

UNIVERSIDAD NACIONAL AGRARIA LA MOLINA

ESCUELA DE POSTGRADO

MAESTRIA EN RECURSOS HIDRICOS



**MODELADO HIDROLOGICO DISTRIBUIDO DE LA
CUENCA AMAZONICA PERUANA UTILIZANDO
PRECIPITACIÓN OBTENIDA POR SATELITE**

Presentado por:

RICARDO ZUBIETA BARRAGÁN

**TESIS PARA OPTAR EL GRADO DE MAGISTER SCIENTIAE EN RECURSOS
HIDRICOS**

Lima -Perú

2013

AGRADECIMIENTOS

Agradezco a todas las personas que me apoyaron en el desarrollo de esta tesis por sus aportes y en mi formación como ingeniero: profesores de las Universidades Agraria La Molina y Federico Villarreal, colegas del Instituto Geofísico del Perú, Amigos y Familia. Asimismo a Walter Collischonn y Diogo Buarque del Instituto de Pesquisas Hidráulicas (IPH) de la Universidad Federal do Rio Grande do Sul, Porto Alegre – Brasil.

INDICE GENERAL

AGRADECIMIENTOS	2
INDICE GENERAL	3
INDICE DE FIGURAS	5
INDICE DE TABLAS	8
ABSTRACT	10
I. INTRODUCCION	11
1.1 Justificación de la Investigación.....	11
1.2 El Ciclo Hidrológico y Modelación Hidrológica	11
1.3 La Precipitación en la Modelación Hidrológica.....	14
1.4 Cuenca Amazónica.....	15
1.5 Objetivos	18
2 REVISION BIBLIOGRÁFICA	19
2.1 Sistema de información geográfica SIG en la Hidrología	19
2.2 Clasificación de modelos lluvia - escorrentía	22
2.3 Modelos hidrológicos agregados y distribuidos	24
2.4 Entidades hidrológicas en un modelado hidrológico distribuido	26
2.4.1 Unidad hidrológica de respuesta unitaria (HRU).....	26
2.4.2 Unidad de respuesta agrupada (GRU).....	27
2.5 Modelo Hidrológico Distribuido de Grandes Cuencas (MGB).....	28
III MATERIALES Y METODOLOGIA	38
3.1 MATERIALES	38
3.1.1 Información básica SIG y Cartografía Temática recopilada del área de estudio.....	38
3.1.2 Información de datos observados	39
3.1.3 Información de variables climáticas proveniente de Reanálisis	42
3.1.4 Información de estimaciones de precipitación TRMM, CMORPH, PERSIANN ...	44
3.2 METODOLOGIA	50
3.2.1 Módulos y preparación de datos para la aplicación de MGB-IPH.....	50
3.2.2 Procesamiento de información y simulación hidrológica	57
3.2.3 Calibración de modelo MGB-IPH para la Amazonía peruana	72
IV RESULTADOS Y DISCUSIÓN	84
4.1 Análisis de caudales simulados.....	85
4.2 Espacialización de resultados	89

4.3 Rendimiento del modelo en grandes y medianas cuencas.....	93
4.4 Curvas de duración y resultados en los Andes.....	95
4.5 Comparación entre lluvia media anual.....	96
V CONCLUSIONES	99
VI PERSPECTIVAS	102
BIBLIOGRAFÍA	103

INDICE DE FIGURAS

Figura 1.1 Ciclo del agua con balance promedio global anual en unidades relativas de un valor de 100 para la tasa de precipitación terrestre (Chow, 1959).	12
Figura 1.2 Mapa de subcuencas de la cuenca amazónica (ANA-BRASIL).	15
Figura 1.3 a) Mapa de subcuencas del Perú (ANA-Perú), b) precipitación media multianual 1901-2000 Fuente: Datos Climatic Research Unit (CRU).....	16
Figura 1.4 Régimen de lluvia en 8 estaciones en la cuenca amazónica peruano ecuatoriana, cada figura corresponde a un régimen, los principales ríos son nombrados (Espinoza et al., 2009).	17
Figura 2.1 Clasificación de modelos lluvia-escorrentía (adaptado a partir de Marchandise ,2007).23	
Figura 2.2 Discretización de la cuenca en píxeles y concepto de unidades de respuesta agrupada (adaptado a partir de Kouwen & Mousavi, 2002).....	28
Figura 2.3 Esquema del balance hídrico del suelo en cada GRU de un píxel (Collischonn et al., 2007).	29
Figura 2.4 Diagrama esquemático de un píxel con dos GRUs y reservorios lineales representando el flujo de enrutamiento a través del píxel hacia el drenaje del río (Collischonn et al., 2007).....	35
Figura 3.1 a) Modelo de elevación digital del Perú (SRTM 90m).	39
Figura 3.2 Lista de estaciones para datos observados.....	40
Figura 3.3 Mapa de estaciones para datos observados.....	41
Figura 3.4 Grillado de datos de precipitación del NCEP/NCAR.....	42
Figura 3.5 a) Grillado de datos de precipitación TRMM recopilados (0.25° x 0.25°). b) Precipitación acumulada media Multianual de datos TRMM mm/año para el periodo 1998-2012 (La línea blanca corresponde al límite de la cuenca amazónica peruana, hasta la estación de Tabatinga).	45
Figura 3.6 a) Grillado de datos de precipitación de CMORPH recopilados (0.25°x0.25°). b) Precipitación acumulada media multianual de datos CMORPH mm/año para el periodo 2003-2012 (Línea blanca corresponde al límite de la cuenca amazónica peruana).....	47
Figura 3.7 a) Grillado de datos de precipitación del PERSIANN (0.25°x0.25°) recopilados. b) Precipitación acumulada media multianual de datos PERSIANN mm/año en el periodo 2000-2012 (Línea blanca corresponde al límite de la cuenca amazónica peruana).....	49
Figura 3.8 Diagramas de flujo del Model Builder para delimitación de cuencas, para MGB-IPH a) delimitación de cuenca principal b) delimitación de Minicuencas, Elaboración propia.	53
Figura 3.9 Cuenca amazónica delimitada hasta la estación de Tabatinga.....	54
Figura 3.10 Delimitación de principales subcuencas hasta la estación de Tabatinga.	54
Figura 3.11 Minicuencas (Subcuencas amazónicas delimitadas de menor amplitud).	55
Figura 3.12 Unidades de respuesta hidrológica HRU.....	56
Figura 3.13 Albedo promedio de superficie mensual estimado con imágenes Landsat.....	59

Figura 3.14 Índice de área foliar promedio estimado con imágenes Landsat.....	59
Figura 3.15 Imagen Landsat (a); Índice de área foliar (b) y albedo de superficie (c), estimado por satélite.	60
Figura 3.16 Iniciación del Modelo MGB-IPH.....	61
Figura 3.17 Menú de preparación de datos.	61
Figura 3.18 Centroides de Minicuenas.....	62
Figura 3.19 Bloques.....	62
Figura 3.20 Registro de estaciones hidrométricas mostradas en la Tabla 3.1.	63
Figura 3.21 Registro de entrada de de datos de precipitación satelital.	64
Figura 3.22 Registro de entrada de de datos climáticos de Reanálisis, periodo 1979-2009.....	65
Figura 3.23 Herramienta de definición de valores de parámetros fijos.....	66
Figura 3.24 Hidrogramas generado por la herramienta "Comparación de Hidrogramas Calculado y observado ($m^3/s * 10^3$)" (antes de la calibración) para la estación de Pucallpa.....	72
Figura 3.25 Hidrográma calculado y observado para la estación de Pucallpa ($m^3/s * 10^3$), entre 2008 y 2011.....	77
Figura 3.26 Hidrográma calculado y observado para la estación de Pucallpa ($m^3/s * 10^3$) entre 2008 y 2011, después de la calibración automática.	78
Figura 3.27 Índices de sensibilidad.....	80
Figura 3.28 Análisis de sensibilidad paramétrico.....	80
Figura 4.1 Mapa de estaciones hidrológicas y su localización en las subcuencas analizadas.	84
Figura 4.2 Caudales estimados y observados para la estación de Requena entre enero 2003 y diciembre 2009, para datos de lluvia de a) TRMM, b) CMORPH, c) PERSIANN.....	86
Figura 4.3 Caudales estimados y observados para la estación San Regis entre enero 2003 y diciembre 2009, para datos de lluvia de a) TRMM, b) CMORPH, c) PERSIANN.....	86
Figura 4.4 Caudales estimados y observados para la estación Bellavista entre enero 2003 y diciembre 2009, para datos de lluvia de a) TRMM, b) CMORPH, c) PERSIANN.....	87
Figura 4.5 Mapa de coeficientes de rendimiento Nash-Suttcliffe para a) TRMM, b) CMORPH, c) PERSIANN, d) funciones de densidad probabilística y acumulada de estaciones para las estaciones sector Sur: Km105, Santa Rosa de Ucayali, Pucallpa, Chazuta, Requena, San Regis.....	91
Figura 4.6 Mapa de variación de volumen (ΔV) para a) TRMM, b) CMORPH, c) PERSIANN, d) funciones de densidad probabilística y acumulada de estaciones para las estaciones sector Sur: Km105, Santa Rosa de Ucayali, Pucallpa, Chazuta, Requena, San Regis.	92
Figura 4.7 Dispersión de valores de coeficientes Nash-Sutcliffe (NS) y Área de drenaje Km^2 hasta la estación de análisis.....	93
Figura 4.8 Curvas de duración para 10 estaciones hidrológicas de la cuenca amazónica peruana.....	96

Figura 4.9 Lluvia acumulada media anual sobre la cuenca amazónica peruana para los tres productos de precipitación en el periodo 2003-2009.	97
Figura 4.10 Diferencia espacial relativa (%) entre los datos ORE-HYBAM y datos estimados por satélite a) TRMM, b) CMORPH, c) PERSIANN en el periodo 2003-2009.....	98

INDICE DE TABLAS

Tabla 3.1: Nombre, Altitud, Rio, Área hasta ubicación de estación, y caudales medio, máximo y mínimo de estaciones hidrológicas.	40
Tabla 3.2: Clasificación de variable climática de Reanálisis recopilada.....	44
Tabla 3.3: Resumen de principales características de estimaciones de lluvia empleadas en este estudio.	48
Tabla 3.4: Información existente en la base de datos.....	50
Tabla 3.5: Descripción de cada HRU.....	57
Tabla 3.6: Valores de Albedo adoptados para la cuenca amazónica peruana.	67
Tabla 3.7: Valores de índice de área foliar adoptados para la cuenca amazónica peruana.	67
Tabla 3.8: Valores de altura media de arboles adoptados para la cuenca amazónica peruana.	68
Tabla 3.9: Valores de resistencia superficial adoptados para la cuenca amazónica peruana.....	68
Tabla 3.10: Valores de parámetros de calibración, propuestos como primera aproximación para la cuenca amazónica peruana.	70
Tabla 3.11: Descripción de archivos utilizados para crear proyectos.	71
Tabla 3.12: Valores medios de parámetros de calibración manual, adoptados para la cuenca amazónica peruana hasta la estación de Pucallpa.	76
Tabla 3.13: Valores de parámetros de calibración, adoptados para la cuenca amazónica peruana	76
Tabla 3.14: Parámetros del modelo MGB-IPH sujetos a calibración automática en la cuencas de los ríos Negro y Branco (Getirana 2010).	82
Tabla 3.15: Parámetros del modelo MGB-IPH sujetos a calibración automática en la cuenca amazónica peruana empleando datos TRMM 3B42V7.	82
Tabla 3.16: Parámetros del modelo MGB-IPH sujetos a calibración automática en la cuenca amazónica peruana empleando datos CMORPH.....	82
Tabla 3.17: Parámetros del modelo MGB-IPH sujetos a calibración automática en la cuenca amazónica peruana empleando datos PERSIANN.	83
Tabla 4.1: Coeficientes Nash-Sutcliffe para modelados de lluvia estimada después de calibración para estaciones de la cuenca del río Ucayali.	88
Tabla 4.2: Coeficientes Nash-Sutcliffe para modelados de lluvia estimada después de calibración para estaciones de la cuenca del río Marañón.	88
Tabla 4.3: Coeficientes Nash-Sutcliffe para modelados de lluvia estimada después de calibración para estaciones de la cuenca del río Napo.	88
Tabla 4.4: Error porcentual medio ($\pm \Delta V\%$) para periodos de avenidas y estiaje de caudales estimados con respecto a datos observados.....	89

RESUMEN

La utilización de precipitación estimada por satélite como entrada a modelos hidrológicos es una alternativa atractiva en regiones con datos limitados o falta de datos observados. Estos datos ha sido utilizados principalmente en los estudios hidrológicos de la cuenca Amazónica Brasileña. En esta tesis, la precipitación estimada por satélite fue empleada en la evaluación de un modelado lluvia - escorrentía. Tres productos de precipitación deducidos de los datos satelitales (TMPA V7, CMORPH y PERSIANN) se utilizaron como datos forzantes para las simulaciones de caudales diarios usando el modelo hidrológico de cuencas de gran escala MGB – IPH, para el período 2003-2009. Se emplearon datos de caudales diarios de 13 estaciones hidrométricas provenientes del observatorio ORE-HYBAM. Los resultados de este estudio sugieren que el producto TMPA V7 es más representativo que los otros y se puede utilizar como entrada para un modelado hidrológico lluvia-escorrentía sobre la cuenca amazónica peruana. Sin embargo, los análisis indican un efecto contrario en las subcuencas situadas entre las regiones del norte y sur de la cuenca amazónica peruana, en especial para capturar la fase y magnitud de los eventos extremos. Esto demuestra la dificultad de representar hidrogramas observados en regiones cercanas a la línea ecuatorial con precipitaciones estimadas de satélite, que se caracteriza por una débil variabilidad estacional.

Palabras claves: Cuenca, Amazonas, modelo hidrológico distribuido, caudales, Perú.

ABSTRACT

The use of satellite estimated precipitation as input to hydrological models is an attractive alternative in regions with limited or no observed data. This data has been used mainly in hydrological studies of the Brazilian Amazon basin. In this thesis, the estimated satellite precipitation was used in the evaluation of a rainfall – runoff model. Three precipitation products deduced from satellite data (TMPA V7, CMORPH and PERSIANN) were used as forcing data for daily flow simulations using the hydrological model basin scale MGB - IPH for the period 2003-2009. Daily flow data of 13 gauging stations from the ORE-HYBAM observatory were used. The results of this study suggest that the TMPA V7 product is more representative than the other and can be used as input to a hydrological rainfall-runoff modeling of the Peruvian Amazon basin. However, analyzes indicate an opposite effect on the sub-basins located between the northern and southern Peruvian Amazon basin, especially to capture the phase and magnitude of extreme events. This demonstrates the difficulty of representing hydrographs observed in regions near the equator with satellite estimated rainfall data, characterized by a weak seasonal variability.

Keywords: Basin, Amazon, distributed hydrological model, streamflows, Perú.

I. INTRODUCCION

1.1 Justificación de la Investigación

La simulación de caudales a partir de modelos de lluvia-escorrentía es a menudo insatisfactoria debido a que la variabilidad espacial de la lluvia está pobremente representada en regiones donde los datos son escasos, principalmente por la falta de estaciones pluviométricas. Este es el caso de la cuenca amazónica, debido a la presencia de la cordillera de los andes (Espinoza et al., 2009). Considerando que la captación de estaciones pluviométricas convencionales es representativa de solo un pequeño radio alrededor del instrumento, es necesario para un mejor detalle, el monitoreo de grandes extensiones de territorio. Una posible alternativa de solución a este problema es el uso de lluvia estimada por sensoramiento remoto, ya que estos se encuentran uniformemente distribuidos. Sin embargo, la incertidumbre de la estimación de la precipitación se incrementa con la disminución de la densidad de estaciones pluviométricas, especialmente para eventos convectivos locales, resultando de importancia el poder evaluar el nivel de rendimiento de estas estimaciones como variable de entrada a un modelado hidrológico distribuido. Estos modelos a diferencias de los modelos concentrados ha sido poco estudiado y aplicado en el Perú. Los acontecimientos recientes en la modelización hidrológica de cuencas hidrográficas se centran en pronósticos de caudales en cuencas no aforadas, lo que implica la necesidad de mejorar los pronósticos de caudales para identificación de eventos extremos en caso de emplear precipitación estimada en tiempo real.

1.2 El Ciclo Hidrológico y Modelación Hidrológica

Las ciencias hídricas están relacionadas con las aguas de la tierra: su distribución y circulación, sus propiedades físicas y químicas, su interacción con el ambiente y con los seres vivos y en particular con los seres humanos. Puede considerarse que la hidrología abarca todas las ciencias hídricas. En una forma más estricta, puede definirse como el estudio del ciclo hidrológico (Figura 1.1). El cual es el foco central de la hidrología. No tiene principio ni fin y sus procesos ocurren en forma continua: el agua se evapora desde

los océanos y de la superficie terrestre para volver a la atmósfera; el vapor de agua se transporta y se eleva hasta que condensa y precipita sobre la superficie terrestre o los océanos. El agua que precipitada puede ser interceptada por la vegetación, convertirse en flujo superficial sobre el suelo, infiltrarse en él, escurrir por el suelo como flujo subsuperficial y descargar en ríos como escorrentía superficial (Chow, 1959).

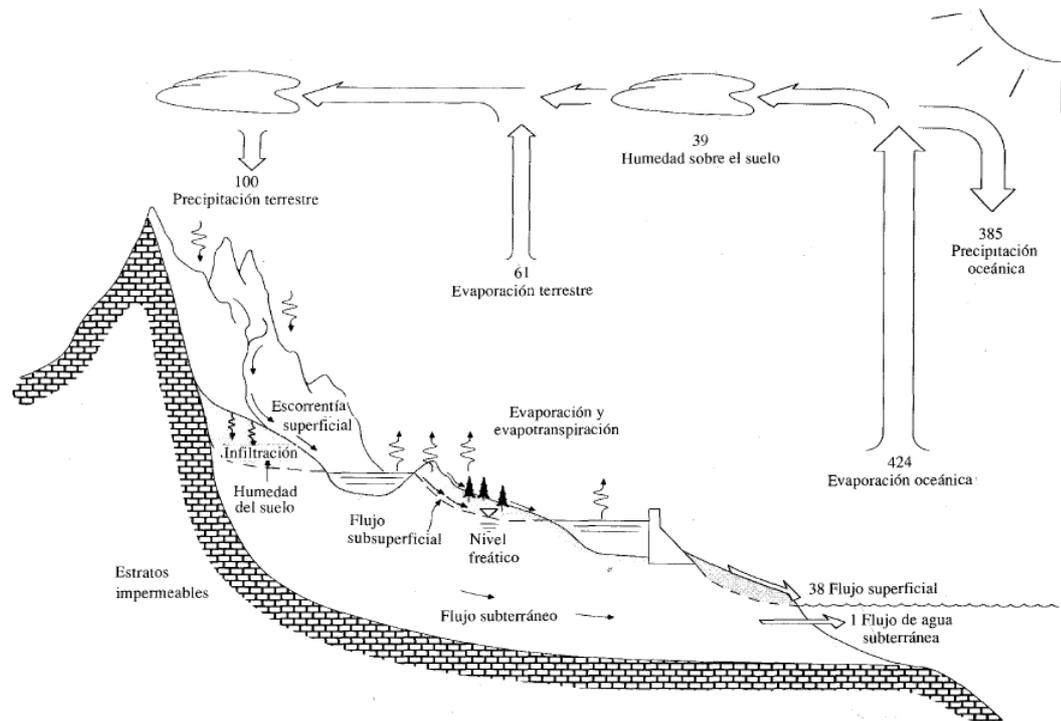


Figura 1.1 Ciclo del agua con balance promedio global anual en unidades relativas de un valor de 100 para la tasa de precipitación terrestre (Chow, 1959).

