

	GESTIÓN SERVICIOS BIBLIOTECARIOS					  	
	CARTA DE AUTORIZACIÓN						
CÓDIGO	AP-BIB-FO-06	VERSIÓN	1	VIGENCIA	2014	PÁGINA	1 de 1

Neiva, 21 de noviembre de 2016

Señores

CENTRO DE INFORMACIÓN Y DOCUMENTACIÓN

UNIVERSIDAD SURCOLOMBIANA

Ciudad

El (Los) suscrito(s):

Andres Mauricio Salazar Andrade, con C.C. No. 1.075.277.178, Jonathan Nogales Pimentel, con C.C. No. 1.075.284.878 autor (es) de la tesis y/o trabajo de grado Titulado Estudio de la Oferta Hídrica en la Cuenca Hidrográfica Río Aipe, presentado y aprobado en el año 2016 como requisito para optar al título de Ingeniero Agrícola, autorizo (amos) al Centro de Información y Documentación de la Universidad Surcolombiana para que, con fines académicos, muestre al país y el exterior la producción intelectual de la Universidad Surcolombiana, a través de la visibilidad de su contenido de la siguiente manera:

- Los usuarios puedan consultar el contenido de este trabajo de grado en los sitios web que administra la Universidad, en bases de datos, repositorio digital, catálogos y en otros sitios web, redes y sistemas de información nacionales e internacionales “open access” y en las redes de información con las cuales tenga convenio la Institución.
- Permita la consulta, la reproducción y préstamo a los usuarios interesados en el contenido de este trabajo, para todos los usos que tengan finalidad académica, ya sea en formato Cd-Rom o digital desde internet, intranet, etc., y en general para cualquier formato conocido o por conocer, dentro de los términos establecidos en la Ley 23 de 1982, Ley 44 de 1993, Decisión Andina 351 de 1993, Decreto 460 de 1995 y demás normas generales sobre la materia.
- Continúo conservando los correspondientes derechos sin modificación o restricción alguna; puesto que, de acuerdo con la legislación colombiana aplicable, el presente es un acuerdo jurídico que en ningún caso conlleva la enajenación del derecho de autor y sus conexos.

De conformidad con lo establecido en el artículo 30 de la Ley 23 de 1982 y el artículo 11 de la Decisión Andina 351 de 1993, “Los derechos morales sobre el trabajo son propiedad de los autores” , los cuales son irrenunciables, imprescriptibles, inembargables e inalienables.

Andres Mauricio Salazar Andrade:

Firma:



Jonathan Nogales Pimentel

Firma:





GESTIÓN SERVICIOS BIBLIOTECARIOS

DESCRIPCIÓN DE LA TESIS Y/O TRABAJOS DE GRADO



CÓDIGO

AP-BIB-FO-07

VERSIÓN

1

VIGENCIA

2014

PÁGINA

1 de 4

TÍTULO COMPLETO DEL TRABAJO:

Estudio de la Oferta Hídrica en la Cuenca Hidrográfica Río Aipe

AUTOR O AUTORES:

Primero y Segundo Apellido	Primero y Segundo Nombre
Nogales Pimentel	Jonathan
Salazar Andrade	Andres Mauricio

DIRECTOR Y CODIRECTOR TESIS:

Primero y Segundo Apellido	Primero y Segundo Nombre
Izquierdo Bautista	Jaime
Obregón Neira	Nelson

ASESOR (ES):

Primero y Segundo Apellido	Primero y Segundo Nombre
Guzmán López	Helmer Alexis
Quimbaya Lasso	Felipe Andres

PARA OPTAR AL TÍTULO DE: Ingeniero Agrícola

FACULTAD: Ingeniería

PROGRAMA O POSGRADO: Agrícola

CIUDAD: Neiva **AÑO DE PRESENTACIÓN:** 2016 **NÚMERO DE PÁGINAS:** 101

	GESTIÓN SERVICIOS BIBLIOTECARIOS					  	
	DESCRIPCIÓN DE LA TESIS Y/O TRABAJOS DE GRADO						
CÓDIGO	AP-BIB-FO-07	VERSIÓN	1	VIGENCIA	2014	PÁGINA	2 de 4

TIPO DE ILUSTRACIONES (Marcar con una X):

Diagramas x Fotografías Grabaciones en discos Ilustraciones en general x Grabados Láminas
 Litografías Mapas x Música impresa Planos x Retratos Sin ilustraciones Tablas o Cuadros x

SOFTWARE requerido y/o especializado para la lectura del documento:

- Pdf, Python, Matlab

MATERIAL ANEXO:

- Códigos de Programación
- Mapas de la cuenca
- Graficas

PREMIO O DISTINCIÓN (En caso de ser LAUREADAS o Meritoria):

PALABRAS CLAVES EN ESPAÑOL E INGLÉS:

	<u>Español</u>	<u>inglés</u>
1.	Oferta Hídrica	Water Offer
2.	Variabilidad Climática	Climate Variability
3.	Transformada de Wavelet	Wavelet Transform
4.	Transformada de Fourier	Fourier Transform
5.	Índice Oceánico del niño (ONI)	Oceanic Niño Index
6.	Indice Oscilacion del Sur (SOI)	Southern Oscillation Index
7.	Índice Multivariado ENSO (MEI)	Multivariate ENSO index
8.	Mancha Solar	Sunspot
9.	Zona de Convergencia Intertropical (ZCIT)	Intertropical Convergence Zone
10.	Flujo Base	Base Flow

RESUMEN DEL CONTENIDO: (Máximo 250 palabras)

La mayor parte de las alteraciones que se producen en el régimen de lluvias en Colombia son causadas, en parte, por la variabilidad climática interanual, relacionada con el ciclo El Niño, La Niña - Oscilación del Sur (ENSO), el cual causa enormes perturbaciones en la circulación atmosférica y oceánica del planeta, afectando el “tiempo”, dando lugar a



GESTIÓN SERVICIOS BIBLIOTECARIOS

DESCRIPCIÓN DE LA TESIS Y/O TRABAJOS DE GRADO



CÓDIGO

AP-BIB-FO-07

VERSIÓN

1

VIGENCIA

2014

PÁGINA

3 de 4

devastadoras sequías e inundaciones en el país. Actualmente la precipitación y el caudal en la cuenca hidrográfica río Aipe se ha visto afectada por las altas temperaturas debidas a este fenómeno, por esta razón el presente estudio tuvo como objetivo analizar el comportamiento de la oferta hídrica y sus afectaciones ante este fenómeno. Para este análisis se implementaron metodologías de caracterizaciones estadísticas, correlación espacio-temporal, análisis espectrales con Fourier y Wavelet así como también ejercicios de modelación hidrológica con separación de flujo base mediante el modelo de Nathan y McMahon, y mediante el modelo GR4J. Se encontró que la cuenca presenta rezagos entre 1 y 2 meses en su respuesta hidrológica en relación con ENSO, así como también afectaciones por fenómenos como manchas solares y la Zona de Convergencia Intertropical, convirtiéndose así en una hidrosistema altamente sensible. Se concluyó que la presencia de áreas de reserva natural y de bosques densos, representan una característica fundamental en hidrosistemas (cuencas hidrográficas), como medio adaptativo y de aumento de la resiliencia ante fenómenos de variabilidad climática y cambio climático, convirtiéndose así en puntos clave para la seguridad hídrica como también para su gestión integral.

ABSTRACT: (Máximo 250 palabras)

Most of the alterations that occur in the rainfall regime in Colombia are caused in part by the interannual climatic variability related to the El Niño, La Niña - Southern Oscillation (ENSO) cycle, which causes enormous disturbances in the atmospheric and oceanic circulation of the planet, affecting the "time", giving rise to devastating droughts and floods in the country. Currently precipitation and flow in the Aipe river basin has been affected by the high temperatures due to this phenomenon, for this reason the present study aimed to analyze the behavior of water supply and its effects on this phenomenon. For this analysis, methodologies of statistical characterization, spatial-temporal correlation, Fourier and Wavelet spectral analyzes were implemented, as well as hydrological modeling exercises with base flow separation using the Nathan and McMahon model, and using the GR4J model. It was found that the basin presents lags between 1 and 2 months in its hydrological response in relation to ENSO, as well as affectations by phenomena such as sunspots and the Intertropical Convergence Zone, thus becoming a highly sensitive hydrosystem. It was concluded that the presence of natural reserve areas and dense forests represent a fundamental characteristic in hydrosystems (watersheds), as an adaptive and increasing resilience to climatic variability and climate change phenomena, becoming key points for Water security as well as for its integral management.



GESTIÓN SERVICIOS BIBLIOTECARIOS

DESCRIPCIÓN DE LA TESIS Y/O TRABAJOS DE GRADO



CÓDIGO

AP-BIB-FO-07

VERSIÓN

1

VIGENCIA

2014

PÁGINA

4 de 4

APROBACION DE LA TESIS

Nombre Presidente Jurado: Jaime Izquierdo Bautista

Firma:

Nombre Jurado: Helmer Alexis Guzmán López

Firma:

FIRMA DEL JURADO

Nombre Jurado: Felipe Andrés Quimbaya Lasso

Firma:

FIRMA DEL JURADO

ESTUDIO DE LA OFERTA HIDRICA EN LA CUENCA HIDROGRÁFICA RÌO AIPE

Presentado Por:

**JONATHAN NOGALES PIMENTEL
ANDRÉS MAURICIO SALAZAR ANDRADE**

**UNIVERSIDAD SURCOLOMBIANA
FACULTAD DE INGENIERÍA
PROGRAMA DE INGENIERÍA AGRÍCOLA
NEIVA-HUILA
2016**

ESTUDIO DE LA OFERTA HIDRICA EN LA CUENCA HIDROGRÁFICA RÌO AIPE

Presentado Por:

**JONATHAN NOGALES PIMENTEL
ANDRÉS MAURICIO SALAZAR ANDRADE**

Trabajo de grado para optar al título de: Ingeniero Agrícola

Director:

JAIME IZQUIERDO BAUTISTA

Codirector:

NELSON OBREGÓN NEIRA

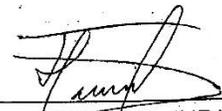
**UNIVERSIDAD SURCOLOMBIANA
FACULTAD DE INGENIERÍA
PROGRAMA DE INGENIERÍA AGRÍCOLA
NEIVA-HUILA
2016**

NOTA DE ACEPTACIÓN

APROBADA

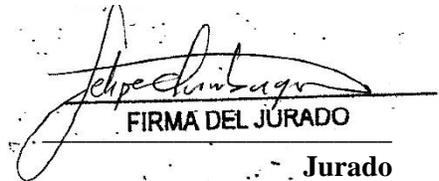


Presidente del Jurado



FIRMA DEL JURADO

Jurado



FIRMA DEL JURADO

Jurado

Neiva, 20 de noviembre de 2016

DEDICATORIA

JONATHAN NOGALES PIMENTEL

A Dios, padre supremo y creador del universo, a mis padres Ricaute Nogales y Piedad Roció Pimentel Gutiérrez por su amor, comprensión y cariño, a mi niña hermosa Maudi Sorley Medina Orjuela la mujer que le dio luz a mi vida y pinto de mil colores mi universo. Por último y no menos importante a mi hermano Anderson Nogales Pimentel por mostrarme lo que es la vida.

Ustedes son los dueños de esta partícula de conocimiento, que se encuentra plasmada aquí.

ANDRES MAURICIO SALAZAR ANDRADE

A Dios, principalmente por darme fortaleza, entendimiento y sabiduría para el desarrollo de este propósito, a mi familia fuente de apoyo y cariño incondicional quienes fortalecían mis ánimos para seguir adelante, y a Angélica por sus enseñanzas y reflexiones.

AGRADECIMIENTOS

JONATHAN NOGALES PIMENTEL

A Rodrigo Alberto Pachón, por sus sabias palabras y apoyo incondicional, así como también por haber creído en mí y abrirme las puertas hacia nuevos horizontes.

A Nelson Obregón Neira, por su confianza, gentileza, guía y apoyo incondicional, durante este proceso. Gracias por expandir mi mente y elevar mi espíritu.

A Miguel Ángel Valenzuela por su amistad, confianza y apoyo incondicional, como también por ser la persona que me mostro el hermoso mundo de la hidrología.

A Jaime Izquierdo Bautista por orientarnos y brindarnos su apoyo incondicional en todo este proceso.

A Helmer Alexis Guzmán, por sus sabios consejos, palabras de aliento y guía durante todo este proceso. Muy pocas personas logran ver la vida desde una perspectiva tan brillante y noble como lo hace él.

A Felipe Quimbaya, por el apoyo y colaboración brindada durante todo este proceso.

A Jonathan Romero Cuellar por sus enseñanzas y hacer entender el verdadero sentido de la vida.

A Darwin Brochero por el apoyo y la colaboración brindada.

A Nidia cristina Reyes por su apoyo incondicional, palabras de aliento durante el desarrollo de este trabajo.

A Miguel Melgarejo por sus sabias palabra, concejos y reflexiones, como también por su valiosa asesoría vital para el desarrollo de este proyecto.

A mi compañero de tesis Andres Mauricio Salazar Andrade, por todo su esfuerzo, cooperación y empeño colocado, para que este proyecto se llevara a cabalidad de una forma exitosa.

A todos mis compañeros y profesores del Instituto Geofisico (Alfonso Ramos, Maddy, Constanza, Karen, Andres, Alfonso, Denis y Marcelo) por todo su apoyo.

A mis amigos y compañeros de universidad, por su amistad, enseñanzas y experiencias vividas. Gracias muchacho, ustedes más que mis amigos, son mi familia...

ANDRES MAURICIO SALAZAR ANDRADE

A Jaime Izquierdo por dirigir el camino de este gran proyecto.

A nuestros jurados de tesis quienes siempre estuvieron atentos para la colaboración y apoyo durante el desarrollo de este propósito.

A mi compañero Jonathan Nogales quien con sus palabras, colaboración y buen humor impulso el desarrollo de este proceso.

A mis compañeros de clases por su amistad y colaboración.

Si hay magia en el planeta, está contenida en el agua

(Loran Eisely)

CONTENIDO

1	INTRODUCCION	11
2	PLANTEAMIENTO DEL PROBLEMA.....	13
3	MARCO TEORICO.....	15
3.1.	El Niño-Oscilación del Sur (Bedoya et al. 2010).....	15
3.1	Índices climáticos.....	16
3.1.1	Oscilación de Sur	17
4.	METODOLOGIA	17
4.1.	Descripción del área de estudio.....	17
4.2.	Caracterización.....	18
4.2.1.	Morfométrica.....	18
4.2.2.	Biofísica	25
4.2.3.	Hydroclimatologica.....	27
4.3.	Unidades de respuesta hidrológica (HRU).....	41
4.4.	Modelación hidrológica.....	41
4.5.	Modelo hidrológico GR4J	42
4.6.	Optimización matemática.....	45
4.6.1.	Dynamically dimensioned search (DDS).....	46
4.6.2.	Máxima verosimilitud	47
4.7.	Métricas de desempeño	47
4.7.1.	Error cuadrático medio (MSE).....	47
4.7.2.	Nash-Sutcliffe.....	48
4.7.3.	Prueba de Kolmogorov – Smirnov.....	48
5.	RESULTADOS Y DISCUSIONES	49
5.1.	Análisis Morfométrico	49
5.2.	Consistencia de la información	52
5.3.	Caracterización estadística	58
5.4.	Correlaciones espaciales y temporales	62
5.5.	Correlaciones entre índices del ENSO	67
5.6.	Análisis espectral.....	72
5.7.	Modelación hidrológica.....	83
6.	CONCLUSION Y REMENDACIONES	95
7.	BIBLIOGRAFIA.....	96

TABLA DE FIGURAS

Figura 3-1 Regiones de desarrollo y monitoreo del fenómeno El Niño sobre el océano Pacífico tropical. Fuente: www.cpc.noaa.gov/products/analysis_monitoring/ensostuff/nino_regions.shtml tomado de (Bedoya et al. 2010).15

Figura 3-2 Representación de las condiciones en el océano Pacífico tropical a nivel superficial y en profundidad sobre la región de desarrollo del ENSO. Fuente: [http](http://www.cpc.noaa.gov/products/analysis_monitoring/ensostuff/nino_regions.shtml) tomado de (Bedoya et al. 2010). 15

Figura 3-3. Ubicación Geográfica de algunos de los índices más usados. Fuente: (Jiménez 2012) 16

Figura 4-1. Esquema de una neurona artificial Fuente: rna.50webs.com/tutorial/RNA_intro.html 29

Figura 4-2 Diagrama de Caja y Bigotes Fuente: (Moros 2010) 31

Figura 4-3 Hidrograma de caudales mostrando un período de recesión adecuado para el análisis. Fuente: (Rivera et al. 2002) 40

Figura 4-5 Diagrama del modelo lluvia-escorrentía GR4J Fuente: (Perrin et al. 2003) 42

Figura 5-1 Perfil Longitudinal del Cauce Principal 49

Figura 5-2. Curva Hipsométrica 50

Figura 5-3 Perfil de la cuenca 50

Figura 5-4 Curvas de masa de las 6 estaciones pluviométricas en el área de estudio. 53

Figura 5-5. Diagrama de caja de bigotes de las 6 estaciones pluviométricas en el área de estudio. 54

Figura 5-6. Diagrama de caja de bigotes para la estación el Carmen 54

Figura 5-7. Diagrama de caja de bigotes para la estación La Julia 55

Figura 5-8. Diagrama de caja de bigotes para la estación Órganos 55

Figura 5-9. Diagrama de caja de bigotes para la estación Pérez 56

Figura 5-10. Diagrama de caja de bigotes para la estación Praga 56

Figura 5-11. Diagrama de caja de bigotes para la estación San Luis 57

Figura 5-12 Diagrama de caja de bigotes para la estación Puente Carretera 58

Figura 5-13. Autocorrelaciones lineal de precipitación de las estaciones de precipitación en el área de estudio. 62

Figura 5-14 Autocorrelación lineal de la señal de caudales 63

Figura 5-15. Correlación lineal cruzada entre estaciones de precipitación 63

Figura 5-16. Correlaciones lineal cruzadas entre las 6 estaciones precipitación y la estación de caudal 64

Figura 5-17. Autocorrelación no lineal entre las estaciones de precipitación 65

Figura 5-18, Autocorrelación no lineal de los registros de caudal 65

Figura 5-19. Correlación cruzada no lineal entre estaciones de precipitación	66
Figura 5-20 Semivariogramas por mes para las estaciones de precipitación	67
Figura 5-21. Correlación cruzada lineal entre el índice MEI y las señales de precipitación.	68
Figura 5-22. Correlación cruzada lineal entre el índice ONI y las señales de precipitación	68
Figura 5-23. Correlación cruzada lineal entre el índice IOS y las señales de precipitación	69
Figura 5-24 Correlación cruzada lineal entre los índices y los caudales de cuenca río Aipe.	69
Figura 5-25 Correlación no lineal de las estaciones de precipitación con el índice MEI	70
Figura 5-26 Correlación no lineal de las estaciones de precipitación con el índice ONI	70
Figura 5-27 Correlación no lineal de las estaciones de precipitación con el índice IOS	71
Figura 5-28. Correlaciones no lineales entre los índices y el caudal.	71
Figura 5-29 Periodograma para las 6 series de precipitación.	72
Figura 5-30 Periodograma para las 6 series de anomalía de precipitación.	73
Figura 5-31 Transformada Wavelet para la estación San Luis	74
Figura 5-32 Transformada Wavelet para la estación Pérez	74
Figura 5-33 Transformada Wavelet para la estación El Carmen	75
Figura 5-34 Transformada Wavelet para la estación Órganos	75
Figura 5-35. Transformada Wavelet para la estación Praga	76
Figura 5-36. Transformada Wavelet para la estación La Julia	76
Figura 5-37. Transformada Wavelet para la estación Puente Carretera	77
Figura 5-38. Serie de calibración de la RNA para temperatura	78
Figura 5-39. Sactter-plot de la optimización de la RNA para temperatura	79
Figura 5-40. Grafica de desempeño dela función de error de la RNA para temperatura	79
Figura 5-41. Señal de validación dela RNA para temperatura	80
Figura 5-42. Sactter-plot de la validación de la RNA para temperatura	80
Figura 5-43 Señal de calibración de la RNA para humedad relativa	81
Figura 5-44 Sactter-plot de la optimización de la RNA para humedad relativa	81
Figura 5-45 Desempeño dela función de error en la calibración de la RNA para humead relativa	82
Figura 5-46 Señal de validación para la RNA para humedad relativa	82
Figura 5-47 Sactter-plot de validación de la RNA para humedad relativa	83
Figura 5-48 Señal de calibración del modelo GR4J en la cuenca río Aipe	84

Figura 5-49 Scatter-plot de calibración del modelo GR4J en la cuenca río Aipe	85
Figura 5-50 Señal de validación del modelo GR4J en la cuenca río Aipe	86
Figura 5-51 Scatter-plot de validación del modelo GR4J en la cuenca río Aipe	87
Figura 5-52 Desempeño de la función de error del modelo GR4J	87
Figura 5-53 Comportamiento de las variables de estado del modelo GR4J para la HRU-1	89
Figura 5-54 Comportamiento de las variables de estado del modelo GR4J para la HRU-2	90
Figura 5-55 Comportamiento de las variables de estado del modelo GR4J para la HRU-3	90
Figura 5-56 Comportamiento de las variables de estado del modelo GR4J para la HRU-4	91
Figura 5-57 Comportamiento de las variables de estado del modelo GR4J para la HRU-5	91
Figura 5-58 Comportamiento de las variables de estado del modelo GR4J para la HRU-6	92
Figura 5-59. Comportamiento de las variables de estado del modelo GR4J para la HRU-7	92
Figura 5-60 Separación de flujo base para el periodo de 1985-1988	93
Figura 5-61 Separación de flujo base para el periodo de 1997-2000	93
Figura 5-62. Separación de flujo base para el periodo de 2001-2006	94

Tabla de Ilustraciones

Ilustración 1. Cuenca hidrográfica río Aipe Fuente: https://www.google.es/intl/es/earth/	17
Ilustración 2. Imagen satelital en la Parte alta de la cuenca Fuente: https://www.google.es/intl/es/earth/	77
Ilustración 3 Imagen satelital del valle de la cuenca Fuente: https://www.google.es/intl/es/earth/	78
Ilustración 4. Imagen satelital de la zona media de la cuenca río Aipe. Fuente: https://www.google.es/intl/es/earth/	84
Ilustración 5. Corte geológico en el área de la cuenca río Aipe. Fuente: www.sgc.gov.co/	88

1 INTRODUCCION

La preservación del recurso hídrico es fundamental para el desarrollo económico y social de las diferentes urbes que componen la sociedad actual. El uso de grandes cantidades de agua como también la contaminación realizada por las aguas servidas y demás, conllevan a un estudio detallado de las diferentes formas en las que se encuentra el recurso hídrico en el medio ambiente.

El estudio del ciclo hidrológico, genera un alto valor en su análisis y evaluación, ya que este enmarca los diferentes procesos en los cuales se encuentra la dinámica del agua. En la actualidad se encuentran diferentes conceptos para las diversas partes del ciclo hidrológico y distintas escalas espaciales y temporales para su estudio detallado.(Malcolm G & McDonnell 2007).

Los modelos matemáticos o modelos hidrológicos son una herramienta de gran importancia para el estudio del ciclo hidrológico que se ha extendido por todo el mundo, fundamentalmente en países desarrollados. En la actualidad, con el empleo de estos modelos, se realiza el análisis y la prevención de las inundaciones; además, es posible manejar hipótesis suficientemente realistas o previsibles que ofrezcan un cierto grado de confianza para la toma de decisiones, ya sea en la ordenación del territorio en torno a los ríos o para exigir criterios de diseño de obras e infraestructuras capaces de soportar y funcionar adecuadamente en situaciones de emergencia. Incluso, alertar a los servicios de protección civil y establecer protocolos de actuación ante posibles situaciones de peligro por intensas lluvias. Dueñas. (1997). Por otra da un entendimiento del comportamiento de la oferta hídrica frente a las afectaciones causadas por el fenómeno del niño, permitiendo así que se pueden realizar tomas de decisiones, para la prevención del riesgo frente a la disminución excesiva de caudales, incendios forestales, inundaciones y demás desastres que trae consigo El niño o fenómeno ENSO.

El fenómeno ENSO causa enormes perturbaciones en la circulación atmosférica y oceánica del planeta, afectando el “tiempo” (corto plazo) y el clima (mediano y largo plazo) (Poveda, et al., 2002). El Niño y su fase opuesta La Niña, son las componentes oceánicas del ENSO y corresponden, en términos generales, a la aparición, de tiempo en tiempo, de aguas superficiales relativamente más cálidas (El Niño) o más frías (La Niña) que lo normal en el Pacífico tropical central y oriental, frente a las costas del norte de Perú, Ecuador y sur de Colombia. (Montealegre, 2009). Estas alteraciones de la estructura térmica superficial y subsuperficial del océano están asociadas con el debilitamiento de los vientos alisios del este y con la Oscilación del Sur (la componente atmosférica del ENSO), correspondiente a una variación de la masa atmosféricas entre el oeste y el este del pacífico ecuatorial. Generalmente un centro de alta presión se localiza cerca de Tahití, mientras que un centro de baja presión se localiza en Indonesia y el norte de Australia, cerca de Darwin. (Arango et al. 2012).

Las devastadoras sequías e inundaciones asociadas con los eventos ENSO son el resultado de las teleconexiones entre las fluctuaciones extremas de las temperaturas superficiales del mar en la cuenca del Pacífico tropical y los climas regionales (Renu & Sumant, 2006) y tienen un gran impacto socioeconómico que esta también muy relacionado con la vulnerabilidad de las poblaciones y de los sectores productivos. La importancia de los fenómenos ENSO ha llevado a varios autores a investigar los efectos de este evento tropical en las condiciones meteorológicas sobre áreas cercanas o muy alejadas de su lugar de origen, especialmente sobre la temperatura, la precipitación, la circulación del viento, corrientes marinas y sobre el impacto que genera en las actividades humanas (Guevara, 2008).

Actualmente la cuenca hidrográfica río Aipe se ha visto afectada por las altas temperaturas debido al fenómeno El niño, el cual condujo a una reducción notable de su caudal, estableciendo una condición de alto riesgo para el abastecimiento de la población urbana del municipio de Aipe, además de esto

se tiene también las numerosas concesiones de agua (74) que realizan desvíos con valores de caudal superiores a los establecidos por la Corporación del Alto Magdalena (CAM).

En el siguiente trabajo se presentan los análisis de la dinámica de la cuenca hidrográfica río Aipe, y las afectaciones que se encuentran debido al fenómeno ENSO.

2 PLANTEAMIENTO DEL PROBLEMA

El estudio de las afectaciones en la oferta hídrica de los diferentes afluentes debido a el fenómeno del niño, es fundamental para evitar la disminución excesiva del caudal base, lo que causa desabastecimiento y razonamiento a los centros urbanos como también a las actividades agrícolas que se benefician del recurso hídrico.

La mayor parte de las alteraciones que se producen en el régimen de lluvias en Colombia son causadas, en parte, por la variabilidad climática interanual, relacionada con el ciclo El Niño, La Niña - Oscilación del Sur, lo que ha provocado sequías extremas y lluvias extraordinarias en diferentes regiones geográficas del planeta. En Colombia este fenómeno Cálido del Pacífico (El Niño), ha afectado la oferta natural del recurso hídrico, generando un impacto sobre los caudales de los diferentes ríos y cuerpos de agua que surten la demanda en el territorio colombiano (Montealegre & Pabon 2000), como lo ocurrido durante los años 2009 – 2010, donde las principales afectaciones frente al fenómeno del Niño se presentan en la cuenca del río Magdalena-Cauca, con una reducción promedio del 26% en los caudales; en la cuenca media del río Cauca con reducciones del 38%; en los ríos Sogamoso y Suárez con valores de hasta un 30%; en el Sumapaz las reducciones pueden llegar hasta un 40%; en el Urabá antioqueño con disminuciones de caudal de entre 30% y 40%; en el río Catatumbo y el río Pamplonito con reducciones de hasta el 30%. Ante el fenómeno de la Niña, el aumento de caudales se presenta principalmente en la zona Andina. Bajo estas condiciones, los caudales en la cuenca media del río Cauca llegan a superar el 60% de su nivel normal, en el río Chinchiná alcanzan el 70% y en el río Patía hasta el 60% (García et al. 2012).

En el departamento del Huila los efectos causados por este fenómeno, son incalculables en función de las pérdidas de cobertura vegetal; propia para la conservación del recurso hídrico. Durante el 2015 en el Huila se reportaron más de 400 eventos de incendios en cobertura vegetal, en 25 de los 37 municipios del departamento. como también desabastecimiento de agua por sequía en los mismo (Arenas 2015).

El río Aipe, fuente que abastece a los cerca de 20 mil habitantes de este municipio, durante los últimos años ha presentado baja de caudales debido a las fuertes temperaturas producto de este fenómeno, a esto se suma desvíos ilegales que presenta el río a lo largo de su cauce, 74 concesiones de agua son permitidas por la Corporación del Alto Magdalena CAM, de las cuales un 80% son para fines piscícolas, de las cuales algunas irrespetan el caudal concedido para su actividad agrícola (Perdomo 2015). En el 2015 los niveles del cauce llegaron a tal punto que el río alcanzó los niveles más bajos en su caudal remanente, lo cual causó desesperación en la población y preocupación por parte de las autoridades. Por otra parte, durante el 2014 se dio a conocer un proyecto en cual se pretendía crear una pequeña central hidroeléctrica, con la cual durante la primera etapa, se generarían 11,6 megavatios y la segunda etapa podría estar entre 6 y 7 megavatios, en total sería de 18 megavatios y la inversión estaría en 70.000 millones de pesos (Pérez 2014), sin embargo la autoridad ambiental no dio vía libre al desarrollo de este proyecto, debido a que la empresa gestora, tenía intereses propios en la apropiación del cauce en la parte alta de la cuenca, afectando a los pobladores y demás beneficiarios de las aguas del río Aipe.

Actualmente en la cuenca hidrográfica río Aipe se han desarrollado estudios para determinar las posibles afectaciones de la oferta hídrica ante el cambio climático, implementado ejercicios de modelación como los llevado acabo por Buitrago & Quintero, (2015) y Labrador & Zúñiga, (2015) sin embargo, en la actualidad no se ha realizado un estudio en cual se exprese la dinámica hidrológica de la cuenca, ni tampoco las afectaciones en la oferta hídrica de la mismas por fenómenos de

variabilidad climática, que ofrezcan un soporte técnico para la toma de decisiones y planeación del territorio. Es por esto que surge como pregunta de investigación. **¿Cuál es el comportamiento de la oferta hídrica en la cuenca hidrográfica río Aipe y como se ha visto afectada esta bajo la influencia de El Niño-Oscilación del Sur (ENSO)?**

3 MARCO TEORICO

3.1. El Niño-Oscilación del Sur (Bedoya et al. 2010)

El fenómeno de El Niño-Oscilación (ENSO) del sur consiste en un calentamiento de las aguas superficiales del Pacífico tropical oriental, localizado entre la costa de América del Sur y la línea de fecha internacional o Zona de monitoreo de temperaturas superficiales del océano Pacífico, dividida en cuatro regiones: Niño 1 (80° - 90° W y 5° - 10° S), Niño 2 (80° - 90° W y 0° - 5° S), Niño 3 (90° - 150° W y 5° N- 5° S) y Niño 4 (150° - 160° E y 5° N- 5° S). (Línea de 180° , **Figura 3-1**), que persiste en promedio durante doce meses, con una recurrencia de 2 a 7 años. Esta anomalía oceanográfica de calentamientos sistemáticos está vinculada a cambios en las condiciones atmosféricas a escala casi mundial.

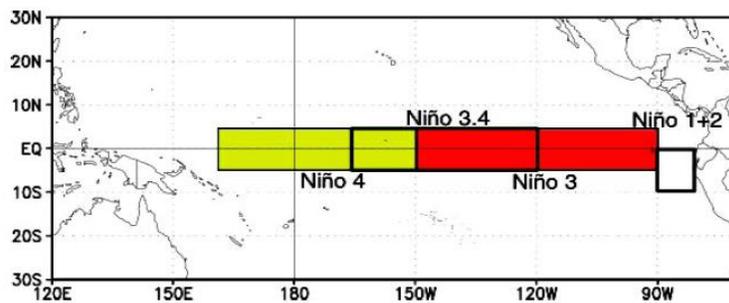


Figura 3-1 Regiones de desarrollo y monitoreo del fenómeno El Niño sobre el océano Pacífico tropical. Fuente: www.cpc.noaa.gov/products/analysis_monitoring/ensostuff/nino_regions.shtml tomado de (Bedoya et al. 2010).

La intensidad del fenómeno depende, en gran medida, de la magnitud de las anomalías océano-atmósfera y del área cubierta por estas sobre el Pacífico tropical. El efecto climático depende de la época del año en que se presente el fenómeno. Generalmente, el mayor impacto tiene lugar entre diciembre y abril, debido a que en el Pacífico ecuatorial las temperaturas superficiales son más cálidas en esta época del año. En consecuencia, un ligero calentamiento de las aguas debido a El Niño puede resultar en una importante redistribución de las precipitaciones convectivas tropicales.

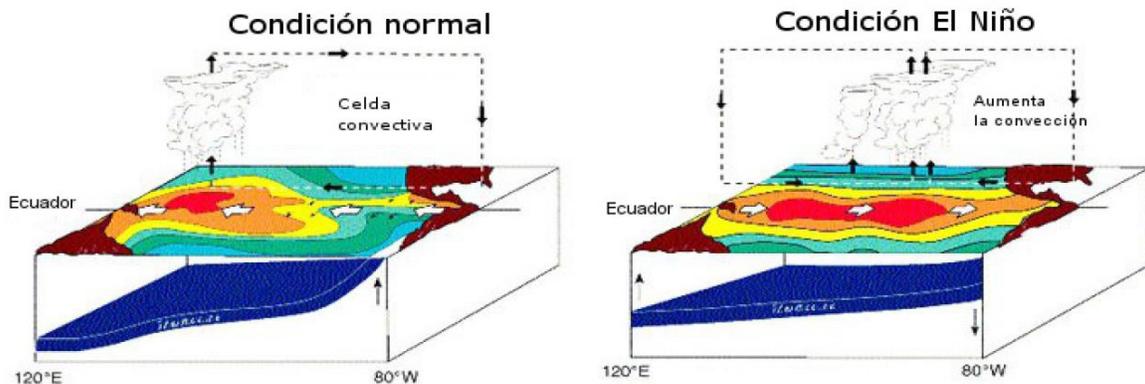


Figura 3-2 Representación de las condiciones en el océano Pacífico tropical a nivel superficial y en profundidad sobre la región de desarrollo del ENSO. Fuente: [http](http://www.cpc.noaa.gov/products/analysis_monitoring/ensostuff/nino_regions.shtml) tomado de (Bedoya et al. 2010).

En condiciones normales, la superficie del mar en la zona oeste del Pacífico tropical siempre es caliente (alrededor de 29 °C), la presión atmosférica es baja, y las precipitaciones, frecuentes e intensas (Ver **Figura 3-2**). Mientras en el extremo opuesto del Pacífico, unos 15.000 kilómetros al este, cerca de América del Sur, el agua es relativamente fría (21 °C a 26 °C), la presión atmosférica es alta y hay poca lluvia. En el Pacífico ecuatorial oriental, persisten aguas superficiales más frías durante todo el año, siendo más pronunciadas en verano y en otoño en el hemisferio norte, desde julio hasta noviembre. La marcada diferencia de Este a Oeste en la temperatura del océano Pacífico está asociada con lo que se conoce como *Celda de Walker*.

Sin embargo, cuando se presenta El Niño, las aguas cálidas de Asia, al final de la zona del Pacífico tropical, comienzan a dispersarse hacia el Este; y acompañando a estos cambios de temperatura, las regiones de baja presión y lluvias torrenciales también migran hacia el Este. En consecuencia, la zona central y la oriental del Pacífico se calientan y se tornan más lluviosas, mientras que en el extremo occidental del Pacífico las condiciones son más secas y frescas. El término *La Niña* se usa para designar a la oscilación de la temperatura del océano tropical en el sentido opuesto. Las características de La Niña son más frías que las condiciones normales en el Pacífico oriental, y más húmedas y más cálidas que las condiciones normales en el Pacífico en la zona oeste

3.1 Índices climáticos



Figura 3-3. Ubicación Geográfica de algunos de los índices más usados. Fuente: (Jiménez 2012)

Un índice climático es un valor que puede ser usado para describir el estado y los cambios en el sistema climático (Ver Figura 3-3). El clima de un sitio en particular es el estado promedio de la atmósfera durante un periodo prolongado de tiempo por lo que los cambios en el clima son mucho más lentos que los del estado del tiempo ya que éste puede cambiar bruscamente día con día. Los primeros índices climáticos se definieron hace aproximadamente un siglo, como es el caso de la Oscilación del Atlántico Norte (NAO, por sus siglas en inglés), el primer patrón de teleconexión detectado. Los índices climáticos permiten realizar análisis estadísticos tales como la comparación de series de tiempo, la estimación de medias y la identificación de valores extremos y tendencias (Jiménez 2012).

3.1.1 Oscilación de Sur

La distribución de la temperatura superficial del mar o del continente determina en gran parte la distribución de la presión atmosférica cerca de la superficie. Por lo general, las superficies cálidas corresponden a baja presión atmosférica y las superficies frías, a alta; así, los cambios en los patrones de distribución de la temperatura cerca de la superficie producen alteraciones en el campo de la presión atmosférica. La Oscilación del Sur (OS) es la respuesta atmosférica a los procesos oceánicos del Pacífico tropical relacionados con los fenómenos El Niño y La Niña y es el mecanismo principal a través del cual estas condiciones extremas alteran los patrones de la circulación de la atmósfera y ejercen influencia en el clima mundial (Pabón & Montealegre, 2008). Según las propias palabras de su descubridor, G. Walker “Cuando la presión es alta en el océano Pacífico tiende a ser baja en el océano Índico y viceversa”. La parametrización de este evento descrito como un balancín de presión se ha hecho por medio del Índice de la Oscilación del Sur (IOS) (Montealegre 2009).

4. METODOLOGIA

4.1. Descripción del área de estudio

El área de drenaje río Aipe presenta una extensión de 654,46 km², extendiéndose entre los municipios de Aipe, Neiva y Palermo.

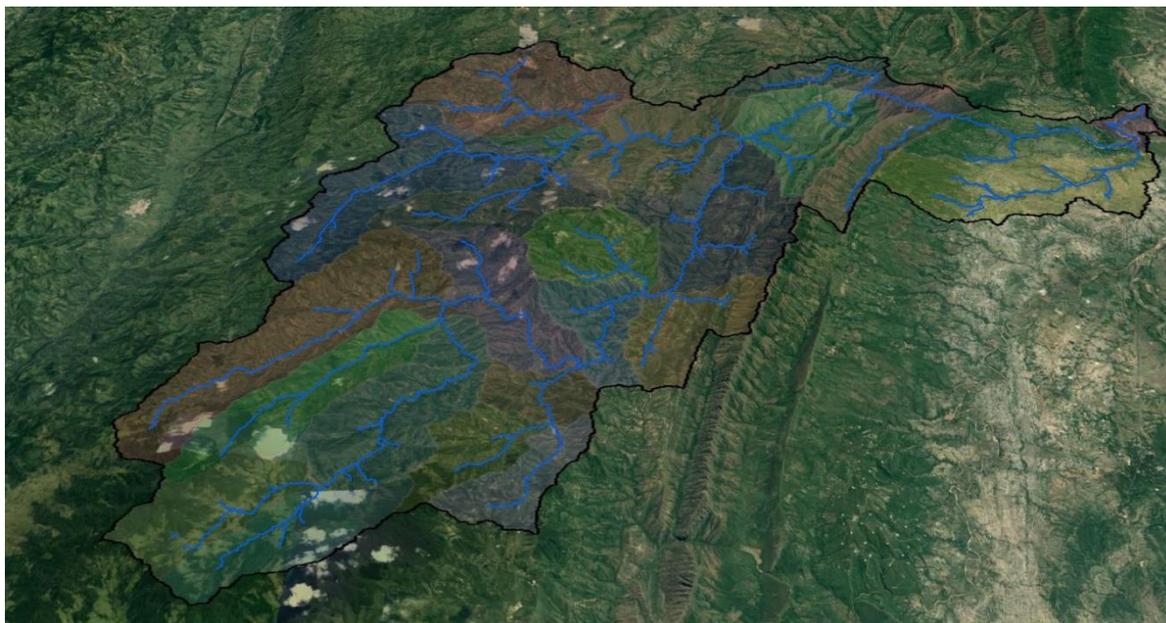


Ilustración 1. Área de drenaje río Aipe Fuente: <https://www.google.es/intl/es/earth/>

El área de drenaje se encuentra ubicada entre las coordenadas planas X: 845906,35 metros Este y Y:843581,91 metros Norte, en el flanco oriental de la cordillera central al noroccidente del departamento del Huila, su divisoria de aguas enmarca los límites de los departamentos del Huila y Tolima, al noroccidente limita con la cuenca del río Pata y la quebrada Honda, al suroccidente con la cuenca del río Arenoso y al suroriente con la cuenca del río Bache (Ver Anexos-Mapas-Ubicación).

