



UNIVERSIDAD
NACIONAL
DE COLOMBIA

Evaluación del modelo suelo-atmósfera-vegetación MESH en una cuenca tropical colombiana de relieve complejo con limitaciones de información

Roger Steven Guio González

Universidad Nacional de Colombia
Facultad de Ingeniería, Departamento Ingeniería Civil y Agrícola
Bogotá, Colombia
2022

Evaluación del modelo suelo-atmósfera vegetación MESH en una cuenca tropical colombiana de relieve complejo con limitaciones de información

Roger Steven Guio González

Tesis o trabajo de investigación presentada(o) como requisito parcial para optar al título
de:

Magister en Ingeniería - Recursos Hidráulicos

Director:

Ph.D Erasmo Alfredo Rodríguez Sandoval

Línea de Investigación:

Hidrología e Hidrometeorología

Grupo de Investigación:

Grupo de Investigación en Ingeniería de los Recursos Hídricos - GIREH

Universidad Nacional de Colombia

Facultad de Ingeniería, Departamento Ingeniería Civil y Agrícola

Bogotá, Colombia

2022

A mi familia

Agradecimientos

Agradezco a Dios por darme la voluntad para continuar con mis estudios y encontrarme con grandes personas en el camino. Adicionalmente, a mi familia, quienes me han dado apoyo incondicional.

También quiero agradecer al profesor Erasmo Rodríguez por darme la oportunidad de viajar a Canadá y aportar un grano de arena en esta línea de investigación. Desde que tuvimos una presentación de Pedro Arboleda, en la clase de modelación, quería participar, y después de un año me fue posible.

También me siento muy agradecido con David Zamora, mi compañero de oficina en la universidad, quien siempre aportó grandes ideas, scripts, información valiosa y música. Pedro Arboleda, la persona que precedió este trabajo, siempre aportó con valiosos puntos de vista; además, durante el desarrollo de esta tesis admiré constantemente su trabajo en esta área. Alejandra Narvaez quien me apoyo incondicionalmente, durante todo el proceso. Finalmente, Nicolás Cortés, quien me invitó a presentarme a la Maestría en Ingeniería - Recursos Hidráulicos y me apoyó durante el avance de la misma.

Agradezco a la Universidad Nacional por ese espacio fantástico en donde sucede la ciencia y el debate en todas las áreas que uno pueda imaginar. A la Universidad de Saskatchewan en Canadá por recibir estudiantes internacionales y acogerlos; en ese viaje pude hacer grandes amistades y tengo recuerdos que perdurarán. Al gobierno canadiense y al programa de becas ELAP que financiaron el viaje. En la Universidad de Saskatchewan, agradezco especialmente a Sujan, mi compañero de oficina, y al profesor Andrew Ireson, quien supervisó mi estancia y aportó significativamente en los inicios de este trabajo.

Resumen

Implementaciones previas de esquemas de interacción suelo-vegetación-atmósfera (SVAT), han mostrado las limitaciones de estos modelos en la simulación de flujos horizontales, en zonas con complejidad orográfica, escasez de información y localizadas en zonas tropicales. Particularmente en el caso colombiano estas dificultades se han presentado en el Alto Magdalena. Entender las razones, por las cuales se han presentado estas limitaciones es de especial interés por la importancia de estos modelos en el análisis acoplado de variables climáticas e hidrológicas. Por este motivo, en el presente trabajo se continuó con el análisis iniciado por Arboleda (2018), quien implementó el modelo MESH - el cual contiene un esquema SVAT- en la cuenca del río Coello (CRC) y posteriormente en toda la Macrocuenca Magdalena-Cauca (MCMC). Mediante la implementación de MESH se logró una adecuada estimación de los caudales, en las zonas media y baja de la MCMC, pero con resultados deficientes en el Alto Magdalena. Con el objetivo de entender las causas de la deficiencia mencionada, proponer ajustes para resolverlas y utilizando el modelo de la CRC (Arboleda, 2018), se hizo una evaluación de las variables del balance hídrico (precipitación, evapotranspiración y caudales) utilizando información como productos de reanálisis (MSWEP, ERA5, GLDAS, GLEAM), teledetección (MODIS16) y datos observados (IDEAM). Posteriormente se implementó un análisis de sensibilidad, para optimizar el proceso de calibración del modelo. A partir del análisis de sensibilidad, la evaluación del balance hídrico, y otros análisis complementarios, se propuso e implementó una estrategia metodológica en cuatro subcuencas del Alto Magdalena. Los resultados muestran que la propuesta mejora la simulación de caudales de acuerdo con la métrica NSE y la curva de duración de caudales. No obstante, el modelo sigue teniendo dificultades, especialmente en las cuencas del costado sur oriental del Alto Magdalena, en donde de acuerdo con los análisis realizados, la causa podría ser un rezago de hasta cuatro meses entre la precipitación y los caudales observados en su régimen mensual. Este rezago debería ser evaluado en futuras investigaciones.

Palabras clave: Esquemas SVAT, modelo MESH, análisis de sensibilidad, complejidad orográfica, escasez de datos, Alto Magdalena, Cuenca del río Coello.

Abstract

Evaluation of the soil-atmosphere-vegetation MESH model in a Colombian tropical basin of complex relief with information limitations

Previous soil-vegetation-atmosphere interaction schemes (SVAT) implementations have shown their limitations in streamflow simulations in zones with orographic complexity, data-scarce, and located in tropical zones. Particularly in the Colombian case, these limitations have been in the upstream basins of the Magdalena River (Alto Magdalena). Understanding the reasons why these limitations have occurred is of special interest due to the importance of these models in the coupled analysis of climatic and hydrological variables. For this reason, in the present work, the analysis initiated by Arboleda (2018) was continued, who implemented the MESH model, which contains an SVAT scheme in the Coello River Basin (CRC) and later in the entire Magdalena-Cauca Macro-basin (MCMC). Through the implementation of MESH an adequate estimation of the streamflows was achieved in downstream and midstream basins of the MCMC, but with poor results in their upstream. So, in order understand the causes of the mentioned deficiency, using the CRC model (Arboleda, 2018), and propose changes to solve them, a water balance variables evaluation (precipitation, evapotranspiration, and streamflows) was made using information such as reanalysis products (MSWEP, ERA5, GLDAS, GLEAM), remote sensing (MODIS16), and observed data (IDEAM). Subsequently, a sensitivity analysis was implemented to optimize the model calibration process. Based on this analysis, the water balance evaluation, and other complementary analyses a methodological strategy was proposed and implemented in four sub-basins of the (Alto Magdalena).

The results showed that this strategy improves the streamflow simulation, according to the NSE metric, and its flow duration curve. However, the model continues to have difficulties, especially on the southeast side of the Alto Magdalena, where according to the analysis carried out, the cause could be a lag of up to four months between the precipitation and the flows observed in its monthly regime. This lag should be evaluated in future research.

Keywords: H-LSS, MESH model, sensitivity analysis, orographic complexity, data scarcity, Alto Magdalena, Coello river basin.

Contenido

	Pág.
1. Introducción	15
1.1 Objetivo general	17
1.1.1 Objetivos específicos	17
2. Estado del arte.....	20
2.1 Breve introducción a la modelación hidrológica y a los Land Surface Schemes (LSS) 20	
2.1.1 Aplicación de modelos LSS	21
2.1.2 Implementación de LSS en cuencas de los Andes	23
2.2 Demanda de información de los modelos LSS, oportunidad de uso de productos globales de información hidrometeorológica y el marco de Budyko	25
2.3 Análisis de sensibilidad en modelos complejos como los LSS	26
3. Metodología.....	29
3.1 Área de estudio: cuenca del río Coello	31
3.2 El modelo MESH, la herramienta VARS y el modelo HBV.....	33
3.3 Métricas de desempeño	37
3.4 Revisión de variables del Balance Hídrico.....	37
3.4.1 Precipitación	38
3.4.2 Caudal.....	39
3.4.3 Evapotranspiración.....	40
3.4.4 Evaluaciones adicionales de la información disponible.....	42
3.5 Sensibilidad Paramétrica.....	44
3.5.1 Análisis de sensibilidad individual/local	44
3.5.2 Análisis de sensibilidad global	46
3.6 Diseño de una metodología aplicable a otras cuencas.....	46
3.6.1 Análisis complementarios	46
3.6.2 Desarrollo de una primera aproximación metodológica.....	47
3.6.3 Selección de subcuencas y aplicación de la estrategia metodológica propuesta	48
3.6.4 Evaluación de los desaciertos de la propuesta metodológica	49
4. Resultados.....	52
4.1 Revisión de Variables del Balance Hídrico	52
4.1.1 Comparación de la precipitación de entrada al modelo MESH con la información de productos de reanálisis de precipitación.	55
4.1.2 Comparación de la información de productos de evapotranspiración	58

4.1.3	Información de estaciones de caudal	62
4.2	Resultados del análisis de sensibilidad paramétrica.....	64
4.2.1	Análisis de sensibilidad individual	64
4.2.2	Análisis de sensibilidad global	68
4.3	Formulación e implementación de la estrategia metodológica.....	69
4.3.1	Primera aproximación	70
4.3.2	Revisión del balance hídrico de otras subcuencas del Alto Magdalena	74
4.3.3	Formulación de la propuesta metodológica y resultados de su implementación en otras subcuencas	75
4.3.4	Evaluación de los desaciertos de la propuesta metodológica	79
4.3.5	Síntesis de la propuesta metodológica.	95
5	Conclusiones y recomendaciones.....	102
5.2	Conclusiones.....	102
5.3	Recomendaciones.....	107

Lista de figuras

	Pág.
Figura 1. Diagrama de flujo con la metodología implementada.	30
Figura 2. Localización de la CRC. Resultados de la modelación realizada por Arboleda (2018) de acuerdo con la métrica de desempeño NSE (Izquierda). Localización y estaciones presentes en la CRC con un buffer de 10 km alrededor de la divisoria (derecha).	32
Figura 3. Esquema de acople de CLASS y WATFLOOD en MESH.....	34
Figura 4. Localización de las cuencas seleccionadas (izquierda). Rango de valores de la métrica NSE obtenidos por Arboleda (2018) para las cuencas seleccionadas (derecha). Elaborada a partir de la información del Earth2Observe y el trabajo de Arboleda (2018).	49
Figura 5. Balance hídrico inicial de MESH en la cuenca del río Coello.	52
Figura 6. Raster de precipitación promedio anual de Arboleda (izquierda). Raster de precipitación promedio anual construido en este trabajo a partir de los registros de las estaciones del IDEAM (derecha).	54
Figura 7. Comparación de la precipitación en las escalas anual, mensual y diaria entre el forzamiento del modelo MESH y dos productos de reanálisis (MSWEP y ERA5).	57
Figura 8. Comparaciones de la evapotranspiración del modelo MESH y productos de evapotranspiración para escalas anual, mensual y diaria.	60
Figura 9. Comparaciones de escorrentía simulada, contra escorrentía observada en las estaciones que se localizan en la cuenca del río Coello (CRC).	63
Figura 10. Balance hídrico de los escenarios propuestos para evaluar la sensibilidad paramétrica en el grupo vegetación. Los parámetros evaluados fueron: Albedo visible promedio (ALV), logaritmo natural de la longitud de la rugosidad (LNZ0), resistencia estomática mínima (RSMIN), profundidad máxima anual de las raíces (ROOT).....	65

Figura 11. Balance hídrico del modelo para los escenarios propuestos con el fin de evaluar la sensibilidad paramétrica en grupos hidrológico e hidráulico.	67
Figura 12. Coeficientes de sensibilidad de los parámetros más sensibles según la métrica de desempeño NSE (izquierda) y evapotranspiración media (derecha).	69
Figura 13. Balance Hídrico de los escenarios propuestos. Se presentan 1_CRC5L (modelo inicial), 2_Pn (escenario de precipitación, donde n es el porcentaje por el cual se incrementa), 6_Par (Escenario de calibración de parámetros sensibles).	70
Figura 14. Curva de duración de caudales para los escenarios óptimos.	72
Figura 15. Diagrama de cajas y patillas para los escenarios evaluados y cada uno de los productos de evapotranspiración utilizados para la comparación.	73
Figura 16. Balance hídrico de otras subcuencas del Alto Magdalena (izquierda). Coeficiente de ajuste de precipitación de acuerdo con información del modelo (derecha).	74
Figura 17. Balance hídrico resultado de implementar la estrategia en otras subcuencas.	76
Figura 18. Curvas de duración de caudal de la propuesta implementada.	78
Figura 19. Diagramas de Taylor para las subcuencas seleccionadas en el Alto Magdalena	80
Figura 20. Valores normalizados de precipitación por mes para HBV(P), K-HBV(KP) y caudales normalizados por mes(Q).	81
Figura 21. Patrones temporales de los promedios diarios mensuales de precipitación y caudal por cuenca.	84
Figura 22. Patrones mensuales de los caudales medidos en otras estaciones del Alto Magdalena.	85
Figura 23. Meses en los cuales se da el primer pico PDM de caudal y precipitación.	86
Figura 24. Meses en los cuales se presenta el segundo pico PDM de caudal y precipitación.	87
Figura 25. Picos de precipitación PDM según los productos ERA5 y MSWEP.	89
Figura 26. Caudal PDM para las estaciones del Alto Magdalena por subperiodo.	92
Figura 27. Localización estaciones de precipitación Alto Magdalena.	93
Figura 28. Valores PDM de estaciones de precipitación cercanas al Alto Magdalena y pertenecientes a las Macrocuencas Amazonas y Orinoco.	95

Figura 29. Diagrama de flujo resumen de la propuesta metodológica para la implementación de MESH en cuencas tropicales de relieve complejo con limitaciones de información.....	97
Figura 30. Red de drenaje en escala 0.1°x0.1°.	98

Lista de tablas

	Pág.
Tabla 1. Características de la precipitación de entrada del modelo y de productos de Información adicional de precipitación, considerada en los análisis.....	39
Tabla 2. Estaciones de caudal en la cuenca del río Coello.....	40
Tabla 3. Información adicional de evapotranspiración considerada en los análisis.....	42
Tabla 4. Propiedades hidrológicas de las cuencas seleccionadas. Elaborada a partir de información recopilada por el Earth2Observe.....	48
Tabla 5. Precipitación por celda.....	54
Tabla 6. Escorrentía estimada en las subcuencas.....	55
Tabla 7. Cálculo de evapotranspiración media anual.....	61
Tabla 8. Precipitación media anual estimada, índice de aridez y evapotranspiración media anual estimada.....	61

1.Introducción

Las interacciones entre el suelo, la vegetación y la atmósfera baja tienen un rol fundamental en el sistema climático terrestre (Fisher y Koven, 2020). Estas interacciones usualmente se representan por medio de esquemas llamados SVAT (proveniente de las siglas en inglés *Surface-Vegetation-Atmosphere Transfer*) o LSS (*Land Surface Scheme*). Estos esquemas empezaron representando el conjunto suelo -vegetación en modelos de circulación global a través de un único compartimento o tanque (Manabe, 1969), pero gracias al desarrollo tecnológico, actualmente incorporan procesos tan complejos como la resistencia estomática, los intercambios de carbono y esquemas de tránsito hidrológico.

Estos esquemas de tránsito hidrológico-incorporados en esquemas LSS- han beneficiado a los modelos climáticos; debido a que han permitido validar a través de observaciones de caudal, los intercambios de agua entre la atmósfera y la superficie terrestre; mejorando la estimación del balance hídrico y de la evapotranspiración (Davison et al., 2016; Soulis et al., 2000).

En otras palabras, estos esquemas de tránsito hidrológico, incorporados en LSS, están contribuyendo a mejorar los acoples entre modelos climáticos y modelos LSS. De otra parte, cuando los LSS no se encuentran acoplados a modelos climáticos (modo fuera de línea), pueden ser implementados utilizando como forzamiento atmosférico productos de observaciones en tierra, datos de sensores remotos o reanálisis.

Cuando se emplean productos de observaciones en tierra para alimentar modelos hidrológicos o LSS, se presenta una gran limitación dado que los datos son registrados de forma puntual y posteriormente espacializados. En otras ocasiones la densidad de los puntos de toma de datos es tan baja que no permite representar adecuadamente la variabilidad espacial para la variable considerada. Esto sucede especialmente en zonas de montaña, debido a que pequeños desplazamientos horizontales generan grandes

cambios en elevación y por tanto cambios en las variables utilizadas como forzamiento atmosférico (Zhao y Li, 2015).

Por otra parte, la implementación de LSS usualmente se ha desarrollado en países del Norte Global, mientras que en países con limitaciones de información o de recursos (Sur Global), las aplicaciones han sido escasas. Tal es el caso del trópico, en donde la aplicación de modelos hidrológicos y LSS no ha sido de la misma magnitud que en otras latitudes (Honek et al., 2018); bajo estas circunstancias, y a manera de ilustración, procesos como el cambio de las hojas de los árboles en bosques tropicales han sido usualmente simulados asumiéndolos como bosques con estaciones, conduciendo a errores (Chen et al., 2020).

Los Andes colombianos pertenecen al trópico, no cuentan con adecuada información hidrometeorológica-sobre todo en la alta montaña-, presentan un relieve complejo y unas interacciones poco entendidas entre el suelo, la vegetación y la atmósfera. Son zonas con altas pendientes, en donde el viento y los procesos convectivos afectan variables como la precipitación (Beck et al., 2020; Strauch et al., 2017). La información disponible es limitada para variables como la evapotranspiración, radiación de onda larga y onda corta, entre otras, requeridas por estos esquemas (Arboleda, 2018).

Algunas de las limitaciones mencionadas han sido abordadas en los trabajos de Tesis de Maestría de Arboleda (2018) y Sánchez (2014). Sánchez (2014) implementó el LSS ISBA, en la cuenca del río La Vieja, mientras que Arboleda (2018) aplicó el modelo MESH en la macrocuenca Magdalena-Cauca y en la subcuenca del río Coello. En ambos casos los modelos tuvieron desempeños deficientes para la simulación de caudales, en el caso de Sánchez (2014) atribuido a la falta de un esquema de tránsito hidrológico del modelo ISBA y en el caso de Arboleda (2018) atribuido a la pobre simulación del flujo base.

El caso de Arboleda (2018) es de especial interés, dado que el modelo H-LSS MESH cuenta con un esquema de tránsito, a diferencia del esquema ISBA. Adicionalmente, en los resultados de Arboleda (2018) se observa que el problema de las simulaciones de caudales diarios se encuentra concentrado en el Alto Magdalena. Esto sugiere que la deficiencia hidrológica del modelo puede obedecer a una causa común o a un conjunto de varias de ellas. De este modo, la hipótesis de esta investigación se plantea postulando que

a partir del análisis detallado de las variables de entrada del modelo y la calibración de parámetros sensibles para las subcuencas del Alto Magdalena, posiblemente se logre mejorar el desempeño del modelo y entender de este modo las causas que originan las deficiencias detectadas durante los procesos de modelación previamente desarrollados.

Considerando lo anterior, en el presente trabajo se establece la siguiente pregunta de investigación: ¿Cuál es la mejor estrategia para combinar ajustes en variables climáticas de entrada y calibración de parámetros sensibles, con fines de mejorar el desempeño del modelo MESH en áreas tropicales de relieve complejo, específicamente en la parte alta de la Macrocuena Magdalena-Cauca?

Los objetivos, que buscan responder la pregunta de investigación planteada se describen a continuación:

1.1 Objetivo general

Identificar las razones que posiblemente explican el limitado desempeño en la simulación de caudales diarios del modelo MESH en la cuenca del río Coello, con el fin de proponer una estrategia metodológica que permita mejorar su implementación en cuencas tropicales de relieve complejo, particularmente en subcuencas del Alto Magdalena.

1.1.1 Objetivos específicos

- Evaluar las variables precipitación (P) (entrada), escorrentía (Q) y evapotranspiración (ET) (salidas) del balance hídrico mensual obtenido mediante la aplicación del modelo MESH, en la cuenca del río Coello, utilizando datos observados en tierra (red de monitoreo del IDEAM), datos de reanálisis (MSWEP, ERA5, GLDAS, GLEAM) y de sensoramiento remoto (MODIS16).
- Identificar los parámetros del modelo MESH que mayormente influyen los resultados del balance hídrico en la escala mensual en cuencas tropicales de relieve complejo, usando como caso de estudio la cuenca del río Coello.
- Formular y aplicar una estrategia metodológica para mejorar el desempeño del modelo MESH en la cuenca del río Coello y en otras subcuencas del Alto Magdalena, con base en ajustes de sus variables hidrológicas (P, Q y ET) y sus parámetros.

Para resolver la pregunta de investigación y alcanzar los objetivos propuestos, se ha implementado el modelo canadiense MESH (Pietroniro et al., 2007). MESH es el resultado de un acople entre el LSS CLASS y el esquema de tránsito del modelo hidrológico Watflood, que usa el concepto de unidades de respuesta agrupada GRU (Kouwen et al., 2006) para incorporar la variabilidad espacial en el modelo. CLASS estima el balance energético e hídrico en cada celda, por cada GRU y a partir de estos balances determina flujos verticales de agua y energía, estimando por celda los flujos horizontales de agua (superficial, interflujo y flujo base), cuyo valor total es enviado a la red de drenaje y luego transitado utilizando Watflood (Pietroniro et al., 2007).

Para continuar con los análisis realizados por Arboleda (2018), en donde MESH fue implementado en la cuenca del río Coello, se seleccionó esta cuenca como caso inicial de estudio. Para esta cuenca se revisaron detalladamente las variables del balance hídrico del modelo, comparándolas con las variables obtenidas a partir de datos observados y de productos de reanálisis y sensores remotos. Adicionalmente, con el fin de establecer una calibración efectiva del modelo, se implementó un análisis de sensibilidad paramétrica por medio de la herramienta VARS-Tool (Razavi et al., 2019). Posteriormente, utilizando los resultados de los dos análisis mencionados, se identificaron las posibles causas que explican el pobre desempeño del modelo MESH en la cuenca del río Coello. Seguidamente, se evaluó si otras cuencas del Alto Magdalena presentaban los mismos inconvenientes y se formuló una estrategia metodológica que fue aplicada en cuatro subcuencas del Alto Magdalena, incluida la del río Coello. Finalmente se revisó la efectividad de la propuesta realizada, implementando el filtro Kalman de ensamblajes restringidos (Pan y Wood, 2006) y el modelo HBV-usask (Razavi et al., 2019).

El documento de Tesis se encuentra organizado de la siguiente manera:

En el capítulo 2 se presenta el estado del arte, en el cual se hace un breve recuento del desarrollo de los modelos LSS. Se describen algunas de sus implementaciones en los Andes, se muestra por qué su implementación requiere un volumen grande de datos y la oportunidad, que ofrecen los productos de variables hidrológicas-provenientes de reanálisis y sensores remotos- para alimentar este tipo de modelos. Finalmente se discute sobre los análisis de sensibilidad en modelos complejos como los LSS.

En el capítulo 3 se detalla la metodología utilizada para responder la pregunta de investigación, describiendo la zona de estudio, el modelo, cómo se realizó el análisis de las variables del balance hídrico, cómo se hizo el análisis de sensibilidad paramétrica y finalmente cómo se propuso e implementó una estrategia metodológica para ayudar a resolver las posibles causas del pobre desempeño del modelo que fueron detectadas.

En el capítulo 4 se presentan los resultados y su análisis, de acuerdo con cada uno de los objetivos específicos planteados y en el capítulo 5 se finaliza con las conclusiones y recomendaciones derivadas del presente trabajo.

2. Estado del arte

2.1 Breve introducción a la modelación hidrológica y a los Land Surface Schemes (LSS)

Numerosas son las razones que apoyan el uso de modelos matemáticos para representar sistemas naturales, entre las que se cuentan realizar predicciones, mejorar el entendimiento de los procesos naturales, mitigar riesgos, elaborar planes, proponer políticas, entre otras (Bokulich y Oreskes, 2017). En sistemas hidrológicos, los modelos pueden ser adicionalmente utilizados para estimar variables que no son medibles fácilmente o que no han sido registradas, como en el caso de cuencas no instrumentadas, en predicciones de inundaciones o sequías, por mencionar algunos ejemplos (Beven, 2012).

Atendiendo estos propósitos, se han desarrollado muchos modelos hidrológicos. En general, estos pueden clasificarse de acuerdo con el tipo de discretización espacial utilizada (distribuidos, agregados o semidistribuidos), la forma en que describen los procesos dentro de la cuenca (empíricos, conceptuales o físicamente basados), o si consideran o no procesos de tipo aleatorio (determinísticos o estocásticos) (Devia et al., 2015).

Un tipo particular de modelos son los así denominados Land-Surface Schemes (LSS) o modelos suelo-atmósfera-vegetación (SVATs). La principal característica de los LSS es que representan-físicamente y de forma distribuida- los flujos de agua y energía, que se dan entre la atmósfera, la vegetación y el suelo, a diferentes escalas espaciales (desde la escala de cuenca hasta la escala global). Inicialmente estos modelos fueron desarrollados como parte de los modelos de circulación atmosférica (GCM's), incorporando el componente de hidrología superficial mediante un modelo de tanque que parametrizaba la vegetación y el suelo como un solo componente (Manabe, 1969; Sellers et al., 1997).

Una segunda generación de modelos LSS incorporó la representación de los siguientes procesos físicos: absorción de radiación, transferencia de momento, control biofísico de la evapotranspiración, intercepción de precipitación, disponibilidad de agua en el suelo para evapotranspiración y separación del suelo desnudo y suelo bajo cobertura vegetal (Sellers et al., 1997; Zhao y Li, 2015). En este caso la vegetación y el suelo se representan como dos elementos distintos que interactúan entre sí.

La segunda generación de LSS se acerca más a una descripción de procesos físicamente basada; en ella se encuentran, entre otros, los modelos: “*original Simple Biosphere (SiB1)*, *Biosphere-Atmosphere Transfer Scheme (BATS)*, *Noah land surface model* y *the land surface model Interactions between Soil, Biosphere, and Atmosphere (ISBA)*” (Zhao y Li, 2015, p.4). Desarrollados en los años 1986, 1993, 2003 y 1989, respectivamente (Dickinson et al., 1993; Ek et al., 2003; Noilhan y Planton, 1989; Sellers et al., 1996).

La tercera generación de LSS se caracteriza principalmente porque además de los intercambios de energía y agua, se modelan los intercambios de carbono entre la superficie y la atmósfera (Zhao y Li, 2015). Por otro lado, los así denominados Hydrological - Land Surface Schemes (H-LSS) también hacen parte de esta tercera generación e incorporan procesos hidrológicos laterales en los modelos LSS, tales como flujo superficial, interflujo, flujo base y esquemas de tránsito (Davison et al., 2016). Las últimas versiones de modelos LSS también pueden incluir procesos como: ciclo del fósforo, procesos de demografía o hidráulica de plantas, ambientes urbanos, gestión de coberturas, entre otros (Fisher y Koven, 2020).

Estos desarrollos muestran la importancia de representar adecuadamente la superficie terrestre en modelos GCM para estudios de clima y cambio climático (Fisher y Koven, 2020). Mejorar esta representación de los procesos físicos naturales, entre una generación y otra de LSS, ha conducido a mejores desempeños de los modelos, tal como se reporta en la literatura especializada y se describe brevemente a continuación.

2.1.1 Aplicación de modelos LSS

Al igual que en un modelo hidrológico, los LSS han sido usualmente aplicados para estimar flujos de escorrentía. Towner et al. (2019) compararon el modelo suelo-atmósfera vegetación H-TESSSEL con el modelo hidrológico PCR-GLOBWB; estudiando su capacidad

para simular caudales extremos en la cuenca del río Amazonas y forzando ambos modelos con diversos productos de precipitación. En este caso, no hubo una clara diferencia entre los resultados de un modelo y otro; por otra parte, la selección del producto de precipitación utilizado mostró importantes variaciones en la escorrentía.

Los productos de precipitación pueden obtenerse de observaciones satelitales, observaciones de radar, modelos climáticos, observaciones en tierra y reanálisis (Beck et al., 2017a). Cuando la precipitación proviene de modelos climáticos, estos modelos pueden acoplarse directamente con los LSS. Holtzman et al. (2020) evaluaron la capacidad del acople del modelo climático regional WRF (Weather Research and Forecasting) y el LSS Noah-MP para realizar estudios de efectos del cambio climático en California, encontrando que el acople puede realizarse adecuadamente para forzar modelos de operación de embalses y para estimar dichos efectos en zonas de topografía compleja. MacDonald et al. (2016) implementaron el LSS llamado CLASS (Canadian Land Surface Scheme) usando como variables de entrada observaciones en tierra y las salidas del modelo climático GEM (Global Environmental Multiscale), para simular variables de la superficie del suelo y sus flujos de agua y energía. Los resultados mostraron similitudes, tanto entre las dos fuentes de variables de entrada, como en las salidas de CLASS (alimentado por ambas fuentes en corridas independientes), siendo ligeramente inferiores las variables del modelo GEM y sus salidas en el acople con CLASS; por tal motivo, MacDonald et al. (2016) consideraron que futuras investigaciones continuarían incluyendo este tipo de acoples e información proveniente de observaciones en tierra.

El desarrollo de estos acoples ha hecho que el componente de vegetación y de suelo en los modelos LSS sea bastante detallado (Fisher y Koven, 2020), abriendo la posibilidad de que los LSS sean útiles para evaluar la influencia de las coberturas en los flujos de energía y agua entre la atmósfera y la superficie. Dias et al. (2015) mostraron cómo los cambios de vegetación natural a agricultura, en una cuenca brasileña, generaron un incremento en la escorrentía y una reducción en la evapotranspiración. Todo esto usando datos observados y simulaciones del modelo INLAND (Integrated Model of Land Surface Processes). Estos autores sugirieron concentrarse en el análisis de los parámetros del suelo en zonas tropicales para identificar cambios en la evapotranspiración y escorrentía, asociados con cambios en la cobertura vegetal, considerando que estos parámetros son

fundamentales en el estudio del balance hídrico de una cuenca. Otro caso similar, en el cual se estudió la influencia de las coberturas vegetales y las texturas del suelo (en esta ocasión solo en los flujos de energía) y se compararon con datos medidos en tierra, es el de Kim et al. (2016); para ello usaron los modelos CLM y Noah LSM, junto con un análisis de sensibilidad paramétrica y encontraron que los flujos de calor latente y sensible, la radiación neta y el flujo de calor del suelo fueron altamente afectados por las texturas del suelo.

Este análisis de cambios de coberturas podría realizarse en Colombia, considerando que, desde el inicio del proceso de paz, la deforestación en el país se ha incrementado notoriamente (Prem et al., 2020). La deforestación puede generar alteraciones en la evapotranspiración, escorrentía y otras variables, cambios que podrían ser evaluados implementando rigurosamente un LSS, como en el caso brasileño (Dias et al., 2015), acompañado de un riguroso análisis de sensibilidad como el reportado por Kim et al. (2016).

Los análisis de sensibilidad son ampliamente utilizados en investigaciones sobre modelos complejos como los LSS. Esto se debe a que en los modelos complejos se representan una gran variedad de procesos físicos y por ello incorporan un gran número de parámetros. Estos análisis permiten identificar aquellos parámetros que mayormente influyen en determinada variable o resultado del modelo. Adicionalmente, reducen la complejidad de los procesos de calibración, en la medida en que reducen el número de parámetros que deben ser calibrados, lo que a su vez reduce el número de corridas necesarias para encontrar el grupo de parámetros óptimos.

Otra aplicación de los modelos LSS reportada en la literatura, estrictamente para los LSS de tercera generación, se refiere al análisis sobre la influencia de la superficie terrestre en los ciclos del carbono. Chen et al. (2020) encontraron que incorporar procesos de caída y crecimiento de hojas, durante temporadas secas en bosques tropicales del Amazonas, en el LSS llamado ORCHIDEE, mejoró los flujos de carbono y agua simulados.

2.1.2 Implementación de LSS en cuencas de los Andes

En cuencas de los Andes, las aplicaciones de modelos LSS han sido escasas. Zulkafli et al. (2013) evaluaron en Perú el desempeño del modelo inglés JULES y para su

implementación usaron un producto de reanálisis combinado de datos observados y del producto de precipitación TRMM 3B42. Concluyeron que el modelo simula deficientemente los flujos base y la evapotranspiración, pero que el desempeño general fue aceptable dado que el fin de estos modelos no es precisamente alcanzar un desempeño perfecto bajo alguna métrica. En cambio, los LSS buscan representar holísticamente los flujos y estados de los diferentes componentes hidrológicos.

En Colombia se reporta la evaluación del esquema ISBA en la cuenca del río La Vieja, realizada por Sánchez (2014). En este caso el modelo también obtuvo un desempeño limitado, dado que generó una baja escorrentía; la autora sugirió acoplar el esquema con un modelo hidrológico distribuido, a fin de incrementar los caudales, o usar el LSS canadiense CLASS.

La más reciente aplicación de un LSS en Colombia corresponde a la modelación de la macrocuenca Magdalena-Cauca (MCMC), realizada por Arboleda (2018), que buscaba estimar la influencia del cambio climático y de los usos del suelo en las variables del balance hídrico de la cuenca como evapotranspiración, escorrentía y humedad del suelo. Para ello implementó el modelo canadiense MESH (Pietroniro et al., 2007) en la MCMC y lo calibró a partir de observaciones diarias de caudal provenientes del IDEAM. Debido a la complejidad del modelo se realizó una implementación inicial de MESH en la cuenca del río Coello. Escoger una cuenca pequeña como la del río Coello permitió realizar simulaciones de prueba. Estas simulaciones de prueba permitieron tomar decisiones respecto a la mejor implementación de MESH en la MCMC. De acuerdo con el autor del trabajo, en la simulación de caudales el modelo obtuvo un buen desempeño en las partes media y baja de la MCMC, mientras que sus resultados fueron deficientes en la cuenca alta.

Considerando los resultados de Arboleda (2018), las fortalezas y debilidades del modelo MESH en la MCMC, así como sus potenciales aplicaciones (entre las cuales se encuentran: analizar efectos del cambio climático, del cambio de coberturas vegetales y en forma más aplicada del cambio en la circulación del carbono en la superficie terrestre), resulta pertinente profundizar en la aplicación de modelos LSS en los Andes colombianos, buscando entender el porqué de las debilidades del modelo implementado en la MCMC en el Alto Magdalena.

2.2 Demanda de información de los modelos LSS, oportunidad de uso de productos globales de información hidrometeorológica y el marco de Budyko

Una de las dificultades más grandes que se enfrenta a la hora de implementar un esquema LSS o H-LSS es la demanda de información que pueden tener este tipo de modelos. Por ejemplo, para implementar el modelo MESH en la MCMC, Arboleda (2018) utilizó información espacializada de precipitación, temperatura, radiación de onda larga y onda corta, humedad específica, velocidad del viento y presión atmosférica. Estas variables se encontraban inicialmente en escala diaria, no obstante, por requisitos del modelo, fueron re-escaladas a una resolución de tres horas (Arboleda, 2018). Adicionalmente, se obtuvieron mapas de elevación digital, cobertura vegetal, texturas del suelo, y utilizando el modelo de elevación digital se determinaron las direcciones de flujo. Por otra parte, Sánchez (2014) para la implementación del esquema ISBA obtuvo información de precipitación, temperatura media, radiación de onda larga y corta, velocidad zonal y meridional de vientos, presión en superficie y humedad específica, también en escala subdiaria, junto con información de coberturas vegetales.

La dificultad -que implica esta alta demanda de información- se profundiza cuando se implementan modelos LSS, en cuencas que no cuentan con estaciones de medición, o está siendo suspendidas la toma de datos. Por ejemplo, en los Andes colombianos se ha reducido el número de estaciones que monitorean la precipitación (Rodríguez et al., 2019) y no se tiene una red robusta de mediciones en tierra de velocidad del viento o presión atmosférica (Arboleda, 2018).

En la literatura se puede encontrar el uso de productos globales de variables hidrológicas, como una alternativa para implementar diferentes tipos de modelos en cuencas no instrumentadas. En el caso de la MCMC, Elgamal et al. (2017) utilizaron los productos de precipitación de la misión TRMM (Kummerow et al., 2000), junto con datos de precipitación observada para modelar toda la MCMC. Por otro lado, Arboleda (2018) obtuvo de los productos de reanálisis ERA-Interim, las variables cuyas mediciones en tierra no contaban con redes de monitoreo aceptables, de acuerdo con su proceso de modelación. En cuencas colombianas de menor tamaño, Duque (2019) utilizó el producto de precipitación

MSWEP (Beck et al., 2017) para estimar nuevos campos de precipitación en zonas no instrumentadas.

Otra alternativa, para estimar valores medios de variables no medidas, como la evapotranspiración real, es el uso de los postulados de Budyko (Budyko, 1974). Estos postulados sostienen que la evapotranspiración real (ET) se encuentra controlada por la presencia de agua, determinada por la precipitación (P) y por la presencia de energía, determinada por la evapotranspiración potencial (ETP) (Sposito, 2017); esta relación se puede expresar como se muestra en la Ecuación 1.

$$ET = f(ETP, P) \quad (1)$$

Sobre los postulados de Budyko, diversos autores han propuesto ecuaciones que expresan la ET en función de la ETP y P (Mianabadi et al., 2019). Con estas ecuaciones se puede estimar la ET media en cuencas con información escasa. También podría hacerse el proceso inverso, estimar la precipitación expresándola en términos de la escurrentía (R) y la evapotranspiración potencial, asumiendo cambios nulos en el almacenamiento durante largos periodos de tiempo $P = R + ET$. Aplicaciones del postulado del Budyko, como las mencionadas anteriormente, pueden ser encontradas en Beck et al. (2020); en este caso los autores generaron tres productos de coeficientes de corrección de la precipitación- para ajustar tres diferentes productos de precipitación- buscando incorporar los efectos del viento (en zonas de complejidad orográfica) en los valores medidos de esta variable.