El agua infiltrada puede percolar profundamente para recargar el agua subterránea de donde emerge en manantiales o se desliza hacia ríos para formar la escorrentía superficial y finalmente fluye hacia el mar o se evapora (Chow, 1959), y por tal dándose una retroalimentación del ciclo. Para estimar el comportamiento de variables que permiten reproducir el ciclo hidrológico de una cuenca, se han elaborado modelos hidrológicos, como una representación aproximada del balance hídrico, considerando por un lado las variables meteorológicas como la precipitación y la temperatura del aire como datos de entrada y por otro, las características físicas de la cuenca. Para una mejor gestión de los recursos hídricos y toma de decisiones, es de importancia la modelación hidrológica, la

cual es útil para estudiar el comportamiento de los regímenes de caudales ante variaciones en las condiciones predominantes como lluvia o evapotranspiración. En base a ella podemos lograr un mejor entendimiento de los procesos físicos hidrológicos dentro de la cuenca. Además nos permite realizar simulaciones y pronósticos del comportamiento hidrológico mediante simplificaciones matemáticas de los procesos físicos en la cuenca. Estos modelos de lluvia escorrentía pueden ser de naturaleza conceptual, donde se representan los procesos que ocurren dentro de la cuenca a través de esquemas y algoritmos simplificados, o estar basados en ecuaciones físicas que rigen el comportamiento de las variables dentro de una cuenca hidrográfica.

Clásicamente se han utilizado los denominados modelos globales o agregados, que tratan la cuenca como si fuese una sola entidad, con una única entrada de lluvia (lluvia promedio), donde el caudal de salida se reproduce a partir de una dinámica global del sistema. Esta modelización tiene poca base física, puesto que obvia el hecho de que parte de la escorrentía superficial puede infiltrarse al pasar por un cauce permeable, y subestima la componente subsuperficial del caudal. Además, la identificación del hidrograma unitario (HU) no es sencilla. A partir de información hidrológica disponible de la cuenca (muchos datos de lluvia y caudal), el HU se puede derivar de la solución del problema inverso, estos datos no siempre están disponibles con la suficiente cantidad y calidad, y además arrastran la descripción espacial limitada de la lluvia. Los denominados modelos distribuidos incorporan más aproximadamente la variabilidad espacial de las diferentes variables y reproducen más fielmente los procesos hidrológicos que tienen lugar dentro la cuenca. Los modelos distribuidos con base física describen con gran detalle los procesos hidrológicos de la cuenca, proponiendo la descripción de los fenómenos a escala fina (100-500m), dónde se plantean las ecuaciones características de los diferentes procesos e integrando las salidas de los diferentes procesos de cada píxel con sus vecinos. Así derivan en modelos muy complejos que requieren una gran cantidad de información, y por tal, la calibración de un número enorme de parámetros en caso de no poder estimar todas las variables a partir de medidas de campo (Corral, 2004). Las líneas actuales de investigación en modelos hidrológicos distribuidos, basadas en sistemas de información geográfica (SIG), información de satélite y sistemas computacionales modernos, ofrecen mayores posibilidades en la subdivisión de la cuenca en subunidades menores más homogéneas,

dónde se les aplica un modelo agregado, dándonos la posibilidad de poder responder preguntas científicas, como es el caso de 1) estimar el impacto de los cambios de uso de suelo o deforestación en el régimen de caudales. 2) evaluación de impactos de cambio climático sobre el régimen de caudales de una cuenca.

1.3 La Precipitación en la Modelación Hidrológica

Las predicciones a partir de modelos de lluvia-escorrentía son a menudo insatisfactorios debido a que la variabilidad espacial de la lluvia no esté probablemente bien representada en regiones donde los datos son escasos. Para un mejor detalle, es necesario el monitoreo de grandes extensiones de territorio. La incertidumbre de la estimación de la precipitación se incrementa con la disminución de la densidad de estaciones pluviométricas, especialmente para eventos convectivos locales (Collischonn et al., 2008). Tal es el caso de los Andes y Amazonía peruana, caracterizado por una red de estaciones pobremente distribuida (Espinoza et al., 2009). Por ello resulta atractivo el uso de lluvia estimada por sensoramiento remoto y evaluar su nivel de rendimiento como variable de entrada a un modelado hidrológico distribuido. Estos modelos a diferencias de los concentrados ha sido poco estudiado y aplicado en nuestro país. Los acontecimientos recientes en la modelización hidrológica de cuencas hidrográficas se centran en pronósticos de caudales en cuencas no aforadas, lo que implica la necesidad de mejorar los pronósticos y las relaciones entre los parámetros del modelo.

Datos observados a partir de estaciones pluviométricas son la principal fuente de datos de lluvia en el Perú y otros países de Sudamérica. Los datos estimados por satélite probablemente serán muy útiles en un futuro cercano en algunas aplicaciones como hidrología operacional, meteorología y agricultura (Collischonn et al. 2008). En la región amazónica peruana, las estimaciones de lluvia por satélite u obtenida por Reanálisis, probablemente son la única información disponible para grandes áreas y para un tiempo análisis largo. La utilidad de estos datos estimados por satélites como variable de entrada en la modelación hidrológica de la cuenca amazónica peruana, permitiría el mejoramiento de los pronósticos de caudales y por tal una mejor gestión de los recursos hídricos en la toma de decisiones.

1.4 Cuenca Amazónica

La cuenca amazónica (CA) es la más grande cuenca del planeta, con un área de drenaje de 6 200 000 km² y con una descarga media anual de 206 000 m³/s (Callede *et al.*, 2010). La cuenca amazónica es la mayor fuente de vapor de agua en el mundo (Johnson, 1976; Ratisbona, 1976; Salati *et al.*, 1978; Figueroa and Nobre, 1990).

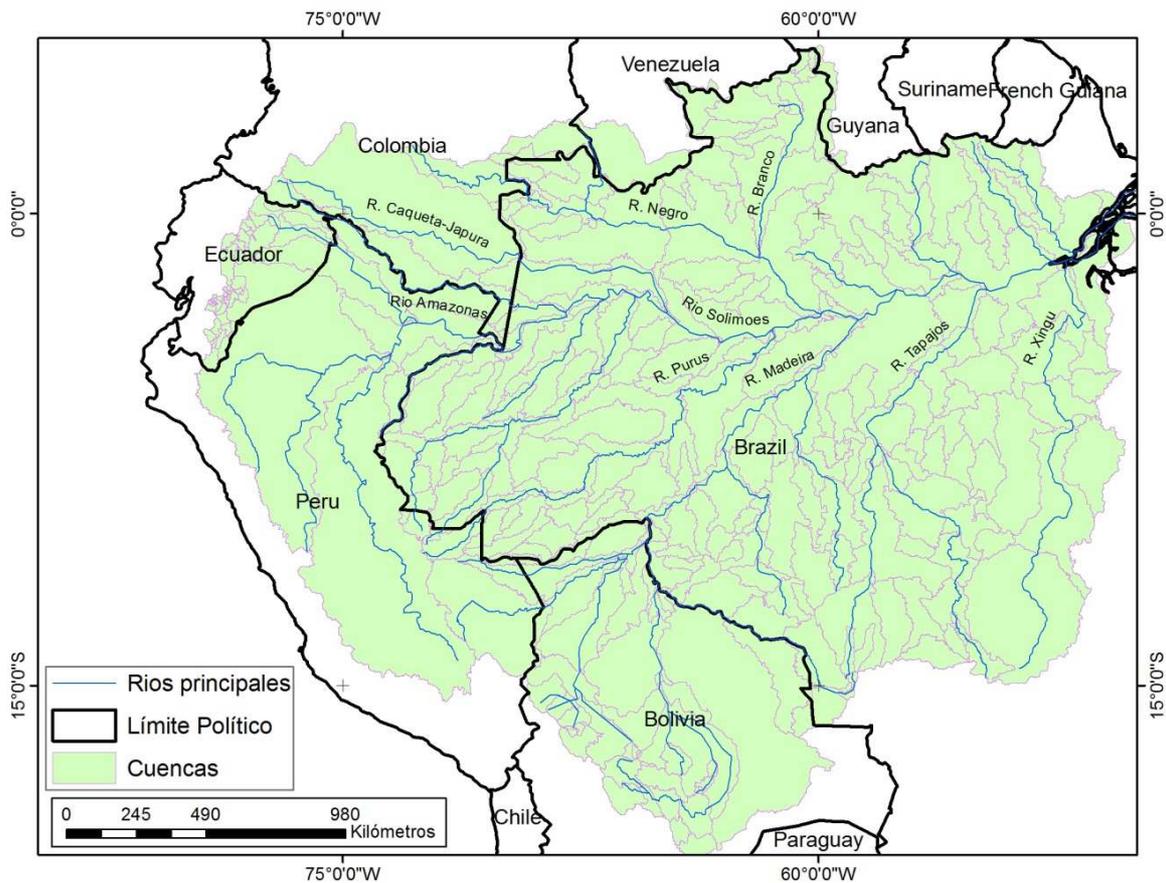


Figura 1.2 Mapa de subcuencas de la cuenca amazónica (ANA-BRASIL).

La CA se divide en tres grandes unidades morfológicas: el 44% de su superficie pertenece a los escudos geológicos Guyanés y Brasileiro, el 45% en la llanura amazónica, y el 11% en los Andes. Esta cuenca cubre siete países: Brasil (63%), Perú (16%), Bolivia (12%), Colombia (6%), Ecuador (2%), Venezuela y Guyana (1%) (Figura 1.2). Las zonas de mayores precipitaciones son encontradas en regiones ecuatoriales (Figura 1.3 (b)). Los regímenes de precipitación evidencian la fuerte oposición entre las regiones tropicales norte

y sur, como consecuencia del calentamiento alterno de cada hemisferio y del monzón Sudamericano. Junto al delta del Amazonas, las máximas precipitaciones en Marzo, Abril Mayo y mínimas en Setiembre, Octubre y Noviembre están asociadas con la migración estacional de la Zona de convergencia intertropical (Espinoza et al., 2009) (Ver Figura 1.4).

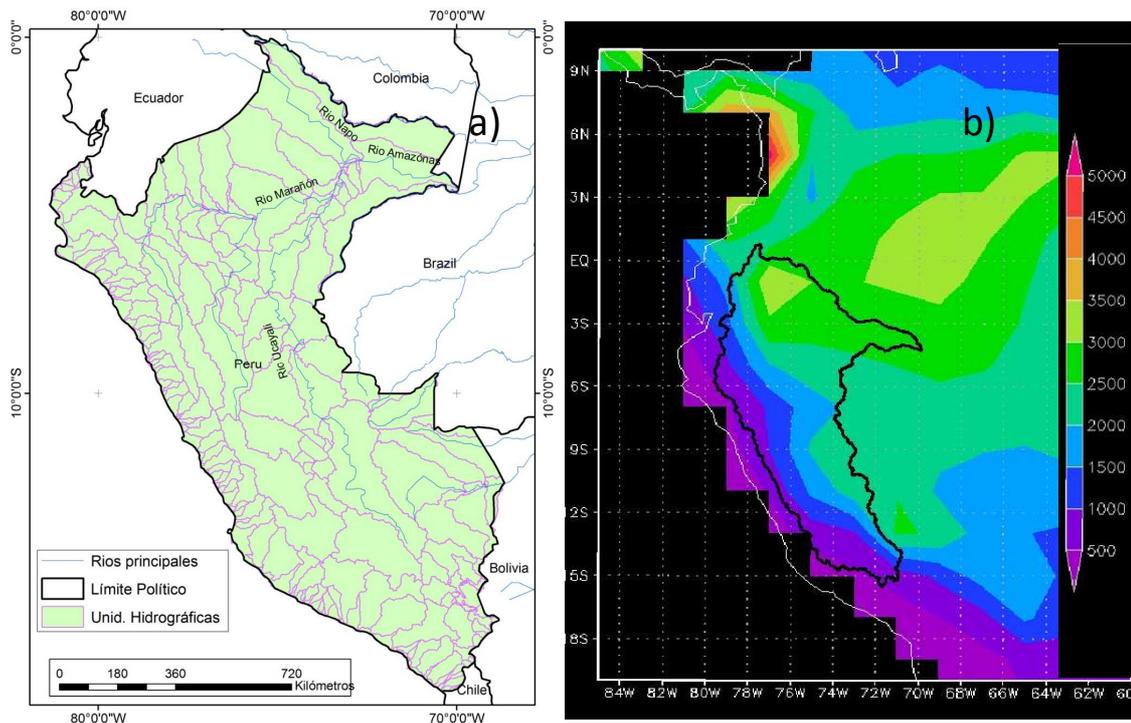


Figura 1.3 a) Mapa de subcuencas del Perú (ANA-Perú), b) precipitación media multianual 1901-2000 Fuente: Datos Climatic Research Unit (CRU)

En el Perú, el río Amazonas es el principal tributario oeste de la cuenca amazónica, aguas abajo a partir del cual se inicia el río Solimoes en Brasil (Figura 1.3(a)). Dentro de la cuenca Amazónica, la cuenca andino-amazónica de Perú y Ecuador ocupa el 14% de la cuenca Amazónica y está ubicado en la parte oeste de la cuenca amazónica. Donde se distinguen dos regiones naturales. La primera región consiste en planicies en tierras bajas, la segunda en una de las más pronunciadas y altas de la tierra después del Himalaya. Naturalmente, cada una de esas dos regiones está influenciada de diferente, pero en varios aspectos interrelacionado por un conjunto de parámetros físicos, geoquímicos y biológicos (ACTO, 2005). Agua y recursos acuáticos proporcionan algunos servicios esenciales a la

población de la cuenca peruana andino-amazónica. La pesca de la región proporciona una gran proporción de proteínas animales, consumidas por la población. Agua de ríos y lagos satisface casi todas las necesidades de abastecimiento de los pueblos amazónicos, como bebida, cocina, baño y la eliminación de desechos (Lavado et al., 2011). Sin embargo, una pequeña parte de agua es dedicada a la irrigación, canales de río y lagunas constituyen uno de las principales vías de transporte y navegación y también proporciona oportunidad para la navegación (McClain, 2001). De acuerdo al proyecto HIDROGIS del Ministerio de Energía y Minas, el potencial de la cuenca amazónica en el Perú es del 88%.

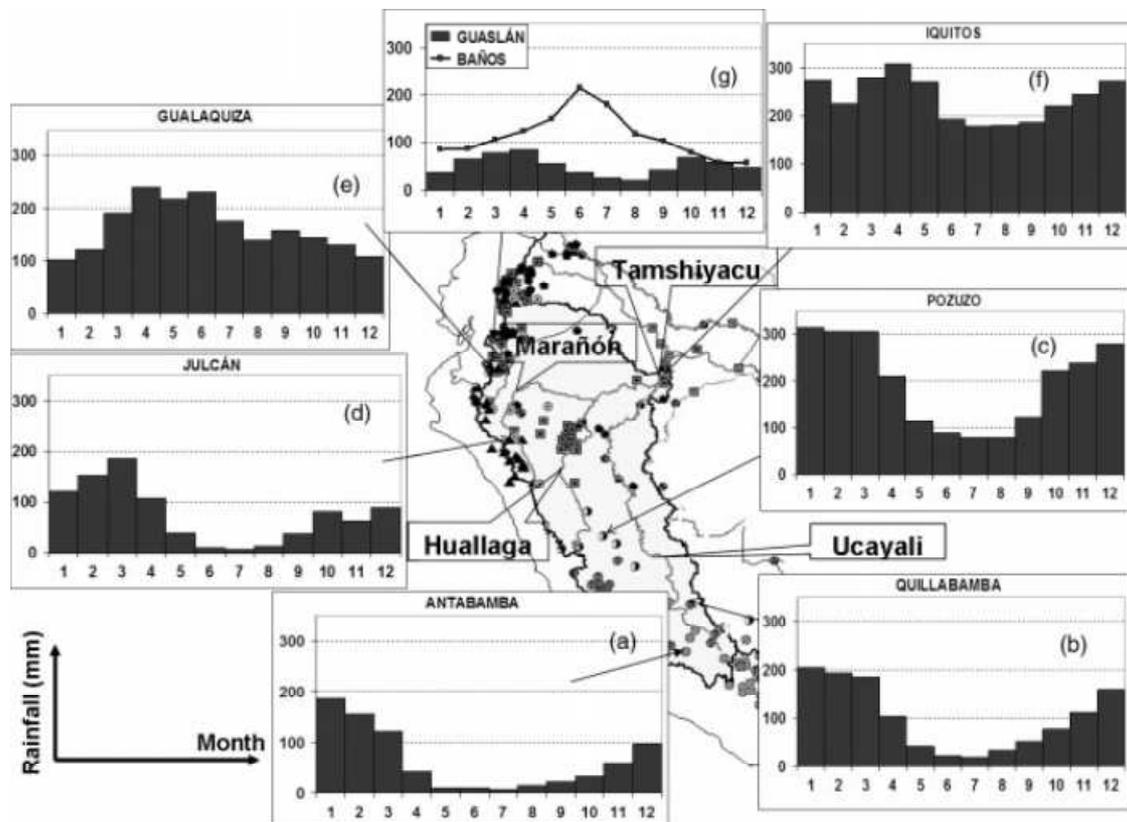


Figura 1.4 Régimen de lluvia en 8 estaciones en la cuenca amazónica peruano ecuatoriana, cada figura corresponde a un régimen, los principales ríos son nombrados (Espinoza et al., 2009).

1.5 Objetivos

Objetivo Principal

Desarrollar el modelado hidrológico distribuido en la cuenca amazónica peruana y evaluar la utilidad de las estimaciones de lluvia por sensoramiento remoto como variable de entrada a partir de la modelación lluvia – escorrentía.