En el área de drenaje legalmente se encuentran establecidas concesiones por la autoridad ambiental la Corporación Autónoma del alto Magdalena (CAM) las cuales se presentan a continuación:

Tabla 4-1 Concesiones en la cuenca hidrográfica de Rio Aipe

Asignaciones	Unidad	Área (Ha)	Modulo (lt/seg-Ha)	Caudal(lt/seg)
Arroz	Ha	819,90	2,10	1721,79
Cacao	Ha	4,00	1,50	6,00
Algodón	Ha	10,00	1,60	16,00
Sorgo	Ha	10,00	1,50	15,00
Pastos	Ha	18,00	1,50	27,00
piscicultura	Ha	105,18	5,80	610,04
vacuno	animales	1140,00	0,000578704	0,66
avícola	animales	11000,00	0,000002315	0,03
Porcicola	animales	110,00	0,000115741	0,01
ovinos	animales	395,00	0,000115741	0,05
Acueducto	Personas	36798,00	0,002314815	85,18
Total		50410,08	14,00	2481,76

Donde el caudal total concebido es de 2,48 m³/s. Estos caudales fueron observados y analizados para la calibración del modelo en la obtención de los caudales simulados.

4.2. Caracterización

El estudio de la oferta hídrica en hidrosistemas como lo son las cuencas hidrográficas, implica conocer la interacción que existe entre el conjunto agua-suelo-planta-atmosfera, puesto que de tal forma es posible realizar una gestión y planeación del recurso hídrico de manera integral. En el presente estudio se realizó una caracterización de los diferentes parámetros morfométricos del área de drenaje río Aipe, como también caracterizaciones estadísticas, análisis espectrales, correlaciones espaciales y temporales de las series hidrometeorológica, teniendo en cuenta el fenómeno de variabilidad climática ENSO, separación de flujo, todo esto para finalmente analizar el comportamiento de la humedad y almacenamiento de agua subterránea a partir de la calibrar y validar un modelo hidrológico.

4.2.1. Morfométrica

La caracterización morfométrica del área de drenaje río Aipe se realizó a escala 1:100.000 teniendo en cuenta la cartografía nacional del IGAC (Instituto Geográfico Agustín Codazzi) y el modelo de elevación digital del satélite Alos-Palsar obtenido de Alaska Satellite Facility con resolución espacial de 12.5 metros por pixel. El procesamiento de la información se llevó acabo con los softwares Matlab, Python y Arcgis. El sistema de referenciación utilizado fue Magna Sirgas Colombia Bogota (Codigo EPSG 3116). La definición y metodología de cálculo de los diferentes parámetros morfométricos se presenta a continuación.

4.2.1.1. Área de la cuenca – Área aferente (A)

Se define como el área plana (Proyección horizontal) incluida sobre la divisoria topografía (Monsalve S, 1995). Según Reyes, T., et al, este parámetro resulta ser uno de los más importantes, puesto que está directamente relacionado con los procesos hidrológicos que se dan al interior de una cuenca (Reyes T. et al. 2010), el mismo autor propone una clasificación en función del área de la unidad hidrográfica.

Tabla 4-2 Clasificación de unidades hidrográficas en función del área geométrica

Área (Km ²)	Unidad hidrológica
<5	Unidad
5-20	Sector
20-100	Microcuenca
100-300	Subcuenca
>300	Cuenca

Fuente: (Reyes T. et al. 2010)

4.2.1.2. Coeficiente de sinuosidad (K_s)

Se define L_t presenta un grado de sinuosidad, el cual se representa a través del coeficiente de sinuosidad K_s que constituye la relación entre la distancia total configurada por el recorrido de la corriente L_t, sobre la distancia lineal desde el nacimiento hasta la desembocadura L_l (Domínguez C. 2010):

$$K_s = \frac{L_t}{L_l}$$

Ecuación 4-1. Coeficiente de Sinuosidad

4.2.1.3. Densidad de la red hidrográfica (D)

Este parámetro se define como el cociente entre la longitud total de los cauces que conforman el sistema fluvial de la cuenca, expresados en kilómetros y el área total de la cuenca expresada en kilómetros cuadrados (Horton 1945). Matemáticamente se expresa como:

$$D = \frac{\sum_{i=1}^n L_{t_i}}{A}$$

Ecuación 4-2. Densidad de Drenaje

Donde *n* es el número de corrientes visibles en la cartografía disponible y *A* es el área en kilómetros cuadrados la cuenca evaluada. La densidad de la red hidrográfica está controlada por el clima, la geología y la estructura del relieve (Domínguez C. 2010). Con base en este parámetro se puede definir una aproximación de la longitud media de las laderas en la cuenca L_{lad}:

$$L_{lad} = \frac{1}{2D} = \frac{A}{2 \sum_{i=1}^n L_{t_i}}$$

Ecuación 4-3. Longitud media de las laderas

La longitud media de laderas, en conjunto con otros parámetros morfométricos como la orientación de la ladera y la pendiente, son un indicador del grado de amenaza al deslizamiento superficial en una

cuenca hidrográfica (Vélez 2004), por lo tanto, valores altos de este parámetro son indicativos de cuencas con mayor amenaza de deslizamiento superficial.

4.2.1.4. Ancho medio de la cuenca (B)

Se determina cómo el cociente entre el área de la cuenca y la longitud lineal de la corriente principal:

$$B = \frac{A}{L_l}$$

Ecuación 4-4. Ancho medio de la cuenca

4.2.1.5. Elongación de la cuenca o coeficiente de forma (σ)

Se calcula como el cociente entre la longitud lineal de la corriente principal L_l y el ancho medio de la cuenca B:

$$\sigma = \frac{L_l}{B} = \frac{A}{L_l^2}$$

Ecuación 4-5. Coeficiente de forma

4.2.1.6. Coeficiente de compacidad (K_c)

Es la relación entre la longitud del perímetro de la cuenca P_{cuenca} y el perímetro de un círculo con área equivalente a la de la cuenca $P_{circulo}$:

$$k_c = \frac{P_{cuenca}}{P_{circulo}} = \frac{P_{cuenca}}{2\sqrt{\pi A}} = 0.28 \frac{P_{cuenca}}{\sqrt{A}}$$

Ecuación 4-6. Coeficiente de compacidad

La Tabla 4-3 contiene la clasificación de cuenca en función del índice de compacidad según la FAO (FAO 1985).

Tabla 4-3. Clasificación de cuenca de la FAO en función del índice de compacidad

Tipo	Rango	Descripción
KC1	1.00 – 1.25	Redonda a oval redonda
KC2	1.26 – 1.50	Oval redonda a oval oblonga
KC3	1.51 – 1.75	Oval oblonga a rectangular oblonga
KC4	> 1.75	rectangular oblonga

Fuente: (FAO 1985)

4.2.1.7. Perfil longitudinal del cauce principal

Este perfil muestra la evolución de las cotas de altitud del cauce principal. El corte longitudinal, se puede construir con base en batimetrías realizadas en campo o en su defecto con base en los modelos de elevación digital mundiales. El levantamiento de campo del perfil longitudinal puede realizarse para toda la corriente o en su defecto para tramos característicos. Los tramos característicos se pueden delimitar de acuerdo con los sitios de cambios fuertes en las profundidades del río, puntos de

socavación o acumulación, lugares con cambio en el ancho superior del cauce, etc. Para construir el perfil longitudinal, con una línea recta horizontal, según la escala seleccionada, se expresa la longitud de la corriente. En el eje vertical se representan las cotas del fondo del río o del nivel del agua para cada punto de la corriente donde se tenga información (Domínguez C. 2010).

4.2.1.8. Altura del cauce principal (H_{cauce})

Se calcula como la altura promedio de los tramos característicos utilizados en la construcción del perfil longitudinal del cauce principal. Para las corrientes con muchos cambios de altura en el recorrido del cauce principal se calcula la pendiente promedio ponderada con base en las frecuencias relativas producto de la agrupación en clases (usualmente entre 8 a 12 clases) de los valores de altura tomados en los tramos característicos (Domínguez C. 2010):

$$H_{cauce} = H_1f_1 + H_2f_2 + \dots + H_nf_n$$

Ecuación 4-7. Altura promedio ponderada del cauce

Aquí: H_i es la cota de altura en la mitad del intervalo de cada clase y f_i es la frecuencia que le corresponde a ese intervalo.

4.2.1.9. Pendiente del cauce principal (I_{cauce})

Por pendiente se entiende el cociente entre los incrementos de alturas/cotas y los incrementos de longitud de la corriente para un tramo determinado. Se distingue la pendiente promedio y el pendiente promedio ponderada. La pendiente promedio I_{cauce} es el cociente entre la caída de alturas/cotas ΔH sobre la longitud del tramo ΔL en la que esta caída ocurre (Domínguez C. 2010):

$$I_{cauce} = \frac{\Delta H}{\Delta L}$$

Ecuación 4-8. Pendiente promedio del cauce principal

Para las corrientes con muchos cambios de pendiente se calcula el pendiente promedio ponderada. Ésta utiliza las frecuencias relativas producto de la agrupación en clases (usualmente entre 8 a 12 clases) para ponderar los valores de pendiente calculados (Domínguez C. 2010):

$$I_{cauce} = I_1f_1 + I_2f_2 + \dots + I_nf_n$$

Ecuación 4-9. Pendiente promedio ponderada del cauce principal

Aquí: I_i es la pendiente en la mitad del intervalo de cada clase y f_i es la frecuencia que le corresponde a ese intervalo.

La pendiente del cauce es uno de los factores importantes que inciden en la capacidad que tiene el flujo para transportar sedimentos, por cuanto está relacionada directamente con la velocidad del agua. En los tramos de pendiente fuerte los cauces tienen pendientes superiores al 5 %, y las velocidades de flujo resultan tan altas que pueden mover como carga de fondo sedimentos de diámetros mayores de 5 centímetros, además de los sólidos que ruedan por desequilibrio gracias al efecto de lubricación producido por el agua (Reyes T. et al. 2010).

4.2.1.10. Curva hipsométrica

Esta curva da una interpretación clara de la distribución de las áreas de la cuenca contenidas en distintas zonas altitudinales. También son un indicativo a los patrones evolutivos de las cuencas

(Strahler 1952), así, cuencas con mayor parte del área con elevación por encima de los valores medios de la cuenca, son consideradas cuencas con gran potencial erosivo (cuencas inmaduras), de lo contrario son consideradas cuencas maduras o sedimentarias (Strahler 1952). Para cuencas donde esta relación se encuentre en equilibrio (área relativa cuenca – elevación ponderada) se consideran como cuencas en equilibrio.

Para construirla se determinan de 8 a 12 zonas altitudinales y de acuerdo con la información del modelo digital de terreno, se calcula el porcentaje de área contenido en cada una de ellas. En el eje horizontal se gráfica el porcentaje de área de la cuenca cubierto por cada zona altitudinal y en el vertical los intervalos de clase de cada zona altitudinal (Domínguez C. 2010).

4.2.1.11. Altura de la cuenca (H_{cuenca})

Se calcula con base al diagrama de frecuencias de la curva hipsométrica, homólogo al cálculo de H_{cauce} , pero usando las 8 a 12 zonas altitudinales definidas (Domínguez C. 2010):

$$H_{cuenca} = H_1f_1 + H_2f_2 + \dots + H_nf_n$$

Ecuación 4-10. Altura promedio ponderada de la cuenca.

Aquí: H_i es la cota de altura en la mitad del intervalo de cada clase y f_i es la frecuencia que le corresponde a ese intervalo.

4.2.1.12. Pendiente de la cuenca (I_{cuenca})

Para obtener la pendiente media de la cuenca con base en el DEM, se construye el diagrama de pendientes con las pendientes locales de cada celda calculada a partir del cambio de alturas de las 8 celdas vecinas (Arriba, Abajo, Derecha, Izquierda, Arriba derecha, Arriba izquierda, Abajo derecha, Abajo izquierda). De modo similar al aplicado para definir la altura media, la pendiente promedio ponderada de la cuenca se obtiene cómo (Domínguez C. 2010):

$$I_{cuenca} = I_1f_1 + I_2f_2 + \dots + I_nf_n$$

Ecuación 4-11. Pendiente promedio ponderada de la cuenca

Aquí: I_i es la pendiente en la mitad del intervalo de cada clase y f_i es la frecuencia que le corresponde a ese intervalo.

4.2.1.13. Profundidad de disección de la cuenca

La profundidad de disección de la cuenca H_{dis} representa la diferencia entre la altura media de la cuenca H_{cuenca} y la altura media del perfil longitudinal del río principal H_{cauce} (Domínguez C. 2010):

$$H_{dis} = H_{cuenca} - H_{cauce}$$

Ecuación 4-12. Profundidad de disección de la cuenca

4.2.1.14. Nivel de disección del relieve (N_{dis})

Resulta del doble producto de la densidad hidrográfica por la profundidad de disección (Domínguez C. 2010):

$$N_{dis} = 2DH_{dis}$$

Ecuación 4-13. Nivel de disección del relieve

Este indicador está relacionado con la modelación del terreno por parte del agua, es decir, en la creación de arroyos y ríos, específicamente con los procesos erosivos y de acumulación de material. También en contexto con otros indicadores como el relieve, la pendiente, densidad de drenaje, erosión y la profundidad del nivel freático, son claves en los factores geomorfológicos que controlan los flujos subterráneos y su acumulación en los acuíferos (Bhamare et al. 2012). Por lo tanto, valores altos de estos índices indican mayor riesgo geomorfológico ya que estas cuencas estarán sujetas a procesos erosivos más intensos.

4.2.1.15. Número de orden de la cuenca (N)

Se determina con base en el número de orden máximo obtenido para el cauce principal de la red hídrica de la cuenca. El orden de los ríos se calcula con base en el método propuesto por Strahler en 1952, donde los ríos en su nacimiento tienen valor de orden 1 y estos aumentan de orden solo cuando 2 o más ríos de un mismo orden se cruzan. Por lo tanto, la intersección de un río de primer orden y un río de segundo orden mantendrá el río de segundo orden, mientras si se unen 2 o más ríos de segundo orden el río resultante será de tercer orden.

4.2.1.16. Tiempos de Concentración (T_c)

Es el tiempo transcurrido entre el final del hietograma de excesos y el final del escurrimiento directo, siendo ésta la definición que aparece reseñada en la literatura con mayor frecuencia. Sin embargo, otros autores reportan el T_c como el tiempo comprendido entre el centroide del hietograma de excesos y el punto de inflexión sobre la curva de recesión del hidrograma de escurrimiento directo.

Además, se puede definir como el tiempo que demora en viajar una partícula de agua desde el punto más remoto hasta el punto de interés. Corresponde al lapso entre el final de la lluvia y el momento en que cesa el escurrimiento superficial. Existen una serie de fórmulas que permiten el cálculo de este tiempo desarrolladas por diversos autores. Algunas de las fórmulas que se emplean para el cálculo de este indicador se encuentran, Kirpich, Temez, Giandotti, Bransby-Williams, Dirección General Carreteras (DGC). Sus cálculos se muestran a continuación:

$$T_c = 0.02 * L^{0.77} * S^{-0.385}$$

Ecuación 4-14. Tiempo de Concentración por Kirpich Fuente: (Wanielista 1997)

$$T_c = 0.3 * \left[\frac{L}{S^{0.25}} \right]^{0.75}$$

Ecuación 4-15 Tiempo de Concentración por Temez Fuente: (Chow 1994)

$$T_c = \left[\frac{4\sqrt{A} + 1.5L}{0.8\sqrt{H}} \right]^{0.75}$$

Ecuación 4-16 Tiempo de Concentración por Giandotti Fuente: (Chow 1994)

$$T_c = 0.3 \left[\frac{L}{J^{0.25}} \right]^{0.76}$$

Ecuación 4-17 Tiempo de Concentración por Dirección General de Carreteras Fuente: (Chow 1994)

$$T_c = 14.6LA^{-0.1}S^{-0.2}$$

Ecuación 4-18. Tiempo de Concentración por Bransby-Williams. Fuente: (Velez & Botero 2010)

$$T_c = \left[\frac{0.87075L^3}{H} \right]^{0.385}$$

Ecuación 4-19. Tiempo de Concentración por California Culvert Practice. Fuente: (Velez & Botero 2010)

$$T_c = 0.335 \left[\frac{A}{H^{0.5}} \right]^{0.593}$$

Ecuación 4-20. Tiempo de Concentración por Clark. Fuente: (Velez & Botero 2010)

$$T_c = 5 \left[\frac{L_m}{S^{0.5}} \right]^{0.5}$$

Ecuación 4-21. Tiempo de Concentración por Johnstone Cross. Fuente: (Velez & Botero 2010)

$$T_c = \left[\frac{3600 \cdot n \cdot L}{H^{0.3}} \right]$$

Ecuación 4-22. Tiempo de Concentración por Método Racional Generalizado. Fuente: (Velez & Botero 2010)

$$T_c = \left[\frac{0.67 \cdot n \cdot L_p}{S^{0.5}} \right]^{0.467}$$

Ecuación 4-23 Tiempo de Concentración por Kerby Hathaway. Fuente: (Velez & Botero 2010)

$$T_c = \left[\frac{0.108 \cdot (A \cdot L)^{1/3}}{S^{0.5}} \right]$$

Ecuación 4-24 Tiempo de Concentración por Passini Fuente: (Velez & Botero 2010)

$$T_c = \left[\frac{L}{72 \left(\frac{H}{L} \right)^{0.6}} \right]$$

Ecuación 4-25 Tiempo de Concentración por Perez Fuente: (Velez & Botero 2010)

$$T_c = 0,76 A^{0.38}$$

Ecuación 4-26. Tiempo de Concentración por Pilgrim y McDermott. Fuente: (Velez & Botero 2010)

$$T_c = 1,7694 A^{0.325} A^{-0.096} A^{-0.290}$$

Ecuación 4-27. Tiempo de Concentración por Valencia y Zuluaga. Fuente: (Velez & Botero 2010)

Donde:

- Tc Tiempo de concentración (horas)
- A Área de la cuenca en Km²
- H diferencia de nivel entre la divisoria de aguas y la salida (m)
- J Pendiente media del cauce principal (H/L)
- L Longitud del cauce principal (Km)
- L_p Longitud del cauce principal (pies)
- L_p Longitud del cauce principal (millas)
- n coeficiente de rugosidad del cauce,
- NC Número de curva
- S Pendiente promedio del cauce principal (m/m)
- So Pendiente promedio del cauce principal (%)

4.2.2. Biofísica

En este estudio no se realizó una caracterización biofísica como tal, puesto que esto implicaría estudios muchos más detallados, lo cual no es objetivo del presente estudio. Sin embargo, se realizó

una descripción de características como geología, geomorfología y suelos, a partir de información secundaria como lo son los estudios de suelos, planes de ordenamiento territorial (POT), planes de ordenamiento de cuencas hidrográficas (POMCA) entre otros, como se presenta a continuación.

4.2.2.1. Geología

Las características geológicas de la cuenca del río Aipe abarca la combinación de factores geológicos de todo el municipio, ya que la cuenca posee territorio en la cordillera y en la parte plana o baja, toda la estructura geológica de la cuenca y aun del municipio de Aipe se encuentra fuertemente ligada al origen y evolución de las cordilleras Central y Oriental. Por tales razones se encuentra un paisaje con gran diversidad, variación en los tipos de relieve y en litología; también son variables los suelos en su estructura, su textura y niveles de fertilidad. La fuerte actividad tectónica que dio origen a las cordilleras deja como resultado una gran variedad geomorfológica, con relieves planos a escarpados, así como una abundante presencia de fallas geológicas que son el resultado de la actividad sísmica y volcánica (IGAC 1994).

Se destaca la gran variedad de rocas Ígneas, Sedimentarias y Metamórficas, cuyas edades varían desde el periodo precámbrico hasta el cuaternario. Las rocas de tipo Metamórficas e Ígneas, tanto extrusivas como intrusivas están fuertemente ligadas a la formación de las cordilleras Central y Oriental, aunque se encuentran extensas coberturas de sedimentos cuaternarios en la parte del abanico o cono de deyección, los cuales han sido transportados a través de muchos años por el río Magdalena (IGAC 1994). (Ver Anexos-Mapas-Geología)

4.2.2.2. Geomorfología

La geomorfología y la fisiografía son aspectos que se encuentran íntimamente ligados a las condiciones geológicas puesto que de estas formaciones y orígenes se desprenden las formas actuales del relieve, encontrando en la parte alta de la cuenca montañas con diferentes rangos de pendientes que se convierten en topografía escarpada a medida que se desciende, en medio y hasta los sectores bajos y planos se localizan los valles aluviales, también se encuentran cerros alargados en forma de espinazos, artesas o valles en U que por razones de erosión han evolucionado en valles más profundos, cañones o valles en V; también es posible encontrar algunas pequeñas mesetas y en los sectores más deteriorados y planos, sobresalen rocas areniscas redondeadas en la cima que los pobladores denominan peñones. (Formulación del plan de ordenamiento y manejo ambiental de la cuenca hidrográfica de los ríos Aipe y Baché del municipio de Aipe, Departamento del Huila).

El relieve predominante en la región montañosa alta de la cuenca, corresponde a colinas bajas y altas que se caracterizan por tener una topografía ondulada a fuertemente quebrada, con suelos bien drenados por la pendiente. Otra forma de relieve predominante es el de montañas ramificadas y escarpadas con pendientes que se yerguen desde el 80% en adelante, tiene suelos erosionados por efectos del escurrimiento y del uso en ganadería con limitaciones en la profundidad efectiva y bajos niveles de fertilidad. (Formulación del plan de ordenamiento y manejo ambiental de la cuenca hidrográfica de los ríos Aipe y Baché del municipio de Aipe, Departamento del Huila).

4.2.2.3. Suelos

Los suelos son ligeros a moderadamente evolucionados, con perfiles que presentan unas secuencias de horizontes AC y ABC, de texturas gruesas a finas, pobres a bien drenados y reacción ácida a alcalina. En las áreas más recientes se encuentran suelos de poco desarrollo pedogenético como los *Ustifluvents* y los *Fluvaquents*, mientras que en las áreas estables son más evolucionados, como los

Ustropepts y los *Haplustolls*. estos suelos presentan reacciones que van desde fuertemente ácidas a ligeramente ácidas y en algunos (*Fluventic Ustropepts*) puede ser neutra; la capacidad catiónica de cambio, así como la saturación de bases son bajas en la mayoría de ellos; los contenidos de materia orgánica son altos en superficie y bajos en profundidad. El nivel de fertilidad es bajo (IGAC 1994).

Otras Asociaciones encontradas como *Typic Ustropepts – Typic Ustipsamments - Tropic Fluvaquents*, (VXD); *Typic Haplustolls - Typic Natrustolls* (VXE); *Typic Ustipsamments - Petrocalcic Natrustalfs - Typic Ustifluvents* (VXF); y el complejo *Typic Haplustalfs - Aquic Ustropepts* (VXG). Estas unidades presentan suelos de textura variada, pobremente a bien drenados, superficiales a moderadamente profundos, cuya secuencia de horizontes es del tipo AC y ABC, algunos se encuentran afectados por sales y sodio como los *Petrocalcic Natrustalfs* de la asociación VXF. Químicamente los suelos presentes en estas unidades muestran valores contrastantes ya que la reacción va de fuertemente ácida a alcalina, la capacidad de cambio catiónico y la saturación de bases presentan valores de altos a bajos, lo mismo que la materia orgánica; la fertilidad natural en ellos es media a baja (IGAC 1994). (Ver Anexos-Mapas-Suelos)

4.2.3. Hidroclimatológica

4.2.3.1. Información hidrometeorológica

La información hidrometeorológica fue obtenida del Instituto de Hidrología, Meteorología y Estudios Ambientales de Colombia, (IDEAM). La selección y depuración de las estaciones se realizó teniendo en cuenta el área de influencia de la estación y su operatividad, así como también los periodos de registro de las mismas (superior a 20 años), con el objetivo de realizar un adecuado análisis del fenómeno ENSO. Las estaciones según su categoría son: 4 pluviométricas (PM), 1 pluviográfica (PG), 1 Lignimétrica (LG), y 1 Climatológica Ordinaria (CO). A continuación, se relacionan las estaciones seleccionadas con su información:

Tabla 4-4 Estaciones Meteorológicas del IDEAM Seleccionadas

Nº	Código de Estación	Municipio	Estación	Categoría	Elevación (m.s.n.m)	Latitud	Longitud
1	21130060	Palermo	El Carmen	PM	2250	3°0'26"N	75°33'33" W
2	21130040	Neiva	San Luis	PM	1140	3°4'50"N	75°29'05" W
3	21135050	Neiva	La Julia	CO	1691	3°5'56"N	75°31'48" W
4	21130080	Neiva	Órganos	PM	800	3°7'15"N	75°29'32" W
5	21130050	Aipe	Pérez Hda.	PM	450	3°14'37" N	75°15'21" W

N°	Código de Estación	Municipio	Estación	Categoría	Elevación (m.s.n.m)	Latitud	Longitud
6	21130110	Aipe	Praga	PG	1085	3°16'7"N	75°29'26" W
7	21137030	Aipe	Pte. Carretera	LG	385	3°15'48" N	75°15'04" W

Para objeto de este estudio se trabajó a resolución diaria en lo concerniente con la modelación hidrológica. Sin embargo, para los análisis de variabilidad climática asociados con el ENSO se trabajó a nivel mensual, por lo que los datos diarios se agregaron a esta resolución para los respectivos análisis.

4.2.3.2. Complementación de datos faltantes

Los datos hidroclimáticos suministrados por el IDEAM, por lo general presentan discontinuidad temporal en sus registros. Estos datos faltantes, pueden ser debidos a fallas en los instrumentos de medición, o a factores operativos de carácter antrópico en las estaciones de monitoreo.

En el presente estudio se cuantificó la cantidad de datos faltantes para cada una de las señales hidroclimáticas implementadas como se muestra en la Tabla 5-3. La complementación de los datos faltantes se realizó mediante diferentes metodológicas según la variable hidrometeorológica.

Las series de precipitación, se completaron utilizando información entre estaciones a partir del método IDW, el cual se describe en el numeral 4.2.3.2.1.2. Este método de interpolación brinda una buena aproximación a altas resoluciones temporales en comparación con métodos que implementan correlaciones, puesto que estos últimos están limitados a la cantidad de datos como lo es el kriging tal como se encontró en los análisis de correlación espacial y temporal, como también lo expresan los estudios llevados cabo por Vargas et al. (2011).

Debido a que en el área de estudio no se contó con registros de evapotranspiración, se hizo necesario su estimación a partir de modelos que tuvieran en cuenta medidas indirectas de la misma como lo temperatura, humedad relativa etc. Sin embargo, ya que solo se contaba con una estación climatológica ordinaria (La Julia) y esta solo poseía registros de temperatura y humedad relativa, se implementó la metodología propuesta por Garcia y López como se describe en el numeral 3.1.1.1.2, para la estimación de la misma. Al igual que la precipitación esta información presento inconsistencias por lo que la complementación se realizó mediante una red neuronal como se describe en el numeral 4.2.3.2.1.1; partiendo de los datos registrados de la estación Benito Salas (21115020). Las variables empleadas de la estación Benito Salas fueron temperatura, humedad relativa y brillo solar, para la complementación de temperatura y para humedad relativa agregando para esta última la temperatura registrada en la estación La Julia. La calibración de la red neuronal se realizó con el método de optimización de mínimos cuadrados, implantando una tasa de aprendizaje del 40% con un entrenamiento de una época. El periodo considerado para la calibración de la RNA estuvo comprendido entre 1987 – 2010, y para la validación del 2011 - 2015 a resolución diaria, debido a que esta heurística es guiada solo por los datos, no influyó la discontinuidad de los mismo, por lo que

solo se tomó los días en los cuales había registro de todas las variables en ambas estaciones. La métrica de desempeño que se consideró para la calibración de las mismas fue el erro cuadrático medio.

4.2.3.2.1.1. Red neuronal artificial (RNA) (Obregón 2013)

Las redes neurales artificiales (RNA) son uno de los sistemas inteligentes constituidos por elementos simples, usualmente adaptativos, masivamente interconectados en paralelo y con una organización jerárquica, las cuales intentan interactuar con los objetos del mundo real del mismo modo que lo hace el sistema nervioso biológico (Inteligencia computacional 2005), permitiendo así que proporcionen medios robustos y poderosos para reducir la incertidumbre a través del aprendizaje basado en los patrones de entrada y salida de un registro de datos disponible.

A continuación en la Figura 4-1 se presenta un esquema general de la RNA implementada en la complementación de los datos. En este numeral no se muestra el formalismo matemático que la describe, sin embargo el lector puede remitirse a la referencia de Obregón (2013), la cual fue la metodología implementada en el presente estudio.

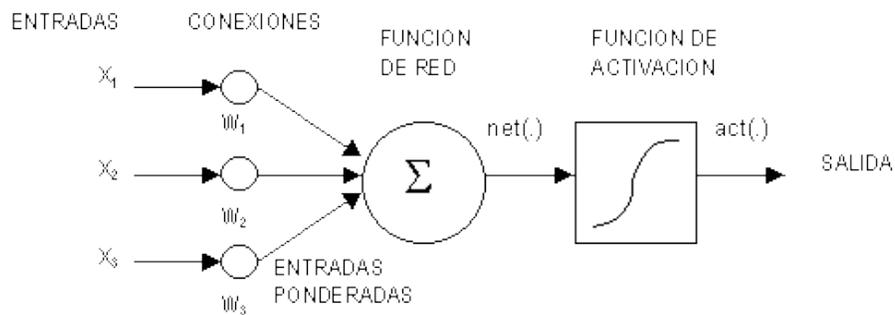


Figura 4-1. Esquema de una neurona artificial Fuente: rna.50webs.com/tutorial/RNA_intro.html

4.2.3.2.1.2. Inverse Distance Weighting (IDW)

Es un método matemático de interpolación que usa una función inversa de la distancia, parte del supuesto que las cosas que están más cerca son más parecidas, por lo tanto, tienen más peso e influencia sobre el punto a estimar (Cañada R., Cervera B., Moreno A., 2008). Otra definición con gran aceptación consiste en que el método IDW combina el concepto de vecindad entre sitios con disponibilidad de datos con un cambio gradual de las superficies definidas con una tendencia. Se supone que el valor del atributo Z en una posición donde el valor del atributo no es conocido es un promedio de los valores de sus vecinos, pero donde los vecinos más cercanos tienen más peso o importancia que los más alejados. (FAO, 2003) Matemáticamente se expresa como:

$$Z * (x) = \sum_{i=1}^n (\lambda_i \times Z(x)_i) \quad \text{Ecuación 4-28}$$

Donde:

- $Z * (x)$ Valor Estimado de la Variable
- $Z(x)_i$ Valor de la variable en el punto conocido i
- λ_i Peso de la Estación i

n Número de estaciones vecinas

Los pesos se calculan en función de la distancia entre las estaciones y el punto a interpolar, de la siguiente forma:

$$\lambda_i = \frac{\frac{1}{d_{ij}^\beta}}{\sum_{i=1}^n \frac{1}{d_{ij}^\beta}} \quad \text{Ecuación 4-29}$$

Donde:

λ_i Peso de la Estación i

d_{ij}^β Distancia geométrica entre la estación y el punto a interpolar

β Coeficiente de ponderación

β es un factor de reducción de peso, cuyo valor se encuentra minimizando el error cuadrático medio o error de predicción. Mientras más alto el valor de β , el peso de las estaciones más cercanas será mayor.

4.2.3.3. Consistencia de la información hidrometeorológica

Como se mencionó anteriormente en la complementación de datos faltantes, estos factores también influyen en la calidad de la información registrada, por lo que es sano realizar un análisis preliminar de la consistencia de la información. Para esto se implementó la metodología de diagrama de caja en el análisis de los datos atípicos o extremos, así como la metodología de curvas de masa para este mismo análisis. Las metodologías implementadas se describen a continuación.

4.2.3.3.1. Diagramas de caja y Bigotes o Box Plot (Moros 2010)

Este diagrama, también conocido como box – whister, caja y punto o caja con patillas, ofrece una representación creada a partir de siete números, con el objeto de que los datos del conjunto analizado no pierdan su distribución espacial.

Esta herramienta de análisis exploratorio permite estudiar la simetría de los datos y detectar los valores atípicos en la información que se está analizando. El diagrama de cajas y bigotes divide los datos en cuatro áreas de igual frecuencia, con los siguientes intervalos:

- $-\infty, Q1$
- $Q1, Q2$
- $Q2, Q3$
- $Q3, +\infty$

El diagrama de caja y bigotes consta de una caja central y dos segmentos horizontales (bigotes) que parten del centro de cada lado de la caja como se puede visualizar en la Figura 4. La caja central encierra el 50% de los datos. La línea vertical al interior de la caja representa la mediana o 50 percentil. Si esta línea está en el centro de la caja, no hay asimetría en los datos. Los lados verticales de la caja están situados en los cuartiles inferior (25 percentil) y superior (75 percentil) de los datos. Partiendo del centro de cada lado vertical de la caja se dibujan los bigotes, uno hacia la izquierda y el otro hacia la derecha, teniendo en cuenta lo siguiente:

- El bigote de la izquierda tiene un extremo en el primer cuartil (Q1) y el otro extremo en el correspondiente valor de “b” en la Figura 4-2 y calculado mediante Ecuación 4.1.
- El bigote de la derecha tiene un extremo en el tercer cuartil (Q3) y el extremo superior correspondiente al valor de “c” en la Figura 4-2.

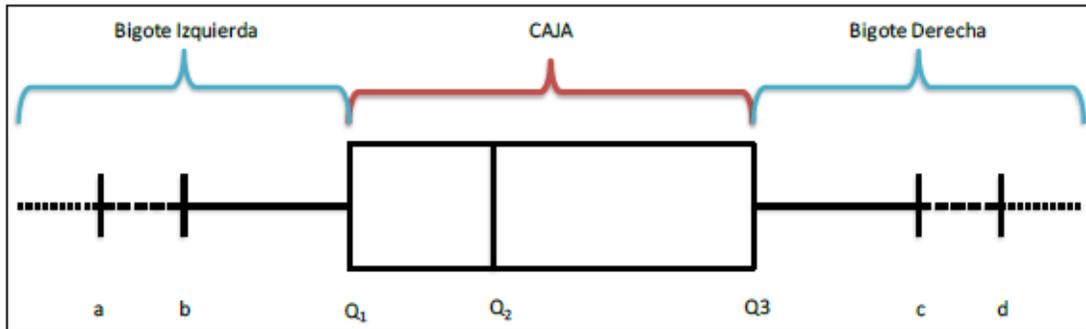


Figura 4-2 Diagrama de Caja y Bigotes Fuente: (Moros 2010)

$$b = Q1 - 1,5 * (R.I)$$

Ecuación 4-30

$$c = Q3 + 1,5 * (R.I)$$

Ecuación 4-31

Donde el valor R.I: Rango Intercuartilico, está definido por la siguiente expresión:

$$R.I = (75 \text{ percentil}) - (25 \text{ percentil})$$

Ecuación 4-32

A los datos que se encuentran a la izquierda del bigote izquierdo y a la derecha del bigote derecho, se les denomina valores atípicos moderados siempre cuando se halle entre [a, b] y [c, d], (ver la Figura 4-2). Donde “a” y “d” se calculan mediante las siguientes ecuaciones:

$$a = Q1 - 3,0 * (R.I)$$

Ecuación 4-33

$$d = Q3 + 3,0 * (R.I)$$

Ecuación 4-34

Los datos ubicados a la izquierda del valor “a” y a la derecha después del valor “b” se le llaman valores atípicos extremos.

3.1.1.1.1 Curva de masa (Segerer & Villodas 2006)

Se define como la curva de precipitación acumulada en un determinado periodo, representada en un sistema de ejes en que se grafican los valores del tiempo (usualmente horas) en abscisas y de precipitación acumulada (mm) en ordenadas.

Este tipo de curvas es empleado generalmente para representar las características de las tormentas consideradas en forma individual, obteniéndose los valores pertinentes en base a los registros de los pluviógrafos.

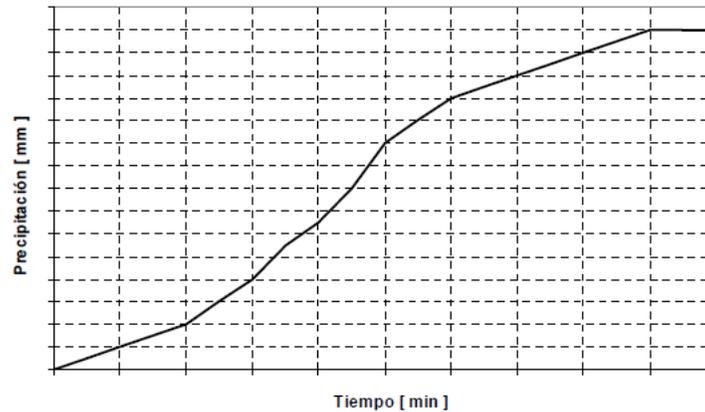


Figura 4-3 Curva de masa Fuente: (Segerer & Villodas 2006)

La observación de la curva de masa indica claramente la intensidad y la variación en el tiempo de la lluvia durante el transcurso de la tormenta, ya que la pendiente de aquella en cualquier punto es equivalente a la intensidad de la precipitación; además, los tramos en que la curva de masa se hace horizontal indican periodos sin lluvia.

La pendiente de la recta trazada entre los puntos extremos de la curva de masa, permite obtener la intensidad media de la precipitación producida por la tormenta, en el intervalo de tiempo correspondiente a su duración.

Las curvas de masa de las lluvias producidas, constituyen la información más deseable a tener en cada estación de la cuenca o zona bajo análisis; sin embargo, para su obtención se requieren necesariamente registros de pluviógrafos.

4.2.3.4. Caracterización estadística

Para el presente estudio se llevó a cabo una descripción estadística general mediante funciones de densidad de probabilidad y la estimación de sus respectivos momentos para las series hidroclimatológicas de precipitación y caudal.

4.2.3.4.1. Ajuste de funciones de densidad de probabilidad (PDF)

Una distribución de probabilidad es una función que representa la probabilidad de ocurrencia de una variable aleatoria. Mediante el ajuste a una distribución de un conjunto de datos hidrológicos, una gran cantidad de información probabilística en la muestra puede resumirse en forma compacta en la función y en sus parámetros asociados. (Ven Te Chow David R. Maidment Larry W. Mays 1994).

Cada una de las señales de precipitación y caudal fueron caracterizadas mediante una función de densidad de probabilidad a nivel mensual. Se realizó de esta forma, puesto que cuando una variable es descrita con esta vestidura debe cumplir las hipótesis de una magnitud aleatoria la cual establece que:

Una magnitud aleatoria es aquella que al ser medida, siempre en las mismas condiciones, con los mismos métodos e instrumentos, arroja valores que difieren entre sí (Dominguez C 2016a). Partiendo de este principio, la hipótesis que se planteó, considera que las condiciones

energéticas, atmosféricas y de más, que rigen el ciclo hidrológico a nivel mensual, son similares en cada mes a lo largo de los años.

Algunas de las ecuaciones de las PDF que fueron evaluadas en el presente estudio, se presentan en la Tabla 4-5, sin embargo si el lector desea mayor información puede remitirse a la referencia de Chow (1965). La obtención de los parámetros de las PDF se obtuvo mediante el método de optimización de máxima verosimilitud el cual se describe en el numeral 4.6.2. La frecuencia empírica se realizó mediante la ecuación propuesta por weibull tal como se describe Dominguez C (2016b)

La selección del mejor ajuste se realizó mediante las métricas de error cuadrático medio en donde este fuese menor al 20% y la prueba de Kolmogorov-Smirnov fuera valida con un nivel de significancia del 95%. Las metodologías de cálculo son descritas en el numeral 4.7.

Tabla 4-5 Funciones de densidad de probabilidad evaluadas

PDF	Ecuación
Normal	$P(x) = \frac{1}{\sigma\sqrt{2\pi}} e^{-\frac{(x-\bar{x})}{2\sigma^2}}$
Log Normal	$P(x) = \frac{1}{\sigma\sqrt{2\pi}} e^{-\frac{(x-\bar{x})}{2\sigma^2}}$
Exponencial	$P(x) = \lambda e^{-\lambda x} \forall x \geq 0$
Gamma	$P(x) = \frac{\lambda^2 x^{(a-1)} e^{-\lambda x}}{\Gamma(a)}$
Weibull min	$P(x) = C X^{(c-1)} e^{(-x^c)}$
Weibull max	$P(x) = C (-x)^{(c-1)} e^{(-(-x)^c)}$
Gumbel L	$P(x) = e^{(x+e^x)}$
Gumbel R	$P(x) = e^{-(x+e^{-x})}$

Fuente: (Monsalve, G. 1995).