2.3 Análisis de sensibilidad en modelos complejos como los LSS

La alta demanda de información de esquemas LSS, descrita en la sección anterior, se debe principalmente a la complejidad de los procesos naturales que representan. La complejidad es tal, que Fisher y Koven (2020) los consideran como la más sofisticada herramienta, desarrollada hasta ahora, para predecir los cambios de las condiciones físicas de la superficie de la tierra.

Como se ha discutido, los procesos representados en estos modelos iniciaron con flujos verticales de energía y agua en superficie y a través del tiempo se incorporaron más

propiedades como coberturas vegetales, resistencia estomática, humedad del suelo, dinámicas vegetales, ciclo del carbono, ciclo de nutrientes, cambios en usos del suelo, irrigación de cultivos y flujos laterales (Fisher y Koven, 2020). Cada una de estas incorporaciones, trajo consigo un conjunto de parámetros (definidos dentro de la estructura matemática del modelo por medio de ecuaciones y algoritmos). Estos parámetros en muchas ocasiones pueden ser difíciles o imposibles de medir, corresponder a una idealización o promedio y por tanto, traer consigo incertidumbres en las salidas del modelo (Bokulich y Oreskes, 2017).

Una estrategia para afrontar esta dificultad ha sido calibrar los modelos, cambiando los parámetros para asemejar de la mejor manera posible las simulaciones de determinada variable con las observaciones que se tengan disponibles (Bokulich y Oreskes, 2017). Sin embargo, cada parámetro impacta el modelo - o alguna de sus variables simuladas- en diferente medida. Los análisis de sensibilidad son frecuentemente utilizados para estimar en qué medida, cambios en los parámetros afectan las variables simuladas en el modelo (Bokulich y Oreskes, 2017). Adicionalmente sirven para: estimar la incertidumbre producida por cada parámetro, como herramienta para optimizar el modelo, entender mejor los procesos dentro del modelo y sus interacciones, o para identificar errores (Saltelli et al., 2019).

Los análisis de sensibilidad pueden ser clasificados entre locales y globales. Los análisis locales se realizan modificando los parámetros de forma individual y observando los cambios que esta modificación produce en las salidas del modelo (Haghnegahdar et al., 2017). Se trata de un análisis de fácil implementación, que puede dar lugar a errores porque no considera la interacción paramétrica o no linealidad del modelo. A diferencia de los análisis locales, los análisis globales buscan considerar la interacción paramétrica modificando varios parámetros simultáneamente y no de forma individual (Haghnegahdar et al., 2017).

En la literatura los análisis de sensibilidad son ampliamente aplicados a modelos complejos en disciplinas diferentes a la hidrología, como medicina, química, farmacología, toxicología, entre otras; sin embargo, en muchos casos solo se implementan análisis locales. Un análisis de la base de datos Scopus, realizado por Saltelli et al. (2019), muestra cómo en un grupo de artículos seleccionados y ampliamente citados, 47% caen en el error

de realizar únicamente análisis de sensibilidad local, sin considerar el efecto producido por la no linealidad de los modelos.

Los análisis de sensibilidad global pueden ser realizados mediante simulaciones de Montecarlo, alterando los parámetros de forma aleatoria y observando el comportamiento de la variable simulada de interés mediante “dotplots”. Sin embargo, este método requiere de un amplio número de muestras para representar adecuadamente el espacio parametral. Otro enfoque como VARS (*Variogram Analysis of Response Surfaces*) (Razavi et al., 2019) combinado con una estrategia de muestreo como PLHS (*Progressive Latin Hypercube Sampling*) (Sheikholeslami y Razavi, 2017), permite de forma más eficiente realizar rigurosos análisis de sensibilidad global.

Aplicaciones de este tipo han logrado identificar parámetros sensibles en esquemas LSS. Por ejemplo, Haghnegahdar et al. (2017) encontraron que el modelo MESH implementado en la cuenca del río Nottawasaga, considerando las métricas de desempeño NSE, logNSE y PBIAS, estimadas a partir de caudales observados y simulados, era altamente sensible a la profundidad permeable del suelo y al factor de rugosidad del canal. Adicionalmente, Bajracharya et al. (2020), realizaron un análisis de sensibilidad al modelo HYPE implementado en la cuenca del río Nelson Churchill, con base en las métricas NSE (*Nash-Sutcliffe Efficiency Coefficient*), PBIAS(*Percent Bias*), NRMSE(*Normalized Root Mean Square Error*) y SFLDC (*Slope of the Flow Duration Curve*) y encontraron que alrededor del 32% de los parámetros no eran influyentes y podían ser eliminados de la calibración. Además, algunos parámetros, que en el análisis de largo plazo no mostraron sensibilidad, sí fueron altamente sensibles en escalas mensuales, debido a su influencia en el periodo de derretimiento de nieve.

3. Metodología

La metodología empleada tuvo tres componentes principales, de acuerdo con cada objetivo específico propuesto; dos de ellos corresponden a un diagnóstico y evaluación, y el tercero a la formulación de la estrategia metodológica propuesta.

El primer componente consistió en realizar un análisis sobre las variables simuladas y de entrada al modelo, pero solo en lo concerniente al balance hídrico, es decir precipitación, evaporación y escorrentía. Este análisis buscó comparar la magnitud y distribución espacial y temporal de estas variables en el modelo, con otras fuentes de información disponibles. En la Figura 1 se presentan para el caso de la precipitación, las fuentes de información utilizadas para su análisis. Adicionalmente, se observa el tratamiento que se le dio a los ráster y series de precipitación de las fuentes de información. Con respecto a la escorrentía, la Figura 1 identifica como fuente de datos las series del IDEAM y la comparación con las salidas del modelo, analizando la distribución de los caudales en milímetros en las subcuencas seleccionadas. Igualmente, la Figura 1 presenta el análisis de las series en escalas anual y mensual. Finalmente para el caso de la evapotranspiración, se presentan en la Figura 1 los productos y métodos utilizados para evaluar la evapotranspiración, junto con el tratamiento que corresponde al análisis a través de las escalas anual y mensual.

El segundo componente corresponde a un análisis de la parametrización del modelo MESH. Para tal fin, se profundizó en el estudio de la influencia de los parámetros sobre la simulación de flujos. Al igual que para el primer componente, el análisis se enfocó en el balance hídrico, la métrica de desempeño NSE y la CDC. Para ello, se implementaron un análisis de sensibilidad local y un análisis de sensibilidad global; el análisis de sensibilidad individual se implementó como apoyo para el análisis de sensibilidad global (ver sección 3.5). En la Figura 1 se muestran los pasos del análisis realizado. Para la sensibilidad local, se observa como primer paso el planteamiento de escenarios y la aplicación de los mismos en el modelo tipo; para la sensibilidad global, se observa como primer paso la definición

de los rangos de los parámetros, su implementación en la herramienta VARS acoplada con OSTRICH y como resultado de los dos análisis la influencia en el balance hídrico y la métrica de desempeño escogida.

El tercer componente consistió en el desarrollo y aplicación de una propuesta de implementación del modelo MESH en las subcuencas del Alto Magdalena, fundamentado en los hallazgos de los componentes 1 y 2 de esta metodología (ver Figura 1). Posteriormente se analizaron los resultados de la implementación, complementando con el modelo HBV implementado en la CRC, las salidas del modelo implementado por Arboleda (2018) e información adquirida y procesada en el proyecto Earth2Observe(Rodríguez et al., 2019).

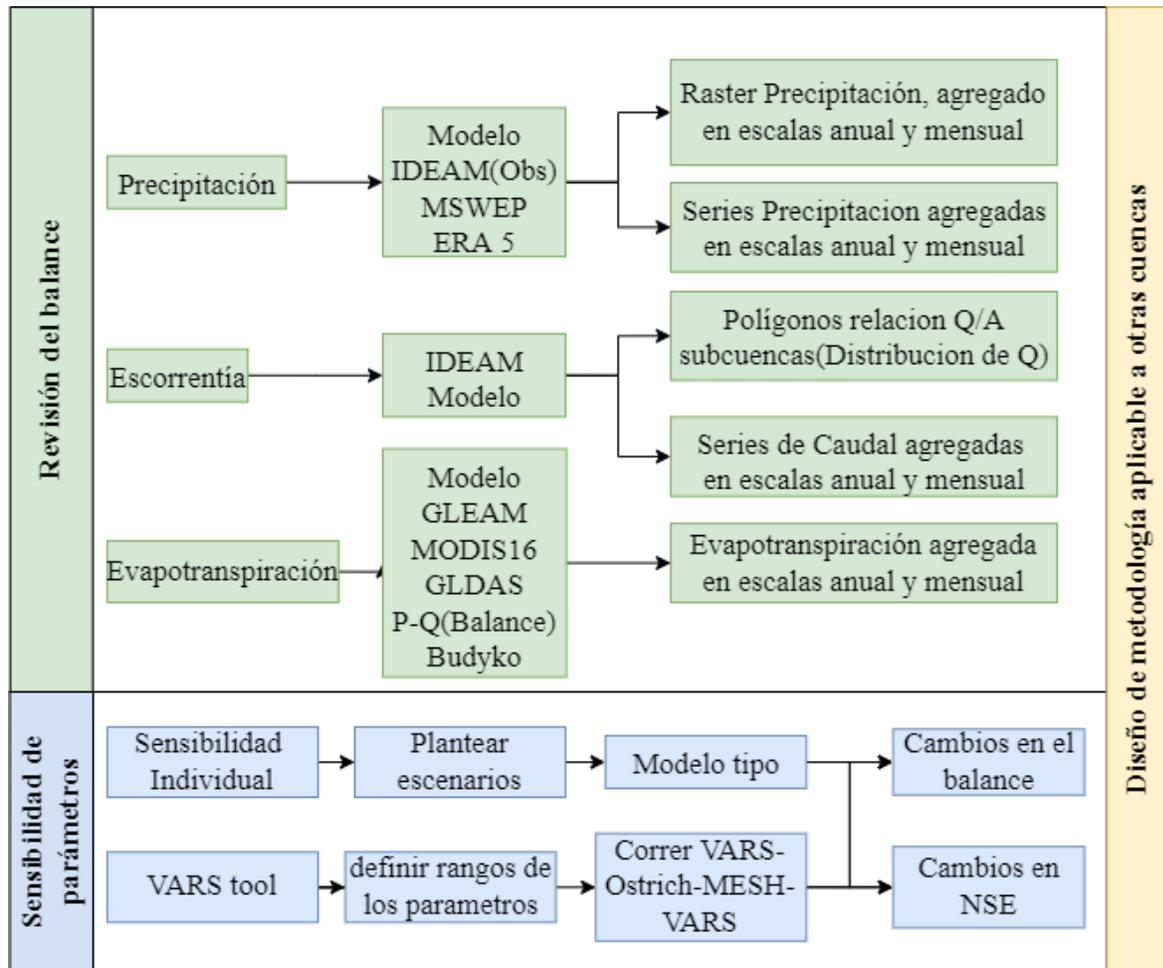


Figura 1. Diagrama de flujo con la metodología implementada.

3.1 Área de estudio: cuenca del río Coello

La cuenca del río Coello (CRC) se localiza en el Alto Magdalena, al suroccidente de Bogotá, en ella se encuentran la ciudad de Ibagué y otros pequeños municipios como Cajamarca y Rovira. De esta cuenca son tributarios los ríos Bermellón, Cocora, Toche y Combeima (CORTOLIMA, 2019b). Cuenta con un área de drenaje de 1530 km² hasta la estación hidrométrica Payandé operada por el IDEAM. La precipitación media anual es de 1630 mm y la esorrentía media anual de 826 mm. Respecto a la clasificación climática, cuenta con 12 clases de clima, siendo las más representativas Frío Semihúmedo, Templado Semihúmedo y Páramo Bajo Semihúmedo, correspondiendo al 32.04%, 19.48%, y 16.38% del total de la cuenca, respectivamente (CORTOLIMA, 2019a).

Esta cuenca fue seleccionada como caso de estudio para implementar el modelo MESH, durante el periodo de 1980 a 2011, en una resolución espacial de 0.1°x 0.1°, paso de tiempo de 3 horas en las variables de entrada y diario en las salidas, e inicialmente representando la variabilidad espacial a través de la elevación.

La selección de esta cuenca como zona de estudio obedeció a tres razones: 1) El tamaño de la cuenca es ideal para analizar un modelo LSS, 2) Existe un modelo previo implementado en MESH, junto con otras investigaciones en esta cuenca, que podrían aportar información valiosa. 3) El desempeño del modelo MESH implementado en la MCMC no fue el esperado, permitiendo seleccionarse como caso de estudio inicial en la cuenca del Alto Magdalena.

Debido al tamaño de la cuenca, el tiempo de cómputo es más corto, si se compara con una cuenca de gran tamaño, porque la heterogeneidad espacial puede ser representada adecuadamente usando un número reducido de GRUs y en el mismo sentido, el número de celdas sobre las cuales CLASS realiza los balances hídricos y de energía es menor.

Adicionalmente, Arboleda (2018) tiene dos representaciones en MESH de esta cuenca, una incorporada dentro de la modelación de la MCMC y otra como una pre-implementación individual que sirvió para seleccionar la mejor configuración para la MCMC. Esto representa una ventaja, debido a que elaborar un modelo en MESH requiere de un gran esfuerzo, tanto por la información necesaria para correrlo, como por la creación de los archivos de entrada, luego este esfuerzo ya ha sido acometido y se puede profundizar en

y con un área de influencia de 10 km alrededor de la divisoria de la cuenca. De estas estaciones se obtuvo información de precipitación y escorrentía. No se contaba con información de evapotranspiración, solo con datos de tanque evaporímetro. Para estos datos, durante el periodo de 1980 a 2012, la ausencia de información varió entre 23% y 100%, por tal motivo no pudieron ser tenidos en cuenta en los análisis.

3.2 El modelo MESH, la herramienta VARS y el modelo HBV

MESH es un H-LSS, escrito en lenguaje FORTRAN, que se puede correr desde Windows o Linux por medio de código bash. Fue desarrollado por Environment and Climate Change Canada, como parte del sistema de modelación MEC (Modélisation Environnementale Communautaire), cuya principal característica es el acoplamiento de un modelo hidrológico y un esquema SVAT (Pietroniro et al., 2007). En este caso el LSS corresponde al modelo canadiense CLASS y los procesos hidrológicos corresponden al modelo WATFLOOD. Su aplicación en cuencas de latitudes bajas-donde la nieve no es un proceso determinante-, como las cuencas colombianas, es posible debido a que cuenta con rutinas que se activan y desactivan con las temperaturas (Verseghy, 2009). Además, la heterogeneidad espacial es representada por medio de GRUs (Grouped Response Units) (Kouwen et al., 2006).

Los GRU pueden asimilarse en el modelo como una subcuenca (Kouwen et al., 2006), que tiene sus propios parámetros. Este método de representación espacial consiste en sumar los aportes hídricos de dichas subcuencas antes de ser transitados, en este caso por Watflood (Kouwen et al., 2006). Esto permite representar en una celda varias subcuencas y replicar las propiedades de estas subcuencas en otras celdas sin incrementar el costo computacional. La Figura 3 muestra un ejemplo de cómo se puede representar dentro de varias celdas la heterogeneidad espacial, por ejemplo, se observa como el GRU 3 se ubica en dos celdas, lo que permite representar la heterogeneidad espacial dentro de las dos celdas, y mantener los mismos parámetros del GRU 3. CLASS simula la interacción de flujos por GRU dentro de cada celda, agrupa y repite en todas las celdas (utiliza un bucle anidado, donde el cálculo por GRU con índice 'j' es un bucle dentro del bucle de cálculo para las celdas con índice 'i').

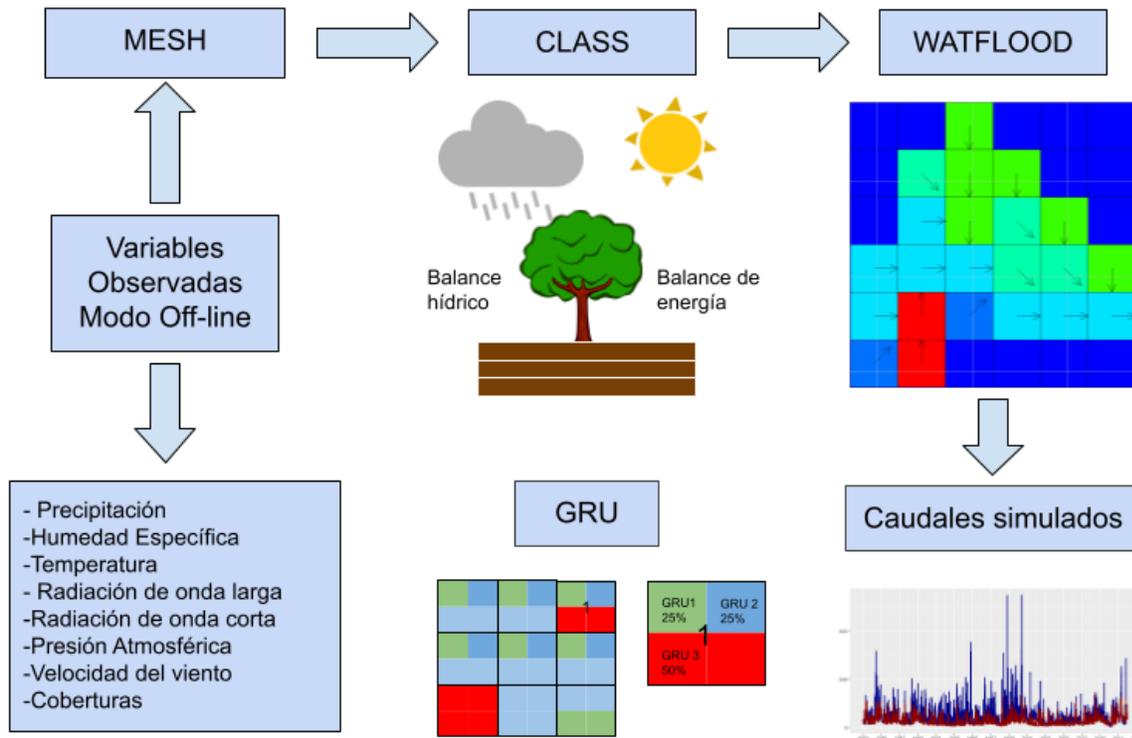


Figura 3. Esquema de acople de CLASS y WATFLOOD en MESH.

CLASS es un LSS de segunda generación que inició su desarrollo en 1987, es el encargado, como componente de MESH, de calcular los flujos verticales de energía y agua (Verseghy, 2000). Los flujos de energía son calculados por medio de la ecuación de balance de energía y con el balance de energía se estiman las tasas evaporativas. El contenido de agua del suelo es función (entre otras variables) de las tasas evaporativas. Los flujos de agua en el suelo se calculan usando la ecuación de Darcy para el drenaje vertical, y el método de Green y Ampt para la infiltración (Verseghy, 2000).

CLASS, en MESH, apoyado por otras subrutinas (como WATROF para calcular el interflujo), estima el flujo superficial por medio de la ecuación de Manning y un tanque superficial, bajo la concepción del modelo, esto solo ocurre en eventos extremos (Soulis et al., 2000). El interflujo es estimado por medio de una aproximación de la ecuación de Richards en una dimensión (Soulis et al., 2000). El flujo base es determinado por el agua que llega hasta la última capa de suelo del modelo.

Watflood, por otro lado, fue desarrollado para pronósticos de inundación dando una extremadamente rápida respuesta (Kouwen, 1998). Calcula la escorrentía total en cada celda mediante la suma de las estimaciones de escorrentía superficial, flujo subsuperficial y flujo base, que son salidas de CLASS. Luego la escorrentía total de cada celda es transitada a través de un canal por medio de un esquema de tránsito de tanque (storage routing), que involucra la ecuación de continuidad (Kouwen, 1998).

La información requerida por el modelo, mencionada brevemente en el estado del arte, corresponde a: mapas de precipitación, humedad específica, temperatura, radiación de onda larga y onda corta, presión atmosférica y velocidad del viento. Adicionalmente, para realizar calibraciones del modelo requiere series observadas de caudal, junto con mapas de coberturas vegetales para representar la heterogeneidad espacial. Para el caso de este trabajo, se utilizó la información obtenida por Arboleda (2018) y productos del proyecto Earth2Observe (Rodríguez et al., 2019).

MESH requiere toda esta información debido a la complejidad de los procesos que simula, del mismo modo su implementación requiere definir un amplio número de parámetros, esta condición fue abordada por Arboleda (2018) por medio de procesos de calibración. En el presente trabajo se abordará utilizando una herramienta de análisis de sensibilidad paramétrica llamada VARS (Razavi et al., 2019).

VARS

VARS es un software (libre para propósitos no comerciales) de análisis de incertidumbre y sensibilidad paramétrica desarrollado en Canadá, especial para modelos altamente parametrizados como MESH (Razavi et al., 2019). Permite, a través de una métrica llamada IVARS, identificar los parámetros que más impacto tienen en las salidas del modelo estudiado. Haghnegahdar y Razavi (2017) sostienen que más del 90% de la variabilidad de la respuesta del modelo es controlada por un pequeño grupo de parámetros, permitiendo concentrar los esfuerzos de calibrar modelos altamente parametrizados como MESH en este grupo, una vez se ha podido determinar su sensibilidad.

El primer paso que realiza VARS es un muestreo del espacio parametral, para ello, utiliza la estrategia del hipercubo latino; esta estrategia permite que las muestras se distribuyan

de forma homogénea en el espacio de los parámetros (Sheikholeslami y Razavi, 2017) (Sheikholeslami y Razavi, 2017). Después de generar las muestras en el espacio, altera de forma individual los parámetros por cada muestra y calcula la varianza. Finalmente, por parámetro, se suman las varianzas de todos los escenarios para obtener una varianza total; el coeficiente de sensibilidad es la varianza total del parámetro dividida entre la varianza total de todos los parámetros.

La herramienta VARS fue escogida porque ha sido implementada previamente para evaluar la sensibilidad de MESH (Haghnegahdar et al., 2017), y esto ofrece un marco de referencia para los resultados que se puedan derivar de su utilización en el presente trabajo. Adicionalmente, la técnica de muestreo del espacio parametral que se incorporó en la herramienta, distribuye las muestras en dicho espacio, mejor que otras técnicas de muestreo aleatorio (Sheikholeslami y Razavi, 2017).

El modelo HBV-Usask

MESH es un modelo, cuya implementación requiere de un amplio esfuerzo, y por tal motivo, evaluar la efectividad de una propuesta, por ejemplo, que modifique la precipitación del modelo, puede requerir mucho más esfuerzo en MESH que en un modelo menos complejo. Por otro lado, a partir de un único modelo, no es posible identificar si las inconsistencias en las simulaciones de los caudales se deben a errores en los datos, es decir, si dos modelos diferentes llegan a resultados similares a partir de los mismos datos.

Bajo estas consideraciones, el modelo HBV-Usask (Razavi et al., 2019) fue escogido, buscando apoyar la modelación de MESH, permitiendo hacer una rápida evaluación de las propuestas, previa a la implementación de MESH y adicionalmente pudiendo revisar el desempeño de MESH respecto al desempeño de un modelo de referencia. Este tipo comparaciones es posible debido a que los modelos conceptuales se apoyan en el balance hídrico (Newman et al., 2017). En este caso se espera que en comparación con las simulaciones de caudal de MESH, los resultados de las simulaciones de caudal de HBV-Usask se aproximen mejor a los datos observados; debido a que HBV-Usask puede ser calibrado con un mayor número de iteraciones(dado el corto tiempo que toma cada corrida) y MESH puede verse limitado, por las restricciones de los procesos físicos del modelo (Newman et al., 2017). Sin embargo, es importante recalcar, que, a pesar de sus

limitaciones, implementaciones de modelos como MESH, permiten estimar ciertas variables (como: intercambios de flujos por cobertura, de forma distribuida) y simular escenarios (como: cambios en coberturas vegetales) que en otros modelos como HBV no es posible.

HBV es un modelo hidrológico planteado por Lindström et al. (1997) e interpretado por Razavi et al. (2019), en Matlab y Python. Es un modelo conceptual, agregado, por lo que sus entradas y salidas, corresponden a series de datos, del mismo modo sus parámetros son definidos para toda una cuenca sin considerar su heterogeneidad espacial. Sus variables de entrada son precipitación y temperatura media, en escala diaria, además evapotranspiración potencial mensual y temperatura media mensual y para realizar calibraciones, las series observadas de caudal son necesarias también. Estos datos de entrada se obtuvieron a partir de los datos del modelo MESH implementado en la CRC.

3.3 Métricas de desempeño

Como se discutió en el estado del arte, los esquemas SVAT se han acoplado a modelos hidrológicos, entre otras razones, para realizar validaciones y mejorar los balances hídricos estimados a partir de las observaciones de caudal (Soulis et al., 2000). Por este motivo, el desempeño del modelo se estudió a través de los caudales simulados y observados. A lo largo de este documento, el término “desempeño del modelo”, siempre hace referencia a la proximidad entre estas dos variables. La métrica NSE (Nash y Sutcliffe, 1970) se empleó para las calibraciones y el análisis de sensibilidad Global, debido a su amplio uso en la literatura. La curva de duración de caudales (CDC) se utilizó como complemento para verificar los resultados de las calibraciones, teniendo en cuenta las limitaciones propias del coeficiente NSE, que también han sido ampliamente reportadas (Ferreira et al., 2020; Mancipe-Munoz et al., 2014).

3.4 Revisión de variables del Balance Hídrico

La revisión de las variables del balance hídrico se hizo a través de comparaciones entre los datos del modelo y otras fuentes de datos. Estas comparaciones se hicieron con base en la magnitud y distribución espacial y temporal de las variables, buscando identificar posibles inconsistencias. Para ello se usaron como base los archivos de entrada y salida

del modelo de la CRC implementado por Arboleda (2018), información del IDEAM, productos globales de precipitación y evapotranspiración, modelos digitales de elevación, archivos de cuencas delimitadas en el proyecto Earth2Observe, entre otros.

3.4.1 Precipitación

La precipitación de entrada al modelo fue obtenida en el marco del proyecto Earth2Observe (Rodríguez et al., 2019), a partir de datos de estaciones pluviométricas pertenecientes al IDEAM. Estos datos son observaciones puntuales, pero por los requisitos de MESH se espacializaron con una resolución de $0.1^{\circ} \times 0.1^{\circ}$ (aproximadamente 11 x 11 km). Arboleda (2018) provee una descripción detallada de la metodología implementada, que en resumen consistió en usar Kriging con deriva externa para la interpolación espacial, sin llenado de datos faltantes. Cuando se presentaron datos faltantes - en un día y en una localización determinada- dicha estación era excluida de la interpolación- únicamente en el mismo día- Este punto es importante porque como se verá en los resultados de este trabajo, la precipitación de entrada al modelo parece estar erróneamente espacializada y la omisión de datos podría ser una de las razones para ello.

Adicionalmente, se utilizó dentro del análisis desarrollado en este estudio la información de las estaciones del IDEAM con registros de lluvia, que sirvieron para generar los mapas diarios de precipitación del modelo de la MCMC. Del total, se seleccionaron aquellas estaciones que contaban con más de un año de datos y se encontraban dentro de un corredor de 10 km alrededor de la CRC (ver Figura 2). La distancia del corredor fue seleccionada, buscando incluir estaciones, que representaran el régimen de precipitación en el contorno.

Para comparar la precipitación de entrada al modelo con otros conjuntos de datos, se utilizaron los productos de reanálisis y teledetección MSWEP V1 (Beck et al., 2017b), y ERA5 (Hersbach et al., 2020).

MSWEP V1 es un producto global de precipitación, espacializado por celdas. Para su desarrollo se utilizaron datos de precipitación provenientes de observaciones en tierra, datos de reanálisis y productos satelitales. Los detalles sobre cómo se hizo el ensamble

de estos productos se presenta en Beck et al. (2017b). MSWEP se encuentra en una resolución espacial de $0.25^{\circ} \times 0.25^{\circ}$, con paso de tiempo diario.

ERA5 es un producto de reanálisis global, espacializado por celdas, desarrollado por el ECMWF (European Centre for Medium-Range Weather Forecasts) Este producto es el resultado de combinar datos de modelos y observaciones. Para este trabajo se empleó la versión ERA5-Land, que se encuentra en una resolución espacial de $0.1^{\circ} \times 0.1^{\circ}$ y con paso de tiempo horario (Muñoz Sabater, 2019).

Estos productos fueron escogidos porque han sido implementados previamente en Colombia. En el caso de MSWEP, Duque (2019) encontró un buen desempeño cuando se utilizó en la modelación hidrológica de la cuenca del río Casanare. El autor desconoce usos en la región de ERA5-Land, pero sí de su antecesor ERA-Interim, para estimar índices de aridez y regulación hídrica (Rodríguez et al., 2019). La Tabla 1 contiene un resumen de las características y las referencias de estos productos.

Tabla 1. Características de la precipitación de entrada del modelo y de productos de Información adicional de precipitación, considerada en los análisis.

Nombre	Formato	Resolución Espacial	Resolución temporal	Periodo	Referencias
Modelo	Raster	0.1°	3 horas	1980-2011	(Arboleda, 2018)
MSWEP V1	Raster	0.25°	Diaria	1979-2015	(Beck et al., 2017)
ERA-5Land	Raster	9km	Horaria	1981-Presente	(Muñoz Sabater, 2019)
Estaciones IDEAM	Serie	No aplica	Diaria	1980-2011	

3.4.2 Caudal

En la zona de estudio el IDEAM cuenta con 8 estaciones hidrométricas, cuyos datos corresponden a caudales medios diarios. El modelo de la CRC elaborado por Arboleda (2018) utilizó en el proceso de calibración las estaciones Payandé y Puente Carretera. Por tanto, se tienen series observadas y simuladas de estas dos estaciones, a su vez ellas cuentan con el mayor número de datos observados disponibles. En la Tabla 2 se presentan las 8 estaciones, con su respectivo código, georreferenciación, datos existentes en el periodo de análisis y el periodo de tiempo en el cual tienen información. Estas estaciones

fueron utilizadas para comparar la magnitud y temporalidad en la estación Payandé, y los caudales simulados por el modelo hasta este punto.

Tabla 2. Estaciones de caudal en la cuenca del río Coello.

Código	Nombre	Latitud	Longitud	Datos Período	Período
21217070	PAYANDE	4.3	-75.08	10147	1983-2012
21217120	PTE_CARRETER A	4.383	-75.28	10214	1980-2008
21217140	PTE_LUISA	4.333	-75.52	9070	1985-2012
21217180	MONTEZUMA	4.467	-75.28	10746	1980-2009
21217200	CARMEN_EL	4.283	-75.2	9496	1985-2010
21217220	SAN_VICENTE	4.533	-75.3	8105	1984-2008
21217250	BOCATOMA	4.45	-75.25	9875	1985-2012
21217260	YULDAIMA	4.433	-75.23	8491	1984-2010

3.4.3 Evapotranspiración

Una de las salidas del modelo MESH es la evapotranspiración real total diaria por GRU y para toda la cuenca. Sin embargo, esta salida no se puede comparar con datos observados, porque durante el periodo de análisis no hay registro de los mismos. Esto representa una gran dificultad porque impide verificar si el modelo está haciendo una adecuada estimación de esta variable, por tal motivo, se optó por estimar la evapotranspiración-media anual- usando la ecuación original de Budyko (1974) (ecuación 2) y la ecuación propuesta por Carmona et al. (2016) (ecuación 3) para ambientes húmedos (o semi húmedos, como el caso de la cuenca del río Coello). Ambas ecuaciones requirieron estimar la evapotranspiración potencial, para ello, se empleó el método de Hargreaves y Samani (1982) (ecuación 4); esta elección se debió a la información disponible y a la recomendación y satisfactoria aplicación por parte de otros autores en la región (Carmona et al., 2016; Kaune et al., 2019). El método de Hargreaves y Samani (1982) se implementó usando datos de temperatura máxima y mínima. Estos datos se extrajeron de mapas diarios de cada variable, elaborados en el proyecto Earth2Observe, cuya resolución es 0.1°x0.1°. Dichos mapas se convirtieron en series de tiempo promediando el valor de cada celda, permitiendo estimar la evapotranspiración potencial y finalmente la evapotranspiración media.

$$\Psi = \left[\Phi \tanh\left(\frac{1}{\Phi}\right) (1 - \exp(-\Phi)) \right]^{\frac{1}{2}} \quad (2)$$

$$\Psi = 0.66\Phi^{0.83} \quad (3)$$

$$ET_o = 0.0023Ra * (TC + 17.8) * TR^{0.5} \quad (4)$$

$$\Psi = \frac{Eta}{P} \quad (5)$$

$$\Phi = \frac{ET_o}{P} \quad (6)$$

Eta = Evapotranspiración media anual (mm/año).

Φ = Índice de aridez.

Ψ = Índice de evaporación.

P = Precipitación media anual (mm/año).

ET_o = Evapotranspiración potencial (mm/año).

Ra = Radiación Extraterrestre (mm/día).

TC = Temperatura media diaria (C).

TR = Temperatura máxima diaria (C) - Temperatura mínima diaria (C).

Adicional al cálculo de la evapotranspiración media, se recopiló información de los productos de evapotranspiración GLEAM (Martens et al., 2017), GLDAS (Rodell et al., 2004) y MODIS16 (Maccherone, 2014).

GLEAM de las siglas *Global Land Evaporation Amsterdam Model*, es un producto de evapotranspiración global, distribuido en celdas. Este producto es el resultado de un conjunto de algoritmos que representan sólo procesos fundamentales que controlan la evapotranspiración a gran escala, manteniendo un enfoque simple o “minimalista”(Martens et al., 2017).

El producto de evapotranspiración de GLDAS (por sus siglas en inglés *Global Land Data Assimilation System*), al igual que GLEAM, es global y distribuido en celdas, GLDAS se

construyó a partir de la combinación de datos provenientes de modelos tipo SVAT e información observada, en este caso el producto se derivó del modelo NOAH (Niu et al., 2011).

MODIS16 es un producto global de evapotranspiración, proveniente de datos de sensores satelitales, hace parte del proyecto NASA/EOS cuyo objetivo es estimar la evapotranspiración global. Se encuentra en una resolución espacial de 500x500m, siendo mucho más detallada espacialmente que GLEAM y GLDAS, pero la información tiene pasos de tiempo de 8 días y cubre solo el periodo del año 2000 al año 2010. Los detalles del producto se encuentran en (Maccherone, 2014).

Estos productos fueron escogidos porque cuentan con ventanas de tiempo amplias y han sido ampliamente implementados en cuencas colombianas y en otras cuencas de la región pertenecientes al Amazonas (Chavarría et al., 2018; Paca et al., 2019; Vallejo-bernal et al., 2018). En la Tabla 3 se presenta un resumen de la información de estos productos.

Tabla 3. Información adicional de evapotranspiración considerada en los análisis.

Nombre	Formato	Resolución Espacial	Resolución temporal	Periodo	Referencias
GLEAM	Raster	0.25°	Diaria	1979-2015	(Martens et al., 2017)
GLDAS	Raster	0.25°	3 horas	1948-2014	(Rodell et al., 2004)
MODIS16	Raster	500m	8 días	2001- Presente	(Maccherone, 2014)
Estaciones IDEAM	Serie	No aplica	Diaria	1980-2011	

3.4.4. Evaluaciones adicionales de la información disponible

Evaluación de la escorrentía anual simulada

Buscando evaluar si el balance hídrico estimado por el modelo MESH se aproximaba a los valores observados, se agregaron a escala anual las simulaciones de la variable escorrentía y se compararon con la escorrentía observada durante el periodo comprendido entre 1980 y 2011. Adicionalmente, la precipitación de entrada y la evapotranspiración simulada se agregaron en la misma escala, de tal forma que se pudieran comparar

simultáneamente las variables del balance hídrico del modelo y la escorrentía observada. De este modo, se pudo plantear un diagnóstico inicial de las causas del pobre desempeño del modelo en la cuenca del río Coello.

Análisis de la distribución espacial de la precipitación promedio anual

La distribución espacial de la precipitación de entrada al modelo (Arboleda, 2018; Rodríguez et al., 2019) se evaluó comparándola con los datos de precipitación provenientes de las estaciones meteorológicas del IDEAM (Figura 2). A partir de estas dos fuentes de datos se construyeron dos ráster de precipitación promedio anual en la misma resolución de los forzamientos de entrada del modelo ($0.1^{\circ} \times 0.1^{\circ}$). Adicionalmente, se obtuvieron los valores de escorrentía en las estaciones hidrométricas seleccionadas, con el fin de contrastar la distribución espacial de la precipitación con la escorrentía generada en la cuenca. Estas comparaciones se hicieron a través de los valores medios anuales.