Objetivos específicos

- Implementar sistemas de información geográfica para la integración de datos y mapas temáticos orientado al Modelo de Grandes Cuencas (MGB-IPH).
- Desarrollar interfaces computacionales para la estructuración de datos de lluvia estimados por satélite como variable de entrada al modelo hidrológico de grandes cuencas MGB-IPH.
- Desarrollar interfaces para la estructuración de datos climáticos de Reanálisis como variables de entrada (presión atmosférica, temperatura, radiación solar, humedad relativa y velocidad del viento) a MGB-IPH.
- Calibración del modelo MGB-IPH, para la cuenca amazónica peruana, mediante un análisis de rendimiento con respecto a caudales observados de los principales ríos de las cuencas de los ríos Ucayali, Marañón, Napo.
- Evaluar la aplicabilidad de los sensores remotos en un modelado hidrológico distribuido.

2 REVISION BIBLIOGRÁFICA

2.1 Sistema de información geográfica SIG en la Hidrología

Teixeira (1995) propone una definición doctrinal de un SIG como: *“Conjunto de programas, equipamientos, metodologías, datos y personas (usuarios) perfectamente integrados, de forma que se hace posible la recolección, almacenamiento, procesamiento y el análisis de datos georeferenciados, así como la producción de información derivada de su aplicación”*

Anteriormente los SIG eran vistos como una técnica con fuerte base tecnológica, Goodchild (1997), documenta esta concepción ya evolucionada, al establecer conceptos de SIG como técnica y SIG con base científica. En un SIG como técnica se insiste con sistemas de información con base tecnológica en equipos y programas, cuya utilidad se centra en el tratamiento de datos referenciados geográficamente, donde sus funcionalidades son: La captura, modelado, almacenamiento, recuperación, intercambio, manipulación, análisis y presentación de la información, siendo sinónimo de Tecnología Geoespacial. Sin embargo el SIG ciencia explora los preceptos fundamentales que subyacen bajo la tecnología y busca establecer un cuerpo doctrinal. Definiéndose como una ciencia multidisciplinar basada en el estudio de la naturaleza de la información geográfica y en la aplicación de las tecnologías geoespaciales, la estructura de los datos, algoritmos y los procesos, la visualización, las herramientas analíticas y las cuestiones éticas de gestión e institucionales. Siendo la Geomática como núcleo central de la cibercartografía, la que comprende tanto al SIG técnica y SIG ciencia.

Los SIG ofrecen una representación espacial cognitiva de sistemas hidrológicos e hidráulicos. *“integrar los SIG y los modelos hidrológicos implica conectar los datos geoespaciales que describen el entorno físico, con los modelos de procesos hidrológicos que describen el movimiento del agua a través del medio”*, Es la búsqueda de la relaciones entre patrones y procesos en el espacio geográfico (Burrough, 2000).

El problema central de la integración es la reconciliación entre la forma en la que se concibe el espacio, el tiempo y la aleatoriedad en los modelos hidrológicos y como se produce en los SIG. Los investigadores en hidrología encuentran cada vez más efectiva la utilización de los SIG debido a su capacidad de gestionar datos distribuidos y referenciados en el mundo real. La capacidad de los SIG-técnica como potentes calculadoras del territorio, permite emplear ecuaciones que ayudan a interpretar los procesos hidrológicos a partir de bases de datos, presentando estos resultados en mapas. Esta visión no solo es distribuida sino también integral u holística; el SIG-técnica como paradigma del mapa permite suministrar a los procesos de decisión, una información que resume factores climatológicos, meteorológicos, geomorfológicos, ecológicos, o sociales entre otros (Del Río, 2010).

Actualmente las aplicaciones de modelos hidrológicos que contemplan la componente espacial y temporal de los datos, conduce a la utilización del SIG-ciencia.

Morad y Perez (2001) destacan dos contribuciones que justifican la utilización de los SIG en la hidrología. Una de ellas está dirigida al sentido productivo ya que permiten manipular gran cantidad de información, mientras que la segunda, se dirige a la capacidad y las aportaciones en la aprehensión de los modelos y los sistemas hidrológicos. De forma más concreta, las *funcionalidades* de los SIG que han motivado su utilización en el campo de la hidrología, son:

Disponibilidad y gestión de datos. En resolución y exactitud se dispone de más datos que antes y se destaca la aportación de los sensores remotos (Mendoza *et al.*, 2002), pudiendo además almacenarse y procesar automáticamente las características de delineación y segmentación. Wilson *et al.* (2000) destacan la actual disponibilidad y contribución de los SIG en el tratamiento de los datos hidrológicos y de calidad de las aguas, datos climatológicos, datos de usos del suelo, modelos digitales de elevaciones y datos edáficos.

Elaboración de mapas. Se consideran herramientas de cartografía computarizada y técnica de visualización de datos y resultados.

Análisis. El SIG brinda al investigador la posibilidad de visualizar y entender con claridad las relaciones espaciales, mejorando la interpretación y análisis de modelos y sistemas. La estructura de datos *en capas* o *estratos* de información resulta intuitiva y posibilita que los modelos puedan ser interpretados con menor esfuerzo. Esta capacidad se desarrolla según Wilson *et al.* (2000) en tres puntos: herramientas de interpolación espacial, herramientas de trazado de flujo y delineación de cuencas y herramientas de álgebra de mapas.

Simulación. En lo que se refiere a la modelización de la componente espacial, estas herramientas aceleran los procesos de desarrollo, implementación y cálculo de modelos hidrológicos. Los SIG pueden actuar a modo de plataforma para la experimentación rápida de nuevas ideas y conceptos. Además, permiten probar y ensayar las consecuencias de distintas políticas, modelos de ordenación territorial y de gestión de los recursos.

Estimación de parámetros. Diseño y calibración.

Tratamiento de la incertidumbre y calidad de los resultados.

Aunque programas de modelos hidrológicos como *HEC-1*, *HEC-2*, *TR-20*, *TR-40*, *USDA's SWAT*, *DoT's WSPRO*, *EPA's*, *WASP*, *HSPF*, *USGS's DRM3*, *PRMS* han sido ampliamente adoptados, es preciso ser consciente del hecho de que su acoplamiento holgado con el SIG no mejora la base científica de estos modelos, ni tampoco logra obtener modelos hidrológicos con una base más sólida (Sui y Maggio, 1999). Los resultados demuestran que el paso del análisis agregado al distribuido, no es una garantía para mejorar sustancialmente los resultados (Samper *et al.*, 2005). Es preciso reformular modelos y obtener un análisis espacial detallado que pueda reproducir más adecuadamente los procesos hidrológicos.

2.2 Clasificación de modelos lluvia - escorrentía

Según Marchandise (2007), los modelos precipitación-escorrentía difieren dependiendo de la naturaleza del modelo matemático subyacente, el nivel de abstracción del modelo, la naturaleza de las unidades de base o de la naturaleza del proceso que se muestra (Figura 2.1).

La naturaleza del modelo matemático subyacente. Puede ser determinista si la relación entre las variables de entrada del modelo y las variables de salida es fenomenológica o probabilística (estocástica). Los modelos estadísticos tienen interés limitado para la simulación de inundaciones, ya que no hay información sobre la dinámica del flujo actual.

El nivel de abstracción del modelo: los modelos de base física se describen utilizando las leyes de la mecánica de fluidos, física de los suelos: Ley de transferencia de medios no saturados de Richards, la ley de transferencia en medio saturado de Darcy, la ley Barré Saint-Venant para la escorrentía superficial. Estos modelos no requieren una fase de campo. Su aplicación en la hidrología operativa de una cuenca de determinado tamaño, está limitado por la falta de conocimiento de la variabilidad espacial de los descriptores ambientales involucrados en sus ecuaciones. Por ello, sus parámetros de sincronización son

a menudo necesarios. Entre los más utilizados incluyen SHE (Abbott et al., 1986) o TOPKAPI (Liu y Todini, 2004). Los modelos de base física suelen llevar a cabo un enfoque de abajo hacia arriba: las ecuaciones de partida válido en todo el volumen elemental (ecuaciones de la mecánica de medios continuos en la mayoría de los casos), se integran ecuaciones a través de la pendiente o a lo largo de la cuenca. Hablamos de **modelos empíricos** cuando se trata de reproducir el comportamiento global de la cuenca de un estudio sistemático de relación precipitación-escorrentía en toda la cuenca, sin hacer suposiciones a priori sobre los procesos que entran en juego. Dentro de esta categoría, se pueden almacenar los modelos GR (Edijanto y Michel, 1989; Makhlof, Loumagne 1994 o 1988), el modelo SCS, o todos los modelos de regresión.

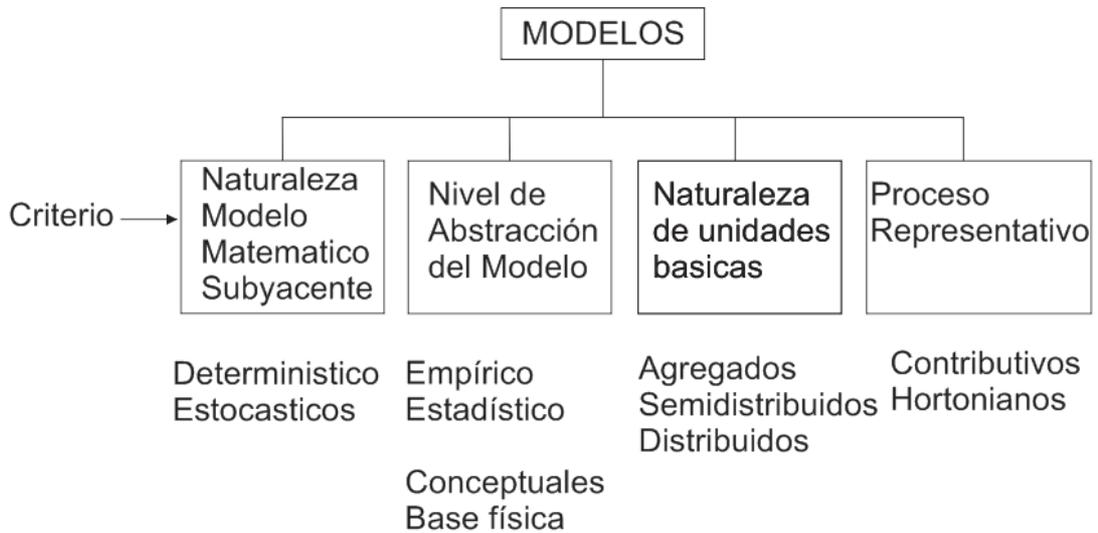


Figura 2.1 Clasificación de modelos lluvia-escorrentía (adaptado a partir de Marchandise ,2007).

El uso de estos modelos requiere parámetros de sincronización de fase empírica, ya que tienen un significado que no está relacionado con cantidades mensurables de la cuenca. La ventaja de estos modelos radica en la simplicidad de su estructura y la función a menudo de parámetros bien definidos. Relaciones empíricas se pueden establecer a menudo entre los valores de los parámetros y un descriptor de la cuenca. Entre los modelos empíricos y de base física, hay modelos conceptuales que se estudian como modelos empíricos (enfoque sistémico) pero el enfoque es de base física. Un buen ejemplo de esta categoría modelos es el modelo TOPMODEL (Singh, 1995), que se basa en el funcionamiento de la cuenca, en la reacción de capas preexistentes, la cual reaccionan más o menos en función de su posición en la cuenca, el estado inicial de la cuenca y las características locales de la pendiente y permeabilidad.

La naturaleza de las unidades básicas de representación de la cuenca. Modelos espaciales trabajan a partir de una unidad básica que se puede extraer de la discretización de parte de la variabilidad espacial de los factores meteorológicos y geográficos que condicionan la respuesta de las cuencas hidrográficas. Esto puede ser una unidad básica como malla cuadrada regular, irregular (Girard et al., 1981, Fortin et al., 1995), triángulos

irregulares. La ventaja de modelo espacial es capaz de simular la evolución de las variables internas modelo en cualquier punto de la cuenca. El desarrollo, la validación y el uso modelos espaciales se ha visto obstaculizada por las capacidades de cálculo limitadas. Lo está ahora en pleno auge, alentado por la adquisición de datos de imágenes satelitales, imágenes de radar y el aumento de rendimiento de los procesadores. Así, el comportamiento global de la cuenca como un modelo de relación precipitación-escorrentía radica en modelos concentrados como SACRAMENTO (Burnash, 1995), modelos semidistribuidos como SWAT (Neitsch *et al.*, 2002), HEC HMS (USACE, 2000), WEAP (Sieber *et al.*, 2002), distribuidos como VIC (Wood *et al.*, 1992; Liang *et al.*, 1994; Nijssen *et al.*, 1997), GIS BALAN (Pisani, 2008), MGB (Collischonn *et al.*, 2007).

El proceso representado: en hidrología de superficie, hay dos principales enfoques: tipo de modelos: Agua subterránea contributiva (o TOPKAPI TOPMODEL) y modelos Hortonianos (Bill Horton, Green-Ampt ley, la ley de Smith-Parlange). Estos dos enfoques difieren en cómo se genera la escorrentía superficie.

2.3 Modelos hidrológicos agregados y distribuidos

Una clasificación relevante de modelos hidrológicos es la que depende del tratamiento que se da a las diferentes **unidades básicas** en que se divide la zona en estudio y de las características de dichas unidades (Olaya, 2004). Según lo descrito por Pisani, (2008) con este criterio, se puede distinguir entre modelos agregados y modelos distribuidos.

Los modelos agregados consideran las cuencas y subcuencas como unidades de trabajo. En cambio, en los modelos distribuidos las unidades tienen generalmente menor tamaño y están definidas de forma más regular. Además estas unidades no tienen un significado hidrológico tan definido ni representan elementos hidrográficos concretos (Olaya, 2004).

En el caso de los modelos agregados, el terreno se describe en forma de depósitos cuyo contenido de humedad varía en función de relaciones (físicas o empíricas) entre ellos.

En contraste, los modelos distribuidos permiten una descripción más detallada tanto de la superficie del terreno como de la zona subterránea, simulando los procesos de transmisión del agua entre las diversas capas del terreno (Berenguer, 1994).

Según Vieux (2001), la distinción entre un modelo agregado y distribuido depende de la forma en que se divide al dominio; esto depende del dominio. Si el dominio de la cuenca va a ser distribuido, entonces el modelo debe subdividir la cuenca en elementos computacionales menores. A veces los modelos agregados intentan reproducir condiciones o parámetros espacialmente distribuidos por medio de series de subcuencas con características medias. De esta manera, se transforma un modelo agregado en uno cuasi-distribuido. Según Vieux (2001), esto conlleva las siguientes desventajas: (1) el modelo no está basado en leyes físicas, y (2) cuando se consideran muchas subcuencas, su agregación puede ser un trabajo tedioso debido a la gran cantidad de información. Lo anterior se encuentra muy relacionado al concepto de áreas o zonas hidrológicamente homogéneas. Esta idea se basa en la superposición de áreas de tipo y uso de suelo, y de características morfológicas, para delimitar zonas de parámetros constantes. La justificación de estas zonas hidrológicamente homogéneas depende de la naturaleza de la uniformidad de los parámetros espacialmente variables.

Andreu (1983) ofrece otra visión interesante sobre la diferenciación entre modelos agregados y distribuidos. Asimismo afirma que desde el punto de vista de la formulación, la diferencia básica es que los modelos agregados, en su planteamiento matemático, producen ecuaciones diferenciales ordinarias, mientras que los distribuidos producen ecuaciones diferenciales en derivadas parciales. Los modelos agregados han sido históricamente más utilizados que los distribuidos debido a las limitaciones tanto computacionales como de disponibilidad de datos. El avance en la capacidad de procesamiento y la difusión de los SIG han posibilitado que la modelización distribuida sea en la actualidad mucho más factible. En la medida en que los modelos distribuidos se usan más, la necesidad de principios científicos relacionados con la variabilidad espacial, la resolución espacial y temporal, el contenido de la información y la calibración se vuelve más evidente (Vieux, 2001).

2.4 Entidades hidrológicas en un modelado hidrológico distribuido

Los modelos distribuidos son una herramienta valiosa para conocer cómo se reparten en el territorio los componentes del balance hidrológico, estudiar el impacto del cambio de usos del territorio, el comportamiento de la cuenca ante distintos eventos pluviométricos, o simular el efecto de los escenarios de cambio climático. Esta capacidad para representar la variabilidad espacial inherente a las cuencas es la razón principal por la que los modelos hidrológicos distribuidos se han visto favorecidos frente a modelos globales (Del Río, 2010).

Los modelos distribuidos dividen una cuenca en subunidades vectoriales o conjunto de píxeles en un sistema raster, con características de comportamiento similares, involucrando la variabilidad espacial del territorio. Esta variabilidad espacial es representada mediante zonas homogéneas que controlan la dinámica hidrológica, comúnmente conocidas como Unidad de respuesta hidrológica (HRU) o Unidad de respuesta agrupada (GRU) y las cuales se describen a continuación:

2.4.1 Unidad hidrológica de respuesta unitaria (HRU)

La variabilidad de la dinámica hidrológica dentro de cada unidad es pequeña, comparada con la diferencia de las unidades próximas. Son áreas estructuradas heterogéneamente, distribuidas a lo largo del territorio, pero semejantes entre ellas por presentar un uso del suelo y características geológicas, edáficas y topográficas similares, que hacen que tengan una misma respuesta hidrológica en uno de los componentes del ciclo (Del Río, 2010). Subyace en este planteamiento la idea de que zonas con propiedades semejantes, generan respuestas similares. Su principal debilidad es que no tiene en cuenta la conectividad entre ellas (Del Río, 2010). Formalmente fueron definidas por Flügel (1995) como entidades estructuradas que se distribuyen heterogéneamente y que tienen en común el clima, los usos del suelo y las asociaciones pedo-topo-geológicas subyacentes, que controlan su dinámica hidrológica (Flügel, 1995).

La dificultad radica en identificar cartográficamente estas zonas. Existen múltiples métodos para cartografiar estas zonas (Flügel, 1997; Van Den Bos *et al.*, 2006; Khan *et al.*,

2009). Del Río (2010) indica que generalmente todos los métodos tienen en común la construcción de firmas de variabilidad hidrológica en función de variables predictivas. La elección de estas variables es un punto crítico de la metodología por lo que suelen ser elegidas en base a alguna herramienta estadística que permite reducir su dimensionalidad a través de técnicas estadísticas, como el análisis de componentes principales.

Son variables predictivas frecuentes:

- Clima: índice de aridez/humedad, estacionalidad, curvas de IDF.
- Cuenca: área, forma y densidad de la red de drenaje.
- Cauces: longitud y forma de la red de canal.
- Propiedad del suelo: CRA, infiltración.
- Geomorfología: pendiente local, curvatura, índice topográfico.
- Topografía: pendiente.
- Vegetación tipo: densidad, patrones espaciales, temporales.