4.2.3.4.2. Momentos estadísticos

Los momentos estadísticos de una magnitud aleatoria son un conjunto de características cuantitativas que sirven para describirla. Este conjunto está compuesto por momentos estadísticos de orden $k|k \in \{1, 2, \dots, n\}$. Tener la colección de momentos estadísticos hasta el momento de orden n con $n \rightarrow \infty$ es equivalente a tener la Curva de Densidad Probabilística (CDP) $p(x)$ o a su equivalente función de distribución $F(x)$ (Dominguez C 2016c). A continuación, se presenta la ecuación para su estimación.

$$m_k = \sum_{i=1}^n x_i^k P_i \quad \text{Ecuación 4-35}$$

$$\mu_k = \sum_{i=1}^n (x_i - m_1)^k P_i \quad \text{Ecuación 4-36}$$

Donde

k Orden del momento $k \in 1, 2, \dots, \infty$

n números observados de la magnitud aleatoria

En el presente estudio, las señales hidroclimatológicas analizadas, fueron caracterizadas hasta el cuarto momento, posterior de su respectivo ajuste a una función de densidad de probabilidad.

4.2.3.5. Evapotranspiración

En la zona de estudio no se contó con registros de evapotranspiración, por lo que se hizo necesario su estimación. Teniendo en cuenta que se contó con registros de temperatura y humedad relativa se optó por utilizar la metodología propuesta por García y López descrita a continuación.

3.1.1.1.2 Ecuación de J. B. García y J. D. López (1970)

Esta ecuación define un modelo de temperatura, y se desarrolló basado en datos de seis estaciones del trópico (15°N y 15°S). A pesar de la limitación en los datos, algunos estudios en Venezuela, Costa Rica y Jamaica reportan un buen ajuste del modelo a estas condiciones, por lo que se aconseja siempre incluirla dentro de las metodologías de evapotranspiración potencial (Almorox 2010).

$$ETP_d = 1.21 * 10^n * (1 - 0.01 * HR) + (0.21 * T) - 2.30 \quad \text{Ecuación 4-37}$$

Donde,

ETP_d evapotranspiración potencial en mm dia^{-1}

n Coeficiente de temperatura adimensional

T es la temperatura media diaria del aire en °C

HR es la humedad relativa media diaria en % medida a las 8 a.m. y 2 p.m. Sin embargo, normalmente este dato no se obtiene fácilmente, por lo cual, se utiliza HR_{media} .

$$n = \frac{7.45 * T}{234.7 + T} \quad \text{Ecuación 4-38}$$

4.2.3.6. Índices climáticos

La identificación y definición cuantitativa del ENSO se llevó a cabo mediante análisis de correlación de las anomalías de precipitación y caudal de la cuenca con respecto a los índices IOS, ONI y MEI, los cuales se describen más adelante. Las series tiempo de estos índices fueron adquiridas de la página web de la NOAA (<http://www.cpc.ncep.noaa.gov/>), los cuales se encuentran a disposición del público de forma gratuita. Las metodologías para la estimación de dichos índices no son descritas en este estudio, sin embargo para mayor información, puede remitirse al trabajo de Guevara (2008).

4.2.3.6.1. Índice de la oscilación del sur (IOS)

Este índice se utiliza para determinar las fluctuaciones de la masa atmosférica entre los sectores centro-oriental y occidental del pacífico. En este trabajo se utiliza el IOS calculado por el Centro de Análisis Climático (CAC) de la NOAA, (National Oceanic and Atmospheric Administration) el cual es calculado como las diferencias normalizadas entre la presión atmosférica en Tahití (Polinesia Francesa) y Darwin (Australia) (Montealegre 2009).

4.2.3.6.2. Índice oceánico de El Niño (ONI)

Recientemente la NOAA, desarrollo un índice oceánico denominado ONI por sus siglas en inglés, el cual es calculado como la media móvil de tres puntos de la serie mensual de anomalías de la temperatura de la superficie del mar en la Región Niño 3-4. De acuerdo con este índice, en condiciones El Niño, el ONI debe ser mayor ó igual a +0.5 °C y para La Niña debe ser menor ó igual que -0.5 °C. Ahora, para clasificar un período determinado como El Niño ó La Niña, estos umbrales deben ser excedidos por un período de al menos cinco meses consecutivos (Montealegre 2009).

4.2.3.6.3. Índice multivariado de ENSO (MEI)

Se han desarrollado algunos índices de carácter mixto que involucran tanto variables atmosféricas como oceánicas en su composición. Uno de los más conocidos es el índice MEI (Multivariate ENSO Index). Este índice puede ser entendido como la media ponderada de seis variables sobre el Pacífico tropical, a saber: presión atmosférica a nivel del mar, componente zonal (este-oeste) y meridional (norte-sur) del viento en superficie, temperatura de la superficie del mar, temperatura del aire en superficie, y cantidad total de nubosidad. Los valores positivos del MEI representan la fase cálida de ENOS (El Niño) (Montealegre 2009).

4.2.3.7. Anomalías

Una anomalía es la fluctuación que presenta una variable en relación a su media, normalizada por su desviación estándar. Esta permite observar que tan extremo ha sido un dato a lo largo de todo el periodo de registro.

$$\text{Anomalía} = \frac{(x_i - \bar{x})}{\sqrt{\sum_{i=1}^n (x_i - \bar{x})^2 P_i}} \quad \text{Ecuación 4-39}$$

La estimación de la anomalía, se llevó acabo teniendo en cuenta la cartelización estadística de cada una de las señales de precipitación y caudal a nivel mensual. Los datos de cada mes se normalizaron y luego se centralizaron respecto a media mensual multianual de la señal y su desviación estándar. Se realizó de esta forma partiendo de la hipótesis anteriormente mencionada, en donde se considera que las condiciones hidrológicas a lo largo de un mes a nivel multianual, deberían ser similares.

4.2.3.8. Análisis espectral

Para el estudio de la influencia del ENSO en la hidrología de la cuenca río Aipe a escala, mensual, anual e interanual, se llevó acabo, a partir de análisis espectral mediante Fourier y Wavelet. Estos análisis se realizaron para las señales normales y para las anomalías, en el caso de Fourier y solo para las anomalías en el caso de Wavelet. La metodologías se describen a continuación, sin embargo si el

lector quiere profundizar más en el tema puede consultar las referencias de Moros (2010) y Kumar & Foufoula-Georgiou (1997).

4.2.3.8.1. Fourier

El análisis de las series de tiempo mediante el uso de la transformada de Fourier, nos permite conocer el contenido de frecuencia de la función, es decir, expresan directamente cuales son los armónicos que contribuyen de mayor manera en la construcción de la señal, ya que nos permite representar mediante armónicos una señal originalmente desarrollada en el dominio del tiempo o del espacio. (Moros A., 2010).

Una serie de tiempo $y(t)$ puede ser representada mediante la combinación lineal de funciones sinusoidales conocidas como armónicos. (Moros A., 2010). La ecuación que rige la obtención de los diferentes valores para un valor de n armónicos es:

$$F_A(n) = \frac{1}{N} \sum_{k=0}^{N-1} \left[A_k \cos\left(\frac{2\pi kn}{N}\right) \right] - \frac{i}{N} \sum_{k=0}^{N-1} \left[A_k \operatorname{sen}\left(\frac{2\pi kn}{N}\right) \right] \quad \text{Ecuación 4-40}$$

Donde.

A_k Amplitud del armónico

K Armónico o frecuencia

n Valor del Armónico

N Número de datos

Luego de la obtención de los diferentes armónicos de la serie de tiempo se grafican los valores $(A_k)^2$ es decir la amplitud del armónico al cuadrado vs los valores de K o las oscilaciones por unidad de tiempo, obteniéndose una gráfica denominada Peridiograma o espectro de potencia, la cual permite el observar la importancia de cada armónico al momento de la reconstrucción de la señal. (Moros A., 2010).

4.2.3.8.2. Wavelet

La transformada de wavelet filtra una señal en el dominio del tiempo mediante filtros paso bajo y paso alto que eliminan ciertos componentes de alta y baja frecuencia de la señal, el procedimiento se repite para las señales resultantes del proceso de filtrado anterior. (Martinez, J.; Castro, F. R., 2002). A continuación, se relaciona la ecuación para la obtención de la transformada de wavelet discreta:

$$EWT(j, k) = 2^{-\frac{j}{2}} * \sum_{t=0}^{N-1} f(t) \otimes \varphi[2^{-j} * t - k] \quad \text{Ecuación 4-41}$$

Donde:

$f(t)$ Señal de análisis

\otimes Convolución

t Tiempo

a Escala

φ Funcion wavelet

b Translación de la función wavelet en el dominio de la señal de análisis. Real mayor que cero.

La wavelet madre utilizada en el presente estudio fue la descrita por Morlet. Se implementó esta, puesto que ha sido ampliamente usada en estudios de variabilidad climática en Colombia, como los realizados por Poveda et al. (2002).

4.2.3.9. Correlaciones espacial y temporal

Una manera de estudiar la influencia de las diferentes variables macroclimáticas sobre el ciclo anual de la hidroclimatología, es cuantificar el grado de dependencia lineal que existe entre tales variables y los registros hidrometeorológicos del área en estudio, mediante la estimación de correlaciones cruzadas (Poveda et al. 2002).

Para este estudio se realizó un análisis de autocorrelación de las variables hidrometeorológicas, como también correlaciones cruzadas lineales y no lineales (AMI) entre los índices IOS, MEI, ONI anteriormente descritos. Por otra parte, también se realizó un análisis de correlación espacial mediante el semivariograma con el objetivo de entender el comportamiento de los campos de lluvia como también para evaluar la posibilidad de la generación de isoyetas mediante la metodología de Kriging.

El ajuste de los parámetros de los semivariograma teóricos evaluados (Numeral 4.2.3.9.2.1) se realizó mediante el método de máxima verosimilitud y la selección se realizó mediante la métrica de error cuadrático medio. A continuación, se presentan las ecuaciones para el cálculo de las correlaciones.

4.2.3.9.1. Correlograma (Giraldo 2011)

El correlograma es una herramienta que permite estimar el grado de dependencia lineal entre dos variables, ya sean dependientes o independientes. La expresión matemática de presenta a continuación:

$$r_{xy} = \frac{\sigma_{xy}}{\sigma_x \sigma_y} = \frac{E[(X - \mu_x)(Y - \mu_y)]}{\sigma_x \sigma_y} \quad \text{Ecuación 4-42}$$

Donde

σ_{xy} Covarianza de (X, Y)

σ_x Desviación estándar de la variable X

σ_y Desviación estándar de la variable Y

La correlación varía entre -1 y 1, siendo menos uno correlación perfecta de forma inversa, uno correlación perfecta de forma directa y cero sin correlación.

4.2.3.9.2. Semivariograma (Giraldo 2011)

El semivariograma, conocido también como variograma, es la herramienta central de la geoestadística. Dada una variable regionalizada $Z(x)$ que cumpla la hipótesis intrínseca entonces existe la función semivarianza y se define como:

$$\gamma(h) = \frac{\sum(Z(x+h)-Z(x))^2}{2n} \quad \text{Ecuación 4-43}$$

Donde

$Z(x)$ Variable en la posición x

$Z(x+h)$ Variable separada una distancia h de x

n y h Número de parejas que se encuentran separadas por dicha distancia.

El semivariograma es una función que relaciona la semivarianza con el vector h conocido como "lag", el cual denota la separación en distancia y dirección de cualquier par de valores $Z(x)$ y $Z(x+h)$.

4.2.3.9.2.1. Modelos de semivariograma

Modelo Esférico

Tiene un crecimiento rápido cerca al origen, pero los incrementos marginales van decreciendo para distancias grandes, hasta que para distancias superiores al rango los incrementos son nulos. Su expresión matemática es la siguiente:

$$\gamma(h) = C_0 + C_1 \left(\frac{3}{2} \left(\frac{h}{a} \right) - \frac{1}{2} \left(\frac{h}{a} \right)^3 \right) \quad h \leq a \quad \text{Ecuación 4-44}$$

$$\gamma(h) = C_0 + C_1 \quad h > a \quad \text{Ecuación 4-45}$$

En donde C_1 representa la meseta, a el rango y h la distancia

Modelo Exponencial

Este modelo se aplica cuando la dependencia espacial tiene un crecimiento exponencial respecto a la distancia entre las observaciones. El valor del rango es igual a la distancia para la cual el semivariograma toma un valor igual al 95% de la meseta. Este modelo es ampliamente usado. Su expresión matemática es la siguiente:

$$\gamma(h) = C_0 + C_1 \left(1 - e^{\left(\frac{-h^2}{a} \right)} \right) \quad \text{Ecuación 4-46}$$

Modelo Gaussiano

Al igual que en el modelo exponencial, la dependencia espacial se desvanece solo en una distancia que tiende a infinito. El principal distintivo de este modelo es su forma parabólica cerca al origen. Su expresión matemática es:

$$\gamma(h) = C_0 + C_1 \left(1 - e^{\left(\frac{-h^2}{a^2} \right)} \right) \quad \text{Ecuación 4-47}$$

Modelo monomicos

Corresponden a los modelos que no alcanzan la meseta. Su uso puede ser delicado debido a que en algunos casos indican la presencia de no estacionariedad en alguna dirección. Su fórmula matemática es la siguiente:

$$\gamma_{(h)} = kh^\theta \quad 0 < \theta < 2 \quad \text{Ecuación 4-48}$$

Cuando el parámetro θ es igual a uno el modelo es lineal y k representa la pendiente de la ecuación de regresión con intercepto cero.

Modelo independencia

Es indicativo de carencia de correlación espacial entre las observaciones de una variable (Fig. 12). Es común sumar este modelo a otro modelo teórico de semivarianza, para obtener lo que se conoce como semivariograma anidado. Lo anterior se sustenta en una propiedad de los semivariogramas que dice que cualquier combinación lineal de semivariogramas con coeficientes positivos es un semivariograma. Su expresión matemática es:

$$\gamma_{(h)} = 0 \quad h = 0 \quad \text{donde } C_0 > 0 \quad \text{Ecuación 4-49}$$
$$C_0 \quad h > 0$$

4.2.3.9.3. Información mutua promedio (AMI)

El AMI o transinformación es una medida de la información entre dos variables aleatorias. Este estadístico captura la correlación lineal al igual que el coeficiente de Pearson y la correlación no lineal que existe entre tales variables, siendo un estadístico más robusto en la estimación de dependencias (Li et al. 2012). La ecuación para su estimación se muestra a continuación:

$$T(X_1; X_2) = \sum \sum P(X_1, X_2) \log_2 \frac{P(X_1, X_2)}{P(X_1)P(X_2)} \quad \text{Ecuación 4-50}$$

4.2.3.10. Separación de flujo base (Gonzalez 2012)

El caudal base se define como el caudal que se presenta antes, durante y después de la adición del volumen precipitado, esto considera al agua que se introduce a la corriente por precipitaciones anteriores o bien por la infiltración de agua desde los acuíferos a la corriente (flujo subterráneo), entonces el “flujo base es considerado como el resultado de la descarga del agua subterránea en la corriente del río, mientras la escorrentía directa es considerada como el resultado del flujo superficial o cercano a la superficie”. (Chapman 1999)

La separación del flujo base de una corriente hidrográfica inicia con la identificación de los puntos en los cuales el escurrimiento directo comienza y finaliza. El punto de inicio del escurrimiento directo (escurrimiento directo es el agua que proviene del evento de precipitación, durante o cuando se ha transcurrido un tiempo luego de presentarse la lluvia). Es fácilmente reconocido puesto que es el tiempo en que el flujo empieza a incrementarse, mientras los puntos de finalización o de terminación del escurrimiento directo se suelen tomar como el punto de mayor curvatura de la curva de recesión. (Aparicio 1989).

Factor de Recesión

La parte de recesión de un hidrograma es una representación de cómo el caudal disminuye después de un evento de lluvia.

La función matemática más común para describir este proceso es la función simple de decaimiento exponencial (Hall 1968; Nathan, R. J. and McMahon, T. 1990; Arnold, J. G., Allen, P. M., Muttiah, R., and Bernhardt, G. 1995; Tallaksen 1995; Rutledge & Mesko 1996).

$$Q_t = Q_0 k^t \quad \text{Ecuación 4-51}$$

La superposición de períodos de datos de flujo y de la precipitación racionalizado se representan en conjunto para seleccionar las recesiones. Las recesiones también se pueden agrupar por temporada con el fin de dar cuenta de las variaciones climáticas. Cada recesión que se selecciona debe presentar más de diez días de duración y corresponde a períodos sin lluvia (**Figura 4-3** Hidrograma de caudales mostrando un período de recesión adecuado para el análisis). Un período sin lluvias, se define como un período de menos de 5 mm (0,2 pulg.) De lluvia en un día determinado y una precipitación total de menos de 10 mm (0,4 pulg.). En el caso que se dispongan de pocas recesiones largas, las recesiones más cortas se incluyen (menos de diez días). (Rivera et al. 2002)

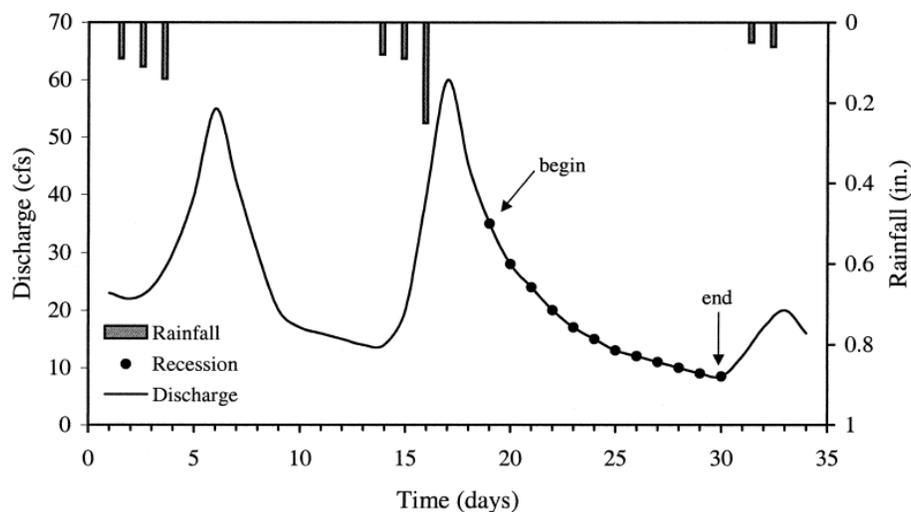


Figura 4-3 Hidrograma de caudales mostrando un período de recesión adecuado para el análisis.
Fuente: (Rivera et al. 2002)

Para la obtención de la constante de recesión o factor de recesión se tomó como base la metodología expuesta (Rivera et al. 2002), para la obtención de los rangos o periodos en los cuales se deben tomar los caudales. Posteriormente se aplica un proceso autoregresivo de primer orden establecido por (Vogel, R. and Kroll, C. 1992), utilizando la ecuación de recesión o decaimiento exponencial en la siguiente forma:

$$AR(1): Q_{t+1} = Q_0 k + \epsilon_{t+1} \quad \text{Ecuación 4-52}$$

Donde Q_{t-1} y Q_{t+1} son la descarga antes y después de Q_t , respectivamente. El término ϵ_t representa el modelo y los errores de medición del flujo que se supone son independientes y normalmente distribuidos con media cero y varianza constante. Las estimaciones de la constante de recesión se pueden obtener mediante el tratamiento de la ecuación AR (1) como ecuación de regresión. La estimación resultante de regresión por mínimos cuadrados de la constante de recesión es:

$$k = \frac{\sum_{t=1}^{n-1} Q_{t-1} Q_t}{\sum_{t=1}^{n-1} Q_t^2} \quad \text{Ecuación 4-53}$$

Luego de la obtención de la constante de recesión se procede al cálculo del caudal base, empleando la ecuación establecida por (Chapman, T. G., Nathan, R. J., MacMahon, T. A. 1991):

$$Q_{b(i)} = k Q_{b(i-1)} + (1 - k) Q_{d(i)} \quad \text{Ecuación 4-54}$$

Donde $Q_{b(i)}$ y $Q_{d(i)}$ representan el flujo base y la escorrentía directa respectivamente, en el intervalo de tiempo i , y el parámetro k es la llamada constante de recesión durante el periodo donde no se presenta escorrentía directa. Como el flujo total del río Q es la suma del flujo base Q_b y escorrentía directa Q_d , entonces se tiene:

$$Q_{b_i} = \frac{k}{2-k} Q_{b_{i-1}} + \frac{1-k}{2-k} Q_i \quad Q_{b_i} \leq Q_i \quad \text{Ecuación 4-55}$$

4.3. Unidades de respuesta hidrológica (HRU)

Con el objetivo de analizar el comportamiento hidrológico de la cuenca en diferentes sectores y diferentes condiciones de la misma en cuanto a coberturas, suelos, geomorfología, se implementó el concepto de Unidad de Respuesta Hidrológica (HRU por sus siglas en inglés - Hydrological Response Unit). Estas son áreas de una cuenca que son homogéneas en términos de su respuesta hidrológica y características geo-climáticas, como los son la pendiente, la elevación, el tipo de suelo, la cobertura vegetal y el uso de suelo entre otros (Flügel, 1995).

Como criterio de selección se consideró las coberturas del terreno, tipo de suelos, pendiente, subcuencas y geología (información obtenida del IGAC, IDEAM y SIAC), se realizó un cruce de estas características en Qgis y Arcgis y se clasificó teniendo en cuenta la homogeneidad de las mismas, resultando finalmente 7 unidades de respuesta hidrológica en la cuenca río Aipe (Ver Anexos-Mapas-HRU).

4.4. Modelación hidrológica

Con el objetivo de conocer el comportamiento hidrológico en cuanto a variaciones de humedad en el suelo y almacenamiento de agua subterránea y sus afectaciones bajo la influencia del ENSO, se calibró y validó el modelo conceptual GR4J a nivel de unidades de respuesta hidrológica y nivel de cuenca. La resolución a la que se trabajó fue a nivel diario. Se consideró el periodo comprendido entre 01/01/1978-24/07/1998 como de calibración y del 7/11/1998 – 31/08/2004 como de validación. Esta consideración se tomó teniendo en cuenta el registro continuo de los datos en estos dos periodos.

Se realizó una calibración multiensamble, la cual consistió en la calibración de 28 parámetros, correspondientes a 4 parámetros del modelo por unidad de respuesta hidrológica. El tránsito de los

caudales se realizó de forma lineal, debido a los tiempos de respuesta de la cuenca son a nivel subdiario, lo que no permite capturar la dinámica real de la cuenca a escala diaria.

Calibrado y validado el modelo, se realizó la complementación de los datos faltantes de caudal para los respectivos análisis espectrales. La descripción del modelo GR4J se presenta a continuación.

4.5. Modelo hidrológico GR4J

El GR4J (Génie Rural à 4 paramètres Journalier) es un modelo lluvia-escorrentía global conceptual concebido a resolución diaria compuesto por 4 parámetros fundamentales los cuales se presentan En la Tabla 4-6.

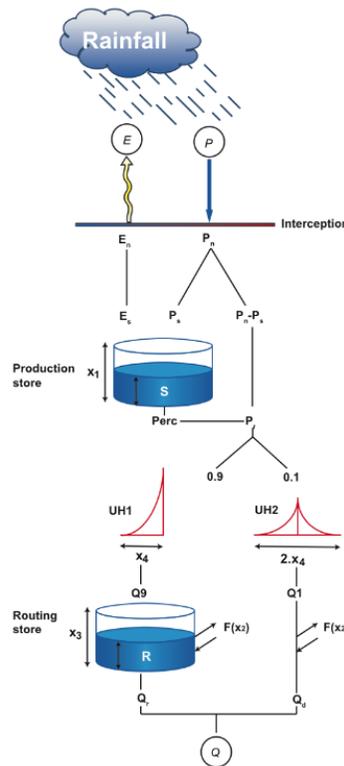


Figura 4-4 Diagrama del modelo lluvia-escorrentía GR4J Fuente: (Perrin et al. 2003)

Tabla 4-6. Parámetros del modelo GR4J

X ₁ (mm)	Capacidad máxima del tanque de producción
X ₂ (mm)	Coefficiente de intercambio de aguas subterránea
X ₃ (mm)	Capacidad máxima para el tránsito en canales
X ₄ (días o horas)	Tiempo base del hidrograma unitario UH1

Tabla 4-7 Valores Medios de los parámetros del modelo (GR4J) e intervalos de confianza aproximada del 80%

	Valor Medio	80% valor de Confianza
X ₁ (mm)	350	100-1200
X ₂ (mm)	0	-5 a 3
X ₃ (mm)	90	20-300
X ₄ (días o horas)	1.7	1.1-2.9

Fuente: (Perrin et al. 2003)

La primera fase es el balance de masa entre la evapotranspiración potencial (E) y la precipitación (P), aquí se asume una capacidad de intercepción nula.

$$\text{Si } P \geq E, \text{ entonces } P_n = P - E \text{ y } E_n = 0 \quad \text{Ecuación 4-56}$$

$$\text{Si } P < E, \text{ entonces } P_n = 0 \text{ y } E_n = E - P \quad \text{Ecuación 4-57}$$

Si P_n no es cero, una parte P_s de P_n , entra al tanque de producción:

$$P_s = \frac{x_1 \left(1 - \left(\frac{S}{x_1}\right)^2\right) \tanh\left(\frac{P_n}{x_1}\right)}{1 + \frac{S}{x_1} \tanh\left(\frac{P_n}{x_1}\right)} \quad \text{Ecuación 4-58}$$

P_s es determinada como una función del nivel S en el tanque, donde x_1 es la máxima capacidad del tanque de producción. Cuando E_n es diferente de cero, una tasa real de evaporación es determinada como una función del nivel en el almacenamiento de producción con el fin de calcular la cantidad E_s de agua que se evaporará del tanque.

$$E_s = \frac{S \left(2 - \frac{S}{x_1}\right) \tanh\left(\frac{P_n}{x_1}\right)}{1 + \left(1 - \frac{S}{x_1}\right) \tanh\left(\frac{E_n}{x_1}\right)} \quad \text{Ecuación 4-59}$$

De esta forma, el contenido de agua en el tanque de producción se actualiza como:

$$S = S - E_s + P_s \quad \text{Ecuación 4-60}$$

Es importante resaltar que S nunca puede exceder x_1 . Una cantidad $Perc$ denota entonces la percolación del almacenamiento de producción. Este valor se calcula de la siguiente manera:

$$Perc = S \left\{ 1 - \left[1 + \left(\frac{4S}{9x_1} \right) \right]^4 \right\}^{-\frac{1}{4}} \quad \text{Ecuación 4-61}$$

De la expresión anterior se concluye que la percolación no contribuye mucho al caudal, por esta razón es importante principalmente para la simulación de eventos mínimos. El valor de $Perc$ es siempre menor que S . El nuevo nivel en el tanque queda definido como:

$$S = S - Perc \quad \text{Ecuación 4-62}$$

La cantidad total de agua P_r que alcanza las funciones de distribución está dada por:

$$P_r = Perc + (P_n - P_s) \quad \text{Ecuación 4-63}$$

El valor de P_r se divide en dos componentes de flujo: el 90% de P_r se distribuye por medio de una hidrógrafa unitaria UH_1 y luego por un tanque de distribución no lineal. El 10% restante de P_r es distribuido por medio de una hidrógrafa unitaria UH_2 . Con UH_1 y UH_2 , se puede simular el tiempo de rezago entre el evento de lluvia y el caudal pico resultante. Las ordenadas de ambas hidrógrafas son usadas en el modelo para distribuir la lluvia efectiva sobre varios intervalos de tiempo sucesivos. UH_1 y UH_2 dependen del mismo parámetro x_4 .

En su forma discreta, las hidrógrafas unitarias UH_1 y UH_2 tienen n y m ordenadas respectivamente, donde n y m son los enteros más pequeños que exceden x_4 y $2x_4$ respectivamente. Las ordenadas de ambas hidrógrafas se derivan de las curvas-S correspondientes (proporción acumulada de la entrada con el tiempo) denotadas por SH_1 y SH_2 respectivamente. SH_1 está definida a lo largo del intervalo de tiempo t de la siguiente forma:

$$\text{Para } t \leq 0, SH_1(t) = 0 \quad \text{Ecuación 4-64}$$

$$\text{Para } 0 < t < x_4, SH_1(t) = \left(\frac{t}{x_4}\right)^{\frac{5}{2}} \quad \text{Ecuación 4-65}$$

$$\text{Para } t \geq x_4, SH_1(t) = 1 \quad \text{Ecuación 4-66}$$

SH_2 se definida similarmente:

$$\text{Para } t \leq 0, SH_2(t) = 0 \quad \text{Ecuación 4-67}$$

$$\text{Para } 0 < t \leq x_4, SH_2(t) = \frac{1}{2} \left(2 - \frac{t}{x_4}\right)^{\frac{5}{2}} \quad \text{Ecuación 4-68}$$

$$\text{Para } 0 < t < 2x_4, SH_2(t) = 1 - \frac{1}{2} \left(2 - \frac{t}{x_4}\right)^{\frac{5}{2}} \quad \text{Ecuación 4-69}$$

$$\text{Para } t \geq 2x_4, SH_2(t) = 1 \quad \text{Ecuación 4-70}$$

Finalmente, las ordenadas de UH_1 y UH_2 se calculan como:

$$UH_1(j) = SH_1(j) - SH_1(j - 1) \quad \text{Ecuación 4-71}$$

$$UH_2(j) = SH_2(j) - SH_2(j - 1) \quad \text{Ecuación 4-72}$$

Donde j es un entero.

Posteriormente se calcula un término F que actúa en ambas componentes de flujo, el cual indica el intercambio de agua subterránea:

$$F = x_2 \left(\frac{R}{x_3}\right)^{\frac{7}{2}} \quad \text{Ecuación 4-73}$$

R es el nivel en el tanque de distribución, x_3 es la capacidad de referencia y x_2 es el coeficiente de intercambio. El parámetro x_2 puede ser positivo en el caso en que se importa agua, negativo en el caso en que hay pérdidas, o cero cuando no hay intercambio de agua. Entre más alto el nivel en el tanque de distribución, mayor es el intercambio. En valor absoluto, F no puede ser mayor que x_2 , puesto que el coeficiente de intercambio representa la máxima cantidad de agua que puede ser adicionada o

liberada, hacia o desde cada componente de flujo, cuando el nivel en el tanque de distribución es igual a x_3 .

El valor de R se actualiza adicionando el término F y la salida Q_9 proveniente de UH1:

$$R = \max(0; R + Q_9 + F) \quad \text{Ecuación 4-74}$$

El caudal de salida del tanque, Q_r , se calcula entonces como:

$$Q_r = R \left\{ 1 - \left[1 + \left(\frac{R}{x_3} \right)^4 \right]^{\frac{1}{4}} \right\} \quad \text{Ecuación 4-75}$$

Q_r siempre es menor que R . El nuevo nivel en el almacenamiento es:

$$R = R - Q_r \quad \text{Ecuación 4-76}$$

Aunque al comienzo de un intervalo de tiempo el tanque puede recibir una cantidad de agua mayor que el déficit de saturación $x_3 - R$, el nivel en el tanque nunca puede exceder la capacidad x_3 al final del intervalo de tiempo. Por esta razón, la capacidad x_3 es llamada la capacidad máxima. Este tanque de distribución está en la capacidad de simular recesiones cuando sea necesario.

La salida Q_1 proveniente de UH2, también está sujeta al intercambio de agua F , de esta forma la componente Q_d queda definida de la siguiente forma:

$$Q_d = \max(0; Q_1 + F) \quad \text{Ecuación 4-77}$$

Finalmente, el caudal total se calcula como:

$$Q = Q_r + Q_d \quad \text{Ecuación 4-78}$$

La anterior descripción fue tomada de Carvajal & Roldan, (2007).

4.6. Optimización matemática

En modelación matemática se resuelven dos tipos de problemas, estos son conocidos como el problema directo y el problema inverso. En el primero se conocen de antemano todos los elementos del sistema que condicionan el modelo, como lo son las señales de entradas, salidas, parámetros, variables de estado y operadores, sin embargo, cuando se aborda el problema inverso solo se conocen alguno de estos. Por lo general en modelación hidrológica de lluvia – escorrentía se trata de resolver este último problema, puesto que en áreas de drenaje se conocen solo las entradas (precipitación), salidas (caudal) y a veces algunos parámetros del sistema (conductividad hidráulica y coberturas entre otros).

El ajuste de los parámetros del modelo GR4J y de la RNA, se abordaron por medio del algoritmo de optimización matemática DDS (Dynamically Dimensioned Search) y mínimos cuadrados respectivamente, por otra parte, el ajuste de los parámetros de las funciones de densidad de probabilidad se realizó con el método de máxima verosimilitud. Estas metodologías se describen a continuación.

4.6.1. Dynamically dimensioned search (DDS)

El DDS es una heurística estocástica de búsqueda global que busca encontrar una solución próxima a la óptima global con un bajo número de evaluaciones de la función objetivo. Este método busca localmente en el espacio paramétrico y a medida que avanza el número de iteraciones se identifican las dimensiones que mayor impacto tienen en la optimización de la función objetivo. Las soluciones candidatas son creadas perturbando aleatoriamente los valores actuales de una de las dimensiones del problema. La magnitud de estas perturbaciones se toman de muestras al azar que siguen una distribución normal con media cero (Tolson & Shoemaker 2007).

A continuación, se describen los pasos metodológicos del algoritmo

PASO 1 Definición de las entradas del DDS

- Parámetro del grado de perturbación (por defecto $r = 0.2$)
- Máximo número de evaluaciones de la función objetivo (m)
- Vectores de rangos de los parámetros X^{\min} , y máximos X^{\max} .
- Inicialización de la semilla $X^0 = [x_1, \dots, x_d]$.

PASO 2 Conjunto de contadores desde 1, $i=1$, y evalúa la función objetivo F para la solución inicial o semilla, $F(x_0)$:

- $F_{best} = F(x^0)$, y $x^{best} = x^0$

PASO 3 Selecciona aleatoriamente J de las D variables posibles para incluirlas en el barrido

- Calcula la probabilidad de que cada variable tomada sea incluida en $\{N\}$ como función de la iteración actual:
- Para $d = 1 \dots D$ variables tomadas, las adiciona a $\{N\}$ con una probabilidad P .

PASO 4 Para $j = 1, \dots, J$ la variable de decisión en $\{N\}$, perturba a x_j^{new} usando una variable aleatoria estándar normalmente distribuida, $N(0,1)$, reflejando la variable de tomada a los límites si es necesario:

- $x_j^{new} = x_j^{best} + \sigma_j N(0,1)$, donde $\sigma_j = r(x_j^{max} - x_j^{min})$
- Si $x_j^{new} < x_j^{min}$, refleja la perturbación:
 - $x_j^{new} = x_j^{min} + (x_j^{min} + x_j^{new})$
 - Si $x_j^{new} > x_j^{max}$, entonces $x_j^{new} = x_j^{min}$
- Si $x_j^{new} > x_j^{max}$, refleja la perturbación:
 - $x_j^{new} = x_j^{max} - (x_j^{new} - x_j^{max})$
 - Si $x_j^{new} < x_j^{min}$, entonces $x_j^{new} = x_j^{max}$

PASO 5 Evalúa $F(x^{new})$ y actualiza la mejor solución si es necesario

- Si $F(x^{new}) \leq F_{best}$ Actualiza la nueva mejor solución:
 - $F_{best} = F(x^{new})$ y $x^{best} = x^{new}$

PASO 6 Actualización del conteo de iteraciones, $i = i + 1$, y comprueba el criterio de parada:

- Si $i = m$, Para y muestra la salida
- De lo contrario retorna al PASO 3

4.6.2. Máxima verosimilitud

La idea fundamental de este método es tomar como estimación del parámetro estudiado el valor que haga máxima la probabilidad de obtener la muestra observada. También se define como un procedimiento que permite estimar los parámetros de un modelo probabilístico, o los coeficientes de un modelo matemático, de tal manera que sean los más probables a partir de los datos obtenidos, y a su vez permite comparar diferentes modelos, incluyendo o no variables en el mismo. (Molinero M., 2003).

Hay que tener claro que en el método además de intervenir la información aportada por los datos, se está postulando un modelo matemático para éstos, como puede ser por ejemplo el modelo determinístico o un modelo estocástico, y que los parámetros estimados se calculan considerando la información aportada por los datos de acuerdo a ese modelo. Si el modelo propuesto no fuese el adecuado el método tampoco lo será, ya que la razón de verosimilitud no nos proporciona información suficiente en cuanto a la bondad del ajuste, por lo cual se tendrá que verificar convenientemente por otros métodos. (Molinero M., 2003).

$$L(\theta|x_1, \dots, x_n) = \prod_{i=1}^n f(x_i|\theta) \quad \text{Ecuación 4-79}$$

4.7. Métricas de desempeño

Una métrica de desempeño se define como un sistema de parámetros, o métodos de evaluación cuantitativa, para algo que se va a medir. Las métricas definen lo que se va a medir, junto con los procesos que se utilizan para llevar a cabo dicha medición. (Teegavarapu & Elshorbagy 2005).

Las métricas implementadas para la evaluación del desempeño tanto del modelo GR4J, RNA y las funciones de densidad de probabilidad fueron, el error cuadrático medio y el Nash Sutcliffe, por otra parte, para esta última se utilizó la prueba de Kolmogorov-Smirnov, las cuales se describen a continuación.

4.7.1. Error cuadrático medio (MSE)

El error cuadrático medio (ECM) de un estimador mide el promedio de los errores al cuadrado, es decir, la diferencia entre el estimador y lo que se estima. El ECM es una función de riesgo, correspondiente al valor esperado de la pérdida del error al cuadrado o pérdida cuadrática. La diferencia se produce debido a la aleatoriedad o porque el estimador no tiene en cuenta la información que podría producir una estimación más precisa (Lehmann, E. L.; Casella 1998).

$$MSE = \frac{1}{n} \sum_{i=1}^n (\hat{X}_i - X_i)^2 \quad \text{Ecuación 4-80}$$

4.7.2. Nash-Sutcliffe

Esta métrica es un error cuadrático medio normalizado por la varianza de las observaciones, medida de eficiencia adimensional conocida como el índice Nash-Sutcliffe

$$Nash = 1 - \frac{\sum_{i=1}^n (x_0^t - x_m^t)^2}{\sum_{i=1}^n (x_0^t - \bar{x}_0)^2} \quad \text{Ecuación 4-81}$$

Donde:

x_0^t Valor observado $\left(\frac{m^3}{seg}\right)$

x_m^t Valor simulado $\left(\frac{m^3}{seg}\right)$

\bar{x}_0 Valor promedio $\left(\frac{m^3}{seg}\right)$

Esta métrica varía desde $-\infty$ hasta 1. Cuando el Nash toma un valor de 1 se considera que la calibración del modelo fue perfecta. Los rangos para evaluar el nivel de ajuste con esta métrica se presentan en la

Tabla 4-8 Rangos para evaluar el desempeño de los modelos con el Nash-Sutcliffe

Desempeño	Nash
Muy bueno	$0,75 < Nash < 1$
Bueno	$0,65 < Nash < 0,75$
aceptable	$0,5 < Nash < 0,65$
deficiente	$Nash < 0,5$

Fuente: (Moriassi et al. 2007)

4.7.3. Prueba de Kolmogorov – Smirnov

Esta prueba consiste en comparar el máximo valor absoluto de la diferencia D entre la función de distribución de probabilidad observada $F_o(X_m)$ y la estimada $F(X_m)$

$$D = \text{mas } |F_o(X_m) - F(X_m)| \quad \text{Ecuación 4-82}$$

Con un valor crítico d que depende del número de datos y el nivel de significancia seleccionado. Si $D < d$, se acepta la hipótesis nula. La función de distribución de probabilidad observada o empírica se calculó como se muestra en la ecuación.

$$F_o(X_m) = 1 - \frac{m}{n+1} \quad \text{Ecuación 4-83}$$

5. RESULTADOS Y DISCUSIONES

5.1. Análisis Morfométrico

El área de la cuenca es de 654.46 Km², cuyo valor se clasifica según la **Tabla 4-2** como una unidad hidrológica cuenca, ya que su área es mayor a los 300km². Sanchez, (1995), presenta una clasificación de las cuencas por tamaño, donde la cuenca río Aipe con un valor de 65.446Ha se clasifica en una cuenca de tamaño pequeña; ya que se encuentra en el rango de 10.000 ha a 100.000 ha.

