaría siendo explicada por el modelo.

Tabla 23. Indicador estadístico de EEE para los distintos lapsos establecidos: Modelo

potencial $(Q_{m19}) = Q_r(1 + \alpha_4.t)^{-2}$.

Caudales Observados (Q_r) (m^3s^{-1})	Caudales Modelados(Q_{m19}) (m^3s^{-1})	$(x_n - y_n)^2$
x_n	y_n	
0.267	0.224	0.0018
0.197	0.164	0.0011
0.154	0.128	0.0007
0.125	0.105	0.0004
0.220	0.185	0.0012
0.159	0.133	0.0007
0.133	0.111	0.0005
0.187	0.157	0.0009
0.167	0.139	0.0008
0.142	0.118	0.0006
0.120	0.101	0.0004
0.271	0.228	0.0018
0.211	0.176	0.0012
0.210	0.175	0.0012
0.168	0.141	0.0007
0.152	0.127	0.0006
0.123	0.103	0.0004
0.242	0.202	0.0016
0.217	0.182	0.0012
0.173	0.144	0.0008
0.099	0.082	0.0003
0.273	0.228	0.0020
0.261	0.220	0.0017
0.234	0.196	0.0014
0.162	0.136	0.0007
0.132	0.111	0.0004
0.300	0.253	0.0022
0.269	0.225	0.0019
0.166	0.139	0.0007
0.125	0.105	0.0004
0.331	0.279	0.0027
0.298	0.249	0.0024
0.264	0.221	0.0018
0.221	0.186	0.0012
0.144	0.120	0.0006
Suma		0.0393
n-2	33	
EEE	0.034	

Fuente: Elaboración Propia.

De la Tabla 23, se puede observar que, el error estándar de estimación (EEE) es 0.034. Por ende, mientras más cercano es el valor de EEE a cero indica que el modelo hace una buena descripción entre los caudales observados y modelados.

B) TEST ESTADÍSTICO

1. Prueba estadística para el modelo exponencial.

a) Prueba de distribución normal para el modelo matemático exponencial.

En esta fase se evaluó el supuesto de normalidad de las muestras, con el programa IBM SPSS v.24. Se planteó un nivel de significancia (α) de (0.05) y se redactó las siguientes hipótesis.

Hipótesis nula, H_0 : Los caudales observados y modelados presentan una distribución normal. Sí $P\text{-Valor} > \alpha$, entonces se acepta la hipótesis nula. Por tanto, se utiliza pruebas paramétricas para el análisis estadístico.

Hipótesis alternativa, H_1 : Los caudales observados y modelados no presentan una distribución normal. Sí $P\text{-Valor} < \alpha$, entonces se acepta la hipótesis nula. Por tanto, se utiliza pruebas no paramétricas para el análisis estadístico.

Tabla 24. Supuesto de normalidad con el Software IBM SPSS v.24, para un nivel de significación de 0.05, para el modelo exponencial.

Variable Numérica	Kolmogorov-Smirnov		Shapiro-Wilk	
	Muestra	P-Valor	Muestra	P-Valor
Caudales Observados	35	0.073	35	0.106
Caudales Modelados	35	0.058	35	0.102

Fuente: Elaboración Propia.

De la Tabla 24, se puede observar que los valores de (P-valor) obtenidos por las prueba de Kolmogorov-Smirnov y Shapiro-Wilk con el Software IBM SPSS v.24, son mayores al nivel de significancia $\alpha=0.05$ planteado. Por tanto, los datos provienen de una distribución normal, por ello se determinó utilizar una prueba paramétrica, al aceptar la hipótesis nula y rechazar la hipótesis alternativa.

b) Prueba de homogeneidad de varianzas para el modelo exponencial.

En esta fase se evaluó la homogeneidad de varianzas de las muestras, con el software IBM SPSS v.24. Se planteó un nivel de significancia (α) de (0.05) y se redactó las siguientes hipótesis.

Hipótesis nula, H_0 : Los caudales observados y modelados presentan homogeneidad de varianzas. Sí $P\text{-Valor} > \alpha$, entonces se acepta la hipótesis nula.

Hipótesis alternativa, H_1 : Los caudales observados y modelados presenta diferencias de varianzas. Sí $P\text{-Valor} < \alpha$, entonces se acepta la hipótesis Alternativa.

Mediante el programa IBM SPSS v.24, se realiza la prueba de Levene para la igualdad de varianzas obteniendo como resultado un P-Valor en el software, el cual permitirá rechazar o acepta las hipótesis planteadas. Por tanto $P\text{-Valor} = 0.199$ es mayor a $\alpha = 0.05$, por ende indicamos que existe homogeneidad de varianzas.

c) Supuesto de no auto correlación para el modelo exponencial

Con el programa IBM SPSS v.24, se realiza la prueba de **Durbin-Watson** para determinar la correlación de residuos, obteniendo como resultado un valor de $d = 2$ en el software, el cual permitirá determinar la no **auto correlación**, ver Tabla 5.

2. Prueba de T Student para el modelo matemático exponencial

La prueba paramétrica de T Student, permite comparar la media de las muestras relacionadas entre sí. Para esto se utilizó el software estadístico IBM SPSS v.24, el cual genera un nivel de significancia (P-Valor) como verificador de hipótesis. Este valor (P-Valor), servirá para comparar con el nivel de significancia de 0.05 planteado y así aceptar o rechazar hipótesis. Posteriormente se redacta las hipótesis.

La prueba T Student, permite observar las diferencias significativas estadísticamente entre los datos observados y los datos modelados.

Hipótesis nula, H_0 : No hay diferencias entre la media de las frecuencias de las muestras observadas y modeladas. Sí, $P\text{-Valor} > \alpha$ entonces se acepta la hipótesis nula.

Hipótesis Alternativa, H_1 : Hay diferencias entre la media de las frecuencias de las muestras observadas y modeladas. Sí, $P\text{-Valor} < \alpha$ entonces se acepta la hipótesis alternativa.

Tabla 25. Media de las muestras relacionadas (exponencial), por el programa SPSS.

Variable Numérica	Media (m^3*s^{-1})	Muestra
Caudal observado	0.198	35
Caudal modelado exponencial	0.164	35

Fuente: Elaboración Propia.

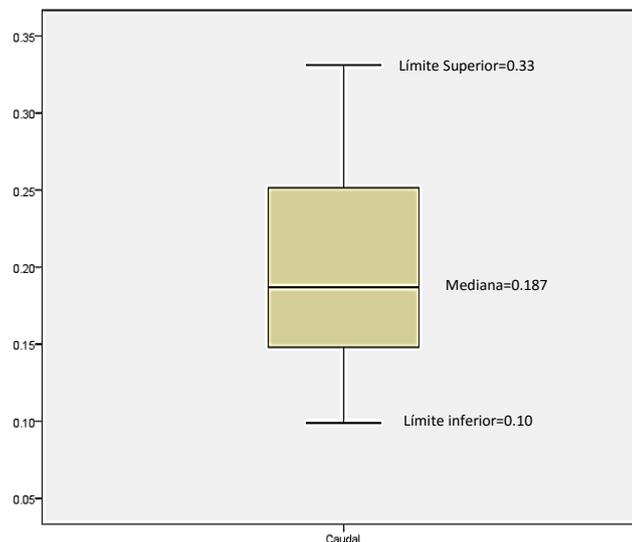


Figura 46. Gráfico de cajas y bigotes de la muestra observada.

En la Figura 46, se observa un extremo superior y un extremo inferior los cuales representan situaciones atípicas (son valores distantes del resto de los datos) de la muestra. La mediana está representada por una línea negra y nos brinda información del grado de dispersión datos y el grado de asimetría de una variable. Por tanto, se justifica que la muestra presenta una distribución normal. El gráfico es obtenido del programa IBM SPSS v 24.

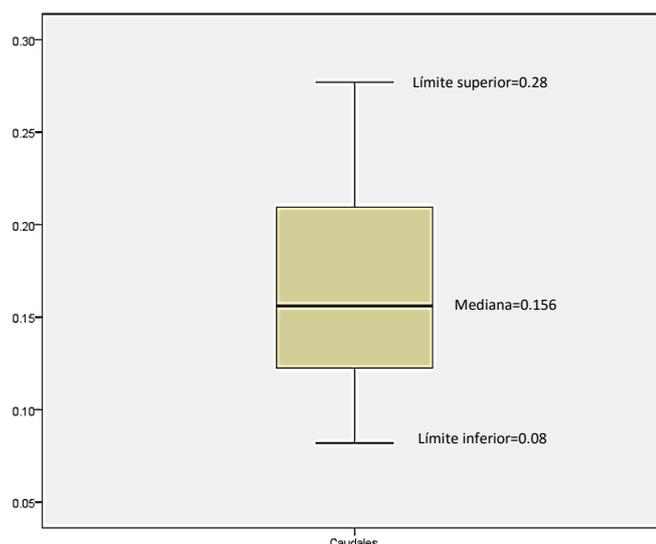


Figura 47. Gráfico de cajas y bigotes de la muestra modelada, modelo exponencial.

De la Figura 47, se observa a la mediana de la muestra modelada, representada mediante una línea negra, indicando la dispersión y la asimetría de los datos modelados, justificando la distribución normal de los datos. El gráfico obtenido del programa IBM SPSS v.24.

Tabla 26. Estimación de P-Valor, mediante el programa IBM SPSS v.24 para la prueba de T Student.

P-valor estimada por IBM-SPSS	Nivel de significación planteada
0.000	0.05

Fuente: Elaboración Propia.

De la Tabla 26, el P-Valor (significancia estimada por el programa IBM SPSS v.24) obtiene un valor de 0.000, este valor no necesariamente es cero, ya que representa un decimal. Por tanto, como $P\text{-valor} < 0.05$ se acepta la hipótesis alternativa, es decir, las muestras difieren en su media. Por tanto se corrobora la disminución de la media.

3. Prueba estadística para el modelo potencial.

a) Prueba de supuesto de normalidad para el modelo matemático potencial

En esta fase se evaluó el supuesto de normalidad de las muestras, con el software IBM SPSS v.24. Se planteó un nivel de significancia de (0.05) y se redactó las siguientes hipótesis.

Hipótesis Nula: Los caudales observados y modelados presentan una distribución normal. Sí, $P\text{-Valor} > \alpha$ entonces se acepta la hipótesis nula.

Hipótesis Alternativa: Los caudales observados y modelados no presentan una distribución normal. Sí, $P\text{-Valor} < \alpha$ entonces se acepta la hipótesis alternativa.

Tabla 27. Supuesto de normalidad con el Software IBM-SPSS, para un nivel de significación de 0.05, para el modelo potencial.

Variable Numérica	Kolmogorov-Smirnov		Shapiro-Wilk	
	Muestra	P-Valor	Muestra	P-Valor
Caudal observado	35	0.073	35	0.106
Caudal modelado potencial	35	0.056	35	0.103

Fuente: Elaboración Propia.

De la Tabla 27, se puede observar que los valores de (P-valor) obtenidos por la prueba de Kolmogorov-Smirnov como la de Shapiro-Wilk con el Software IBM-SPSS, son mayores al nivel de significancia de 0.05 planteado. Por tanto, se determinó utilizar una prueba paramétrica, al aceptar la hipótesis nula y rechazar la hipótesis alternativa.

b) Prueba de homogeneidad de varianzas para el modelo potencial.

En esta fase se evaluó la homogeneidad de varianzas de las muestras, con el software IBM-SPSS. Se planteó un nivel de significancia (α) de (0.05) y se redactó las siguientes hipótesis.

Hipótesis nula, H_0 : Los caudales observados y modelados presentan homogeneidad de varianzas. Sí, $P\text{-Valor} > \alpha$, entonces se acepta la hipótesis nula.

Hipótesis alternativa, H_1 : Los caudales observados y modelados presenta diferencias de varianzas. Sí, $P\text{-Valor} < \alpha$, entonces no se acepta la hipótesis alternativa.

Mediante el programa IBM SPSS v.24, se realiza la prueba de Levene para la igualdad de varianzas obteniendo como resultado un P-Valor en el software, el cual permitirá rechazar o acepta las hipótesis planteadas. Por tanto $P\text{-Valor} = 0.130$ es mayor a $\alpha = 0.05$, por ende indicamos que existe homogeneidad de varianzas.

c) Supuesto de no auto correlación para modelo potencial

Con el programa IBM SPSS v.24, se realiza la prueba de **Durbin-Watson** para determinar la correlación de residuos, obteniendo como resultado un valor de **d =2** en el software, el cual permitirá determinar la no **auto correlación**, ver Tabla 5.

4. Prueba de T Student para el modelo matemático potencial.

La prueba paramétrica de T Student, permite comparar la media de las muestras relacionadas entre sí. Para esto se utilizó el software estadístico IBM-SPSS, el cual genera un nivel de significancia (P-Valor) como verificador de hipótesis. Este valor (P-Valor), servirá para comparar con el nivel de significancia de 0.05 planteado, para aceptar o rechazar hipótesis. Posteriormente se redacta las hipótesis.

La prueba T Student, permite observar las diferencias significativas estadísticamente entre los datos observados y los datos modelados.

Hipótesis nula, H₀: No hay diferencias entre la media de las frecuencias de las muestras observadas y modeladas. Sí, P-Valor > α entonces se acepta la hipótesis nula.