Para la precipitación del modelo solo fue necesario obtener el promedio anual de cada celda y construir un ráster. Para las estaciones, primero se seleccionaron aquellas con más de un año de datos, segundo se obtuvo la precipitación acumulada para cada año, incluyendo únicamente aquellos años sin datos faltantes, tercero, de la precipitación acumulada de cada año se obtuvo el valor promedio de precipitación anual para cada estación. Cuarto, de los valores promedio de cada estación y usando el método de interpolación IDW (por sus siglas en inglés *Inverse Distance Weighting*) se construyó un ráster de precipitación promedio anual. La selección de este método se debió a su practicidad y a otros casos de aplicación exitosa reportados en la literatura (Elgamal et al., 2017).

La distribución de la escorrentía dentro de la cuenca se analizó a partir de los valores promedio anuales de caudal de las estaciones y su relación con la respectiva área de drenaje. La distribución de los caudales se comparó con la distribución de la precipitación.

Los dos mapas producidos en este paso, junto con un análisis de los caudales y las áreas de drenaje, sirvieron para analizar la adecuada representación de la distribución espacial de precipitación de entrada al modelo.

Magnitud de la precipitación, evapotranspiración y caudales

La evaluación de la magnitud de la precipitación se apoyó en los productos de precipitación disponibles, mencionados anteriormente. Para ello, todos los productos que se encontraban en formato ráster, junto con la precipitación de entrada al modelo fueron convertidos en series con paso de tiempo diario. Con las series disponibles se hicieron comparaciones de la precipitación promedio anual, mensual y diaria. El mismo proceso se realizó con la evapotranspiración. Estos análisis sirvieron para identificar si la precipitación de entrada y la evapotranspiración simuladas se encontraban en órdenes de magnitud y patrones temporales correctos.

Respecto a los caudales, como no se tenía información diferente a datos observados, se compararon las series de la estación Payandé, con las series de otras estaciones en las cuales se tenía información, dichas estaciones son presentadas en la Tabla 2.

3.5 Sensibilidad Paramétrica

El análisis de sensibilidad paramétrica sirvió para determinar los parámetros que más influyen en el balance hidrológico del modelo y la métrica de desempeño NSE, con ello se buscó definir la mejor manera de parametrizar MESH en los Andes, especialmente en el Alto Magdalena. Los dos análisis de sensibilidad se realizaron en conjunto, porque tal como se discutió en el estado del arte, la interacción paramétrica y la no linealidad del modelo hacen que un análisis individual sea insuficiente (Saltelli et al., 2019). Sin embargo, el análisis individual sirve para familiarizar al modelador con la respuesta del modelo a la alteración de los parámetros, analizar los rangos de variación paramétrica y apoyar el análisis de los resultados de un análisis global.

3.5.1 Análisis de sensibilidad individual/local

El análisis de sensibilidad individual partió de la identificación de parámetros, la cual consistió en establecer qué representa el parámetro dentro del modelo, agrupar los parámetros de acuerdo con la literatura, identificar el rango en el cual se mueve el parámetro y revisar los valores y rangos reportados en la literatura para los mismos.

Considerando que MESH es un modelo desarrollado en Canadá, en donde la nieve y las bajas temperaturas controlan gran parte de los procesos hidrológicos, también se descartaron de la evaluación los parámetros propios de estos procesos. Este análisis se apoyó principalmente en el manual de CLASS (Verseghy, 2009) y en el repositorio de MESH (MacDonald, 2019). Después de identificar los parámetros se plantearon los escenarios que permitirían evaluar individualmente la influencia de cada parámetro en la respuesta del modelo. Se consideraron en total 16 parámetros y un total de 58 escenarios.

El planteamiento de escenarios se hizo a partir de los rangos en los que se mueven los parámetros y consistió en alterar individualmente los parámetros, para analizar su potencial influencia en el balance del modelo y consecuentemente en la métrica NSE. Algunos de ellos cuentan con fronteras bien definidas, es decir que su límite superior e inferior son diferentes al infinito; por ejemplo la profundidad hidrológica, cuyo valor mínimo es 0 y cuyo valor máximo es la profundidad máxima del suelo. Lo contrario ocurre para el tiempo de retardo, tal como lo reporta Luo et al. (2012), en donde el valor mínimo es cero y el máximo no se encuentra establecido. Así, cuando el rango del parámetro investigado se encontraba definido se evaluó el límite del rango o en valores cercanos al límite y cuando sus rangos no se encontraban bien establecidos se evaluaron en escala de 10, hasta que no se presentaran cambios observables en el balance. Una vez planteados los escenarios se configuró un modelo para implementarlos, llamado el modelo tipo.

El modelo tipo corresponde al modelo MESH de la CRC de Arboleda (2018), después de ser recalibrado. La recalibración se hizo para asegurar la reproductibilidad de los resultados; por tanto, se recalibraron los mismos parámetros, en los mismos rangos de calibración inicial.

Con este modelo se corrieron todos los escenarios planteados, y se analizó, mediante diferentes tipos de gráficos, el balance hídrico de cada escenario, en contraste con el balance del modelo tipo para identificar los cambios. A pesar de que también se tuvo en cuenta el coeficiente NSE, los análisis se concentraron principalmente en los balances hídricos.

3.5.2 Análisis de sensibilidad global

El análisis de sensibilidad global se hizo mediante la herramienta VARS. En este caso se evaluó la influencia de los parámetros en la evapotranspiración anual media y el coeficiente NSE. Esto dado que por una parte se quería estimar la influencia de los parámetros en el balance del modelo y por otra, se quería replantear la calibración del modelo a través de los parámetros más sensibles.

VARS se configuró para extraer 25 muestras del espacio de los parámetros y para alterar estos parámetros con un delta h mínimo de 0.5. Estas muestras se extraen como se explicó en la sección 3.2, la metodología de muestreo se detalla en Sheikholeslami y Razavi (2017). En cuanto a MESH se consideraron 55 parámetros para analizar, los rangos en los cuales se alteraron los parámetros fueron determinados a partir del análisis de sensibilidad individual y la literatura. Con este número de muestras y los 55 parámetros de MESH, se ejecutaron 1400 corridas del modelo. La implementación de VARS sirvió para determinar la sensibilidad de cada uno de los 55 parámetros considerados.

3.6 Diseño de una metodología aplicable a otras cuencas

3.6.1 Análisis complementarios

Con el objetivo de complementar el análisis de sensibilidad paramétrica y el análisis de variables del balance hídrico, se hicieron análisis de otros componentes del proceso de modelación que corresponden al llenado de datos faltantes en la serie de caudal de la CRC, inicialización del modelo y preparación del archivo de drenaje. A continuación, se presenta la metodología aplicada para cada uno de estos aspectos:

La serie de datos de caudal fue llenada utilizando estaciones cercanas y métodos simples de correlación (Arboleda, 2018; Rodríguez et al., 2019). Para el presente análisis, se quiso evaluar si estos datos llenados podrían estar afectando la métrica de desempeño NSE en la simulación, puesto que no son datos propiamente observados. Para tal fin, se configuró una versión del modelo sin el llenado de datos, y se corrieron utilizando la misma configuración.

El siguiente análisis complementario se realizó respecto al calentamiento del modelo. Para este caso, inicialmente el modelo tiene un calentamiento de 1 año con 5 iteraciones, estas 5 iteraciones son significativas, porque incrementan el tiempo de corrida del modelo, para evaluar la utilidad de estas iteraciones se configuró un modelo realizando una sola iteración y se comparó el cambio en la métrica de desempeño.

Finalmente, siendo posible que existieran inconsistencias en el archivo de drenaje, debido a la escala en la cual se implementó MESH ($0.1 \times 0.1^\circ$), se hizo una revisión de las direcciones de flujo a escala 0.1×0.1 y una red de drenaje, construida a partir de un modelo de elevación digital de escala 90m. Este modelo de elevación digital hace parte de la información recopilada por el proyecto Earth2Observe y proviene de la base de datos SRTM (Jarvis et al., 2008). Después de la revisión fue necesario realizar un ajuste de las direcciones de flujo del modelo.

3.6.2 Desarrollo de una primera aproximación metodológica

Con el fin de contribuir a superar las inconsistencias que se encontraron en el análisis de las variables del balance hídrico en la CRC, se propuso una primera aproximación para corregirlas. Los detalles de esta primera aproximación se presentan en la sección 4.3.1, las razones para implementarla se presentan en la discusión de resultados de los objetivos 1 y 2. Luego, esta aproximación se implementó en el modelo tipo de la CRC y se observó la influencia de estos cambios en la adecuada simulación de caudales, esto quiere decir evaluando cuánto mejoró el coeficiente NSE y la CDC. Posteriormente los nuevos balances producidos, se compararon con las variables obtenidas de productos globales de evapotranspiración y precipitación (provenientes de sensores remotos y reanálisis). Finalmente, se revisó si otras subcuencas modeladas del Alto Magdalena presentaban inconsistencias similares, para ver si la aproximación podría ser de algún modo más universal y ser utilizada en otras subcuencas.

Respecto a los hallazgos en el análisis de sensibilidad de los parámetros, se recalibró el modelo considerando estos hallazgos. Para ello se estableció un umbral, en el cual solo se incluyeron parámetros cuyo radio de influencia superara el 1%, resultando en un total de 14 parámetros por calibrar.

A partir de la recalibración, la corrección de inconsistencias y lo observado en otras subcuencas, se propuso una estrategia metodológica para la implementación del modelo MESH H-LSS en los Andes Colombianos. Dicha estrategia fue aplicada en 4 subcuencas, incluida la del río Coello y esencialmente describe cómo discretizar espacialmente, cuáles parámetros calibrar y en qué rangos, y cómo modificar la precipitación de entrada para que el modelo mejore su desempeño.

3.6.3 Selección de subcuencas y aplicación de la estrategia metodológica propuesta

Para la selección de subcuencas en las cuales evaluó la metodología, se tuvo en cuenta: 1) La localización, buscando que se distribuyeran en todo el Alto Magdalena y de este modo tener amplia representatividad espacial; 2) La presencia de embalses, evitando que dentro de la cuenca se ubicaran embalses de gran extensión y estos afectaran su comportamiento hidrológico; 3) El área de la cuenca, de manera que su extensión se encontrara entre 1000 y 2000 km², dicha extensión se aproxima al área de la cuenca del río Coello seleccionada como área de estudio. Aplicando estos criterios se seleccionaron las cuencas de los ríos: Cabrera, Saldaña y Sumapaz. Después de seleccionar las cuencas se aplicó la metodología propuesta y se analizó la efectividad de la misma. La **¡Error! No se encuentra el origen de la referencia.** presenta la ubicación dentro del Alto Magdalena y el desempeño alcanzado por MESH en el trabajo de Arboleda (2018) de las 4 cuencas seleccionadas. El objetivo es que la aplicación de la estrategia metodológica mejore el desempeño de MESH en estas cuencas.

La Tabla 4 **¡Error! No se encuentra el origen de la referencia.** contiene los siguientes datos de las cuencas seleccionadas: nombre de la estación hasta la cual fue delimitada la cuenca, precipitación media en la cuenca de acuerdo con la modelación de la MCMC, caudales medios observados, escorrentía media estimada a partir de los caudales y coeficiente de escorrentía, destacan los elevados coeficientes en las cuencas de los ríos Saldaña y Cabrera.

Tabla 4. Propiedades hidrológicas de las cuencas seleccionadas. Elaborada a partir de información recopilada por el Earth2Observe.

Nombre	Área (km ²)	Estación	P media anual (mm)	Qmed (m ³ /s)	Esc. media	Coef Esc.

					anual (mm)	
Río Cabrera	1487	Carraspos o	1482	54.01	1145.44	0.77
Río Saldaña	1622	Sardinas	1771	72.03	1400.48	0.79
Río Sumapaz	2180	Limonar	1379	45.94	664.64	0.48
Río Coello	1532	Payandé	1637	39.27	808.38	0.49

3.6.4 Evaluación de los desaciertos de la propuesta metodológica

Como siguiente paso, considerando que era posible que la primera implementación de la estrategia metodológica no mejorara el desempeño del modelo MESH en las subcuencas seleccionadas, se implementó el modelo HBV en las cuatro subcuencas seleccionadas. Además, a través de la modelación de las subcuencas en HBV, se hizo una corrección de la precipitación (agregada en la cuenca) utilizando las salidas del modelo y el filtro Kalman de ensambles restringidos (Pan y Wood, 2006).

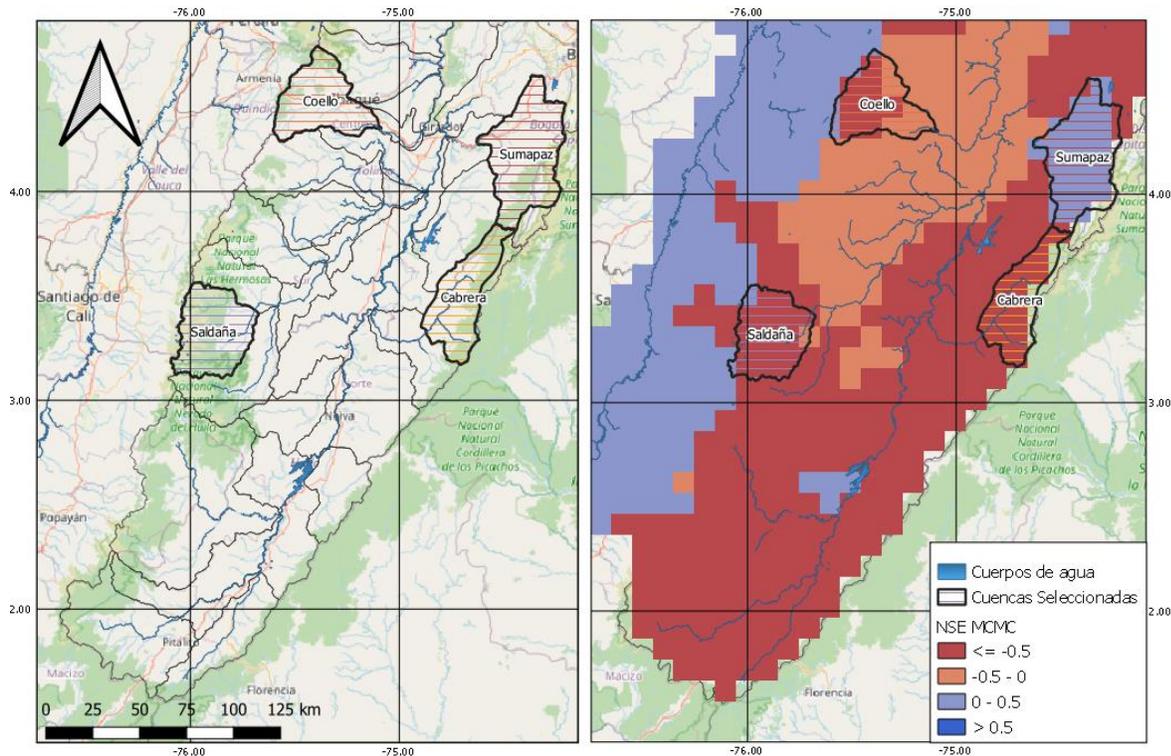


Figura 4. Localización de las cuencas seleccionadas (izquierda). Rango de valores de la métrica NSE obtenidos por Arboleda (2018) para las cuencas seleccionadas (derecha). Elaborada a partir de la información del Earth2Observe y el trabajo de Arboleda (2018).

Enfoques como el filtro Kalman de ensamblajes restringidos, intentan garantizar el balance hídrico, distribuyendo el error del balance hídrico en cada una de sus variables, de acuerdo con su incertidumbre (Pan y Wood, 2006). Esta metodología ha sido implementada como un procesamiento posterior al ensamble de diferentes productos de precipitación, evapotranspiración, escorrentía y cambios de almacenamiento (Aires, 2014; Pan et al., 2012; Wong et al., 2021).

A continuación, una breve descripción del filtro:

Considerando la ecuación de balance hídrico:

$$\frac{dS}{dt} = P - ET - R \quad (7)$$

Expresada de otro modo:

$$P - ET - R - \Delta S = 0 \quad (8)$$

$$X_i = [P_i ET_i Q_i \Delta S_i]^T \quad (9)$$

Donde el subíndice i representa el i -ésimo valor de cada una de las series y por tanto X representa el vector real de las variables del modelo en determinado paso de tiempo. T representa la operación transposición. Además: $C = [1 - 1 - 1 - 1]$, tal que: $CX = 0$. Ahora considerando CX el conjunto de valores reales, considérese \widehat{CX} el vector de observaciones de las variables del balance hídrico tal que $\widehat{CX} \neq 0$, considerado también como el error en el balance. En cuyo caso el filtro Kalman establece que :

$$X' = \hat{X} - CV'C^T(CCV'C^T)C\hat{X} \quad (10)$$

Donde X' representa el nuevo vector de variables del balance, tal que $CX' = 0$, CV' es la matriz de covarianza del error y el término $-CV'C^T(CCV'C^T)$ es la ganancia de Kalman, este último que constituye un vector que distribuye el error $C\hat{X} \neq 0$ en cada una de las variables del balance hídrico de acuerdo con la magnitud de la incertidumbre.

En la literatura el filtro Kalman se ha aplicado para garantizar el balance hídrico después de realizar ensambles de productos de variables hidrológicas (Munier et al., 2014; Pan et al., 2012; Wong et al., 2021). En el caso del presente trabajo se utilizó en el modelo HBV para generar un ajuste en la precipitación a partir de los datos observados de Q y la simulación de ET y ΔS , luego esta nueva precipitación fue utilizada para correr el modelo. Dicho de otro modo, la matriz \hat{X} en este caso está constituida por la precipitación y escorrentía observadas, la evapotranspiración y cambios en el almacenamiento simulados. Esta simulación es el resultado de un proceso de calibración del modelo HBV en el periodo 1981-2000. Luego, con la matriz \hat{X} se hizo el cálculo de la matriz CV' siguiendo las indicaciones de Wong et al. (2021) y finalmente utilizando la ecuación 10 se obtuvo la matriz de variables corregida X' , con la precipitación de esta matriz se corrió nuevamente HBV.

Este procesamiento fue realizado con el modelo HBV considerando que este modelo permite ser implementado fácilmente, caso contrario de MESH. Dado que, las variables en HBV son series, mientras que en MESH son ráster, la calibración de HBV toma unos

cuantos minutos mientras en el caso de MESH toma entre 2 y 3 días para cada cuenca, en un computador con procesador AMD Ryzen 5 y 16 gb de ram instalada. Este análisis sirvió como apoyo para analizar el efecto de la estrategia metodológica propuesta para implementar MESH en las subcuencas del Alto Magdalena.

4. Resultados

En esta sección se presentan, analizan y discuten en detalle los resultados obtenidos a partir de la implementación de la metodología propuesta. Los resultados se agrupan de acuerdo con cada uno de los objetivos específicos propuestos.

4.1 Revisión de Variables del Balance Hídrico

Como se mencionó en el capítulo 3 de metodología, el primer paso para analizar el desempeño del modelo MESH fue revisar los componentes del balance hídrico anual en la cuenca del río Coello comparando la escorrentía simulada con la observada en la estación Payandé, a través del cálculo del coeficiente NSE.

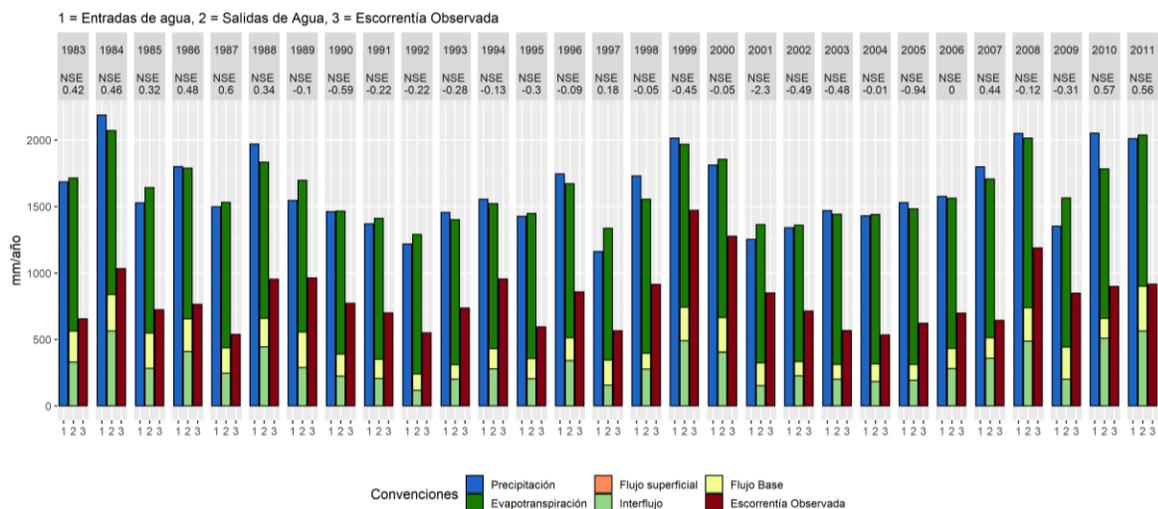


Figura 5. Balance hídrico inicial de MESH en la cuenca del río Coello.

La Figura 5 presenta los componentes del balance hídrico inicial del modelo MESH, en la escala anual, de acuerdo con la implementación de Arboleda (2018). Para cada año, en la Figura 5 la primera barra (1) representa las entradas de agua en la ecuación del balance hídrico, es decir la precipitación; la segunda barra (2) las salidas de agua, compuestas por flujos horizontales: superficial, flujo subsuperficial o interflujo, flujo base y la evapotranspiración; la tercera barra (3) representa la escorrentía observada, que corresponde a los caudales registrados en la estación Payandé, divididos por el área de la cuenca, delimitada hasta dicha estación. También se pueden observar en la parte superior

de la Figura 5 los valores del NSE obtenidos para cada año. Nótese que el flujo superficial (en color naranja) tiene magnitudes despreciables; esto se debe a que, en la conceptualización del modelo MESH, los flujos superficiales sólo se dan en eventos extremos (Soulis et al., 2000). Los resultados mostrados en la Figura 5, permiten además afirmar que en el periodo de análisis (1983-2011) la escorrentía simulada (compuesta por la agregación de los tres tipos de flujos horizontales) tiene siempre valores inferiores a la escorrentía observada. En los años en los cuales esta diferencia es menor el modelo alcanza valores más altos de la métrica de desempeño (NSE). Por ejemplo, en el periodo comprendido entre 1983 hasta 1988. A partir de esta primera evaluación, es posible afirmar que errores en la precipitación, y/o errores en la estimación de la evapotranspiración, podrían estar generando las subestimaciones de la escorrentía anual simulada por el modelo MESH.

Una vez revisado el balance hídrico anual simulado por el modelo MESH, se procedió a revisar la distribución espacial de la precipitación. La Figura 6 muestra el ráster de precipitación promedio anual, estimado a partir de los datos que se usaron para correr el modelo MESH de Arboleda (2018) (izquierda). El panel de la derecha muestra el ráster construido en el presente trabajo a partir de la interpolación de los promedios anuales de precipitación de las estaciones ubicadas dentro de una franja de 10 km alrededor de la cuenca de estudio. En la Figura 6 igualmente se muestran delimitadas las subcuencas que drenan a las estaciones hidrométricas Pte. Carretera, Carmen y Payandé; adicionalmente, se incluye la localización de las estaciones de precipitación provenientes del IDEAM, etiquetadas con el valor de precipitación media anual correspondiente y un identificador de cada celda. La Tabla 5 presenta los valores de precipitación anual para cada celda, de acuerdo con su identificador. Para los dos mapas raster de la Figura 6, se observan importantes diferencias en las celdas 0, 1 y 9 de 283, 315 y 187 mm, respectivamente.

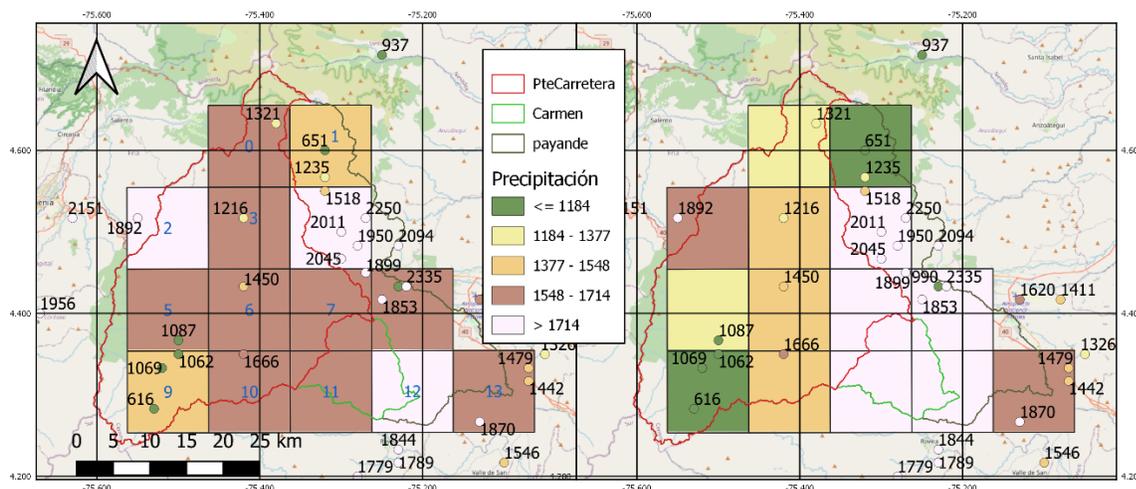


Figura 6. Raster de precipitación promedio anual de Arboleda (izquierda). Raster de precipitación promedio anual construido en este trabajo a partir de los registros de las estaciones del IDEAM (derecha).

Tabla 5. Precipitación por celda.

ID	0	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13	Prom
Modelo(mm)	1645	1502	1736	1609	1721	1565	1568	1710	1709	1437	1585	1687	1723	1610	1629
IDEAM(mm)	1362	1187	1677	1423	1762	1378	1516	1762	1768	1086	1490	1747	1788	1619	1540
Diferencias	283	315	59	186	-41	187	52	-52	-59	351	95	-60	-65	-9	89

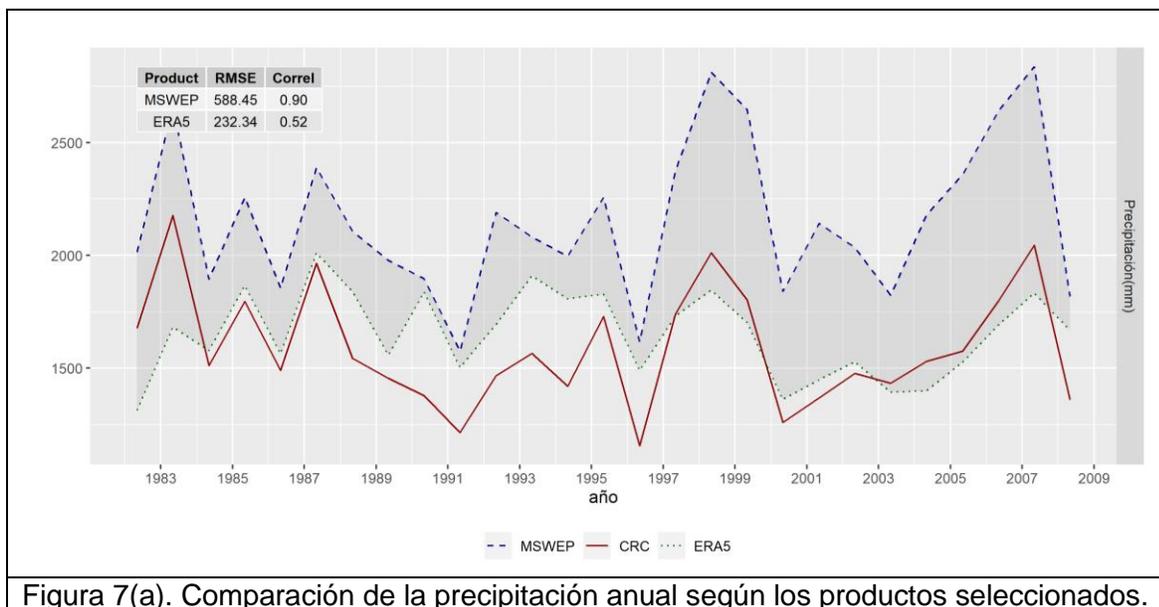
La Tabla 6 presenta el caudal promedio, el área y la escorrentía en los puntos de drenaje en los cuales se localizan las tres estaciones hidrométricas mencionadas. Se observa que la diferencia en la escorrentía entre Pte. Carretera y el Carmen es de 183 mm/año (35%), aun cuando las áreas de drenaje son muy cercanas (1091 km² y 963 km²- diferencia del 13%) y la primera de ellas es contenida por la otra. Por otro lado, el raster construido a partir de las estaciones del IDEAM, presentado en la Figura 6 (derecha), muestra altas precipitaciones para la subcuenca ubicada entre las estaciones el Carmen y Pte. Carretera, no siendo así, para el raster construido a partir de la precipitación de entrada al modelo MESH (mostrado en el panel izquierdo de la Figura 6). De esta forma, y en términos del promedio anual de precipitación, podría existir una inconsistencia en la representación de la distribución espacial de la precipitación en el modelo y como se discutió anteriormente en su magnitud. Esta inconsistencia podría estar afectando negativamente la simulación de caudales en el modelo.

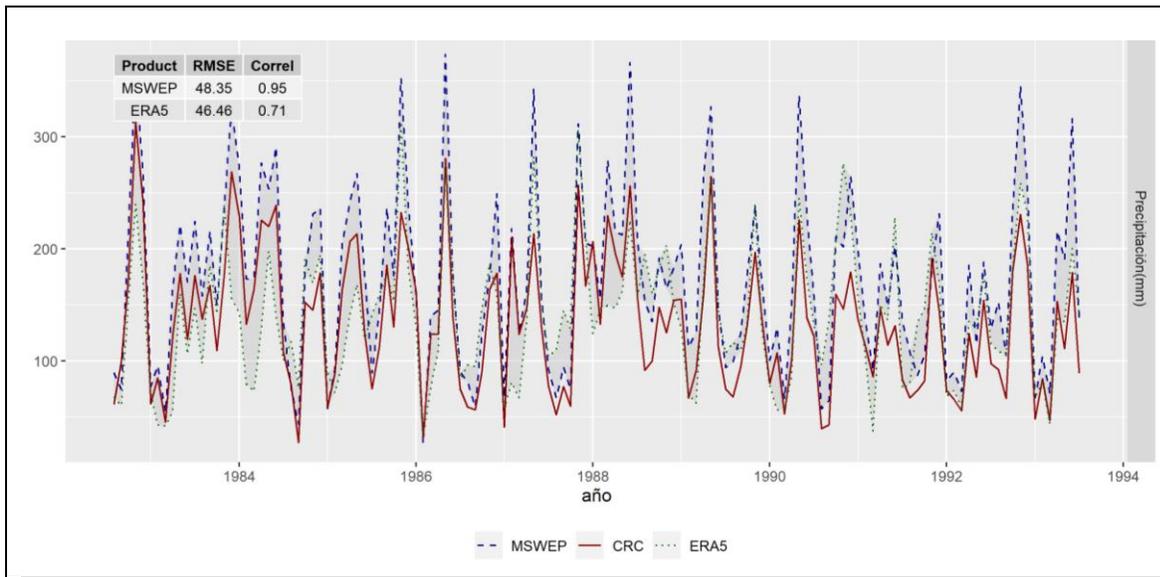
Tabla 6. Escorrentía estimada en las subcuencas.

	Payandé	Carmen	Pte. Carretera
Caudal promedio (m ³ /s)	40.1	24.1	15.7
Área (km ²)	1531	1091	963
Escorrentía (mm/año)	826	696	513

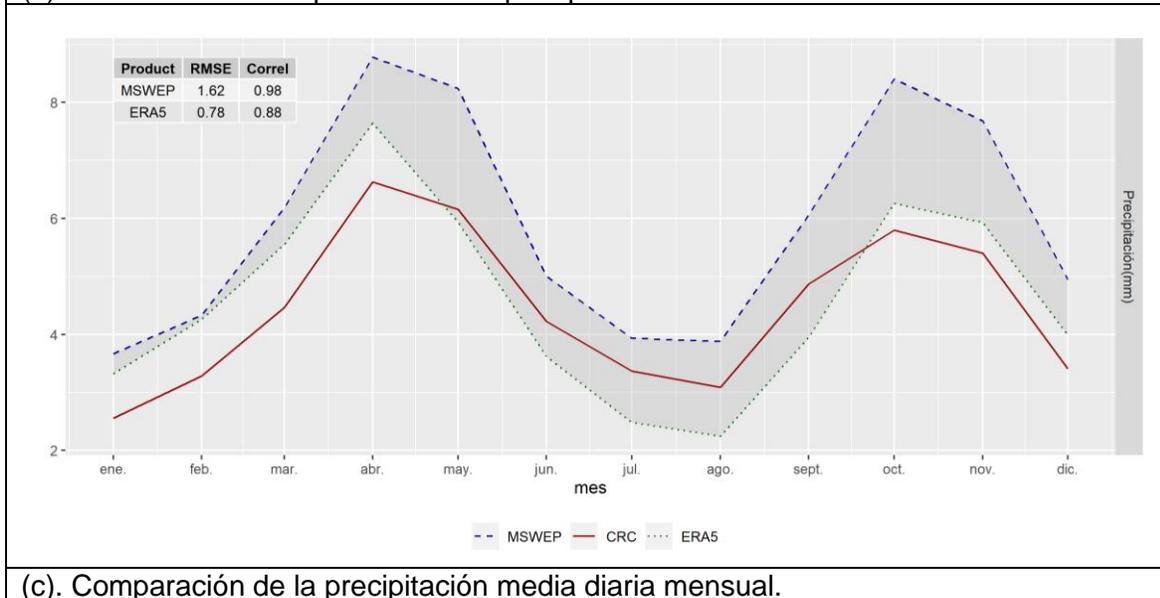
Para contrastar la revisión del balance hídrico previamente discutida, se presentan a continuación la comparación y los análisis con información que proveen otros productos de precipitación y evapotranspiración, cuyo análisis fue propuesto en la metodología.

4.1.1 Comparación de la precipitación de entrada al modelo MESH con la información de productos de reanálisis de precipitación.

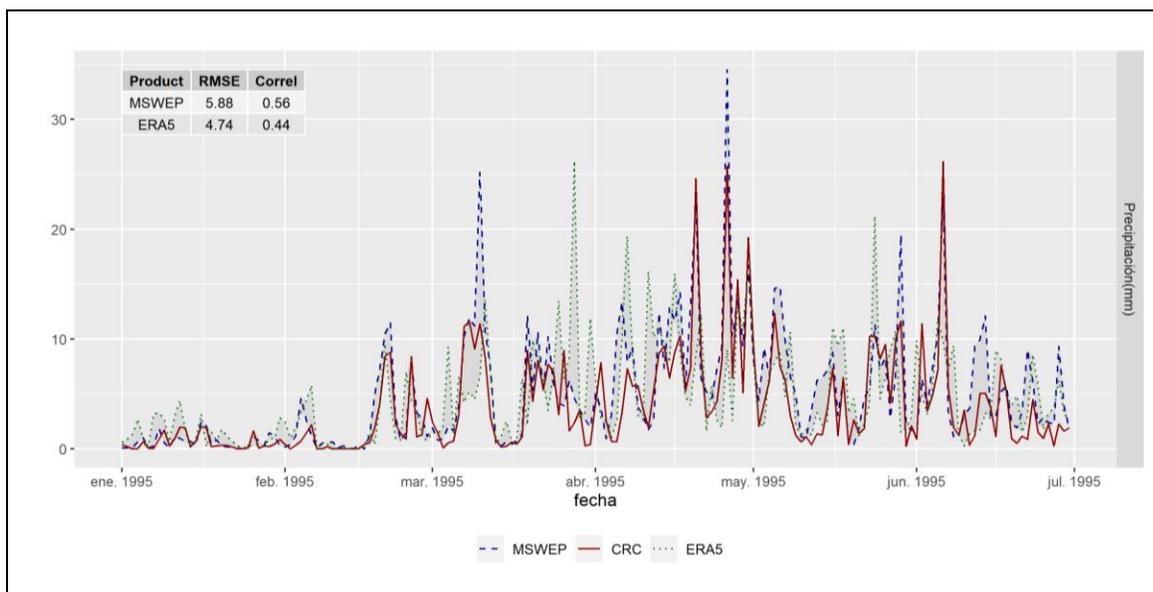




(b). Muestra de la comparación de la precipitación a nivel mensual.



(c). Comparación de la precipitación media diaria mensual.



(d). Muestra de la comparación de la precipitación diaria.

Figura 7. Comparación de la precipitación en las escalas anual, mensual y diaria entre el forzamiento del modelo MESH y dos productos de reanálisis (MSWEP y ERA5).