El coeficiente de sinuosidad presente en la cuenca es de 1,71, representando que el cauce no tiene una alineación recta a lo largo de su recorrido desde su nacimiento hasta su desembocadura, ya que los valores de sinuosidad menores o iguales a 1,25 clasifican al cauce una alineación recta según lo afirmado por Monsalve, G., (1995)

La densidad de la red hídrica en la cuenca es de 5,14. Lo cual representa un valor significativo en la cantidad de drenajes presentes. Según Andrade, E. y Lozano (1986); Miranda, L. y Ramos (1986); Penagos, G. Toledo (1986) los valores de D mayores a 3 corresponden a zonas de alta densidad de drenajes, lo cual indica que la cuenca río Aipe presenta una alta densidad de drenajes, es decir es una cuenca bien drenada, con características de escurrimientos muy abundantes, grandes zonas erosionadas y también una alta respuesta hidrológica. La textura correspondiente a un D de 5,14 es fina debido a la gran cantidad de drenes presentes en el área de la cuenca.

El valor obtenido mediante la aplicación de la Ecuación 4-4. Ancho medio de la cuenca, es de 13,76 km.

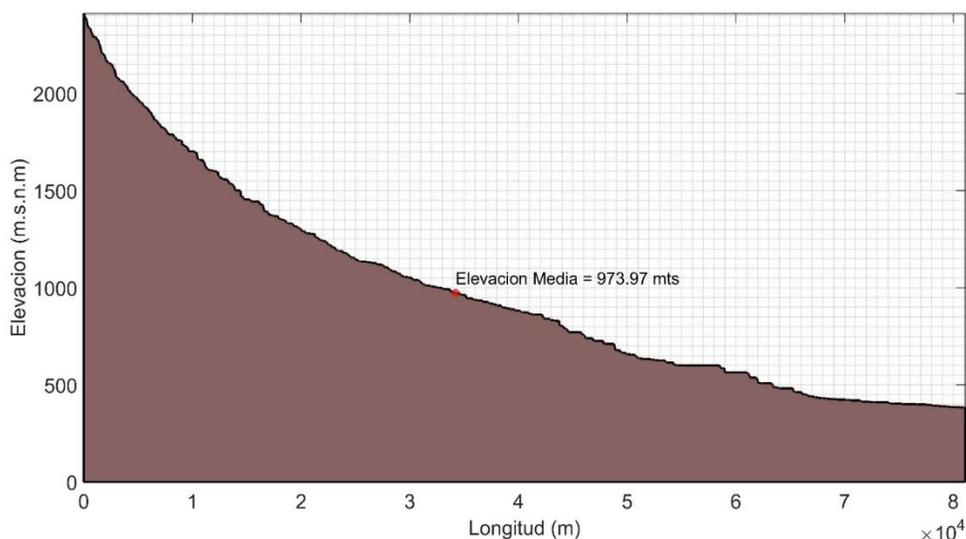


Figura 5-1 Perfil Longitudinal del Cauce Principal

El valor obtenido de la Ecuación 4-5 para el coeficiente de forma o factor de forma de Horton es de 0,29, indicando que la forma de la cuenca es alargada, y que presenta una baja tendencia a la concentración de escurrimiento, disminuyendo la formación de grandes crecientes; como también una baja torrencialidad.

El coeficiente de compacidad de la cuenca es de 2,4, mostrando que la cuenca tiene una forma rectangular oblonga según la clasificación de la **Tabla 4-3**, lo cual representa una baja torrencialidad debido a la baja acumulación de los flujos de agua luego de una precipitación.

La altura del cauce principal es la elevación promedio ponderada del perfil longitudinal del cauce donde el valor obtenido mediante la aplicación de la Ecuación 4-7. Altura promedio ponderada del cauce es 973,97 m.s.n.m.

La pendiente del cauce principal es la pendiente promedio ponderada del cauce, debido a la gran variación de la pendiente a lo largo de su curso. Este valor se obtuvo mediante el uso de la Ecuación 4-8. Pendiente promedio del cauce principal, obteniéndose un valor de 7,8%.

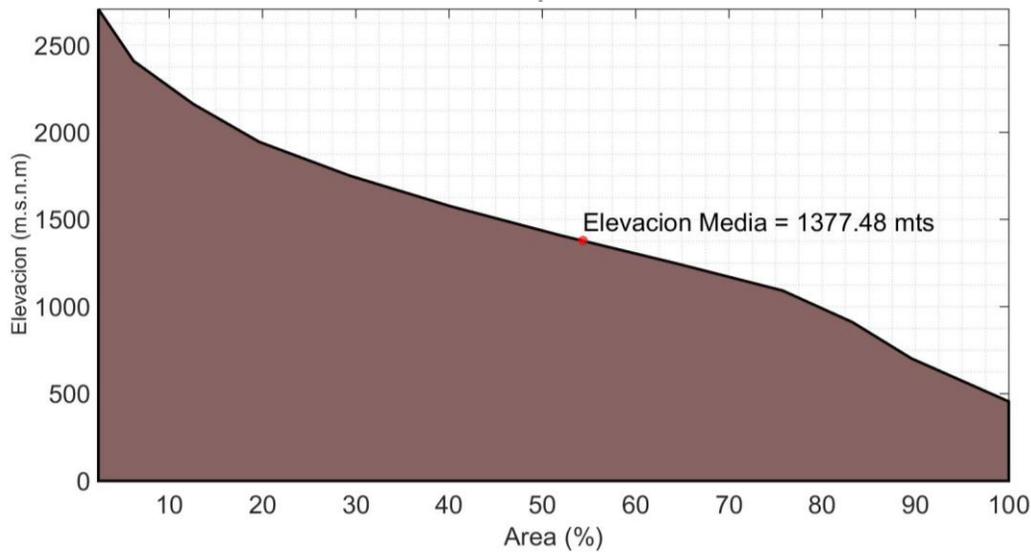


Figura 5-2. Curva Hipsométrica

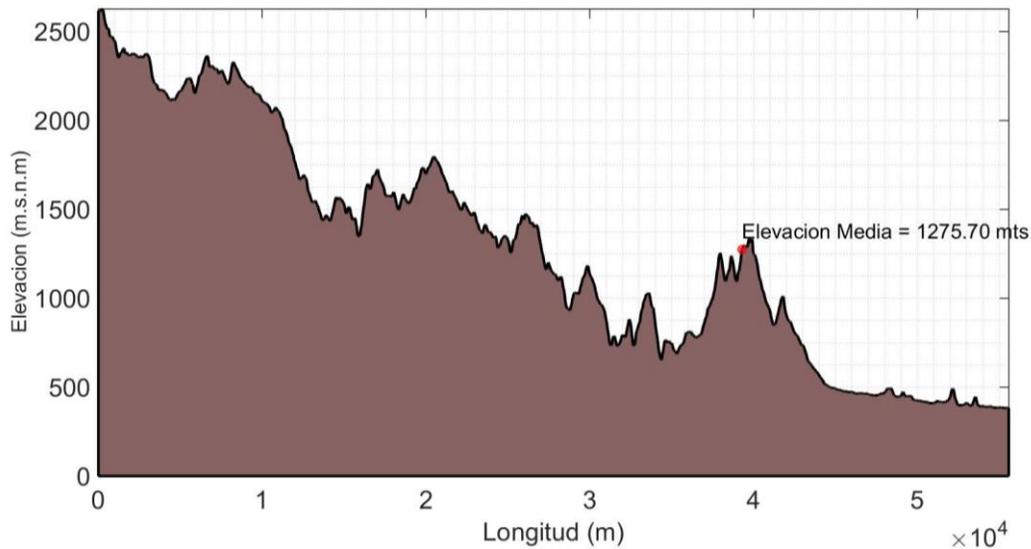


Figura 5-3 Perfil de la cuenca

Según (Strahler 1952), cuencas con mayor parte del área con elevación por encima de los valores medios de la cuenca, son consideradas cuencas con gran potencial erosivo (cuencas inmaduras), de lo contrario son consideradas cuencas maduras o sedimentaria, según lo cual la cuenca río Aipe se considera una cuenca inmadura, ya que más del 50% del área se encuentra por encima de la elevación media de la cuenca.

La altura media de la cuenca se obtiene a partir de la Ecuación 4-10, teniendo como resultado un valor 1377.48 m.s.n.m, el cual se visualiza en la Figura 5-2.

La pendiente promedio ponderada de la cuenca se obtuvo mediante el uso de la Ecuación 4-11, resultando una pendiente promedio ponderada de 39% para la cuenca. Ver mapa anexo 3.

Empleando la Ecuación 4-12 se obtiene un valor 403.51m de profundidad de disección, lo cual muestra la susceptibilidad de erosión y remoción en masa presente en la cuenca.

El nivel de disección del relieve de la cuenca es de 4.15, este valor al presentar superioridad a la unidad, enmarca la susceptibilidad de la cuenca a la erosión debido a los procesos hídricos y como también geomorfológicos.

El número de orden de la cuenca se obtuvo mediante la metodología de (Strahler 1952) la cual se encuentra incluida en el software Argics 10.3 para el ordenamiento de cauces, este ordenamiento presento los siguientes resultados.

Tabla 5-1 Longitudes de Red de Drenaje

Orden de Cauce	Longitud (km)
1	1765,44
2	800,55
3	416,35
4	174,72
5	90,47
6	54,48
7	33,51
8	30,44
Total	3365,95

Los valores de los tiempos de concentración se obtuvieron mediante la aplicación de las ecuaciones 4-14 hasta la 4-27. Los datos obtenidos son los siguientes:

Tabla 5-2 Valores de Tiempos de Concentración en Horas

Autor Ecuación	Tc(h)
Temex (h)	13,08
Kirpich (h)	5,36
California CP (h)	5,23
Giandotti (h)	1,57
Bransby-Williams (h)	60,81
Guaire (1978) (h)	35,92
Clark (h)	33,37
Johnstone Cross (h)	67,16
Método Racional Generalizado (h)	11,42
Passini (h)	14,48
Pilgrim y McDermott (h)	8,93
Valencia y Zuluaga (h)	5,26

Autor Ecuación	Tc(h)
Dirección General de Carreteras (h)	13,75
Tc Promedio	21,26

Como se muestra en la **Tabla 5-2**, El valor de Tc promedio es de 21,26 h, correspondiendo al tiempo de concentración presente en la cuenca, este valor se compara con lo encontrado en los mapas de isócronas anexo 5 y 6, donde los valores se encuentran entre un rango de 8 y 16 horas, calculadas con las ecuaciones Ecuación 4-15 y Ecuación 4-14 respectivamente. Valores atípicos encontrados con las ecuaciones de algunos autores fueron rechazados debido a su gran variación en comparación con los datos expuestos de la **Tabla 5-2** (Ver Anexos-Mapas-Isocronas Kirpich y Temez).

5.2. Consistencia de la información

Preliminarmente a la información hidrometeorológica suministrada por el IDEAM se realizó un análisis de datos faltantes, mediante un conteo de los vacíos en la información. Se encontró que toda la información presenta menos del 5% de datos faltantes a resolución diaria, lo que indica un buen registro en las mismas. La cantidad de datos faltantes se presenta en la Tabla 5-3

Tabla 5-3. Cantidad de datos faltantes de precipitación (P) y caudal (Q) de las señales registradas por las estaciones hidrometeorológicas seleccionadas a resolución diaria.

CODIGO	VARIABLE	NOMBRE	FALTANTES (#)	FALTANTES (%)
21130040	P	SAN LUIS	455	2,81
21130050	P	PEREZ HDA	122	0,71
21130060	P	EL CARMEN	370	2,16
21130080	P	ORGANOS	354	2,28
21130110	P	PRAGA	182	1,24
21135050	P	LA JULIA	515	4,85
21137030	Q	PTE CARRETERA	264	1,70

En la Figura 5-4 se presentan las curvas de masa para las estaciones de precipitación que se encuentra en el área de estudio, se observa como en general todas las estaciones presentan una tendencia lineal en relación con el promedio de las mismas, sin embargo, la estación órganos presenta una desviación en su tendencia, lo que indica una inconsistencia en la información de la misma, sin embargo, no se realizaron correcciones a estos datos debido a las hipótesis que asume el método, ya que considera que la distribución espacial a lo largo de toda zona a nivel anual es homogénea, lo cual para todos los casos no es del todo cierta y aún más en climas cálidos como los del municipio de Aipe, Palermo y Neiva; por otra parte, este periodo coincidió con dos eventos catalogados como fuertes del ENSO en sus dos fases, húmeda 2010-2011 y calida 2014-2015 como lo expresa Enriquez (2015) y Euscátegui & Hurtado (2012). A esto se añade también la alta variabilidad espacial que presenta la lluvia en un determinado lugar. No obstante, los datos se revisaron detenidamente evaluando que no estuvieran sesgados y que representaban los extremos del ENSO anteriormente descritos.

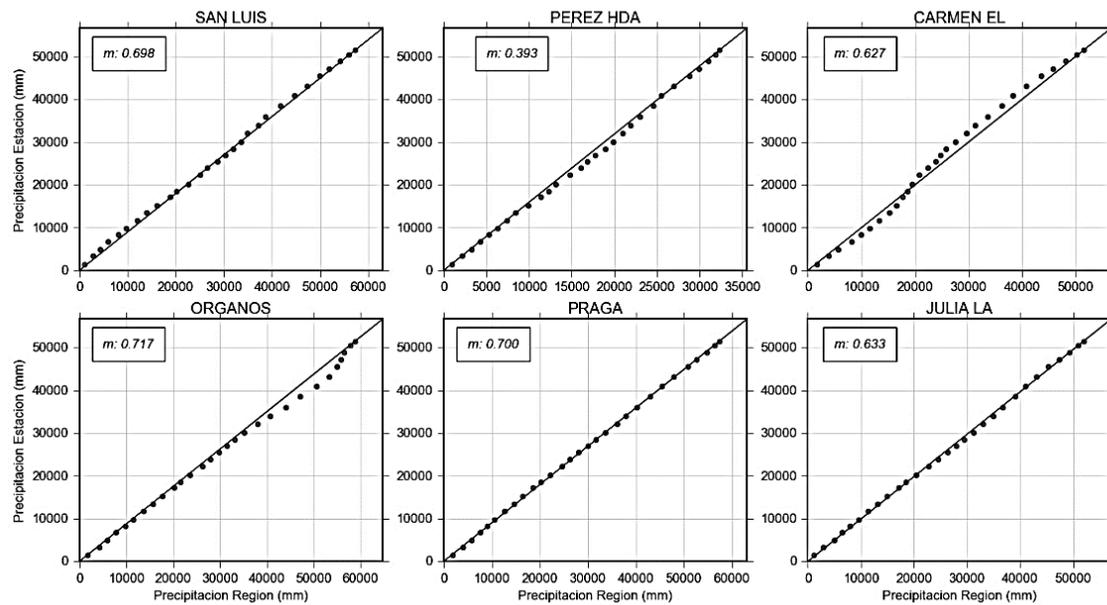


Figura 5-4 Curvas de masa de las 6 estaciones pluviométricas en el área de estudio.

Los diagramas de dispersión en caja de bigotes para todas las estaciones se presenta en la **Figura 5-5**, en esta se ve reflejado de igual forma lo observado anteriormente en las curvas de masa, por otra parte, es posible apreciar la variación en el comportamiento de la precipitación en función de la elevación, siendo mayor a medida que esta incrementa, no obstante esta relación no es del todo lineal a lo largo del perfil orográfico, puesto que a cierta altura conocida como óptimo pluviográfico¹ sucede una inversión de esta relación. Detallando los resultados es posible inferir que este punto de inversión en el área de estudio, se encuentra alrededor de los 800-1000 msnm (Ver Anexos-Mapas-Distribución Precipitación), partiendo de los registros en las estaciones presentadas en al Tabla 4-4.

Un factor principal en la explicación de este fenómeno es el de carácter predominante convectivo de las lluvias tropicales, donde las zonas más bajas reciben menos lluvia debido a que se benefician menos del acenso orográfico y porque están afectadas por la evaporación de las lluvias que caen desde la base de las nubes. Ahora bien, por encima del óptimo pluviográfico la disminución de humedad del aire con la altura a escala global y de la cantidad de agua precipitable en las nubes convectivas a escala local son los factores que explican la disminución de la precipitación con la altura en las montañas altas (J. Velez et al. 2000). Esta característica también fue reportada por Oster (1979) en estudios de la cuenca del río Combeima.

¹ Es la elevación para la cual la precipitación es máxima entre el nivel base y la cima de la cordillera (I. Velez et al. 2000).

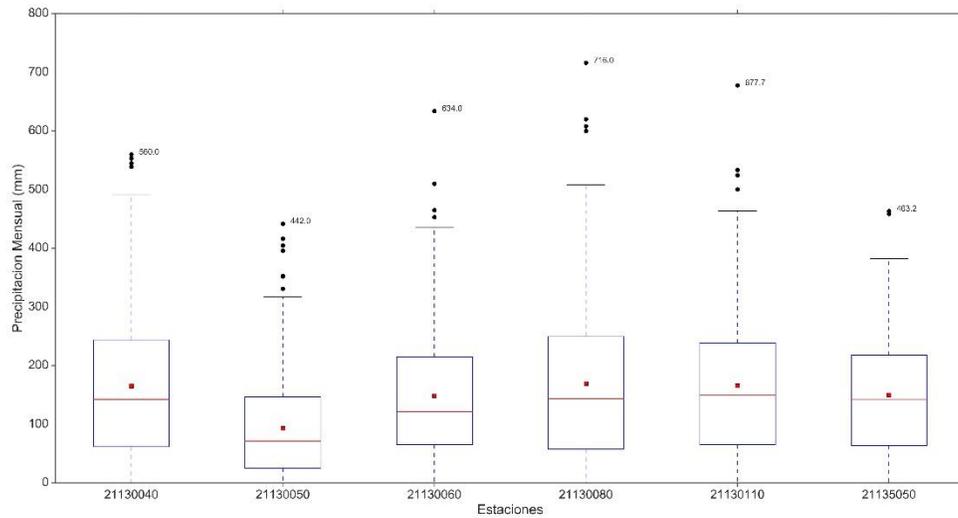


Figura 5-5. Diagrama de caja de bigotes de las 6 estaciones pluviométricas en el área de estudio.

Para cada una de los registros de precipitación por estaciones se presenta el diagrama de dispersión en caja de bigotes, tal como se observa en la **Figura 5-6**, **Figura 5-7**, **Figura 5-8**, **Figura 5-9**, **Figura 5-10**, **Figura 5-11**. En cada uno de los diagramas se presenta la precipitación promedio por mes (Punto rojo), la fluctuación de las misma, así como también los valores atípicos registrados (Puntos negro).

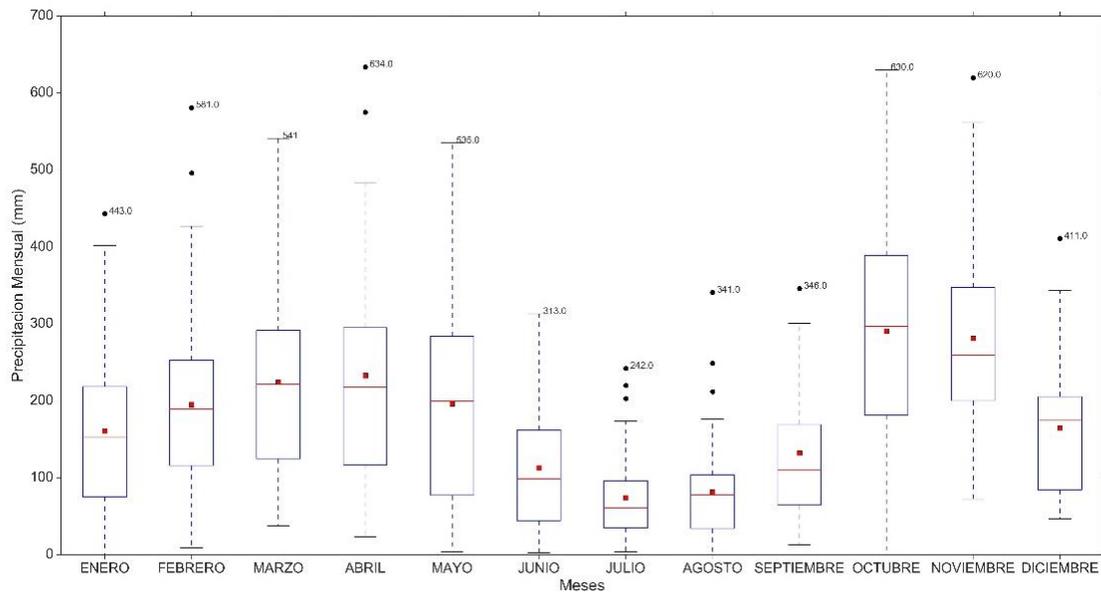


Figura 5-6. Diagrama de caja de bigotes para la estación el Carmen

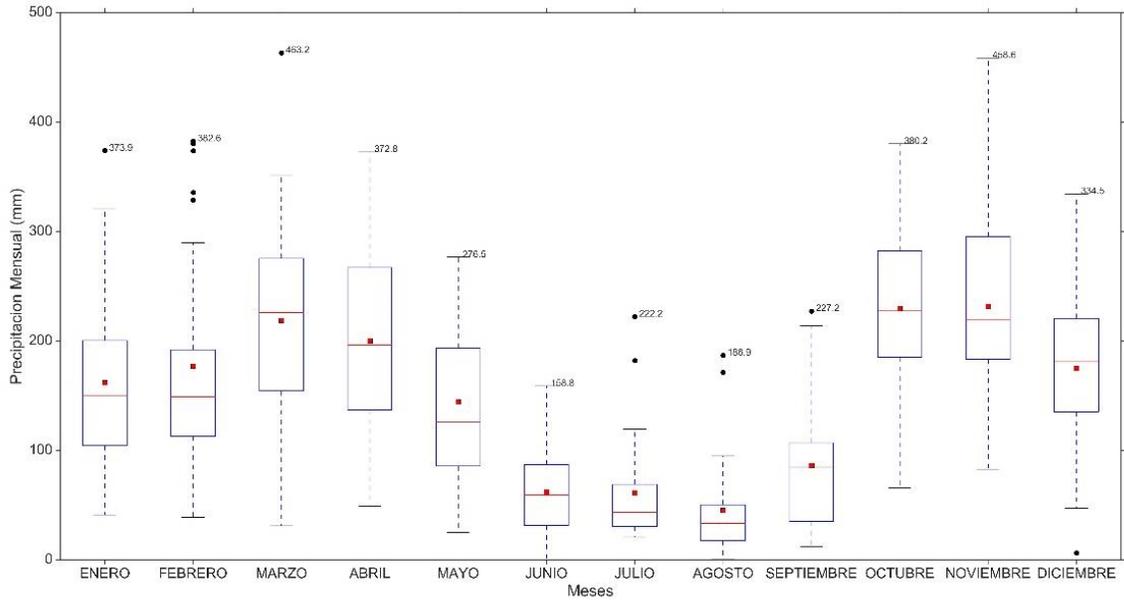


Figura 5-7. Diagrama de caja de bigotes para la estación La Julia

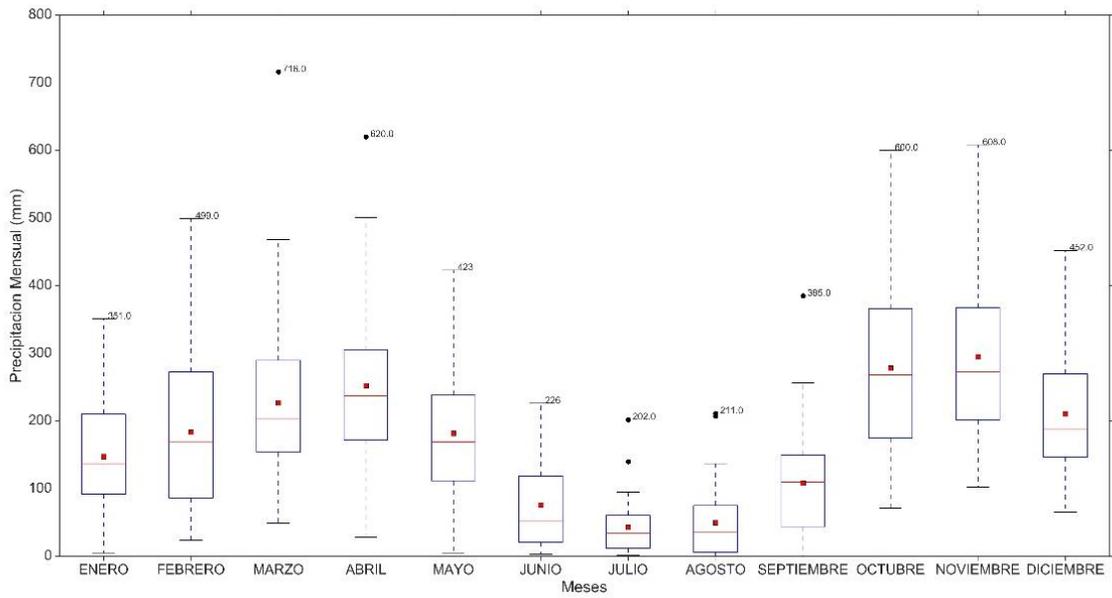


Figura 5-8. Diagrama de caja de bigotes para la estación Órganos

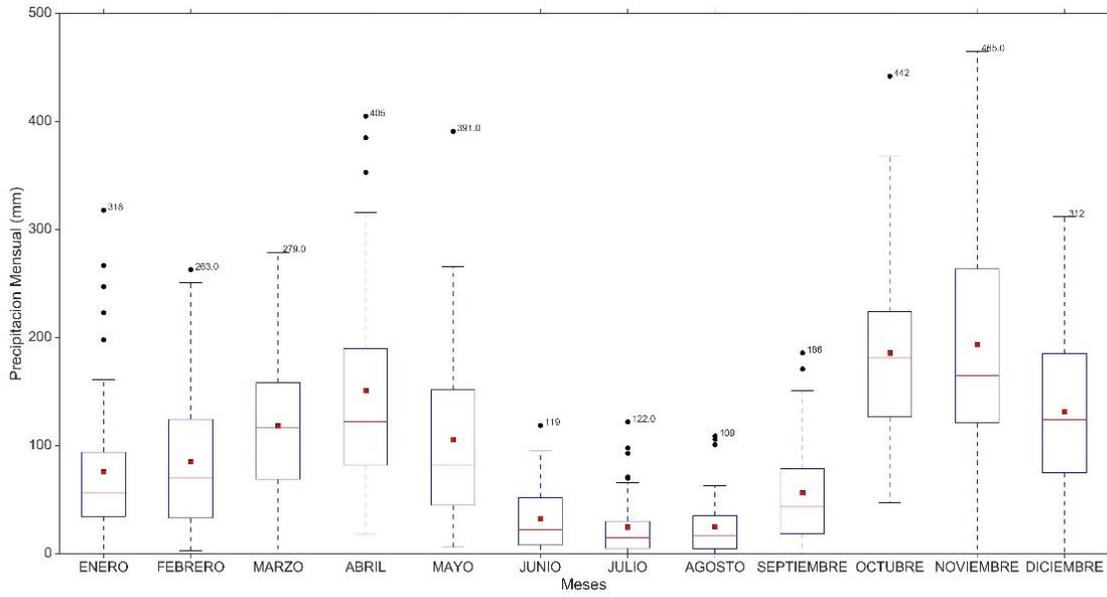


Figura 5-9. Diagrama de caja de bigotes para la estación Pérez

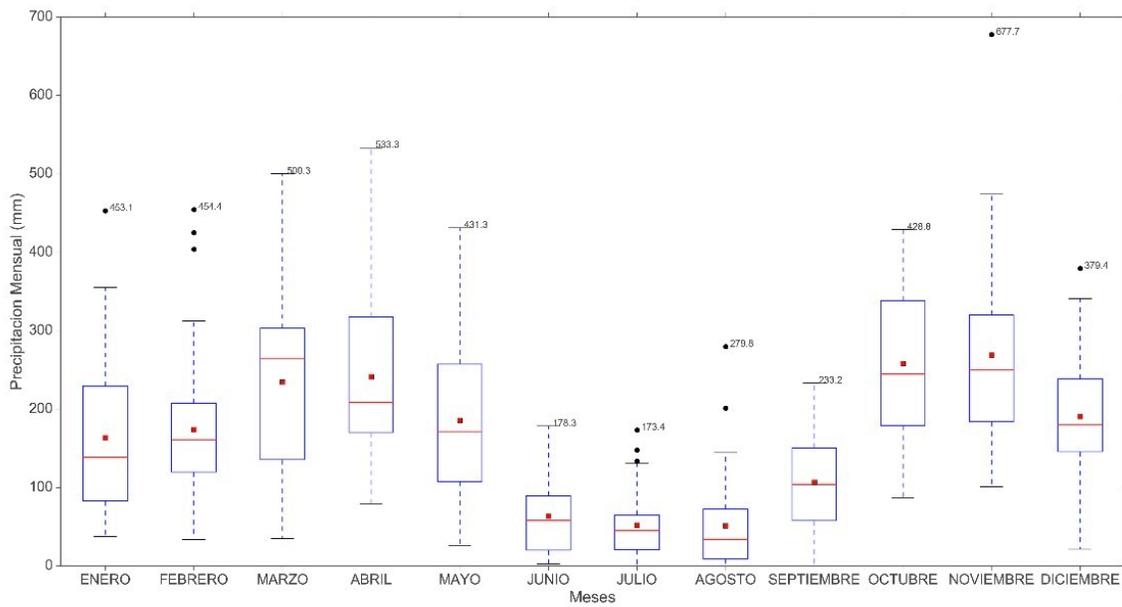


Figura 5-10. Diagrama de caja de bigotes para la estación Praga

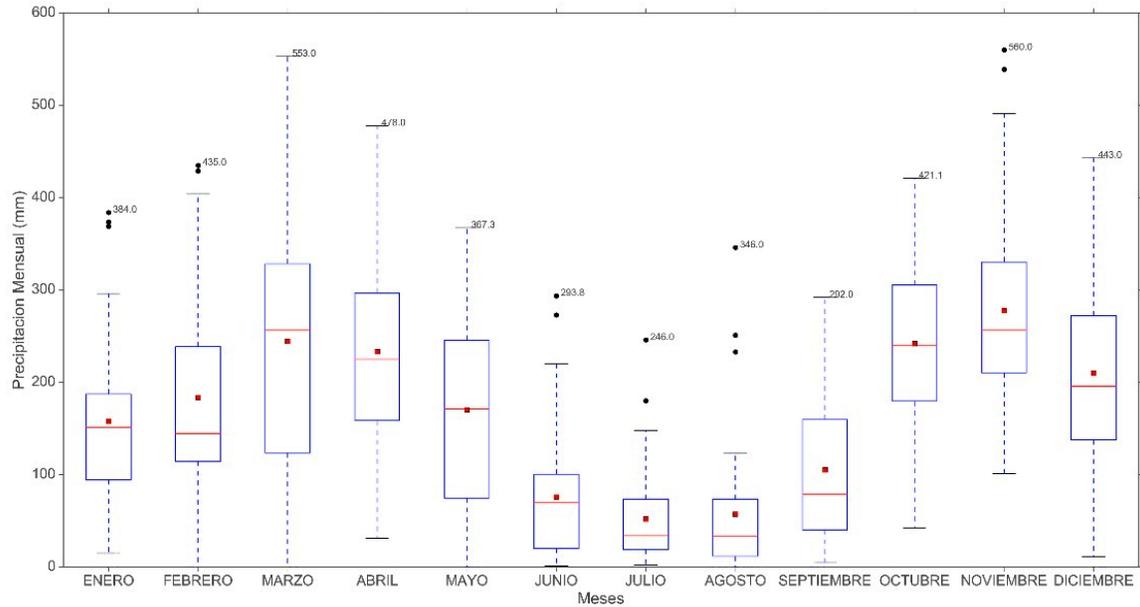


Figura 5-11. Diagrama de caja de bigotes para la estación San Luis

En todos los diagramas de dispersión se observa que las señales presentan un comportamiento de dos máximos, entre los meses de marzo y abril para el primer semestre, y octubre y noviembre para el segundo semestre siendo este mayor que el primero, como es característicos en los Andes Colombianos como lo reportan Bedoya *et al.* (2010), además se observa un periodo de sequía comprendido entre julio y agosto.

Este comportamiento de máximos se debe a la migración meridional de la Zona de Convergencia Intertropical (ZCIT) la cual es uno de los mecanismos preponderantes para explicar la variabilidad anual y semianual de la precipitación en Colombia. La bi-modalidad o unimodalidad de la distribución de la precipitación en el ciclo anual está asociada a la mayor actividad convectiva asociada al paso de la ZCIT por la geografía colombiana, así como de su interacción con las circulaciones de los Océanos Pacífico, Atlántico y de la cuenca del Amazonas. Por otra parte, la distribución espacial de la lluvia sobre Colombia está asociada con la época del año, cuando la ZCIT se encuentra más al sur (en el verano del hemisferio sur), la zona de la costa caribe presenta una disminución en las lluvias y viceversa para la zona sur durante el verano del hemisferio norte (Julio – Agosto). Entre tales extremos del calendario, la ZCIT pasa dos veces por encima del territorio Colombiano, en su camino hacia el sur en la época de octubre-noviembre y hacia el norte en la época de abril-mayo, produciendo las temporadas de mayor pluviosidad en el centro de Colombia (J. Velez *et al.* 2000)

En los diagramas se observa para todas las estaciones valores de precipitación fuera de la desviación estándar, como se mencionó anteriormente en las curvas de masa, la corroboración de los registros, coincido con los periodos comprendidos del ENSO por lo que estos datos no se afectaron, partiendo del hecho que se podrían suavizar las series y de esta forma perder la respuesta y la dinámica de la climatología en el área de estudio.

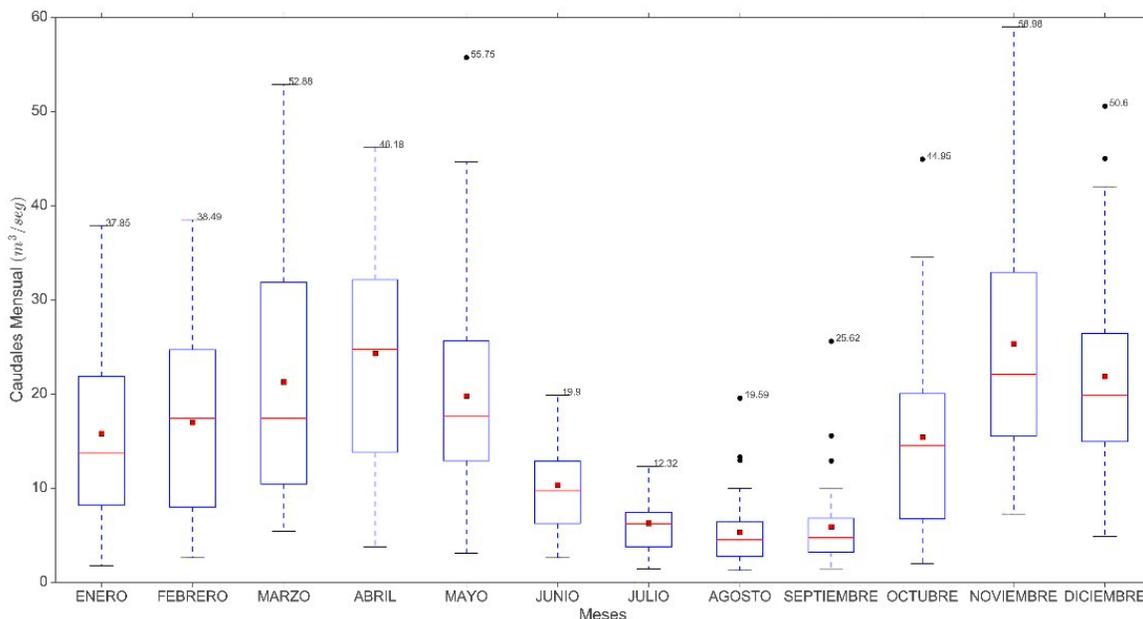


Figura 5-12 Diagrama de caja de bigotes para la estación Puente Carretera

Como es lógico y abría de esperarse, los caudales presentan igual comportamiento en los periodos de estiaje y de mayor humedad con la precipitación tal como se observa Figura 5-12. De igual forma con la verificación de los datos extremos se encontró que estos coincidían con alguna fase del ENSO, por lo cual tampoco fueron suprimidos y se implementaron para los análisis posteriores,

5.3. Caracterización estadística

La caracterización de las señales de precipitaciones se presentan en las Tabla 5-4, Tabla 5-5, Tabla 5-6, Tabla 5-7, Tabla 5-8 y la

Tabla 5-9, y las señales de caudal en la Tabla 5-10.

Tabla 5-4 Momentos Estadísticos estación 21130040 San Luis

Mes	PDF	Error	Esperanza	Media	Desviación Estándar	Varianza	Asimetría	Curtosis
ENERO	Gumbel R	10,13	157,36	157,97	93,46	8735,38	0,89	0,32
FEBRERO	Genextreme	12,39	183,21	183,73	107,09	11467,89	0,70	-0,12
MARZO	Loggamma	10,63	243,93	244,45	133,43	17803,78	0,23	-0,37
ABRIL	Gamma	6,66	233,05	233,05	111,25	12376,89	0,35	-0,50
MAYO	Beta	8,63	180,95	170,45	104,86	10995,86	0,18	-1,01
JUNIO	Gamma	10,71	74,41	75,84	70,73	5002,97	1,37	1,50
JULIO	Genextreme	8,66	57,62	51,81	51,49	2650,78	1,83	3,41
AGOSTO	Weibull Min	11,05	65,18	57,35	70,62	4986,69	2,29	5,65
SEPTIEMBRE	Exponencial	9,80	105,14	105,14	81,48	6638,49	0,72	-0,69
OCTUBRE	Beta	8,56	242,58	241,80	91,33	8341,38	-0,01	-0,84

Mes	PDF	Error	Esperanza	Media	Desviación Estándar	Varianza	Asimetría	Curtosis
NOVIEMBRE	Genextreme	8,27	277,16	277,71	110,33	12173,78	0,69	0,02
DICIEMBRE	Gumbel R	8,65	213,35	210,04	90,21	8137,00	0,31	-0,34

Tabla 5-5 Momentos Estadísticos estación 21130050 Pérez Hda.

Mes	PDF	Error	Esperanza	Media	Desviación Estándar	Varianza	Asimetría	Curtosis
ENERO	Genextreme	8,87	77,55	75,62	70,89	5026,07	1,73	2,58
FEBRERO	Nakagami	11,00	87,17	85,07	61,35	3763,77	0,94	0,52
MARZO	Genextreme	7,13	118,06	118,27	64,34	4139,02	0,29	-0,29
ABRIL	Gamma	7,49	150,85	150,85	95,64	9146,30	0,91	0,14
MAYO	Nakagami	10,15	107,64	105,79	80,78	6525,34	1,18	1,60
JUNIO	Genextreme	13,36	39,70	32,68	30,30	918,26	0,96	-0,02
JULIO	Genextreme	13,91	40,86	24,69	28,60	817,98	1,64	2,08
AGOSTO	Beta	15,48	28,37	25,40	27,47	754,50	1,56	2,03
SEPTIEMBRE	Exponencial	11,11	56,26	56,26	48,25	2327,85	1,01	0,32
OCTUBRE	Nakagami	8,13	186,12	185,72	82,62	6826,58	0,94	0,93
NOVIEMBRE	Genextreme	10,17	193,03	193,35	100,99	10199,10	0,62	0,05
DICIEMBRE	Gamma	7,50	131,72	131,72	73,39	5385,86	0,22	-0,67

Tabla 5-6 Momentos Estadísticos estación 21130060 El Carmen.

Mes	PDF	Error	Esperanza	Media	Desviación Estándar	Varianza	Asimetría	Curtosis
ENERO	Beta	7,07	160,21	160,57	101,55	10312,39	0,64	0,04
FEBRERO	Genextreme	9,86	195,25	195,10	117,33	13766,03	0,98	1,56
MARZO	Beta	9,29	222,67	224,04	119,21	14212,17	0,50	-0,37
ABRIL	Genextreme	8,60	232,50	232,92	139,44	19444,54	0,86	0,45
MAYO	Beta	13,80	194,57	196,22	125,93	15859,08	0,46	-0,54
JUNIO	Gamma	7,81	112,92	112,92	77,66	6031,02	0,81	-0,13
JULIO	Genextreme	11,33	74,67	74,23	57,21	3273,08	1,17	0,94
AGOSTO	Genextreme	12,23	82,10	81,53	68,90	4747,75	1,48	2,93
SEPTIEMBRE	Genextreme	8,08	132,31	131,93	84,19	7088,07	0,79	-0,35
OCTUBRE	Loggamma	7,22	290,31	290,55	142,17	20211,62	0,09	-0,43
NOVIEMBRE	Genextreme	8,33	280,35	280,98	129,22	16698,64	0,70	-0,01
DICIEMBRE	Beta	16,52	173,52	164,38	88,64	7857,10	0,62	-0,04

Tabla 5-7 Momentos Estadísticos estación 21130080 Órganos.