Hipótesis alternativa, H₁: Hay diferencias entre la media de las frecuencias de las muestras observadas y modeladas. Sí, P-Valor < α entonces se acepta la hipótesis alternativa.

Tabla 28. Media obtenida de las muestras relacionadas (potencial) por el programa SPSS.

Variable Numérica	Media (m ³ *s ⁻¹)	Muestra
Caudal observado	0.198	35
Caudal modelado potencial	0.166	35

Fuente: Elaboración Propia.

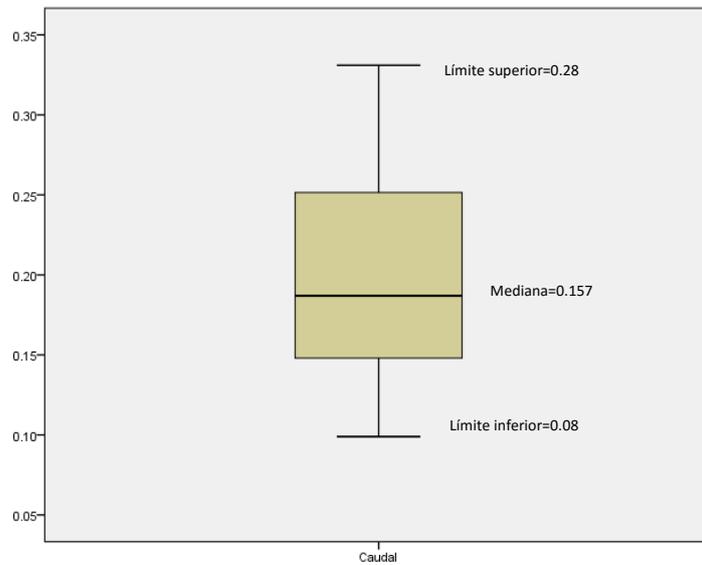


Figura 48. Gráfico de cajas y bigotes de la muestra observada.

En la Figura 48, se observa un extremo superior y un extremo inferior los cuales representan situaciones atípicas de la muestra. La mediana está representada por una línea negra y nos brinda información del grado de dispersión datos y el grado de asimetría de una variable. Por tanto, se justifica que la muestra presenta una distribución normal. El gráfico es obtenido del programa IBM SPSS v 24.

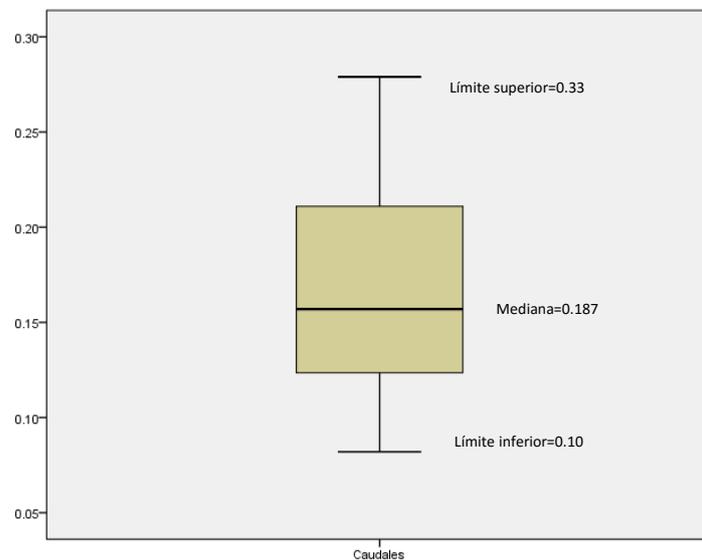


Figura 49. Gráfico de cajas y bigotes de la muestra modelada, modelo potencial.

De la Figura 49, se observa a la mediana de la muestra modelada, representada mediante una línea negra, indicando la dispersión y asimetría de los datos modelados. Justificando la distribución normal de los datos. El gráfico obtenido del programa IBM SPSS v.24.

Tabla 29. Estimación de P-Valor, mediante el programa SPSS para la prueba de T Student.

P-Valor estimada por IBM-SPSS	Nivel de significación planteada
0.000	0.05

Fuente: Elaboración Propia.

De la Tabla 29, el P-Valor (significancia estimada del programa SPSS), obtiene un valor de 0.000, este valor no necesariamente es cero, representa un decimal, por tanto, como P-valor < 0.05 entonces se acepta la hipótesis alternativa, es decir, las muestras difieren en su media. Por tanto se corrobora la disminución de la media.

3.7.7 APORTE DE AGUA DEL RÍO TRES RÍOS

Tabla 30. Caudal medio mensual del agua del río Tres Ríos, mediante modelo exponencial.

Caudal medio mensual obtenido mediante modelo matemático exponencial	
Caudal medio mensual (m^3*s^{-1})	0.164

Fuente: Elaboración Propia.

De la Tabla 30, se muestra el promedio medio mensual del río Tres ríos en periodos de estiaje.

Tabla 31. Caudal medio mensual del agua del río Tres Ríos, mediante modelo potencial.

Caudal medio mensual obtenido mediante modelo matemático potencial	
Caudal medio mensual (m^3*s^{-1})	0.166

Fuente: Elaboración Propia.

De la Tabla 31, se muestra el promedio medio mensual del río Tres ríos en periodos de estiaje.

3.7.8 VOLUMEN DE ALMACENAMIENTO Y VOLUMEN APROVECHABLE

Tabla 32. Volumen medio mensual en MMC para la microcuenca Tres Ríos en periodos de estiaje. Obtenido mediante el modelo matemático exponencial.

MESES DE ESTIAJE	AÑO	VOLUMEN TOTAL (MMC)	VOLUMEN UTILIZADO (MMC)	VOLUMEN APROVECHABLE (MMC)
Junio- Septiembre	2008	2.222	0.664	1.558
Junio- Agosto	2009	2.040	0.498	1.542
Junio- Septiembre	2010	1.841	0.664	1.177
Junio- Noviembre	2011	2.262	0.995	1.267
Mayo- Agosto	2012	2.183	0.664	1.519
Mayo- Septiembre	2013	2.544	0.829	1.715
Junio-Septiembre	2014	2.578	0.907	1.671
Junio-Octubre	2015	3.015	1.052	1.962
Promedio		2.336	0.784	1.552

Fuente: Elaboración Propia.

De la Tabla 32, se observa que el promedio mensual de volumen es de 2.336 MMC. El volumen aprovechable del río Tres Ríos de la microcuenca Tres Ríos en meses de estiaje es de 1.552 MMC. Además, el volumen utilizado por la EPS Sedacaj S.A es de 0.784 MMC.

Tabla 33. Volumen medio mensual en MMC para la microcuenca Tres Ríos en periodos de estiaje. Obtenido mediante el modelo matemático potencial.

MESES DE ESTIAJE	AÑO	VOLUMEN TOTAL (MMC)	VOLUMEN UTILIZADO (MMC)	VOLUMEN APROVECHABLE (MMC)
Junio- Septiembre	2008	4.104	0.664	3.440
Junio- Agosto	2009	3.767	0.498	3.269
Junio- Septiembre	2010	3.400	0.664	2.736
Junio- Noviembre	2011	4.178	0.995	3.183
Mayo- Agosto	2012	4.030	0.664	3.366
Mayo- Septiembre	2013	4.698	0.829	3.868
Junio-Septiembre	2014	4.761	0.907	3.854
Junio-Octubre	2015	5.567	1.052	4.515
Promedio		4.313	0.784	3.529

Fuente: Elaboración Propia.

De la Tabla 33, se observa que el promedio mensual de volumen es de 4.313 MMC. El volumen aprovechable del río Tres Ríos de la microcuenca Tres Ríos en meses de estiaje es de 3.529 MMC. Además, el volumen utilizado por la EPS Sedacaj S.A es de 0.784 MMC.

CAPÍTULO IV

4. ANÁLISIS Y DISCUSIÓN DE RESULTADOS.

4.1 IDENTIFICACIÓN DEL INICIO DE LA CURVA DE AGOTAMIENTO

La identificación del caudal de inicio de aportaciones subterráneas se logró siguiendo la metodología descrita por Pizarro (1993). Esta metodología permitió observar que los meses de estiaje oscilan entre los meses de Mayo a Septiembre. Además, se determinó que el periodo más extenso le corresponde al periodo de Junio a Noviembre correspondiente al año 2011.

Si bien es cierto, toda la curva de descenso está formada por puntos de inflexión, no necesariamente el segundo punto de inflexión determina el inicio de escorrentía subterránea, para ello se recomienda observar los quiebres de forma cóncava de la curva de descenso global. Además, de entender que a mayor tiempo transcurrido desde el pico de un hidrograma hasta la curva de agotamiento, el flujo base circulante de un cauce será más representativo y se ajustará mejor a cualquier modelo matemático de recesión.

4.2 OBTENCIÓN DE COEFICIENTE DE AGOTAMIENTO

Al momento de realizar el presente estudio se desconoce por completo el valor del coeficiente de agotamiento de la microcuenca Tres Ríos, para tener un alcance de este valor se hace un despeje del coeficiente de agotamiento de los modelos matemáticos exponencial y potencial obteniendo coeficientes de agotamiento no definidos para distintos tiempos. Este comportamiento es debido a la distribución de las precipitaciones que se generan en el interior de la microcuenca Tres Ríos. Para el modelo exponencial, se obtiene rangos de coeficientes de agotamiento (α) comprendidos entre $0.01 < \alpha < 0.0002$ cuya tendencia promedio es de 0.007, teniendo en cuenta que el valor de α debe ser mayor que cero. Para el modelo potencial, se obtiene rangos de coeficientes de agotamiento (α) comprendidos entre $0.01 < \alpha < 0.0001$ cuya tendencia promedio es de 0.004, teniendo en cuenta que el valor de α debe ser mayor que cero.

4.3 CALIBRACIÓN DE LOS MODELOS HIDROLÓGICOS.

Para el modelo matemático exponencial o modelo de Maillet, la tendencia promedio de los coeficientes de agotamiento (α) es 0.007 día^{-1} (Tabla 14), este valor no genera caudales modelados cercanos a los caudales observados o aforados (Tabla 34). Este valor permitió ubicar dentro de los rangos $0.01 < \alpha < 0.0002$, un valor de coeficiente de agotamiento (α) que genera la mayor cantidad de aproximaciones de caudales modelados con respecto a los caudales observados (Tabla 34), este valor es 0.006 día^{-1} . Aunque este coeficiente genere caudales modelados con aproximaciones subestimadas a los caudales observados, éste coeficiente (α) genera los mejores resultados con respecto al resto de coeficientes de agotamiento. Asimismo, se toma en cuenta que el valor de 0.0002 día^{-1} representa situaciones atípicas de la curva de agotamiento ya que hacen referencia de no presentar un régimen no influido.

Para el modelo matemático potencial, la tendencia promedio de los coeficientes de agotamiento (α) es 0.004 día^{-1} (Tabla 15). Este valor no genera caudales modelados cercanos a los caudales observados o aforados (Tabla 35). Este valor permitió ubicar dentro de los rangos $0.01 < \alpha < 0.0001$, un valor de coeficiente de agotamiento que genera la mayor cantidad de aproximaciones de caudales modelados con respecto a los caudales observados (Tabla 35), este valor es 0.003 día^{-1} . Aunque este coeficiente genere caudales modelados con aproximaciones subestimadas a los caudales observados, este coeficiente (α) genera los mejores resultados con respecto al resto de coeficientes de agotamiento. Asimismo, se toma en cuenta que el valor de 0.0001 día^{-1} representa situaciones atípicas de la curva de agotamiento, ya que hacen referencia de no presentar un régimen no influido.

Los valores de coeficiente de agotamiento 0.0001 día^{-1} y 0.0002 día^{-1} obtenidos por los modelos matemáticos exponencial y potencial hacen referencia a estar influenciado por precipitaciones continuas, lo que conlleva a que los ríos mantengan caudales circulantes permanentes y no a disminuir como en un periodo de recesión.

4.4 CAUDALES ESTIMADOS

4.4.1 ANÁLISIS DEL MODELO MATEMÁTICO EXPONENCIAL

Los caudales de agotamiento son obtenidos utilizando el coeficiente de agotamiento 0.006 dia^{-1} (Tabla 18). Donde se observa que los caudales modelados presentan una subestimación comparados con los caudales observados o aforados. No existe caudales de agotamiento sobre estimados con respecto a los observados. Estos caudales serán usados para el cálculo del volumen de almacenamiento mediante la Fórmula 4 y para las pruebas estadísticas.

4.4.2 ANÁLISIS DEL MODELO MATEMÁTICO POTENCIAL

Los caudales de agotamiento son obtenidos utilizando el coeficiente de agotamiento 0.003 dia^{-1} (Tabla 19). Donde se observa que los caudales modelados presentan una subestimación comparados con los caudales observados o aforados. No existe caudales de agotamiento sobre estimados con respecto a los observados. Estos caudales serán usados para el cálculo del volumen de almacenamiento mediante la Fórmula 6 y para las pruebas estadísticas.