La Figura 7 muestra los valores de precipitación obtenidos de los productos MSWEP, ERA5 y la información de precipitación con la cual corrió inicialmente el modelo de la cuenca del río Coello. En la sección 'a' de esta figura, se pueden observar los valores de precipitación anual para cada uno de los dos productos. En esta escala, los patrones temporales son semejantes, siendo los coeficientes de correlación de MSWEP y ERA5 0.9 y 0.52, respectivamente, aunque las magnitudes entre las tres fuentes de esta variable son considerablemente diferentes, siendo el RMSE igual a 588 mm y 232 mm para MSWEP y ERA5, respectivamente. En general el producto MSWEP presenta valores altos de precipitación, respecto de los otros dos productos; esto se debe a que los desarrolladores de este producto modifican la precipitación utilizando tres redes de estaciones de medición de caudal (Beck et al., 2017). Este ajuste se hace considerando que la precipitación en zonas montañosas, como es el caso de las subcuencas del Alto Magdalena, puede estar siendo subestimada. El producto ERA5 por otra parte, presenta periodos en los cuales sus valores son superiores a la precipitación inicial del modelo, como 1984-1997; en otros intervalos de tiempo presenta valores inferiores, como 2003-2008. En general, la precipitación de ERA5 se encuentra por encima de la precipitación inicial del modelo.

En los paneles 'b' y 'c' de la Figura 7 se presenta la precipitación, en valores mensuales y medios diarios por mes, respectivamente. La sección 'b' contiene el periodo comprendido

entre 1983 y 1994, como una muestra del periodo 1983-2011, para el panel **c** se usó el periodo completo. Al igual que en la escala anual, los patrones temporales entre los tres productos son semejantes, en la medida en que los incrementos y decrementos de los valores ocurren en los mismos periodos, pero en diferentes magnitudes, esto puede ser confirmado por las correlaciones presentadas en la misma figura. Las magnitudes de la precipitación, que inicialmente fuerza el modelo, se encuentran cerca del rango inferior en los cuales se ubican los otros dos productos. En el panel '**d**' se presenta una muestra de la precipitación diaria en el periodo comprendido entre enero y junio del año 1995. En la escala diaria los patrones no son consistentes entre ninguno de los productos aquí analizados, del mismo modo el coeficiente de correlación se redujo a 0.56 y 0.44 para MSWEP y ERA 5, respectivamente. En general, en la Figura 7 se observa que la precipitación del modelo es consistente temporalmente con otros productos en escalas mensual y anual, no en la escala diaria, posiblemente por la dificultad que tienen estos productos para representar en escalas más finas las variables hidrológicas. Su magnitud se encuentra en el rango de otros productos, sin embargo, los desarrolladores del producto MSWEP sugieren que la precipitación se debe incrementar cuando se encuentre en zonas de montaña, esta sugerencia es consistente con el análisis previo de la Figura 5, realizado a partir del balance hídrico del modelo y las estaciones del IDEAM.

4.1.2 Comparación de la información de productos de evapotranspiración

Para fortalecer el análisis realizado con la precipitación, se evaluó la evapotranspiración simulada por el modelo. La Figura 8 presenta los valores de evapotranspiración en diferentes escalas temporales (a, b y c) para los productos GLEAM, GLDAS y MODIS16, junto con la evapotranspiración del modelo MESH implementado en la CRC por Arboleda (2018). Además, se presentan los coeficientes de correlación y RMSE, de los productos, comparados con la simulación en la CRC. En el panel '**a**' se observa la evapotranspiración en sus valores anuales, destaca principalmente que la simulación del modelo, en la mayoría de los años, tiene valores superiores a lo que reportan otros productos y que, la temporalidad no es consistente entre los diferentes productos, lo que se confirma por los bajos coeficientes de correlación alcanzados. Del mismo modo, las magnitudes entre los productos pueden variar considerablemente, especialmente para el producto GLDAS. En

el panel 'b' se presenta la evapotranspiración de los mismos productos en sus valores mensuales en el periodo comprendido entre los años 2000-2009 y en el panel 'c' los valores medios diarios mensuales de todo el periodo. Al igual que en la escala anual, desde otras escalas, la temporalidad de la evapotranspiración del modelo y otras fuentes no es consistente en sus valores y sus magnitudes pueden ser significativamente diferentes. En general, los productos de precipitación son más consistentes con la precipitación de entrada al modelo, respecto a la evapotranspiración simulada y comparada con los productos de esta variable, tanto en magnitudes como en temporalidad.

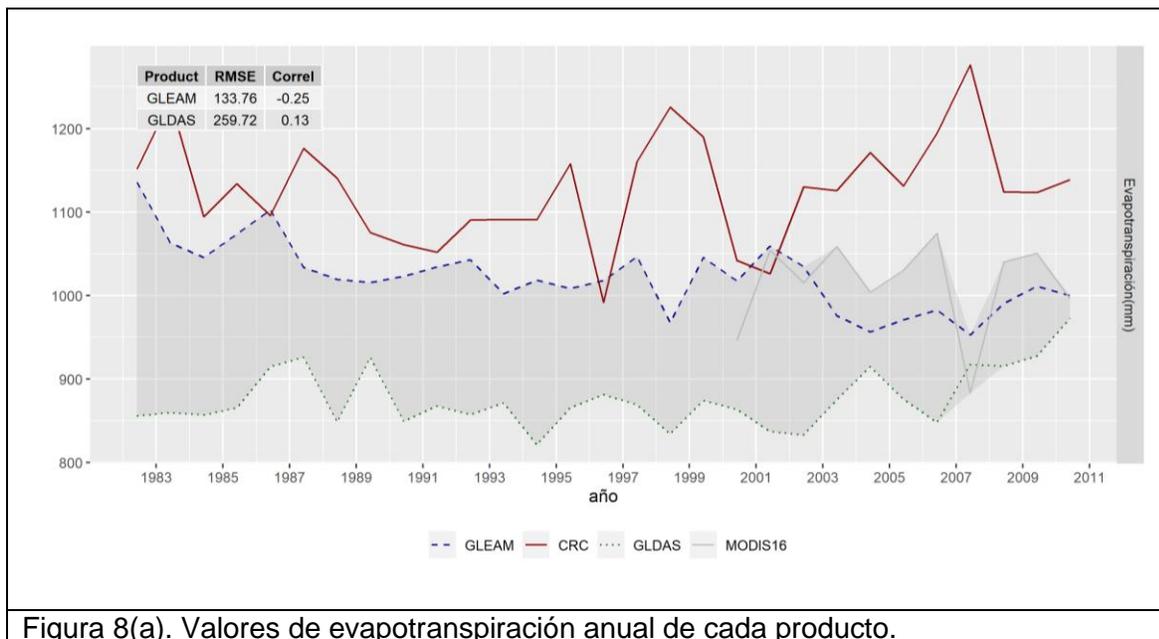
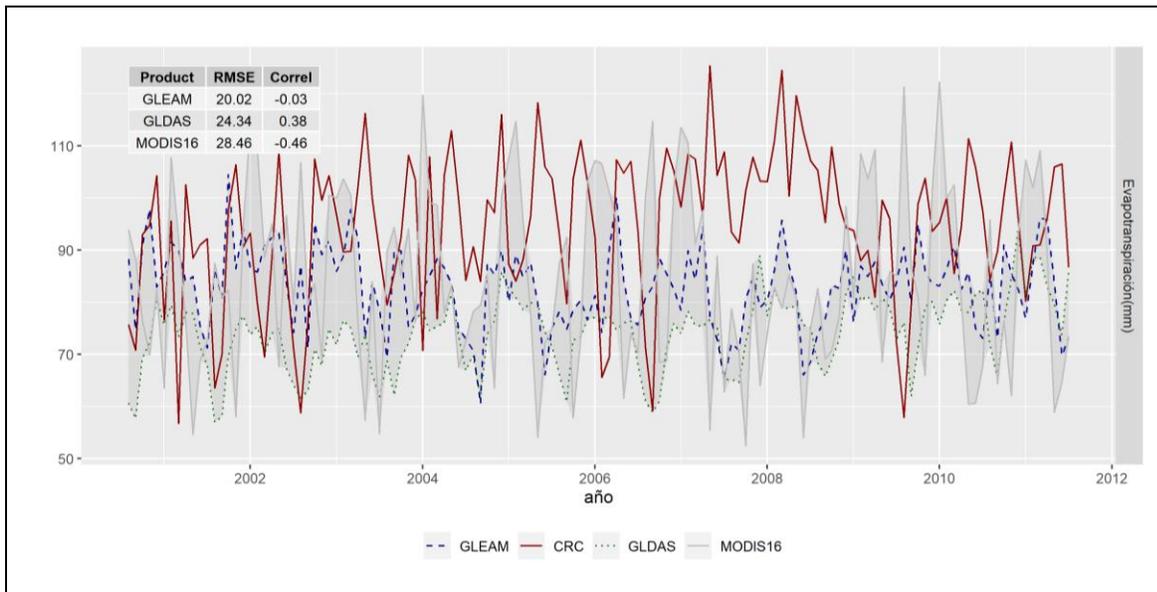
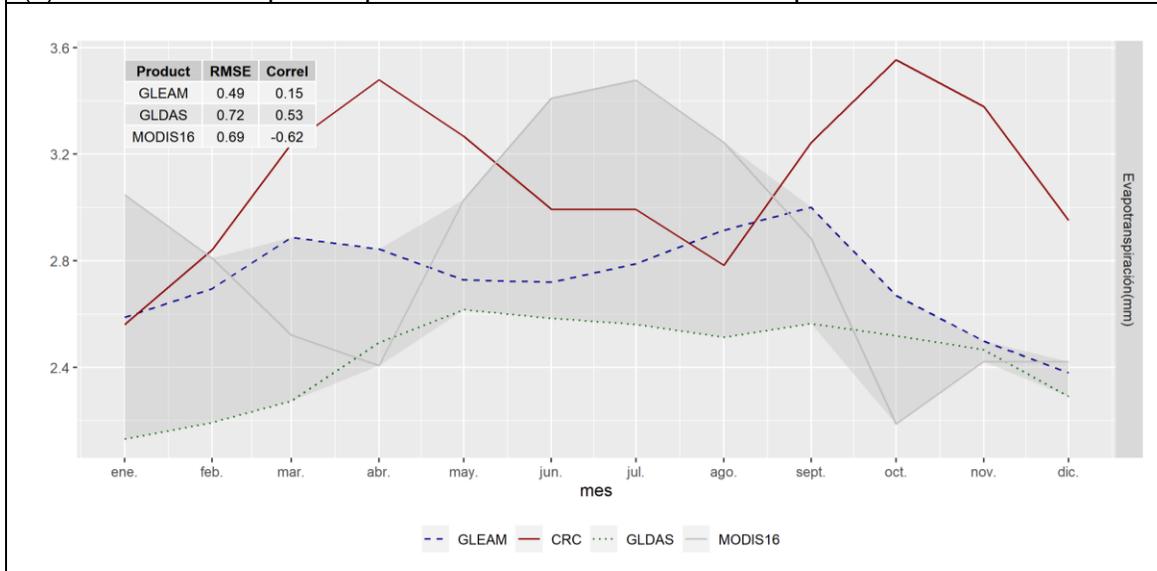


Figura 8(a). Valores de evapotranspiración anual de cada producto.



(b). Valores de evapotranspiración media mensual de cada producto.



(c). Valores de evapotranspiración media diaria por mes de cada producto.

Figura 8. Comparaciones de la evapotranspiración del modelo MESH y productos de evapotranspiración para escalas anual, mensual y diaria.

Después de revisar los productos de evapotranspiración, se estimó la evapotranspiración promedio anual a partir del uso de la ecuación original de Budyko (1974) y la propuesta por Carmona et al. (2016).

Tabla 7. Cálculo de evapotranspiración media anual.

ETo anual (mm)	P anual (mm)	ϕ	Esc. anual (mm)	Eta (mm) Budyko	Eta (mm) Carmona	Esc. Calcu(mm) Budyko	Esc. Calcu(mm) Carmona
1344.7	1601.0	0.8	803.9	1008.1	914.2	592.9	686.8

La Tabla 7 muestra la evapotranspiración potencial anual estimada, la precipitación anual del modelo, el índice de aridez Φ y la escorrentía anual observada. Además, se muestran los resultados del cálculo de evapotranspiración real anual y la escorrentía calculada a partir de la ecuación del balance hídrico de largo plazo, la precipitación observada y la evapotranspiración real calculada. Se observa que estos valores de escorrentía (593 y 687 mm/año) son inferiores a los valores de escorrentía anual observada (804 mm/año), además que la evapotranspiración media anual calculada se encuentra entre los valores de los productos GLEAM y GLDAS, y no es superior, como sucede con las simulaciones del modelo, indicando que posiblemente la evapotranspiración simulada está siendo sobreestimada.

Otro cálculo adicional que se realizó a partir de la escorrentía, mediante la ecuación de Budyko y la ecuación de Carmona, fue el de la precipitación media anual, asumiendo que la escorrentía observada anual fuese correcta. Los resultados se presentan en la Tabla 8. Los valores de precipitación en este caso son de 1871 y 1730 mm/año, siendo superiores, en 270 y 129 mm, respectivamente, al valor medio anual de la precipitación de entrada a MESH.

Tabla 8. Precipitación media anual estimada, índice de aridez y evapotranspiración media anual estimada.

	P(mm/año)	Φ	ET(mm/año)
Budyko	1871	0.718583437	1067
Carmona	1730	0.777172922	926

A partir de estos análisis es posible afirmar que la precipitación está siendo aparentemente subestimada y la evapotranspiración simulada sobreestimada, luego la escorrentía simulada está siendo subestimada. A partir de escenarios implementados en MESH (ver sección 4.3) ha sido posible evaluar si estas inconsistencias en las variables del balance

hídrico pueden ser la causa del pobre desempeño del modelo. Para finalizar el análisis de estas variables, a continuación, se presenta la revisión de la escorrentía simulada, contrastándola con la escorrentía observada en las estaciones del IDEAM que se encuentran en la cuenca.

4.1.3 Información de estaciones de caudal

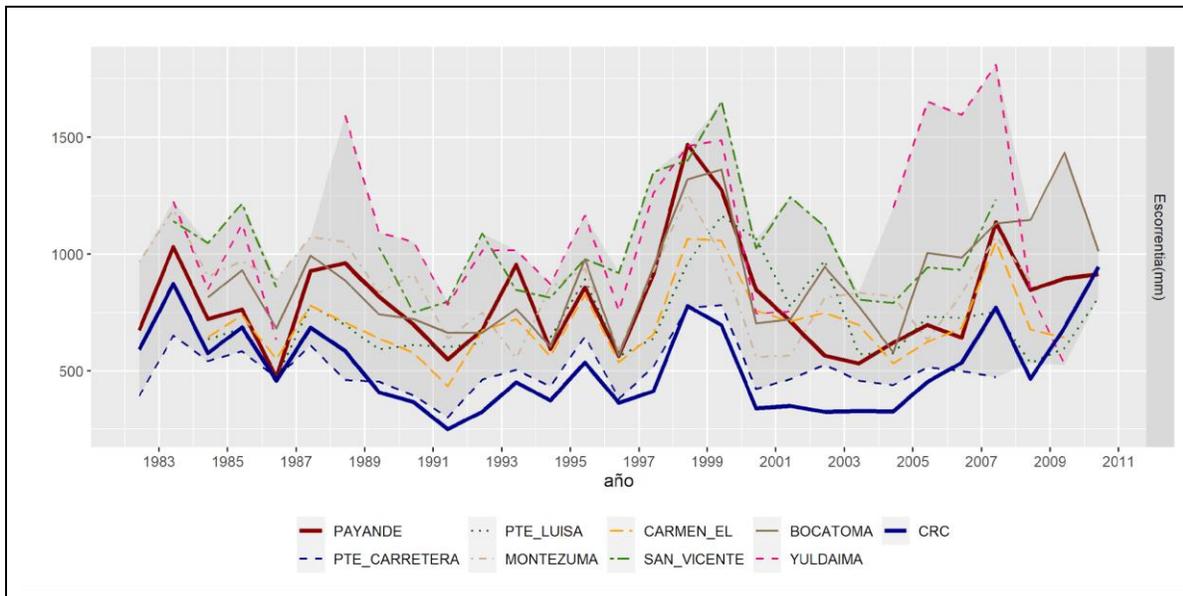
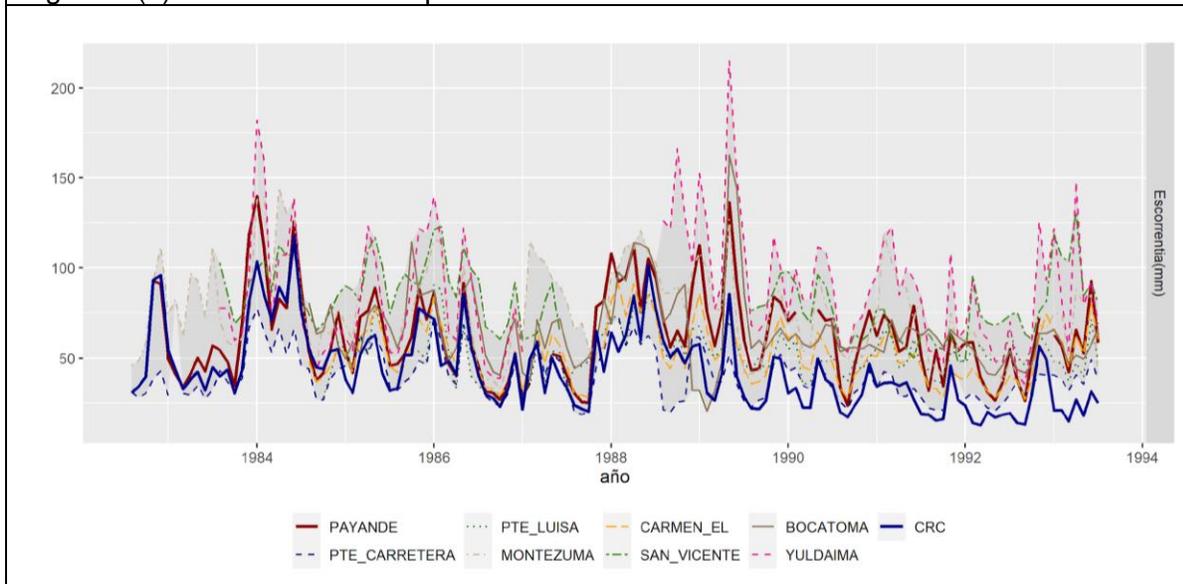
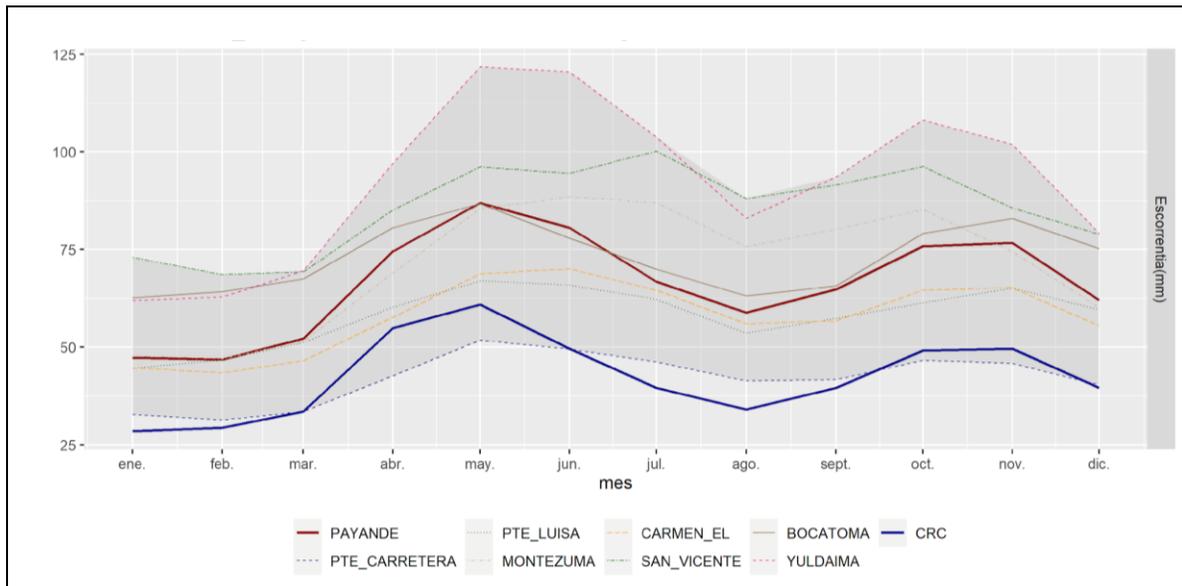


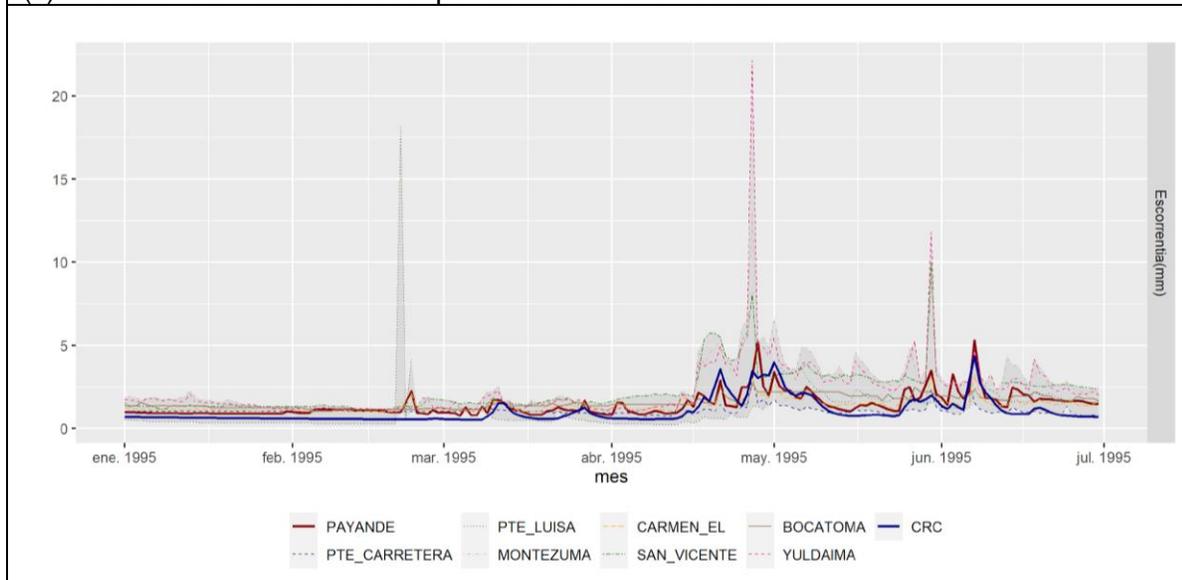
Figura 9 (a). Escorrentía anual por estación hidrométrica.



(b). Escorrentía mensual por estación hidrométrica.



(c). Escorrentía media mensual por estación hidrométrica.



(d). Escorrentía media diaria por estación hidrométrica.

Figura 9. Comparaciones de escorrentía simulada, contra escorrentía observada en las estaciones que se localizan en la cuenca del río Coello (CRC).

En la Figura 9, en las diferentes escalas temporales se observa que la escorrentía en la estación Payandé se encuentra dentro del rango en el que las demás estaciones varían, además, que los patrones temporales coinciden para las diferentes estaciones. Por otro lado, la escorrentía modelada por MESH, que debería asemejarse a los datos de Payandé, en la escala anual y mensual se encuentra por debajo del rango presentado por las otras estaciones, siendo subestimada; en cambio, los patrones temporales se encuentran bien

representados. Así, es posible afirmar, que los valores bajos del coeficiente de eficiencia NSE se deben a estos bajos valores de escorrentía.

Considerando los resultados del análisis del balance hídrico del modelo y de cada una de las variables del balance-que en resumen mostraron una alta evapotranspiración simulada, una baja escorrentía simulada y por ende bajos caudales y de acuerdo con el producto MSWEP bajas precipitaciones de entrada- es posible proponer ajustes en los valores de entrada del modelo, para mejorar la simulación de caudales.

En la siguiente sección se discute el análisis complementario de sensibilidad de parámetros que permitió proponer ajustes adicionales al modelo, a partir de alteraciones en los parámetros.

4.2 Resultados del análisis de sensibilidad paramétrica

4.2.1 Análisis de sensibilidad individual

Para realizar el análisis de sensibilidad individual se inició con la identificación de parámetros utilizando la información de la página web de los desarrolladores de MESH (MacDonald, 2019). Los parámetros fueron clasificados en los grupos vegetación, hidráulicos, texturas del suelo e hidrológicos (el grupo vegetación tiene un subgrupo de parámetros que sirven únicamente para la estimación de la resistencia estomática), según se pudo consultar en la literatura (MacDonald, 2019; Versegby, 2009). Se descartaron del análisis parámetros propios de los suelos congelados y con coberturas de nieve, porque no tienen influencia en los resultados en una cuenca tropical. De acuerdo con el manual de CLASS (Versegby, 2009), los módulos que realizan cálculos en suelos congelados o cubiertos por nieve, se activan de acuerdo con la localización de la cuenca y cuando las temperaturas que se ingresan al modelo descienden bajo cero. Respecto a los parámetros ajenos a los suelos congelados y con coberturas de nieve, los rangos en los cuales se mueven se encuentran en la literatura del modelo (MacDonald, 2019; Versegby, 2009). No obstante, en la revisión bibliográfica se encontró que algunas parametrizaciones, como la resistencia estomática, surgen de modelos empíricos (Versegby, 2009), de modo que el límite propuesto para el parámetro podría ir más allá de lo que sugieren los desarrolladores.

Una vez se identificaron y agruparon los parámetros, se recalibró el modelo utilizando la misma configuración propuesta por Arboleda (2018). Con esta configuración el modelo alcanzó un valor de NSE de 0.16 y como se pudo observar en el análisis de los resultados del objetivo específico 1, el modelo subestima la escorrentía. El modelo tipo fue modificado para crear escenarios, que sirvieron para evaluar la influencia individual de cada parámetro en la métrica NSE y en el balance hídrico.

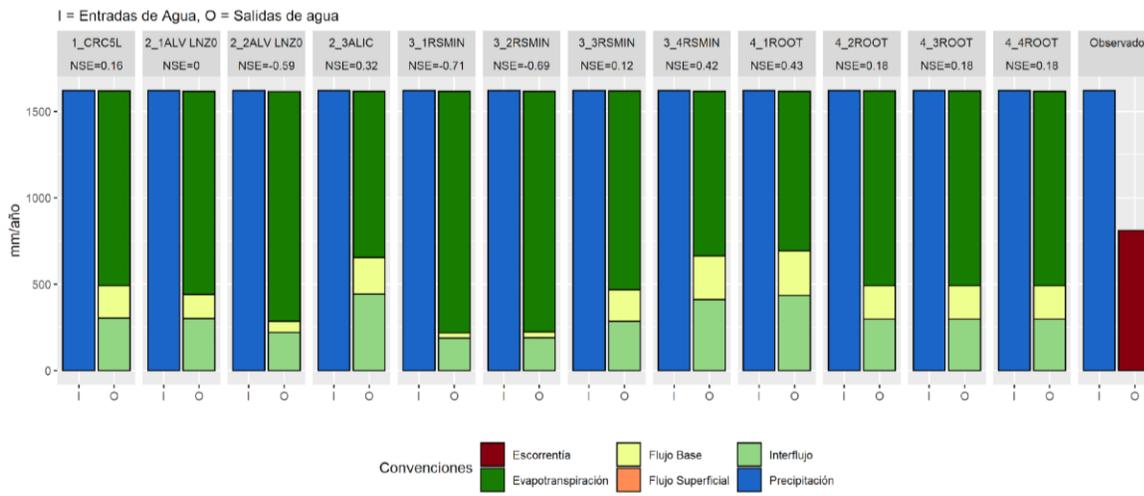


Figura 10. Balance hídrico de los escenarios propuestos para evaluar la sensibilidad paramétrica en el grupo vegetación. Los parámetros evaluados fueron: Albedo visible promedio (ALV), logaritmo natural de la longitud de la rugosidad (LNZ0), resistencia estomática mínima (RSMIN), profundidad máxima anual de las raíces (ROOT).

La Figura 10 presenta 12 escenarios, el primero de ellos el modelo inicial (1_CRC5L), los demás representan la modificación de un parámetro de vegetación. Los detalles de los escenarios investigados se presentan en el anexo A. Igualmente, en la Figura 10 se presentan los valores observados de escorrentía y precipitación, en donde todas las columnas representan valores medios anuales. Se observa que los escenarios 4_1ROOT, 1_4RSMIN y 2_3ALIC, tuvieron una mejora en los valores de NSE respecto a otros escenarios y el modelo tipo. Esto se debe principalmente a que los valores de escorrentía aumentaron, aproximándose mejor a los datos observados. En este caso todos los parámetros mostraron cambios en el balance del modelo. El parámetro RSMIN con valores pequeños (3_1RSMIN y 3_2RSMIN) no presentó variaciones considerables en el balance. Sin embargo, cuando tuvo incrementos importantes (3_3RSMIN y 3_4RSMIN) el parámetro generó mayores impactos. El mismo comportamiento se puede observar en los

parámetros ROOT (4_1ROOT, 4_2ROOT, 4_3ROOT, 4_4ROOT). En ninguno de los escenarios presentados se generaron flujos superficiales considerables, esto fue una constante en el análisis de sensibilidad, salvo por un caso específico que se discutirá más adelante.



(c) Grupo hidráulico, parámetros: SDEEP(SD), XDRAIN(DRN).

Figura 11. Balance hídrico del modelo para los escenarios propuestos con el fin de evaluar la sensibilidad paramétrica en grupos hidrológico e hidráulico.

La Figura 11 muestra los balances hídricos para los escenarios propuestos para los grupos de parámetros hidrológico e hidráulico. Estos escenarios se encuentran detallados en el Anexo A. En el caso de los parámetros hidrológicos (a), se presentan los parámetros del módulo de flujo base de la rutina de Luo et al. (2012). En este caso ninguna de las modificaciones en los parámetros generó cambio significativo en el balance del modelo, ni en la métrica de desempeño NSE, ni en la generación de flujos base, subsuperficial o superficial. En los escenarios propuestos para los grupos hidráulicos (b y c), los cambios en el balance, producidos por las alteraciones realizadas a los parámetros de este grupo, no tuvieron el mismo impacto que se pudo observar después de modificar parámetros de vegetación, salvo en el escenario 3_1SD. Dicho escenario supone que la profundidad permeable del suelo es 0, por lo que todo el flujo estimado por el modelo es superficial; bajo estas condiciones el modelo no alcanza un valor de NSE que indique un buen desempeño de la simulación ($NSE = -0.54$). De todos los escenarios propuestos 3_1SD es el único que puede simular flujos superficiales. Otros parámetros como el n de Manning, utilizado en el cálculo del flujo superficial no generaron cambios en ninguna de las simulaciones evaluadas. Esto era de esperarse debido a que solo uno de los escenarios produjo escorrentía superficial.

Resalta en los resultados que en las alteraciones de parámetros hidráulicos (b y c) los cambios observables se encuentran en la repartición entre flujos superficial, base e interflujo. Adicionalmente, ninguna de las modificaciones de los parámetros de este grupo generó mejoras significativas de la métrica de desempeño NSE.

De acuerdo con los resultados presentados en la Figura 10 y la Figura 11, los parámetros hidráulicos e hidrológicos no influyen significativamente en el balance hídrico anual del modelo. Por otra parte, aunque pueden influir en la generación de escorrentía, lo hacen de forma negativa para la métrica de desempeño NSE. Por el contrario, los parámetros de vegetación pueden generar cambios en el balance hídrico del modelo y modificar positivamente la métrica de desempeño NSE.

Este análisis de sensibilidad individual fue útil, en cuanto permitió tomar decisiones en la implementación del análisis de sensibilidad global. Además, contribuyó a modificar los rangos en los cuales se evaluaron los parámetros y facilitar la interpretación de los resultados.

4.2.2 Análisis de sensibilidad global

El análisis de sensibilidad global permitió identificar los parámetros más sensibles para la métrica NSE (con respecto a los caudales simulados y observados) y para la evapotranspiración media, además de facilitar la comparación de la sensibilidad de los parámetros de acuerdo con esta métrica. Los resultados se presentan en la Figura 12, en donde se observa el coeficiente de sensibilidad de los parámetros, cuya influencia supera el 1% de sensibilidad. En la categoría “otros” se agrupan aquellos cuyo coeficiente de sensibilidad no supera el 1%; todos esos parámetros suman un coeficiente de sensibilidad de 7%.

De los 55 parámetros evaluados, solo 13 de ellos tienen una influencia superior al 1% en la métrica NSE y solo 14 de ellos, para el caso de la evapotranspiración media, superan este umbral. Así, la calibración de parámetros debería concentrarse en este grupo. Estos resultados concuerdan con lo reportado por Haghnegahdar y Razavi (2017), quienes concluyen, tras un análisis de sensibilidad, que entre 3 y 7 parámetros concentran el 90% de la influencia en la respuesta del modelo. Sin embargo, el caso del presente estudio no es tan optimista, en la medida que son 11 parámetros los que concentran el 90% de influencia sobre la métrica NSE y la evapotranspiración media, respectivamente. Debido a las pocas implementaciones de modelos LSS o H-LSS en cuencas tropicales de complejidad orográfica, no es posible comparar estos resultados con cuencas con procesos hidrológicos como los de la CRC.

Otra diferencia encontrada con lo reportado en la literatura son los parámetros que mostraron sensibilidad. Mientras que para Haghnegahdar et al. (2017) el parámetro más sensible fue SDEP (Profundidad permeable del suelo), seguido por R2N (Rugosidad del canal), para el presente trabajo el parámetro más sensible fue R2N y CLAY1 (Porcentaje de arcilla en la primera capa del suelo), el parámetro SDEP no tuvo una sensibilidad mayor

al 1%. Esto muestra que los análisis de sensibilidad son dependientes de la localización de la cuenca de estudio.

Adicionalmente, parámetros como el n de Manning que en el análisis individual no mostraron influencia en la métrica analizada, tampoco mostraron influencia en los resultados globales del modelo. Por otro lado, parámetros como el porcentaje de arcilla que no mostraron influencia en el análisis de sensibilidad individual, en el análisis global mostraron gran influencia, tanto en la métrica NSE, como en la evapotranspiración media. Esto en concordancia con lo que se reporta en la literatura, debido a la interacción paramétrica, que no fue considerada en el análisis de sensibilidad local (Saltelli et al., 2019).

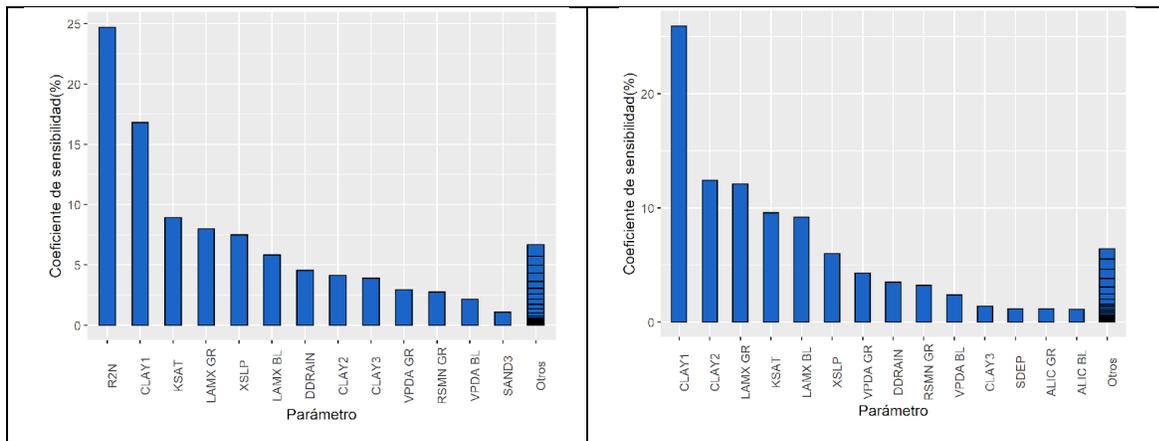


Figura 12. Coeficientes de sensibilidad de los parámetros más sensibles según la métrica de desempeño NSE (izquierda) y evapotranspiración media (derecha).

A través de este análisis se identificaron los parámetros que mayormente influyen en la métrica NSE y en la evapotranspiración media. De esta forma, cuando el modelo presente inconsistencias en la evapotranspiración estimada, los parámetros que influyen en la evapotranspiración deberán ser incluidos en el proceso de calibración, sin embargo, no se deben descartar los parámetros que se concentran en la métrica seleccionada.

4.3 Formulación e implementación de la estrategia metodológica

Las dos secciones de resultados discutidas previamente y correspondientes a los objetivos específicos 1 y 2 sirvieron para identificar posibles ajustes que se pueden realizar al

modelo implementado. Estos ajustes buscaron mejorar las simulaciones de caudal desde diferentes aspectos: la métrica de desempeño NSE, la curva de duración de caudales y la adecuada representación del balance hídrico anual.

4.3.1 Primera aproximación

Como se pudo identificar en los resultados del objetivo 1, la precipitación presenta inconsistencias en su distribución espacial, y de acuerdo con Beck et al. (2020) es posible que los valores de precipitación medidos sean inferiores a los reales en zonas de relieve complejo como lo es el Alto Magdalena. Esto es consistente con los resultados del presente trabajo, porque los caudales modelados son inferiores a los caudales simulados y esto puede deberse a las subestimaciones de la precipitación.