Una vez obtenidas las firmas de variabilidad basta con realizar una sencilla operación de intersección de mapas para obtener estas zonas que debe ir seguida de la eliminación de aquellas zonas de escasa representatividad. Inicialmente fueron aplicadas en la obtención de los hidrogramas unitarios.

2.4.2 Unidad de respuesta agrupada (GRU)

Se basan en la siguiente hipótesis: los parámetros de los procesos hidrológicos son función del uso del suelo. Diseñadas para modelos hidrológicos regionales, se describen mediante los porcentajes de la composición de los usos del suelo de una tesela del territorio (Kouwen 1993). No son contiguos y es frecuente que el tamaño de las teselas sea establecido por consideraciones meteorológicas. Las operaciones de cálculo, inicialmente, fueron realizadas en modelos raster, que agrupan píxeles. La cartografía edáfica de la *JRC* (Join research Center) usa esta aproximación. En sus orígenes se aplicaron a la obtención de la escurrimiento que llegaba a una red hidrográfica.

2.5 Modelo Hidrológico Distribuido de Grandes Cuencas (MGB)

El modelo MGB-IPH se compone de módulos para el cálculo de estimación de agua en el suelo, la evapotranspiración, la propagación del flujo dentro de un píxel, y el flujo de enrutamiento a través de la red de evacuación. La cuenca de drenaje se divide en los elementos de la zona (normalmente píxeles, rejillas o celdas) conectados entre sí por canales, con vegetación y uso del suelo dentro de cada elemento clasificándose en una o más clases (Collischonn et al., 2007). El enfoque de la unidad de respuesta agrupada (GRU) (Kouwen et al., 1993), o unidad de respuesta hidrológica (Beven, 2001) es utilizado para la clasificación hidrológica de todas las áreas con una combinación similar de suelo y cobertura de la tierra, con independencia de su ubicación dentro del píxel (Figura 2.2).

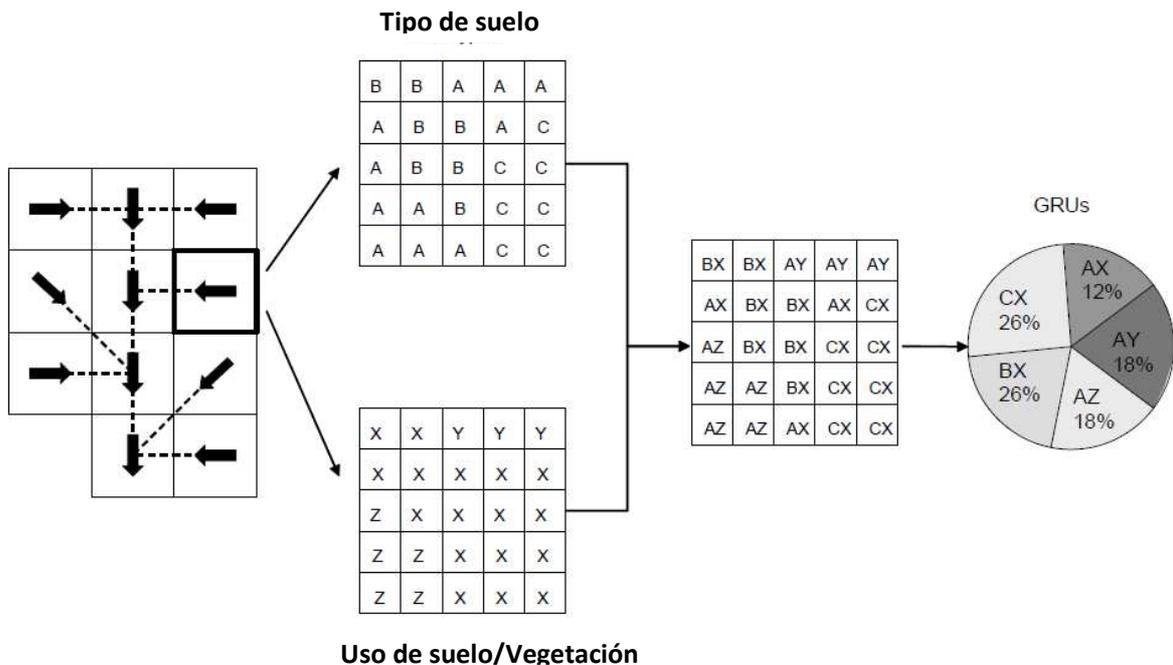


Figura 2.2 Discretización de la cuenca en píxeles y concepto de unidades de respuesta agrupada (adaptado a partir de Kouwen & Mousavi, 2002).

Una cuenca contiene un limitado número de distintas GRUs, El balance hídrico del suelo es calculado para cada GRU, y la escorrentía generada a partir de diferentes GRUs en el píxel, es entonces adicionada y ruteada hacia el canal, y además ruteado a la red hídrica

(Collischonn et al., 2007). Este enfoque ha sido usado en algunos modelos hidrológicos de gran escala, como VIC (Wood et al., 1992; Liang et al., 1994; Nijssen et al., 1997) y WATFLOOD (Kouwen & Mousavi, 2002; Soulis et al., 2004).

De acuerdo a Collischonn et al., 2007, El balance hídrico del suelo es calculado independientemente para cada GRU de cada píxel considerando solo una capa de suelo, de acuerdo a la ecuación (1) (ver Figura 2.3):

$$W_{i,j}^K = W_{i,j}^{K-1} + (P_i - ET_{ij} - D_{sup\ i,j} - D_{int\ i,j} - D_{bas\ i,j})\Delta t \quad (1)$$

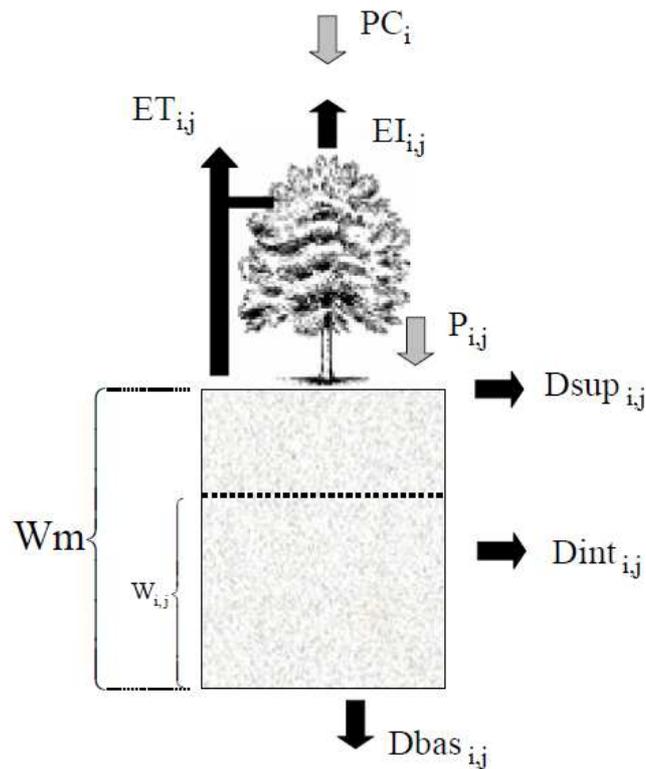


Figura 2.3 Esquema del balance hídrico del suelo en cada GRU de un píxel (Collischonn et al., 2007).

Donde k , i y j son índices relacionados al paso de tiempo, píxel y GRU, respectivamente; Δt es el paso de tiempo (1 día en la mayoría de aplicaciones); $W_{i,j}^K$ (mm) es el almacenamiento hídrico en la capa de suelo, al final de cada paso de tiempo k , en la GRU j , del píxel i ; $W_{i,j}^{K-1}$ (mm) es la misma variable al inicio del paso de tiempo; $P_{i,j}$ (mm Δt^{-1}) es la lluvia que alcanza el suelo; $ET_{i,j}$ (mm Δt^{-1}) es la evapotranspiración proveniente del suelo; $D_{sup\ i,j}$ (mm Δt^{-1}) es el flujo superficial o flujo rápido; $D_{int\ i,j}$ (mm Δt^{-1}) es el flujo subsuperficial; $D_{bas\ i,j}$ (mm Δt^{-1}) es el flujo hacia el reservorio subterráneo. Las variables $W_{i,j}^K$ y $P_{i,j}$ son conocidas en cada paso de tiempo y $ET_{i,j}$, $D_{sup\ i,j}$, $D_{int\ i,j}$, $D_{bas\ i,j}$ son calculados basados sobre el almacenamiento hídrico en el suelo al inicio del paso de tiempo ($W_{i,j}^{K-1}$) y parámetros del modelo de acuerdo a lo siguiente:

$$D_{sup\ i,j} = \Delta t \cdot P_i - (Wm_j - W_{i,j}^{K-1}) \text{ Para } y \leq 0 \quad (2a)$$

Para $y > 0$

$$D_{sup\ i,j} = \Delta t \cdot P_i - (Wm_j - W_{i,j}^{K-1}) + Wm_j \left[\left(1 - \frac{W_{i,j}^{K-1}}{Wm_j} \right)^{\frac{1}{b_j+1}} - \frac{\Delta t \cdot P_i}{Wm_j(b_j+1)} \right]^{b_j+1} \quad (2b)$$

$$\text{Donde } y = \left[\left(1 - \frac{W_{i,j}^{K-1}}{Wm_j} \right)^{\frac{1}{b_j+1}} - \frac{\Delta t \cdot P_i}{Wm_j(b_j+1)} \right]$$

Donde Wm_j (mm) es el máximo almacenamiento de agua en la capa superior de suelos del GRU j (parámetro relacionado a GRU); $b_j[-]$ es el parámetro relacionado GRU, explicado debajo.

La ecuación (2) está basada sobre el concepto de área de contribución variable de los modelos Arno (Todini, 1996), Xinanjiang (Zhao et al., 1980), VIC (Liang et al., 1994) y LARSIM (Ludwig & Bremicker, 2006). El parámetro $b_j[-]$ representa la distribución estadística de capacidad de almacenamiento de agua en el suelo. Si b_j tiende a cero,

entonces el área conjunto cubierta por un particular GRU tendrá una capacidad almacenamiento Wm_j (mm) en la capa superior del suelo. Para valores positivos de b_j , algunos fragmentos de área GRU tendrán capacidad de almacenamiento de suelo más bajo que Wm_j , así originando mayor escorrentía, incluso para eventos de menores lluvias. Una descripción completa de esta formulación puede ser encontrada en Todini(1996).

Flujo supsuperficial es obtenido usando una función similar a la ecuación de conductividad hidráulica saturada de Brooks y Corey, (Rawls et al., 1993).

$$D_{int\ ij} = K_{int\ j} \left(\frac{W_{ij} - W_{zj}}{Wm_j - W_{zj}} \right)^{3+2/\lambda_j} \quad (3)$$

Donde W_{zj} (mm) está por debajo del límite inferior el cual no es el flujo subsuperficial; $K_{int\ j}$ ($mm \Delta t^{-1}$) es un parámetro el cual da el drenaje supsuperficial del agua a partir de la capa de suelo, cuando el suelo está saturado; $\lambda[-]$ es el índice de porosidad del suelo.

Percolación proveniente de la capa de suelo al agua subterránea es calculada de acuerdo a una relación lineal entre el almacenamiento de agua en el suelo y el máximo almacenamiento de agua en el suelo.

$$D_{bas\ i,j} = K_{bas\ j} \frac{W_{i,j}^{K-1} - W_{c\ j}}{Wm_j - W_{c\ j}} \quad (4)$$

Donde: $W_{c\ j}$ (mm) está por debajo del límite inferior, el cual no es flujo; y $K_{bas\ j}$ un parámetro el cual da la tasa de percolación al agua subterránea en caso de suelo saturado.

Evapotranspiración proveniente del suelo, vegetación y dosel a la atmosfera es estimada por la ecuación de Penman – Monteith (ecuación 5), usando un enfoque similar al que Wigmosta et al., (1994). Condiciones meteorológicas (temperatura del aire, radiación

solar, velocidad del viento, precipitación, humedad relativa y presión atmosférica son prescritos para cada píxel basado en una interpolación de estaciones de mediciones cercanas.

La evaporación puede ocurrir a partir de la interceptación de almacenamiento (evaporación) y partir del suelo (directamente a través de la transpiración de las plantas- evapotranspiración).

$$e = \left[\frac{\Delta \cdot A + \rho_A \cdot C_p \cdot \frac{D}{r_a}}{\Delta + \gamma \left(1 + \frac{r_s}{r_a}\right)} \right] \frac{1}{\lambda \cdot \rho_w} \quad (5)$$

Donde $e(m s^{-1})$ es la evaporación o flujo de evapotranspiración, $\lambda(MJ Kg^{-1})$ es el calor latente de vaporización, $\Delta(k Pa ^\circ C^{-1})$ es la gradiente de presión de vapor saturado-función de temperatura, $A(MJ m^{-2} s^{-1})$ es la energía disponible, $\rho_A(kg m^{-3})$ es la densidad del aire, $\rho_w(kg m^{-3})$ es la masa específica de agua, $C_p(MJ Kg^{-1} ^\circ C^{-1})$ es el calor específico de humedad del aire. $D(kPa)$ es el déficit de presión de vapor, $\gamma(k Pa ^\circ C^{-1})$ es la constante psicrometrica , $r_s(s m^{-1})$ es la resistencia superficial de la cobertura de la tierra y $r_a(s m^{-1})$ es la resistencia aerodinámica.

La precipitación se supone esta almacenada sobre la superficie de la vegetación hasta que la capacidad de almacenamiento de máxima interceptación sea alcanzada, la cual está determinada para cada GRU basada en el índice de área foliar (LAI) de acuerdo a la ecuación (6).

$$S_{\max j} = \alpha \cdot LAI_{j,m} \quad (6)$$

Donde $S_{\max j}$ es la capacidad de almacenamiento de máxima interceptación para GRU_j y α es un parámetro el cual se supone tiene un valor fijado en 0.2 mm (Ubarama, 1996). Los valores de $LAI_{j,m}$ son obtenidos proveniente de la literatura y puede tener variación estacional, con diferentes valores para cada mes del año (m) (Collischonn et al., 2007).

Cambios en almacenamiento por intercepción en dos etapas para cada paso de tiempo, inicialmente el almacenamiento por intercepción recibe agua a partir de la lluvia (ecuación 7), y solo el exceso de precipitación (escurrimiento) pasa a través del dosel para alcanzar el suelo (ecuación 8). Consecuentemente, el agua interceptada es evaporada a partir del almacenamiento por intercepción (ecuación 9).

$$S_{ij}^{k+1/2} = S_{ij}^k + PC_i \text{ En caso } S_{ij}^{k+1/2} \leq S_{\max j} \quad (7)$$

$$P_i = PC_i - S_{ij}^{k+1/2} - S_{ij}^k \quad (8)$$

$$S_{ij}^{k+1} = S_{ij}^{k+1/2} + EI_{ij} \text{ En caso } EI_{ij} = \min(EIP_{ij}; S_{ij}^{k+1/2}) \quad (9)$$

Donde S_{ij} es el almacenamiento por intercepción, PC_i es la precipitación sobre el dosel de vegetación, P_i es la escorrentía o precipitación que llega a la superficie del suelo, EI_{ij} es la evaporación a partir del almacenamiento por intercepción, EIP_{ij} es la evaporación potencial a partir del almacenamiento por intercepción, y $k, k + \frac{1}{2}$ y $k + 1$ están relacionados al inicio, al medio y al final del paso de tiempo. El valor de EIP_{ij} es calculado por la ecuación de Penman Monteith, ajustando la resistencia superficial a cero.

Primero, el agua interceptada es evaporada a una tasa potencial EI_{ij} . La fracción restante de demanda de evaporación es calculada como (Wigmosta et al., 1994):

$$f_{DE} = \frac{EIP_{ij} - EI_{ij}}{EIP_{ij}} \quad (10)$$

y la evapotranspiración del suelo vegetado (evaporación del suelo más la transpiración) es calculado por la ecuación de Penman-Monteith, ponderado por la demanda de evaporación restante Wigmosta et al., 1994):

$$ET_{ij} = f_{DE} \left[\frac{\Delta \cdot A + \rho_A \cdot c_p \cdot \frac{D}{r_a}}{\Delta + \gamma \left(1 + \frac{r_s}{r_a} \right)} \right] \frac{M}{\lambda \cdot \rho_m} \quad (11)$$

Donde M es una constante para la conversión de unidades ($m s^{-1}$) y ($mm \Delta t^{-1}$)

La resistencia superficial es dependiente de la humedad del suelo. Es asumido que la condiciones no restringen la evapotranspiración si el almacenamiento de agua en el suelo está por encima del límite dado por $W_L = Wm/2$ (Shuttleworth, 1993). En el rango entre este umbral y el punto de marchitez (W_{PM}), el incremento de resistencia superficial de acuerdo a la ecuación (12):

$$r_s = r_{j,m} \frac{W_L - W_{PM}}{W_{ij} - W_{PM}} \quad (12)$$

Mientras que por debajo del punto de marchitez, ET_{ij} es cero. En la ecuación (12), el termino $r_{j,m}$ es la mínima resistencia superficial dependiente de la vegetación, en condiciones no afectado por la humedad del suelo. Este es un parámetro relacionado a cada GRU, cuyo valor es obtenido a partir de la literatura y el cual puede tener variación estacional así como valores diferentes para cada mes del año (m). Para simplicidad, el almacenamiento de agua en el suelo en el punto de marchitez se asume que es el 10% de Wm .

Los términos restantes en la ecuación de Penman-Monteith, así como la energía disponible y resistencia aerodinámica, son calculadas de acuerdo a Shuttleworth, 1993.

Las variables $D_{sup ij}$, $D_{int ij}$, $D_{bas ij}$ en las ecuaciones (1) – (4) son el flujo superficial, supsuperficial y subterráneo respectivamente, generado en la capa de suelo del GRU.

Desde dimensiones de grandes píxeles, cercanamente a 10 km en la mayoría de aplicaciones, un método de ruteo de flujo es necesario para representar la demora del caudal de entrada a la red de drenaje. Así en algunos otros modelos, reservorios son usados para rutear el flujo a través del píxel. Tres reservorios son usados para cada píxel, uno para cada tipo de generación de flujo: superficial, supsuperficial y subterráneo. Los reservorios o

embalses lineales recogen el flujo generado en cada GRU de cada píxel, así representada esquemáticamente en la Figura 2.4, por ejemplo, un píxel con solo dos GRUs.