4.5 PRUEBA ESTADÍSTICA

4.5.1 Supuesto de normalidad

Para determinar si se cumple o no la normalidad las muestras de caudales observados y modelados fueron analizadas mediante la prueba de Shapiro Wilk a través del software IBM-SPSS para muestras de 35 datos. En las Tablas 24 y 27, los resultados obtenidos de este software, muestra que los datos presentan una distribución normal, es decir, la muestra se distribuye uniformemente en la curva normal. Dado esta evaluación se justifica la utilización de pruebas paramétricas. Además, se consideró que la prueba T Student debe presentar un estudio longitudinal, variables fijas y un nivel de medición numérica.

4.5.2 Indicadores estadísticos

A) Índice Willmott Modificado (IW)

En la Tabla 20, se puede observar que el modelo matemático exponencial $(Q_{m5}) = Q_r e^{-\alpha_3 \cdot t}$ presenta un valor de (0.68), es decir, IW es igual a 68 % de variación total entre los caudales observados y los caudales modelados. Además, la mayor diferencia, entre los caudales observados y modelados para el modelo exponencial es de $0.055 \text{ m}^3\text{s}^{-1}$.

En la Tabla 22, se puede observar que el modelo matemático potencial $(Q_{m19}) = Q_r (1 + \alpha_4 \cdot t)^{-2}$ presenta un valor de (0.70), es decir, IW es igual a 70 % de variación total entre los caudales observados y los caudales modelados. Además, la mayor diferencia, entre los caudales observados y modelados para el modelo exponencial es de $0.052 \text{ m}^3\text{s}^{-1}$.

Sin embargo, según (Guzmán, 1993) indica que un indicador estadístico estimado para cálculos similares usando el modelo matemático exponencial es de 0.730 (73%), el cual mostraría una variación hidrológicamente buena, ya que la mayor diferencia presentada entre los caudales observados y modelados es de $0.30 \text{ m}^3\text{s}^{-1}$.

Comparando ambos resultados de IW, se puede deducir que el valor IW obtenidos entre los caudales observados y los caudales modelados del modelo potencial presenta una leve superioridad con respecto al valor del IW obtenido entre los caudales observados y los caudales modelados del modelo exponencial o modelo Maillet. Esto indicaría que el modelo potencial, muestra una buena variación hidrológicamente entre los caudales observados y modelados. Por tanto, los caudales modelados por el modelo matemático potencial, muestra una mayor aproximación a los caudales observados.

B) Error Estándar De Estimación (EEE)

En la Tabla 21, se puede apreciar que para este cálculo se utilizó todos los datos correspondientes a los meses de estiaje. De esta manera, el modelo exponencial $(Q_{m5}) = Q_r e^{-\alpha_3 \cdot t}$ obtiene un promedio de error de estimación calculado de 0.036. Mientras que en la Tabla 23, el modelo potencial $(Q_{m19}) = Q_r (1 + \alpha_4 \cdot t)^{-2}$ presenta un promedio de error de estimación calculado de 0.034. Aunque entre estos valores no existe una tendencia clara a cero. Se observa que el (EEE) del modelo potencial es menor con respecto al (EEE) del modelo exponencial.

Por tanto, el modelo potencial presenta una pequeña variación de superioridad en sus resultados de EEE con respecto a los resultados EEE del modelo exponencial. Por tanto, el modelo potencial presenta un mejor ajuste de los caudales modelados frente a los observados o aforados

4.5.3 Prueba de T Student

Prueba de T Student para el modelo matemático exponencial o modelo de Maillet

La Tabla 25, muestra caudales observados con una media de 0.198, mientras que los caudales modelados por el modelo exponencial o modelo de Maillet, presentan una media 0.164, observando una disminución. Posteriormente con la significancia de P-Valor obtenido del programa SPSS se determinó si esta disminución es significativa o no. En la Tabla 26, se puede observar que P-Valor presenta un valor de 0.00, el cual es menor o está por debajo del nivel de significación de 0.05 planteado. Entonces, se rechaza la hipótesis nula y se acepta la hipótesis alternativa.

Podemos decir entonces que existe una diferencia significativa entre las medias de los caudales observados (antes de la utilización del modelo exponencial o de modelo Maillet) y los caudales modelados (caudales obtenidos con el modelo matemático exponencial o modelo de Maillet). Por lo cual se concluye que el modelo matemático exponencial genera caudales de agotamientos modelados subestimados distantes a los caudales observados o aforados.

Prueba de T Student para el modelo matemático potencial

En la Tabla 28, los caudales observados presentan una media de 0.197, mientras que los caudales modelados por el modelo potencial, presentan una media 0.167, observando una disminución. Posteriormente con la significancia de P-Valor obtenido con el programa SPSS se determinó si esta disminución es significativa o no. En la Tabla 29, se puede observar que el P-Valor presenta un valor de 0.00 el cual es menor o está por debajo del nivel de significación de 0.05 planteado. Entonces, se rechaza la hipótesis nula y se acepta la hipótesis alternativa.

Podemos decir entonces que, existe una diferencia significativa entre las medias de los caudales observados (antes de la utilización del modelo potencial) y los caudales modelados (caudales obtenidos con el modelo matemático potencial). Por lo cual se concluye que el modelo matemático potencial genera caudales de agotamientos significativos subestimados próximos a los caudales observados o aforados.

4.6 APORTE DE AGUA DEL RÍO TRES RÍOS

La Tabla 30, muestra un caudal medio mensual de $0.164 \text{ m}^3\text{s}^{-1}$ obtenido de los caudales de agotamiento modelados por un modelo matemático exponencial, el cual presenta una diferencia mínima con respecto al caudal medio mensual de $0.166 \text{ m}^3\text{s}^{-1}$ obtenido de los caudales de agotamiento modelados por un modelo matemático potencial ver Tabla 31.

4.7 VOLUMEN DE ALMACENAMIENTO

En las Tabla 32 y 33, el volumen de almacenamiento depende de los parámetros Q_0 y α los cuales se reemplazan en las fórmulas derivadas por integración de los modelos matemáticos exponencial y potencial.

Para el modelo exponencial (ver Tabla 32) se obtiene un volumen de almacenamiento promedio mensual de 2.336 MMC con un coeficiente de agotamiento de 0.006 día^{-1} utilizando la Fórmula 4. Mientras que, para el modelo potencial (Tabla 33) se obtiene un volumen promedio mensual de 4.313 MMC con un coeficiente de agotamiento de 0.003 día^{-1} .

¹ utilizando la Fórmula 6. Además, en la Tabla 32 y Tabla 33 se observa que el volumen promedio mensual estimado utilizado por la EPS Sedacaj S.A es de 0.784 MMC.

Haciendo una comparación entre los volúmenes de almacenamiento calculados, se puede deducir lo siguiente: que el volumen de almacenamiento calculado para el modelo potencial es de 4.313 MMC mayor al volumen calculado por el modelo exponencial con un volumen de almacenamiento de 2.336 MMC, esta diferencia de valores es debido a que el modelo potencial es usado para modelar caudales de agotamiento en suelos permeables. Mientras, que el modelo matemático exponencial es usado en suelos poco permeables.

La capacidad de almacenamiento de la microcuenca Tres Ríos, depende de las propiedades geométricas del medio y de la distribución de las precipitaciones en determinado tiempo y espacio, para lograr colmatar la capacidad de infiltración del suelo y lograr las aportaciones a los cauces de los ríos.

4.8 VOLUMEN APROVECHABLE

En la Tabla 32, se puede observar que el volumen aprovechable de agua para el periodo de estiaje 2008-2015 evaluado al río Tres Ríos de la microcuenca Tres Ríos, presenta un volumen total promedio mensual de 2.336 MMC. Asimismo, la EPS Sedacaj S.A en periodos de estiaje capta agua para abastecimiento poblacional para la ciudad de Cajamarca (parte alta), un volumen promedio mensual estimado de 0.784 MMC esto indica que el volumen promedio mensual aprovechable en la microcuenca es de 1.552 MMC (millones de metros cúbicos), considerando que los canales de riego no derivan agua.

En la Tabla 33, se puede observar que el volumen aprovechable de agua para el periodo de estiaje 2008-2015 evaluado al río Tres Ríos de la microcuenca Tres Ríos, presenta un volumen total promedio mensual de 4.313 MMC. Asimismo, la EPS Sedacaj S.A en periodos de estiaje capta agua para abastecimiento poblacional para la ciudad de Cajamarca (parte alta), un volumen promedio mensual estimado de 0.784 MMC esto indica que el volumen promedio mensual aprovechable en la microcuenca es de 3.529 MMC (millones de metros cúbicos), considerando que los canales de riego no derivan agua.

CAPÍTULO V

5 CONCLUSIONES Y RECOMENDACIONES.

5.1 CONCLUSIONES

A continuación se presentan los resultados de este estudio.

- a) Se determinó el coeficiente de agotamiento del río principal Tres Ríos de la microcuenca Tres Ríos y es de 0.003 día^{-1} , para los años hidrológicos 2008 – 2015, mediante el modelo matemático potencial $(Q_{m19}) = Q_r (1 + \alpha_4.t)^{-2}$.
- b) Del modelo matemático de Maillet $(Q_{m5}) = Q_r e^{-\alpha_3.t}$ usado en este estudio como modelo base para la estimación de caudales de agotamiento en periodos de estiaje, se puede decir, que de acuerdo a los resultados de las pruebas estadísticas de Error Estándar de Estimación (EEE), Índice de Willmott Modificado (IW) y la prueba de T Student, el modelo exponencial queda descartado para modelar caudales de agotamiento o caudales recesivo que representen a los caudales observados del río Tres Ríos.

Del modelo matemático potencial $(Q_{m19}) = Q_r (1 + \alpha_4.t)^{-2}$ usado en este estudio como modelo de comparación o alternativo con respecto a los caudales modelados de agotamiento por el modelo de Maillet en periodos de estiaje, se puede decir, que de acuerdo a los resultados de las pruebas estadísticas del Error Estándar de Estimación (EEE), Índice de Willmott Modificado (IW), se acepta el modelo potencial para modelar caudales de agotamiento o caudales recesivo, por presentar mejores resultados estadísticos con respecto a los resultados estadísticos de los valores generados por el modelo matemático de Maillet. Asimismo, en la prueba estadística de T Student de los datos generados por el modelo potencial, se concluye que existe una diferencia significativa entre los caudales observados y modelados.

- c) Se determinó el aporte de agua en la captación El Ronquillo según el caudal recesivo para los años hidrológicos 2008-2015 mediante el modelo potencial, presentando un caudal medio mensual de $0.166 \text{ m}^3\text{s}^{-1}$ y un volumen medio mensual de 4.313 MMC.

Además, la microcuenca Tres Ríos estudiada es permeable con una elevada capacidad de almacenamiento, esto se evidencia en los datos obtenidos con el modelo matemático potencial.

- d) El modelo potencial $(Q_{m19}) = Q_r (1 + \alpha_4 \cdot t)^{-2}$ genera caudales de agotamiento subestimados, aproximándose a los aportes de agua del río Tres Ríos en periodos de estiaje, por tanto, estos valores de caudales modelados de agotamiento permiten tener un parámetro aproximado a los caudales circulantes que pasan por el río Tres Ríos en periodos de estiaje, pudiendo a partir de ellos realizarse una planificación racional en el uso del agua para el futuro.

5.2 RECOMENDACIONES

- a) Se recomienda elaborar un modelo matemático estadístico, con el fin de reproducir caudales aforados de la forma más exacta posible.
- b) Se recomienda profundizar estudios del comportamiento hidrológico y meteorológico en la parte alta de la microcuenca Tres Ríos, utilizando nuevos modelos matemáticos e incluyendo más variables, como la capacidad de infiltración, evaporación y la intercepción entre otros.
- c) Se recomienda que este estudio debe repetirse en otras áreas con características similares, donde su río principal presente elevados caudales, dado que en este estudio se trabajó con caudales bajos.
- d) Se recomienda realizar un estudio diario u horario de caudales recesivos para determinar el aporte de agua del río Tres Ríos.
- e) Se recomienda reducir la siembra de pinos en las partes altas de la microcuenca Tres Ríos para evitar la intercepción de la lluvia sobre el suelo.
- f) Se recomienda construir micro reservorios en las partes altas de la microcuenca Tres Ríos para el almacenamiento de agua por acción de las precipitaciones, para ser usadas en las épocas de estiaje para fines agrícolas y consumo humano.

CAPÍTULO VI

6 REFERENCIAS BIBLIOGRÁFICAS

A) BIBLIOGRAFÍA:

1. Aparicio M, F J. (1992). *Fundamentos de la Hidrología de Superficie*. México: Limusa. 1 ed. 302p.
2. Custodio M, E ; Llamas, M R. (1996). *Hidrología Subterránea*. Barcelona, España: Omega. 2 ed. 1157p.
3. Chow, V T ; Maidment, D R ; Mays, L W. (1994). *Hidrología aplicada*. Santa Fé de Bogotá, Colombia: McGraw Hill. 1 ed. 584p.
4. Linsley, Kholer, Paulus. (1988). *Hidrología para ingenieros*. Bogotá, Colombia: McGraw-Hill. 2 ed. 386p.
5. Remenieras, G. (1974). *Tratado de la Hidrología Aplicada*. Barcelona, España: Técnicos Asociados. 1 ed. 515p.
6. Reyes, L.V. (1992). *Hidrología Básica*. Lima: Concytec. 1ª ed.86p.
7. Valverde, J C. (1998). *Riego y Drenaje*. Costa Rica: Universidad Estatal a Distancia. Vol.1.224p.