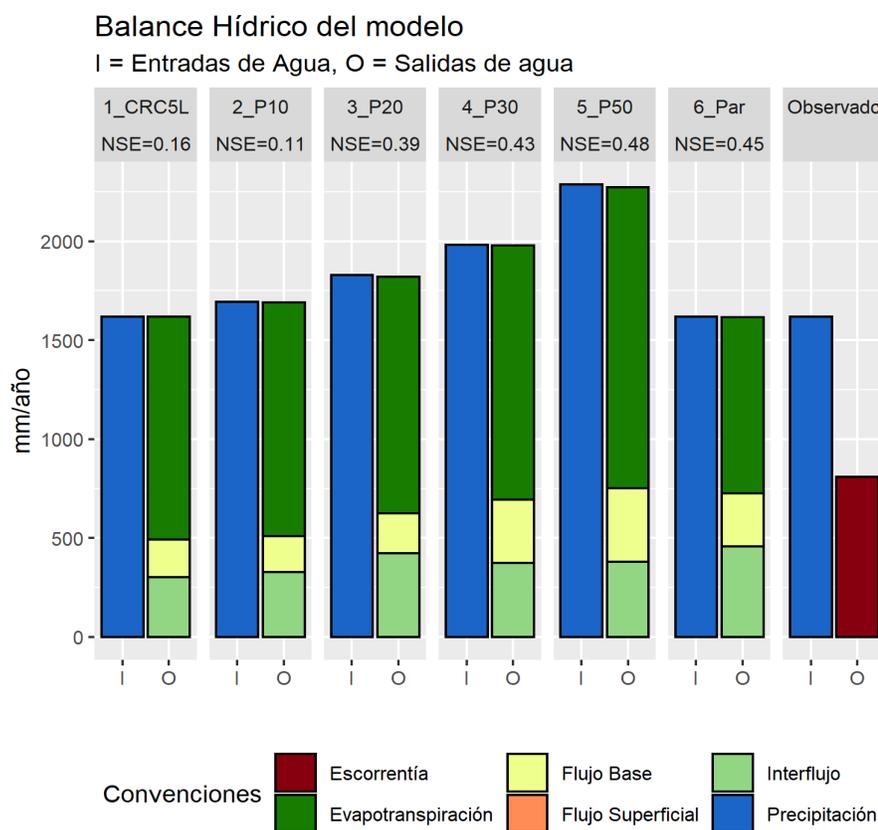


Figura 13. Balance Hídrico de los escenarios propuestos. Se presentan 1_CRC5L (modelo inicial), 2_Pn (escenario de precipitación, donde n es el porcentaje por el cual se incrementa), 6_Par (Escenario de calibración de parámetros sensibles).

En este orden de ideas, como una primera aproximación, se propusieron cuatro escenarios en los cuales se hicieron incrementos graduales en los valores de precipitación, que variaron desde el 10%, 20%, 30%, hasta el 50% constituyendo los escenarios: 2_P10, 3_P20, 4_P30 y 5_P50. Estos incrementos constantes de precipitación se realizaron a todo el periodo de análisis. Cada uno de ellos fue calibrado buscando obtener su mejor desempeño.

Además de modificar la magnitud de la precipitación, se ajustó su distribución. Este ajuste se hizo teniendo en cuenta que las estaciones de precipitación y las estaciones de caudal son consistentes en mostrar una zona de altas precipitaciones en la zona media de la cuenca. Sin embargo, la precipitación de entrada al modelo no presenta esta zona de altas precipitaciones, tal como se discutió previamente. Debido a estas razones, cada una de las celdas fue ajustada según los valores de la Tabla 5, de manera que la distribución coincidiera con las estaciones del IDEAM; este ajuste a la distribución de la precipitación se realizó en los escenarios 2_P10, 3_P10, 4_P30 y 5_P50.

Siguiendo los resultados del objetivo 2, se configuró un escenario adicional. Su configuración se enfocó en la calibración de los parámetros del modelo, es decir, incluyendo únicamente los parámetros que mostraron una influencia superior al 1% en la métrica NSE y bajos los mismos rangos del análisis de sensibilidad global. Este escenario se llamó 6_Par. En este caso solo se calibraron 14 de los 55 parámetros investigados.

Con estos escenarios propuestos, se pudo evaluar por separado la influencia de las modificaciones en la precipitación de entrada y las modificaciones asociadas con la calibración de parámetros, en el desempeño del modelo.

El balance hídrico de los escenarios propuestos se presenta en la **¡Error! No se encuentra el origen de la referencia.** En ella se presentan, el balance hídrico inicial del modelo (1_CRC5L) y los datos observados. Igualmente, se presenta en cada uno de los escenarios el valor de NSE alcanzado. En los escenarios de incremento de la precipitación se observa que conforme se producen estos incrementos, tanto la escorrentía como la evapotranspiración aumentan. Si se compara la escorrentía de los escenarios con la escorrentía observada y la métrica NSE, se encuentra que conforme se acercan estos dos valores, la métrica de desempeño mejora, siendo más alta en el escenario 5_P50, cuyo

incremento de la precipitación es del 50%. Por otra parte, el escenario 2_P10, que recibe un incremento en la precipitación del 10% y su distribución es ajustada, presenta un desempeño muy cercano al modelo inicial, esto sugiere que los ajustes en la distribución de la precipitación no tienen una influencia importante en el desempeño del modelo, no siendo así para las modificaciones en la magnitud. El escenario 6_Par, muestra que reducir la evapotranspiración a partir de modificar parámetros, o recalibrarlos, también mejora el desempeño del modelo, en este caso el NSE fue de 0.45, muy cercano a los escenarios en los cuales se incrementó la precipitación, cuyo NSE fue 0.43 y 0.48 para el 30% y el 50%, respectivamente.

Para evaluar el desempeño de estos escenarios, desde otro punto de vista, considerando que el uso de una sola métrica de desempeño puede ser insuficiente y conducir a erróneas interpretaciones de los resultados (Mancipe-Muñoz et al., 2014), se implementó un análisis a través de la curva de duración de caudales. La Figura 14 presenta las curvas de duración de caudales de los mejores escenarios para el NSE (5_P50 y 6_Par), junto con el modelo inicial (1_CRC5L) y los valores observados. Se observa que el modelo inicial se encuentra más alejado de los datos observados, que los escenarios óptimos. Las curvas de estos últimos se asemejan bastante bien a la curva de los valores observados. De manera que, tanto la métrica NSE como la curva de duración de caudales, muestran que los escenarios planteados mejoran el desempeño de la simulación de caudales del modelo MESH.

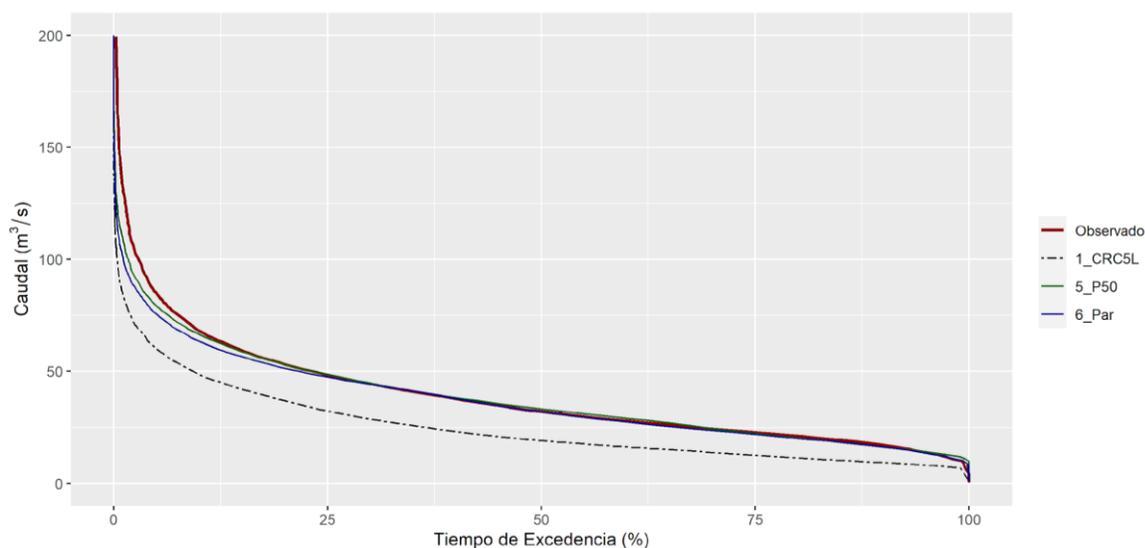


Figura 14. Curva de duración de caudales para los escenarios óptimos.

Considerando que existen dos posibles ajustes que se pueden realizar al modelo, representados por los escenarios óptimos, se optó por evaluar la simulación de evapotranspiración y compararla con los productos obtenidos para el objetivo específico 1 de este trabajo. La Figura 15 muestra un diagrama de cajas y patillas de la evapotranspiración mensual de todos los escenarios propuestos, además de los productos de evapotranspiración. Se observa que todos los escenarios con incrementos de precipitación se encuentran por fuera del rango de los otros productos; únicamente el escenario 6_Par simula valores de evapotranspiración dentro del rango de los otros productos, indicando que los incrementos de precipitación pueden resultar demasiado artificiales.

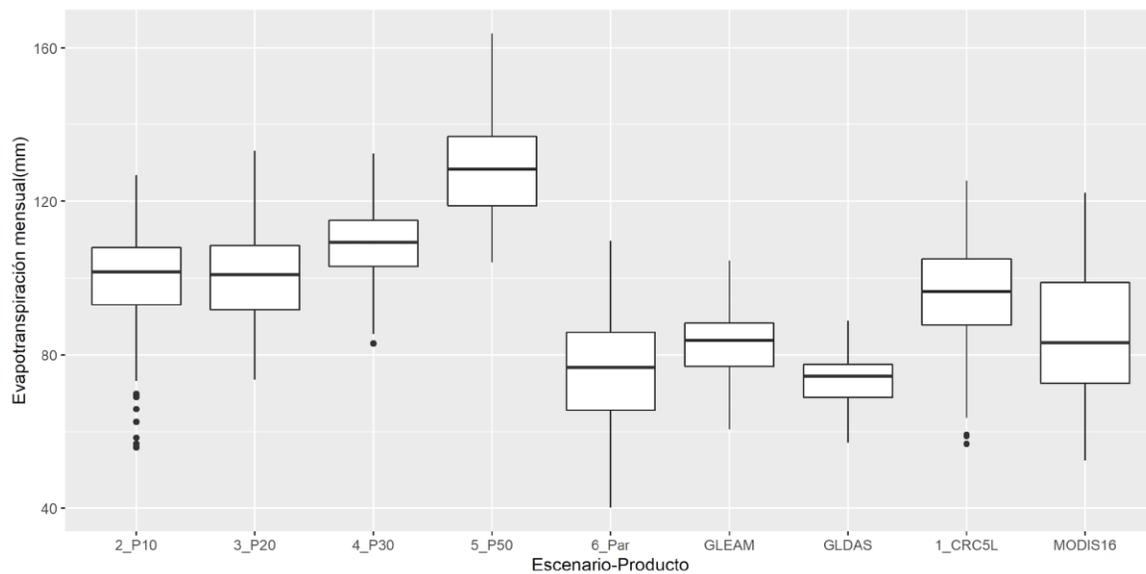


Figura 15. Diagrama de cajas y patillas para los escenarios evaluados y cada uno de los productos de evapotranspiración utilizados para la comparación.

Las inconsistencias encontradas en el modelo con el análisis de las variables y el análisis de sensibilidad global sirvieron para proponer los escenarios 2_P10, 3_P20, 4_P30, 5_P50 y 6_Par, y se encontró que los ajustes en la distribución de la precipitación no tienen influencia en el desempeño del modelo, pero que modificaciones en la magnitud de la precipitación y en la evapotranspiración del modelo (a través de la calibración de parámetros) pueden mejorar las simulaciones de caudal del modelo, visto desde la métrica NSE y la curva de duración de caudales. Sin embargo, los ajustes en la magnitud de la

precipitación hacen que la simulación de la evapotranspiración se salga del rango que se puede encontrar en otros productos globales de esta variable.

4.3.2 Revisión del balance hídrico de otras subcuencas del Alto Magdalena

Por los motivos anteriormente expuestos, el mejor escenario implementado en otras subcuencas del Alto Magdalena fue 6_Par, que consistió en la reconfiguración de la calibración de los parámetros, considerando el análisis de sensibilidad realizado en el presente trabajo. No obstante, antes de implementar este escenario en otras subcuencas, a fin de evaluar su utilidad, fue necesario revisar si las otras subcuencas del Alto Magdalena (ver Figura 16), en las cuales el desempeño de MESH fue insuficiente, presentaron el mismo problema de la CRC, es decir problemas en el balance hídrico.

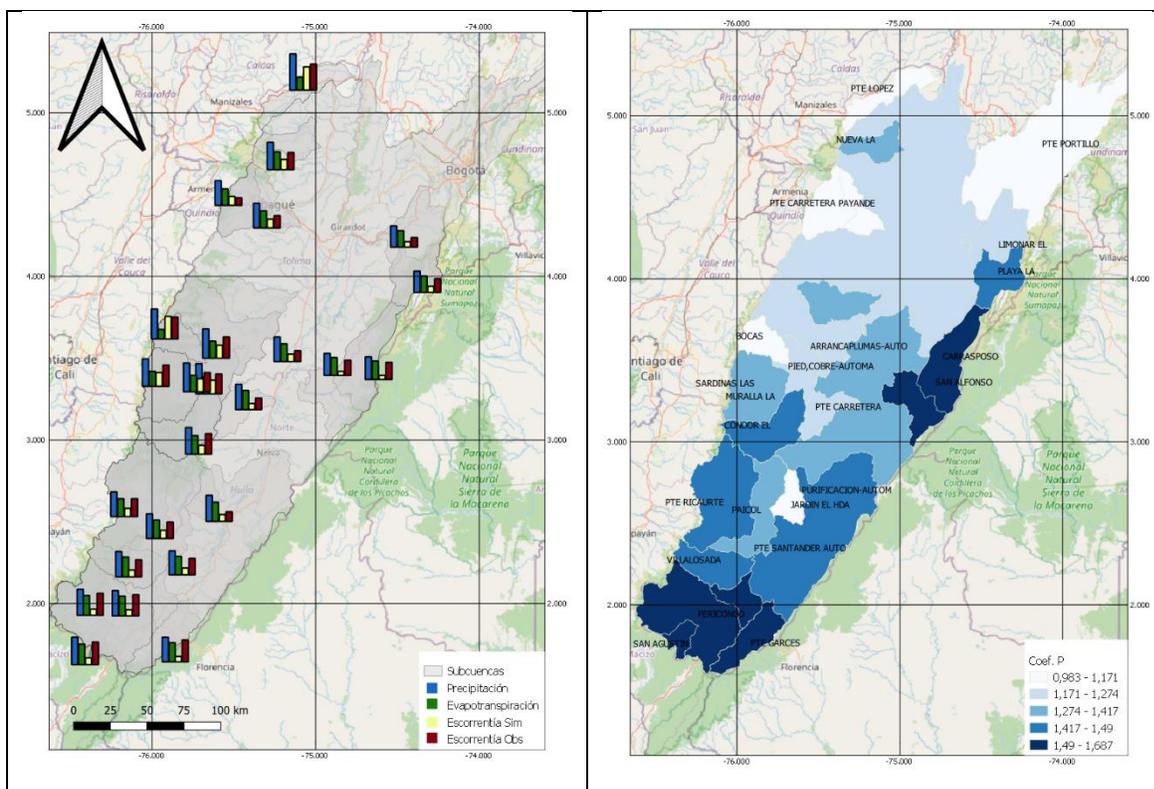


Figura 16. Balance hídrico de otras subcuencas del Alto Magdalena (izquierda). Coeficiente de ajuste de precipitación de acuerdo con información del modelo (derecha).

La Figura 16 (izquierda) muestra el balance hídrico para otras subcuencas del Alto Magdalena, según resultados de Arboleda (2018). En la mayoría de los casos se observa que la precipitación y evapotranspiración estimada por el modelo son muy cercanas entre

sí, motivo por el cual la esorrentía simulada alcanza valores muy bajos, que en general se alejan de los valores de la esorrentía observada. La Figura 16 y lo observado para la CRC explican por qué el modelo presentó un bajo desempeño en esta zona específica, es decir por errores en la representación del balance hídrico.

De acuerdo con los escenarios evaluados previamente, modificar los parámetros buscando reducir la evapotranspiración es la mejor solución que se puede implementar para mejorar el desempeño del modelo MESH en el Alto Magdalena. Sin embargo, la Figura 16 muestra que la esorrentía observada se acerca mucho a la precipitación del modelo, luego la evapotranspiración simulada debería tener valores muy bajos para que el balance del modelo se acerque al balance observado. Para entender mejor esta discusión, la Figura 16 (derecha) muestra el coeficiente por el cual debería incrementarse la precipitación para que el balance del modelo corresponda al balance de los datos observados de esorrentía. Se observa que en la CRC el coeficiente es cercano a 1, de tal manera que, cuando se modificaron los parámetros la evapotranspiración tuvo que ser reducida ligeramente, no obstante, existen otros casos más críticos en donde el coeficiente puede ser de 1,69. Bajo estas circunstancias, solo modificar parámetros puede no ser de total utilidad para alcanzar un desempeño adecuado del modelo, por lo que aún no se descarta el incremento de los valores de precipitación como una estrategia para mejorar la simulación del modelo.

4.3.3 Formulación de la propuesta metodológica y resultados de su implementación en otras subcuencas

De acuerdo con lo que se pudo encontrar con la primera aproximación que buscó solucionar los inconvenientes al representar el balance hídrico del modelo en la CRC, a través de cambios en la precipitación e incluyendo en el proceso de calibración los parámetros más sensibles, es posible mejorar la implementación del modelo MESH en el Alto Magdalena. Sin embargo, no es claro cómo se deben implementar estas modificaciones en la precipitación. Beck et al. (2020) generaron un producto global de los coeficientes de precipitación para corregir los errores impuestos por las condiciones topográficas, en este caso usaron una aproximación de la ecuación de Budyko y estaciones de caudal de 7 fuentes de información, los detalles se encuentran en (Beck et al., 2020). Este producto cuenta con tres mapas de coeficientes, cada uno de ellos se

generó a partir de los productos de precipitación: WorldClim V2, CHESLA V1.2, and CHPclim V1.

Utilizando este producto se implementó MESH en las cuencas de los ríos referenciados en la Tabla 4; **Error! No se encuentra el origen de la referencia.** en el periodo comprendido entre 1981 y 2001. Toda la información de entrada del modelo se conservó, solo que en esta nueva implementación se ajustó la precipitación de acuerdo con los coeficientes de Beck et al. (2020) y la calibración se hizo con base en los resultados del análisis de sensibilidad de los parámetros. Los resultados se presentan en la Figura 17 en donde se observan para cada cuenca 4 escenarios: el primero de ellos corresponde a la calibración de parámetros sin usar el producto de coeficientes de precipitación (11_Coello, 21_Saldaña, 31_Cabrera, 41_Sumapaz); los otros tres escenarios corresponden a la implementación de los coeficientes obtenidos de los productos WorldClim V2, CHESLA V1.2, and CHPclim V1, respectivamente (#2_NombredelRío, #3_NombredelRío, #4_NombredelRío), estos escenarios fueron calibrados de acuerdo con los resultados del análisis de sensibilidad, el valor de la métrica NSE alcanzado se presenta en la Figura 17.

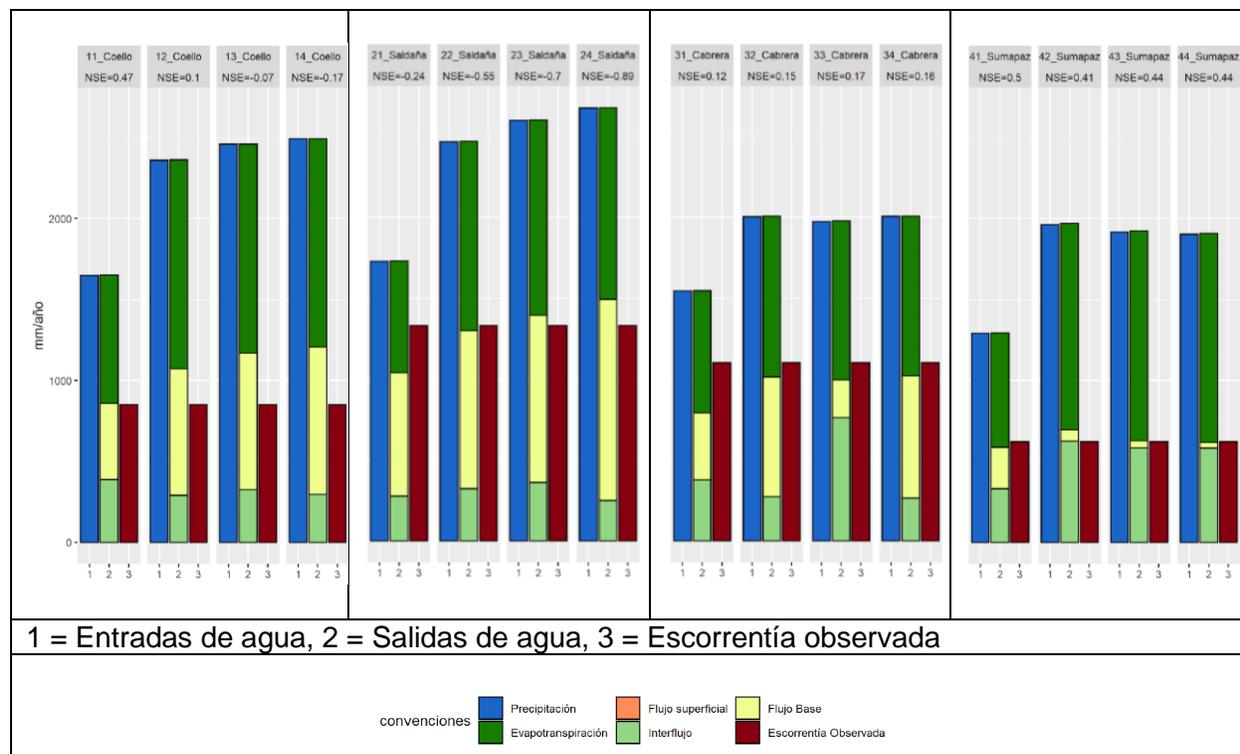
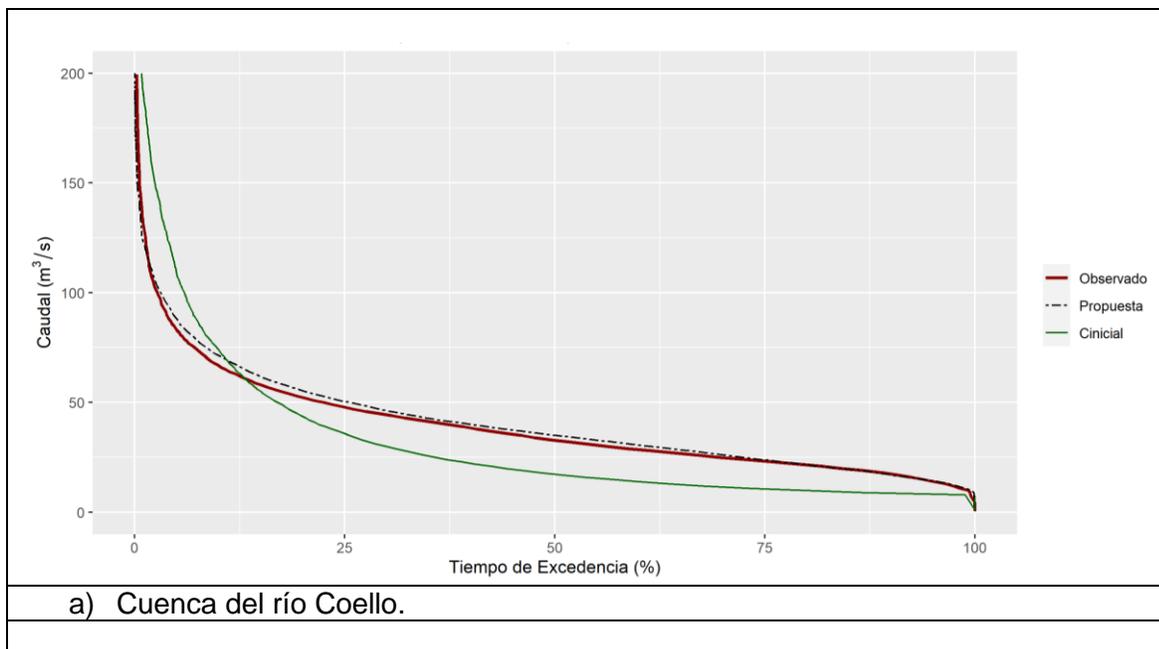
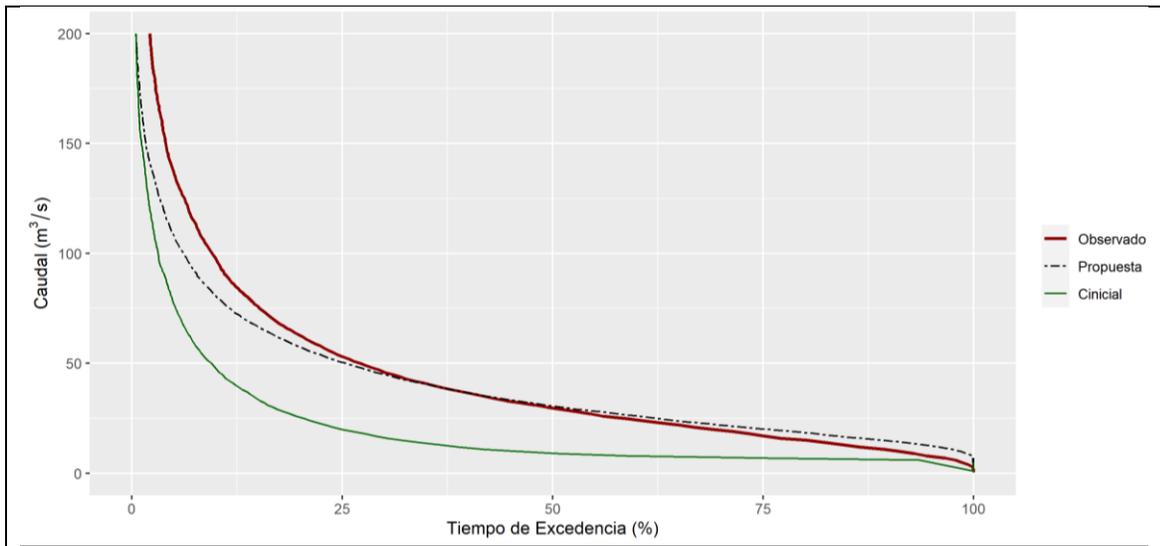


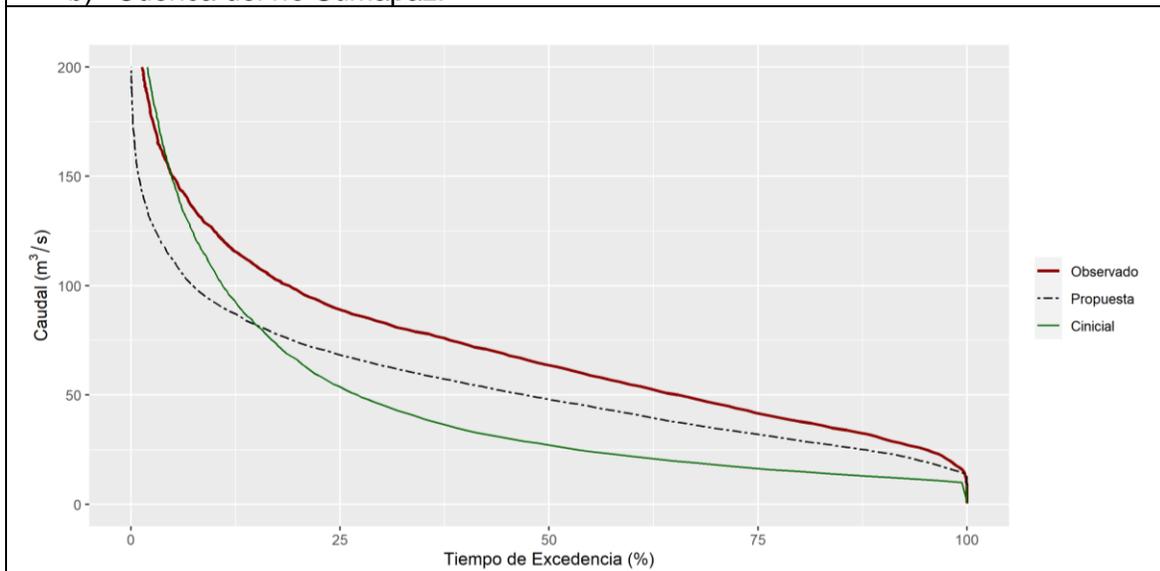
Figura 17. Balance hídrico resultado de implementar la estrategia en otras subcuencas.

En general, el escenario en el cual no se usó el producto de coeficientes es el mejor de cada cuenca, salvo por la cuenca del río Cabrera en la que el producto derivado de CHELSA V1.2 (33_Cabrera) logró el mejor resultado. Este resultado es ligeramente superior a la calibración de parámetros sin implementar el producto de coeficientes (31_Cabrera), por lo que no representa una alternativa viable para utilizarse en otras subcuencas del Alto Magdalena. Continuando con los escenarios para la calibración de los parámetros, de las 4 cuencas, solo la del río Saldaña no tuvo resultados superiores a 0. Las otras cuencas, por el contrario, tuvieron coeficientes NSE superiores a 0, mejorando los resultados de la modelación de la MCMC. Sin embargo, estos valores continúan siendo inferiores a los que se perciben como un modelo hidrológico aceptable ($NSE > 0.5$), y considerando que corresponden a un proceso de calibración, cuyo objetivo es la optimización de la función objetivo.

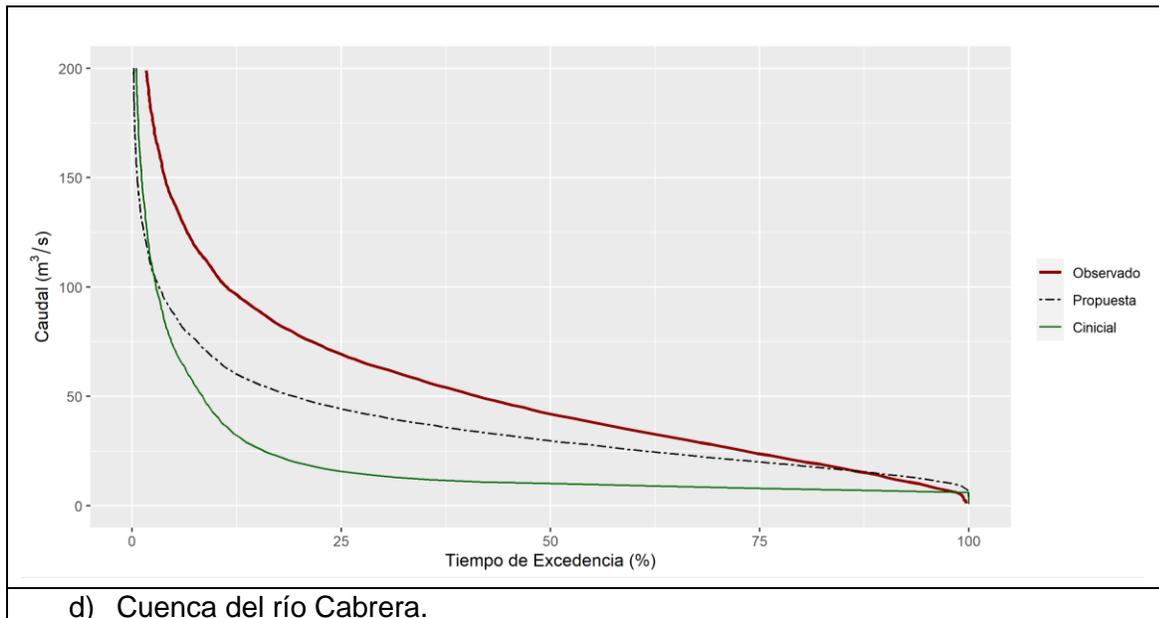




b) Cuenca del río Sumapaz.



c) Cuenca del río Saldaña.



d) Cuenca del río Cabrera.

Figura 18. Curvas de duración de caudal de la propuesta implementada.

Como se ha mencionado anteriormente, para complementar la información aportada por la métrica de desempeño NSE, se presentan en la Figura 18 las curvas de duración de caudal de la propuesta implementada, en ella se observan 4 paneles, a, b, c y d, correspondientes a cada una de las cuencas seleccionadas, para cada cuenca se presenta la curva de duración de caudales observados y la curva de duración de caudales simulados previamente (Cincial) y la curva de duración de caudales implementado la propuesta metodológica. Se observa que en los cuatro casos la propuesta realizada mejoró la curva de duración de caudales, especialmente en las cuencas de los ríos Saldaña y Coello, del mismo modo los valores NSE fueron superiores en las mismas dos cuencas, pasando de 0.16 a 0.47 en el caso de Coello y en Sumapaz pasando de 0.11 a 0.5. Las cuencas restantes, pasaron de -0.55 a 0.12 en el caso de Cabrera, y en Saldaña de -1.20 a -0.20. Estos resultados muestran un avance en las implementaciones de esquemas SVAT, realizadas hasta ahora, en las cuencas del Alto Magdalena.

Mediante la aplicación de estos escenarios, se concluye que la mejor estrategia para implementar MESH en el Alto Magdalena y en otras cuencas de relieve complejo, debe recaer en el conocimiento de la sensibilidad de parámetros, aunque esta solución tiene alcances limitados. Para mejorar la aplicación del modelo e ir más allá, es necesario enfocarse en las variables del balance hídrico. En el presente trabajo se recurrió a otras

fuentes de información, sin embargo, se encontró una amplia variación entre ellas, por este motivo, el aporte de estas fuentes de información se limitó a los rangos en los cuales se podía encontrar la variable.

4.3.4 Evaluación de los desaciertos de la propuesta metodológica

Después de evaluar la metodología y encontrar que su efectividad en la cuenca del río Saldaña fue limitada, y en la cuenca del río Cabrera, aunque su desempeño mejoró también tuvo un desempeño limitado, se implementó el modelo HBV combinado con el filtro Kalman de ensambles restringidos (CEnKF). La Figura 19 presenta los resultados en el diagrama de Taylor (Taylor, 2001), en color azul se muestran los resultados del mejor escenario de MESH, presentado en la Figura 17, en rojo se presentan los resultados de la implementación de HBV, y en verde, denominado como K-HBV la aplicación del CEnKF al modelo HBV. En la cuenca del río Coello(a), se observa que los tres casos alcanzaron resultados similares, siendo ligeramente superior K-HBV. En la cuenca del río Cabrera (b), los dos modelos tuvieron resultados similares, por otra parte, K-HBV mejoró significativamente la simulación de caudales, en este caso MESH estimó mejor los caudales que el modelo HBV. En la cuenca del río Sumapaz (c), nuevamente K-HBV mejoró los resultados respecto a los otros dos casos; en esta cuenca, al contrario de la cuenca del río Cabrera, HBV estimó mejor los caudales que MESH. En cuanto a la cuenca del río Saldaña, K-HBV también obtuvo mejores resultados, en esta cuenca HBV también alcanzó mejores resultados respecto a MESH. En general, el mejor resultado fue alcanzado por K-HBV, seguido por HBV y finalmente MESH. Las diferencias entre el desempeño de MESH y HBV no fueron generales, en la medida en que, en uno de los casos, MESH alcanzó mejores resultados y en otros dos HBV logró superar a MESH. Sin embargo, una de las posibles causas por las cuales MESH pudo estar siendo ligeramente inferior es la dificultad que tiene para ser calibrado, en la medida en que cada corrida toma mucho más tiempo que en HBV, además que para su calibración no se consideraron 33 parámetros cuya influencia agrupada era del 7%.