Mes	PDF	Error	Esperanza	Media	Desviación Estándar	Varianza	Asimetría	Curtosis
ENERO	Genextreme	10,13	147,04	147,52	85,45	7301,55	0,33	-0,42

Mes	PDF	Error	Esperanza	Media	Desviación Estándar	Varianza	Asimetría	Curtosis
FEBRERO	Beta	10,81	179,30	183,46	122,88	15100,05	0,70	-0,28
MARZO	Gumbel R	12,61	226,80	226,54	126,80	16079,20	1,31	3,33
ABRIL	Genextreme	7,20	252,17	252,32	121,07	14657,73	0,81	0,63
MAYO	Genextreme	7,81	181,00	181,55	103,24	10659,30	0,55	-0,20
JUNIO	Beta	9,75	76,09	75,76	60,19	3622,51	0,76	-0,40
JULIO	Gamma	12,44	45,24	42,71	40,07	1605,28	1,79	4,19
AGOSTO	Nakagami	12,40	57,70	49,60	54,24	2941,51	1,36	1,26
SEPTIEMBRE	Gumbel R	13,43	107,80	108,04	78,33	6135,14	1,00	1,77
OCTUBRE	Beta	10,73	278,76	277,93	128,28	16455,23	0,55	-0,54
NOVIEMBRE	Beta	7,26	294,35	294,94	116,85	13653,81	0,47	-0,40
DICIEMBRE	Gumbel R	8,25	209,51	210,20	97,19	9446,64	0,74	-0,09

Tabla 5-8 Momentos Estadísticos estación 21130110 Praga.

Mes	PDF	Error	Esperanza	Media	Desviación Estándar	Varianza	Asimetría	Curtosis
ENERO	Gamma	8,76	163,54	163,54	96,06	9228,07	0,88	0,31
FEBRERO	Gumbel R	9,63	172,94	173,82	96,36	9284,64	1,19	1,40
MARZO	Loggamma	13,66	234,16	234,27	108,35	11740,03	0,08	-0,52
ABRIL	Gumbel R	10,58	240,35	241,47	113,98	12992,53	0,78	0,03
MAYO	Gumbel R	9,89	186,41	185,90	105,93	11220,81	0,40	-0,72
JUNIO	Power Law	11,92	70,56	63,57	47,87	2291,44	0,82	-0,04
JULIO	Genextreme	9,94	53,12	52,23	42,55	1810,82	1,11	0,55
AGOSTO	Weibull Min	11,81	64,13	51,31	58,06	3370,83	2,00	4,57
SEPTIEMBRE	Gamma	8,68	106,96	106,96	64,54	4165,21	0,24	-0,92
OCTUBRE	Gumbel R	10,34	260,57	258,45	98,24	9651,28	0,07	-1,17
NOVIEMBRE	Gumbel R	9,18	267,77	269,18	121,37	14731,07	1,06	1,37
DICIEMBRE	Beta	9,95	190,43	190,44	73,44	5393,61	0,29	0,16

Tabla 5-9 Momentos Estadísticos estación 21135050 La Julia.

Mes	PDF	Error	Esperanza	Media	Desviación Estándar	Varianza	Asimetría	Curtosis
ENERO	Gumbel R	8,23	161,12	161,74	82,67	6834,38	0,78	-0,01
FEBRERO	Gumbel R	10,38	174,50	177,13	97,07	9421,98	0,95	-0,20
MARZO	Loggamma	11,43	218,80	219,01	92,77	8605,66	0,05	0,30
ABRIL	Power Law	10,50	212,15	200,39	89,68	8042,92	0,07	-1,09
MAYO	Gamma	10,41	143,78	144,50	71,16	5063,52	0,15	-1,09
JUNIO	Genextreme	9,13	61,92	62,19	40,08	1606,15	0,62	-0,39
JULIO	Gamma	8,17	62,57	61,36	46,90	2199,65	1,95	3,56

Mes	PDF	Error	Esperanza	Media	Desviación Estándar	Varianza	Asimetría	Curtosis
AGOSTO	Genextreme	11,62	47,09	45,22	43,37	1880,63	1,94	3,63
SEPTIEMBRE	Genextreme	10,90	87,36	86,25	59,08	3489,99	0,91	-0,04
OCTUBRE	Loggamma	9,59	229,68	229,68	72,20	5213,15	-0,10	-0,23
NOVIEMBRE	Loggamma	8,35	231,43	231,52	79,95	6391,29	0,57	0,53
DICIEMBRE	Loggamma	11,32	174,97	174,97	71,69	5138,93	-0,18	-0,04

Tabla 5-10 Momentos Estadísticos estación 21137030 Pte. Carretera.

Mes	PDF	Error	Esperanza	Media	Desviación Estándar	Varianza	Asimetría	Curtosis
ENERO	Lognormal	10,08	15,88	15,83	9,12	83,25	0,77	-0,22
FEBRERO	Beta	9,08	17,01	17,00	9,99	99,82	0,33	-0,99
MARZO	Exponencial	14,07	21,29	21,29	12,21	149,03	0,51	-0,68
ABRIL	Lognormal	10,96	24,33	24,32	12,31	151,64	0,21	-1,00
MAYO	Gumbel R	6,40	19,74	19,82	11,21	125,76	1,06	1,29
JUNIO	Gumbel R	8,69	10,40	10,38	5,03	25,25	0,38	-0,91
JULIO	Lognormal	9,00	6,31	6,30	3,10	9,61	0,44	-0,75
AGOSTO	Gumbel R	10,18	5,17	5,30	3,69	13,62	1,94	4,48
SEPTIEMBRE	Genextreme	9,14	5,95	5,94	4,43	19,61	2,65	8,46
OCTUBRE	Nakagami	10,83	15,47	15,41	9,54	91,07	0,91	0,84
NOVIEMBRE	Genextreme	8,01	25,39	25,38	12,88	165,87	0,91	0,20
DICIEMBRE	Gumbel R	7,98	21,83	21,88	10,60	112,34	0,86	0,32

Es importante notar de los resultados obtenidos, que gran parte de los meses se ajustaron a funciones de densidad de probabilidad de extremos como lo es la Genextreme, mostrando que los eventos tanto de sequía como de lluvia son cada vez más intensos, esto se ve reflejado de igual forma en los coeficientes de asimetría y los apuntalamientos de las PDF, donde para los meses de mayor precipitación presentan coeficientes de asimetría más negativos y para los meses de estiaje presentan coeficientes de asimetría más positivos (Las PDF evaluadas y sus respectivos ajustes a nivel mensual por estación se presentan en el Anexos-PDF).

En Colombia el IDEAM en el Estudio Nacional del Agua 2014 caracterizó las señales de precipitación y escorrentía de todo el país a nivel anual, donde se encontró que para el área en la que se ubica la cuenca río Aipe en cuanto a precipitación, la PDF que mejor se ajustó fue la Normal y para escorrentía fue la Genextreme, lo que es concordante con lo encontrado en el presente estudio en cuanto a caudales. Cabe resaltar que este análisis fue a nivel anual. Esto implica una compensación de las masas de agua entre los meses secos y húmedos, perdiéndose como tal la variabilidad de los eventos extremos a nivel mensual, sin embargo, es de alto interés que a nivel anual se presenten funciones de extremos en los caudales. En consecuencia con lo anterior, se infiere que los eventos extremos pueden llegar a disminuir los afluentes hasta la sequía en temporadas de estiaje o a generar inundaciones en épocas de lluvia; Además se intuye que la influencia del ENSO sobre la cuenca hidrográfica río Aipe es cada vez mayor, no obstante es importante resaltar que las presiones de carácter antrópico hacia el

ecosistema como captaciones ilegales, deforestación, ganadería extensiva entre otros, son factores que no se pueden dejar de lado, puesto que estos podrían ser de mayor peso en la dinámica del ciclo hidrológico.

Por otra parte, las vestiduras (PDF) que toman las señales de precipitación y caudal, capturan y explican sucesos como los ocurridos en el 2015, donde los niveles del cauce llegaron a tal punto que el río alcanzó los niveles más bajos en su caudal remanente, lo cual causó desesperación en la población y preocupación por parte de las autoridades.

5.4. Correlaciones espaciales y temporales

En la Figura 5-13 se presentan las autocorrelaciones de precipitación para cada una de las estaciones a resolución diaria. Todas las estaciones muestran un decaimiento en la correlación a partir del segundo día, lo que implica que posiblemente la lluvia de un día podría estar influenciada por el día anterior, no obstante, esto no es estrictamente cierto en terminaos prácticos. Por otra parte, esta característica es filtro para la sección de los modelos de complementación de datos entre la misma estación a esta resolución, debido a las bajas correlaciones.

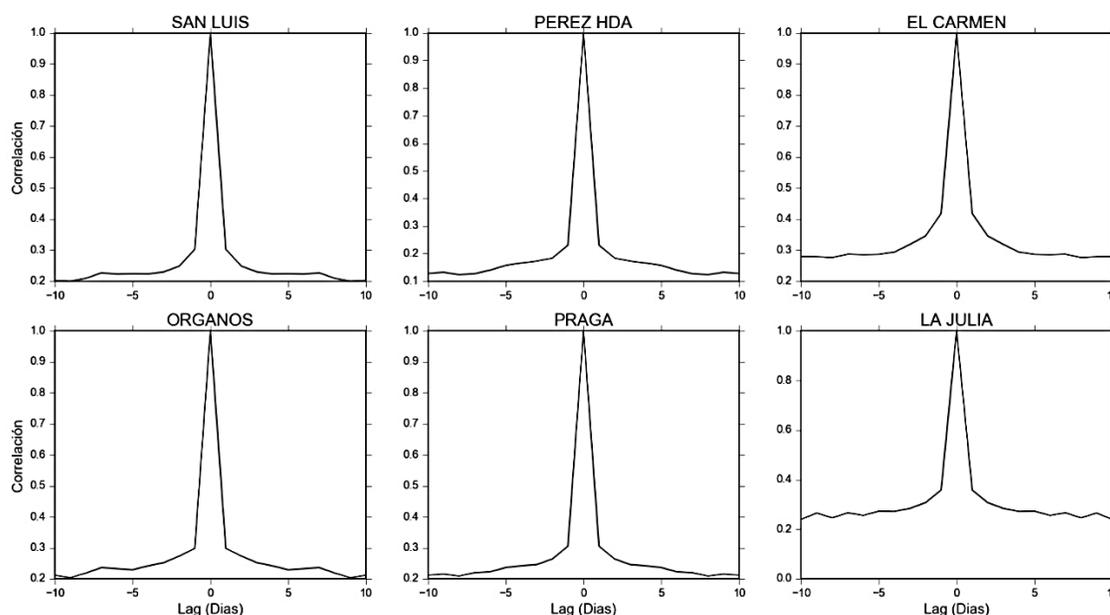


Figura 5-13. Autocorrelaciones lineal de precipitación de las estaciones de precipitación en el área de estudio.

Adicionalmente, las autocorrelación brinda una luz de la importancia que representan las zonas de bosque, ya que como se puede observar el decaimiento más alto en la correlación lo obtuvo la estación el Carmen, la cual se encuentra en la parte alta de la cuenca en zona de bosque, dando lugar a este comportamiento en donde la probabilidad de lluvia consecutiva es mucho mayor que en otras zonas de la cuenca, lo que es lógico de igual forma al ser esta una zona de recarga hídrica y no presentar intervenciones significativas en la misma.

En concordancia con las autocorrelaciones y las ubicaciones de las estaciones que los campos de lluvia, presentan una distribución en los costados occidental y oriental durante los periodos lluviosos (**Figura 5-14**)

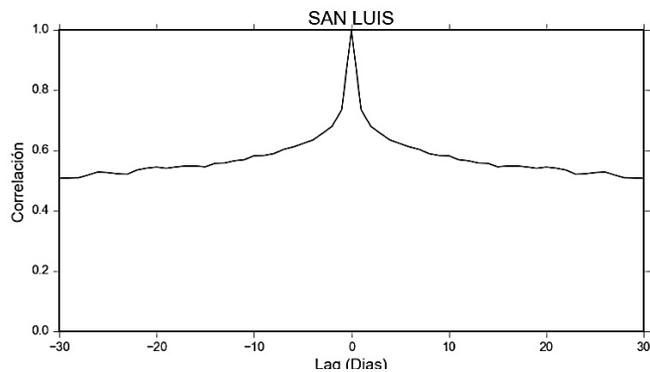


Figura 5-15 Autocorrelación lineal de la señal de caudales

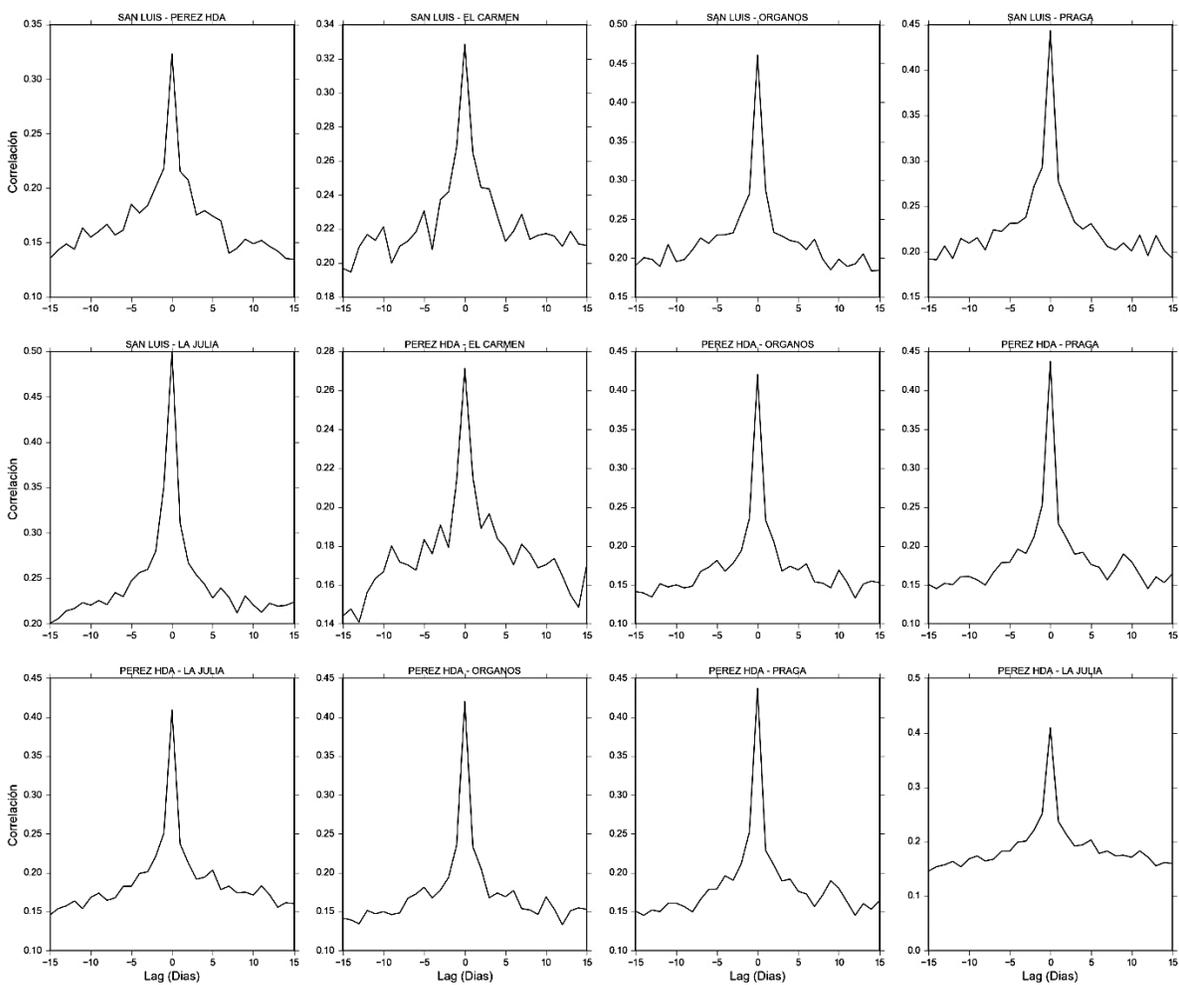


Figura 5-16. Correlación lineal cruzada entre estaciones de precipitación

Al igual que la precipitación el caudal presenta un decaimiento rápido en la función de correlación lineal, sin embargo, la correlación se mantiene por enésima 50% hasta los 20 días como se observa en la Figura 5-15. Comúnmente en las series de caudal se espera que se presente un fenómeno llamado persistencia, que es la dependencia existente entre los caudales de un día con los del día inmediatamente anterior (Monsalve, G. 1995). De acuerdo con los resultados la persistencia entre los caudales es máxima hasta los 2 días, de allí en adelante va disminuyendo lentamente.

Las correlaciones cruzadas lineales entre estaciones de precipitación se muestran en la Figura 5-16. Se logra apreciar cómo la mayor correlación es del 50% entre la estación San Luis y La Julia, las cuales se encuentran muy próximas entre sí, para las demás estaciones, las correlaciones son inferiores a este rango y presentan un decaimiento de manera rápida hasta los 3 primeros días. Otro aspecto importante que se aprecia de manera general, es la dificultad que exhibe implementar métodos de complementación de datos y de interpolación que consideren correlaciones entre las estaciones, pues las correlaciones lineales disminuyen entre mayor sea la distancia.

En la cuenca río Aipe se encontró una sincronía de la precipitación con los caudales a resolución diaria, con un rezago de un día como se observa en la Figura 5-17. Este comportamiento permite inferir la posible ocurrencia de las lluvias más intensas entre las 6 pm y 6 am, esta hipótesis podría ser válida en el sentido operativo de los registros de precipitación en las estaciones de monitorio, ya que las mediciones se realizan a las 7am y 7 pm, tomando en el trascurso de la noche a la madrugada como precipitación del día siguiente.

Otra característica importante que se aprecia y es concordante, obedece a la mayor correlación entra las estaciones que se encuentran en las zonas de recarga hídrica.

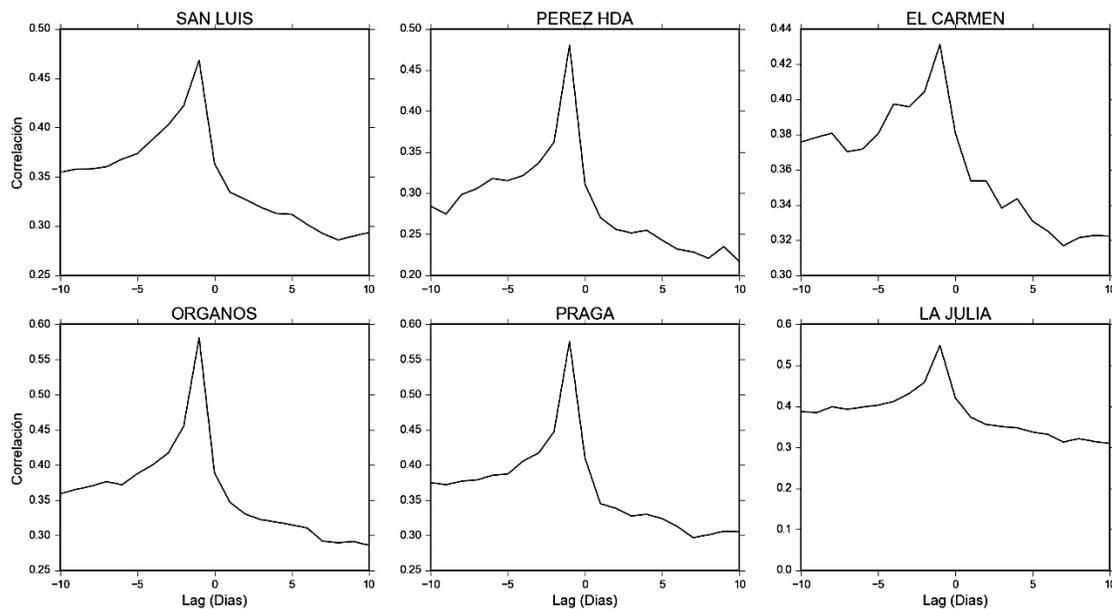


Figura 5-17. Correlaciones lineales cruzadas entre las 6 estaciones precipitación y la estación de caudal

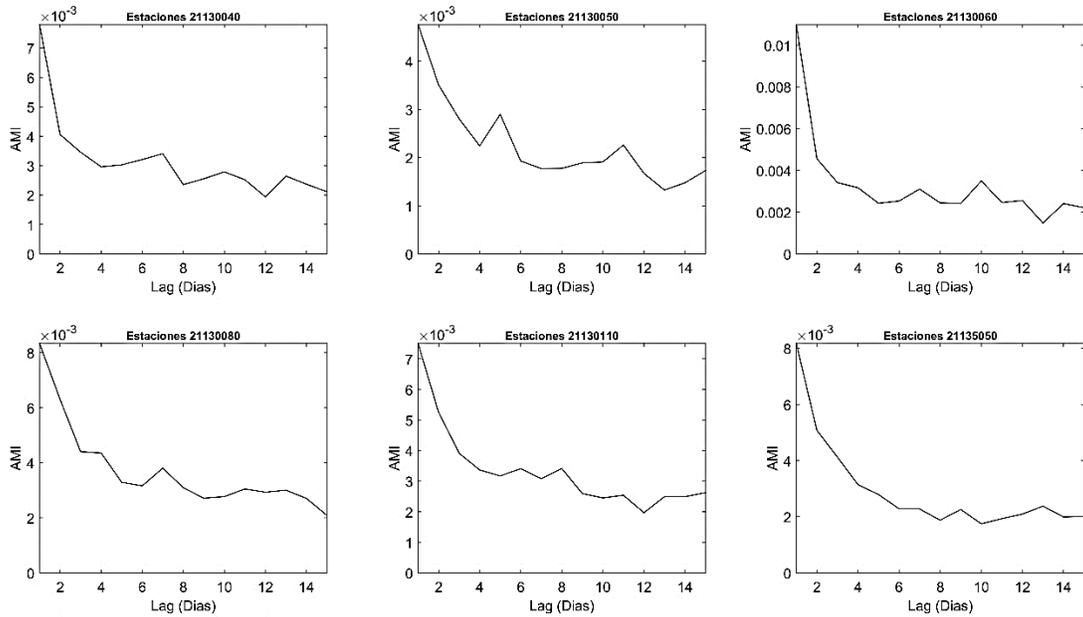


Figura 5-18. Autocorrelación no lineal entre las estaciones de precipitación

De los resultados obtenidos con las correlaciones no lineales o de transformación, expresan un comportamiento similar a las correlaciones lineales, no obstante, los decaimientos en las correlaciones no son tan abruptas como en la lineal, como se observa en las **Figura 5-18**, la **Figura 5-19**, **Figura 5-20**.

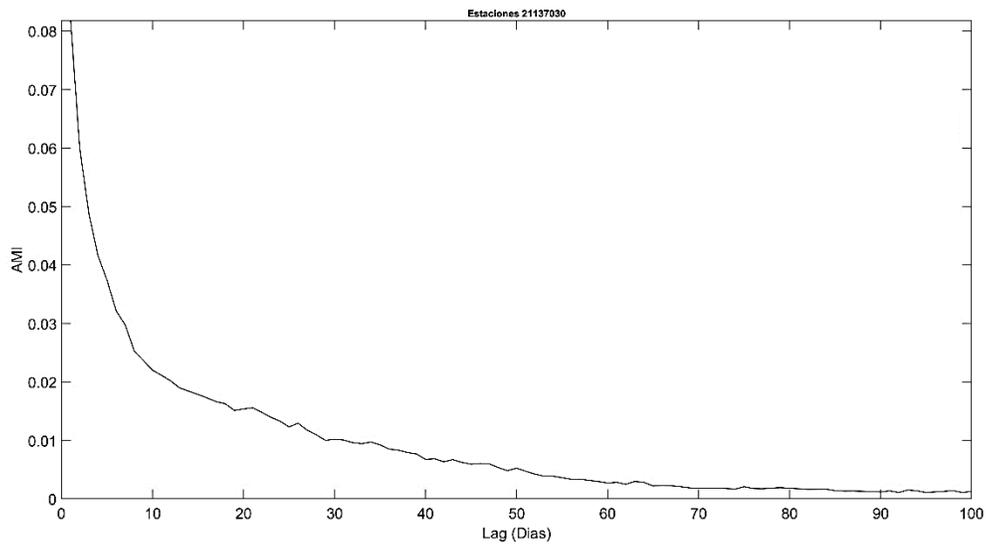


Figura 5-19. Autocorrelación no lineal de los registros de caudal

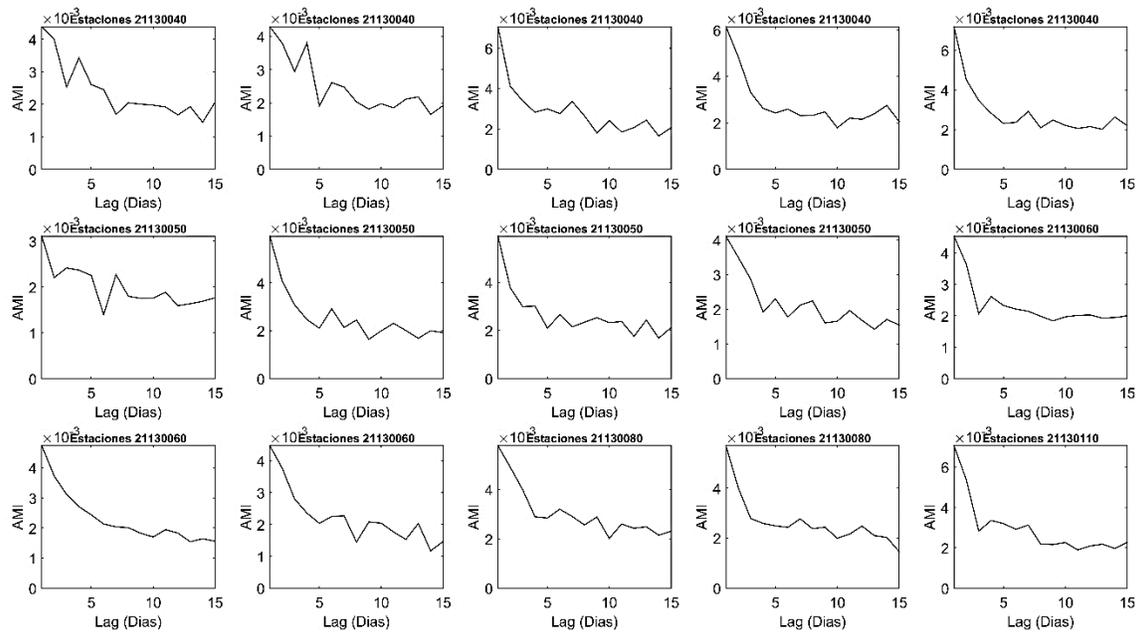


Figura 5-20. *Correlación cruzada no lineal entre estaciones de precipitación*

Los resultados de las correlaciones espaciales se presentan en la **Figura 5-21**. Se observa como a distancias mayores de 2 km para todos los meses, exceptuando septiembre y octubre las correlaciones se pierde y permanece invariantes, sin embargo, para estos dos, esta se mantiene hasta los 20 km. Este comportamiento se puede deber precisamente a que estos meses son los de mayor lluvia, lo que posiblemente implicaría una distribución de la precipitación durante los mismos días con un más amplio y uniforme a lo largo de toda la cuenca, lo contrario sucede con los meses restantes en los cuales la distribución de la lluvia es más heterogénea dando como resultado la baja correlación a nivel espacial. Por otra parte estos resultados también expresan el cuidado que se debe tener en la implementación de métodos de interpolación que utilicen el semivariograma o el correlograma como herramienta de estimación para la generación de isoyetas, al igual que se observó en los correlogramas, teniendo en cuenta los semivariogramas teóricos a los que mejor se ajustaron los datos fueron circular y lineal, sin embargo los errores de ajuste fueron considerablemente altos y las correlaciones inferiores 0.1 por lo que no se implementó metodologías de interpolación como kriging.

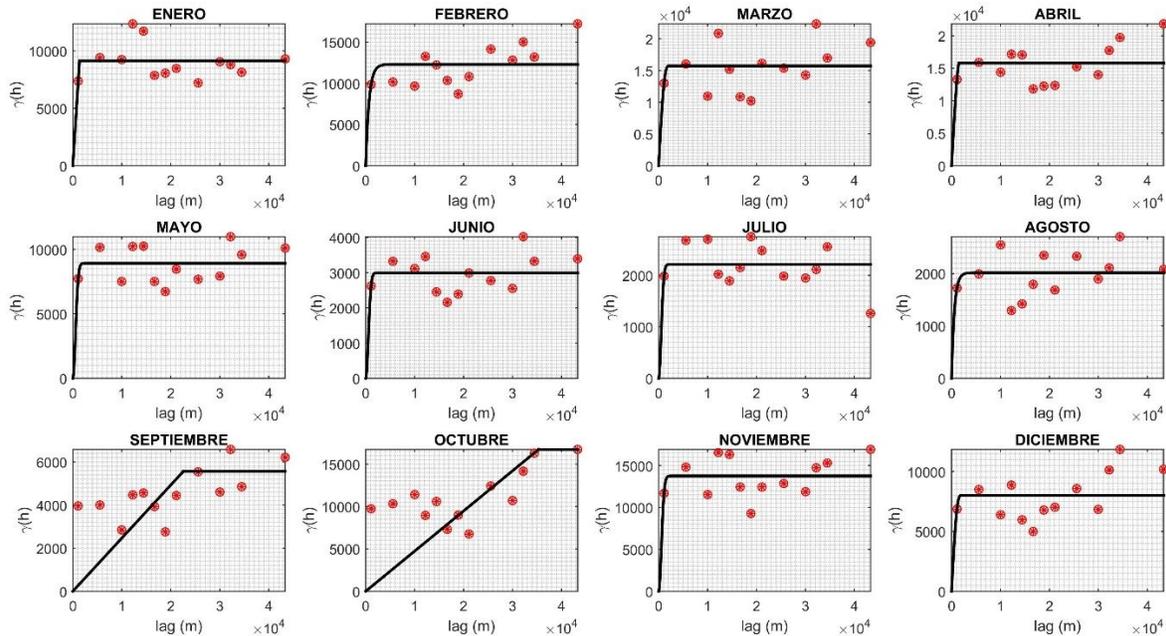


Figura 5-21 Semivariogramas por mes para las estaciones de precipitación

Otra característica importante que resaltan las bajas correlación en los semivariogramas es la amplia variabilidad espacial que presentan los campos de lluvia en la zona, producto posiblemente de la amplia extensión topográfica, variación en los perfiles orográficos, coberturas y usos del suelo como también de la variación en los mecanismos en la generación de la precipitación.

En concordancia con lo análisis de correlación espaciales y temporales descritos anteriormente, se optó por realizar la complementación de los datos faltantes de precipitación a nivel diario mediante el método de IDW, ya que este ha demostrado tener mejores resultados en la estimación de lluvia a altas resoluciones temporales que el método de kriging, como se muestra en los estudios realizados por A. Vargas et al. (2011), donde se encontraron discrepancias en el error de estimación de 0.35, siendo superior el IDW.

Además, se tomó en consideración la cuchilla de occam, primando en primera instancia el modelo más parsimonioso. Esto se ratifica según lo expuesto por Viteri (2008), quien afirma que el método IDW es superior en comparación con el método Kriging, para su uso con la información de precipitación en la complementación de datos con un filtro de 0-200km.

5.5. Correlaciones entre índices del ENSO

Los resultados de las correlaciones entre las señales de precipitación y los índices MEI, ONI, SOI se presenta en las **Figura 5-22**, **Figura 5-23** y **Figura 5-24** respectivamente.

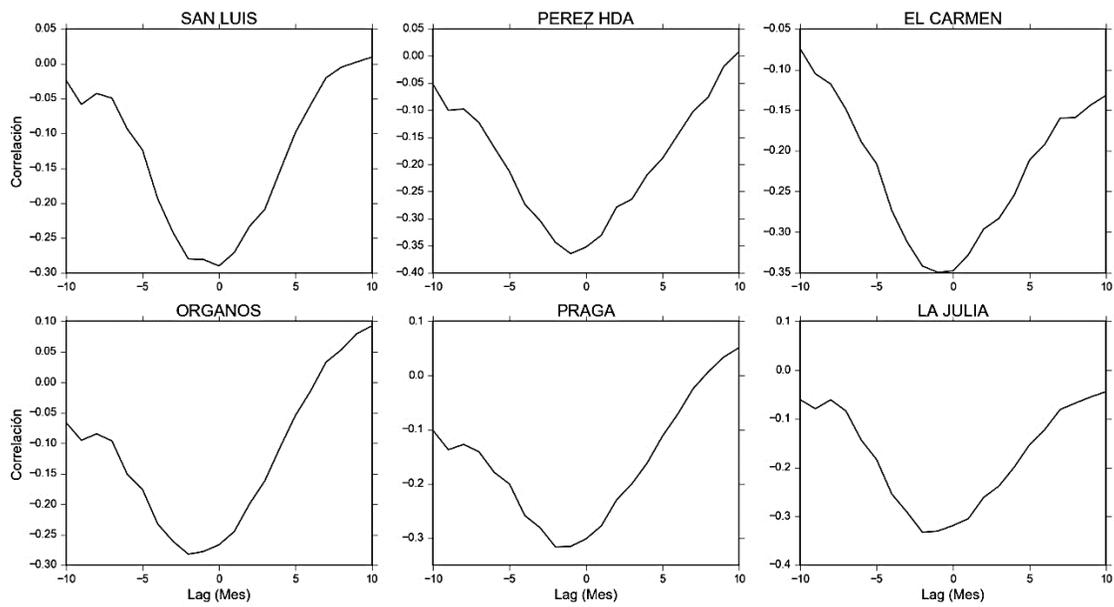


Figura 5-22. Correlación cruzada lineal entre el índice MEI y las señales de precipitación.

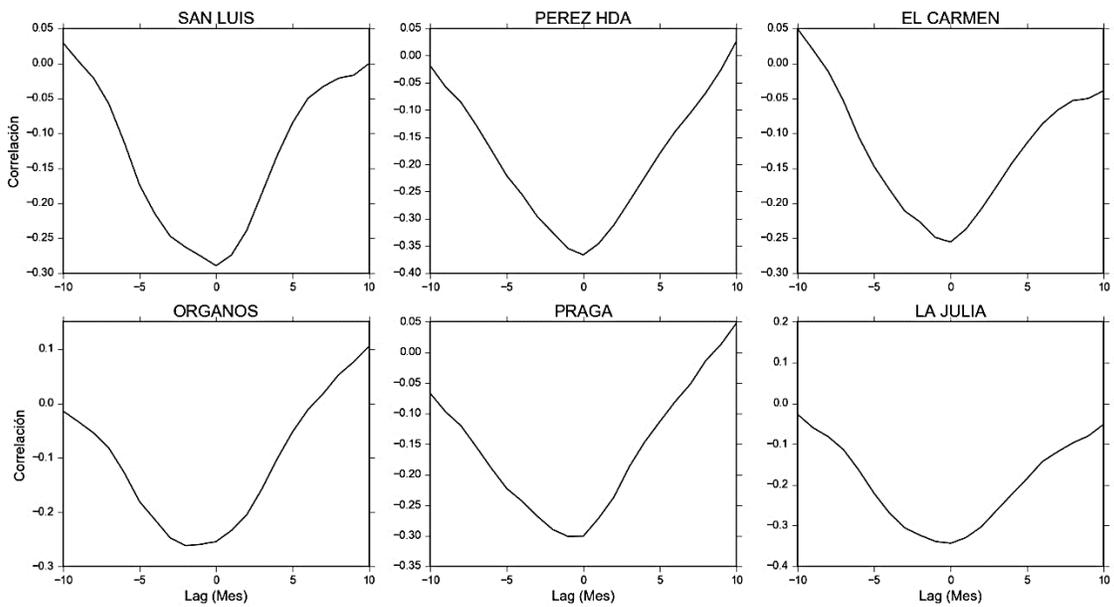


Figura 5-23. Correlación cruzada lineal entre el índice ONI y las señales de precipitación.

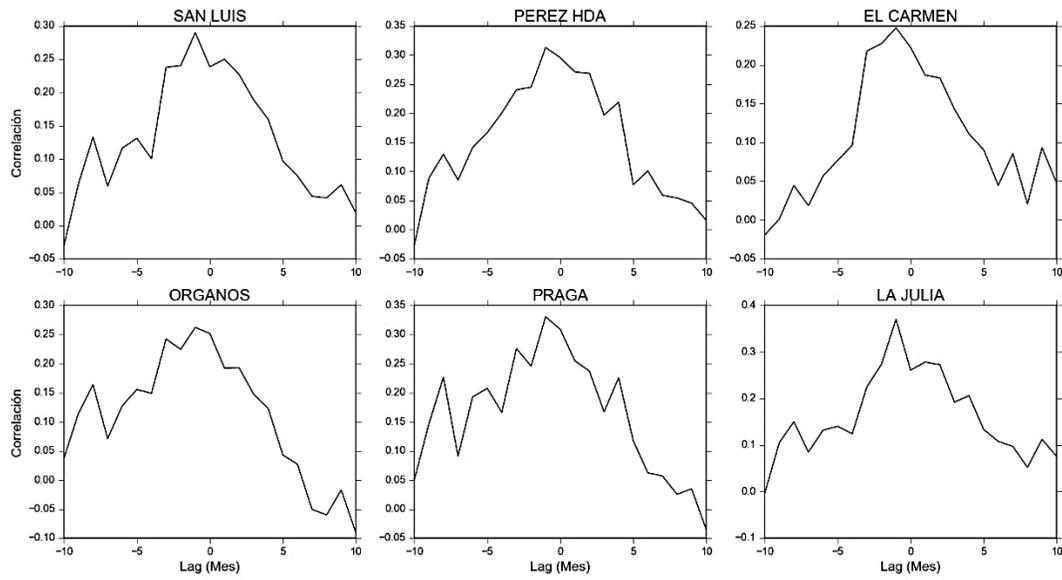


Figura 5-24. Correlación cruzada lineal entre el índice IOS y las señales de precipitación

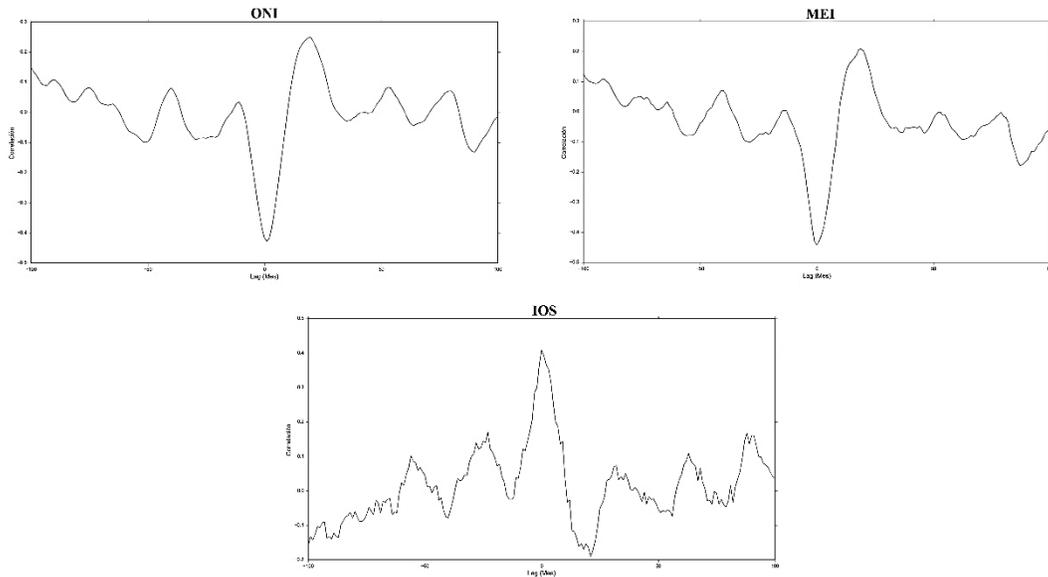


Figura 5-25 Correlación cruzada lineal entre los índices y los caudales de cuenca río Aipe.

De los resultados se observa como para el índice del MEI solo la estación San Luis presento una correlación directa, mientras que la estación Pérez y El Carmen presentaron un rezago de 1 mes con respecto a este índice, por otra parte, las estaciones Órganos, Praga y Julia, presentaron un rezago de dos meses con respecto a este índice.