B) TESIS:

- 1 Siveroni M, J A. (2012). *Caracterización del Potencial Hidrogeológico de las Unidades Hidrográficas Ronquillo Alto y Alto Chetilla de la provincia de Cajamarca* (Tesis inédita de maestría). Universidad Nacional de Cajamarca, Cajamarca.
- 2 Terán G, C.(2014). *Volumen de agua aprovechable en la microcuenca del río Tres Ríos, usando el modelo determinístico estocástico Lutz Scholz validado, para los años hidrológicos 2008-2012* (Tesis inédita de maestría). Universidad Nacional de Cajamarca, Cajamarca.

C) LINKOLOGÍA:

BIBLIOGRAFÍA

1. Geta, J A L; Hernández, L R. (2010). *Desarrollo Sostenible, Uso Conjunto y Gestión Integral de Recursos Hídricos*. España. 398 p. Consultado 8 Ago. 2016. Disponible en <https://www.chsegura.es/export/descargas/informaciongeneral/mediatecadigital/libros/docsdescarga/0102.pdf>
2. Ortiz, L M. (2011). *Impacto de la sequía meteorológica en la vegetación en distintas regiones climáticas de México (1982-2006)*. Tesis maestro en Geografía. México, UNAM. Consultado 30 Sep. 2016. Disponible en http://132.248.9.195/ptb2011/octubre/0674287/0674287_A1.pdf
3. Ordoñez G, J J. (2011). *Balance hídrico superficial*. Lima: Sociedad geográfica de Lima. Perú. 44p. Consultado el 12 de May. 2016. Disponible en http://www.gwp.org/Global/GWPSAm_Files/Publicaciones/Varios/Balance_Hidrico.pdf
4. Rebollo, L F. (2008). *Hidrogeología*. Consultado 1 Oct. 2016. Disponible en https://portal.uah.es/portal/page/portal/GP_EPD/PG-MA-ASIG/PG-ASIG-67044/TAB42351/T5Balance%20h%C3%A9drico%20de%20un%20sistema%20acu%C3%A9drico.pdf
5. Rivera, R. (2013). *Hidrograma asociado a una precipitación*. Consultado 8 Oct. 2016. Disponible en http://sistemamid.com/panel/uploads/biblioteca/2013-10-15_01-30-5192595.pdf
6. Smakhtin, V U. (2001). *Low flow hydrology: a review*. *Journal of hydrology*. Journal of hydrology. 240(3): 147-186. Consultado 20 Oct. 2016. Disponible en https://www.pikpotsdam.de/avec/peyresq2003/talks/0921/vassolo/background_literature/low_flow_hydrology.pdf

7. Villarroya, F. (2006). *Apuntes de hidrología*. Madrid, España. 12 p. Consultado 30 Oct. 2016. Disponible en <http://www.docsity.com/es/hidrogeologia-apuntes-ingenieria-civil/175510/>
8. EPS SEDACAJ (Empresa Prestadora de Servicio de Agua Potable y Alcantarillado Sanitario de Cajamarca), (2014). Consultado 24 Oct. 2016. Disponible en www.sunass.gob.pe

ARTÍCULOS EN REVISTAS

1. Cruz, J. J. (2014). *Delimitación del sistema kárstico del manantial de Iturriotz (Trucios, Vizcaya): su caracterización a partir del análisis del hidrograma*. *Boletín Geológico y Minero*. 97(6): 782-792. Consultado 12 Jun. 2016. Disponible en <http://www.memoriadigitalvasca.es/bitstream/10357/11177/1/105616.pdf>
2. Estrela, T ; Calvo-Rubio, F C ; Lorenzo, F E. (1999). *La evaluación de los recursos hídricos en el Libro Blanco del Agua en España*. *Ingeniería del agua*. 6(2) : 1886-4996. Consultado 12 Jul. 2016. Disponible en <http://polipapers.upv.es/index.php/IA/article/view/2781/2760>
3. Gómez, S ; Gómez, V. (2015). *Baseflow analysis using master recession curves and numerical algorithms in mountain basins: Suratá's river and Oro's river (Santander, Colombia)*. *Revista Dyna*. 86(196): 213-222. Consultado 25 Ago. 2016. Disponible en <http://www.revistas.unal.edu.co/index.php/dyna/issue/viewFile/4521/578#page=215>
4. Herraiz, S. (2000). *La utilización conjunta de aguas superficiales y subterráneas en las sequías*. Valencia, España. *Revista de la Real Academia de Ciencias Exactas, Físicas y Naturales*. 94(2): 183-196. Consultado 12 Sep. 2016. Disponible en <http://agris.fao.org/agris-search/search.do?recordID=ES20010049898>
5. Núñez, G; Domínguez, M A; Ventura, E; Ramírez, A. I. (2011). *Modelación de las curvas de recesión de hidrogramas observados en una cuenca semiárida pequeña*. *Agrociencia*. 45(2): 157-164. Consultado 21 Sep. 2016. Disponible en http://www.scielo.org.mx/scielo.php?pid=S140531952011000200002&script=sci_arttext

6. Valiente, ÓM. (2001). *Sequía: definiciones, tipologías y métodos de cuantificación. Investigaciones geográficas*. Investigaciones geográficas. 26: 59-80. Consultado 26 Oct. 2016. Disponible en <https://dialnet.unirioja.es/servlet/articulo?codigo=111741>
7. Vegas, F; Alvarez, C. (2011). *Estudios en la zona no saturada del suelo -estimación de las propiedades hidráulicas del acuífero superficial en cuencas húmedas de montaña mediante el análisis de caudales de recesión*. Departamento. Ciencias y Técnicas del Agua y del Medio Ambiente, Universidad de Cantabria. 10: 275-280. Consultado 27 Oct. 2016. Disponible en <http://zonanosaturada.com/zns11/publications/p275.pdf>

TESIS:

- 1 Alvarado, M G; Naranjo, J. F. (2012). *Diseño del subdrenaje vial en la vía la Tranca-Tambo viejo de 3.6 km*. Tesis Ingeniero Civil, Universidad de Cuenca, Ecuador. Consultado 30 Mar. 2016. Disponible en <http://dspace.ucuenca.edu.ec/bitstream/123456789/761/1/ti888.pdf>
- 2 Arciniega, S. (2015). *Análisis y modelación de curvas de recesión en zonas áridas y semiáridas de México*. Tesis Maestro en ingeniería. México. Consultado 30 Abr. 2016. Disponible en <http://www.ptolomeo.unam.mx:8080/xmlui/handle/132.248.52.100/8513>
- 3 Balocchi, F J. (2008). *Modelación de caudales recesivos para periodos estivales en la cuenca del Estero Upeo, Región del Maule*. Tesis Ingeniero Forestal. Talca, Chile. Consultado 30 Ene. 2016. Disponible en http://eias.entalca.cl/Docs/pdf/Publicaciones/tesis_de_grado/balocchi_f_modelacion_de_caudales_recesivos_para_periodos_estivales_en_la_cuenca_del_estero_upeo.pdf
- 4 Caro, J A. (2001). *Modelación de caudales recesivos para la cuenca del rio Purapel, estación Nirivilo*. Tesis Ingeniero Forestal. Talca, Chile. Consultado 18 Feb. 2016. Disponible en http://eias.entalca.cl/Docs/pdf/Publicaciones/tesis_de_grado/caro_dumas.pdf

- 5 Siveroni M, J A. (2012). *Caracterización del Potencial Hidrogeológico de las Unidades Hidrográficas Ronquillo Alto y Alto Chetilla de la provincia de Cajamarca* (Tesis inédita de maestría). Universidad Nacional de Cajamarca, Cajamarca.
- 6 Terán G, C.(2014). *Volumen de agua aprovechable en la microcuenca del río Tres Ríos, usando el modelo determinístico estocástico Lutz Scholz validado, para los años hidrológicos 2008-2012* (Tesis inédita de maestría). Universidad Nacional de Cajamarca, Cajamarca.
- 7 Guzmán, F J. (1994). *Modelación matemática de caudales recesivos para la cuenca del río Achibueno, Estación La Recova*. Tesis Licenciado en ciencias forestales. Talca, Chile. Consultado 30 May. 2016. Disponible en http://eias.ortalca.cl/Docs/pdf/Publicaciones/tesis_de_grado/MEMORIA%20JUAN%20GUZMAN.pdf
- 8 Hormazábal, M I. (2004). *Análisis de la variación de las reservas mensuales de agua en el periodo 1960-2000. Para la cuenca del río Purapei, región del Maule*. Tesis Ingeniero Forestal. Talca, Chile. Consultado 16 Jun. 2016. Disponible en http://ctha.ortalca.cl/Docs/pdf/Publicaciones/tesis_de_grado/hormazabal_pareja.pdf

PAGINAS WEB

- 1 **FAO:** <http://www.fao.org/home/en/>
- 2 **INEI:** <https://www.inei.gob.pe/>
- 3 **UNESCO:** <http://www.unesco.org/new/es/lima>
- 4 **NACIONES UNIDAS:** <http://www.un.org/es/index.html>
- 5 **MINEDU:** sigmed.minedu.gob.pe/descargas/

7 ANEXOS

7.1 TEST ESTADÍSTICO

Se realizó el análisis de la prueba Shapiro Wilk a la variable de caudales observados, para determinar la distribución de normalidad. Los siguientes gráficos permitirán ayudar a determinar a elegir las hipótesis para la prueba de T Student.

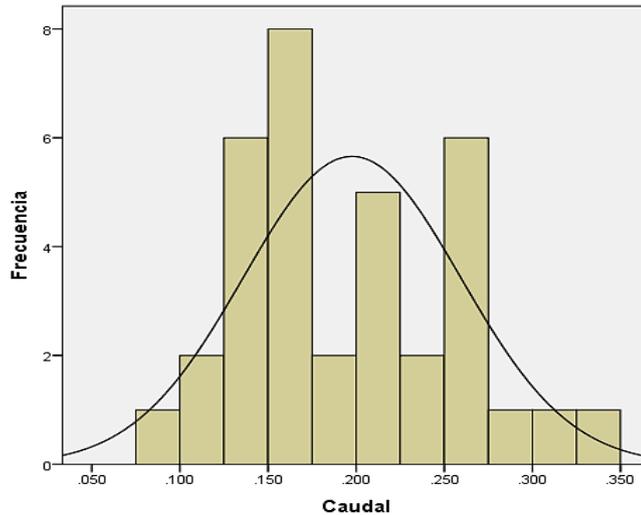


Figura 50. Histograma para la variable numérica de caudales observados o aforados. La figura 50, presenta media de 0.198, desviación típica de 0.062 y número de datos es 35, gráfico obtenido del programa IBM SPSS v.24.

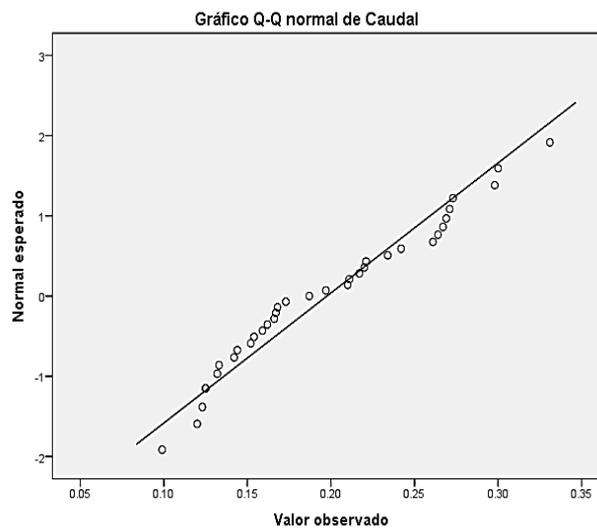


Figura 51. Gráfico de normalidad para la variable numérica de caudales observados.

En la Figura 51, se puede observar que los valores de caudales observados representados por puntos han de agruparse alrededor de la diagonal, gráfico obtenido del programa IBM SPSS v.24.

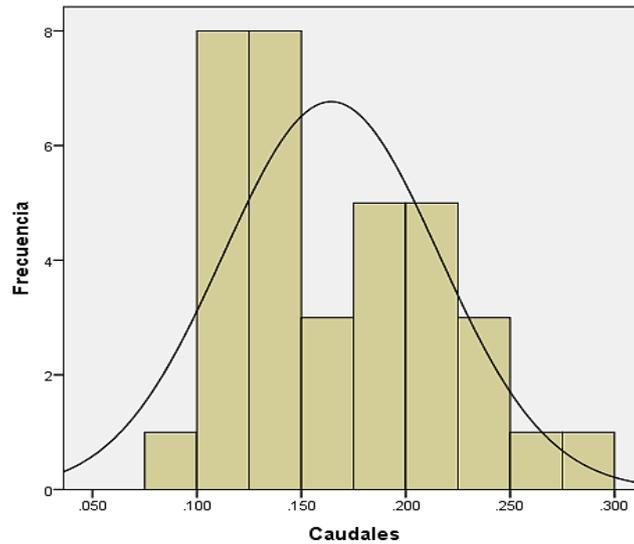


Figura 52. Histograma para la variable numérica de caudales modelados por el modelo matemático exponencial.