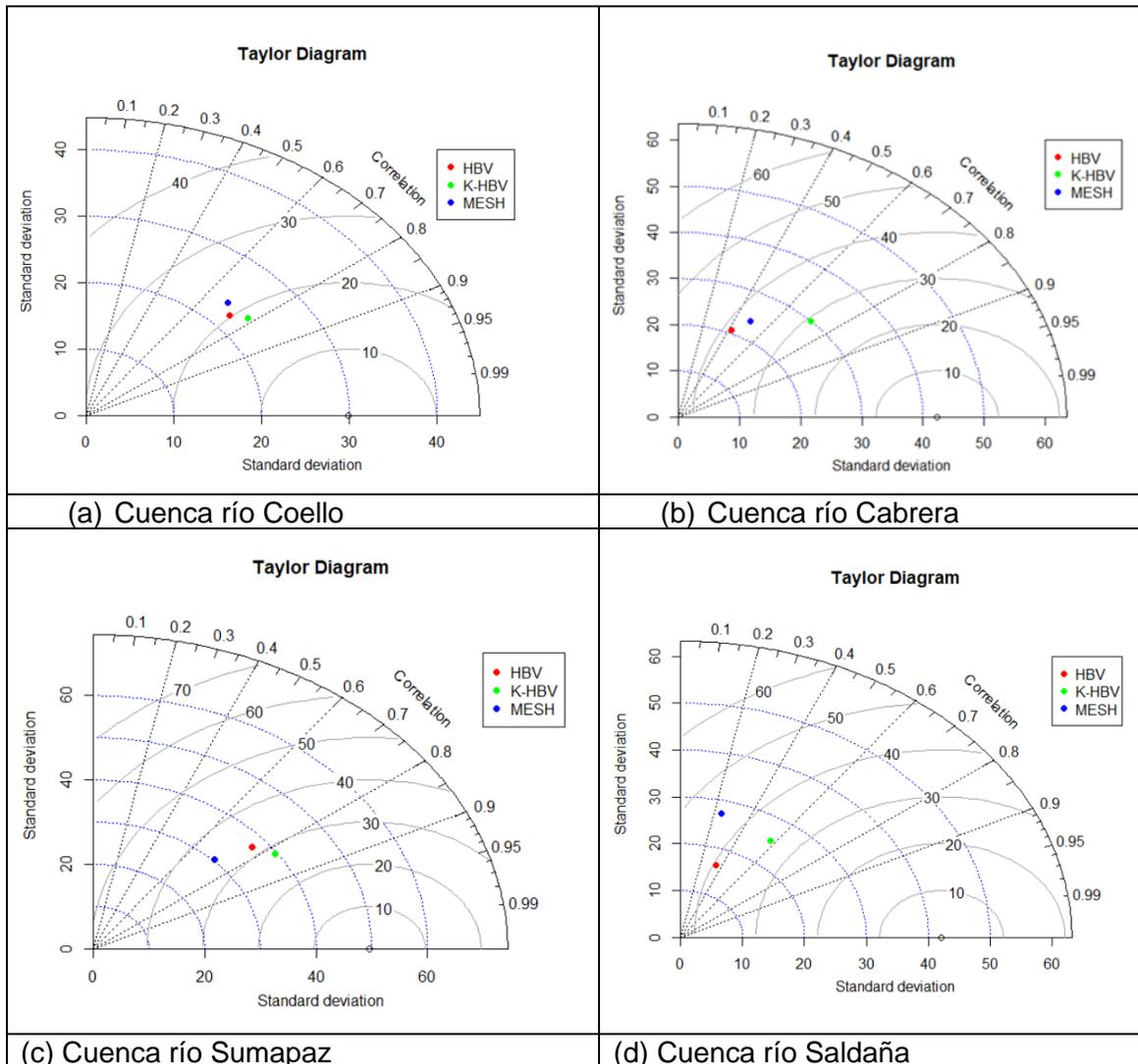


Figura 19. Diagramas de Taylor para las subcuencas seleccionadas en el Alto Magdalena

La cuenca en la cual K-HBV tuvo mayor impacto fue la del río Cabrera, por este motivo se revisó qué cambios en la precipitación se dieron para que se mejoraran los resultados. La Figura 20 presenta la precipitación media diaria por mes utilizada en HBV(P) y la modificada por el CEnKF e implementada en HBV(KP), en sus valores normalizados. Se observa que la precipitación inicial (P) es bimodal, con abril y noviembre siendo los meses con mayores precipitaciones en promedio y agosto el mes con menos precipitaciones en promedio. Adicionalmente, se observa cómo la precipitación modificada es bimodal también, pero el CEnKF prolonga el periodo de altas precipitaciones promedio hasta julio e inclusive agosto. La misma Figura 20 presenta los caudales observados en la estación limnimétrica Carrasposo, en valores medios diarios normalizados, hasta la ubicación de

dicha estación se delimita la cuenca del río Cabrera. Se observa que el mes en el cual se encuentran los caudales observados en promedio más altos es julio, es decir que el CEnKF ajusta el error en el balance hídrico que se presenta durante el periodo mayo-agosto, incrementando los valores de la precipitación durante ese periodo. Destaca además que, en el segundo pico del año, es decir el mes de noviembre, el filtro modifica la precipitación en menor proporción.

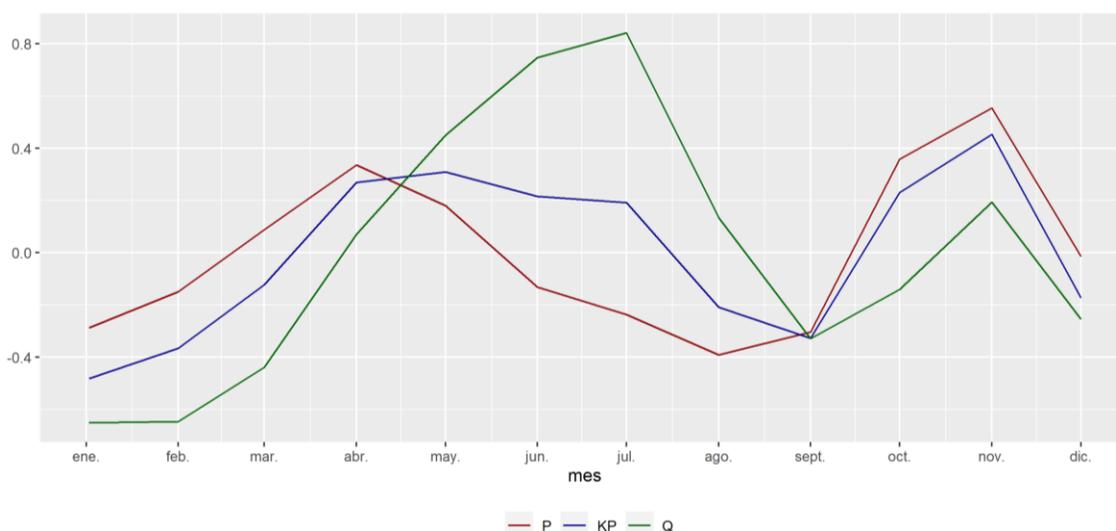
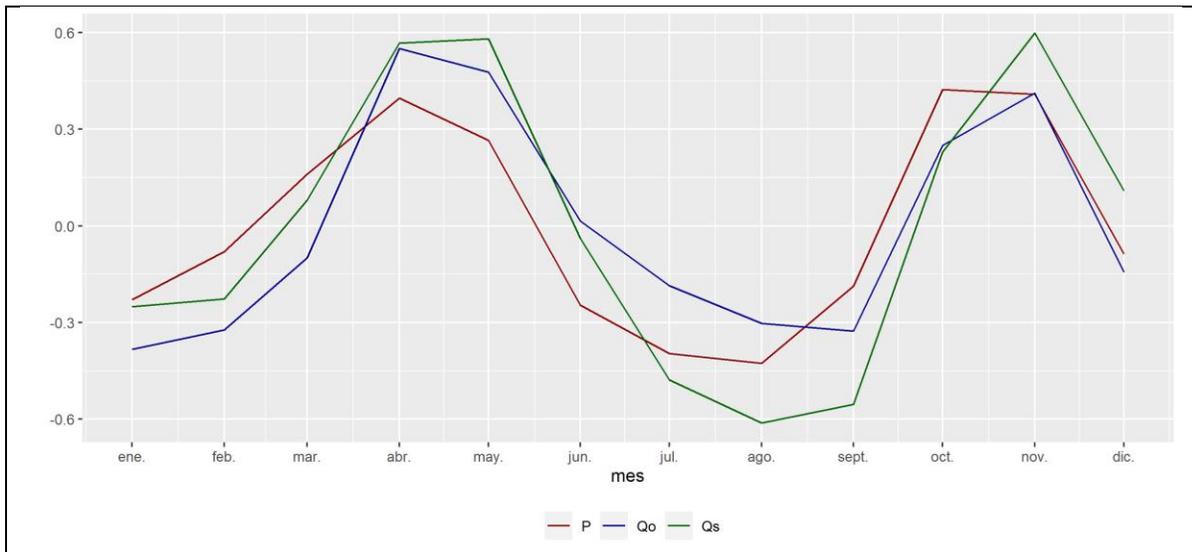


Figura 20. Valores normalizados de precipitación por mes para HBV(P), K-HBV(KP) y caudales normalizados por mes(Q).

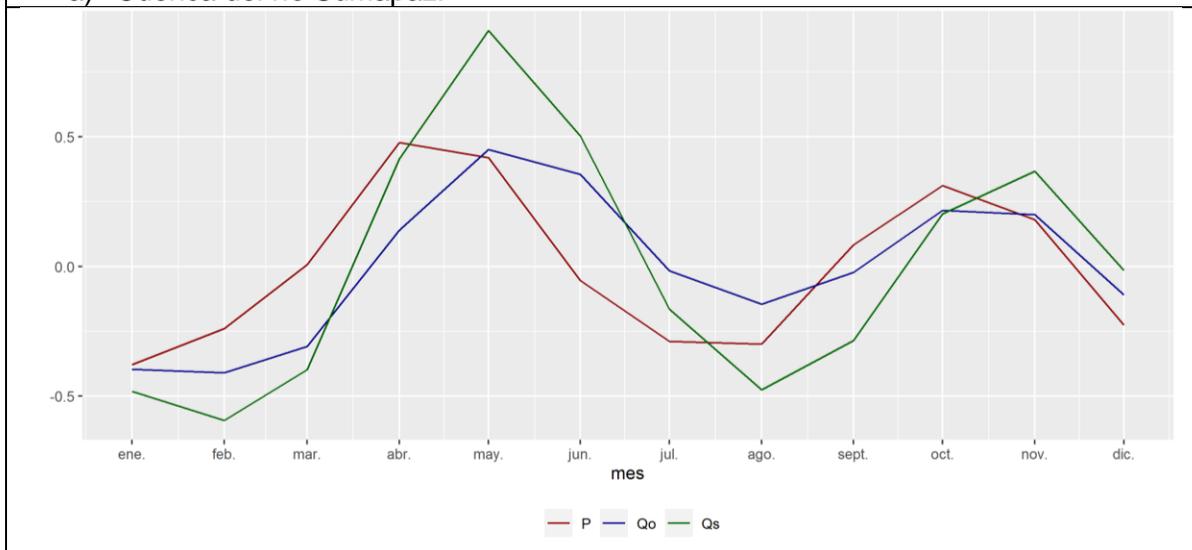
Continuando con el análisis de los patrones de los promedios diarios mensuales de precipitación, la Figura 21 presenta para las cuencas seleccionadas los promedios diarios mensuales de precipitación, caudal observado y simulado por MESH. Estos valores se han normalizado a través de la media y desviación estándar para poder comparar sus patrones temporales. Se observa en la Figura 21 que en todas las cuencas los patrones de precipitación son bimodales, en las cuencas de los ríos Sumapaz y Coello son consistentes en las tres variables presentadas, pero en las cuencas de los ríos Cabrera y Saldaña no lo son, en cuanto los valores más altos de caudal observado, para Cabrera y Saldaña se presentan en el mes de julio mientras que en las otras dos variables los valores más altos se dan en los meses de abril y mayo.

En este caso, las dos cuencas en las cuales el modelo no alcanza un buen desempeño (Cabrera y Saldaña), son las mismas en las cuales se observa que los caudales promedio

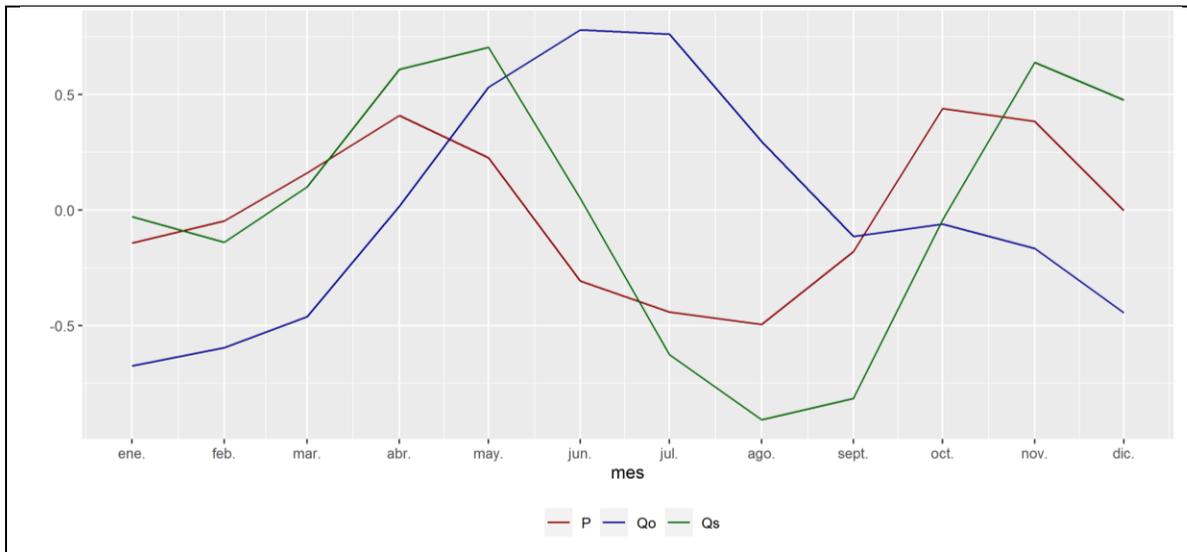
diarios más altos por mes se encuentran distantes de la precipitación promedio diaria por mes más alta. Adicionalmente, las dos cuencas en las que el modelo alcanza mejores resultados en la simulación de caudales (Coello y Sumapaz) muestran una mayor relación entre la precipitación promedio diaria mensual y los caudales promedio diarios mensuales. Es posible que dicha diferencia sea otra causa para el pobre desempeño del modelo en el Alto Magdalena, que no pudo ser prevista desde el análisis realizado en el río Coello.



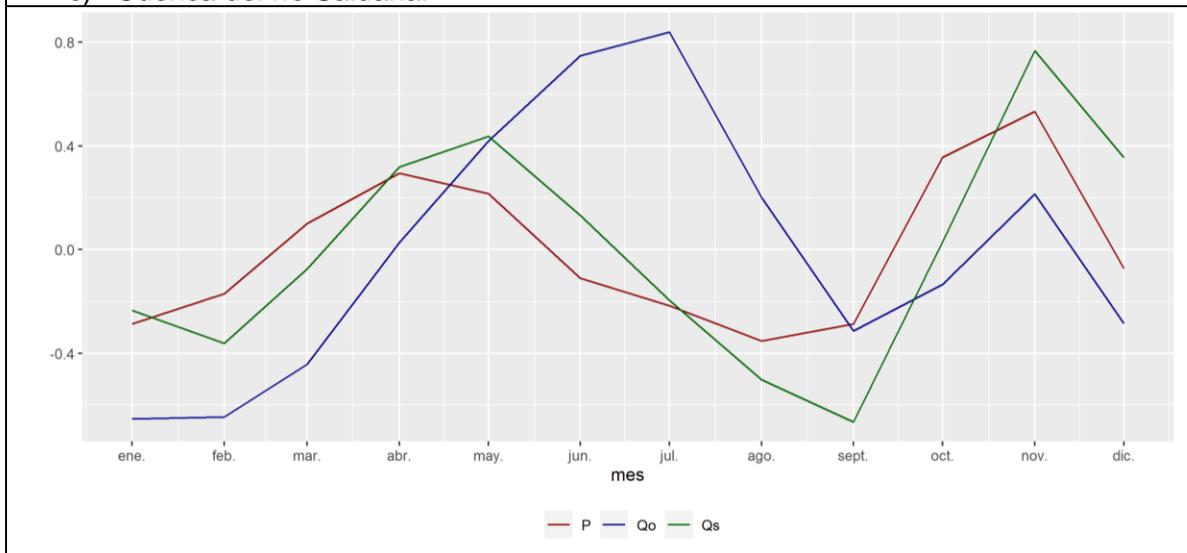
a) Cuenca del río Sumapaz.



b) Cuenca del río Coello.



c) Cuenca del río Saldaña.



d) Cuenca del río Cabrera.

Figura 21. Patrones temporales de los promedios diarios mensuales de precipitación y caudal por cuenca.

Luego de esta observación y con el fin de evaluar si otras cuencas presentaban la misma condición, se tomaron las estaciones limnimétricas provenientes del IDEAM, procesadas en el marco del proyecto Earth2Observe (Rodríguez et al., 2019), ubicadas en el Alto Magdalena, se agregaron mensualmente, se normalizaron utilizando la media y desviación estándar y se agruparon de acuerdo con el mes en el cual se presenta el primer pico en escala mensual, de modo que se pudieran comparar simultáneamente. La Figura 22 presenta los resultados, en donde se encuentra que en general los caudales observados tienen un comportamiento bimodal, cuyo primer pico puede iniciar entre el mes de abril y

julio y el segundo pico se puede encontrar entre los meses octubre y noviembre. A partir de los resultados de la Figura 21 se puede afirmar que lo que sucede en las cuencas Saldaña y Cabrera, en donde los caudales promedio más altos se presentan en el mes de julio, no corresponde a un caso aislado, sino que se está presentando en un número importante de estaciones del Alto Magdalena.

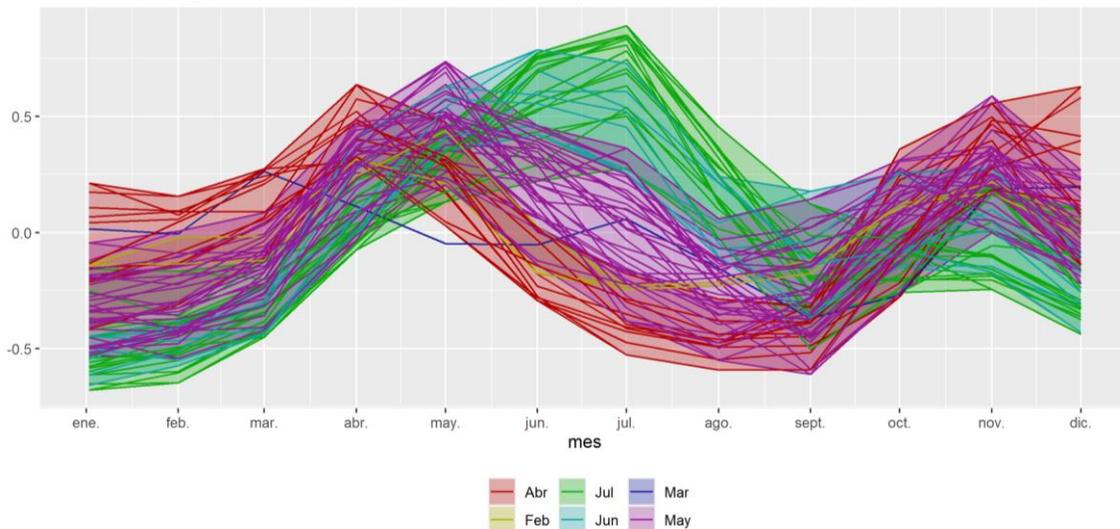


Figura 22. Patrones mensuales de los caudales medidos en otras estaciones del Alto Magdalena.

Para evaluar la distribución espacial del mes en el cual se presentan los picos de caudal promedio diario mensual (PDM) se construyó la Figura 23. En la Figura 23a, en ella se encuentran las estaciones de caudal georreferenciadas, etiquetadas y representando el mes en el cual se encuentra el primer pico PDM. Adicionalmente, se presenta el modelo digital de elevación, a partir de la cota 2000. En la Figura 22 se observa que el mes en el cual se presenta el primer pico de caudal PDM se encuentra relacionado con la localización, es así como se tienen unas zonas en las que predomina el mes de mayo y en otras el mes de julio, existen otras zonas aisladas en las que predominan abril, mayo y junio.

Respecto a los lugares cuyo primer pico de caudal PDM se da en julio, tal como en las cuencas de los ríos Saldaña y Cabrera, se puede ver que se ubican principalmente en el costado sur oriental del Alto Magdalena. Nótese adicionalmente como esta zona presenta

una baja elevación de la divisoria de aguas respecto a las macrocuencas Amazonas y Orinoco.

Para continuar con el análisis de la información de las estaciones de caudal, el panel b de la Figura 23 presenta las estaciones de precipitación, georreferenciadas, etiquetadas y representadas por el mes en el cual se presenta el primer pico de precipitación PDM. Al igual que en las estaciones de caudal, en las estaciones de precipitación la localización se encuentra relacionada con el mes en el cual se presenta el primer pico, predomina en el Alto Magdalena el mes de abril, seguido por el mes de marzo, en otras zonas aisladas los meses de febrero, mayo y junio. Para el costado suroriental del Alto Magdalena el primer pico se está dando entre los meses marzo y abril implicando un rezago de entre 4 y 5 meses entre los caudales y la precipitación.

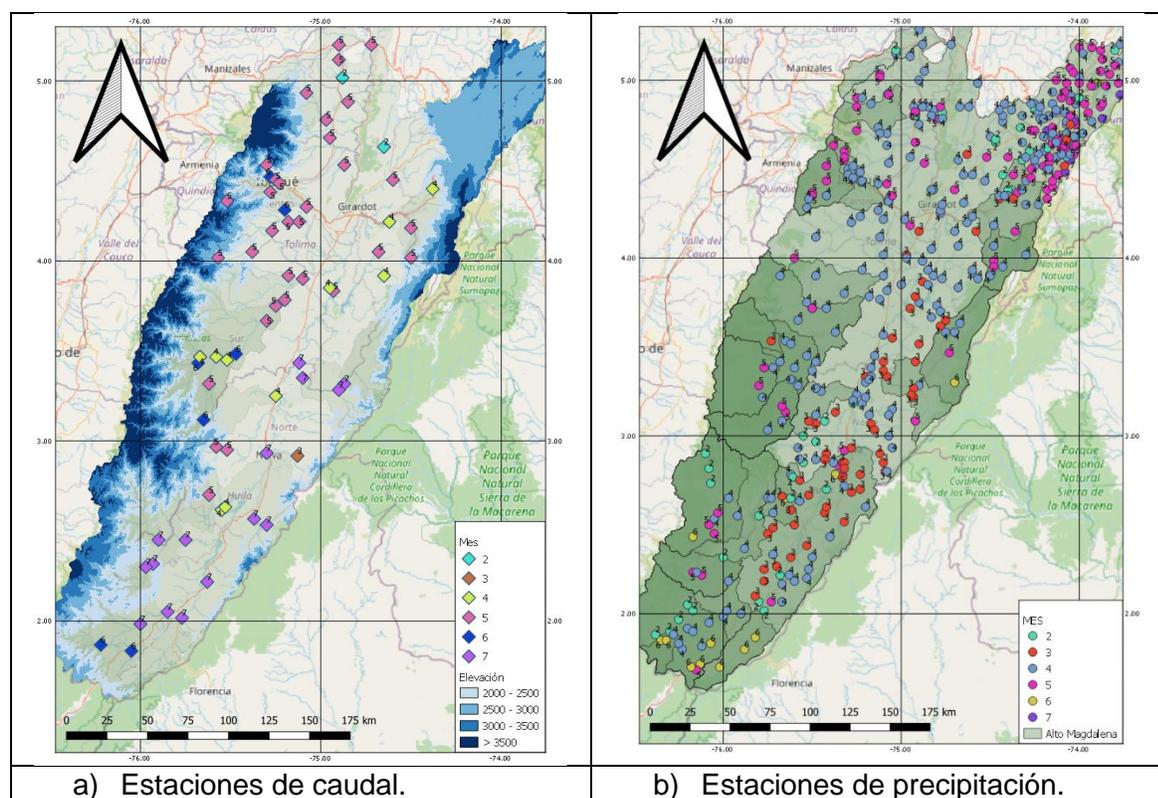


Figura 23. Meses en los cuales se da el primer pico PDM de caudal y precipitación.

Para evaluar el rezago entre la precipitación y los caudales para el segundo pico del año, se revisó el mes en el cual se presenta el segundo pico en valores PDM para cada estación de precipitación y caudal. Los resultados se presentan en la Figura 24, en donde el panel de la izquierda muestra las estaciones de caudal, etiquetadas y representadas por el mes

en el cual se presenta el segundo pico de caudal PDM, en este caso el mes predominante es noviembre, seguido por octubre; las estaciones que presentan el valor NA indican que no se presenta un segundo pico, por lo que se trata de regimenes monomodales, existen otros casos aislados en los cuales el segundo pico PDM se puede presentar en meses como abril, mayo o julio. Continuando con las estaciones de precipitación, el panel b de la Figura 24 muestra el mes en el cual se presenta el segundo pico de precipitación PMD del año por estación, predomina el mes de Noviembre seguido por octubre, aunque existen casos aislados en los cuales el mes cuyo segundo pico de PMD corresponde a mayo, junio o julio. En general el rezago del segundo pico se encuentra entre 0 y 1 meses, marcando una diferencia considerable con lo que sucede en el primer pico del año, que según se pudo observar, dicho rezago se puede encontrar entre 4 o 5 meses.

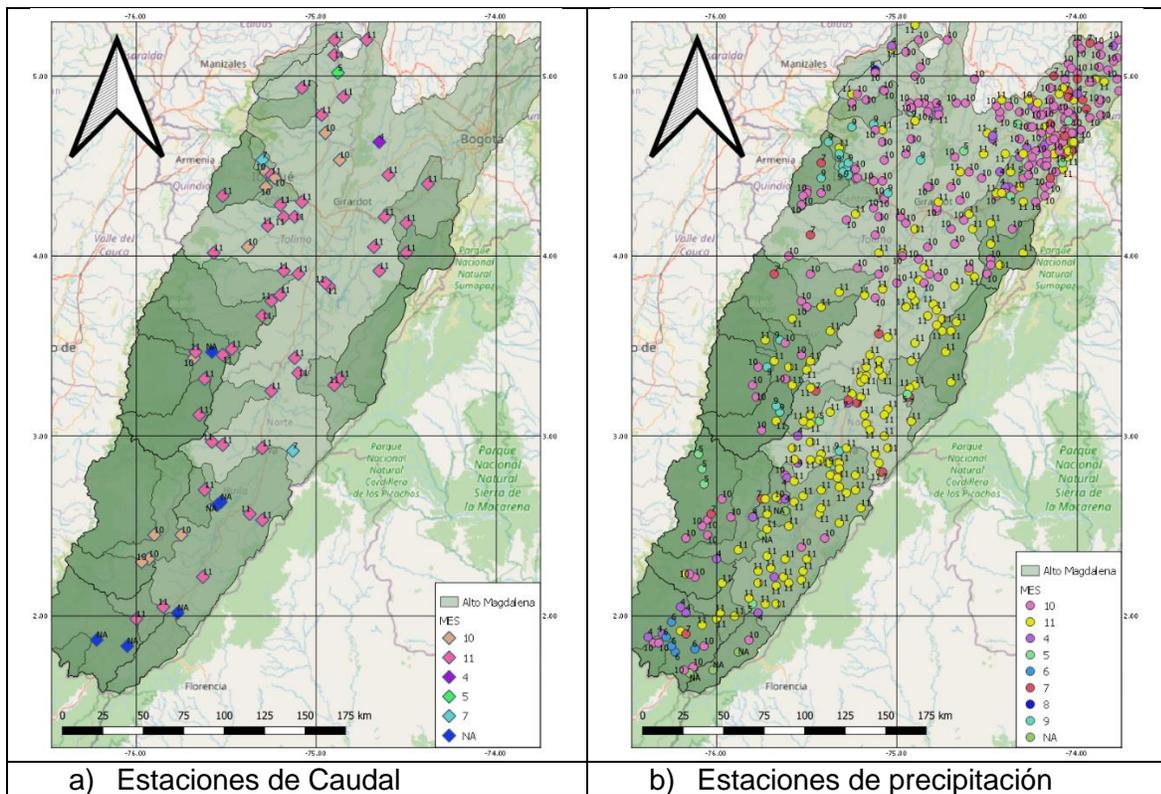
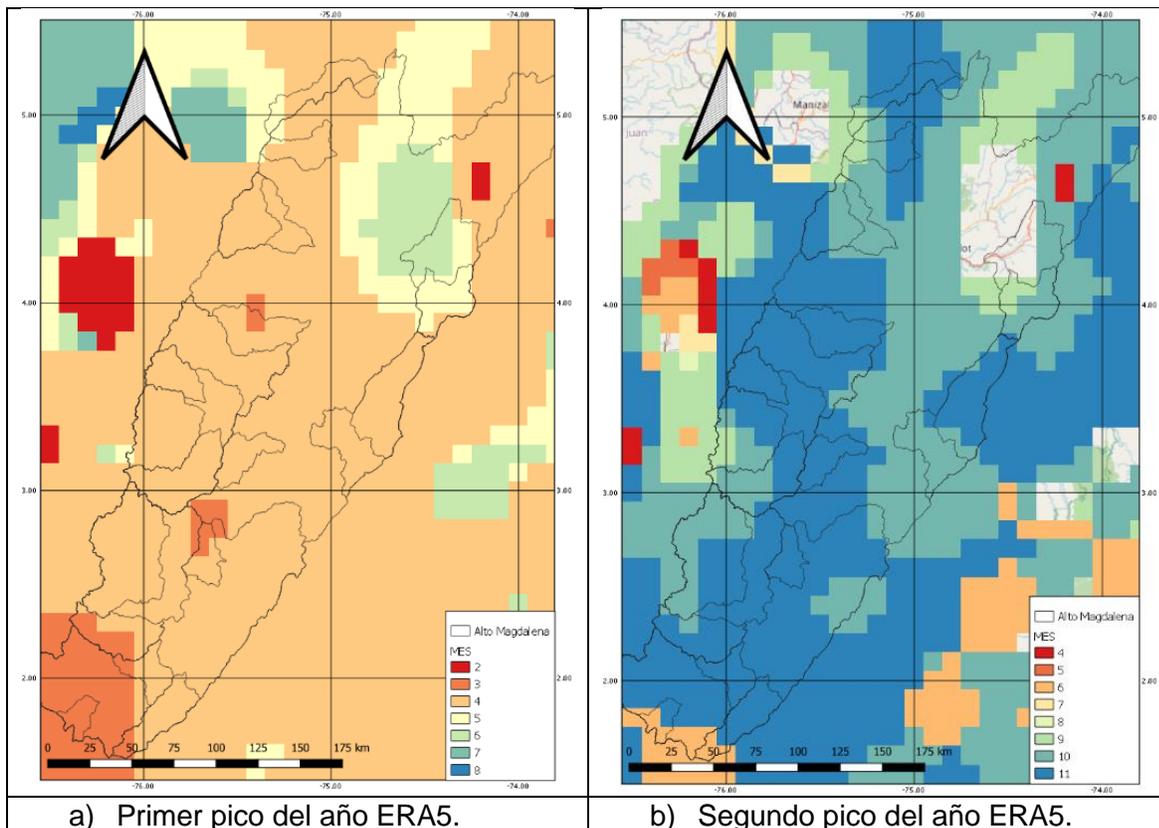


Figura 24. Meses en los cuales se presenta el segundo pico PDM de caudal y precipitación.

Este rezago explica por qué la propuesta realizada en el presente trabajo-para mejorar el desempeño de MESH en el Alto Magdalena- no tuvo resultados satisfactorios, en las cuencas de los ríos Cabrera y Saldaña; en conjunto con la información de las estaciones

de precipitación y caudal-presentada en la Figura 23 y Figura 24- podría explicar el pobre desempeño del modelo MESH en las cuencas del Alto Magdalena. Desde luego pueden presentarse otras posibles fuentes de error en la simulación, que no se pueden prever desde este análisis y deberán ser analizadas en futuras investigaciones.



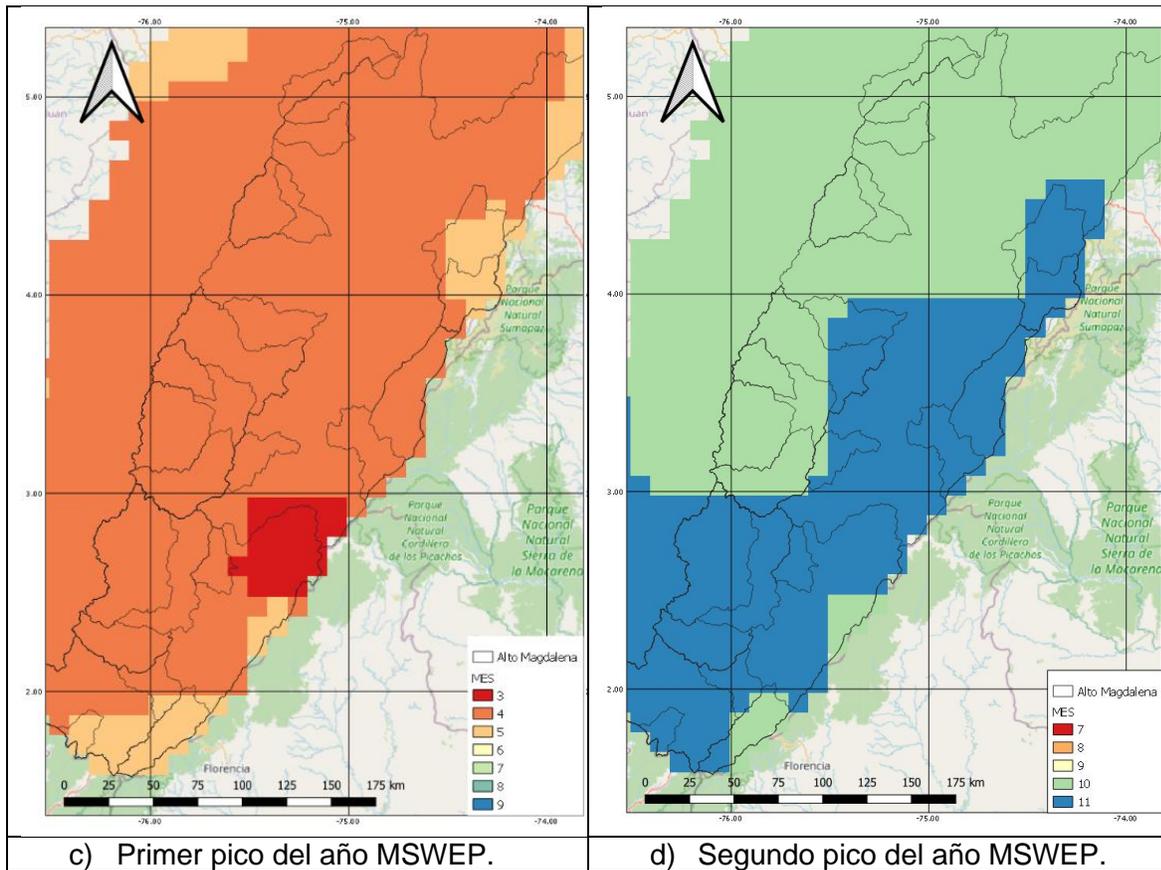


Figura 25. Picos de precipitación PDM según los productos ERA5 y MSWEP.

Buscando contrastar los datos de las estaciones de precipitación y caudal del IDEAM se realizó el mismo análisis de valores PDM con los productos de precipitación MSWEP y ERA5 obtenidos previamente. La Figura 25 muestra el primer y segundo pico de precipitación PDM de cada celda para los productos ERA5 (paneles a y b) y MSWEP (paneles c y d). Para los dos productos el primer pico de precipitación PDM se presenta predominantemente en el mes de abril, seguido de marzo, mayo y junio en el caso de ERA5 y marzo y mayo en el caso de MSWEP. Ambos resultados coinciden con los de las estaciones de precipitación respecto al mes de abril, pero difieren en la zona en la cual predomina el mes de marzo, que se pudo observar en las series de precipitación de las estaciones. Respecto al segundo pico del año según los productos MSWEP y ERA5 los meses que predominan son octubre y noviembre, coincidiendo con lo que se pudo observar en las estaciones de precipitación. Sin embargo, la distribución espacial en la que predomina cada mes claramente difiere, incluso entre productos globales.

En general, los productos coinciden con las estaciones de precipitación respecto a los meses en los cuales se presenta el primer y segundo pico PDM, pero difieren en las zonas en las cuales determinado mes es predominante. De manera que, los datos de los productos MSWEP y ERA5 confirman el rezago que se está observando entre las estaciones de caudal y precipitación.