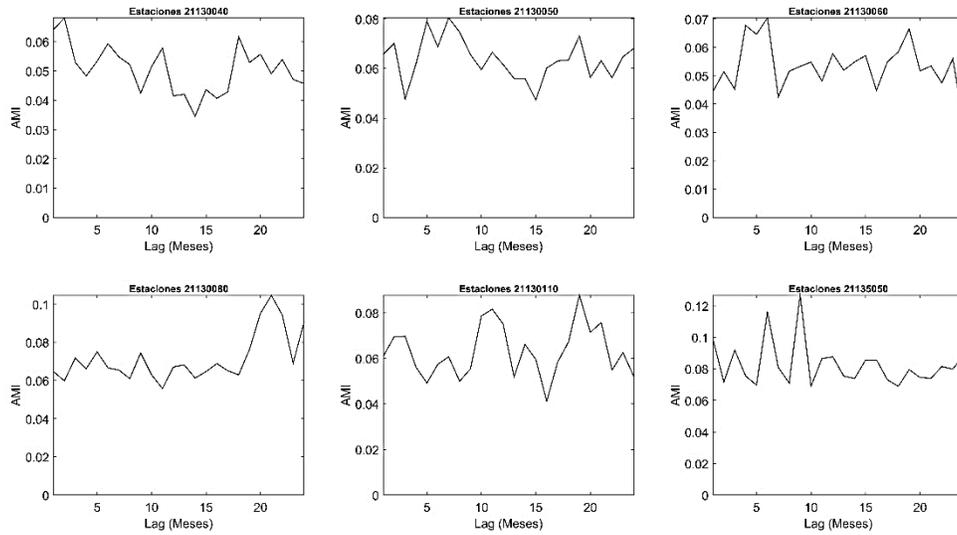


Figura 5-26 Correlación no lineal de las estaciones de precipitación con el índice MEI

Ahora bien, con el índice ONI se presentó una correlación directa de este con la precipitación, sin embargo, la estación Órganos presentó un adelanto de un mes con respecto a este. Por otra parte, el IOS presentó un adelanto de un mes con respecto a la precipitación en todas las estaciones de precipitación. En cuanto a la serie de caudal presentó igual comportamiento que la precipitación en cuanto a correlaciones. Estos resultados son coherentes de acuerdo con lo reportado por Poveda *et al.* (1998) y (Poveda & Mesa 1996) los cuales encontraron rezagos entre 1 y 2 meses de la precipitación y caudales para la región Andina con respecto a los índices IOS y MEI.

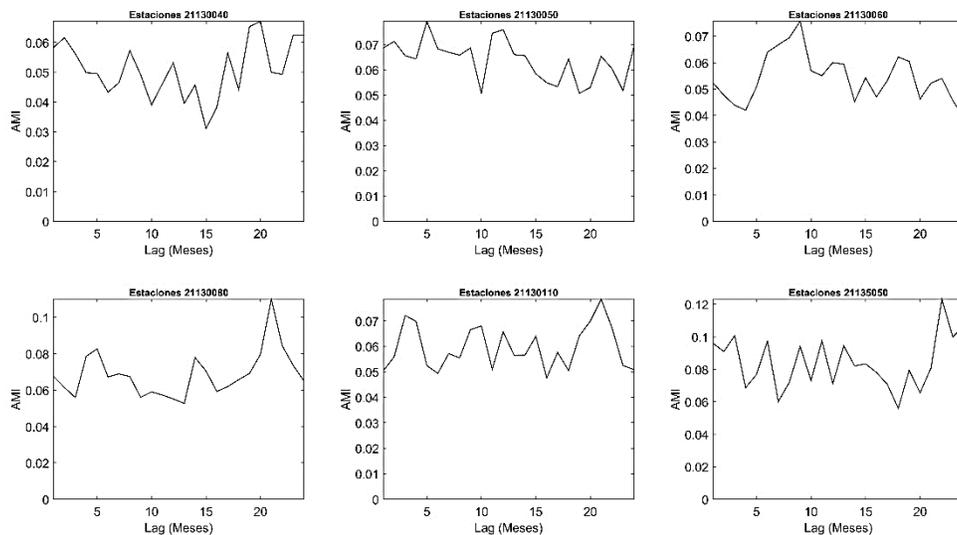


Figura 5-27 Correlación no lineal de las estaciones de precipitación con el índice ONI

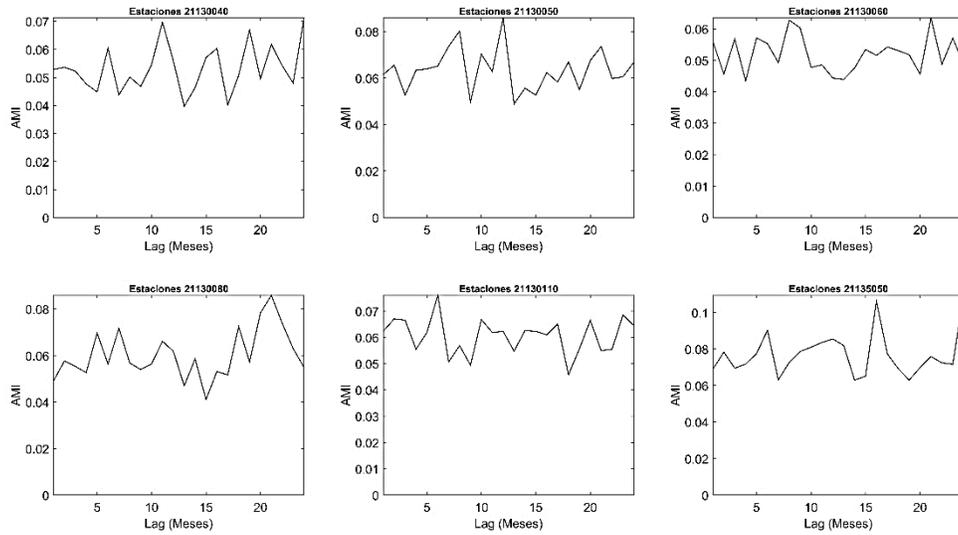


Figura 5-28 Correlación no lineal de las estaciones de precipitación con el índice IOS

Por otra parte los resultados obtenidos de las correlaciones no lineales AMI entre las anomalías de precipitación y los índices, los cuales se presentan en la **Figura 5-26**, **Figura 5-27**, y **Figura 5-28**, no presentan una característica muy dicente en cuanto a la sincronía que existe entre estas dos señales, como se ve reflejado en el estadístico lineal. De igual forma ocurre con la serie de caudal, como es posible apreciar en la **Figura 5-29**.

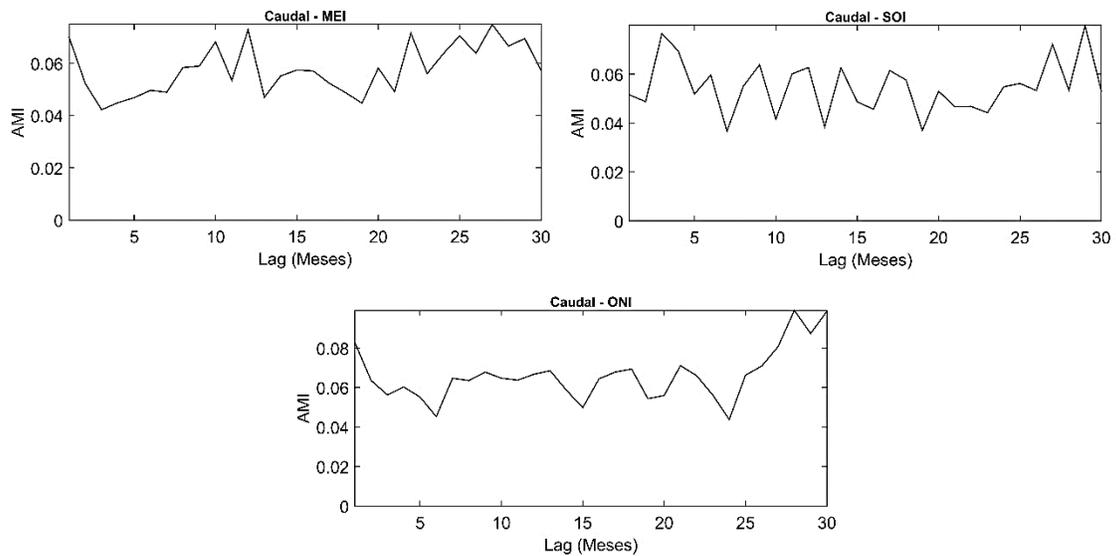


Figura 5-29. Correlaciones no lineales entre los índices y el caudal.

Aunque las anomalías en los fenómenos hidrológicos están supeditadas a aquellas de los fenómenos oceánicos y atmosféricos. Es importante tener en cuenta que el sistema océano-tierra-atmósfera es un sistema acoplado en donde no es posible definir inequívocamente el principio y el fin en las cadenas de causalidad (Poveda & Mesa 1996)

En el Anexo-Mapas (Anomalías y Fluctuaciones) se presenta las fluctuaciones con respecto a la media a nivel mensual de la precipitación y el caudal en la cuenca río Aipe, como también los valores esperados de estas variables en dichos periodos respectivamente.

De estos resultados se resalta como ante las fases cálida y húmeda del ENSO, se pueden registrar disminuciones y aumentos hasta de 60 mm al mes en los casos más extremos respectivamente, además es claro por la variación estacional de la precipitación, que estos extremos se presentan en los meses más lluviosos y de mayor estiaje. En el caso de los caudales en los mismos periodos de la precipitación se pueden presentar disminuciones y aumentos de hasta 13 m³/seg.

Por otra parte, los cruces observados tanto en las gráficas de anomalías como de fluctuaciones, implican en una cuestión de definición de las fases del ENSO según la NOAA, la cual fue la implementada para la selección de los meses en cada una de sus fases, en otras palabras, puede ocurrir que durante una transición de fase cálida a fase húmeda en la cuenca en la definición de alguna de ellas este sucediendo la contraria, lo que hace que la definición de los periodos pueda tomar valores de una fase húmeda el ENSO en su fase cálida y viceversa, como también en una neutra. Además, de acuerdo con las correlaciones observadas, no es clara la respuesta para realizar una corrección de rezago o adelanto en la toma de los meses para cada una de las fases. Sin embargo, es importante tener en cuenta esta salvedad.

5.6. Análisis espectral

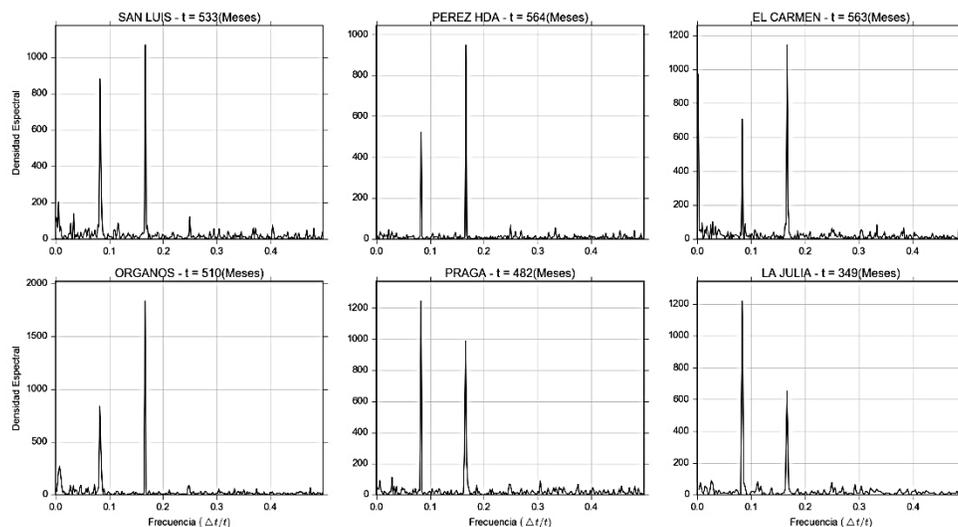


Figura 5-30 Periodograma para las 6 series de precipitación.

Aunque la descomposición espectral mediante Fourier para señales de precipitación no permite apreciar la potencia espectral en la componente del tiempo, no obstante, si logra captar las componentes cíclicas en la señal. En la **Figura 5-30** se observa como en todas las estaciones se muestra de forma marcada la componente cíclica interanual de 6 y 12 meses (frecuencia de 0.18 y 0.08 respectivamente), como se observó anteriormente en los análisis de box-plot y como lo reportan Poveda et al. (1998), Poveda & Mesa (1996), Poveda & Rojas (1997), Poveda et al. (2002), J. Velez et al. (2000).

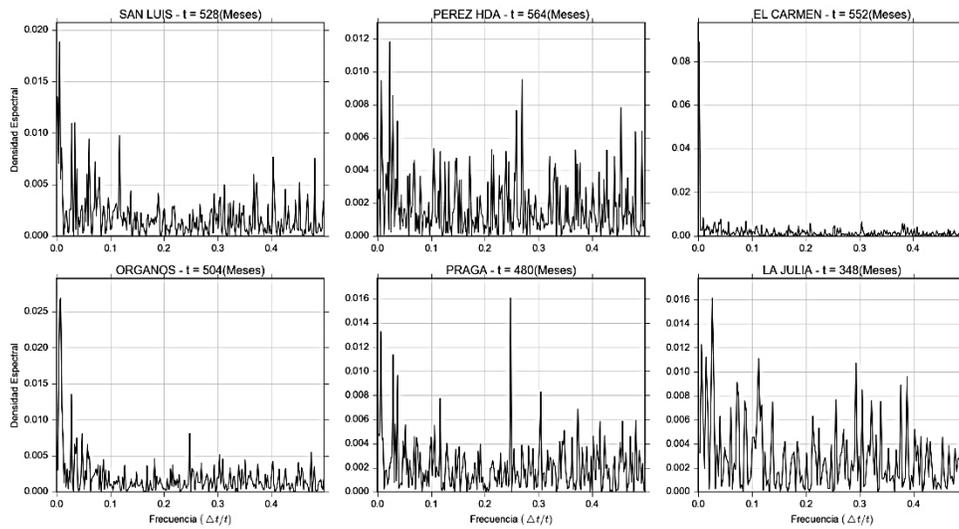


Figura 5-31 Periodograma para las 6 series de anomalía de precipitación.

Con respecto a la descomposición de las anomalías, se logran apreciar otras componentes cíclicas de menor frecuencia que se encuentran presentes en la señal entre 3 y 7 años (frecuencia aproximadamente de 0.02), la cual, posiblemente estaría asociada al fenómeno del ENSO. De igual forma se expresa de forma marcada la componente estacional de 6 y 12 meses.

Tabla 5-11. Consenso para clasificación de diferentes fases del ENSO según índices ONI, MEI y SOI.

El Niño			La Niña			Normal o NO ENSO	
Débil	Moderado	Fuerte	Débil	Moderado	Fuerte	1	
1963-64	1951-52	1965-66	1954-55	1950-51	1955-56	1952-53	1953-54
1968-69	1957-58	1972-73	1956-57	1970-71	1973-74	1958-59	1959-60,
1969-70	1977-78	1982-83	1962-63	1998-99	1975-76	1960-61	1961-62
1976-77	1987-88	1991-92	1964-65	2000-01	1988-89	1966-67	1978-79
1986-87	1994-95	1997-98	1967-68	2007-08	2010-11	1979-80	1980-81
1992-93	2002-03	1971-72				1981-82	1983-84
2004-05	2009-10	1974-75				1985-86	1989-90
2006-07	1984-85					1990-91	1993-94
1995-96						1996-97	2001-02
1999-00						2003-04	2005-06
2008-09							

Fuente: (Bedoya et al. 2010)

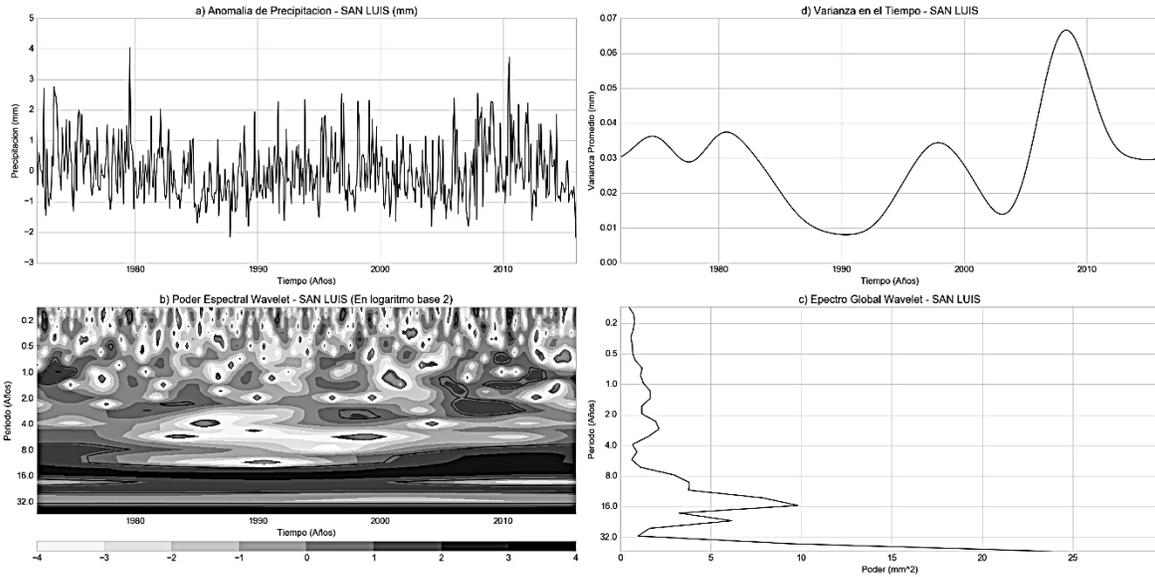


Figura 5-32 Transformada Wavelet para la estación San Luis

Los resultados de la descomposición espectral mediante wavelet para la anomalía de precipitación en la estación San Luis, muestran una componente cíclica de 16 años (Ver **Figura 5-32 – c**), coincidiendo los máximos y mínimos con las fases humedad y calidad del ENSO respectivamente. Por otra parte se observa como los eventos del ENSO del 1978, 1987, 2005 y 2010 fueron de gran influencia en esta zona de la cuenca, tal como se observa en la **Figura 5-32 b y d**.

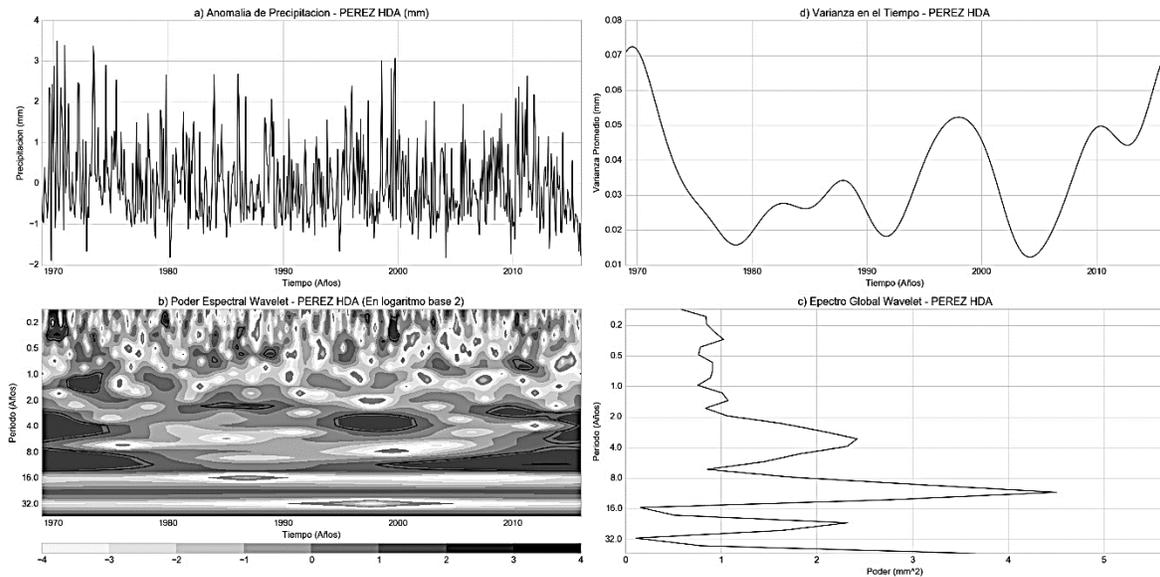


Figura 5-33 Transformada Wavelet para la estación Pérez

En la estación Pérez se logró capturar mediante la transformada wavelet componentes cíclicas de 4, 10 y 11 años como se observa en la **Figura 5-33 – c**, las cuales podrían estar asociadas al fenómeno del ENSO. Por otra parte estas últimas podrían estar relacionadas con el ciclo de mancha solar como se ha evidenciado en trabajos de Poveda & Mesa (1996), realizados en el área colombiana. Por otra

parte, la zona de influencia de la precipitación presento una marcada disminución y aumento en las precipitaciones durante el niño de 1997 y 2015, como de la niña en el 2010. (Ver **Figura 5-33-d**)

En la estación el Carmen se observa mediante el espectro wavelet que no ha presentado unas fluctuaciones abruptas marcadas, no obstante, esta refleja una componente armónica muy interesante al igual que la estación San Luis donde se observa un ciclo de aproximadamente 40 años siendo las cretas de este armónico en 1980-1982 y 1997 la más alta y la más baja respectivamente, coincidiendo con fases fuertes tanto calidad como humedad del ENSO.

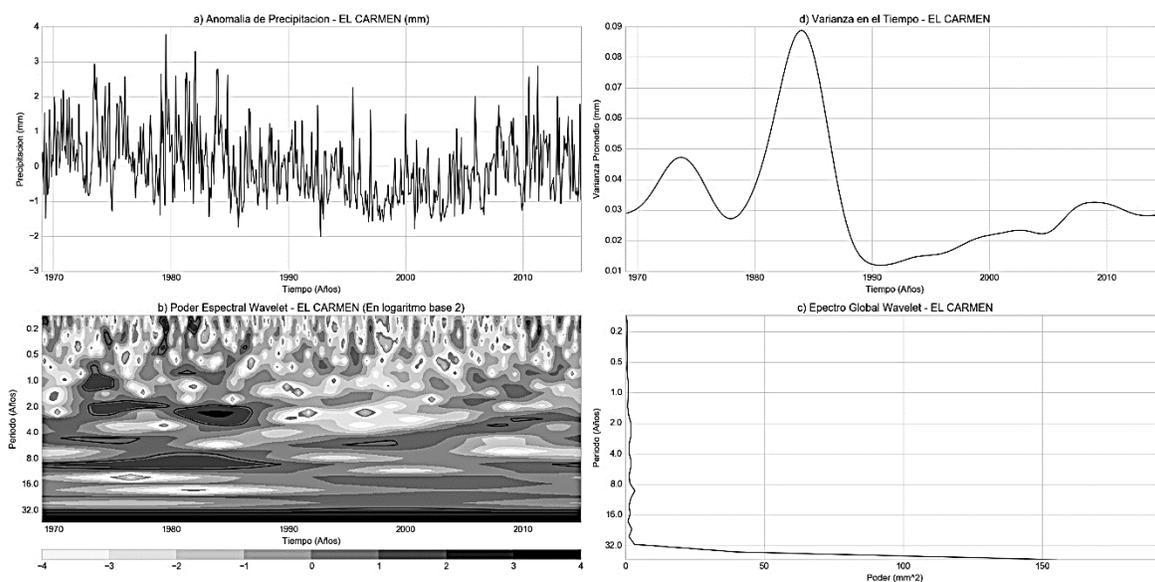


Figura 5-34 Transformada Wavelet para la estación El Carmen

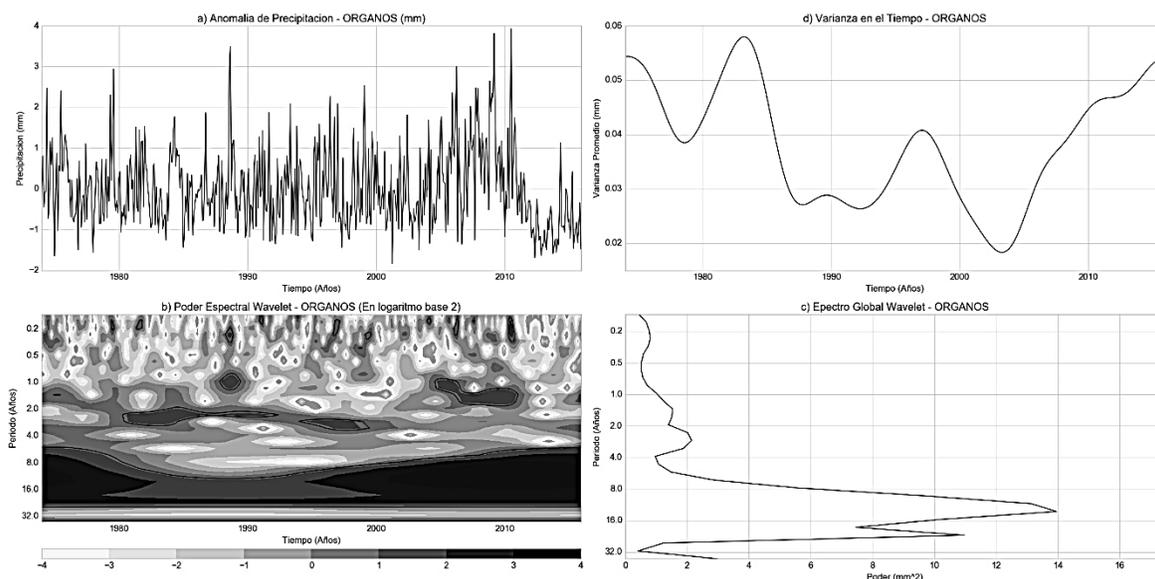


Figura 5-35 Transformada Wavelet para la estación Órganos

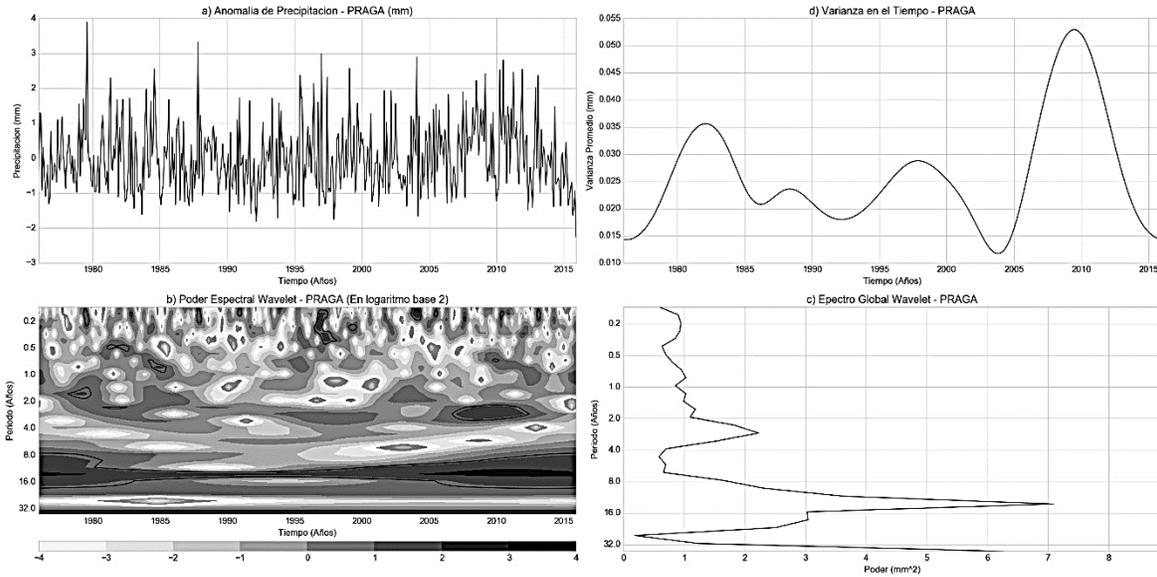


Figura 5-36. Transformada Wavelet para la estación Praga

Las anomalías de precipitación de las estaciones Órganos, Praga y La Julia, al igual que la de los caudales Punte Carretera expresaron de manera similar un poder espectral considerable en las ciclicidades que podrían estar asociadas con el ENSO y fenómenos de mancha solar. Así mismo se presentó una marcada fluctuación antes las diferentes fases del ENSO tal como se observa en las figuras Figura 5-35, Figura 5-36 y Figura 5-37. Teniendo en cuenta la clasificación de los evento mostrada en la **Tabla 5-11**.

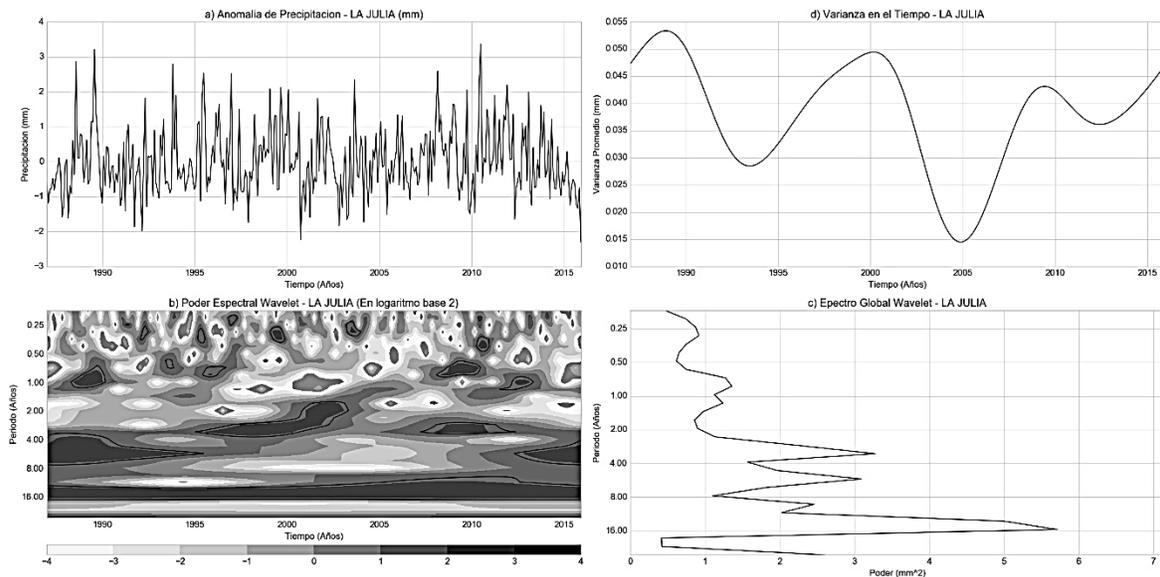


Figura 5-37. Transformada Wavelet para la estación La Julia

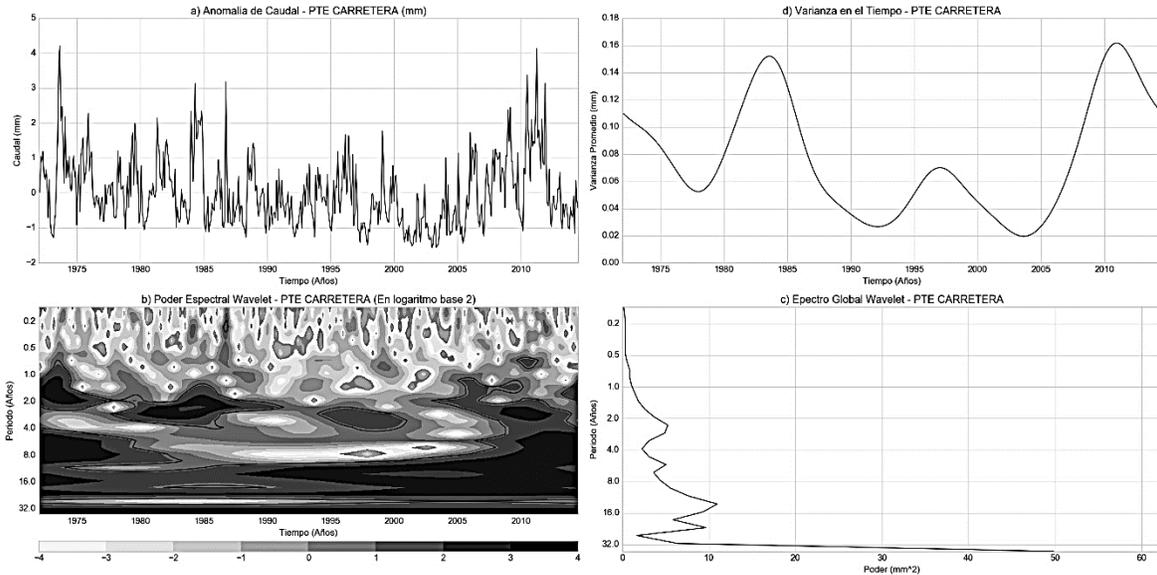


Figura 5-38. Transformada Wavelet para la estación Puente Carretera

La capacidad adaptativa y marcada resiliencia que se observó en el poder espectral de la estación el Carmen, Posiblemente podría deberse en mayor medida a la amplia cobertura vegetal de bosque en el área circundante, siendo esta una zona que no presenta una intervención antrópica significativa, lo que evidencia la importancia de la ampliación de zonas de reserva natural como medida de adaptación antes la variabilidad climática (ver Ilustración 2). En este contexto se logra apreciar el contraste en la sensibilidad antes la variabilidad climática que presenta la estación Pérez, debido a su ubicación en el valle del magdalena, baja cobertura vegetal y presencia antrópica de agricultura asociada al cultivo del arroz (Ver **Ilustración 4**). Finalmente es claro por las bajas frecuencias encontradas que la cuenca río Aipe a presentado afectaciones significativas durante los periodos de registro lo que podría estar relacionado de forma directa a el cambio climático.

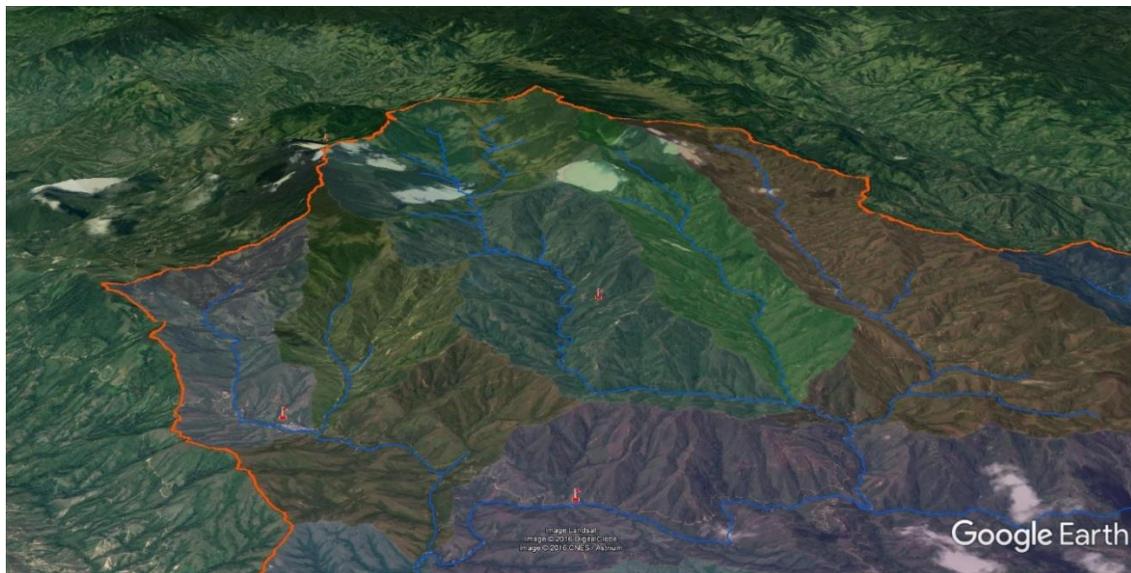


Ilustración 2. Imagen satelital en la Parte alta de la cuenca Fuente: <https://www.google.es/intl/es/earth/>



Ilustración 3 Imagen satelital del valle de la cuenca Fuente: <https://www.google.es/intl/es/earth/>

La comparación de las señales simulada y observada en la calibración de la red neuronal artificial para la complementación de los datos faltantes de temperatura se presentan en la Figura 5-39. Se observa como la calibración representa el comportamiento promedio de los datos observados, lo que es concordante con la métrica de desempeño implementada (Error cuadrático medio), implicando así la poca captación de los datos extremos a lo largo de toda la señal. Otro factor que impide la captación de los datos extraemos es el carácter lineal que presente el modelo, esto se ve reflejado en las bandas que exhibe en los scatter plot de optimización como se muestra en la **Figura 5-40**. No obstante, pese a estas desventajas se obtuvo un MSE de $0.7 \text{ (}^\circ\text{C}^2\text{)}$ lo que indica un error de 0.83°C en la estimación de los resultados.

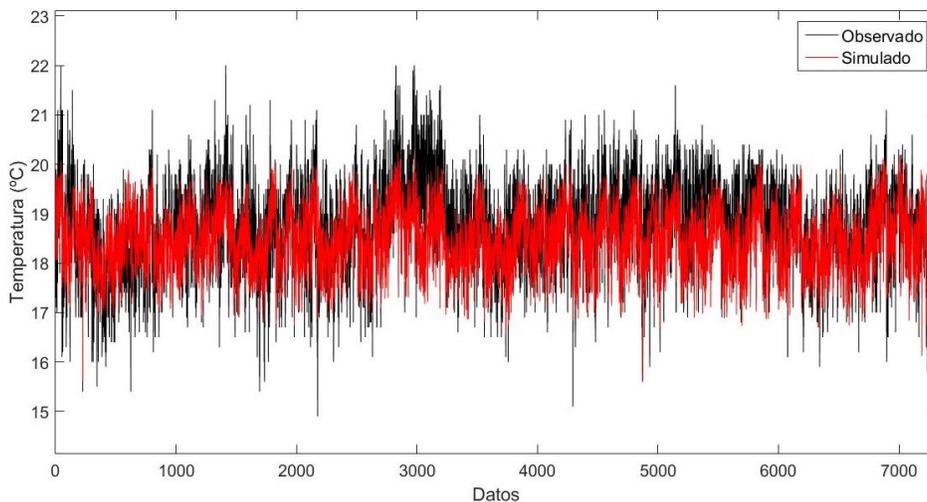


Figura 5-39. Serie de calibración de la RNA para temperatura

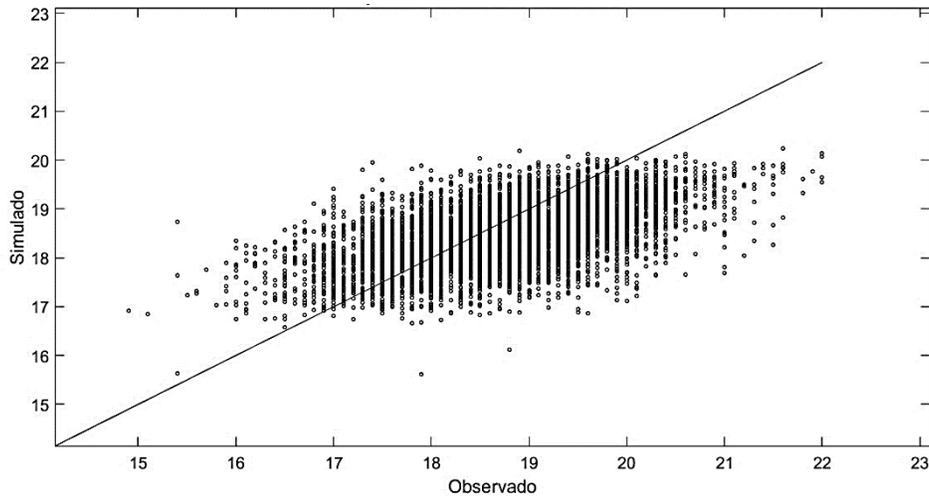


Figura 5-40. Scatter-plot de la optimización de la RNA para temperatura

El desempeño de la función de error en la calibración de la RNA se presenta en la Figura 5-41. De esta es posible apreciar que presenta un decaimiento con fluctuaciones en las primer 1000 evaluaciones hasta alcanzar su valor más bajo, a partir de allí empieza a disminuir las fluctuaciones no obstante el mínimo global que puede alcanzar el método de mínimos cuadrados para el modelo se mantiene. Las fluctuaciones que exhibe la función de error, son debidas a la actualización de los parámetros a mediada que realiza las evaluaciones, sin embargo, están van disminuyendo debido a la tasa de aprendizaje de 0.4 que se manejó para la calibración.

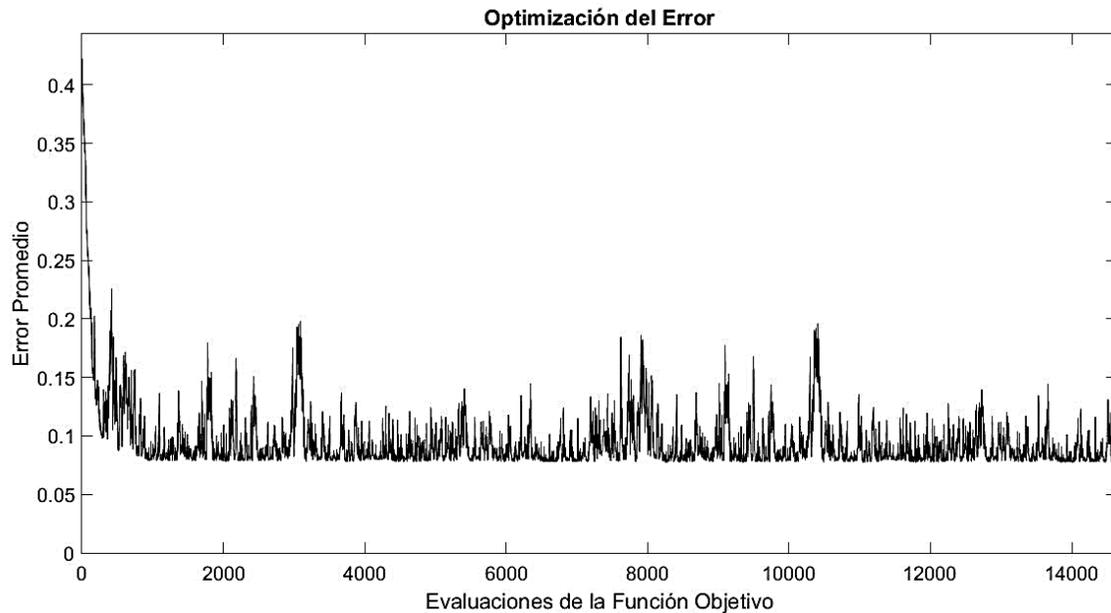


Figura 5-41. Grafica de desempeño dela función de error de la RNA para temperatura

La validación de la RNA presenta el mismo comportamiento que la validación, sin embargo el error en esta fue 0.44 ($^{\circ}\text{C}^2$) representando un error 0.67 $^{\circ}\text{C}$ en las estimaciones, siendo este menor que la calibración.