El flujo de salida proveniente de esos reservorios es calculado de acuerdo a las siguientes ecuaciones:

$$Q_{sup\ i} = \frac{1}{TKS_i} \cdot V_{sup_i^k} \quad (13)$$

$$Q_{int\ i} = \frac{1}{TKI_i} \cdot V_{int_i^k} \quad (14)$$

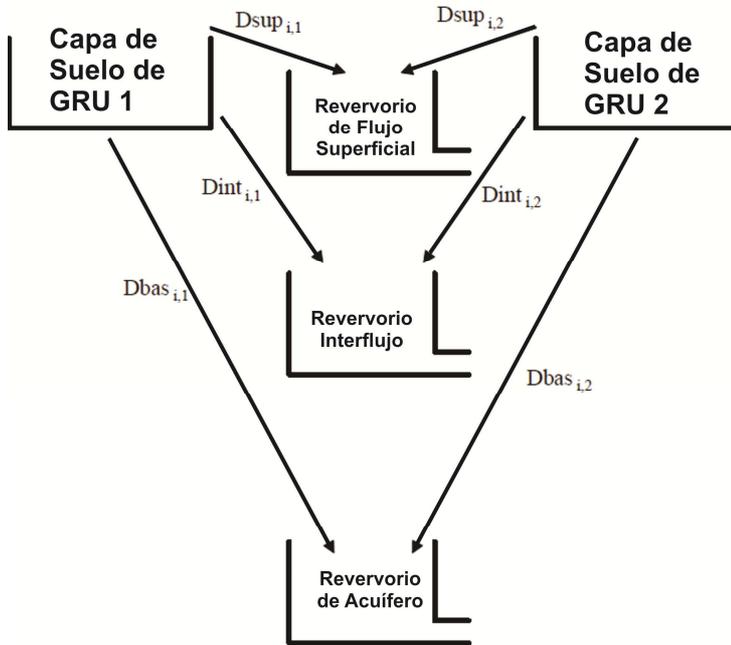


Figura 2.4 Diagrama esquemático de un píxel con dos GRUs y reservorios lineales representando el flujo de enrutamiento a través del píxel hacia el drenaje del río (Collischonn et al., 2007).

$$Q_{bas\ i} = \frac{1}{TKB_i} \cdot V_{bas_i^k} \quad (15)$$

Donde $Q_{sup\ i}(m^3\ s^{-1})$ es el flujo de salida del reservorio de superficie del píxel i ; $Q_{int\ i}(m^3\ s^{-1})$ es el flujo de salida del reservorio subsuperficial; $Q_{bas\ i}(m^3\ s^{-1})$ es el flujo de salida al reservorio de agua subterránea; $V_{sup\ i}^k$, $V_{int\ i}^k$ y $V_{bas\ i}^k$ (m^3) son volúmenes de agua en los reservorios de superficie, subsuperficie y subterráneo del píxel i , en el paso de tiempo k , ya actualizado por los flujos $D_{sup\ i,j}$, $D_{int\ i,j}$, $D_{bas\ i,j}$ drenados, provenientes de la capa de suelo de cada GRU ; TKS_i , TKI_i , TKB_i (s) son los parámetros de respuesta temporal.

Siguiendo el enfoque de Ludwig & Bremicker(2006), los parámetros TKS_i y TKI_i son obtenidos por la formula de Kirpich para el tiempo de concentración(ecuación (16)), el cual es subsecuentemente corregido por las ecuaciones (17) y (18):

$$T_{ind\ i} = 3600 \left(0.868 \frac{L_i}{\Delta H_i} \right)^{0.385} \quad (16)$$

$$TKS_i = C_S \cdot T_{ind\ i} \quad (17)$$

$$TKI_i = C_i \cdot T_{ind\ i} \quad (18)$$

Donde C_S y C_i son valores adimensionales que corrigen la primera estimación del tiempo de retención de ambos flujos superficial y subsuperficial, obtenidos por la ecuación (18), donde ΔH es estimado por la diferencia entre la máxima y mínima altitud de cada píxel de alta resolución del modelo de elevación digital. L es la longitud del lado del píxel, cada píxel i puede tener diferentes valores para T_{ind} , reflejando diferencias en el relieve, pero la primera estimación del tiempo de retención es corregida para los flujos superficial y subsuperficial durante la fase de ajuste, multiplicándolo por los parámetros C_S y C_i el cual es necesario para ser calibrado. Este método para la estimación del tiempo de retención fue propuesto en el modelo LARSIM (Ludwig & Bremicker, 2006), y tiene la ventaja de relacionar esos parámetros de tiempo para el aligeramiento de cada píxel. Mientras que al mismo tiempo simplifica la calibración. El parámetro TKB puede ser estimado por el hidrograma de recesión de un largo periodo seco.

El caudal es ruteado a través de la red drenaje usando el método de Muskingum-Cunge con pasos de tiempo que pueden ser submúltiplos de Δt , y que es ajustado para precisión de acuerdo a la longitud y pendiente del tramo del cauce.

Basados en el análisis de sensibilidad (Collischonn, 2001) , seis parámetros fueron seleccionados para calibración: Wm , b , K_{int} , K_{bas} , C_s y C_i . El parámetro Wm (mm) representa el máximo almacenamiento de agua en la capa de suelo, y su valor difiere para cada n de GRUs considerado. Este parámetro es calibrado para obtener un buen ajuste entre los hidrogramas observados y calculados; sin embargo, se mantiene un significado físico por que el rango de valores con el cual este es calibrado es un conjunto de acuerdo a las características de la profundidad de raíces del tipo de vegetación y tipo de suelo. Por ejemplo, valores de Wm para GRUs con bosques son del más alto rango que aquellos GRUs para pasturas. Los parámetros K_{int} y K_{bas} ($mm \Delta t^{-1}$) son tasas de drenaje de agua proveniente de la capa superior del suelo, cuando el suelo está saturado. Los parámetros están ajustados basados en el registro de hidrogramas a través de ensayos y técnicas de optimización y error (Collischonn et al., 2007).

Debido al gran tamaño de las cuencas, los datos de elevación digital son usados generalmente a partir del conjunto de datos globales disponibles como SRTM o GTOPO.

El modelo es empleado usando lluvia y datos meteorológicos a partir de estaciones dentro de la cuenca. Los valores son espacialmente interpolados a cada paso de tiempo, en el centro de cada píxel, usando el método de la inversa distancia ponderada (Burrough & McDonnell, 1998).

III MATERIALES Y METODOLOGIA

3.1 MATERIALES

3.1.1 Información básica SIG y Cartografía Temática recopilada del área de estudio

Entre la información recopilada inicialmente, con el objetivo de sectorizar la cuenca amazónica peruana, se recurrió a la banco de datos de la Autoridad Nacional del Agua (ANA-PERU), Agencia Nacional de Aguas de Brasil (ANA-BRASIL), Instituto Geográfico Militar (IGM – ECUADOR), Instituto Geográfico Agustín Codazzi (IGAC –COLOMBIA), para la descarga de sistemas hidrográficos de la cuenca Amazónica en formatos de SIG (Figura 1.3).

De otro lado la cartografía temática priorizada se basó en la obtención de los mapas de cobertura vegetal y tipo de suelo en un formato SIG idóneo para el procesamiento vectorial-raster (en los casos de los países de Ecuador y Colombia fue necesario un proceso de rasterización y digitalización). Los mapas digitales son:

Mapa de cobertura vegetal del Perú (INRENA)

Mapa de suelos del Perú (INRENA)

Mapa de tipos de vegetación del Ecuador continental (INEFAN 1999)

Mapa general de suelos del Ecuador (Sociedad Ecuatoriana de la Ciencia del Suelo 1986)

Mapa de uso de suelo de Colombia (IGAC, 2002)

Mapa de suelos de Colombia (IGAC, 2005).

La datos morfométricos del área de estudio, fueron recopilados a partir del Shuttle Radar Topography Mission (SRTM) <http://srtm.csi.cgiar.org/>, descargados en un formato raster GeoTIFF a partir de mosaicos provistos de 5 x 5 °, los cuales fueron adaptados en un mosaico mediante herramientas GIS de análisis espacial en el Software ArcGis 9.x (Figura 3.1). Arcgis es una completa plataforma de información que permite crear, analizar, almacenar y difundir datos, modelos, mapas y globos en 3D, poniéndolos a disposición de todos los usuarios según las necesidades de la organización (ESRI)

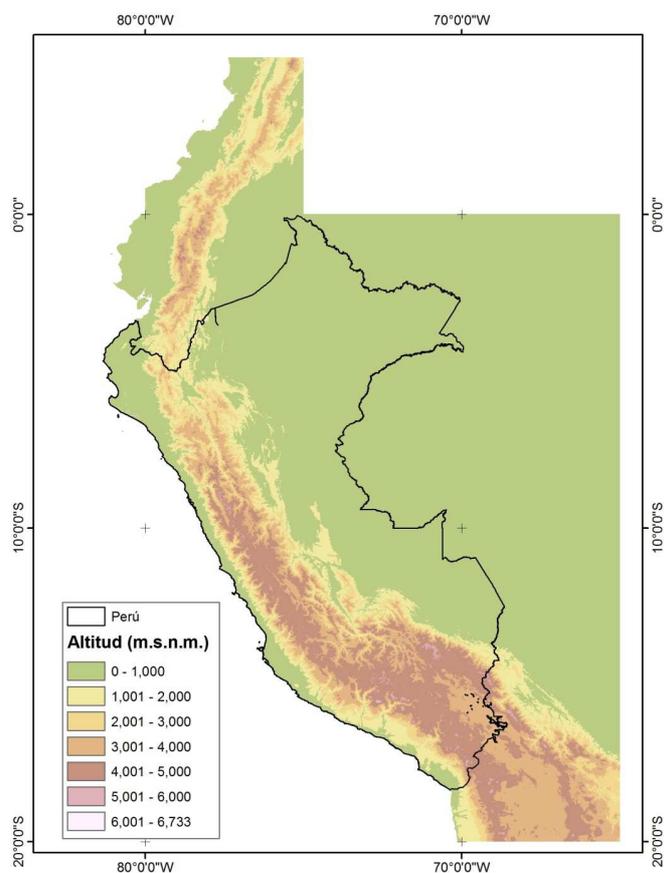


Figura 3.1 a) Modelo de elevación digital del Perú (SRTM 90m).

3.1.2 Información de datos observados

Los datos caudales fueron obtenidos por parte del The Environmental Research Observatory (ORE) HYBAM <http://www.ore-hybam.org/>. La lista de estaciones (Tabla 3.1) y la amplitud de datos es expresada en la Figura 3.2, su distribución espacial se puede observar en la Figura 3.3.

- Datos 100% disponible para la estación pluviométrica ■
- Datos no disponibles ■
- Datos disponibles parcialmente ■

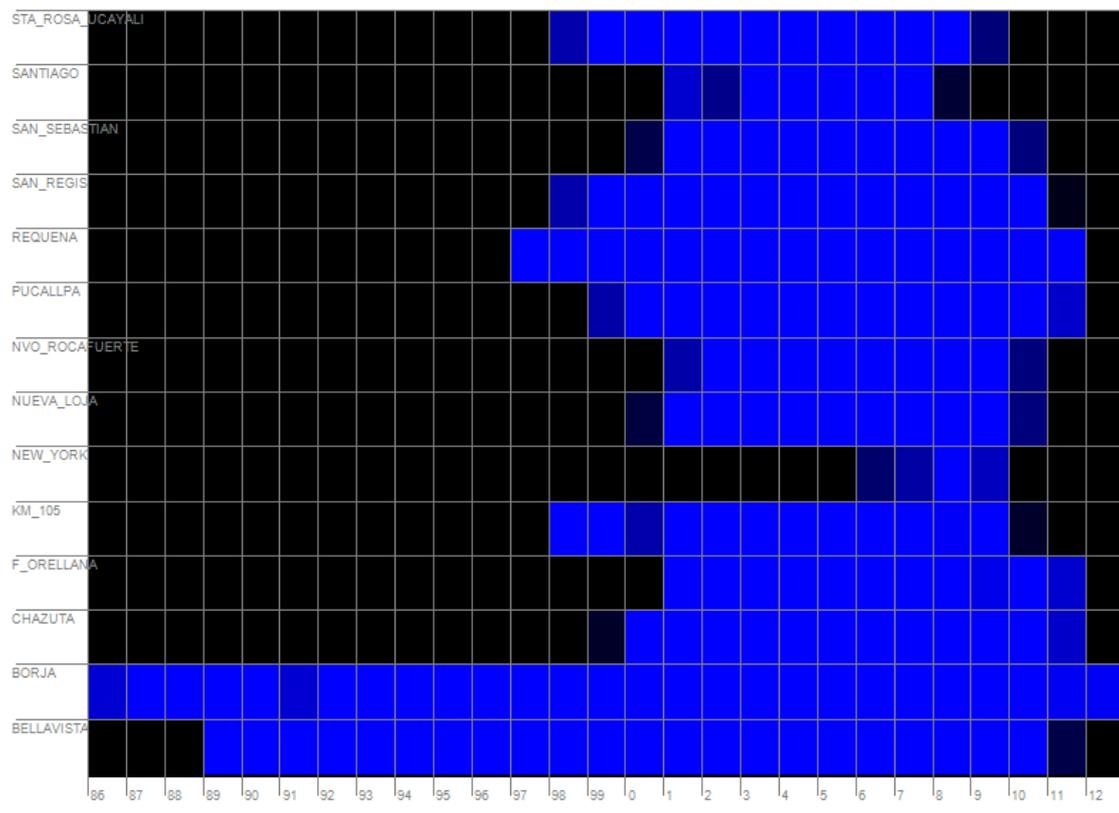


Figura 3.2 Lista de estaciones para datos observados.

Tabla 3.1: Nombre, Altitud, Rio, Área hasta ubicación de estación, y caudales medio, máximo y mínimo de estaciones hidrológicas.

Numero	Nombre	Altitud	Rio	Área (Km ²)	Q medio (m ³ /s)	Q max (m ³ /s)	Q min (m ³ /s)
1	Nueva Loja	274	Napo	4331	599	4326	154
2	San Sebastián	270	Napo	5311	504	1744	163
3	Km 105	2275	Ucayali	9635	123	642	32
4	Santiago	274	Marañón	22068	1347	7605	163
5	Francisco de Orellana	257	Napo	23857	1160	4110	407
6	Nuevo Rocafuerte	175	Napo	30428	2244	6024	772
7	Nueva York	113	Marañón	39634	2167	4054	585
8	Chazuta	226	Marañón	68685	3063	11390	249
9	Borja	163	Marañón	92302	5046	15110	905
10	Bellavista	90	Napo	100169	6855	13020	1875
11	Santa Rosa de Ucayali	201	Ucayali	191159	5904	12660	992
12	Pucallpa	141	Ucayali	260418	8957	21860	1082
13	Requena	94	Ucayali	350215	11642	20540	2627
14	San Regis	92	Marañón	359883	16551	26260	5774

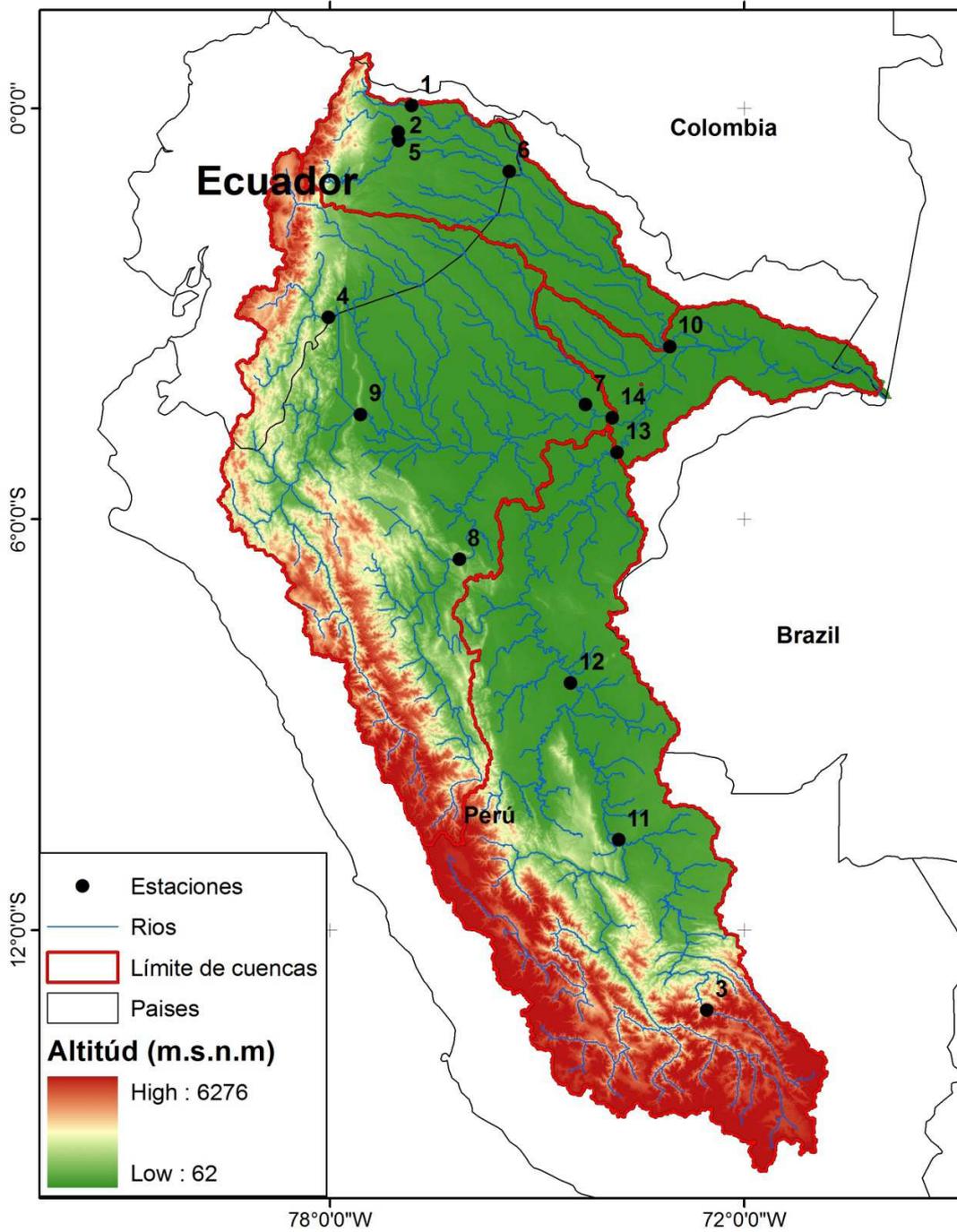


Figura 3.3 Mapa de estaciones para datos observados.