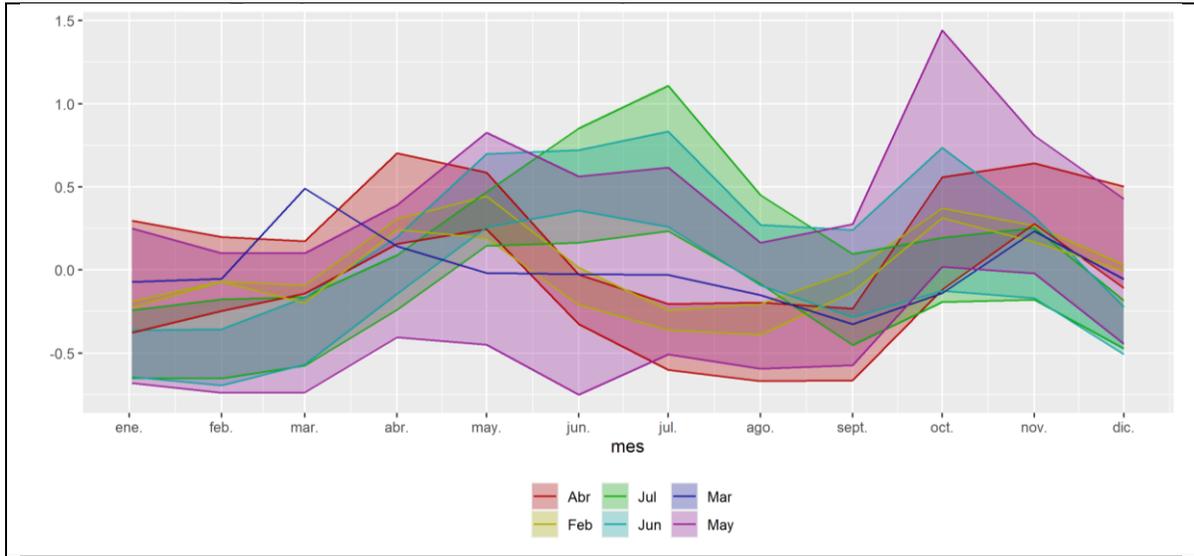
No se realiza el análisis de valores PDM con los productos de evapotranspiración porque en la revisión realizada en la cuenca del río Coello se obtuvieron amplias diferencias entre ellos, impidiendo generar conclusiones a partir de su utilización. Además la evapotranspiración no tiene una variabilidad temporal tan grande como la de la precipitación y los caudales.

Para finalizar el presente análisis sobre las posibles causas de la diferencia que se observa en los meses en los cuales las estaciones de precipitación y las estaciones de caudal alcanzan sus respectivo pico en valores PDM, y considerando que esta es una de las causas que limitó la propuesta realizada, se hará una breve revisión del posible origen de dicha diferencia.

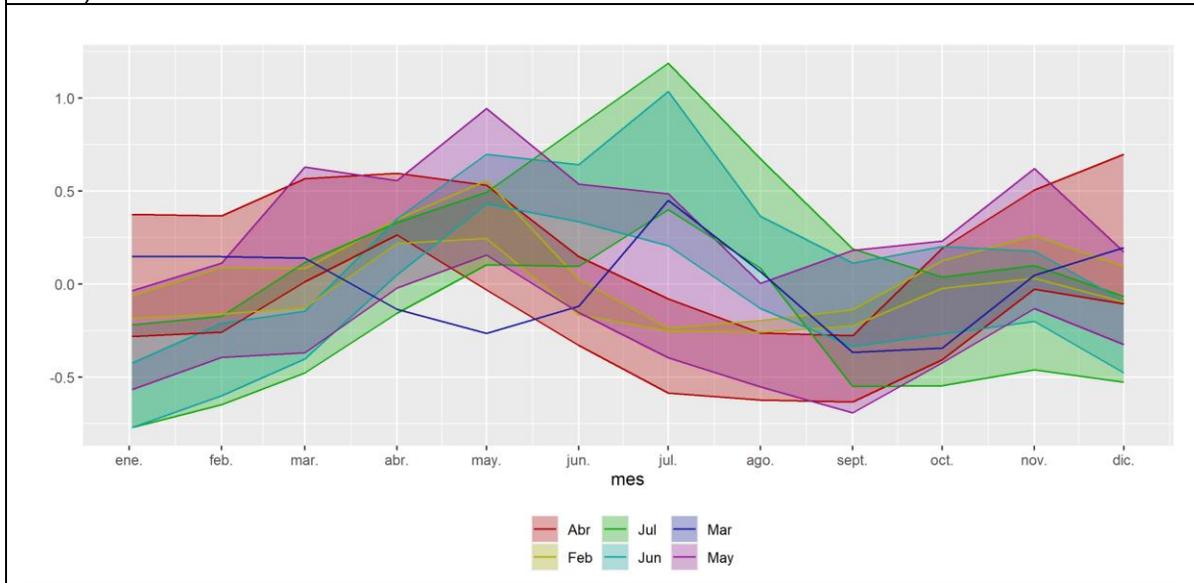
Posibles causas del rezago observado y de la ineffectividad de la propuesta realizada en algunas subcuencas del Alto Magdalena.

Cambios Antropogénicos

Una posible causa del rezago observado entre los picos en las estaciones de precipitación y caudal son las intervenciones antrópicas que se han realizado en las cuencas del Alto Magdalena. Para evaluar si hubo un cambio de régimen en los caudales se dividió el periodo de análisis en 3 subperiodos de 10 años: 1981-1990, 1991-2000, 2001-2010 y se agregó la serie de datos a PDM por estación, además se normalizaron los datos para poder comparar entre estaciones. Los resultados se presentan en la Figura 26, en la cual se muestran las franjas en las cuales se encuentran los valores PDM de las estaciones de caudal, dicha franja se definió a partir del mes en el cual se presenta el primer pico PMD. Por ejemplo, la franja de julio, contiene a todas las estaciones cuyo primer pico PMD se presenta en el mes de julio.



a) Periodo 1981 – 1990



b) Periodo 1991-2000

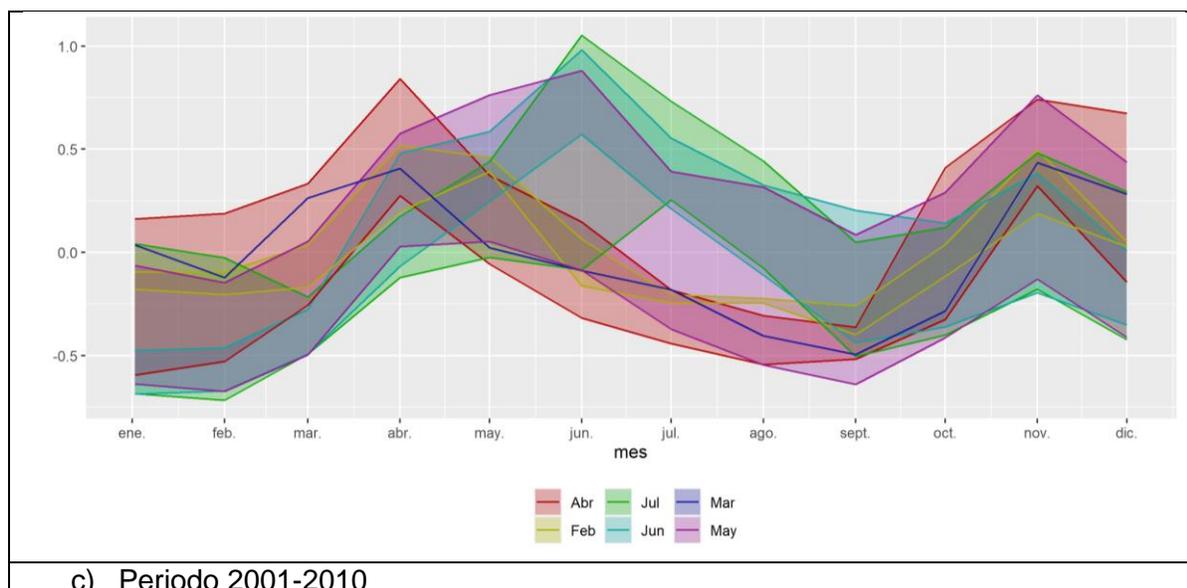


Figura 26. Caudal PDM para las estaciones del Alto Magdalena por subperiodo.

Se puede ver en la Figura 26 que los patrones mensuales de los caudales de las estaciones no han cambiado significativamente, es apreciable que los periodos 1981- 1990 y 1991-2000 presentan estaciones cuyo primer pico PDM se presenta en julio, sin embargo dichas estaciones, en el periodo 2001-2010, desplazaron dicho pico al mes de junio. Este cambio de regimen puede deberse a cambios antropogénicos (por ejemplo: cambios de coberturas o deforestación), pero al desplazarse un mes antes, es decir en junio, reduce el rezago observado previamente, luego no puede considerarse como una causa de dicho rezago. El segundo pico observable del año es más consistente entre los tres periodos analizados.

Cantidad de estaciones

Como se ha reconocido, el número de estaciones de medición de variables hidroclimatológicas presentes en la MCMC viene en descenso (Rodríguez et al., 2019), lo cual implica una disminución en la densidad espacial de los datos que afectan la calidad de los modelos, especialmente en zonas de complejidad orográfica alta como el Alto Magdalena (Zhao y Li, 2015). Es decir que esta es otra posible causa del bajo desempeño de MESH y otros modelos, según se pudo observar.

La Figura 27 presenta la ubicación de las estaciones de precipitación utilizadas para construir los mapas de esta variable, que se utilizaron para implementar MESH en la MCMC. Las subcuencas del río Cauca tienen una densidad de estaciones de precipitación

mayor respecto al Alto Magdalena. En el Alto Magdalena particularmente, el costado oriental presenta un mayor número de estaciones respecto al costado occidental, nótese, como la cuenca del río Saldaña no tiene estaciones en su parte alta, por otra parte, las cuencas de los ríos Coello, Sumapaz y Cabrera muestran un mayor número de estaciones respecto a la cuenca del río Saldaña. Si se compara con el desempeño de MESH de Arboleda (2018) y los resultados del presente trabajo, las subcuencas del río Cauca tuvieron mejores simulaciones que las subcuencas del Alto Magdalena. De otra parte, la cuenca del río Saldaña tuvo resultados inferiores a los logrados en Coello, Cabrera y Sumapaz.

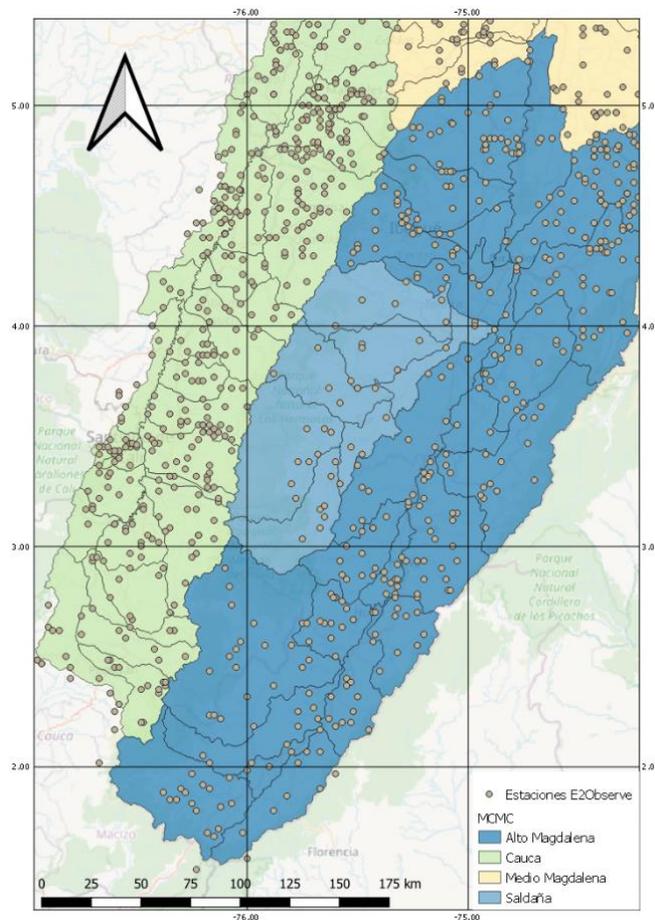


Figura 27. Localización estaciones de precipitación Alto Magdalena.

Influencia de las cuencas fronterizas en las subcuencas del Alto Magdalena.

En los mapas de las estaciones de caudal y precipitación, que mostraban los meses en los cuales se alcanzaba el primer y segundo pico de valores PDM, se encontró que el lugar en el cual se presentó un rezago entre estas dos variables coincidía con una zona de bajas elevaciones de la divisoria de aguas, entre las macrocuencas Magdalena-Cauca, Amazonas y Orinoco. Asumiendo que existe una posible interacción entre las mencionadas macrocuencas, que las estaciones de precipitación no registraron, ello estaría afectando los caudales en el Alto Magdalena. Para realizar este análisis se obtuvieron datos de precipitación de estaciones pertenecientes a las macrocuencas Amazonas y Orinoco, cercanas al Alto Magdalena. Como el rezago se presenta en valores PDM, las series de datos de las estaciones seleccionadas se agregaron en la misma escala. Los resultados se presentan en la Figura 28. Las estaciones seleccionadas muestran diferente régimen de precipitación, siendo monomodal, bimodal o trimodal, en varias de las mencionadas estaciones (13090230, 21010240, 21030030, 21030040, 21035020, 21035030, 26015020, 32020020, 44035040). Se presentan valores altos de precipitación PDM en los meses de junio-julio, en estos casos, dichas estaciones tienen patrones temporales que se relacionan mejor con los datos reportados en las estaciones de caudal del Alto Magdalena, cuyos valores PDM más altos se encuentran en julio. Aunque no es posible afirmar a partir de esta selección, que la interacción entre las macrocuencas no observada, sea la causa del rezago encontrado, este puede ser el punto de partida para evaluar la causa del rezago con más detalle.

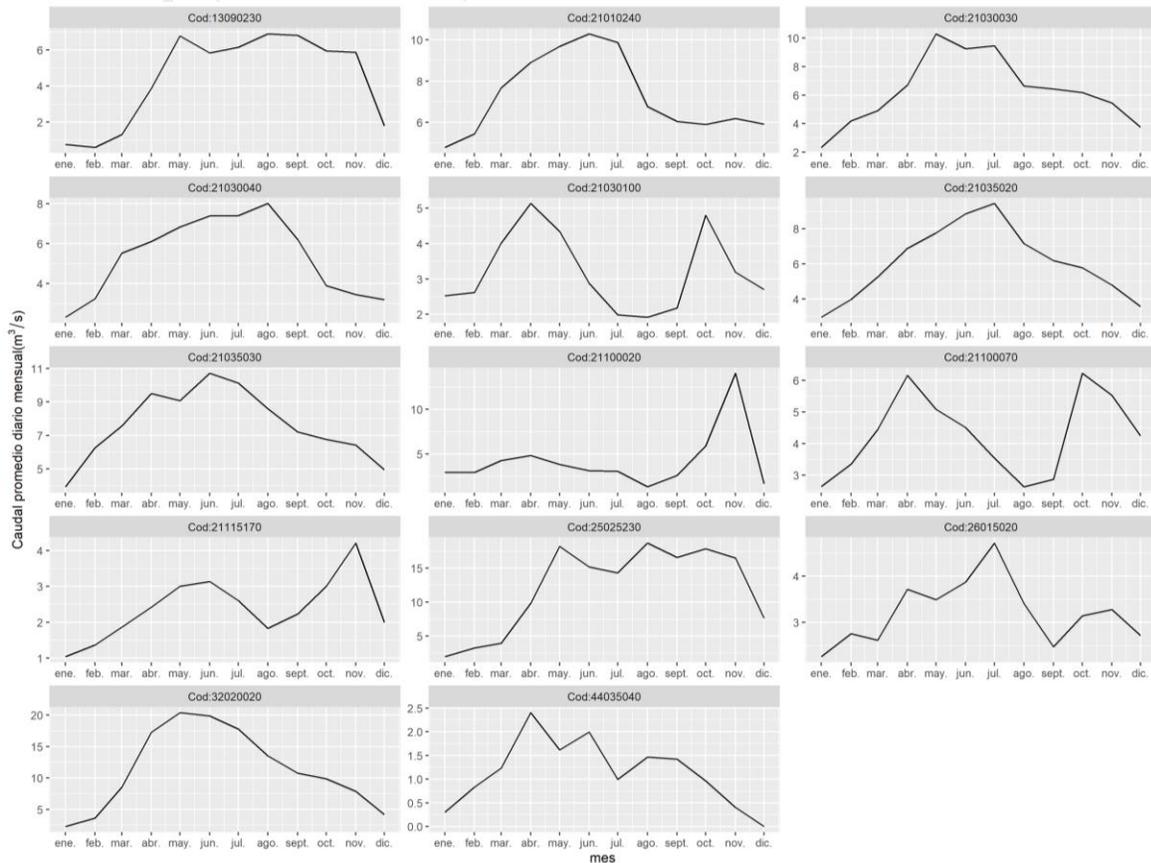


Figura 28. Valores PDM de estaciones de precipitación cercanas al Alto Magdalena y pertenecientes a las Macrocuencas Amazonas y Orinoco.

4.3.5 Síntesis de la propuesta metodológica.

Como conclusión del presente capítulo, se presenta en la Figura 29 un diagrama que resume los hallazgos del presente trabajo y determina las acciones específicas a seguir en cada aspecto de configuración del modelo MESH en cuencas tropicales de relieve complejo y con limitaciones de información. En amarillo se presentan los elementos del modelo que fueron evaluados, tales como: archivo de drenaje, discretización espacial, módulo de flujo base, capas del suelo, caudales observados de entrada, forzamiento atmosférico de entrada, parámetros de CLASS e hidrológicos, calentamiento del modelo, evaluación del régimen mensual y calibración del modelo. En azul se presenta la acción específica, que se sugiere desarrollar a partir de los análisis realizados en el presente

trabajo. A continuación, se describe cada acción de acuerdo con cada elemento del modelo:

Archivo de drenaje

El archivo de drenaje, que es la representación de la red de flujo en el modelo, es generado por el software Green Kenue, en la resolución espacial en la cual se encuentra configurado, en el presente caso de estudio, la resolución es de $0.1 \times 0.1^\circ$. No obstante, bajo esta resolución es posible que las direcciones de flujo no se encuentren bien representadas, esto se pudo observar en el análisis de las redes de flujo iniciales del modelo inicial de la CRC (ver Figura 30). Por ejemplo, se presenta en la Figura 30, la red de drenaje en escala $0.1 \times 0.1^\circ$ y la red drenaje en una resolución más fina, en la celda 9 la dirección de la red fina se dirige hacia la celda 5, mientras que en la red de $0.1 \times 0.1^\circ$ se dirige hacia la celda 6. En varios casos se presentan situaciones similares, por lo que se sugiere que la red de flujo sea comparada con la red del archivo de drenaje y se ajuste manualmente buscando aproximar mejor los resultados a la red de resolución más fina.

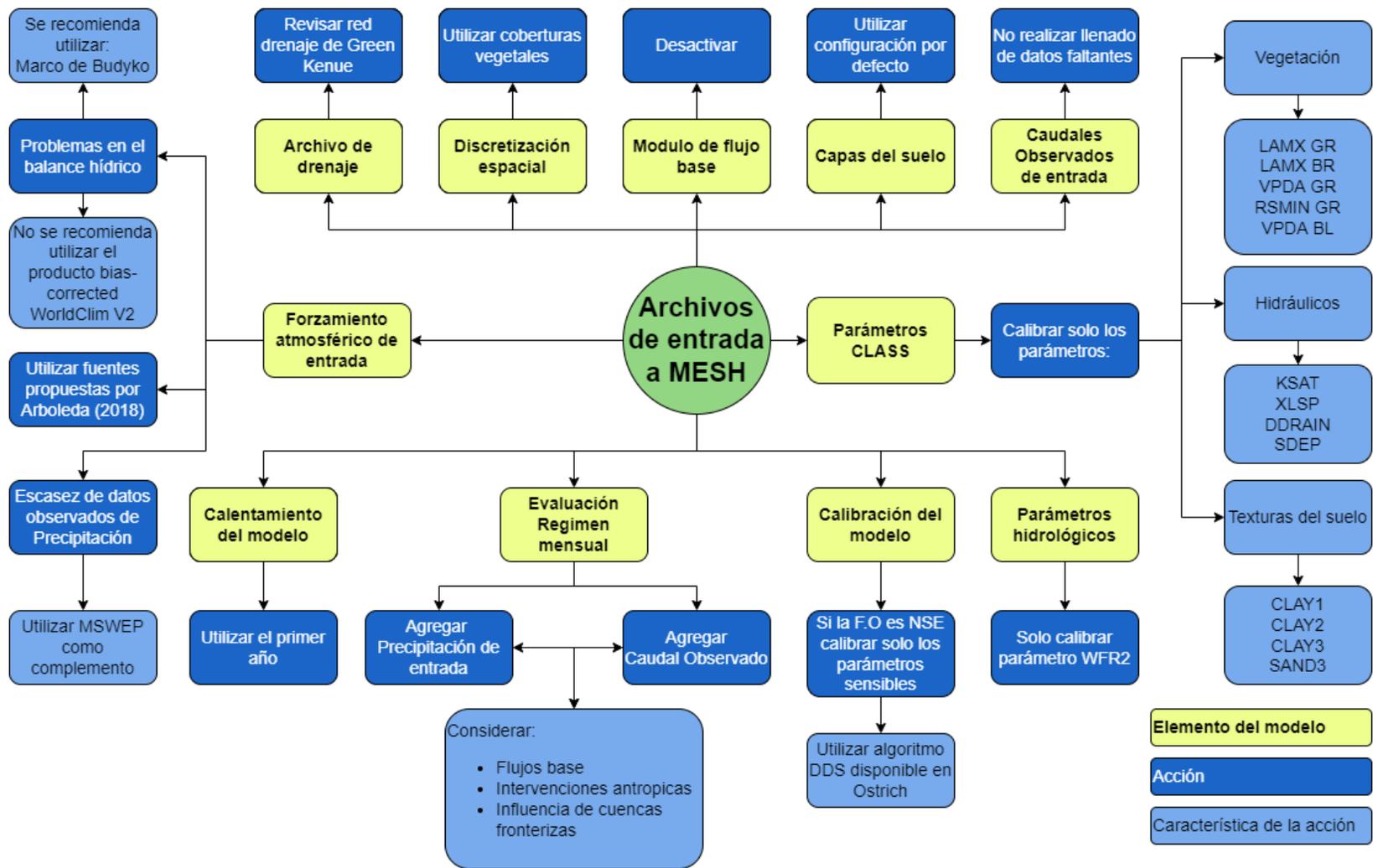


Figura 29. Diagrama de flujo resumen de la propuesta metodológica para la implementación de MESH en cuencas tropicales de relieve complejo con limitaciones de información.

Discretización espacial

Inicialmente en la CRC, la discretización espacial del modelo se configuró utilizando las elevaciones de la cuenca (Arboleda, 2018). Este modelo fue recalibrado utilizando los resultados del análisis de sensibilidad individual; además se configuraron y calibraron un modelo agregado y un modelo utilizando las coberturas vegetales (aprovechando que la estructura del archivo de los parámetros facilita este tipo de discretización) y se obtuvo un NSE de 0.45 con el modelo inicial recalibrado, un NSE de 0.43 con el modelo agregado, y un NSE de 0.43 con el modelo configurado con las coberturas vegetales. Es decir, qué: las tres configuraciones del modelo llegan a resultados similares. Por tal motivo, se sugiere discretizar el modelo utilizando las coberturas vegetales, porque la estructura que presenta el archivo de los parámetros está enfocado en los parámetros de coberturas vegetales.

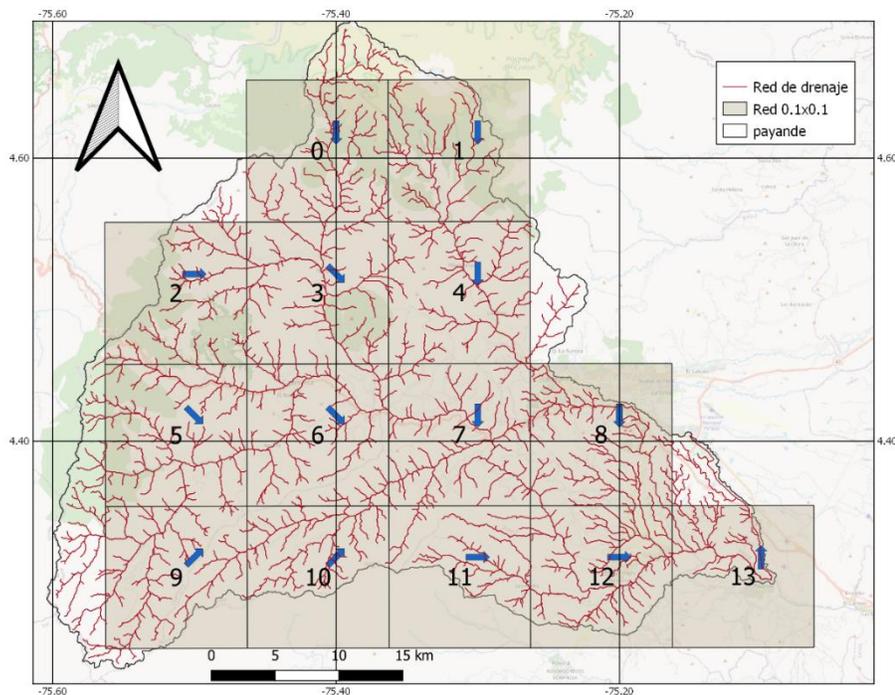


Figura 30. Red de drenaje en escala 0.1°x0.1°.

Módulo de flujo base

En el análisis de sensibilidad se pudo constatar que el módulo de flujo base implementado en MESH (Luo et al., 2012) no afecta el balance hídrico estimado por el modelo. Los

parámetros de dicho módulo tampoco tienen una influencia significativa en la métrica NSE. A la luz de estas observaciones se considera innecesario utilizar dicho módulo.

Capas del suelo

El modelo implementado inicialmente en la CRC fue configurado con 3 capas de suelo de profundidades de 10, 25 y 375 cm, respectivamente (Arboleda, 2018). Esta es la configuración de MESH por defecto, pero estos valores pueden ser modificados de acuerdo con la preferencia del modelador. El mismo autor propuso una versión no publicada del modelo de la CRC, esta versión fue modificada agregando dos capas adicionales de 5.9 y 6 metros. Durante el desarrollo de este análisis se encontró que las capas del modelo que participan en la estimación del balance hídrico, son aquellas que se encuentran por encima de la profundidad hidrológica permeable (SDEP). En las cuencas del presente análisis esta profundidad fue de 4.1m, este valor fue el resultado del proceso de calibración aplicado. Bajo estas condiciones las capas adicionales no tendrían efecto alguno en el modelo y no generan cambios en las simulación, de manera que se considera apropiado utilizar la configuración inicial de tres capas, a menos que la profundidad hidrológica definida sea mayor.

Caudales observados de entrada al modelo

Las series de caudales observados, que se utilizaron para calibrar MESH, tuvieron datos faltantes en diferentes lapsos del periodo de análisis. Estos datos faltantes fueron rellenados por medio de correlaciones con estaciones vecinas (Arboleda, 2018). Respecto al llenado de los datos faltantes, durante el desarrollo del presente trabajo se pudo ver que en la CRC se generan inconsistencias en los datos de caudal y se deteriora el desempeño del modelo obteniendo en NSE 0.37. En contraste, es posible obtener en NSE 0.43 cuando no se completaron las series de tiempo. Por lo que se considera como mejor alternativa para calibrar el modelo, utilizar únicamente los datos registrados.

Calentamiento del modelo

Para el calentamiento del modelo, inicialmente se utilizaba el primer año de datos, y se repetía cinco veces la corrida de este primer año. Con el avance del presente trabajo se

pudo observar que no era necesario repetir el calentamiento cinco veces, puesto que en ambos casos la métrica de desempeño NSE no cambiaba considerablemente.

Calibración del modelo

Durante el desarrollo del presente trabajo no se profundizó en el número de corridas o en el algoritmo utilizado para optimizar la función objetivo. Se utilizaron, en el presente caso las recomendaciones proporcionadas por Arboleda (2018) Mediante dichas recomendaciones los resultados del modelo fueron semejantes a los logrados con el modelo HBV, por tal motivo se recomienda continuar calibrando el modelo de acuerdo con las recomendaciones de Arboleda (2018). Descartando de la calibración los parámetros no sensibles, reportados en el presente trabajo o de futuros análisis de sensibilidad global.

Parámetros CLASS

Se recomienda prestar especial atención a los parámetros de vegetación, hidráulicos y de texturas del suelo que mostraron ser los más sensibles en el análisis de sensibilidad global. Entre ellos se encuentran los porcentajes de arcilla en las tres capas, el porcentaje de arena en la tercera capa del suelo (CLAY 1,3 y SAND3), la profundidad permeable del suelo (SDEP) el K de saturación (KSAT), la pendiente promedio del GRU(XSLP), la densidad de drenaje (DDRAIN), el índice de área de la planta (LAMX GR, LAMX BR) y los parámetros de resistencia estomática (VPDA GR, RSMIN, VPDA BL).

Parámetros hidrológicos

El archivo de parámetros hidrológicos contiene el parámetro WFR2 o R2N, que en el análisis de sensibilidad presentó amplia sensibilidad en el modelo. Por tanto, se recomienda prestar especial atención a este parámetro en la calibración del modelo. Los parámetros restantes corresponden a parámetros propios de suelos congelados, y a los parámetros del módulo de flujo base, por tal motivo se sugiere no considerarlos durante la calibración.

Forzamiento atmosférico

El forzamiento atmosférico propuesto y utilizado por Arboleda (2018), permitió que el modelo, junto con una calibración efectiva, tuviera un desempeño similar al alcanzado por el modelo HBV. De tal manera, que se recomienda continuar utilizando esta propuesta. Si

no hay datos observados de precipitación, se recomienda utilizar MSWEP para complementar la información, debido a los coeficientes de correlación alcanzados en la escala mensual y diaria (0.98 y 0.56). Si se presentan inconsistencias en el balance hídrico por posibles errores en la precipitación, no se recomienda utilizar el producto bias-corrected WorldClim V2, debido a que en tres de las cuatro cuencas evaluadas mostró una reducción en los valores NSE del modelo (ver Figura 17). Otra posibilidad para enfrentar las limitaciones en el balance hídrico es el uso del marco de Budyko, estimando los valores de precipitación, evapotranspiración y escorrentía media, para después aproximar los valores del modelo a estos valores.

Evaluación régimen mensual

Como se pudo observar en el desarrollo de este trabajo, en algunas zonas del Alto Magdalena, se está presentando un rezago entre el régimen mensual de precipitación y el régimen mensual de caudales observados. Este rezago se encuentra en un rango de 3 a 4 meses, imposibilitando que los modelos logren simular adecuadamente los caudales. En estos casos se recomienda realizar un análisis de los flujos base, por posibles aportes de cuencas vecinas con régimen monomodal o trimodal, además un análisis de las posibles intervenciones antrópicas que puedan estar generando este rezago y un análisis de las cuencas fronterizas que puedan estar influenciando la zona de estudio y no sea posible visibilizar esta influencia a través de los datos.

Para finalizar, estas recomendaciones se realizan con base en 4 cuencas tropicales de relieve, complejo y con tamaño de cuenca que varía entre 1000 y 2000 km². La selección de estas 4 cuencas sirvió como muestra representativa, por lo que su utilización debe hacerse con precaución, porque otras cuencas, de condiciones similares, pueden tener otro tipo de dinámicas que impidan la extrapolación de dichas recomendaciones.

5 Conclusiones y recomendaciones

5.2 Conclusiones

A partir de la revisión del estado del arte, realizada en el presente trabajo, se pudo verificar que el desarrollo y la aplicación de los modelos suelo-atmósfera-vegetación (SVATs o LSS) han sido muy dinámicos a través del tiempo, y que estos se han dado principalmente en países industrializados, cuyas condiciones hidroclimatológicas difieren de las de países localizados en el trópico como Colombia. Adicionalmente, debido a las importantes exigencias de información de este tipo de modelos, en zonas tropicales de alta complejidad orográfica y con limitaciones de información, las aplicaciones han sido aún más limitadas. Por este motivo, tratar de entender por qué estos modelos presentan bajos desempeños en la simulación hidrológica en cuencas tropicales ha sido el reto que se propuso enfrentar este trabajo, a partir del análisis de cuencas en el Alto Magdalena, implementando el modelo H-LSS MESH.

En la evaluación de las variables del balance hídrico (P, Q y ET) en la cuenca del río Coello (caso de estudio principal de este trabajo), y como resultado del objetivo específico número uno de este trabajo, se encontró que el modelo MESH, inicialmente implementado por Arboleda (2018) representa de forma inadecuada el balance hídrico, en general debido a:

La escorrentía simulada es inferior a la escorrentía observada en la estación hidrométrica Payandé. Además, la escorrentía en las subcuencas de la cuenca del río Coello muestra que en otras estaciones las simulaciones también tienen valores inferiores respecto a las observaciones.

La precipitación de entrada, en una fracción de la serie de tiempo (1984-1997;2000-2003;2008), se encuentra por debajo del rango en el que se encuentran los datos de productos de reanálisis como ERA5 y MSWEP. Esto se consideró como una posible razón por la cual la escorrentía simulada se estaba subestimando. Adicionalmente, la distribución espacial de la precipitación en sus valores medios no es del todo consistente con los

valores medios de la precipitación observada del IDEAM, y tampoco con la distribución de la escorrentía en la zona de la subcuenca delimitada hasta la estación El Carmen (parte media-baja de la cuenca del río Coello). Tanto la magnitud, como la distribución, se consideraron como posibles causas por las cuales el modelo estaba subestimando la escorrentía.

De otra parte, la evapotranspiración simulada por el modelo MESH se encuentra por encima de los rangos que se observaron en los productos de reanálisis seleccionados, MODIS 16, GLDAS y GLEAM, y también por debajo de la estimación realizada a partir de ecuaciones basadas en el marco de Budyko. De esta forma, el modelo, adicionalmente a lo hallado para la precipitación, podría estar sobreestimando la evapotranspiración.

Lo que se pudo encontrar en la revisión de las variables P y ET del balance hídrico es consistente con los resultados del modelo; es decir, altos valores de evapotranspiración simulada, combinados con bajos valores de precipitación de entrada producen subestimación de caudales.

Como parte del segundo objetivo específico definido, se identificaron los parámetros de MESH que más influyen tanto los resultados del balance hídrico, como la métrica de desempeño NSE, en la cuenca del río Coello. Se encontró que en la calibración del modelo se podrían considerar sólo 13 de los 55 parámetros identificados como posiblemente sensibles, puesto que los otros 42 parámetros tienen una influencia individual inferior al 1%, y en conjunto tienen una influencia del 7%. Este resultado es muy importante en la medida en que modelos como MESH requieren un amplio esfuerzo en la calibración de parámetros y optimizar este proceso, a través del uso de los parámetros más sensibles, mostró en este trabajo gran efectividad, pudiéndose utilizar en otras cuencas tropicales de relieve complejo.

A fin de combinar los hallazgos en variables del balance hídrico (P y ET), en términos de su magnitud y distribución espacial con los resultados del análisis de sensibilidad paramétrica, se implementaron cinco escenarios en la cuenca del río Coello. En esta primera evaluación de escenarios se encontró que en la cuenca del río Coello los cambios en la magnitud y el uso de parámetros sensibles mejoran el desempeño del modelo respecto a la métrica de desempeño seleccionada (NSE) pasando de 0.15 a 0.48, e incluso

mejoran la representación de la CDC. Sin embargo, los ajustes en los valores de precipitación condujeron a un incremento excesivo en la evapotranspiración simulada. Este incremento se evaluó como anormal a partir de la comparación con los valores reportados por otros productos de reanálisis para esta variable.

De otra parte, y dando alcance al objetivo específico tres de este trabajo, de formular una propuesta metodológica de implementación del modelo aplicable a cuencas tropicales de relieve complejo, y a partir del análisis de los balances hídricos anuales de otras tres subcuencas en el Alto Magdalena, se pudo identificar que estas también tenían problemas en la representación del balance hídrico del modelo MESH. También se observó que en estas subcuencas la diferencia entre precipitación y escorrentía observada era tan baja que la evapotranspiración simulada debería ser reducida considerablemente para que la escorrentía simulada alcanzara, con la precipitación dada, la escorrentía observada, razón por la cual no se descartaron los ajustes en las magnitudes de la precipitación para estas nuevas subcuencas.

La formulación e implementación de la propuesta combinada de ajustes en datos de entrada y calibración de los parámetros más sensibles en las tres nuevas cuencas seleccionadas mostró que al incorporar ajustes en la precipitación de entrada, a través del esquema propuesto por Beck et al. (2020) , el modelo MESH no generó un cambio significativo en los caudales simulados. Sin embargo, la calibración de parámetros a través de los parámetros sensibles mejoró el desempeño del modelo en 3 de las 4 cuencas. Aunque, para el caso de la cuenca del río Cabrera esta mejora no fue significativa. Cuando se comparó la simulación de caudales de MESH con la simulación de caudales de un modelo más parsimonioso como HBV, se encontró que los resultados con HBV eran solo ligeramente superiores, sugiriendo que los resultados de escorrentía de MESH, calibrado con los parámetros más sensibles, podrían equipararse con los resultados de otros modelos.

De acuerdo con el análisis adicional realizado a partir del uso del filtro Kalman (CEnKF), mediante el cual se intentó distribuir el error en variables del balance hídrico para obtener los mejores resultados de escorrentía, la causa por la cual el modelo falla al simular adecuadamente los caudales en las cuencas de los ríos Cabrera y Saldaña, es un rezago de alrededor de 3 y 4 meses entre el primer pico de los valores promedio diarios mensuales de precipitación y los valores promedio diarios mensuales de caudales. Además, a partir

del análisis de datos de las estaciones de precipitación y caudal del IDEAM se encontró que dicho rezago se presenta en un gran número de cuencas localizadas en la parte suroriental del Alto Magdalena. Este resultado es novedoso en términos de modelación de caudales en esta parte de la cuenca, en la que ningún modelo hidrológico hasta la fecha (WEAP, wflow-hbv, VIC, DWB, entre otros) ha podido obtener buenos resultados en la modelación de la escorrentía para el Alto Magdalena.