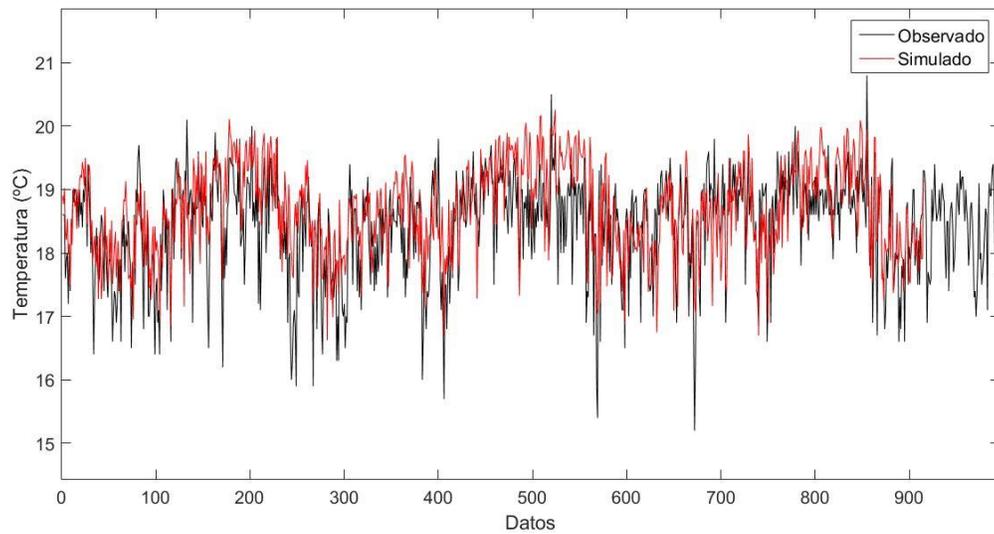


Figura 5-42. Señal de validación de la RNA para temperatura

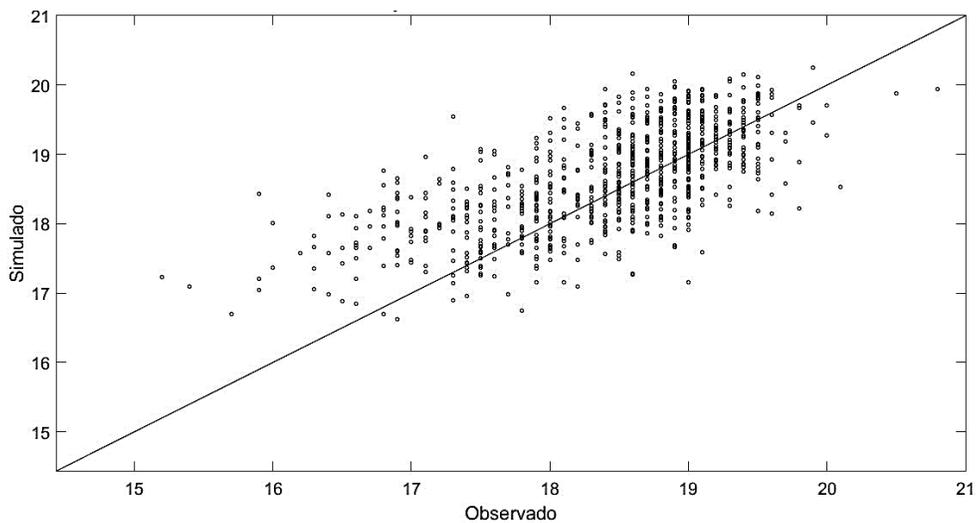


Figura 5-43. Scatter-plot de la validación de la RNA para temperatura

Los resultados de la calibración y validación de la RNA para la serie de humedad relativa se presentan de la Figura 5-44 a la Figura 5-48. En estas se observa el mismo comportamiento que lo encontrado en la señal de temperatura. Los errores de calibración y validación de la RNA fueron 29.99 (%²) y 35.22 (%²) respectivamente, generando de igual forma un error en la estimación de 5.47% y 5.93 % respectivamente. Siendo los errores en este caso mayores en la validación que en la calibración, caso contrario de la temperatura.

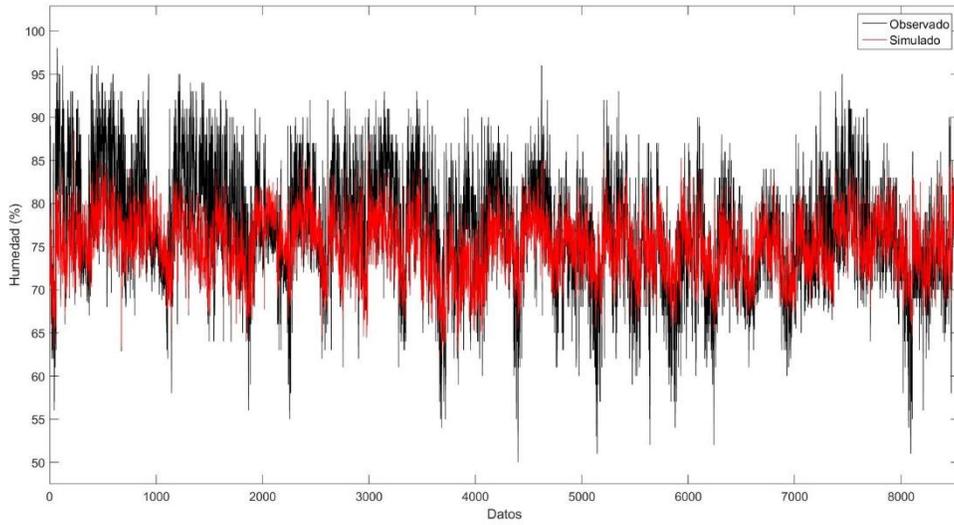


Figura 5-44 Señal de calibración de la RNA para humedad relativa

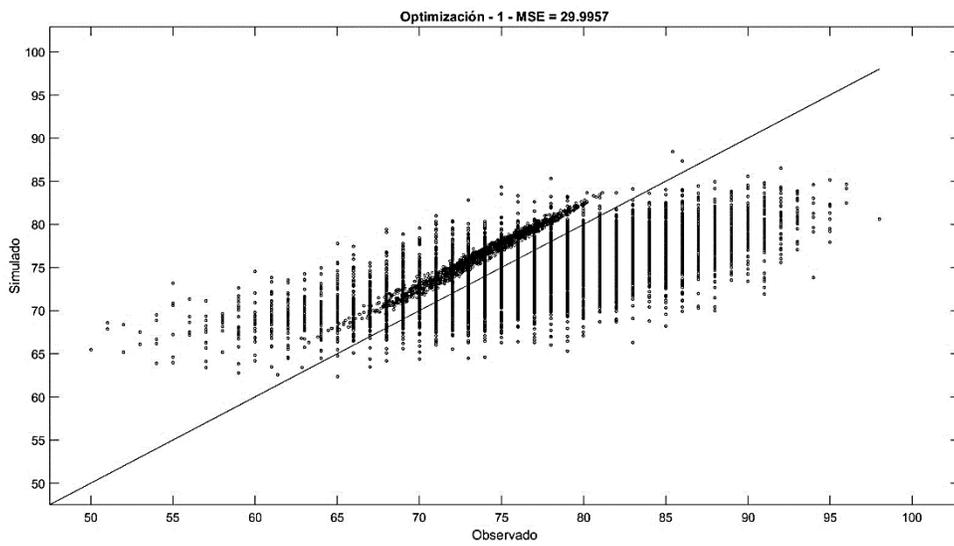


Figura 5-45 Sactter-plot de la optimización de la RNA para humedad relativa

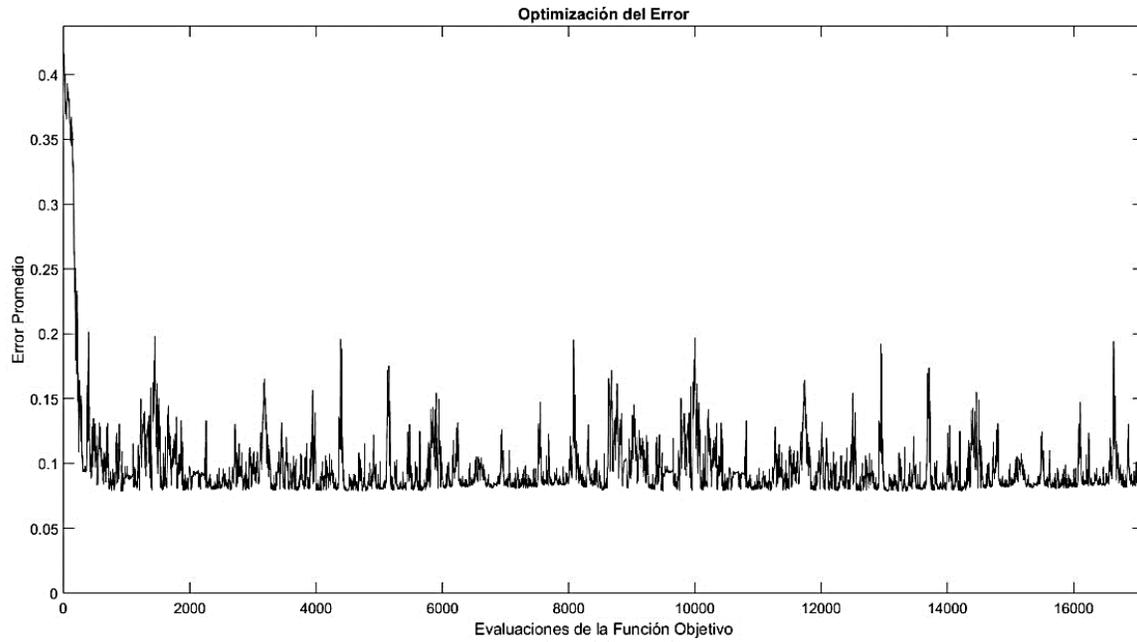


Figura 5-46 Desempeño de la función de error en la calibración de la RNA para humedad relativa

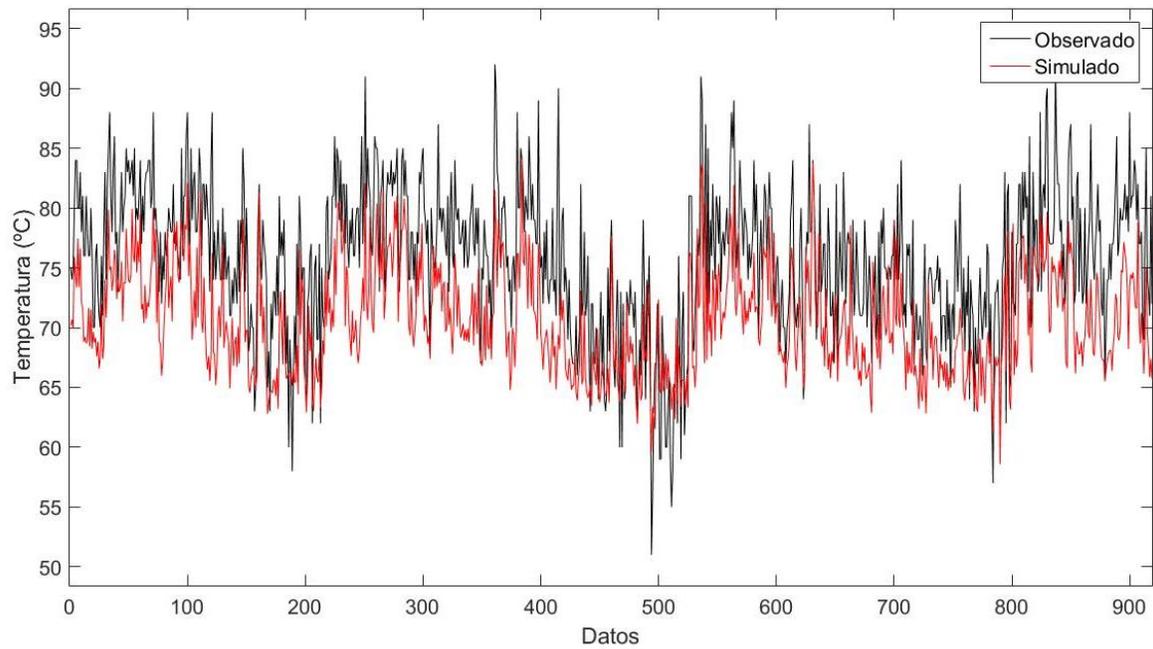


Figura 5-47 Señal de validación para la RNA para humedad relativa

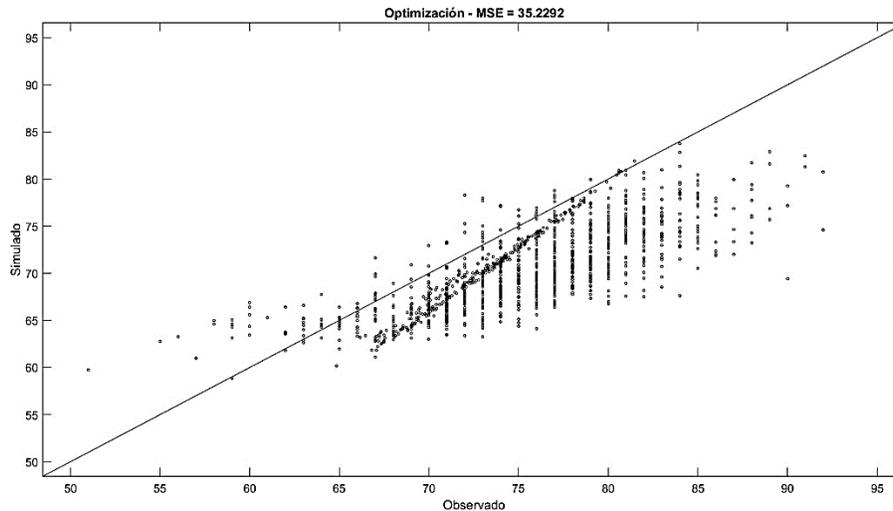


Figura 5-48 Scatter-plot de validación de la RNA para humedad relativa

5.7. Modelación hidrológica

Con el objetivo de conocer y analizar la dinámica de los contenidos de humedad y retención de agua subterránea en los diferentes sectores la cuenca río Aipe, se calibro y valido el modelo GR4J por unidades de respuesta hidrológica a resolución diaria. La calibración realizada median el DDS arrojó un MSE de $116.76 \text{ (m}^3/\text{seg)}^2$ lo que es equivalente a un Nash-Sutcliffe de 0.63, siendo este un ajuste bueno a resolución diaria teniendo en cuenta los rangos expuesto en la **Tabla 4-8**. La señal comparativa entre los caudales simulados y observados en el periodo de calibración se presentan en la **Figura 5-49**. Como también el scatter-plot en la **Figura 5-50**.

Es de notar como el modelo captura la dinámica de la recesión en la hidrógrafa de caudales, representando adecuadamente el decaimiento de la misma luego de un evento de lluvia y durante épocas de estiaje, en contraste con lo anterior, el modelo no logra capturar de manera precisa la respuesta al instante de los eventos de precipitación al no tomar los caudales pico. Esta característica es propia de los modelos globales tal como se evidencia en diversos estudios de modelación llevados a cabo con GR4J por Zhang & Savenije (2005), Ytoui (2014), Tupac Yupanqui et al. (2015), Simonneaux et al. (2008), Westra et al. (2014) y Harlan et al. (2010). No obstante, si se quiere capturar esta característica, sería necesario realizar una modelación distribuida con un modelo que incluya transito hidráulico que intensifique o difunda la hidrógrafa en el cauce principal, como también que considera factores geomorfológicos como la pendiente al igual que la integración de otros factores como coberturas y tipos de suelo. Por otra parte, como se evidencia en los resultados geomorfológicos, la cuenca río Aipe presenta una escala de sus procesos hidrológicos a nivel subsidiario, tal como se ve expresado en los mapas de isócronas (Anexos-Mapa-Isócronas) y tiempo de concentración, implicando así áreas de la cuenca con mayor y más rápido aporte al caudal final. De igual manera las geoformas asociadas a relieves de alta montaña la hacen una cuenca de respuesta rápida, a esto se suma la cobertura vegetal de bajo follaje y predominio de cobertura riparia, además los procesos de erosión y remoción en masa que se presentan en gran parte de la cuenca (Ver **Ilustración 4**), dejan al descubierto los suelos, permitiendo que los escurrimiento sean mucho más

rápido, y esto sin tomar en cuenta la amplia variabilidad espacial de los campos de lluvia tal como se observó en los análisis de correlación desarrollados anteriormente.



Ilustración 4. Imagen satelital de la zona media de la cuenca río Aipe. Fuente: <https://www.google.es/intl/es/earth/>

Aunque el desarrollo adecuado para la modelación debería estar enmarcado en una modelación de este tipo, en este estudio no se consideró; ya que este va enmarcado al conocimiento preliminar de la dinámica global de la cuenca.

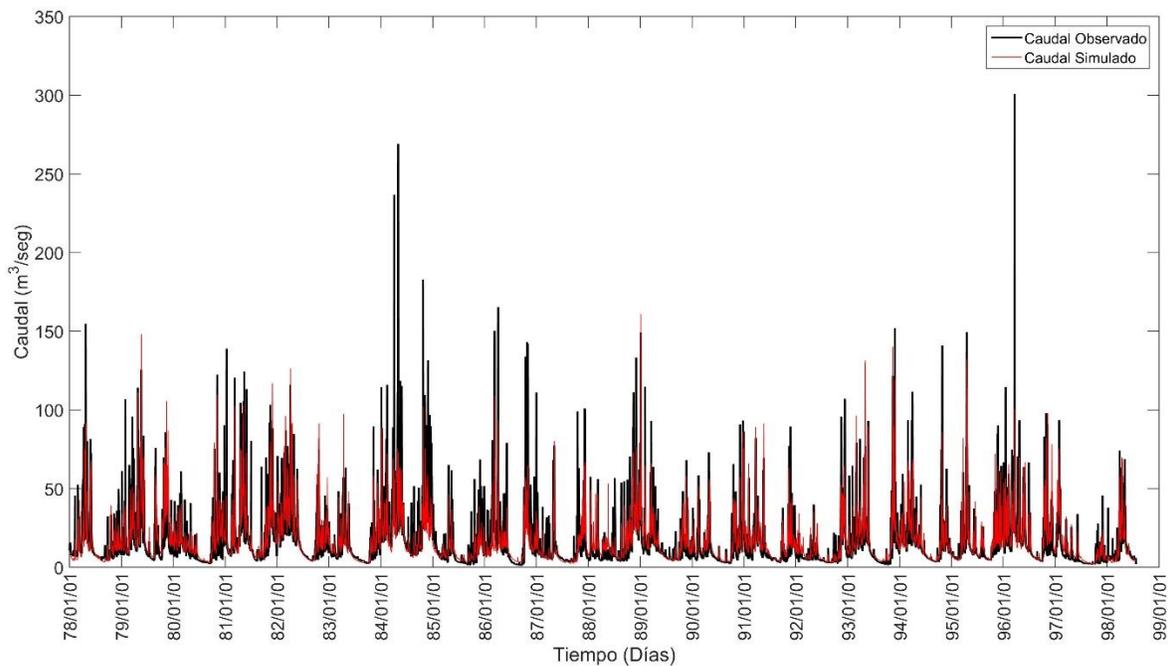


Figura 5-49 Señal de calibración del modelo GR4J en la cuenca río Aipe

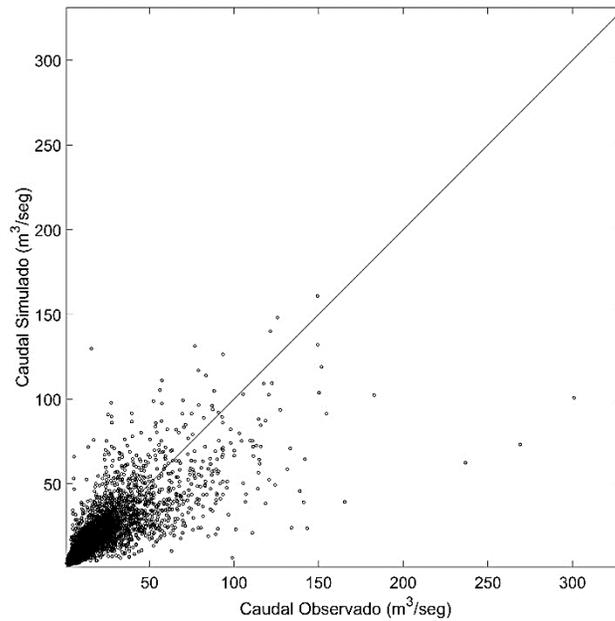


Figura 5-50 Scatter-plot de calibración del modelo GR4J en la cuenca río Aipe

Pese a que se realizaron diversos ejercicios de calibración mediante el DDS no se logró obtener una equifinalidad en los parámetros, lo que no permitiera asociar un análisis de carácter físico de los mismos, por lo que los resultados expuestos en la Tabla 5-12 son solo de carácter numérico.

Tabla 5-12 Parámetros del modelo GR4J por unidad de respuesta hidrológica de la cuenca río Aipe

	X1	X2	X3	X4
1	3000,00	-5,00	500,00	1,32
2	2966,03	-3,61	500,00	3,00
3	100,00	-3,14	42,62	1,80
4	448,69	-2,53	20,00	1,99
5	3000,00	-5,00	93,50	2,41
6	598,89	-5,00	500,00	1,29
7	3000,00	0,60	20,00	1,98

En este sentido se calibro y valido el modelo a nivel de cuenca, obteniéndose un MSE de 138.9 $(\text{m}^3/\text{seg})^2$ lo que es equivalente a un Nash-Sutcliffe de 0.59, siendo este un ajuste aceptable teniendo en cuenta los rangos expuesto en la Tabla 4-8.

De los parámetros se infiere que la máxima capacidad de retención de agua que posee la cuenca según el modelo, es el valor correspondiente a X1, por otra la capacidad de intercambio que presenta entre el acuífero y la superficie es baja de acuerdo el parámetro X2, no obstante el modelo expresa la característica de rezago entre la precipitación y el caudal observando el parámetro X4 el cual establece el tiempo base del hidrograma unitario, lo cual se relaciona con lo expuesto por Carvajal y Roldan (2007), donde el parámetro X4 refleja el tiempo de respuesta de la cuenca en convertir la lluvia a caudal con valores similares de 1 a 1,5 días. El valor de X3 muestra una baja capacidad de almacenamiento hidráulico, lo cual se confronta con las características de baja retención en la cuenca, debido a la presencia de zonas muy erosionadas como también a las altas pendientes.

Tabla 5-13 Parámetros del modelo GR4J a nivel global de la cuenca río Aipe

X1	X2	X3	X4
1377,18	-2,33	54,44	1,77

Los resultados de la validación del modelo tanto por unidad de respuesta hidrológica como a nivel de cuenca presentaron un error de 129.24 y 132.5 $(\text{m}^3/\text{seg})^2$, ² lo que es equivalente a un Nash-Sutcliffe de 0.56 y 0.54 respectivamente, conservándose un ajustes aceptable de acuerdo con los rangos expuesto en la Tabla 4-8. La señales comparativas de la validacion a nivel de subcuenca y el scatter-plot de comparación se presenten en las **Figura 5-51** y **Figura 5-52**

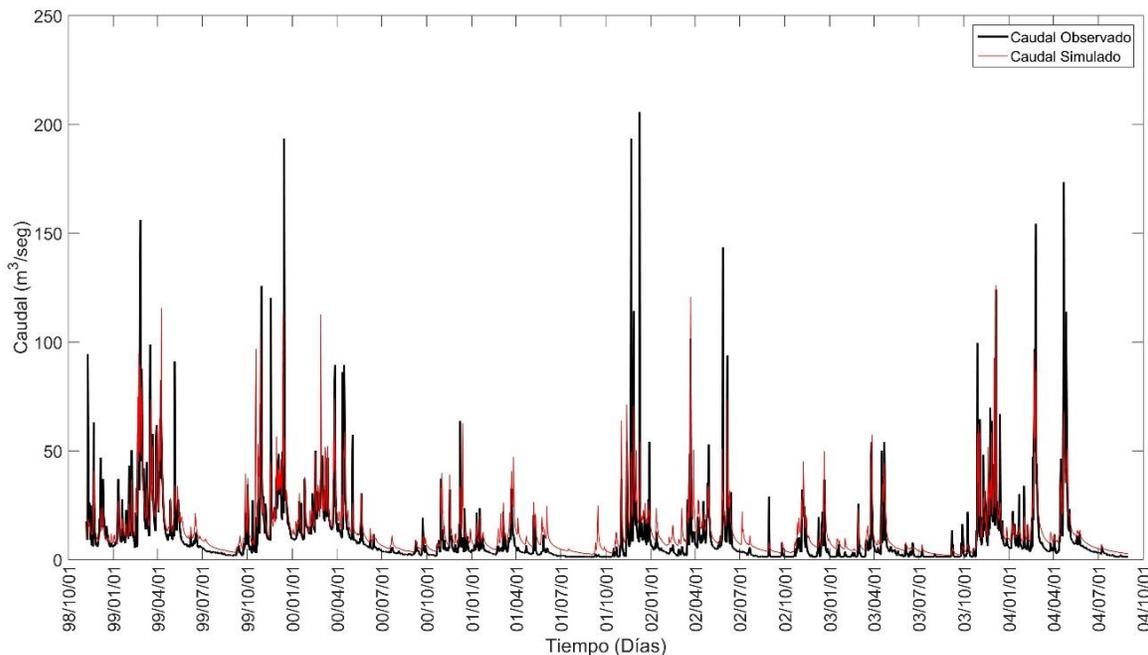


Figura 5-51 Señal de validación del modelo GR4J en la cuenca río Aipe

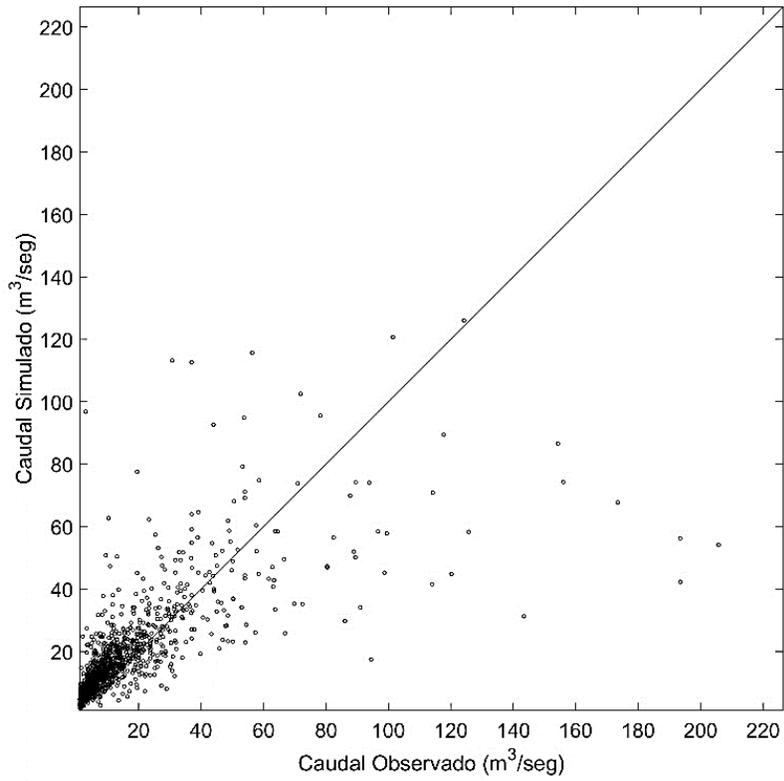


Figura 5-52 Scatter-plot de validación del modelo GR4J en la cuenca río Aipe

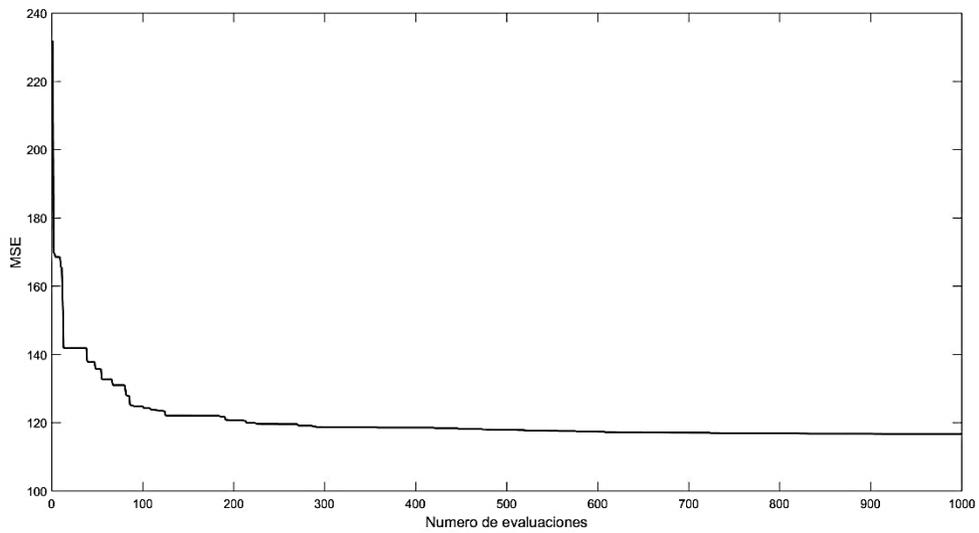


Figura 5-53 Desempeño de la función de error del modelo GR4J

Analizando la complejidad del problema de optimización, se encontró que para el DDS no represento complejidad alguna, estabilizando la función objetivo a partir de 500 simulaciones. Esto se debe a la búsqueda local en el espacio paramétrico identificando las dimensiones que mayor impacto tienen en la optimización de la función objetivo (Tolson & Shoemaker 2007).

La humedad, almacenamiento de agua subterránea, percolación y aporte subterráneo de caudal para cada una de las unidades de repuesta hidrológica se presentan de la Figura 5-54 a la Figura 5-60, en estas se resalta de manera marcada el decaimiento en los niveles de las humedades del suelo, la reducción de percolación como también en el almacenamiento del acuífero durante la fase cálida del ENSO, apreciándose específicamente en los años 1987, 1983, 1997 y 1998 para todas las unidades de repuesta hidrológica. De igual forma los aumentos en esta durante su fase de humedad también se resalta y marca un aumento considerable, tal como se aprecia en el periodo 2010-2011.

El menor comportamiento errático y fluctuaciones ante la fase cálida del ENSO, lo presenta la unidad de repuesta hidrológica 2 y 3. Esto debido a que son zonas de recarga hídrica. Como se observa en la **Ilustración 2** la HRU 2 presenta una cobertura de bosque denso lo que le brinda una capacidad de resiliencia ante fenómenos de variabilidad climática como el ENSO por la regulación que genera la cobertura vegetal (Ver Anexos-Mapas-Coberturas), esto ratifica la dinámica captada anteriormente mediante la transformada wavelet en la estación El Carmen. Por otra parte, la característica de los suelos en esta zona brinda una mayor capacidad de retención y regulación hídrica por ser suelos de texturas francas, con contenidos importantes de materia orgánica en el primer horizonte de suelo.

De igual forma se observa estas características en la HRU 3 sin embargo no tan marcadas como en la HRU 1. En comparación con estas las coberturas vegetales están asociadas de mayor forma a establecimientos de cultivos como cacao, café y plátano (Ver Anexos-Mapas-Coberturas). Observando la geología (Ver Anexos-Mapas-Geología) existe una superposición de rocas metamórficas como se observa en el corte geológico (Ver Anexos-Mapas-Plancha Geo e **Ilustración 5**) que pueden estar brindando un aporte de flujo subterráneo considerable hacia el cauce principal. Sin embargo, esta es solo una hipótesis, ya que si se quisiera saber de forma más detallada se debe realizar un estudio hidrogeológico en el área de estudio.

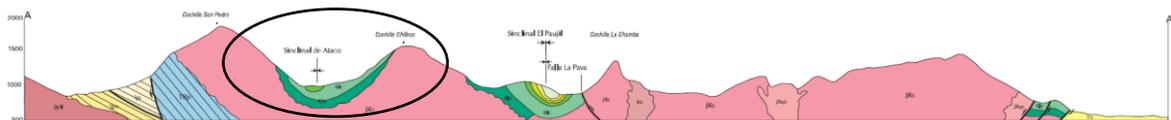


Ilustración 5. Corte geológico en el área de la cuenca río Aipe. Fuente: www.sgc.gov.co/

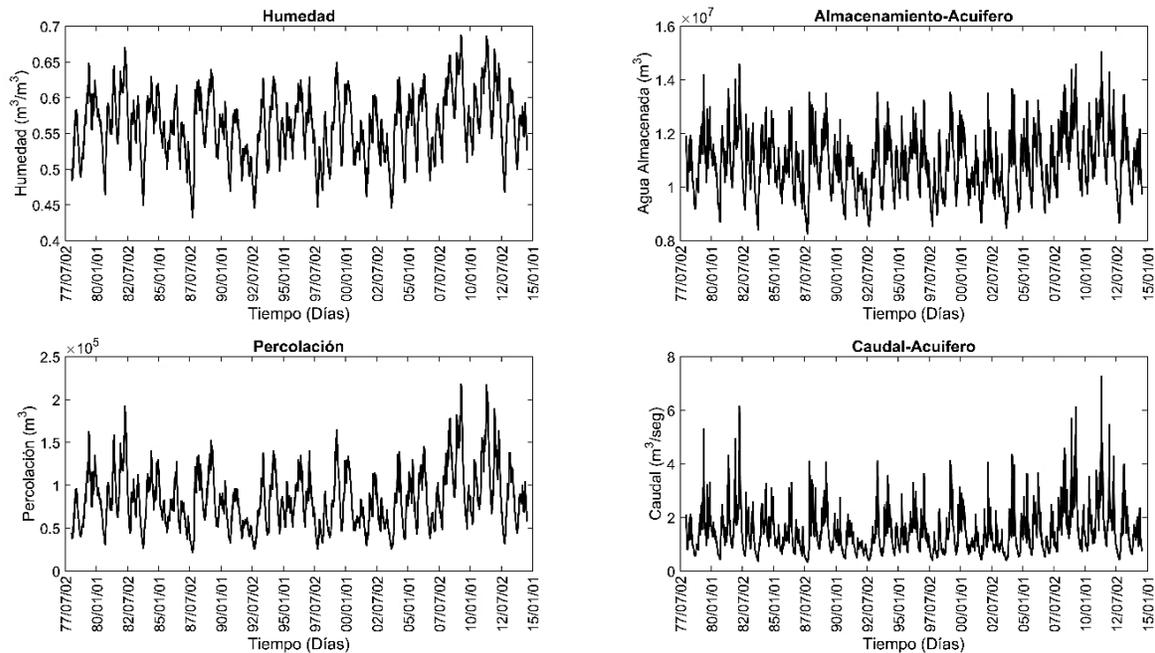


Figura 5-54 Comportamiento de las variables de estado del modelo GR4J para la HRU-1

Es importante resaltar como las unidades de respuesta hidrológica 3 y 4 presentan una fluctuación abrupta en las 4 propiedades mostradas, Lo que indica que estas unidades son de carácter reactivo, como es característico de las áreas bajas o de amortiguamiento. Otra característica a la que se puede obedecer este comportamiento es las predominancias de suelo de texturas gruesas propias de terrazas aluviales (Ver Anexos-Mapas-Suelos), los cuales presentan propiedad hidrodinámicas como tasa de infiltración y conductividad hidráulica alta, permitiéndoles alta capacidad de saturación generando escorrentía directa en un corto lapso de tiempo ante eventos de lluvia, adicionalmente a esto se suma los niveles del nivel freáticos, ya que al ser planicie de inundación del río magdalena, este se intuye que estaría muy cerca de la superficie lo que también impulsa este tipo de comportamientos (Ver **Ilustración 3**)

En cuanto a la unidad de repuesta hidrológica 4 es influyente los sectores impermeables correspondiente a los afloramientos rocosos de la cordillera central tal como se observa en la **Ilustración 1**.