En la Figura 52, presenta media de 0.164, desviación típica de 0.052 y número de datos es 35, gráfico obtenido del programa IBM SPSS v.24.

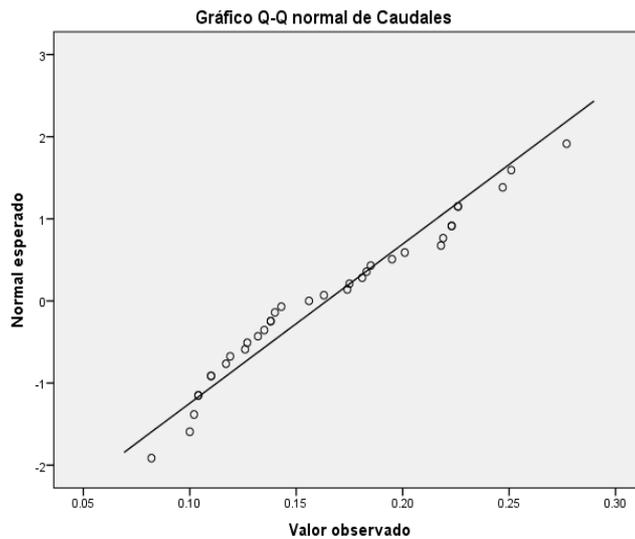


Figura 53. Gráfico de normalidad para la variable numérica de caudales modelados por el modelo matemático exponencial.

De la Figura 53., se puede observar que los valores de caudales modelados representados por puntos han de agruparse alrededor de la diagonal, gráfico obtenido del programa IBM SPSS v.24.

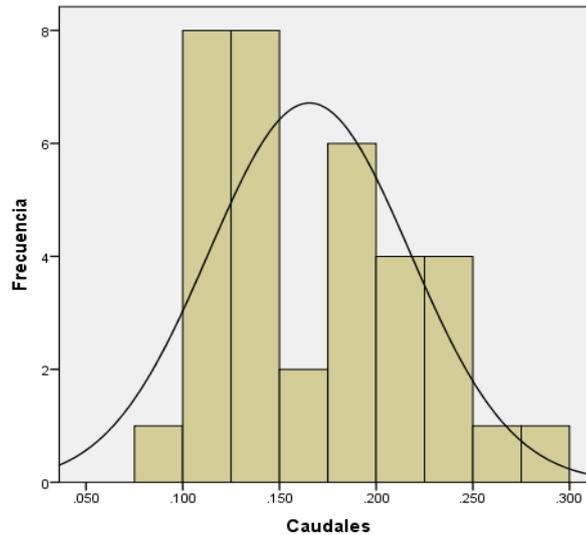


Figura 54. Histograma para la variable numérica de caudales modelados por el modelo matemático potencial.

En la Figura 54, presenta media de 0.166, desviación típica de 0.052 y número de datos es 35, gráfico obtenido del programa IBM SPSS v.24.

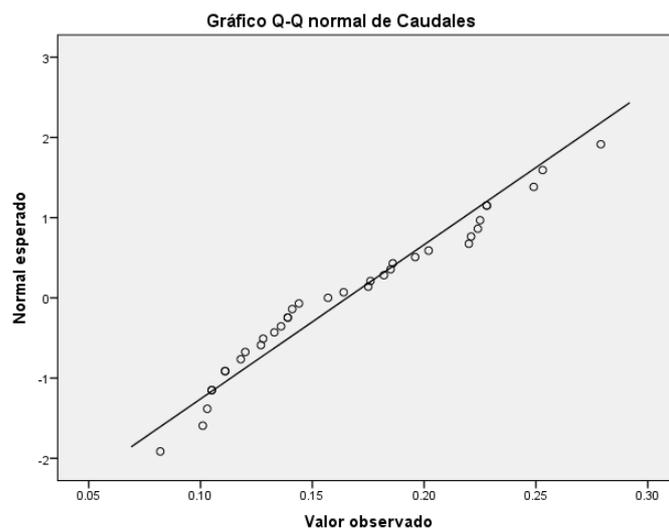


Figura 55. Gráfico de normalidad para la variable numérica de caudales modelados por el modelo matemático potencial.

De la Figura 55, se puede observar que los valores de caudales modelados representados por puntos están agrupados alrededor de la diagonal, gráfico obtenido del programa IBM SPSS v.24.

7.2 TABLAS DE RESULTADOS

Tabla 34. Caudales modelados a partir de $(Q_{m5}) = Q_r e^{-\alpha_3 \cdot (t)}$, en m^3s^{-1} .

Año	Meses de Estiaje	Coeficiente de agotamiento (día ⁻¹)			0.01	0.009	0.008	0.007	0.006	0.005	0.004	0.003	0.002	0.001	0.0002
		Caudales observados Q_r (m ³ s ⁻¹)	Días	e	Caudales Modelados (m ³ s ⁻¹)										
					Q_{m1}	Q_{m2}	Q_{m3}	Q_{m4}	Q_{m5}	Q_{m6}	Q_{m7}	Q_{m8}	Q_{m9}	Q_{m10}	Q_{m11}
2008	Junio	0.267	30	2.7183	0.197	0.203	0.210	0.216	0.223	0.229	0.236	0.244	0.251	0.259	0.267
	Julio	0.197	31	2.7183	0.144	0.149	0.153	0.158	0.163	0.168	0.174	0.179	0.185	0.191	0.197
	Agosto	0.154	31	2.7183	0.113	0.116	0.120	0.124	0.127	0.131	0.136	0.140	0.144	0.149	0.154
	Septiembre	0.125	30	2.7183	0.092	0.095	0.098	0.101	0.104	0.107	0.110	0.114	0.117	0.121	0.125
2009	Junio	0.220	30	2.7183	0.163	0.168	0.173	0.178	0.183	0.189	0.195	0.201	0.207	0.213	0.220
	Julio	0.159	31	2.7183	0.116	0.120	0.124	0.128	0.132	0.136	0.140	0.144	0.149	0.154	0.159
	Agosto	0.133	31	2.7183	0.097	0.100	0.103	0.107	0.110	0.113	0.117	0.121	0.125	0.128	0.133
2010	Junio	0.187	30	2.7183	0.138	0.142	0.147	0.151	0.156	0.161	0.165	0.170	0.176	0.181	0.187
	Julio	0.167	31	2.7183	0.122	0.126	0.130	0.134	0.138	0.143	0.147	0.152	0.156	0.161	0.167
	Agosto	0.142	31	2.7183	0.104	0.107	0.110	0.114	0.117	0.121	0.125	0.129	0.133	0.137	0.142
	Septiembre	0.120	30	2.7183	0.089	0.091	0.094	0.097	0.100	0.103	0.106	0.109	0.113	0.116	0.120
2011	Junio	0.271	30	2.7183	0.200	0.206	0.213	0.219	0.226	0.233	0.240	0.247	0.255	0.263	0.271
	Julio	0.211	31	2.7183	0.154	0.159	0.164	0.169	0.175	0.180	0.186	0.192	0.198	0.204	0.211
	Agosto	0.210	31	2.7183	0.154	0.158	0.163	0.169	0.174	0.179	0.185	0.191	0.197	0.203	0.210
	Septiembre	0.168	30	2.7183	0.124	0.128	0.132	0.136	0.140	0.144	0.149	0.153	0.158	0.163	0.168
	Octubre	0.152	31	2.7183	0.111	0.115	0.118	0.122	0.126	0.130	0.134	0.138	0.142	0.147	0.152
	Noviembre	0.123	30	2.7183	0.091	0.094	0.096	0.099	0.102	0.105	0.109	0.112	0.115	0.119	0.123
2012	Mayo	0.242	31	2.7183	0.177	0.183	0.188	0.194	0.201	0.207	0.213	0.220	0.227	0.234	0.242
	Junio	0.217	30	2.7183	0.160	0.165	0.170	0.175	0.181	0.186	0.192	0.198	0.204	0.210	0.217
	Julio	0.173	31	2.7183	0.127	0.131	0.135	0.139	0.143	0.148	0.152	0.157	0.162	0.167	0.173
	Agosto	0.099	31	2.7183	0.072	0.075	0.077	0.079	0.082	0.084	0.087	0.090	0.093	0.095	0.099
2013	Mayo	0.273	31	2.7183	0.200	0.206	0.213	0.219	0.226	0.233	0.241	0.248	0.256	0.264	0.273
	Junio	0.261	30	2.7183	0.193	0.199	0.205	0.211	0.218	0.224	0.231	0.238	0.246	0.253	0.261
	Julio	0.234	31	2.7183	0.172	0.177	0.183	0.189	0.195	0.201	0.207	0.214	0.220	0.227	0.234
	Agosto	0.162	31	2.7183	0.119	0.123	0.127	0.131	0.135	0.139	0.143	0.148	0.153	0.157	0.162
	Septiembre	0.132	30	2.7183	0.097	0.100	0.103	0.107	0.110	0.113	0.117	0.120	0.124	0.128	0.132
2014	Junio	0.300	30	2.7183	0.223	0.229	0.236	0.244	0.251	0.259	0.266	0.275	0.283	0.292	0.300
	Julio	0.269	31	2.7183	0.197	0.204	0.210	0.217	0.223	0.230	0.238	0.245	0.253	0.261	0.269
	Agosto	0.166	31	2.7183	0.122	0.125	0.129	0.133	0.138	0.142	0.146	0.151	0.156	0.161	0.166
	Septiembre	0.125	30	2.7183	0.092	0.095	0.098	0.101	0.104	0.107	0.111	0.114	0.117	0.121	0.125
2015	Junio	0.331	30	2.7183	0.245	0.253	0.260	0.268	0.277	0.285	0.294	0.303	0.312	0.321	0.331
	Julio	0.298	31	2.7183	0.218	0.225	0.232	0.240	0.247	0.255	0.263	0.271	0.280	0.289	0.298
	Agosto	0.264	31	2.7183	0.193	0.200	0.206	0.212	0.219	0.226	0.233	0.240	0.248	0.256	0.264
	Septiembre	0.221	30	2.7183	0.164	0.169	0.174	0.179	0.185	0.190	0.196	0.202	0.208	0.215	0.221
	Octubre	0.144	31	2.7183	0.105	0.109	0.112	0.116	0.119	0.123	0.127	0.131	0.135	0.139	0.144

Fuente: Elaboración Propia.

Tabla 35. Caudales modelados a partir de $(Q_{m19}) = Q_r (1 + \alpha_4 t)^{-2}$, en m^3s^{-1} .

Año	Meses de Estiaje	Coeficiente de agotamiento (día-1)		0.01	0.009	0.008	0.007	0.006	0.005	0.004	0.003	0.002	0.001	0.0001
		Caudales observados (m^3s^{-1})	Días	Caudales Modelados (m^3s^{-1})										
				Q_r	Q_{m12}	Q_{m13}	Q_{m14}	Q_{m15}	Q_{m16}	Q_{m17}	Q_{m18}	Q_{m19}	Q_{m20}	Q_{m21}
2008	Junio	0.267	30	0.158	0.165	0.173	0.182	0.191	0.202	0.212	0.224	0.237	0.251	0.265
	Julio	0.197	31	0.115	0.120	0.126	0.133	0.140	0.147	0.156	0.164	0.174	0.185	0.195
	Agosto	0.154	31	0.089	0.094	0.099	0.104	0.109	0.115	0.121	0.128	0.136	0.144	0.153
	Septiembre	0.125	30	0.074	0.077	0.081	0.085	0.089	0.094	0.099	0.105	0.111	0.117	0.124
2009	Junio	0.220	30	0.130	0.136	0.143	0.150	0.158	0.166	0.175	0.185	0.195	0.207	0.218
	Julio	0.159	31	0.092	0.097	0.102	0.107	0.113	0.119	0.125	0.133	0.141	0.149	0.158
	Agosto	0.133	31	0.077	0.081	0.085	0.089	0.094	0.099	0.105	0.111	0.117	0.125	0.132
2010	Junio	0.187	30	0.110	0.116	0.121	0.127	0.134	0.141	0.149	0.157	0.166	0.176	0.185
	Julio	0.167	31	0.097	0.102	0.107	0.112	0.118	0.125	0.132	0.139	0.148	0.157	0.165
	Agosto	0.142	31	0.082	0.086	0.091	0.096	0.101	0.106	0.112	0.118	0.125	0.133	0.141
	Septiembre	0.120	30	0.071	0.074	0.078	0.082	0.086	0.090	0.095	0.101	0.106	0.113	0.119
2011	Junio	0.271	30	0.160	0.168	0.176	0.185	0.194	0.205	0.216	0.228	0.241	0.255	0.269
	Julio	0.211	31	0.123	0.129	0.135	0.142	0.150	0.158	0.167	0.176	0.187	0.198	0.209
	Agosto	0.210	31	0.122	0.128	0.135	0.141	0.149	0.157	0.166	0.175	0.186	0.197	0.208
	Septiembre	0.168	30	0.099	0.104	0.109	0.114	0.120	0.127	0.134	0.141	0.149	0.158	0.166
	Octubre	0.152	31	0.088	0.093	0.097	0.102	0.108	0.114	0.120	0.127	0.134	0.143	0.151
	Noviembre	0.123	30	0.072	0.076	0.080	0.084	0.088	0.093	0.098	0.103	0.109	0.115	0.122
2012	Mayo	0.242	31	0.141	0.148	0.155	0.163	0.172	0.181	0.191	0.202	0.214	0.227	0.240
	Junio	0.217	30	0.128	0.134	0.141	0.148	0.155	0.164	0.173	0.182	0.193	0.204	0.215
	Julio	0.173	31	0.101	0.105	0.111	0.116	0.123	0.129	0.137	0.144	0.153	0.162	0.171
	Agosto	0.099	31	0.057	0.060	0.063	0.067	0.070	0.074	0.078	0.082	0.087	0.093	0.098
2013	Mayo	0.273	31	0.159	0.167	0.175	0.184	0.194	0.204	0.216	0.228	0.242	0.256	0.271
	Junio	0.261	30	0.154	0.162	0.170	0.178	0.187	0.197	0.208	0.220	0.232	0.246	0.259
	Julio	0.234	31	0.137	0.143	0.150	0.158	0.167	0.176	0.185	0.196	0.208	0.220	0.233
	Agosto	0.162	31	0.095	0.099	0.104	0.110	0.115	0.122	0.129	0.136	0.144	0.153	0.161
	Septiembre	0.132	30	0.078	0.082	0.086	0.090	0.094	0.099	0.105	0.111	0.117	0.124	0.131
2014	Junio	0.300	30	0.178	0.186	0.195	0.205	0.216	0.227	0.240	0.253	0.267	0.283	0.299
	Julio	0.269	31	0.157	0.164	0.173	0.182	0.191	0.202	0.213	0.225	0.239	0.253	0.267
	Agosto	0.166	31	0.097	0.101	0.106	0.112	0.118	0.124	0.131	0.139	0.147	0.156	0.165
	Septiembre	0.125	30	0.074	0.077	0.081	0.085	0.090	0.094	0.099	0.105	0.111	0.118	0.124
2015	Junio	0.331	30	0.196	0.205	0.215	0.226	0.238	0.250	0.264	0.279	0.295	0.312	0.329
	Julio	0.298	31	0.173	0.182	0.191	0.201	0.212	0.223	0.236	0.249	0.264	0.280	0.296
	Agosto	0.264	31	0.154	0.161	0.169	0.178	0.188	0.198	0.209	0.221	0.234	0.248	0.262
	Septiembre	0.221	30	0.131	0.137	0.144	0.151	0.159	0.167	0.176	0.186	0.197	0.209	0.220
	Octubre	0.144	31	0.084	0.088	0.092	0.097	0.102	0.108	0.114	0.120	0.127	0.135	0.143