3.1.3 Información de variables climáticas proveniente de Reanálisis

El Centro Nacional para la Predicción Ambiental y El Centro Nacional para Investigación Atmosférica (El NCEP, The National Centers for Environmental Prediction y NCAR, National Center for Atmospheric Research) son una cooperación en un proyecto denotado como “Reanálisis” para producir un registro de 40 años de análisis global de campos atmosféricos en apoyo de la necesidad de investigación y monitoreo climático. Este esfuerzo involucra la recuperación de datos de superficie de la tierra, barcos, aviones, radiosondas, satélite y otros datos; control de calidad y asimilación de esos datos con un sistema de asimilación que es mantenido sin cambios sobre el periodo de Reanálisis 1957-96. Este elimina saltos climáticos percibidos y asociados con cambios en el sistema de asimilación de datos

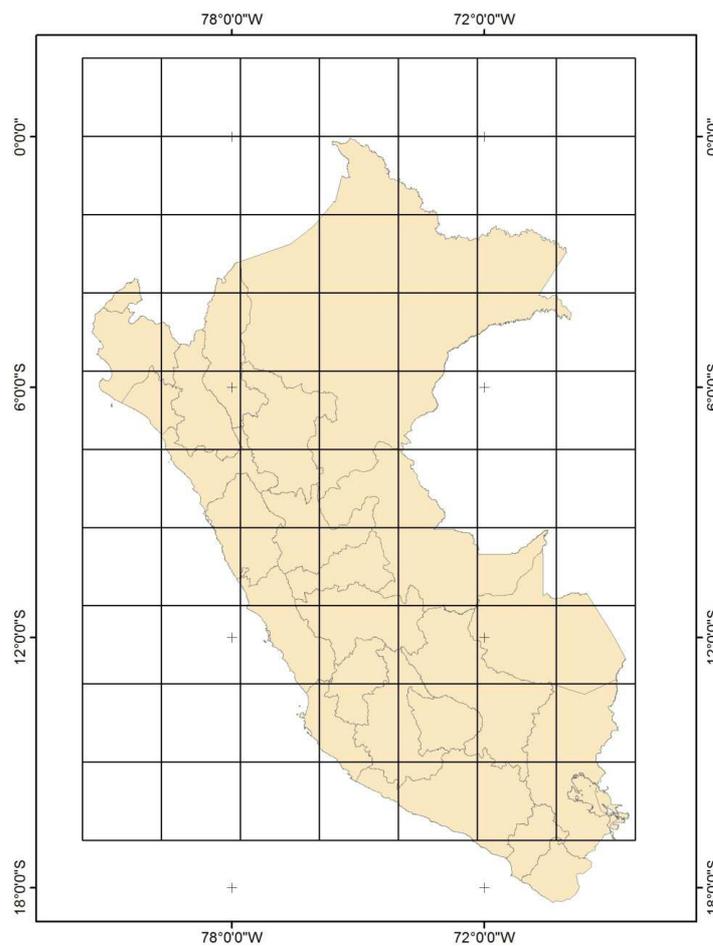


Figura 3.4 Grilla de datos de precipitación del NCEP/NCAR.

La idea básica del proyecto de Reanálisis es usar la técnica del sistema de análisis/pronóstico y realizar la asimilación de datos usando datos pasados, desde 1957 hasta el presente (Reanálisis). Por otra parte, el mismo sistema análisis/pronóstico será usado en la continuación para realizar asimilación de datos en el futuro (CDAS) para que investigadores puedan evaluar, si las anomalías climáticas actuales son significantes cuando se compara a un Reanálisis largo sin cambios en el sistema de asimilación de datos. El Reanálisis NCEP/NCAR podría ser un conjunto de datos de calidad de investigación confiable para algunos usos, incluyendo, investigación del tiempo y clima en un periodo de corto plazo (Kalnay et al., 1996).

El Reanálisis NCEP/NCAR ha producido datos atmosféricos diarios y campos de superficie, el cual para algunas variables son cercanas a la mejor estimación del estado evolutivo de la atmosfera. El ciclo de análisis con el uso de 6 horas de pronóstico como primera aproximación, es posible transportar información a partir de regiones con amplios datos, a regiones con datos escasos, para que incluso en áreas relativamente con datos vacíos, el Reanálisis pueda estimar la evolución de la atmosfera sobre ambos tiempos de escala tanto sinóptico y climatológico.

Los campos grillados (Figura 3.4) de Reanálisis han sido clasificados en cuatro clases, dependiendo de la influencia relativa de los datos observados y el modelo sobre la variable grillada. La clase A indica que la variable de análisis es fuertemente influenciada por datos observados que afectan directamente el valor de la variable, (por ejemplo viento). La designación B indica, que aunque hay datos observados que afecta directamente el valor de la variable, el modelo también tiene fuerte influencia sobre el valor de análisis (por ejemplo humedad y temperatura superficial). La clase C indica que no hay datos observacionales afectando la variable, de modo que este sea derivado únicamente a partir del modelo forzado por la asimilación de datos a permanecer cerca a la atmosfera(por ejemplo nubes, precipitación, flujos superficiales). Finalmente, la clase D representa un campo que es obtenido proveniente de valores climatológicos y no dependen del modelo (resistencia de las plantas) (Kalnay et al., 1996).

Tabla 3.2: Clasificación de variable climática de Reanálisis recopilada.

Variable	Clase
Radiación Solar	C
Velocidad del Viento	A
Humedad Relativa	B
Presión atmosférica	B
Temperatura del aire	B
Precipitación	B

La información de variables climáticas recopilada proveniente del NCEP/NCAR se centra en información requerida del modelo MGB-IPH como son radiación solar, velocidad del viento, humedad relativa, presión atmosférica, temperatura del aire (Tabla 3.2).

Los datos de Reanálisis correspondiente a NCEP-DOE (Kanamitsu et al., 2002), fueron descargados en formato NetCDF, el cual es un conjunto de bibliotecas de auto-descripción, formatos de datos independientemente que apoyan la creación, el acceso y el intercambio de datos orientados a información científica (UNIDATA), los datos descargados corresponden al registro temporal de datos de caudales observados.

3.1.4 Información de estimaciones de precipitación TRMM, CMORPH, PERSIANN

The Tropical Rainfall Measuring Mission (TRMM) Multi-satellite Precipitation Analysis (TMPA) (Huffman et al., 2007)

La precipitación es un elemento crítico del clima para la habitabilidad de diferentes partes de la Tierra, todavía es difícil medir adecuadamente en superficie basada en instrumentos debido a la variabilidad de pequeña escala, espacio y tiempo. Así un conjunto de sensores a bordo de satélites tiene un rol clave en la estimación de la precipitación. La proliferación de satélites de precipitación en los últimos 20 años ha mejorado tremendamente la capacidad para estimar precipitación en gran parte del mundo, pero la pieza crítica del rompecabezas es decidir cómo combinar todas esas estimaciones individuales para formar en uno solo, la mejor estimación. El TRMM (TMPA) está

destinado para proveer la mejor estimación de precipitación de casi todo el planeta, proveniente de una gran variedad de modernos sensores a bordo de un satélite. Las estimaciones son provistas a escala relativamente fina ($0.25^\circ \times 0.25^\circ$ -3h) (Figura 3.5(a)), en tiempo real y post real para comodidad de un amplio rango de investigadores, sin embargo, errores inherentes en la estimación de menor escala son grandes. El mayor éxito del uso de datos TMPA es cuando el análisis aprovecha la mejor escala para crear promedios espacio/tiempo apropiados para la aplicación del usuario. El TRMM fue diseñado con un patrimonio que incluye la combinación de precipitación estimada de: The Adjusted Geosynchronous Operational Environmental Satellite (GOES) Precipitation Index (AGPI; Adler et al. 1994), The Global Precipitation Climatology Project (GPCP) monthly satellite-gauge (SG) (Huffman et al. 1997; Adler et al. 2003), y la estimación del GPCP One-Degree Daily (Huffman et al. 2001).

El dominio espacial fue establecido a $50^\circ\text{N} - 50^\circ\text{S}$ porque toda estimación de microondas e infrarrojo (IR) tiende a perder habilidad en latitudes más altas.

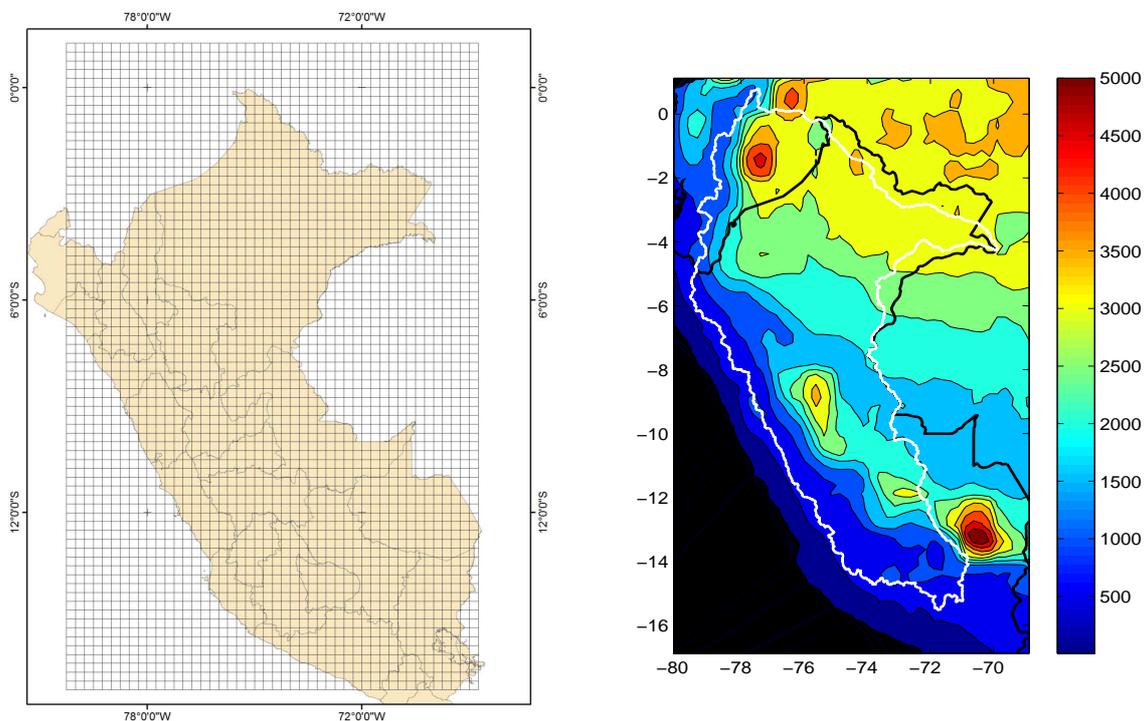


Figura 3.5 a) Grillado de datos de precipitación TRMM recopilados ($0.25^\circ \times 0.25^\circ$). b) Precipitación acumulada media Multianual de datos TRMM mm/año para el periodo 1998-

2012 (La línea blanca corresponde al límite de la cuenca amazónica peruana, hasta la estación de Tabatinga).

Los datos del TRMM (<http://disc.sci.gsfc.nasa.gov/>) para el presente estudio en la cuenca amazónica (Figura 3.5 (b)), fueron descargados en formato binario, los datos corresponden a partir del año 1998.

CMORPH: Enfoque “Morphing” para la generación de productos de precipitación de alta resolución (Joyce et al. 2004).

Desde 1998 al presente, se ha incrementado el número de satélites con instrumentos de microondas pasivos (PMW), hay un muestreo temporal y espacial con datos proporcionados por ellos. Asimismo datos infrarrojos (IR) están espacialmente completos y disponibles cada 15-60 min, sobre el Ecuador alrededor de 60° N- 60° S, pero las estimaciones de precipitación a partir de datos de IR no son precisos, como las derivadas de los datos PMW. Esta situación ha estimulado el desarrollo de métodos para combinar estos datos.

CMORPH (Joyce et al. 2004) utiliza un enfoque diferente en el que los datos de IR son utilizado sólo para derivar un campo de movimiento de las nubes que posteriormente se utiliza para identificar pixeles que indiquen lluvia. La metodología CMORPH es descrita para mayor detalle en Joyce et al. (2004). En esencia, dos procesos actuales son inicializados cada media hora en preparación para la construcción del análisis de precipitación. Precipitación estimada generada por microondas pasivos y TMI son recolectados (provistos por NOAA/NESDIS), ensamblado e intercalibrado para cada periodo de media hora, mientras vectores de nubes en movimiento son calculados a partir de imágenes cada ½ h empleando datos del global geosynchronous IR (Janowiak et al. 2001).

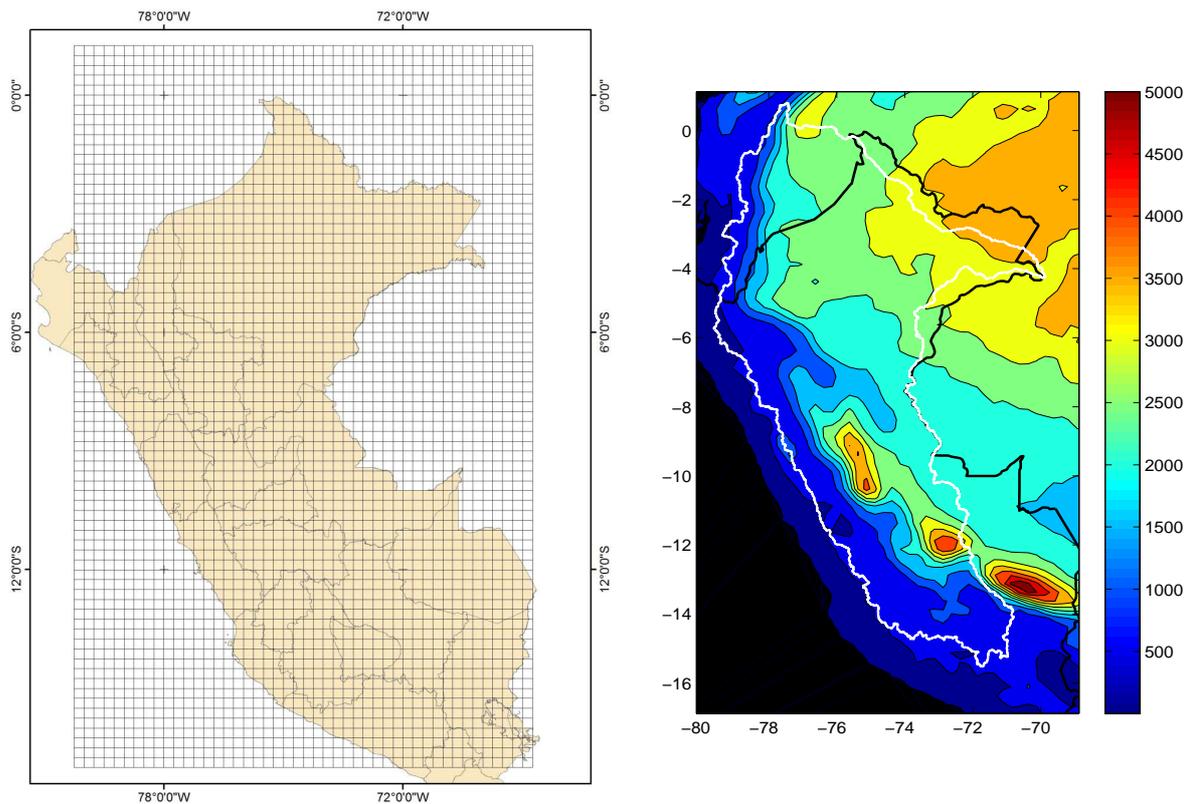


Figura 3.6 a) Grillado de datos de precipitación de CMORPH recopilados ($0.25^{\circ} \times 0.25^{\circ}$). b) Precipitación acumulada media multianual de datos CMORPH mm/año para el periodo 2003-2012 (Línea blanca corresponde al límite de la cuenca amazónica peruana).

Una de las características de CMORPH es el carácter fino espacial $0.25^{\circ} \times 0.25^{\circ}$ y temporal (3h) (Figura 3.6 (a)), del conjunto de datos que permite puedan ser utilizados para múltiples propósitos que van desde mesoescala a lo global en el dominio espacial y diurno, a interanuales en el dominio temporal. Muchos análisis de precipitación están disponibles para explorar variabilidad global / multi-estacional; pero CMORPH es uno de los pocos que permite el estudio de los fenómenos de mesoescala (espacial) y diurno (temporal) sobre un dominio ($60^{\circ}N - 60^{\circ}S$).

Para demostrar la utilidad de CMORPH para estudios de hidrología (http://www.cpc.ncep.noaa.gov/products/janowiak/cmorph_description.html) se ha recopilado datos binarios (Figura 3.6 (b)), y corresponden al registro temporal a partir de diciembre de 2002.

Precipitación estimada a partir de sensoramiento remoto usando redes neuronales y sistema de clasificación de nubes (PERSIANN – CCS) (Hsu et al., 1997).

PERSIANN utiliza procedimientos de clasificación y aproximación de funciones de redes neuronales para calcular una estimación de la intensidad de lluvia cada $0.25^\circ \times 0.25^\circ$ (Figura 3.7 (a)), de píxel a partir de imágenes de temperatura de brillo proporcionada por satélites geoestacionarios. El sistema PERSIANN se basa en imágenes infrarrojas geoestacionarias y luego se extiende para incluir el uso de imágenes infrarrojas y del espectro visible durante el día. El algoritmo PERSIANN se basa en la órbita de imágenes infrarrojas onda larga para generar precipitaciones globales. Las precipitaciones cubre el 50°S a 50°N a nivel mundial. Desde su temprana creación en 1997, PERSIANN ha sido un sistema en continua evolución. La versión actual de funcionamiento PERSIANN genera productos mediante mapas de precipitación global con dos días de tiempo de retardo. El retraso es debido a los acuerdos de acceso a datos internacionales, lo que permite acceder a materiales compuestos globales IR dos días después. La precipitación estimada se logra mediante la aplicación de un algoritmo de agrupamiento no supervisado llamado Self-Organizing Map Feature (SOFM). SOFM es una red de dos capas de clasificación de datos. (Hsu et al., 1997).

Las principales diferencias de los datos del PERSIANN con los demás productos de lluvia se pueden observar en la Tabla 3.3

Tabla 3.3: Resumen de principales características de estimaciones de lluvia empleadas en este estudio.

Datos	Resolución espacial	cobertura espacial	Resolución temporal	Registro	Referencia
TMPA	Grilla ($0.25^\circ \times 0.25^\circ$)	Cuasi global (180°W - 180°E , 50°N - 50°S)	3 h	01/1998 - present	Huffman et al., 2007
CMORPH	Grilla ($0.25^\circ \times 0.25^\circ$)	Cuasi global (180°W - 180°E , 60°N - 60°S)	3 h	12/2002 - present	Joyce et al., 2004
PERSIANN	Grilla ($0.25^\circ \times 0.25^\circ$)	Cuasi global (180°W - 180°E , 50°N - 50°S)	6h	03/2000 - present	Hsu et al., 1997

Se pretende demostrar su potencial en estudios hidrológicos, para ello se ha recopilado datos de precipitación (<http://chrs.web.uci.edu/persiann/data.html>) mediante datos binarios correspondientes al registro temporal desde el año 2000 a la actualidad (Figura 3.7 (b)).