Intentando investigar no estacionaridad de las series de caudal en estas corrientes, se analizaron 3 fracciones del periodo de registros disponibles, y se pudo observar que dicho rezago no se produjo en los últimos 30 años por cambios en el régimen de los caudales. Algunas de las posibles razones por las cuales existe dicho rezago entre picos de P y Q, es la baja densidad de estaciones de precipitación en la zona estudiada, que puede estar impidiendo la adecuada captura del comportamiento espacialmente heterogéneo de la precipitación. Además, de la influencia de regímenes de precipitación de las macrocuencas fronterizas (Amazonas y Orinoco) que interactúan con las subcuencas del Alto Magdalena. Futuros análisis podrían dedicarse a investigar en detalle las causas de este rezago y a proponer ajustes a los datos que permitan mejorar los resultados de modelos hidrológicos implementados en esta parte de la cuenca del Magdalena.

Aparte de las conclusiones arriba descritas para cada uno de los tres objetivos específicos planteados, durante el desarrollo de este trabajo se pudo encontrar que:

Cuando se compararon los productos de precipitación MSWEP y ERA5 con la precipitación de entrada al modelo, se encontró que, a pesar de que el RMSE es alto, MSWEP alcanza un coeficiente de correlación cercano a 1 en casi todas las escalas, salvo por la escala diaria en la cual el coeficiente llega a 0.59. Esto indica que MSWEP puede permitir complementar la información observada, cuando exista un déficit de datos en cuencas del Alto Magdalena. Sin embargo, es necesario revisar si las magnitudes de la precipitación del producto son correctas, lo que requiere una validación previa del mismo a partir de comparación con datos observados en la zona de estudio.

En general, los productos de reanálisis de precipitación son más consistentes entre ellos, inclusive respecto a la precipitación observada. Por otra parte, los productos de evapotranspiración difieren mucho más entre ellos respecto a la temporalidad, esto es

confirmado por los coeficientes de correlación obtenidos; dado que, en precipitación, el valor de estos coeficientes se encuentra entre 0.52 y 0.98 en las escalas mensual y anual, mientras en evapotranspiración su valor más alto es 0.523 y el más bajo -0.6.

Los ajustes en la distribución de la precipitación realizados en el presente trabajo no afectaron significativamente el desempeño del modelo MESH. Este resultado es inesperado, en cuanto a que una de las causas atribuidas al pobre desempeño de los modelos en zonas de complejidad orográfica es la incapacidad que tienen los datos de entrada para representar la heterogeneidad espacial de variables como la precipitación (Zhao y Li, 2015). Incluso, durante el desarrollo de esta tesis, en la Universidad de Saskatchewan se encontraban desarrollando una versión del modelo MESH que redistribuye variables como la precipitación dentro de las celdas para incorporar dicha heterogeneidad espacial. Por supuesto, esto se debe comprobar con nuevos análisis que se enfoquen en la influencia de la distribución espacial de la precipitación en modelos suelo-atmósfera-vegetación. Con el impacto de la magnitud de la precipitación y de los parámetros sensibles en el desempeño de MESH que se observaron, este aspecto dejó de ser relevante para el cumplimiento de los objetivos aquí planteados y no se continuó desarrollando.

En la literatura se reporta que los análisis de sensibilidad paramétrica individual no logran capturar, en su totalidad, la influencia de los parámetros en las salidas de los modelos (Saltelli et al., 2019). En el presente estudio los resultados mostraron diferencias entre los parámetros sensibles respecto a cada tipo de análisis (global vs individual). Sin embargo, el análisis de sensibilidad individual sirvió para establecer la configuración del análisis de sensibilidad global. Por otra parte, también se evidenció que parámetros como la profundidad permeable del suelo, que fueron sensibles en otros estudios (Haghnegahdar et al., 2017), no lo fueron en el caso de la cuenca del río Coello. Esto indica que la sensibilidad de parámetros puede variar de acuerdo con la localización geográfica de la cuenca estudiada, sus características físicas e hidroclimatológicas, y su extrapolación debe considerar dicha variación.

Finalmente, durante el desarrollo del presente trabajo no fue posible alcanzar valores de NSE superiores a 0.6, incluso cuando se utilizó un modelo que permitía ser calibrado e implementado de manera mucho más sencilla como HBV. Bajo tales circunstancias, surge la inquietud sobre ¿qué podría estar causando que ninguno de los dos modelos pueda

superar dicho umbral? Futuros análisis podrían enfocarse en evaluar si este umbral se está dando en un número importante de cuencas y si puede o no obedecer a causas comunes.

5.3 Recomendaciones

Las modificaciones a la precipitación se pueden realizar a partir de métodos más detallados, pero se recomienda utilizar un modelo que permita ser implementado de forma más rápida como HBV, debido a que según se pudo observar, dará resultados similares a los reportados por el modelo MESH, con la ventaja de contar con una rápida implementación.

En el presente trabajo se utilizó como caso de estudio una subcuenca del Alto Magdalena, para analizar las causas del pobre desempeño del modelo MESH en todo el Alto Magdalena, aunque en esta subcuenca no se encontró un rezago entre las variables de precipitación y caudal en valores medios diarios mensuales, sí fue posible encontrar problemas en la representación del balance hídrico y los parámetros más sensibles que controlan el balance, mejorando la simulación en una fracción de las cuencas. Del mismo modo, Arboleda (2018) pudo implementar MESH en la MCMC, a partir del modelo de esta subcuenca. Utilizar una subcuenca, permite que cualquier tipo de ejecución, tanto de código, como de modelos, sea realizada de forma rápida, razón por la cual se recomienda continuar los análisis en subcuencas y posteriormente llevarlos a una escala mayor.

La información de variables hidrológicas recolectada por el IDEAM y procesada en el marco del proyecto Earth2Observe permitió que el desarrollo del presente trabajo se enfocara en el proceso de modelación, en la medida en que el tratamiento de datos ya había sido realizado. Sería de gran utilidad poder continuar con este tipo de procesamientos para dar continuidad a las series de datos que hasta el momento se encuentran hasta el año 2011.

Finalmente, se recomienda que sin importar la metodología de análisis que se adopte, se continúen realizando investigaciones de variables del balance hídrico y de modelos suelo-atmósfera-vegetación en Colombia, puesto que sólo a través de un trabajo articulado y continuo será posible que los esfuerzos hasta ahora realizados obtengan fruto en el futuro.

A. Escenarios planteados en el análisis de sensibilidad individual.

A continuación, se presenta por parámetro, el valor que se le asignó para correr el modelo en el análisis de sensibilidad individual. Adicionalmente, se observa el nombre que recibe el escenario-para el cual se asignó determinado valor-, los escenarios son presentados en la Figura 10 y en la Figura 11. La información de cada parámetro se puede encontrar en MacDonald(2019) y Versegby(2009).

ALVC	0.45	0.45
Escenario	2_1ALV LNZ0	2_2ALV LNZ0

ALIC	0.9
Escenario	2_3ALIC

RSMIN	1	10	100	900
Escenario	3_1RSMIN	3_2RSMIN	3_3RSMI N	3_4RSMI N

ROOT	0	1	4	8
Escenario	4_1ROOT	4_2ROOT	4_3ROO T	4_4ROO T

aw	100	5	2	1	0.002	NA
Escenario	4_aw100	5_aw5	6_aw2	7_aw1	8_awE3	9_BfOFF
Escenario a	a4_aw100	a5_aw5	a6_aw2	a7_aw1	a8_awE 3	a9_BfOF F

dw	20	2000
Escenario	2_dwE1	3_dwE3
Escenario a	a2_dwE1	a3_dwE3

XSLOPE	0.5	0.25	0.0001
Escenario	2_1XSL	2_2XSL	2_3XSL

GRKF	0.001	0.5	1
-------------	-------	-----	---

Escenario	3_1GRK	3_2GRK	3_3GRK
-----------	--------	--------	--------

MANNING	2	0.001
Escenario	4_1MAN	4_2MAN

KSAT	0	0.01	0.1	0.5	1
Escenario	5_1KST	5_2KST	5_3KST	5_4KST	5_5KST

SAND	100%
Escenario	6_1SL

CLAY	100%
Escenario	6_2SL

SILT	100%
Escenario	6_3SL

MO	0%	10%
Escenario	6_4SL	6_5SL

SDEEP	0	0.1	1	4	8	12	16
Escenario	3_1SD	3_2SD	3_3SD	3_4SD	3_5SD	3_6SD	3_7SD

DRN	0.75	0.45	0.25	0.01	0
Escenario	4_1DRN	4_2DRN	4_3DRN	4_4DRN	4_5DRN

B. Tabla de parámetros utilizada en la herramienta VARS-TOOL.

Este anexo muestra los rangos de los parámetros, en los cuales la herramienta VARS hizo el muestreo y las respectivas alteraciones de parámetros. Adicionalmente se presenta la fuente de la cual se obtiene el rango del parámetro, si dicho rango fue modificado a partir del análisis de sensibilidad individual, el grupo al cual pertenece y la cobertura-en el caso de los parámetros de vegetación- a la cual pertenece el parámetro.

ID	Parámetro	Lim Inf	Lim Sup	Fuente	Detalle	Grupo	Cobertura
1	R2N	0.020	2.000	(Razavi et al., 2019)		Hidrológico	
2	LNZO BL	0.000	1.100	(Davison et al., 2016)		Vegetación	Bosques
3	LNZO CR	-3.912	1.100	Usuario		Vegetación	Cultivos
4	LNZO GR	-3.912	-1.966	(Davison et al., 2016)		Vegetación	Pastos
5	LNZO UR	-3.912	1.100	Usuario		Vegetación	Urbano
6	LAMX BL	0.100	14.000	(Davison et al., 2016)	modificado	Vegetation	Bosques
7	LAMX CR	0.000	10.000	Usuario		Vegetation	Cultivos
8	LAMX GR	0.000	6.000	(Davison et al., 2016)		Vegetation	Pastos
9	ALVC BL	0.020	0.100	(Davison et al., 2016)		Vegetación	Bosques
10	ALVC CR	0.020	0.100	(Davison et al., 2016)		Vegetación	Cultivos
11	ALVC GR	0.020	0.100	(Davison et al., 2016)		Vegetación	Pastos
12	ALVC UR	0.020	0.100	Usuario		Vegetación	Urbano
13	CMAS BL	5.000	50.100	(Davison et al., 2016)	modificado	Vegetation	Bosques
14	CMAS CR	1.000	35.000	Usuario		Vegetation	Cultivos
15	CMASGR	1.000	5.000	(Davison et al., 2016)		Vegetation	Pastos
16	ALIC BL	0.200	0.400	(Davison et al., 2016)		Vegetación	Bosques
17	ALIC CR	0.200	0.400	Usuario		Vegetación	Cultivos
18	ALIC GR	0.200	0.400	(Davison et al., 2016)		Vegetación	Pastos
19	ALIC UR	0.100	0.400	Usuario	modificado	Vegetación	Urbano
20	ROOT BL	0.050	3.000	(Davison et al., 2016)		Vegetación	Bosques
21	ROOT CR	0.050	3.000	Usuario		Vegetación	Cultivos
22	ROOT GR	0.050	3.000	(Davison et al., 2016)		Vegetación	Pastos

23	RSMN BL	75.000	150.000	(Davison et al., 2016)		Res. Estom.	Bosques
24	RSMN CR	50.000	150.000	Usuario		Res. Estom.	Cultivos
25	RSMN GR	50.000	150.000	(Davison et al., 2016)		Res. Estom.	Pastos
26	QA50 BL	10.000	50.000	(Razavi et al., 2019)		Res. Estom.	Bosques
27	QA50 CR	10.000	50.000	(Razavi et al., 2019)		Res. Estom.	Cultivos
28	QAL5 GR	10.000	50.000	(Razavi et al., 2019)		Res. Estom.	Pastos
29	VPDA BL	0.200	0.800	(Razavi et al., 2019)		Res. Estom.	Bosques
30	VPDA CR	0.200	0.800	(Razavi et al., 2019)		Res. Estom.	Cultivos
31	VPDA GR	0.200	0.800	(Razavi et al., 2019)		Res. Estom.	Pastos
32	VPDB BL	0.590	1.300	(Razavi et al., 2019)	modificado	Res. Estom.	Bosques
33	VPDB CR	0.700	1.300	(Razavi et al., 2019)		Res. Estom.	Cultivos
34	VPDB GR	0.700	1.300	(Razavi et al., 2019)		Res. Estom.	Pastos
35	PSGA BL	75.000	125.000	(Razavi et al., 2019)		Res. Estom.	Bosques
36	PSGA CR	75.000	125.000	(Razavi et al., 2019)		Res. Estom.	Cultivos
37	PSGA GR	75.000	125.000	(Razavi et al., 2019)		Res. Estom.	Pastos
38	PSGB BL	2.000	8.000	(Razavi et al., 2019)		Res. Estom.	Bosques
39	PSGB CR	2.000	8.000	(Razavi et al., 2019)		Res. Estom.	Cultivos
40	PSGB GR	2.000	8.000	(Razavi et al., 2019)		Res. Estom.	Pastos
41	SDEP	0.100	12.000	Usuario		Hidráulico	
42	DDRRAIN	2.000	100.000	Usuario		Hidráulico	
43	XSLP	0.000	0.700	(Razavi et al., 2019)		Hidráulico	
44	GRKF	0.000	1.000	(Razavi et al., 2019)		Hidráulico	
45	MANN	0.010	2.000	(Razavi et al., 2019)		Hidráulico	
46	KSAT	0.000	0.100	(Davison et al., 2016)		Hidráulico	
47	SAND1	50.000	80.000	(Davison et al., 2016)		T. del Suelo	
48	SAND2	50.000	80.000	(Davison et al., 2016)		T. del Suelo	
49	SAND3	50.000	80.000	(Davison et al., 2016)		T. del Suelo	
50	CLAY1	5.000	80.000	(Davison et al., 2016)	modificado	T. del Suelo	
51	CLAY2	5.000	80.000	(Davison et al., 2016)	modificado	T. del Suelo	
52	CLAY3	5.000	80.000	(Davison et al., 2016)	modificado	T. del Suelo	
53	ORGM1	0.000	20.000	(Davison et al., 2016)	modificado	T. del Suelo	
54	ORGM2	0.000	10.000	(Davison et al., 2016)		T. del Suelo	
55	ORGM3	0.000	10.000	(Davison et al., 2016)		T. del Suelo	

Bibliografía

- Aires, F.: Combining Datasets of Satellite-Retrieved Products. Part I: Methodology and Water Budget Closure, *J. Hydrometeorol.*, 15(4), 1677–1691, doi:10.1175/jhmd-13-0148.1, 2014.
- Arboleda, P.: Determinando los efectos del cambio climático y del cambio en usos del suelo en la Macro Cuenca Magdalena Cauca utilizando el modelo de suelo-superficie e hidrológico MESH, Universidad Nacional de Colombia., 2018.
- Bajracharya, A., Awoye, H., Stadnyk, T. y Asadzadeh, M.: Time Variant Sensitivity Analysis of Hydrological Model Parameters in a Cold Region Using Flow Signatures, *Water*, 12(4), 961, doi:10.3390/w12040961, 2020.
- Beck, H. E., Vergopolan, N., Pan, M., Levizzani, V., Van Dijk, A. I. J. M., Weedon, G. P., Brocca, L., Pappenberger, F., Huffman, G. J. y Wood, E. F.: Global-scale evaluation of 22 precipitation datasets using gauge observations and hydrological modeling, *Hydrol. Earth Syst. Sci.*, 21(12), 6201–6217, doi:10.5194/hess-21-6201-2017, 2017a.
- Beck, H. E., Van Dijk, A. I. J. M., Levizzani, V., Schellekens, J., Miralles, D. G., Martens, B. y De Roo, A.: MSWEP: 3-hourly 0.25° global gridded precipitation (1979–2015) by merging gauge, satellite, and reanalysis data, *Hydrol. Earth Syst. Sci.*, 21(1), 589–615, doi:10.5194/hess-21-589-2017, 2017b.
- Beck, H. E., Wood, E. F., McVicar, T. R., Zambrano-Bigiarini, M., Alvarez-Garretón, C., Baez-Villanueva, O. M., Sheffield, J. y Karger, D. N.: Bias Correction of Global High-Resolution Precipitation Climatologies Using Streamflow Observations from 9372 Catchments, *J. Clim.*, 33(4), 1299–1315, doi:10.1175/jcli-d-19-0332.1, 2020.
- Beven, K.: *Rainfall-Runoff Modelling.*, 2012.
- Bokulich, A. y Oreskes, N.: *Models in the Geosciences*, Springer Handb. Model. Sci., (Oreskes 2015), 891–911, 2017.
- Budyko, M. I.: *Climate and Life*, 18a ed., Academic press, New York, New York., 1974.
- Carmona, A. M., Poveda, G., Sivapalan, M., Vallejo-Bernal, S. M. y Bustamante, E.: A scaling approach to Budyko's framework and the complementary relationship of evapotranspiration in humid environments: Case study of the Amazon River basin, *Hydrol. Earth Syst. Sci.*, 20(2), 589–603, doi:10.5194/hess-20-589-2016, 2016.
- Chavarría, S. B., Vargas, T. B., Fernando, J. y Villegas, S.: Decrease in total water storage in the Magdalena River basin in recent years inferred from GRACE data, *EGU Gen. Assembly*, 38(April), 1–2, doi:10.13140/RG.2.2.18751.41126/1, 2018.
- Chen, X., Maignan, F., Viovy, N., Bastos, A., Goll, D., Wu, J., Liu, L., Yue, C., Peng, S., Yuan, W., da Conceição, A. C., O'Sullivan, M. y Ciais, P.: Novel Representation of Leaf Phenology Improves Simulation of Amazonian Evergreen Forest Photosynthesis in a Land Surface Model, *J. Adv. Model. Earth Syst.*, 12(1), 1–17, doi:10.1029/2018MS001565, 2020.
- CORTOLIMA: CARACTERIZACIÓN CLIMATOLÓGICA DE LA SUBZONA

- HIDROGRÁFICA DEL RÍO COELLO., 2019a.
- CORTOLIMA: CARACTERIZACIÓN HIDROLÓGICA DE LA SUBZONA HIDROGRÁFICA DEL RÍO COELLO., 2019b.
 - Davison, B., Pietroniro, A., Fortin, V., Leconte, R., Mamo, M. y Yau, M. K.: What is Missing from the Prescription of Hydrology for Land Surface Schemes?, *J. Hydrometeorol.*, 17(7), 2013–2039, doi:10.1175/jhm-d-15-0172.1, 2016.
 - Devia, G. K., Ganasri, B. P. y Dwarakish, G. S.: A Review on Hydrological Models, *Aquat. Procedia*, 4(Icwrcoe), 1001–1007, doi:10.1016/j.aqpro.2015.02.126, 2015.
 - Dias, L. C. P., Macedo, M. N., Costa, M. H., Coe, M. T. y Neill, C.: Effects of land cover change on evapotranspiration and streamflow of small catchments in the Upper Xingu River Basin, Central Brazil, *J. Hydrol. Reg. Stud.*, 4(PB), 108–122, doi:10.1016/j.ejrh.2015.05.010, 2015.
 - Dickinson, E., Henderson-Sellers, A. y Kennedy, J.: Biosphere-atmosphere Transfer Scheme (BATS) Version 1e as Coupled to the NCAR Community Climate Model, NCAR Tech. Rep. NCAR/TN-3871STR, 72, doi:10.5065/D67W6959, 1993.
 - Duque, N.: Estimación de campos de precipitación en cuencas hidrográficas colombianas con escasez de datos, combinando datos teledetectados y de estaciones en tierra, utilizando funciones de Kernel, , 216, doi:10.13140/RG.2.2.35859.94247, 2019.
 - Ek, M. B., Mitchell, K. E., Lin, Y., Rogers, E., Grunmann, P., Koren, V., Gayno, G. y Tarpley, J. D.: Implementation of Noah land surface model advances in the National Centers for Environmental Prediction operational mesoscale Eta model, *J. Geophys. Res. D Atmos.*, doi:10.1029/2002jd003296, 2003.
 - Elgamal, A., Reggiani, P. y Jonoski, A.: Impact analysis of satellite rainfall products on flow simulations in the Magdalena River Basin, Colombia, *J. Hydrol. Reg. Stud.*, 9, 85–103, doi:10.1016/j.ejrh.2016.09.001, 2017.
 - Ferreira, P. M. de L., Paz, A. R. da y Bravo, J. M.: Objective functions used as performance metrics for hydrological models: state-of-the-art and critical analysis, *Rbrh*, 25, doi:10.1590/2318-0331.252020190155, 2020.
 - Fisher, R. A. y Koven, C. D.: Perspectives on the future of Land Surface Models and the challenges of representing complex terrestrial systems, *J. Adv. Model. Earth Syst.*, doi:10.1029/2018ms001453, 2020.
 - Güiza-Villa, N.: Estimación de los cambios en los índices asociados a la oferta y la demanda del recurso hídrico en la cuenca del río Coello bajo escenarios de cambio climático [Thesis]., , 199, 2019.
 - Haghnegahdar, A. y Razavi, S.: Insights into sensitivity analysis of Earth and environmental systems models: On the impact of parameter perturbation scale, *Environ. Model. Softw.*, 95, 115–131, doi:10.1016/j.envsoft.2017.03.031, 2017.
 - Haghnegahdar, A., Razavi, S., Yassin, F. y Wheeler, H.: Multicriteria sensitivity analysis as a diagnostic tool for understanding model behaviour and characterizing model uncertainty, *Hydrol. Process.*, 31(25), 4462–4476, doi:10.1002/hyp.11358, 2017.
 - Hargreaves, G. H. y Samani, Z. A.: Estimating potential evapotranspiration., *J. Irrig. Drain. Div. - ASCE*, 1982.
 - Hersbach, H., Bell, B., Berrisford, P., Hirahara, S., Horányi, A., Muñoz-Sabater, J., Nicolas, J., Peubey, C., Radu, R., Schepers, D., Simmons, A., Soci, C., Abdalla, S., Abellan, X., Balsamo, G., Bechtold, P., Biavati, G., Bidlot, J., Bonavita, M., De

- Chiara, G., Dahlgren, P., Dee, D., Diamantakis, M., Dragani, R., Flemming, J., Forbes, R., Fuentes, M., Geer, A., Haimberger, L., Healy, S., Hogan, R. J., Hólm, E., Janisková, M., Keeley, S., Laloyaux, P., Lopez, P., Lupu, C., Radnoti, G., de Rosnay, P., Rozum, I., Vamborg, F., Villaume, S. y Thépaut, J. N.: The ERA5 global reanalysis, *Q. J. R. Meteorol. Soc.*, 146(730), 1999–2049, doi:10.1002/qj.3803, 2020.
- Holtzman, N. M., Pavelsky, T. M., Cohen, J. S., Wrzesien, M. L. y Herman, J. D.: Tailoring WRF and Noah-MP to Improve Process Representation of Sierra Nevada Runoff: Diagnostic Evaluation and Applications, *J. Adv. Model. Earth Syst.*, 12(3), 1–18, doi:10.1029/2019MS001832, 2020.
 - Honek, D., Caletka, M. y Šulc Michalková, M.: Retrospective analysis of published hydrological researches: Models, trends and geographical aspects over the last two decades of hydrological modelling, *Geogr. Cas.*, doi:10.31577/geogrcas.2018.70.4.16, 2018.
 - Jarvis, A., Reuter, H. I., Nelson, A. y Guevara, E.: Hole-filled seamless SRTM data V4, International Centre for Tropical Agriculture (CIAT), disponible en <http://srtm.csi.cgiar.org>, (September 2017), 2008.
 - Kaune, A., Werner, M., López López, P., Rodríguez, E., Karimi, P. y De Fraiture, C.: Can global precipitation datasets benefit the estimation of the area to be cropped in irrigated agriculture?, *Hydrol. Earth Syst. Sci.*, 23(5), 2351–2368, doi:10.5194/hess-23-2351-2019, 2019.
 - Kim, D., Kang, S. y Choi, M.: Land surface models evaluation for two different land-cover types: Cropland and forest, *Terr. Atmos. Ocean. Sci.*, 27(1), 153–167, doi:10.3319/TAO.2015.09.14.02(Hy), 2016.
 - Kouwen, N.: WATFLOOD: a Micro-Computer Based Flood Forecasting System Based on Real-Time Weather Radar, *Can. Water Resour. J.*, 13(1), 62–77, doi:10.4296/cwrj1301062, 1998.
 - Kouwen, N., Soulis, E. D., Pietroniro, A., Donald, J. y Harrington, R. A.: Grouped Response Units for Distributed Hydrologic Modeling, *J. Water Resour. Plan. Manag.*, 119(3), 289–305, doi:10.1061/(asce)0733-9496(1993)119:3(289), 2006.
 - Kummerow, C., Simpson, J., Thiele, O., Barnes, W., Chang, A. T. C., Stocker, E., Adler, R. F., Hou, A., Kakar, R., Wentz, F., Ashcroft, P., Kozu, T., Hong, Y., Okamoto, K., Iguchi, T., Kuroiwa, H., Im, E., Haddad, Z., Huffman, G., Ferrier, B., Olson, W. S., Zipser, E., Smith, E. A., Wilheit, T. T., North, G., Krishnamurti, T. y Nakamura, K.: The status of the tropical rainfall measuring mission (TRMM) after two years in orbit, *J. Appl. Meteorol.*, 39(12 PART 1), 1965–1982, doi:10.1175/1520-0450(2001)040<1965:tsottr>2.0.co;2, 2000.
 - Lindström, G., Johansson, B., Persson, M., Gardelin, M. y Bergström, S.: Development and test of the distributed HBV-96 hydrological model, *J. Hydrol.*, doi:10.1016/S0022-1694(97)00041-3, 1997.
 - Luo, Y., Arnold, J., Allen, P. y Chen, X.: Baseflow simulation using SWAT model in an inland river basin in Tianshan Mountains, Northwest China, *Hydrol. Earth Syst. Sci.*, 16(4), 1259–1267, doi:10.5194/hess-16-1259-2012, 2012.
 - Maccherone, B.: MODIS Web, MODIS Web, <http://modis.gsfc.nasa.gov/data/dataproduct/> [en línea] Available from: <https://modis.gsfc.nasa.gov/data/dataproduct/mod16.php> (Consultado 24 mayo 2021),

2014.

- MacDonald, M.: Welcome to the Standalone MESH Wiki. [en línea] Available from: <https://wiki.usask.ca/pages/viewpage.action?pageId=220332269> (Consultado 27 mayo 2021), 2019.
- MacDonald, M. K., Davison, B. J., Mekonnen, M. A. y Pietroniro, A.: Comparison of land surface scheme simulations with field observations versus atmospheric model output as forcing, *Hydrol. Sci. J.*, 61(16), 2860–2871, doi:10.1080/02626667.2016.1177185, 2016.
- Manabe, S.: Climate and the ocean circulation : I . The atmospheric circulation and the hydrology of the Earth ' s surface . *Mon Weather Rev EARTH ' S* , 0493(JANUARY 1969), doi:10.1175/1520-0493(1969)09760, 1969.
- Mancipe-Munoz, N. A., Buchberger, S. G., Suidan, M. T. y Lu, T.: Calibration of Rainfall-Runoff Model in Urban Watersheds for Stormwater Management Assessment, *J. Water Resour. Plan. Manag.*, 140(6), 05014001, doi:10.1061/(asce)wr.1943-5452.0000382, 2014.
- Martens, B., Miralles, D. G., Lievens, H., Van Der Schalie, R., De Jeu, R. A. M., Fernández-Prieto, D., Beck, H. E., Dorigo, W. A. y Verhoest, N. E. C.: GLEAM v3: Satellite-based land evaporation and root-zone soil moisture, *Geosci. Model Dev.*, 10(5), 1903–1925, doi:10.5194/gmd-10-1903-2017, 2017.
- Mianabadi, A., Coenders-gerrits, M., Shirazi, P., Ghahraman, B. y Alizadeh, A.: A global Budyko model to partition evaporation into interception and transpiration, , 4983–5000, 2019.
- Munier, S., Aires, F., Schläffer, S., Prigent, C., Papa, F., Maisongrande, P. y Pan, M.: Combining data sets of satellite-retrieved products for basin-scale water balance study: 2. Evaluation on the Mississippi basin and closure correction model, *J. Geophys. Res.*, 119(21), 12,100-12,116, doi:10.1002/2014JD021953, 2014.
- Muñoz Sabater, J.: ERA5-Land hourly data from 1981 to present, *Clim. Data Store*, 1–10, doi:10.24381/cds.e2161bac, 2019.
- Nash, J. E. y Sutcliffe, J. V.: River flow forecasting through conceptual models part I - A discussion of principles, *J. Hydrol.*, doi:10.1016/0022-1694(70)90255-6, 1970.
- Newman, A. J., Mizukami, N., Clark, M. P., Wood, A. W., Nijssen, B. y Nearing, G.: Benchmarking of a physically based hydrologic model, *J. Hydrometeorol.*, 18(8), 2215–2225, doi:10.1175/JHM-D-16-0284.1, 2017.
- Niu, G. Y., Yang, Z. L., Mitchell, K. E., Chen, F., Ek, M. B., Barlage, M., Kumar, A., Manning, K., Niyogi, D., Rosero, E., Tewari, M. y Xia, Y.: The community Noah land surface model with multiparameterization options (Noah-MP): 1. Model description and evaluation with local-scale measurements, *J. Geophys. Res. Atmos.*, 116(12), 1–19, doi:10.1029/2010JD015139, 2011.
- Noilhan, J. y Planton, S.: A simple parameterization of land surface processes for meteorological models, *Mon. Weather Rev.*, doi:10.1175/1520-0493(1989)117<0536:ASPOLS>2.0.CO;2, 1989.
- Paca, V. H. da M., Espinoza-Dávalos, G. E., Hessels, T. M., Moreira, D. M., Comair, G. F. y Bastiaanssen, W. G. M.: The spatial variability of actual evapotranspiration across the Amazon River Basin based on remote sensing products validated with flux towers, *Ecol. Process.*, 8(1), doi:10.1186/s13717-019-0158-8, 2019.
- Pan, M. y Wood, E. F.: Data assimilation for estimating the terrestrial water budget using a constrained ensemble Kalman filter, *J. Hydrometeorol.*, 7(3), 534–547,

- doi:10.1175/JHM495.1, 2006.
- Pan, M., Sahoo, A. K., Troy, T. J., Vinukollu, R. K., Sheffield, J. y Wood, A. E. F.: Multisource estimation of long-term terrestrial water budget for major global river basins, *J. Clim.*, 25(9), 3191–3206, doi:10.1175/JCLI-D-11-00300.1, 2012.
 - Pietroniro, A., Caldwell, R., Soulis, E. D., Fortin, V., Neal, C., Kouwen, N., Turcotte, R., Verseghy, D., Davison, B., Pietroniro, A., Pellerin, P. y Evora, N.: Development of the MESH modelling system for hydrological ensemble forecasting of the Laurentian Great Lakes at the regional scale, *Hydrol. Earth Syst. Sci. Discuss.*, 11(4), 1279–1294, doi:10.5194/hessd-3-2473-2006, 2007.
 - Prem, M., Saavedra, S. y Vargas, J. F.: End-of-conflict deforestation: Evidence from Colombia's peace agreement, *World Dev.*, 129(May), 1–37, doi:10.1016/j.worlddev.2019.104852, 2020.
 - Razavi, S., Sheikholeslami, R., Gupta, H. V. y Haghnegahdar, A.: VARS-TOOL: A toolbox for comprehensive, efficient, and robust sensitivity and uncertainty analysis, *Environ. Model. Softw.*, 112(October 2018), 95–107, doi:10.1016/j.envsoft.2018.10.005, 2019.
 - Rodell, M., Houser, P. R., Jambor, U., Gottschalck, J., Mitchell, K., Meng, C. J., Arsenault, K., Cosgrove, B., Radakovich, J., Bosilovich, M., Entin, J. K., Walker, J. P., Lohmann, D. y Toll, D.: The Global Land Data Assimilation System, *Bull. Am. Meteorol. Soc.*, 85(3), 381–394, doi:10.1175/BAMS-85-3-381, 2004.
 - Rodríguez, E., Sánchez, I., Duque, N., Arboleda, P., Vega, C., Zamora, D., López, P., Kaune, A., Werner, M., García, C. y Burke, S.: Combined Use of Local and Global Hydro Meteorological Data with Hydrological Models for Water Resources Management in the Magdalena - Cauca Macro Basin – Colombia, *Water Resour. Manag.*, doi:10.1007/s11269-019-02236-5, 2019.
 - Saltelli, A., Aleksankina, K., Becker, W., Fennell, P., Ferretti, F., Holst, N., Li, S. y Wu, Q.: Why so many published sensitivity analyses are false: A systematic review of sensitivity analysis practices, *Environ. Model. Softw.*, 114(January), 29–39, doi:10.1016/j.envsoft.2019.01.012, 2019.
 - Sánchez, I.: Evaluación del desempeño del esquema ISBA en la cuenca del río La Vieja-departamentos de Valle del Cauca, Risaralda y Quindío (Colombia), Universidad Nacional de Colombia., 2014.
 - Sellers, P. J., Los, S. O., Tucker, C. J., Justice, C. O., Dazlich, D. A., Collatz, G. J. y Randall, D. A.: A revised land surface parameterization (SiB2) for atmospheric GCMs. Part II: The generation of global fields of terrestrial biophysical parameters from satellite data, *J. Clim.*, 9(4), 706–737, doi:10.1175/1520-0442(1996)009<0706:ARLSPF>2.0.CO;2, 1996.
 - Sellers, P. J., Dickinson, R. E., Randall, D. A., Betts, A. K., Hall, F. G., Berry, J. A., Collatz, G. J., Denning, A. S., Mooney, H. A., Nobre, C. A., Sato, N., Field, C. B. y Henderson-Sellers, A.: Modeling the exchanges of energy, water, and carbon between continents and the atmosphere, *Science (80-)*, 275(5299), 502–509, doi:10.1126/science.275.5299.502, 1997.
 - Sheikholeslami, R. y Razavi, S.: Progressive Latin Hypercube Sampling: An efficient approach for robust sampling-based analysis of environmental models, *Environ. Model. Softw.*, 93, 109–126, doi:10.1016/j.envsoft.2017.03.010, 2017.
 - Soulis, E. D., Snelgrove, K. R., Kouwen, N., Seglenieks, F. y Verseghy, D. L.:

Towards closing the vertical water balance in Canadian atmospheric models: Coupling of the land surface scheme class with the distributed hydrological model watflood, *Atmos. - Ocean*, 38(1), 251–269, doi:10.1080/07055900.2000.9649648, 2000.

- Sposito, G.: Understanding the budyko equation, *Water (Switzerland)*, 9(4), 1–14, doi:10.3390/w9040236, 2017.
- Strauch, M., Kumar, R., Eisner, S., Mulligan, M., Reinhardt, J., Santini, W., Vetter, T. y Friesen, J.: Adjustment of global precipitation data for enhanced hydrologic modeling of tropical Andean watersheds, *Clim. Change*, 141(3), 547–560, doi:10.1007/s10584-016-1706-1, 2017.
- Taylor, K. E.: Summarizing multiple aspects of model performance in a single diagram, *J. Geophys. Res. Atmos.*, 106(D7), 7183–7192, doi:10.1029/2000JD900719, 2001.
- Towner, J., Cloke, H. L., Zsoter, E., Flamig, Z., Hoch, J. M., Bazo, J., De Perez, E. C. y Stephens, E. M.: Assessing the performance of global hydrological models for capturing peak river flows in the Amazon basin, *Hydrol. Earth Syst. Sci.*, 23(7), 3057–3080, doi:10.5194/hess-23-3057-2019, 2019.
- Vallejo-bernal, S. M., Carmona, A. M. y Poveda, G.: Evaluating Diverse Potential Evapotranspiration Methodologies and Databases for the Amazon River Basin, , (May) [en línea] Available from: www.elespectador.com. (Consultado 26 mayo 2021), 2018.
- Verseghy, D. L.: The Canadian land surface scheme (CLASS): Its history and future, *Atmos. - Ocean*, 38(1), 1–13, doi:10.1080/07055900.2000.9649637, 2000.
- Verseghy, D. L.: CLASS (version 3.4)– Technical documentation, , (January), 2009.
- Wong, J. S., Zhang, X., Gharari, S., Shrestha, R. R., Wheeler, H. S. y Famiglietti, J. S.: Assessing Water Balance Closure Using Multiple Data Assimilation and Remote Sensing-Based Datasets for Canada, *J. Hydrometeorol.*, 1569–1589, doi:10.1175/jhm-d-20-0131.1, 2021.
- Zhao, W. y Li, A.: A Review on Land Surface Processes Modelling over Complex Terrain, *Adv. Meteorol.*, 2015, doi:10.1155/2015/607181, 2015.
- Zulkafli, Z., Buytaert, W., Onof, C., Lavado, W. y Guyot, J. L.: A critical assessment of the JULES land surface model hydrology for humid tropical environments, *Hydrol. Earth Syst. Sci.*, 17(3), 1113–1132, doi:10.5194/hess-17-1113-2013, 2013.