Fuente: Elaboración Propia.

Q_r = Caudales observados o aforados

Tabla 36. Comprobación del coeficiente de agotamiento, para un lapso de tiempo. Para el

modelo exponencial $(Q_5) = Q_0 e^{-\alpha_3 \cdot (t)}$.

Año	Coeficiente de agotamiento (día ⁻¹)				Días	e	0.01	0.009	0.008	0.007	0.006	0.005	0.004	0.003	0.002	0.001	0.0002
	Caudales observados (m ³ s ⁻¹)						Caudales Modelados (m ³ s ⁻¹)										
	Mes	Q ₀	Mes	Q _f			Q ₁	Q ₂	Q ₃	Q ₄	Q ₅	Q ₆	Q ₇	Q ₈	Q ₉	Q ₁₀	Q ₁₁
2008	Jun	0.267	Jul	0.197	30	2.7183	0.197	0.203	0.212	0.216	0.223	0.229	0.197	0.236	0.244	0.251	0.259
	Jul	0.197	Ago	0.154	31	2.7183	0.144	0.149	0.155	0.158	0.163	0.168	0.154	0.174	0.179	0.185	0.191
	Ago	0.154	Sep	0.125	31	2.7183	0.113	0.116	0.121	0.124	0.127	0.131	0.125	0.136	0.140	0.144	0.149
2009	Jun	0.220	Jul	0.159	30	2.7183	0.163	0.168	0.174	0.178	0.183	0.189	0.159	0.195	0.201	0.207	0.213
	Jul	0.159	Ago	0.133	31	2.7183	0.116	0.120	0.125	0.128	0.132	0.136	0.133	0.140	0.144	0.149	0.154
2010	Jun	0.187	Jul	0.167	30	2.7183	0.138	0.142	0.148	0.151	0.156	0.161	0.167	0.165	0.170	0.176	0.181
	Jul	0.167	Ago	0.142	31	2.7183	0.122	0.126	0.131	0.134	0.138	0.143	0.142	0.147	0.152	0.156	0.161
	Ago	0.142	Sep	0.120	31	2.7183	0.104	0.107	0.112	0.114	0.117	0.121	0.120	0.125	0.129	0.133	0.137
2011	Jun	0.271	Jul	0.211	30	2.7183	0.200	0.206	0.215	0.219	0.226	0.233	0.211	0.240	0.247	0.255	0.263
	Jul	0.211	Ago	0.210	31	2.7183	0.154	0.159	0.166	0.169	0.175	0.180	0.210	0.186	0.192	0.198	0.204
	Ago	0.210	Sep	0.168	31	2.7183	0.154	0.158	0.165	0.169	0.174	0.179	0.168	0.185	0.191	0.197	0.203
	Sep	0.168	Oct	0.152	30	2.7183	0.124	0.128	0.133	0.136	0.140	0.144	0.152	0.149	0.153	0.158	0.163
	Oct	0.152	Nov	0.123	31	2.7183	0.111	0.115	0.119	0.122	0.126	0.130	0.123	0.134	0.138	0.142	0.147
2012	May	0.242	Jun	0.217	31	2.7183	0.177	0.183	0.190	0.194	0.201	0.207	0.217	0.213	0.220	0.227	0.234
	Jun	0.217	Jul	0.173	30	2.7183	0.160	0.165	0.172	0.175	0.181	0.186	0.173	0.192	0.198	0.204	0.210
	Jul	0.173	Ago	0.099	31	2.7183	0.127	0.131	0.136	0.139	0.143	0.148	0.099	0.152	0.157	0.162	0.167
2013	May	0.273	Jun	0.261	31	2.7183	0.200	0.206	0.215	0.219	0.226	0.233	0.261	0.241	0.248	0.256	0.264
	Jun	0.261	Jul	0.234	30	2.7183	0.193	0.199	0.207	0.211	0.218	0.224	0.234	0.231	0.238	0.246	0.253
	Jul	0.234	Ago	0.162	31	2.7183	0.172	0.177	0.185	0.189	0.195	0.201	0.162	0.207	0.214	0.220	0.227
	Ago	0.162	Sep	0.132	31	2.7183	0.119	0.123	0.128	0.131	0.135	0.139	0.132	0.143	0.148	0.153	0.157
2014	Jun	0.300	Jul	0.269	30	2.7183	0.223	0.229	0.239	0.244	0.251	0.259	0.269	0.266	0.275	0.283	0.292
	Jul	0.269	Ago	0.166	31	2.7183	0.197	0.204	0.212	0.217	0.223	0.230	0.166	0.238	0.245	0.253	0.261
	Ago	0.166	Sep	0.125	31	2.7183	0.122	0.125	0.131	0.133	0.138	0.142	0.125	0.146	0.151	0.156	0.161
2015	Jun	0.331	Jul	0.298	30	2.7183	0.245	0.253	0.263	0.268	0.277	0.285	0.298	0.294	0.303	0.312	0.321
	Jul	0.298	Ago	0.264	31	2.7183	0.218	0.225	0.235	0.240	0.247	0.255	0.264	0.263	0.271	0.280	0.289
	Ago	0.264	Sep	0.221	31	2.7183	0.193	0.200	0.208	0.212	0.219	0.226	0.221	0.233	0.240	0.248	0.256
	Sept	0.221	Oct	0.144	30	2.7183	0.164	0.169	0.176	0.179	0.185	0.190	0.144	0.196	0.202	0.208	0.215

Fuente: Elaboración Propia.

Tabla 37. Comprobación del coeficiente de agotamiento, para un lapso de tiempo. Para el modelo exponencial $(Q_{19}) = Q_0(1 + \alpha_4 t)^{-2}$.

Año	Coeficiente de agotamiento (día ⁻¹)				Días	0.01	0.009	0.008	0.007	0.006	0.005	0.004	0.003	0.002	0.001	0.0001
	Caudales Observados (m ³ s ⁻¹)					Caudales Modelados (m ³ s ⁻¹)										
	Mes	Q ₀	Mes	Q _f		Q ₁₂	Q ₁₃	Q ₁₄	Q ₁₅	Q ₁₆	Q ₁₇	Q ₁₈	Q ₁₉	Q ₂₀	Q ₂₁	Q ₂₂
2008	Jun	0.267	Jul	0.197	30	0.158	0.165	0.173	0.182	0.191	0.202	0.212	0.224	0.237	0.251	0.265
	Jul	0.197	Ago	0.154	31	0.115	0.120	0.126	0.133	0.140	0.147	0.156	0.164	0.174	0.185	0.195
	Ago	0.154	Sep	0.125	31	0.089	0.094	0.099	0.104	0.109	0.115	0.121	0.128	0.136	0.144	0.153
2009	Jun	0.220	Jul	0.159	30	0.130	0.136	0.143	0.150	0.158	0.166	0.175	0.185	0.195	0.207	0.218
	Jul	0.159	Ago	0.133	31	0.092	0.097	0.102	0.107	0.113	0.119	0.125	0.133	0.141	0.149	0.158
2010	Jun	0.187	Jul	0.167	30	0.110	0.116	0.121	0.127	0.134	0.141	0.149	0.157	0.166	0.176	0.185
	Jul	0.167	Ago	0.142	31	0.097	0.102	0.107	0.112	0.118	0.125	0.132	0.139	0.148	0.157	0.165
	Ago	0.142	Sep	0.120	31	0.082	0.086	0.091	0.096	0.101	0.106	0.112	0.118	0.125	0.133	0.141
2011	Jun	0.271	Jul	0.211	30	0.160	0.168	0.176	0.185	0.194	0.205	0.216	0.228	0.241	0.255	0.269
	Jul	0.211	Ago	0.210	31	0.123	0.129	0.135	0.142	0.150	0.158	0.167	0.176	0.187	0.198	0.209
	Ago	0.210	Sep	0.168	31	0.122	0.128	0.135	0.141	0.149	0.157	0.166	0.175	0.186	0.197	0.208
	Sep	0.168	Oct	0.152	30	0.099	0.104	0.109	0.114	0.120	0.127	0.134	0.141	0.149	0.158	0.166
	Oct	0.152	Nov	0.123	31	0.088	0.093	0.097	0.102	0.108	0.114	0.120	0.127	0.134	0.143	0.151
2012	May	0.242	Jun	0.217	31	0.141	0.148	0.155	0.163	0.172	0.181	0.191	0.202	0.214	0.227	0.240
	Jun	0.217	Jul	0.173	30	0.128	0.134	0.141	0.148	0.155	0.164	0.173	0.182	0.193	0.204	0.215
	Jul	0.173	Ago	0.099	31	0.101	0.105	0.111	0.116	0.123	0.129	0.137	0.144	0.153	0.162	0.171
2013	May	0.273	Jun	0.261	31	0.159	0.167	0.175	0.184	0.194	0.204	0.216	0.228	0.242	0.256	0.271
	Jun	0.261	Jul	0.234	30	0.154	0.162	0.170	0.178	0.187	0.197	0.208	0.220	0.232	0.246	0.259
	Jul	0.234	Ago	0.162	31	0.137	0.143	0.150	0.158	0.167	0.176	0.185	0.196	0.208	0.220	0.233
	Ago	0.162	Sep	0.132	31	0.095	0.099	0.104	0.110	0.115	0.122	0.129	0.136	0.144	0.153	0.161
2014	Jun	0.300	Jul	0.269	30	0.178	0.186	0.195	0.205	0.216	0.227	0.240	0.253	0.267	0.283	0.299
	Jul	0.269	Ago	0.166	31	0.157	0.164	0.173	0.182	0.191	0.202	0.213	0.225	0.239	0.253	0.267
	Ago	0.166	Sep	0.125	31	0.097	0.101	0.106	0.112	0.118	0.124	0.131	0.139	0.147	0.156	0.165
2015	Jun	0.331	Jul	0.298	30	0.196	0.205	0.215	0.226	0.238	0.250	0.264	0.279	0.295	0.312	0.329
	Jul	0.298	Ago	0.264	31	0.173	0.182	0.191	0.201	0.212	0.223	0.236	0.249	0.264	0.280	0.296
	Ago	0.264	Sep	0.221	31	0.154	0.161	0.169	0.178	0.188	0.198	0.209	0.221	0.234	0.248	0.262
	Sept	0.221	Oct	0.144	30	0.131	0.137	0.144	0.151	0.159	0.167	0.176	0.186	0.197	0.209	0.220

Fuente: Elaboración Propia.

Tabla 38. Volumen de almacenamiento a partir de $V_{Exponencial} = Q_{m5} / \alpha_3$, en MMC.