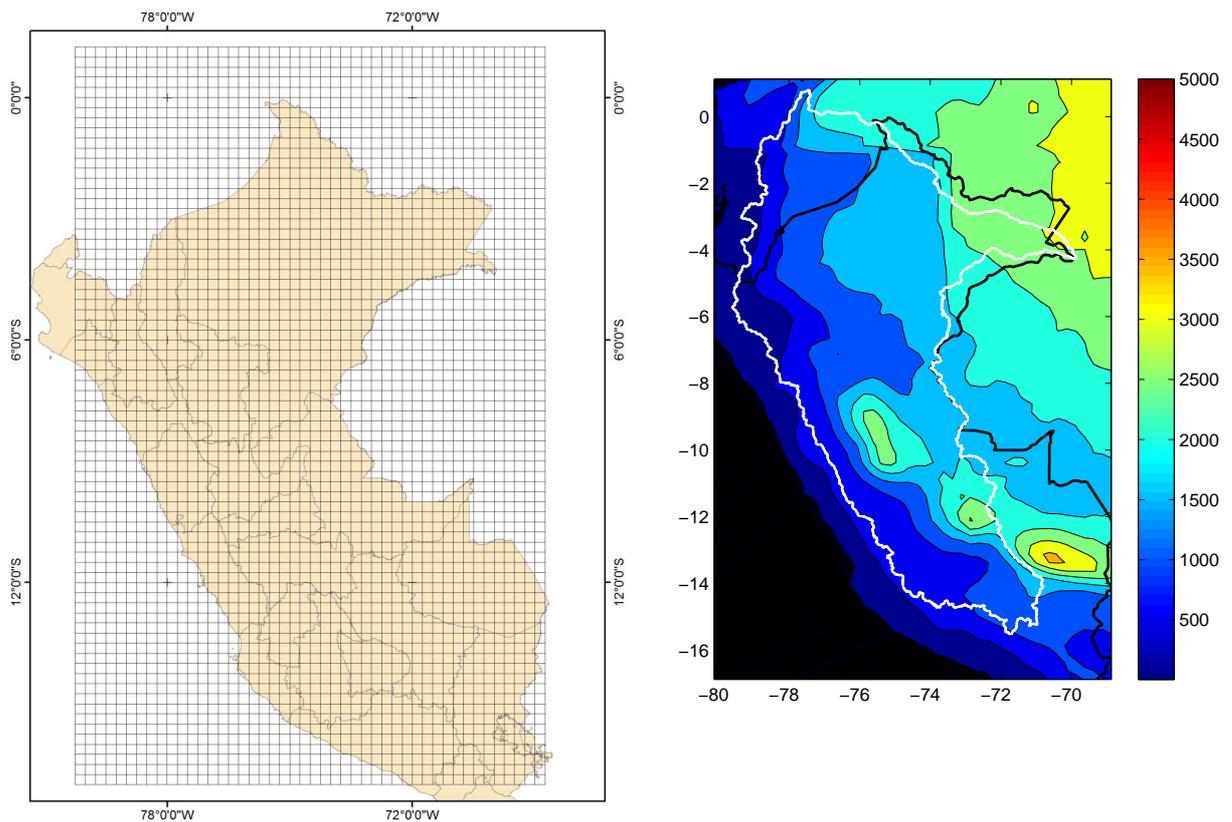


Figura 3.7 a) Grillado de datos de precipitación del PERSIANN ($0.25^{\circ} \times 0.25^{\circ}$) recopilados. b) Precipitación acumulada media multianual de datos PERSIANN mm/año en el periodo 2000-2012 (Línea blanca corresponde al límite de la cuenca amazónica peruana).

3.2 METODOLOGIA

3.2.1 Módulos y preparación de datos para la aplicación de MGB-IPH

Collischonn et al. (2010) propone una metodología para los procesos de discretización de variables y mapas, que describen a continuación:

a) Delimitación de Cuenca Amazónica

Para cuantificar el balance hídrico es necesario sectorizar los sistemas hidrográficos mediante:

Consolidación de datos y mapas

Para iniciar con los procesos de discretización de cuencas hidrográficas es fundamental disponer de un modelo digital de elevación del terreno para una región o cuenca que desee modelar (Tabla 3.4).

Tabla 3.4: Información existente en la base de datos.

Dato/Capa	Carácter	Tipo	Fuente
Modelo digital de elevación MDE	Obligatorio	Raster	SRTM
Hidrografía	Opcional	Vectorial	IGN
Estaciones Pluviométricas	Obligatorio	Vectorial (puntos)	TRMM, CMORPH, PERSIANN
Estaciones de aforo	Obligatorio	Vectorial (puntos)	ORE HYBAM
Estaciones climatológicas	Obligatorio	RASTER	Reanálisis
Vegetación	Obligatorio	RASTER	INRENA
Tipo de Suelos	Obligatorio	RASTER	INRENA

Modelo de elevación digital

De acuerdo de manual de ArcHydro se puede obtener un modelo de elevación digital a partir del SRTM, para una región específica.

<http://www.crwr.utexas.edu/gis/gishydro06/ArcHydro/ArcHydroTools/Doc/Arc%20Hydro%20Tools%201.1%20-%20Tutorial.pdf> ,

Remoción de depresiones

El primer paso de la discretización es la eliminación de depresiones existentes en un MDE (sufijo Fill. de manera predeterminada). Las depresiones o zonas planas con alturas inferiores a la vecindad pueden ocurrir naturalmente en relieve, pero son a menudo debido a errores en el proceso de generación de MDE. Por esta razón, estas depresiones se eliminan por un auto-procesamiento, estableciendo un umbral promedio para píxeles vecinos. Este procedimiento puede llenar las depresiones a través de partes del relieve y aislar depresiones.

Dirección de flujo

Uno de los primeros pasos del análisis de la información topográfica es la definición de la dirección del flujo hidrológico superficial para cada elemento de la matriz MDE. Desde la dirección de flujo (sufijo Fdr. de manera predeterminada) u otros parámetros se calculan variables hidrológicas de interés, tales como el área de drenaje aguas arriba de cada píxel, delineación de subcuencas, la definición de la red de drenaje, la determinación de longitud y pendiente de los tramos de río, etc.

Cálculo de área acumulada

Basándose en el mapa de direcciones de flujo es posible calcular el área de drenaje de cada píxel. En ArcHydro esto se hace utilizando la herramienta Terrain Procesamiento / Direction flow. Este procedimiento también puede ser relativamente largo, dependiendo del tamaño y resolución del MDE que se analiza. El resultado es un archivo raster (sufijo Fac. de manera predeterminada).

Red de drenaje

El objetivo de la creación de un mapa raster de la red de drenaje (sufijo Str. de manera predeterminada) es la reclasificación de los valores para generar un nuevo archivo en el que píxeles deben tener un valor de "1" si pertenecen a la red de drenaje. Este nuevo archivo se obtiene de la reclasificación de todos los píxeles en la capa de entrada área acumulada que contiene un valor mayor que un umbral especificado. En general, el tamaño recomendado para la definición de umbral (que a su vez define la delimitación cuenca

durante el preprocesamiento) es 1% de la superficie total. Para aumentar el rendimiento en grandes DEM (20 millones más de píxeles), el tamaño del umbral puede ser incrementado para reducir la red y el número de polígonos de captación.

Delimitación de cuenca

Este paso realiza una delimitación final de la cuenca que será representada. El objetivo es generar un polígono con la cuenca hidrográfica hasta el último punto de interés (extremo aguas abajo de la cuenca) a partir de los mapas raster base obtenidos anteriormente (Fill, Fac, Fdr, Str) . La secuencia de delimitación propuesta por Collischonn et al. (2010) fue optimizada mediante un procesamiento en Model Builder de Arcgis (Figura 3.8). Model Builder es una aplicación que se utiliza para crear, editar y administrar modelos. Los modelos son flujos de trabajo que encadenan secuencias de herramientas de geoprocésamiento y suministran la salida de una herramienta a otra herramienta como entrada. Model Builder también se puede considerar un lenguaje de programación visual para crear flujos de trabajo (<http://help.arcgis.com>)

Para un primer caso los únicos datos de entrada son el DEM, una cuenca preliminar (área amplia inicial llamada buffer) y la ubicación de la estación hidrológica de Tabatinga (Figura 3.8(a)) en la obtención de la cuenca principal (Figura 3.9). Del mismo modo fue realizado para la delimitación de subcuencas (Figura 3.10) empleando todas las demás estaciones hidrológicas. Para el caso de subcuencas de menor área a las que definimos como Minicuenas (Figura 3.11), se crea un mapa raster de segmentos de drenaje (Sufijo StrLnk) a partir de los mapas base sectorizados a la cuenca principal (Extract by Mask), todos estos segmentos tienen un código particular de la red para establecer subcuencas. Cada segmento es procesado en la clase de entidad que lleva el identificador de la zona de captación en la que reside, así como el identificador de su siguiente característica aguas abajo (Drainage Line Processing). Finalmente los píxeles adyacentes en la red que tengan el mismo identificador de red se combinan en una área única, cuyo límite es grillado (Catchment Grid Delineation) y vectorizado (Catchment Polygon Processing) (Figura 3.8(b)).

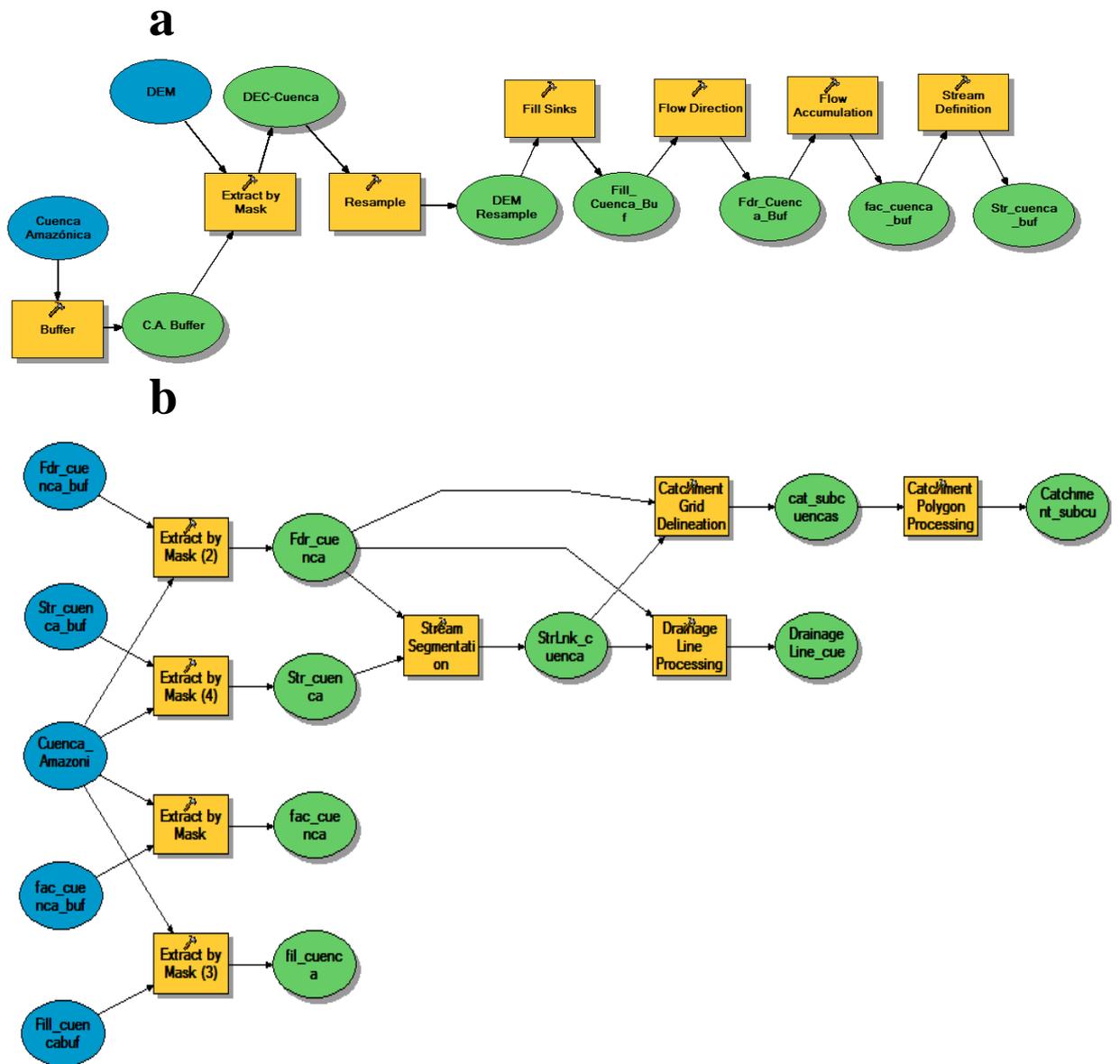


Figura 3.8 Diagramas de flujo del Model Builder para delimitación de cuencas, para MGB-IPH a) delimitación de cuenca principal b) delimitación de Minicuenas, Elaboración propia.

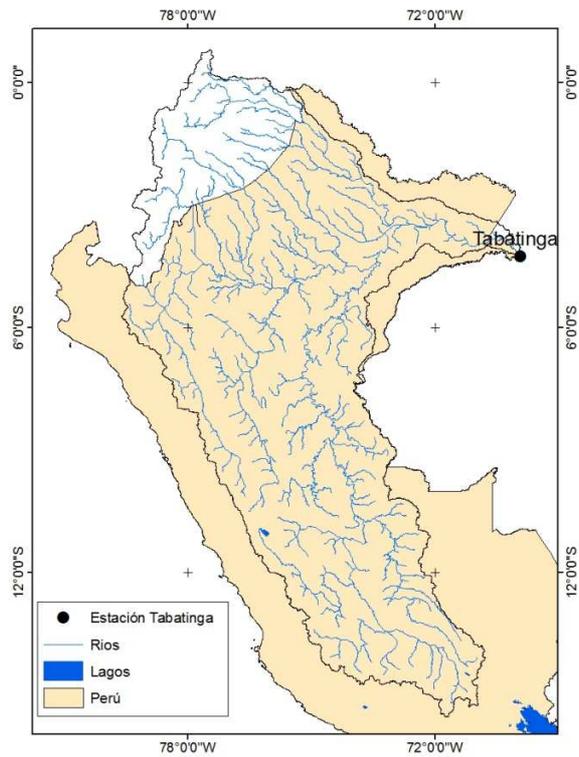


Figura 3.9 Cuenca amazónica delimitada hasta la estación de Tabatinga.

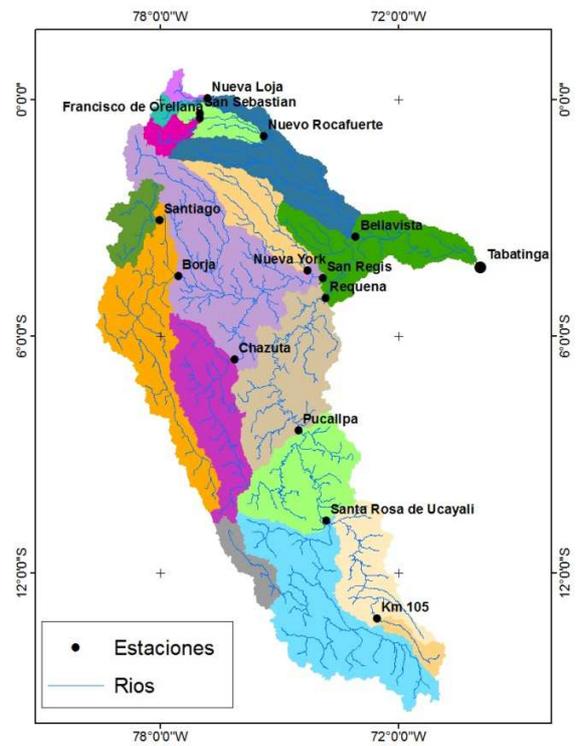


Figura 3.10 Delimitación de principales subcuencas hasta la estación de Tabatinga.

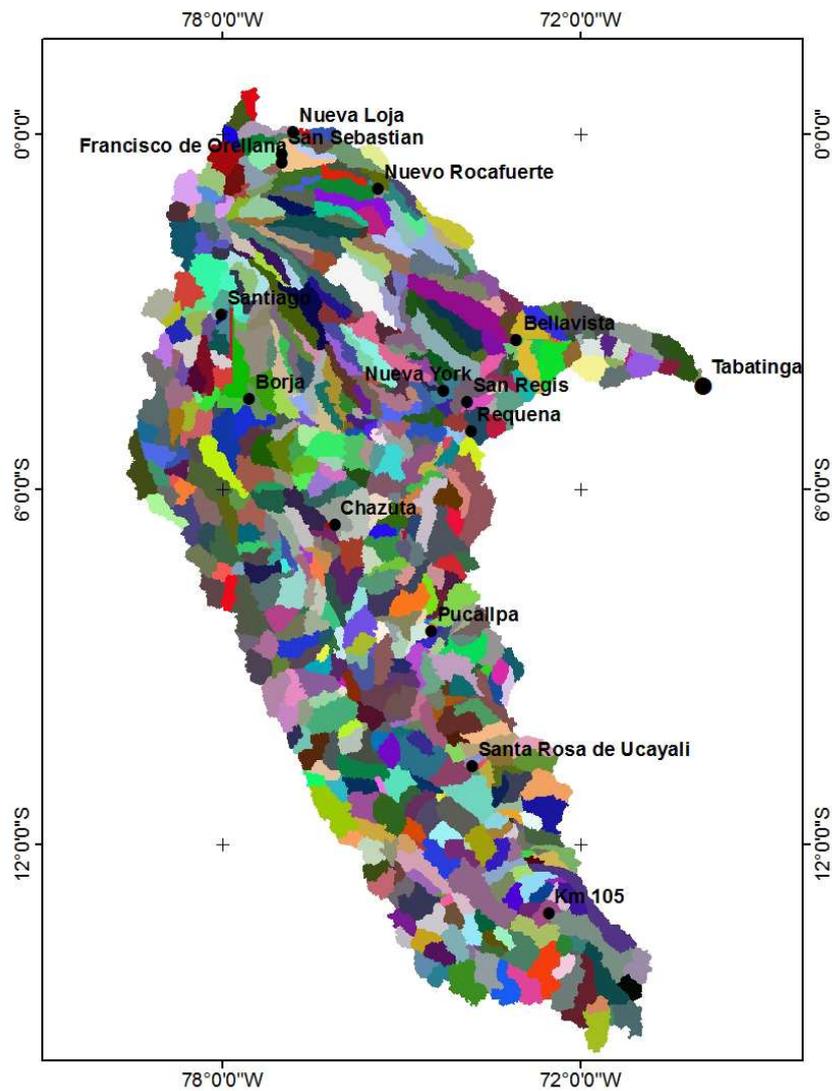


Figura 3.11 Minicuenas (Subcuencas amazónicas delimitadas de menor amplitud).

b) Unidad de Respuesta Hidrológica

El Modelo de Grandes Cuencas (MGB-IPH) y en general todo modelo hidrológico distribuido, requiere unidades de respuesta hidrológica HRU (Tabla 3.5), ello implica la fusión de los mapas de uso/cobertura vegetal y suelos (Figura 3.12), bajo un proceso de discretización de variables de cada mapa, con el objetivo de disminuir clases temáticas. El mapa uso de suelos se sectorizó únicamente en zonas de Bosques, Pastizales, Glaciares, Bofedales, Arbustos, Áreas Urbanas, Cultivos y Agua. El mapa de asociación de suelo se

reclasificó en función al grado de profundidad, descrita en la documentación de cada mapa de cada país. Para la determinación es recomendable que el número de HRU sea relativamente bajo, debido a la capacidad del modelo, y poder asegurar un menor consumo computacional.