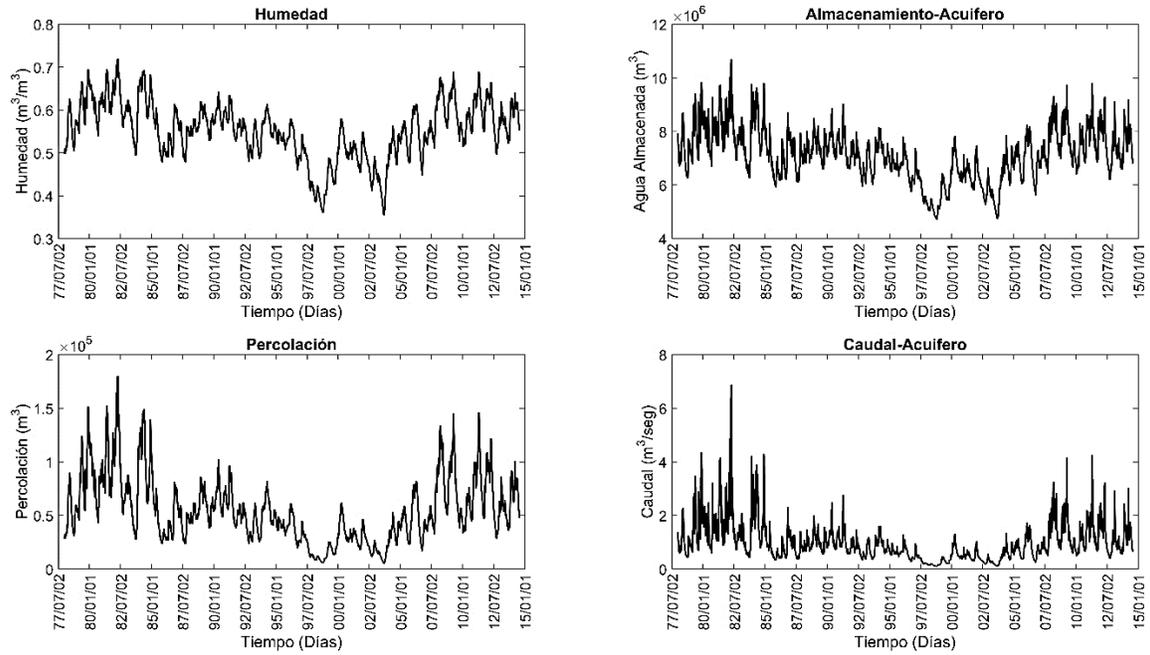


Figura 5-55 Comportamiento de las variables de estado del modelo GR4J para la HRU-2

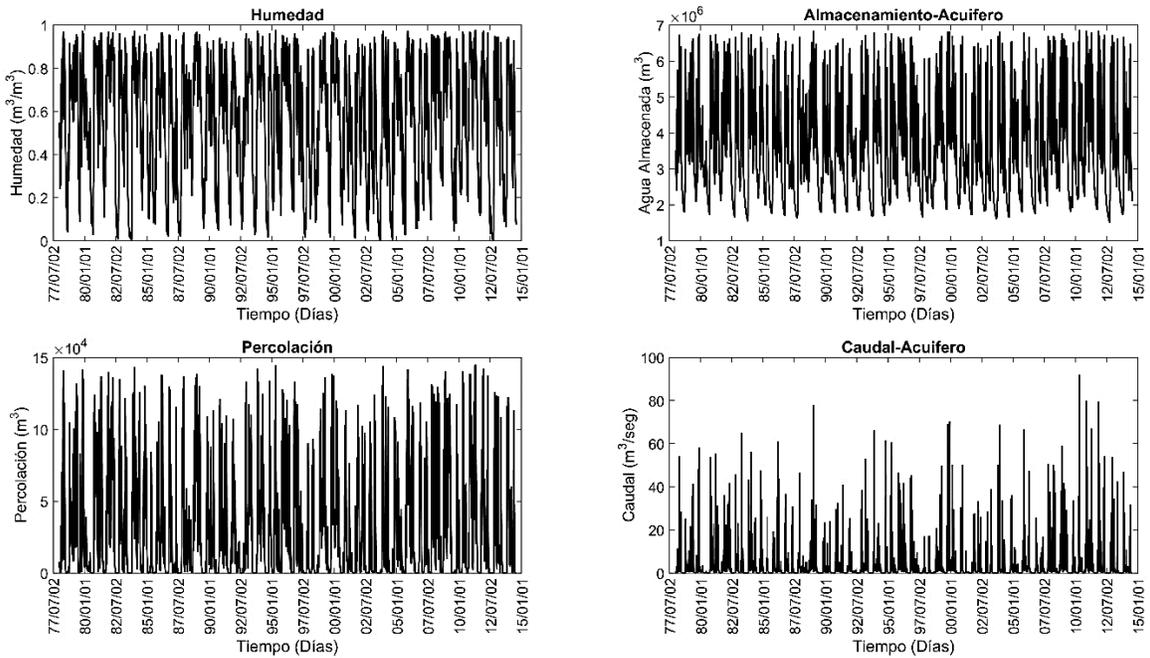


Figura 5-56 Comportamiento de las variables de estado del modelo GR4J para la HRU-3

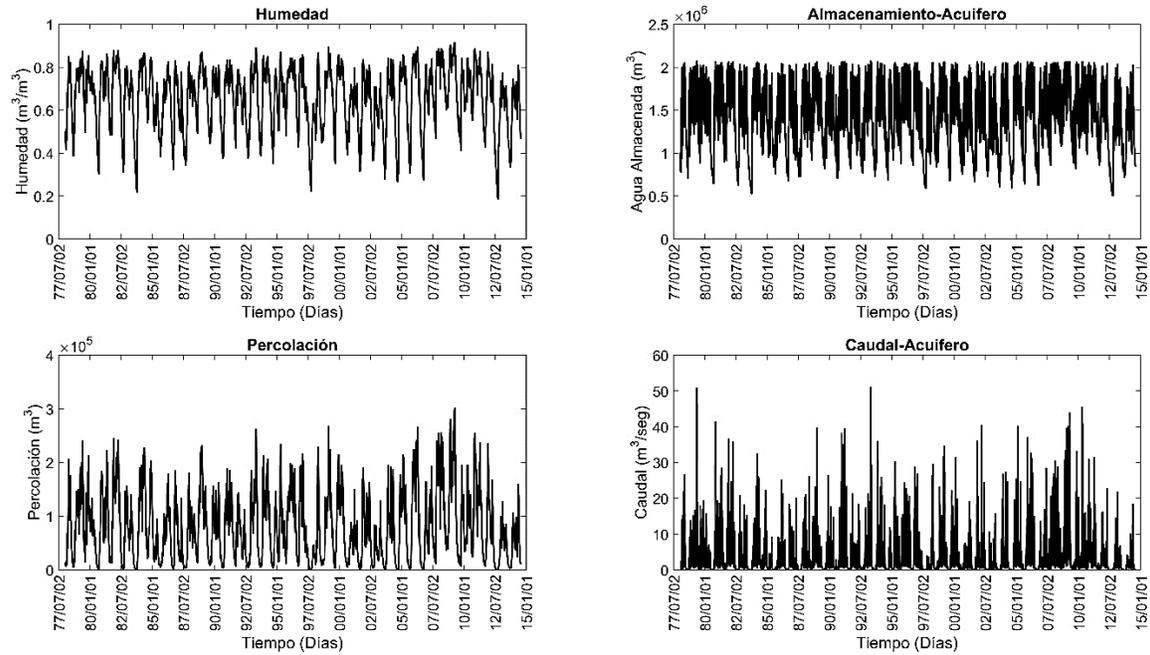


Figura 5-57 Comportamiento de las variables de estado del modelo GR4J para la HRU-4

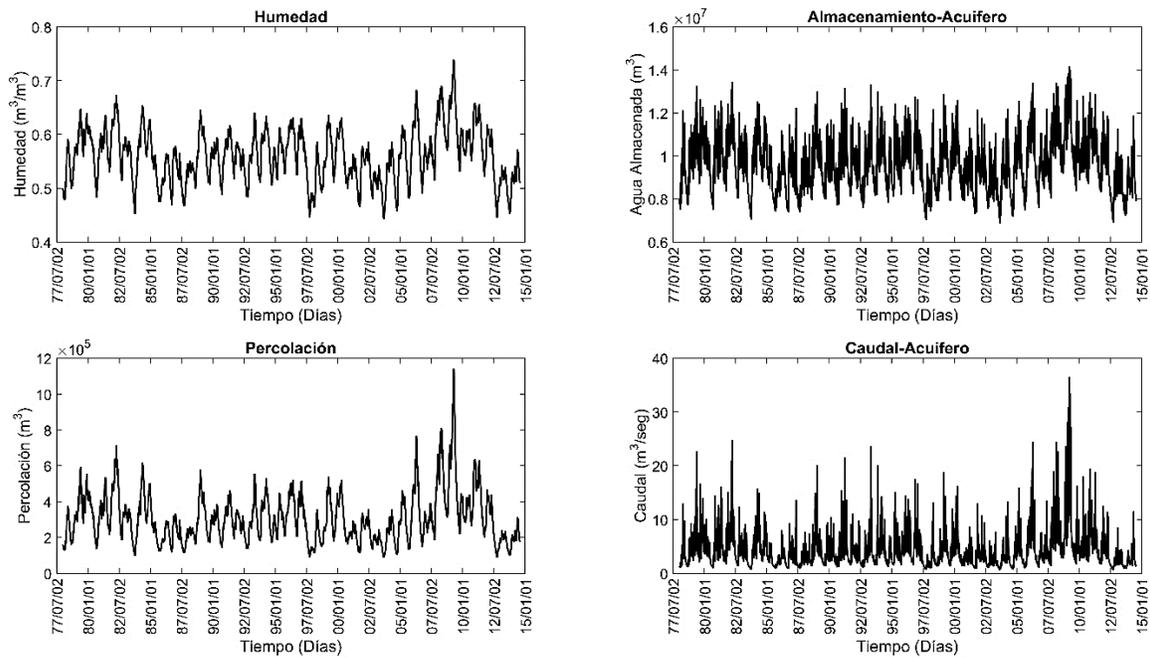


Figura 5-58 Comportamiento de las variables de estado del modelo GR4J para la HRU-5

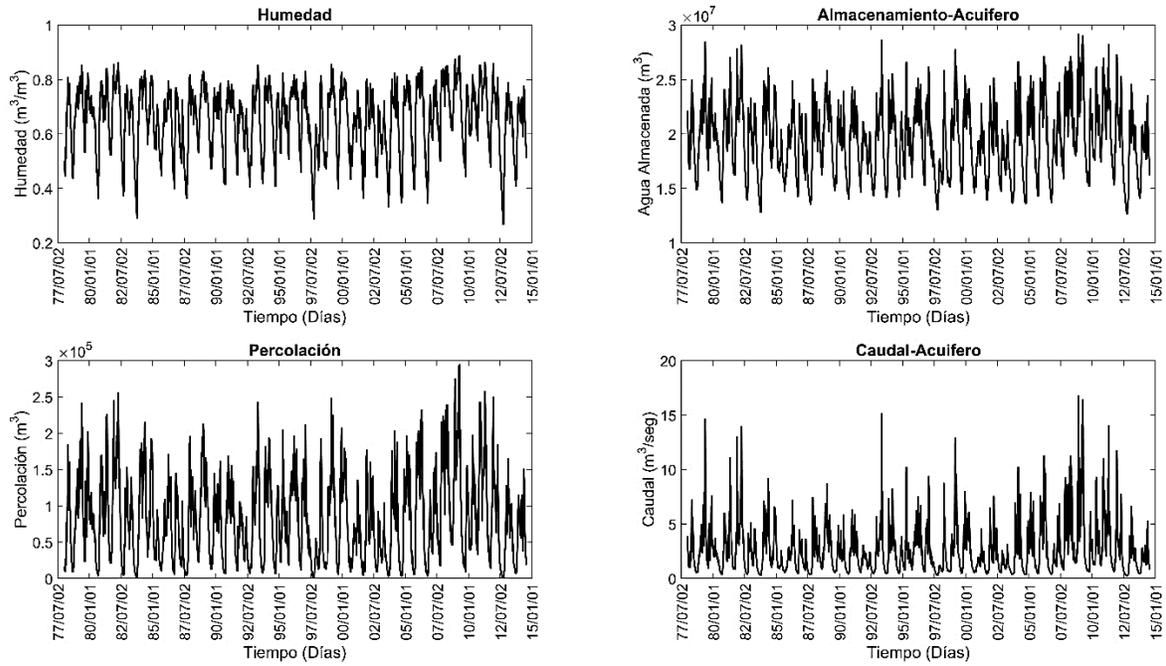


Figura 5-59 Comportamiento de las variables de estado del modelo GR4J para la HRU-6

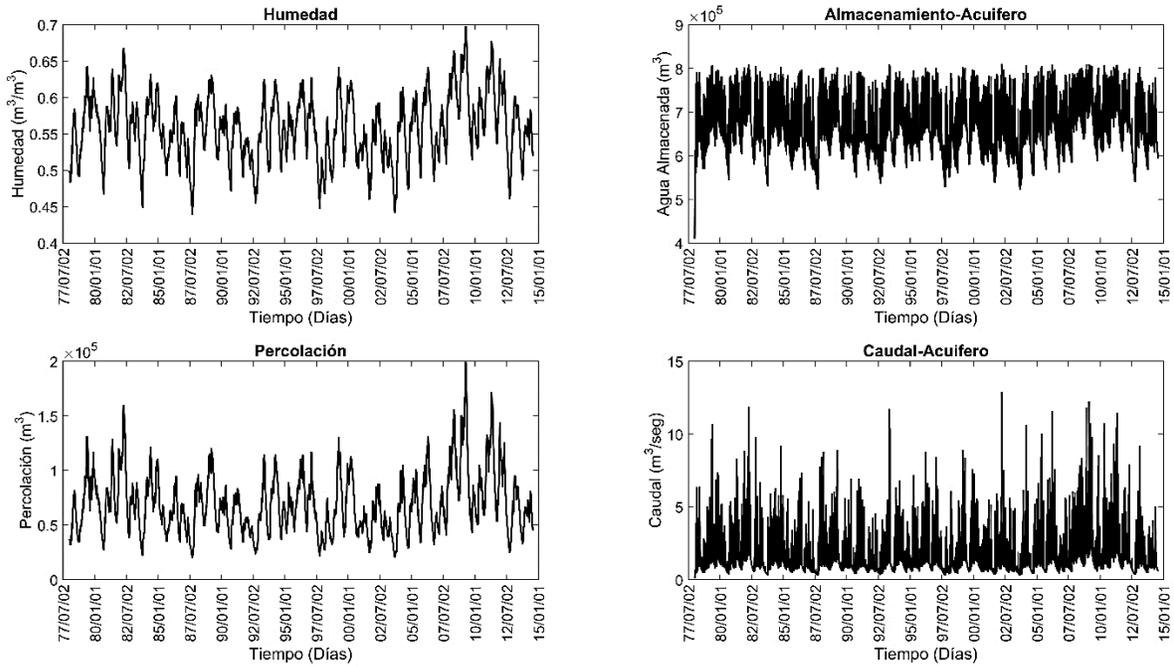


Figura 5-60. Comportamiento de las variables de estado del modelo GR4J para la HRU-7

De estos resultados surge la premisa de conocer el comportamiento hidrogeológico de la cuenca, con el objetivo de evaluar la posibilidad de disponibilidad de agua para el abastecimiento de riego, producción piscícola y consumo humano en la región, cuando se presenten fenómenos como los del ENSO, teniendo en cuenta el alto impacto que este representa en la misma de acuerdo a los resultados

expuestos anteriormente tanto a nivel climático como los de ejercicios de modelación. Notando además que esta es una cuenca priorizada por la autoridad ambiental CAM (Corporación Autónoma del Alto Magdalena), ratificando la importancia de un estudio como estos.

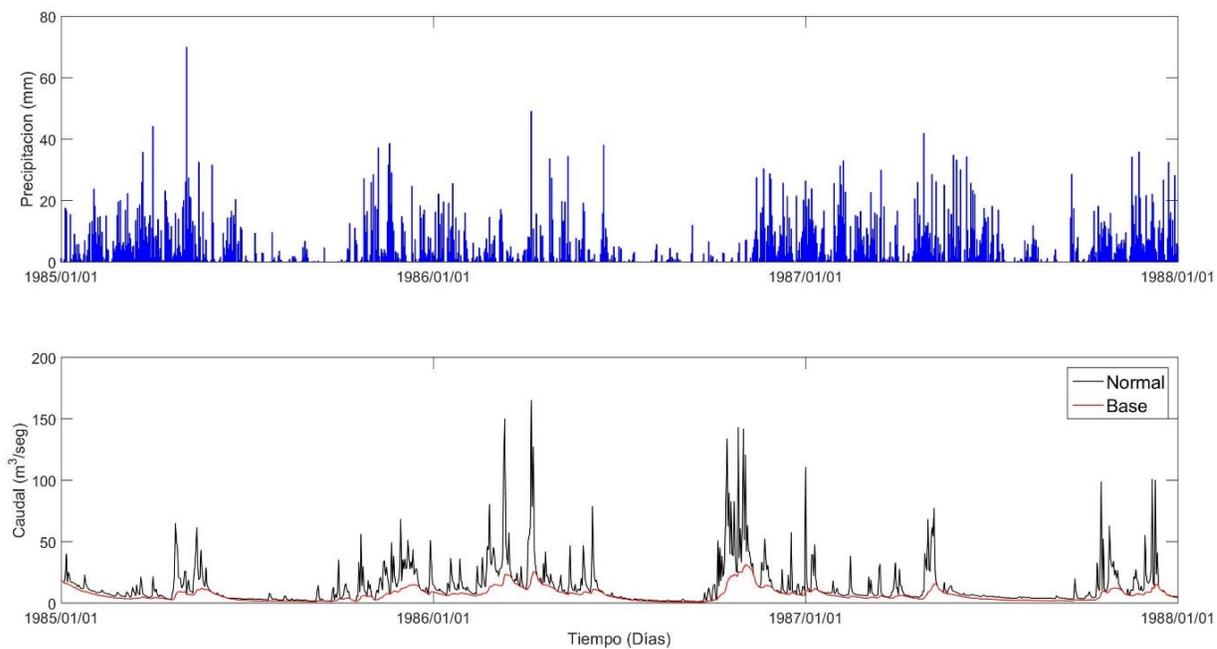


Figura 5-61 Separación de flujo base para el periodo de 1985-1988

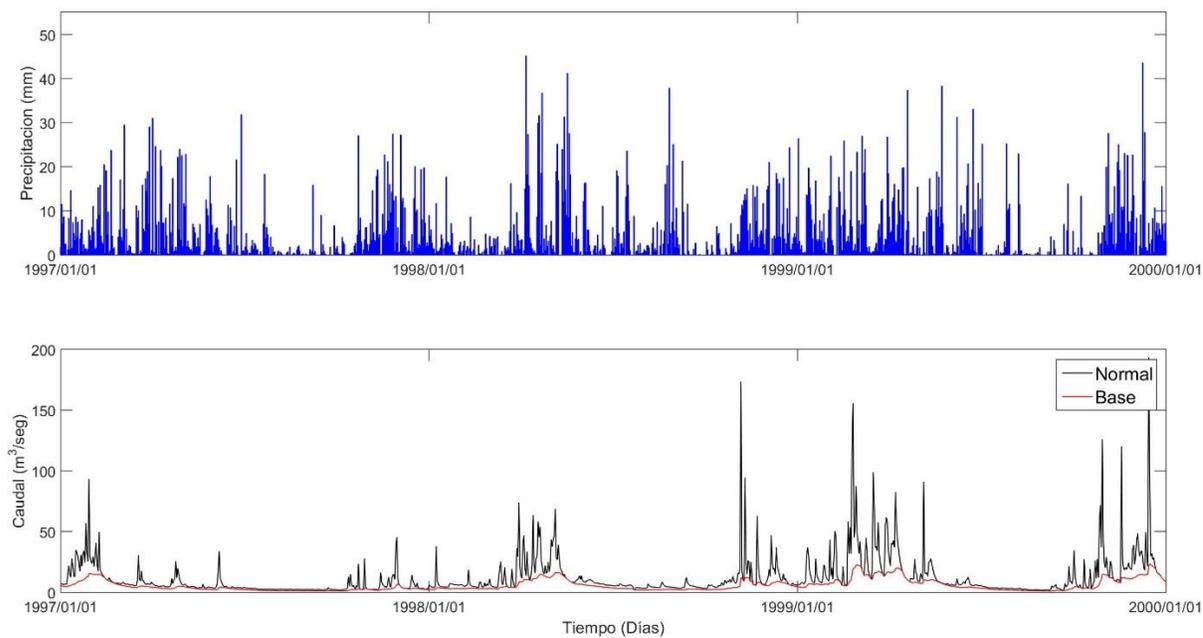


Figura 5-62 Separación de flujo base para el periodo de 1997-2000

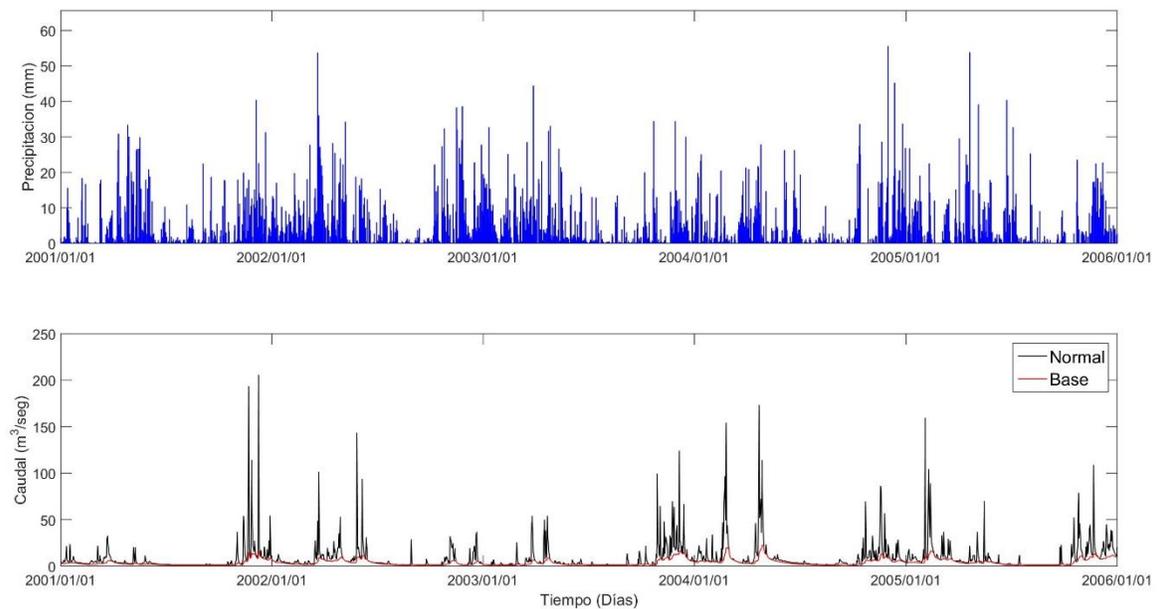


Figura 5-63. Separación de flujo base para el periodo de 2001-2006

Los resultados obtenidos del análisis de recesión durante los periodos de estiaje, arrojaron que la cuenca río Aipe presenta una constante de recesión de 0.9557 (la constante de recesión toma rangos entre 0 y 1) teniendo en cuenta que valores altos de este implican un drenaje muy lento y un valor bajo indica un drenaje rápido y poco almacenamiento en el acuífero y zona saturada del suelo. Por lo que en concordancia con lo anterior la cuenca presenta un buen almacenamiento y drenaje lento. Los resultados obtenidos fueron similares a los encontrados por Rivera et al. (2002) en las cuencas de alta montaña río Espíritu Santo y río fajardo, donde las constantes de recesión presentaron valores de 0.95, 0.9375, 0.9328 y 0.9035 para periodos secos y húmedos respectivamente por cuenca.

El análisis del flujo base es fundamental para encontrar los periodos con extremos bajos en los caudales remanentes del afluente. En la cuenca río Aipe como se observa en la figura 5-59 los periodos críticos a lo largo de la serie de tiempo, se analizan teniendo en cuenta que en el periodo de 1985-1988 se presentan un evento niño moderado y niña fuerte respectivamente, notándose una reducción baja en el caudal, al igual como la precipitación, lo cual permite deducir que en este periodo se encuentran 3 recesiones marcadas, en las cuales el caudal del afluente es casi igual al base tomando valores de un valor significativamente bajo en comparación con las regiones de mayor pluviosidad, disponible en la figura 5-59; los cuales corresponden a los periodos en aumento debido a La niña. Este fenómeno reflejado para el periodo de 1985-1988 se observa para los demás periodos analizados en las figuras 5-60 y 5-61 respectivamente, donde se tienen 3 y 5 recesiones para los periodos de 1997-2000 y 2001-2006. En el primer periodo se tiene la ocurrencia de un niño fuerte como también una niña para el último año, lo cual se correlaciona con el comportamiento de la precipitación y el caudal base de la cuenca, en este tramo de tiempo analizado. Para el periodo en el que se muestran 5 recesiones se tiene la presencia del fenómeno El niño Débil y Moderado, como también un lapso de tiempo normal o de no ENSO, por lo cual se contrasta la gran presencia de recesiones a lo largo del periodo. Estos comportamientos se relacionan a lo encontrado por Manuel *et al.* (2015), en su estudio

a las subcuencas de Chiapas, donde se encuentran que Durante períodos de baja precipitación la contribución del flujo base es más considerable que el flujo directo, y el flujo directo responde simultáneamente con la presencia de altas precipitaciones. Los resultados de Penna *et al.* (2011), fueron similares, ellos encontraron que la respuesta al escurrimiento superficial fue alta en subcuencas con condiciones antecedentes húmedos, cuando se supera el umbral de humedad en el suelo, cercanas a la saturación.

6. CONCLUSION Y REMENDACIONES

La precipitación en la cuenca hidrográfica río Aipe presenta un régimen de dos máximos entre los meses de marzo y abril para el primer semestre del año, y en octubre y noviembre para el segundo semestre del año, siendo este mayor que el primero, así como un periodo de sequía comprendido entre julio y agosto.

El óptimo pluviografico en la cuenca río Aipe posiblemente estaría situado entre los 800 y 1000 msnm.

A resolución diaria, la respuesta de los caudales ante eventos de lluvia presenta un rezago de 1.5 días, lo que estaría explicado por presencia de lluvias fuertes en la transición entre días.

La respuesta de las variables hidrometeorológica de precipitación y caudal en la cuenca río Aipe presentan un rezago entre 1 y 2 mes, en relación con el fenómeno del ENSO, definiendo este mediante los índices IOS y MEI, y una respuesta directa con el índice ONI.

El ciclo hidrológico en la cuenca hidrográfica rio Aipe es sensible en su mayoría a la influencia de fenómenos de variabilidad climática como el ENSO, afectando de manera drástica las fluctuaciones en las señales de precipitación y caudal, pudiéndose generar así eventos de sequía extremas en la fase cálida del ENSO e inundaciones durante su fase húmeda.

Las fluctuaciones en ciclo hidrológico de la cuenca hidrográfica río Aipe, se encontraría asociado a el fenómeno de variabilidad climática como el ENSO y a manchas solares.

El ciclo hidrológico de la cuenca hidrográfica río Aipe se ha visto afectada por el cambio climático, tal como se evidencio en las fluctuaciones cíclicas mayores de 30 años en las señales de precipitación y caudal.

La presencia de áreas de reserva natural y de bosques densos, representan una característica fundamental en hidrosistemas (cuencas hidrográficas), como medio adaptativo y de aumento de la resiliencia ante fenómenos de variabilidad climática y cambio climático, convirtiéndose así en puntos clave para la seguridad hídrica como también para su gestión integral.

La alta variabilidad de los campos y los escasos registros espaciales en la cuenca hidrográfica río Aipe, aumentan la incertidumbre en la estimación de mapas de isoyetas a partir de metodologías que implementen herramientas de correlación como el kriging.

Las redes neuronales demostraron ser una herramienta con alto desempeño para la complementación de datos de humedad relativa y temperatura a partir de información climatológica de estaciones con una baja correlación

El modelo GR4J demostró captar la dinámica de los caudales de forma satisfactoria y con un buen desempeño, pudiendo este ser utilizado por parte de las autoridades ambientales y gubernamentales

como una herramienta para la planeación y gestión del recurso hídrico en la cuenca hidrográfica río Aipe.

La cuenca hidrográfica río Aipe se encuentra afectada por dos fenómenos de variabilidad climática como lo son el paso de la Zona de Convergencia Inter Tropical y la presencia del fenómeno ENSO en el análisis de escalas anual e interanual respectivamente.

Se recomienda realizar estudios que permitan conocer el comportamiento hidrogeológico de la cuenca hidrológica río Aipe, con el objetivo de evaluar la posibilidad de disponibilidad de agua para el abastecimiento de riego, producción piscícola y consumo humano en la región, cuando se presenten fenómenos como los del ENSO, teniendo en cuenta el alto impacto que este representa en la misma.

La prohibición de la construcción de microhidroeléctricas en la parte alta de la cuenca, es imperante para la protección del caudal base en épocas afectadas por el fenómeno del niño.

Se encarga la revisión constante de las concesiones para la disminución de las captaciones ilegales, y evitar un uso indiscriminado del recurso hídrico alternado la disponibilidad para la disposición del acueducto y demás concesiones dispuestas por la Corporación del Alto Magdalena.

7. BIBLIOGRAFIA

Almorox, J., 2010. Métodos de Estimación de las Evapotranspiraciones. ETP y Etr. *Open Course Ware*, p.19.

Andrade & Lozano, P., 1986. *Sectorización Hidrográfica del Departamento del Tolima, sector norte. Escala 1:25.000*. Universidad del Tolima.

Aparicio, F.J., 1989. *Fundamentos de Hidrología de Superficie*,

Arango, C. et al., 2012. Variabilidad climática de la precipitación en Colombia asociada al ciclo El Niño, La Niña- Oscilación del Sur (ENSO).

Arenas, F., 2015. Incendios forestales arrasaron unas 8.000 hectáreas en Tolima y Huila. *El Tiempo*. Available at: <http://www.eltiempo.com/colombia/otrasciudades/>.

Arnold, J. G., Allen, P. M., Muttiah, R., and Bernhardt, G., 1995. Automated Baseflow Separation and Recession Analysis Techniques. *Groundwater*, 33(6), pp.1010–1017.

Bedoya, M., Contreras, C. & Ruiz, F., 2010. *Estudio Nacional del Agua (ENA)*,

Bhamare, S.M. et al., 2012. DELINEATION OF GEOMORPHIC AQUATONES IN WATERSHED. In *World Congress on Water, Climate and Energy*. Dublin, Irland, pp. 1–9.

Buitrago, A. & Quintero, Y., 2015. *Evaluación del efecto de los escenarios de cambio climático sobre el recurso hídrico en cuencas de clima tropical*.

Cañada R., Cervera B., Moreno, A., 2008. *Sistemas y análisis de la información geográfica manual de autoaprendizaje con ArcGIS*,

Carvajal, L.F. & Roldan, E., 2007. Agregado GR4J Aplicación : Cuenca Del río Aburrá Calibration of GR4J Lumped Rainfall-Runoff Model Application : Rio Aburrá Cachment. *Dyna*, 74, pp.73–87.

- Chapman, T. G., Nathan, R. J., MacMahon, T. A., 1991. Evaluation of automated Techniques for base flow and recession analyses. *Water Resour Research*, 27, pp.1783–1784.
- Chapman, T.G., 1999. A Comparison of Algorithms for Stream Flow Recession and Baseflow Separation. *Hydrological Process*, 13(5), pp.701–714.
- Chow, V. Te, 1965. Handbook of Applied Hydrology. *International Association of Scientific Hydrology. Bulletin*, 10(1), pp.82–83.
- Chow, V.T., 1994. *Handbook of Applied Hydrology*, New York: McGraw-Hill.
- Domínguez C., E.A., 2010. Cálculo de parámetros morfométricos. , p.6.
- Dominguez C, E.A., 2016a. Concepto de magnitud aleatoria. , p.11.
- Dominguez C, E.A., 2016b. Concepto de magnitud aleatoria. , p.11. Available at: <https://docs.google.com/a/mathmodelling.org/viewer?a=v&pid=sites&srcid=bWF0aG1vZGVs bGluZy5vcmd8d3d3fGd4OjUwMjM1NzE0ZDBlZWJlOTk> [Accessed October 8, 2016].
- Dominguez C, E.A., 2016c. Momentos estadísticos de una magnitud aleatoria. , p.13. Available at: <https://docs.google.com/a/mathmodelling.org/viewer?a=v&pid=sites&srcid=bWF0aG1vZGVs bGluZy5vcmd8d3d3fGd4OjZkZjY3ZjlxMWU3YWw5M2M> [Accessed August 10, 2016].
- Enriquez, M., 2015. ¿El Niño más fuerte de la historia afectará a Colombia? *El Tiempo*, p.1. Available at: <http://www.eltiempo.com/estilo-de-vida/ciencia/fenomeno-del-nino-en-colombia/16305958> [Accessed May 10, 2016].
- Euscátegui, C. & Hurtado, G., 2012. *Análisis del impacto del fenómeno “ La Niña ” 2010-2011 en la hidroclimatología del país*,
- FAO, 2003. Manual curso Análisis Espacial Arcview 8.2. Available at: <http://www.rlc.fao.org/proyecto/139jpn/document/2ordenam/talleres/tfaoa>.
- FAO, 1985. Revista Internacional de Silvicultura e Industrias Forestales Unasytiva. In *IX Congreso forestal mundial México*. México.
- García, M. claudia et al., 2012. Variabilidad climática , cambio climático y el recurso hídrico en Colombia. *Revista de Ingeniería, Universidad de los Andes*, pp.60–64.
- Giraldo, R., 2011. Introducción a la geoestadística. *Universidad Nacional de Colombia*, p.94.
- Gonzalez, D.M.M., 2012. *Separación de Flujo base en la cuenca alta del río de oro utilizando algoritmos numéricos*. Universidad Industrial de Santander.
- Guevara, J., 2008. El ABC de los índices usados en la identificación y definición cuantitativa de El Niño - Oscilación del Sur. *Terra*, XXIV-35, pp.85–140.
- Hall, F.R., 1968. Baseflow Recessions: A Review. *Water Resources Research*, 4(5), pp.973–983.
- Harlan, D., Wangsadipura, M. & Munajat, C.M., 2010. Rainfall-Runoff Modeling of Citarum Hulu River Basin by Using GR4J. *Proceedings of the World Congress on Engineering 2010*, II, pp.4–8. Available at: http://www.iaeng.org/publication/WCE2010/WCE2010_pp1607-1611.pdf.

- Horton, R. ~E., 1945. Erosional development of streams and their drainage basin: hydrophysical approach to quantitative morphology. *Bulletin of Geological Society of America*, 56(1), pp.275–370.
- IGAC, 1994. *Estudio General de Suelos del Departamento del Huila.*,
- Inteligencia computacional, 2005. Redes Neuronales. Available at: URL <http://www.monografias.com>.
- Jiménez, C., 2012. *Indicadores Climáticos. Una Manera para identificar la variabilidad climática a escala global,*
- Kumar, P. & Foufoula-Georgiou, E., 1997. Wavelet analysis for geophysical applications. *Reviews of Geophysics*, 35(4), p.385.
- Labrador, A. & Zúñiga, J., 2015. *Desarrollo de un modelo para la planificación integral del recurso hídrico en la cuenca del río Aipe.*
- Lehmann, E. L.; Casella, G., 1998. *Theory of Point Estimation Second edition. Springer Texts in Statistics.*,
- Li, C., Singh, V.P. & Mishra, A.K., 2012. Entropy theory-based criterion for hydrometric network evaluation and design: Maximum information minimum redundancy. *Water Resources Research*, 48(5), p.n/a-n/a. Available at: <http://doi.wiley.com/10.1029/2011WR011251> [Accessed November 14, 2016].
- Malcolm G, A. & McDonnell, J.J., 2007. *Hydrological sciences,*
- Manuel, V. et al., 2015. MODELACIÓN NO LINEAL DE LA SEPARACIÓN DEL FLUJO BASE EN SUBCUENCAS DE CHIAPAS, MEXICO. , pp.285–297.
- Miranda, L. & Ramos, J., 1986. *Sectorización hidrográfica del Departamento del Tolima, sector suroccidental.* Universidad del Tolima.
- Monsalve, G., 1995. *Hidrología en la Ingeniería* 1 ed.,
- Montealegre, J., 2009. *Estudio de la variabilidad climática de la precipitación en Colombia asociada a procesos oceánicos y atmosféricos de meso y gran escala.*, Bogota D.C. Available at: <http://www.ideam.gov.co/documents/21021/21789/Estudio+de+la+variabilidad+climática+de+la.pdf/643c4c0e-83d7-414f-b2b4-6953f64078d3>.
- Montealegre, J. & Pabon, J., 2000. La variabilidad climática interanual asociada al ciclo el niño-la niña– oscilación del sur y su efecto en el patrón pluviométrico de Colombia. , pp.7–21.
- Moriasi, D.N. et al., 2007. Evaluation Guidelines for Systematic Quantification of Accuracy in Watershed Simulation. *American Society of Agricultural and Biological Engineers*, 50(23351), pp.885–900.
- Moros, A., 2010. *Caracterización De Señales De Precipitación Mediante La Transformada De Fourier Y Transformada Wavelet.* Pontificia Universidad Javeriana.
- Nathan, R. J. and McMahon, T., 1990. Evaluation of Automated Techniques for Baseflow and

- Recession Analysis. *Water Resources Research*, 26(7), pp.1465–1473.
- Obregón, N., 2013. *Aplicación de sistemas inteligentes en ingeniería agrícola* Primera. U. Surcolombiana, ed., Neiva - Huila.
- Oster, R., 1979. *La Precipitación en Colombia*, Bogota D.C.
- Penagos, G. & Toledo, O., 1986. *Sectorización hidrográfica del suroriente del Tolima*. Universidad del Tolima.
- Penna, D. et al., 2011. The influence of soil moisture on threshold runoff generation processes in an alpine headwater catchment. *Hydrology and Earth System Sciences*, 15(3), pp.689–702.
- Perdomo, L., 2015. Sequía y abusos de caudal tienen agonizando al río Aipe. *Diario del Huila*. Available at: <http://diariodelhuila.com/regional/sequiayabusosdecaudaltienenagonizandoalrioaipecdgint20151012211120194>.
- Pérez, C., 2014. Pretenden construir hidroeléctrica en Aipe. *Diario del Huila*. Available at: <http://diariodelhuila.com/neiva/pretendenconstruirhidroelectricaenaipcedgint20140509073929189>.
- Perrin, C., Michel, C. & Andréassian, V., 2003. Improvement of a parsimonious model for streamflow simulation. *Journal of Hydrology*, 279(1–4), pp.275–289.
- Poveda, G., Gil, M. & Quiceno, N., 1998. El ciclo anual de la hidrología de Colombia en relación con el ENSO y la NAO.pdf. *Bulletin Institute Francaise d'Etudes Andines*, 27(3), pp.721–731.
- Poveda, G. & Mesa, Ó.J., 1996. Las fases extremas del fenómeno ENSO (El Niño y La Niña). *Ingeniería Hidráulica en México*, XI(October 2016), pp.21–37.
- Poveda, G. & Rojas, W., 1997. Evidencias de la asociación entre brotes epidémicos de malaria en Colombia y el Fenómeno El Niño- oscilación del Sur. *Revista Académica Colombiana de ciencias*, 21, pp.421–29.
- Poveda, G., Velez, J. & Mesa, O., 2002. Influencia de fenómenos macroclimáticos sobre el ciclo anual de la hidrología colombiana: cuantificación lineal, no lineal y percentiles probabilísticos. *Meteorología Colombiana*, (January 2016), pp.121–130. Available at: [http://www.geociencias.unal.edu.co/unciencias/data-file/user_23/file/METEOROLOGIA/13Poveda Clima Nuevo.pdf](http://www.geociencias.unal.edu.co/unciencias/data-file/user_23/file/METEOROLOGIA/13Poveda%20Clima%20Nuevo.pdf).
- Reyes T., A., Barroso, F. & Carvajal E., Y., 2010. *Guía básica para la caracterización morfométrica de cuencas hidrográficas* Primera Ed., Cali, Colombia: Editorial Universidad del Valle.
- Rivera, H.D., Warner, G.S. & Scatena, F.N., 2002. Prediction of Master Recession Curves and Baseflow Recessions in the Luquillo Mountains of Puerto Rico. *Journal of the American Water Resources*, 38(3), pp.693–704. Available at: <http://onlinelibrary.wiley.com/doi/10.1111/j.1752-1688.2002.tb00990.x/pdf> <http://doi.wiley.com/10.1111/j.1752-1688.2002.tb00990.x> <Go to ISI>://000176769300008.
- Rutledge, A.T. & Mesko, T.O., 1996. Estimated Hydrologic Characteristics of Shallow Aquifers Systems in the Valley and Ridge, the Blue Ridge, and the Piedmont Physiographic Provinces

Based on Analysis of Streamflow Recession and Baseflow. *U.S. Geological Survey Professional Paper 1422-B*.

Sanchez, S., 1995. *Una Aproximacion al proceso de planificacion de cuencas hidrograficas.*, Ibague.

Segeer, C. & Villodas, R., 2006. Las Precipitaciones. *Hidrología I*, p.26.

Simonneaux, V. et al., 2008. Modelling runoff in the Rheraya Catchment (High Atlas, Morocco) using the simple daily model GR4J. Trends over the last decades. , (1).

Strahler, A.N., 1952. Hypsometric (area-altitude) analysis of erosional topography. *Bulletin of Geological Society of America*, 63, pp.1117–1142.

Tallaksen, L.M., 1995. A Review of Baseflow Recession Analysis. *Journal of Hydrology*, 165(1–4), pp.349–370.

Teegavarapu, R. & Elshorbagy, A., 2005. Fuzzy conjunto medida de error basado en la evaluación del modelo hidrológico. *Journal of Hydroinformatics*, 7(3), pp.199–207.

Tolson, B.A. & Shoemaker, C.A., 2007. Dynamically dimensioned search algorithm for computationally efficient watershed model calibration. *Water Resources Research*, 43(1), pp.1–16.

Tupac Yupanqui, R., Cabrera, J. & Rau, P., 2015. Evaluation of TRMM precipitation data for estimation of daily stream flows. *36th IAHR World Congress*, 1998(1), pp.1–13.

Vargas, A. et al., 2011. Análisis de la distribución e interpolación espacial de las lluvias en Bogotá, Colombia. *Universidad Nacional*, 167, pp.151–159.

Vargas, A. et al., 2011. Analysis of Distribution and Spatial Interpolation of Rainfall in Bogotá, Colombia. *Dyna-Colombia*, 78(167), pp.151–159.

Velez, I., Poveda, G. & Mesa, O., 2000. *Balance Hidrico de Colombia* Primera., Medellin: Universidad Nacional - Sede Medellin.

Velez, J., Poveda, G. & Mesa, O., 2000. *Balances Hidrologicos de Colombia* U. Nacional, ed., Medellin.

Vélez, J.I., 2004. Modelo hidrológico y geotécnico para estimar la amenaza de deslizamiento superficial. *XVI Seminario Nacional de Hidráulica e Hidrología*, p.11.

Velez, J.J. & Botero, A., 2010. Estimización del Tiempo De Concentración y Tiempo De Rezago En La Cuenca Experimental Urbana De La Quebrada San Luis , Manizales. *Dyna*, 165, pp.58–71.

Ven Te Chow David R. Maidment Larry W. Mays, 1994. *Hidrologia Aplicada*,

Viteri, R.J.M., 2008. *Sistema de informacion para la interpolacion espacial y temporal de datos sobre el tiempo atmosferico y el clima del ecuador*.

Vogel, R. and Kroll, C., 1992. Regional Geohydrologic-Geomorphic Relationships for the Estimation of Low-Flow Statistics. *Water Resources Research*, 28(9), pp.2451–2458.

- Wanielista, M.P., 1997. *Hydrology and Water Quality Control* Segunda Ed. Wiley, ed.,
- Westra, S. et al., 2014. A strategy for diagnosing and interpreting hydrological model nonstationarity. *Water Resources Research*, 50(6), pp.5090–5113.
- Ytoui, Y., 2014. Rainfall-Runoff Modeling At Monthly and Daily Scales Using Conceptual Models and Neuro-Fuzzy Inference System. , pp.263–270.
- Zhang, G.P. & Savenije, H.H.G., 2005. Rainfall-runoff modelling in a catchment with a complex groundwater flow system: application of the Representative Elementary Watershed (REW) approach. *Hydrology and Earth System Sciences Discussions*, 2(3), pp.639–690.