Año	Mes	Caudales observados (Q_{m5}) (m^3s^{-1})	α_3 ($día^{-1}$)	Volumen de almacenamiento (m3)	MMC
2008	Junio	0.223	0.006	3205433.1	3.205
	Julio	0.163	0.006	2349342.3	2.349
	Agosto	0.127	0.006	1835236.9	1.835
	Septiembre	0.104	0.006	1497472.5	1.497
2009	Junio	0.183	0.006	2640122.2	2.640
	Julio	0.132	0.006	1895016.6	1.895
	Agosto	0.110	0.006	1584162.1	1.584
2010	Junio	0.156	0.006	2243201.8	2.243
	Julio	0.138	0.006	1990664.1	1.991
	Agosto	0.117	0.006	1691765.6	1.692
	Septiembre	0.100	0.006	1437333.1	1.437
2011	Junio	0.226	0.006	3253544.7	3.254
	Julio	0.175	0.006	2516725.5	2.517
	Agosto	0.174	0.006	2504769.5	2.505
	Septiembre	0.140	0.006	2014671.9	2.015
	Octubre	0.126	0.006	1811325.0	1.811
	Noviembre	0.102	0.006	1473416.7	1.473
2012	Mayo	0.201	0.006	2887359.6	2.887
	Junio	0.181	0.006	2604038.6	2.604
	Julio	0.143	0.006	2062399.7	2.062
	Agosto	0.082	0.006	1177660.1	1.178
2013	Mayo	0.226	0.006	3259414.7	3.259
	Junio	0.218	0.006	3137155.9	3.137
	Julio	0.195	0.006	2801493.4	2.801
	Agosto	0.135	0.006	1941583.8	1.942
	Septiembre	0.110	0.006	1582224.0	1.582
2014	Junio	0.251	0.006	3614002.8	3.614
	Julio	0.223	0.006	3216257.9	3.216
	Agosto	0.138	0.006	1982359.2	1.982
	Septiembre	0.104	0.006	1499520.8	1.500
2015	Junio	0.277	0.006	3982408.9	3.982
	Julio	0.247	0.006	3558005.4	3.558
	Agosto	0.219	0.006	3154070.1	3.154
	Septiembre	0.185	0.006	2660741.2	2.661
	Octubre	0.119	0.006	1718568.3	1.719

Fuente: Elaboración Propia.

Tabla 39. Volumen de almacenamiento a partir de $V_{Potencial} = \frac{Q_{m19}}{\alpha_4 \cdot (1 + \alpha_4 \cdot t)}$, en MMC.

Año	Mes	Caudales observados (Q_{m19}) (m^3s^{-1})	α_4 ($día^{-1}$)	Volumen de almacenamiento (m^3)	MMC
2008	Junio	0.224	0.003	5926662.6	5.927
	Julio	0.164	0.003	4334056.4	4.334
	Agosto	0.128	0.003	3385636.9	3.386
	Septiembre	0.105	0.003	2768741.1	2.769
2009	Junio	0.185	0.003	4881435.1	4.881
	Julio	0.133	0.003	3495918.3	3.496
	Agosto	0.111	0.003	2922455.3	2.922
2010	Junio	0.157	0.003	4147551.9	4.148
	Julio	0.139	0.003	3672368.4	3.672
	Agosto	0.118	0.003	3120961.7	3.121
	Septiembre	0.101	0.003	2657546.7	2.658
2011	Junio	0.228	0.003	6015618.2	6.016
	Julio	0.176	0.003	4642844.1	4.643
	Agosto	0.175	0.003	4620787.8	4.621
	Septiembre	0.141	0.003	3725013.1	3.725
	Octubre	0.127	0.003	3341524.4	3.342
	Noviembre	0.103	0.003	2724263.3	2.724
2012	Mayo	0.202	0.003	5326588.4	5.327
	Junio	0.182	0.003	4814718.4	4.815
	Julio	0.144	0.003	3804706.0	3.805
	Agosto	0.082	0.003	2172542.3	2.173
2013	Mayo	0.228	0.003	6012954.0	6.013
	Junio	0.220	0.003	5800421.9	5.800
	Julio	0.196	0.003	5168182.8	5.168
	Agosto	0.136	0.003	3581825.2	3.582
	Septiembre	0.111	0.003	2925441.7	2.925
2014	Junio	0.253	0.003	6682084.6	6.682
	Julio	0.225	0.003	5933338.4	5.933
	Agosto	0.139	0.003	3657047.7	3.657
	Septiembre	0.105	0.003	2772528.3	2.773
2015	Junio	0.279	0.003	7363246.4	7.363
	Julio	0.249	0.003	6563792.7	6.564
	Agosto	0.221	0.003	5818614.8	5.819
	Septiembre	0.186	0.003	4919558.4	4.920
	Octubre	0.120	0.003	3170407.3	3.170

Fuente: Elaboración Propia.

7.3 CONTRASTE DE CAUDALES OBSERVADOS DEL RÍO TRES ROS CON CAUDALES MODELADOS POR EL MODELOS DE MAILLET (MODELO EXPONENCIAL) Y EL MODELO POTENCIAL.

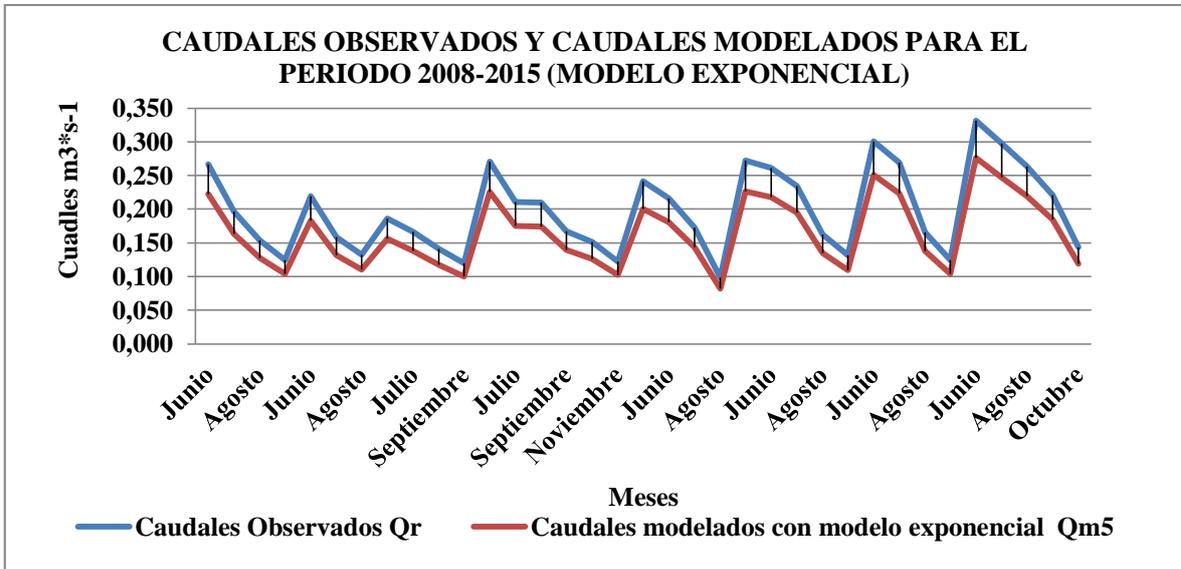


Figura 56. Comparación de caudales observados y modelados

Fuente: Elaboración propia a partir de la tabla 33.

En la Figura 54, se puede observar que el caudal modelado presenta valores subestimados, además siguen una misma tendencia con respecto a los caudales observados.

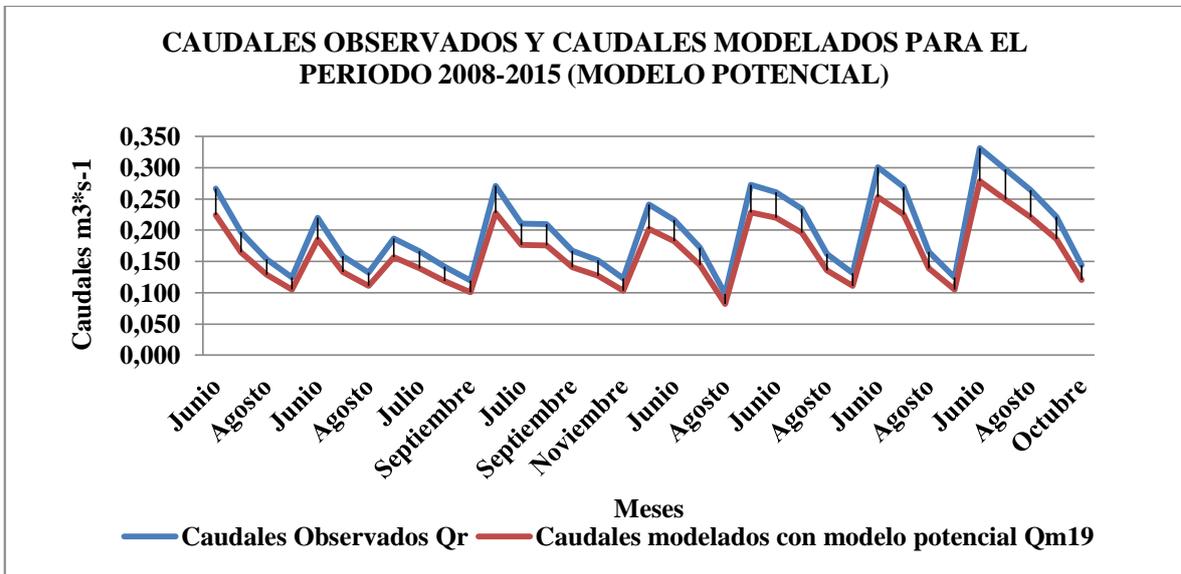


Figura 57. Comparación de caudales observados y modelados

Fuente: Elaboración propia a partir de la tabla 34.

En la Figura 55, se puede observar que el caudal modelado presenta valores subestimados, además siguen una misma tendencia con respecto a los caudales observados.

7.4 CONSTANCIA DE USO DE INFORMACIÓN



CONSTANCIA

Conste por el presente que; el **Sr. Jairo Isai Alvarez Villanueva, Bachiller en Ingeniería Hidráulica**, egresado de la **Facultad de Ingeniería de la Universidad Nacional de Cajamarca**, ha utilizado del **Boletín De Control De Procesos** información de registro de caudales de entrada del río **Tres Ríos** a la planta de tratamiento de agua potable **“SANTA APOLONIA”** de la **EPS Sedacaj S.A;** del periodo **2008 al 2015**, para lo cual, se le brindó todas las facilidades para el desarrollo de su investigación, cuyo título es: **“APORTE DE AGUA EN LA CAPTACIÓN EL RONQUILLO-CAJAMARCA SEGÚN EL CAUDAL RECESIVO EN ESTIAJE, PARA LOS AÑOS HIDROLÓGICOS 2008-2015”**.

Se le expide la presente constancia a solicitud verbal del interesado.

Cajamarca, 10 de Abril del 2017

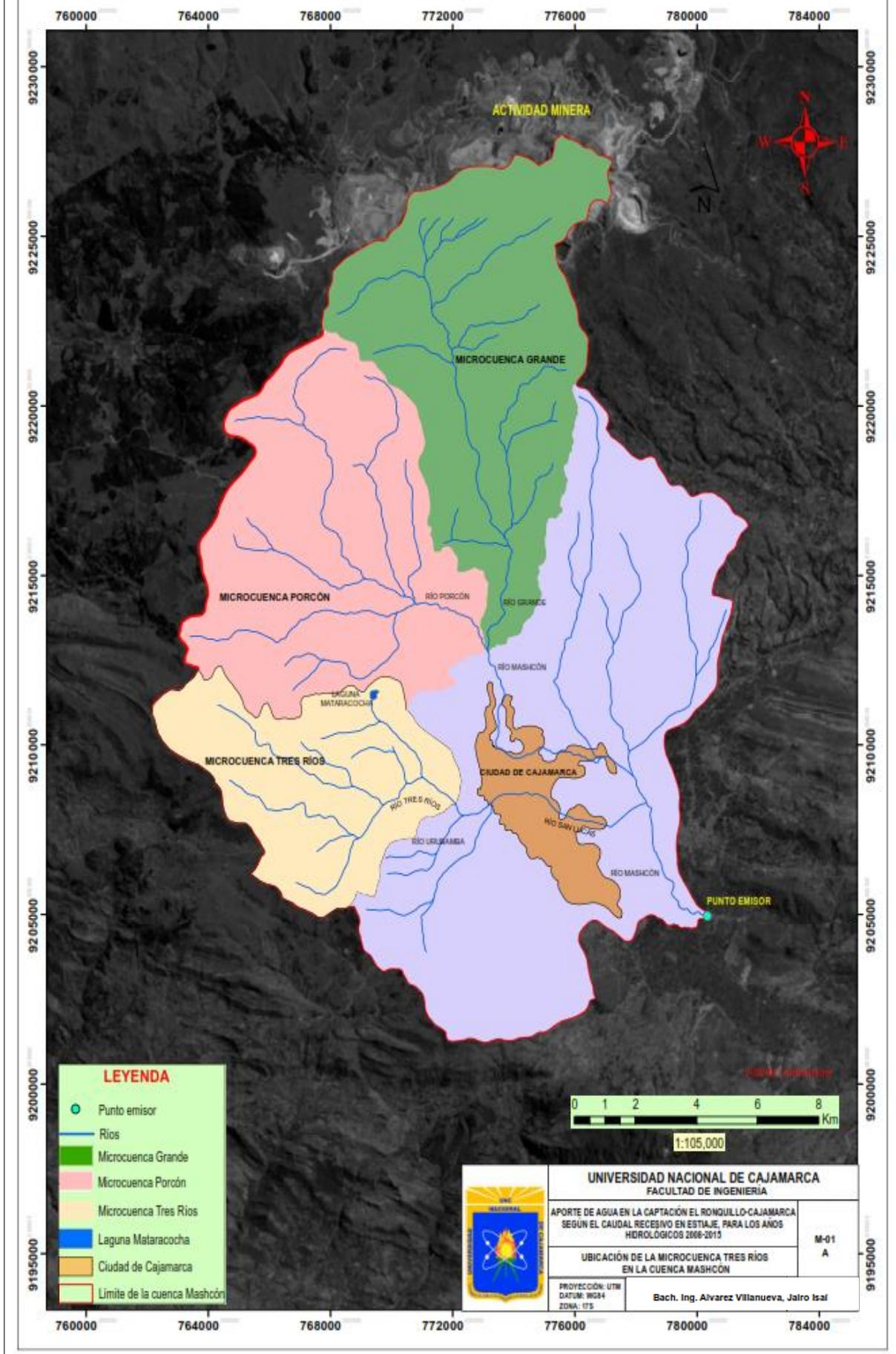


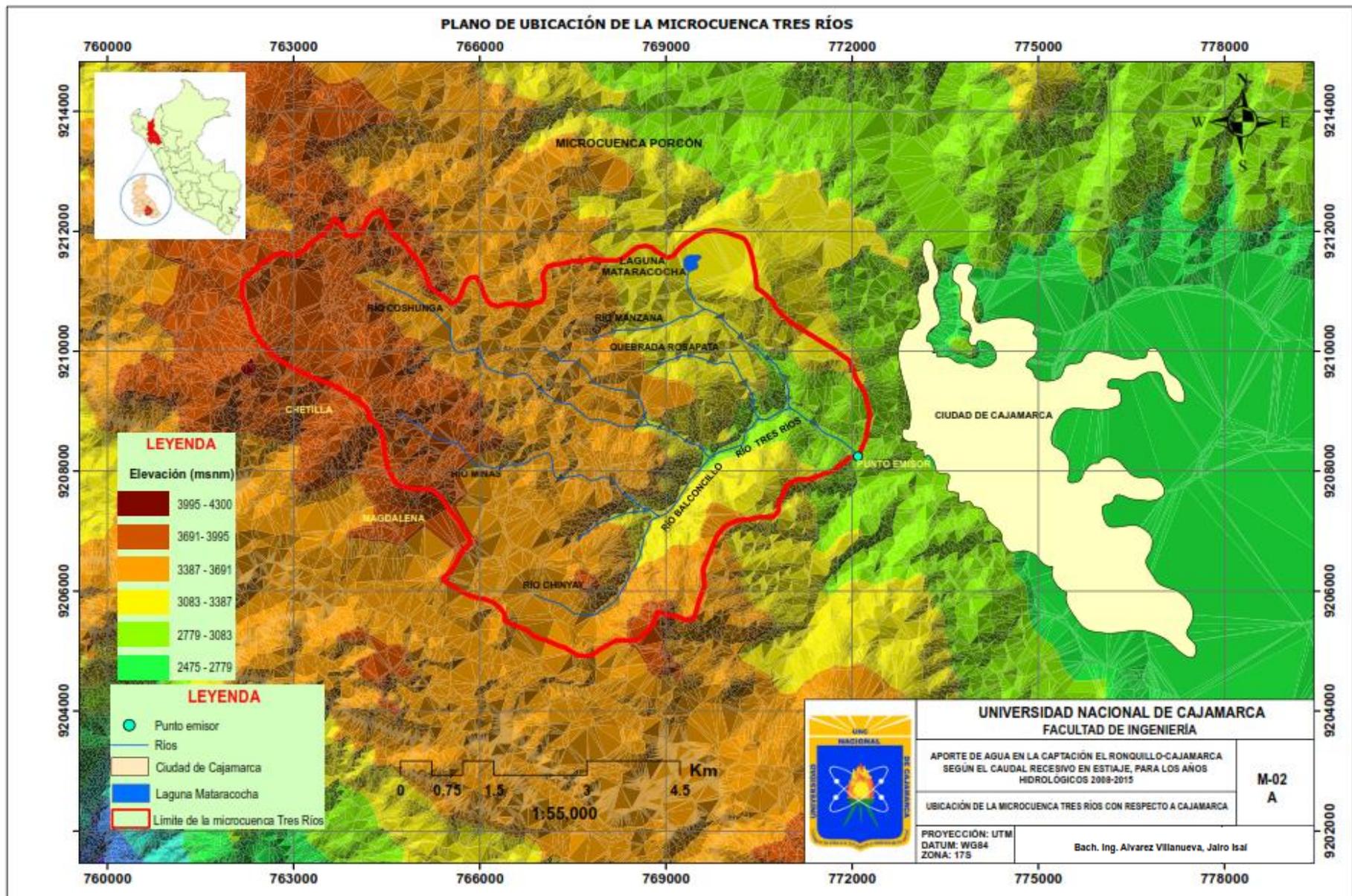
Inge Marco Harro Cepurión
CONTROL DE CALIDAD
EPS SEDACAJ S. A.

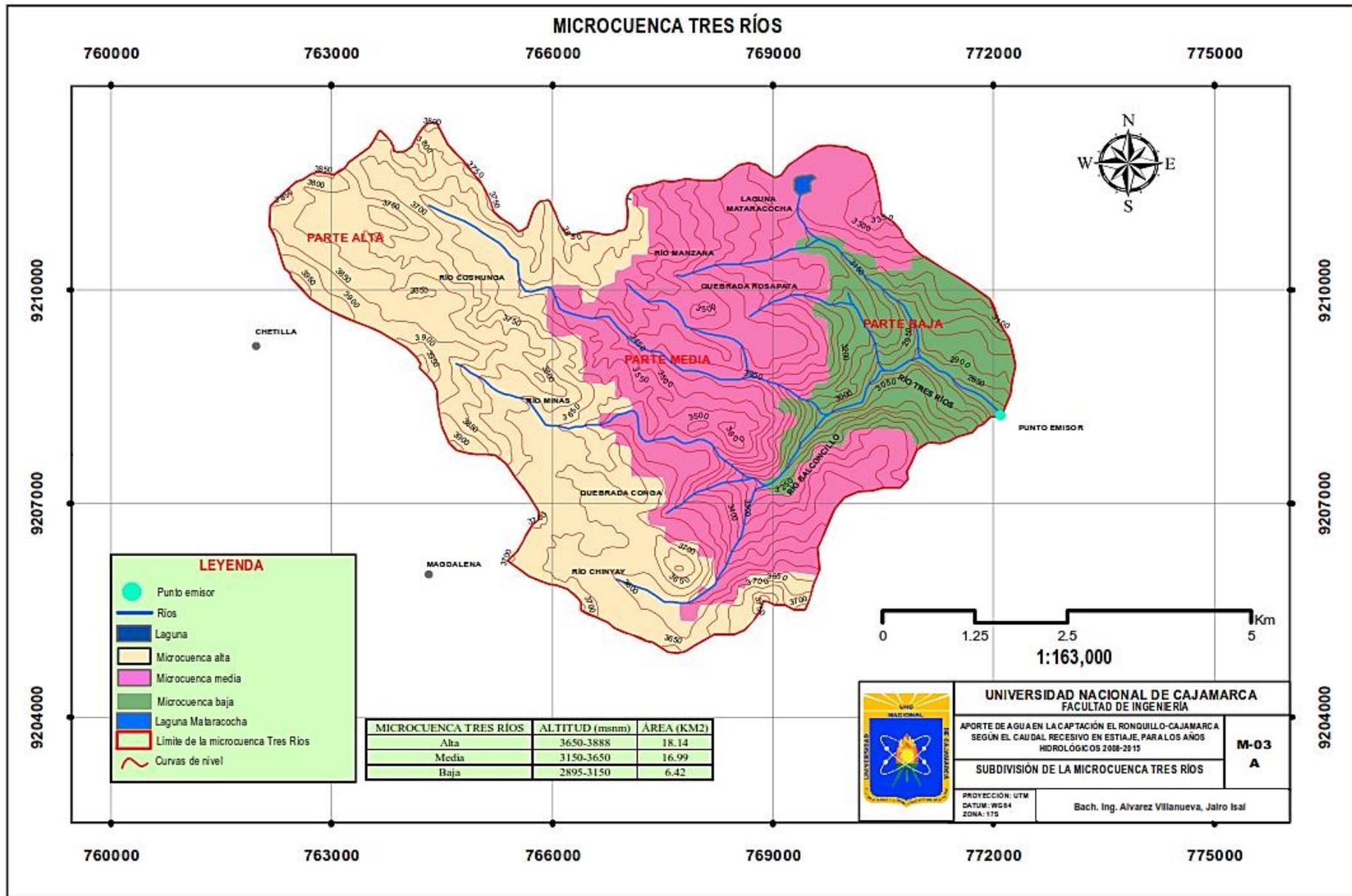
7.5 PLANOS

- Mapa A-1.**- Ubicación de la microcuenca Tres Ríos en la cuenca Mashcón.
- Mapa A-2.**-Ubicación de la microcuenca Tres Ríos con respecto a Cajamarca.
- Mapa A-3.**- Subdivisión de la microcuenca Tres Ríos.
- Mapa A-4.**- Plano a curvas de nivel.
- Mapa A-5.**- Lugares de la microcuenca Tres Ríos.
- Mapa A-6.**- Red hídrica de la microcuenca Tres Ríos.

UBICACIÓN DE LA MICROCUENCA TRES RÍOS EN LA CUENCA MASHCÓN







MICROCUECNA TRES RÍOS

760000

763000

766000

769000

772000

775000

9213000

9210000

9207000

9204000

9213000

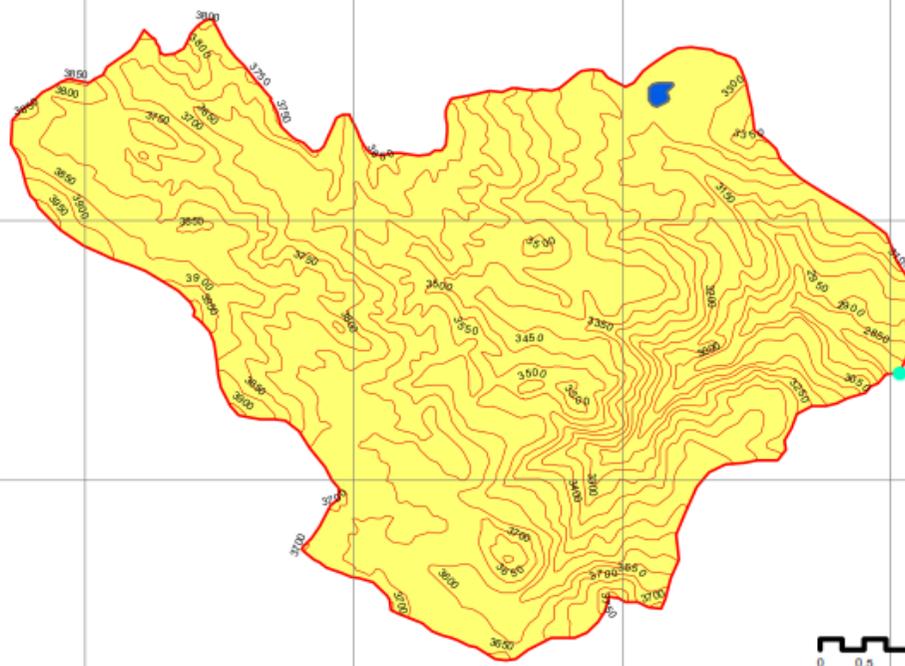
9210000

9207000

9204000

PARÁMETROS MORFOMÉTRICOS BÁSICOS	
ÁREA (km ²)	41.5
PERÍMETRO(km)	31.8
ALTITUD MEDIA (msnm)	3490
ALTITUD MÁXIMA(msnm)	3890
ALTITUD MÍNIMA(msnm)	2890
PENDIENTE PROMEDIO DE LA CUENCA %	29.05
COORD X CENTROIDE (m)	767004
COORD Y CENTROIDE (m)	9208900

LEYENDA	
	Punto emisor
	Curva de nivel
	Microcuenca Tre Ríos
	Limite de la microcuenca Tres Ríos
	Laguna Mataracocho



UNIVERSIDAD NACIONAL DE CAJAMARCA
FACULTAD DE INGENIERÍA

APORTE DE AGUA EN LA CAPTACIÓN EL RONQUILLO-CAJAMARCA
SEGUN EL CAUDAL RECESIVO EN ESTIAJE, PARA LOS AÑOS
HIDROLÓGICOS 2008-2013

M-04
A

PLANO A CURVAS DE NIVEL

PROYECCIÓN: UTM
DATUM: WGS 84
ZONA: 17S

Bach. Ing. Alvarez Villanueva, Jairo Isai

760000

763000

766000

769000

772000

775000