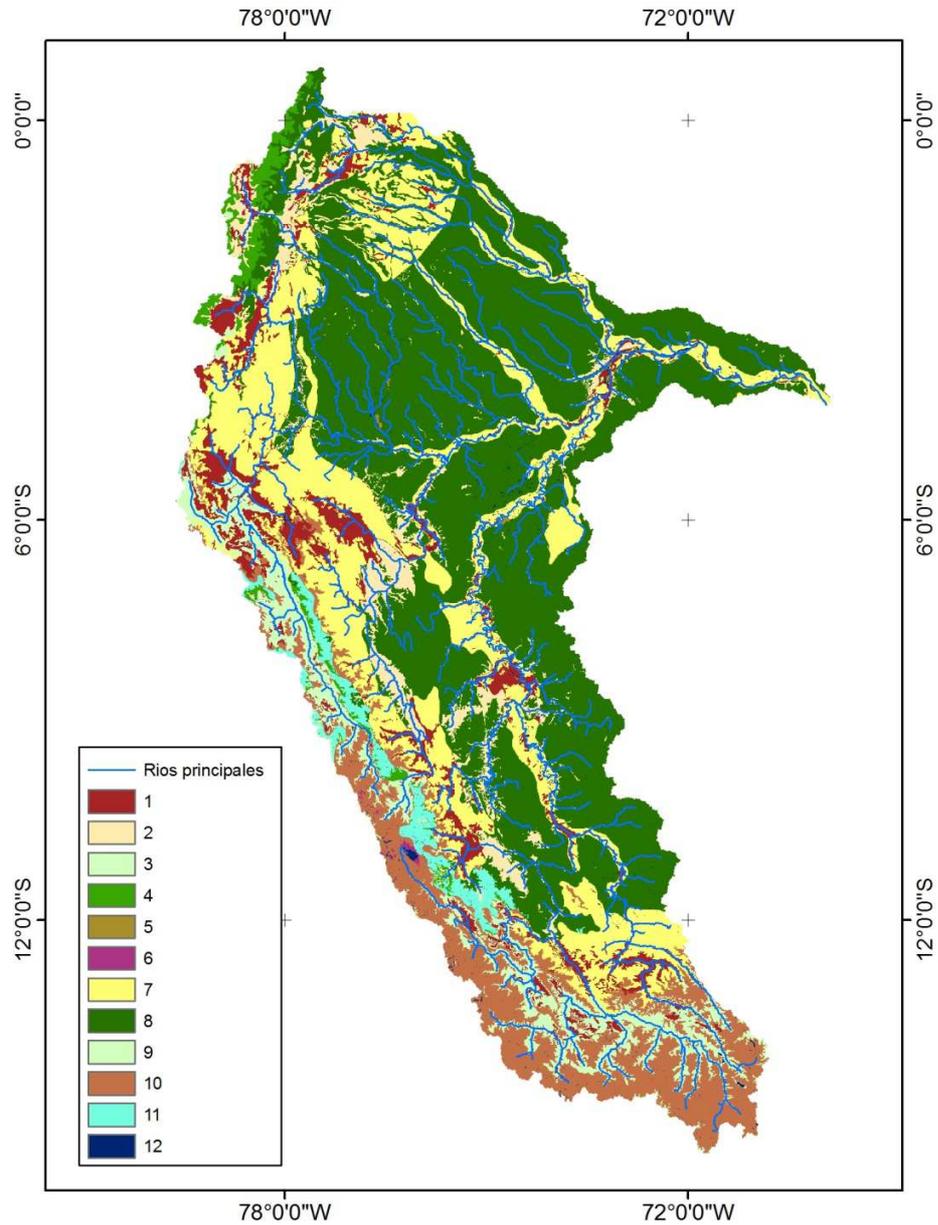


Figura 3.12 Unidades de respuesta hidrológica HRU.

Tabla 3.5: Descripción de cada HRU.

HRU	Bloque	Descripción
1	Ag_spsm	agricultura suelos superficiales y medios
2	Ag_sp	agricultura suelos profundos
3	Arb_spsm	arbustos en suelos superficiales y medios
4	Arb_sp	arbustos en suelos profundos
5	A_urbana	área urbana
6	Bof	bofedales
7	Bosq_spsm	bosques en suelos superficiales y medios
8	Bosq_sp	bosques en suelos profundos
9	Nival	zonas de nieve y hielo
10	Past_spsm	pastizales en suelos superficiales y medios
11	Past_sp	pastizales en suelos profundos
12	Agua	agua

c) Preprocesamiento de MGB-IPH (Pre-pro MGB)

Prepro-MGB es una herramienta en Fortran con interfaz lenguaje VBA desarrollado dentro de ArcGIS. Su función es la de generar la información de entrada al modelo hidrológico MGB-IPH, en referencia a las características físicas y topológicas de mini-cuencas (Figura 3.11), de los archivos de mapa de bits generados por el conjunto de software ArcHydro de herramientas para ArcGIS.

Los datos de entrada son 6 archivos raster (prepro-MGB) con las siguientes Información: Modelo de Elevación Digital (DEM), la dirección del flujo, mini-cuencas (Por tramos de cuencas hidrográficas); red de drenaje, bloques o unidades de respuesta hidrológicas (HRU) y sub-cuencas. Todos estos archivos deben tener la misma resolución espacial y tener las mismas coordenadas. Las coordenadas deben ser definidas, necesariamente, en grados decimales. Los archivos a obtener son las geometrías de la cuenca en el archivo “mini.mgb”

3.2.2 Procesamiento de información y simulación hidrológica

Mainardi et al., (2010) propone una secuencia metodológica en la entrada de datos y simulación de descargas, la cual se describe a continuación:

a) Entrada de datos SIG y climáticos

La entrada de datos MGB está dividida en dos tipos, la entrada de datos SIG que se preparó anteriormente en ArcGIS y a través de la herramienta PrePró MGB. Así también la entrada hidrológica y climatológica en archivos de texto (".txt") obtenido en diversas fuentes (satélites) y formatos que cumplan aceptación por el programa. Además del archivo de pixeles (mini.mgb), se requiere como entrada una descripción de los bloques (unidades hidrológicas de respuesta) creado para la región. Esto no es un archivo, sino la información que es introducida por el usuario. Finalmente, es importante que el usuario tenga la red de drenaje (Figura 3.9), los archivos subcuencas (Figura 3.10), discretizadas en mini-cuencas (Figura 3.11) y en formato shapefile para consultas espaciales.

Los datos de entrada de hidrología y meteorología MGB-IPH consisten en archivos que contienen datos diarios, las precipitaciones y clima. Para ello se estructuraron los datos en función al formato propuesto por la Agência Nacional de Águas (ANA) de Brasil en su sistema Hidroweb (<http://hidroweb.ana.gov.br/>).

Las HRU en el modelado, definen la parametrización en el balance hídrico, principalmente en los módulos para el cálculo de evapotranspiración, flujo superficial, flujo subsuperficial y percolación. Dentro del cálculo de evapotranspiración, el primer paso es identificar la distribución espacial de diversos parámetros como albedo de superficie, índice de área foliar, altura media de arboles y resistencia superficial. Estos parámetros dependen principalmente del uso y cobertura de la tierra, los cuales están inmersos en las unidades de respuesta hidrológica y presentada en la Tabla 3.5.

Con respecto a la información requerida, es necesario contar con información mensual y aproximar su variabilidad en los distintos usos o cobertura, para ello se ha tomado valores promedio de un conjunto de firmas espectrales de reflectividad de 6 bandas de 12 imágenes Landsat a nivel mensual, 30 m de resolución (Figura 3.15) de acuerdo a la metodología propuesta por Dubayah (1992) los valores promedio se expresan en la Figura 3.13.

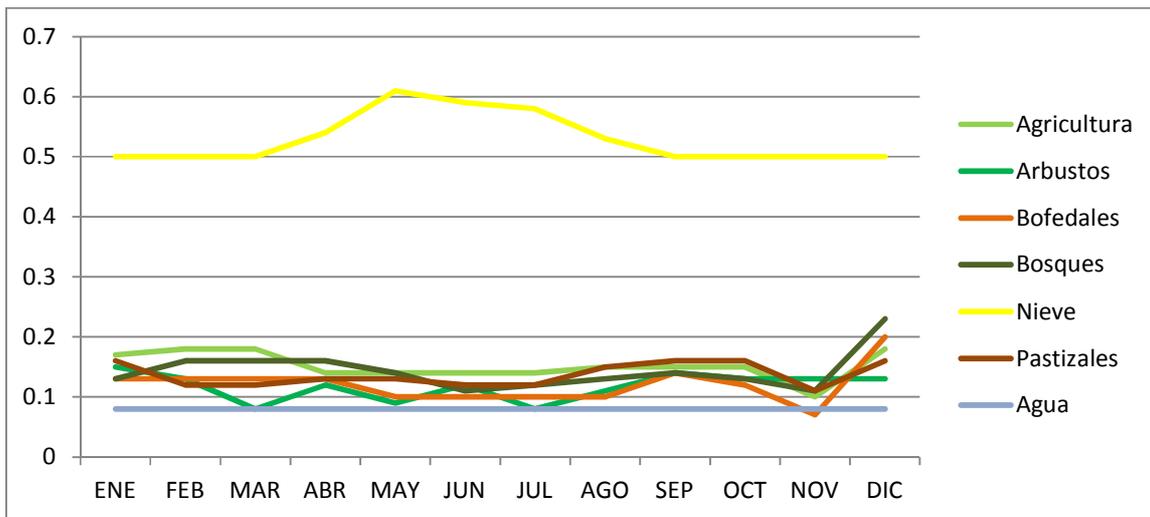


Figura 3.13 Albedo promedio de superficie mensual estimado con imágenes Landsat.

Al igual que la extracción de valores de albedo, se procedió a estimar los índices de área foliar para cada uso de la tierra, empleando el mismo conjunto de imágenes, mediante la metodología propuesta en el modelo SEBAL (Bastiaanssen et al., 1998). Una ejemplificación de la distribución del índice de área foliar se observa en la Figura 3.14.

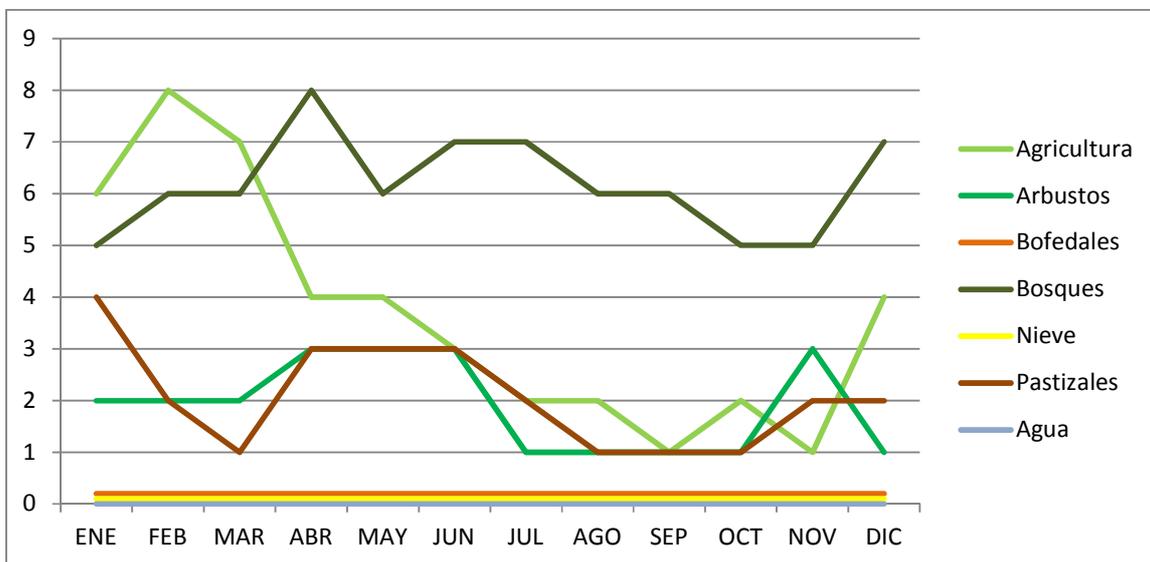


Figura 3.14 Índice de área foliar promedio estimado con imágenes Landsat.

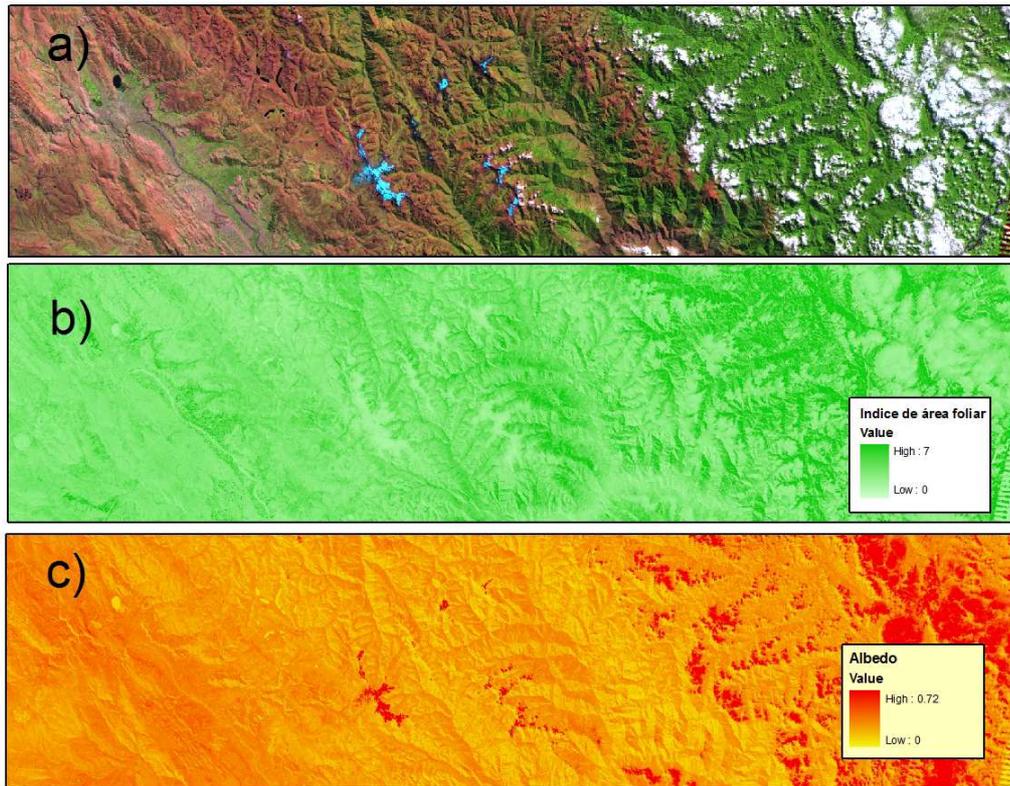


Figura 3.15 Imagen Landsat (a); Índice de área foliar (b) y albedo de superficie (c), estimado por satélite.

En lo que respecta a la información de altura media de los árboles y resistencia superficial se adoptó los valores promedios propuestos en el modelo MGB - IPH.

b) Interface Mapwindows

Con todos los datos de entrada descargados, finalmente se va a utilizar el Software (Figura 3.16) Mapwindows con una interface (modelo <http://galileu.iph.ufrgs.br/collischonn/MGB-IPH/MGBIPH2010/Downloads.html>). Mapwindows incluye un sistema libre y de código abierto, para SIG con una arquitectura extensible (<http://www.mapwindow.org/>).

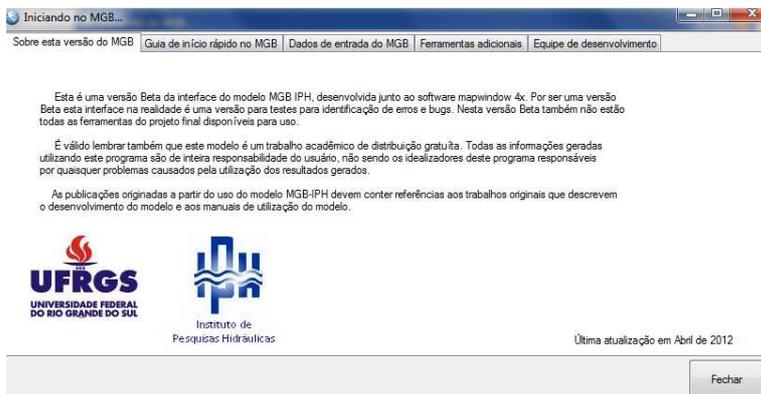


Figura 3.16 Iniciación del Modelo MGB-IPH.

c) Preparación de datos

El segundo elemento es la preparación de datos (Figura 3.17). Es aquí donde están las herramientas para todo el ingreso de datos que se llevaran a cabo para la simulación. Analicemos una a una la preparación de los datos para su aplicación en cuencas del río Amazonas.

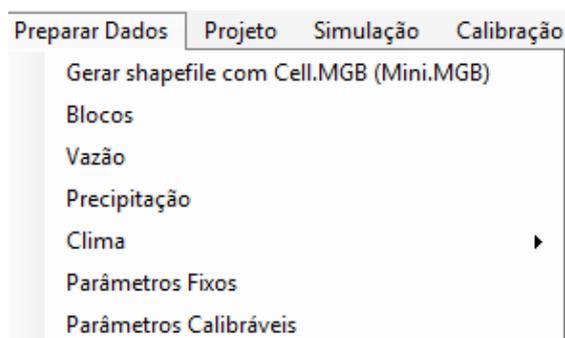


Figura 3.17 Menú de preparación de datos.

d) Generación shapefile a partir Cell.MGB (Mini.MGB)

Los primeros datos que necesita ser preparados para la aplicación de MGB es un shapefile desde el archivo de geometría de la cuenca. Para ello se emplea el archivo Cell.MGB (o Mini.MGB) (Figura 3.18), el cual se obtuvo del proceso Pre-pro MGB.

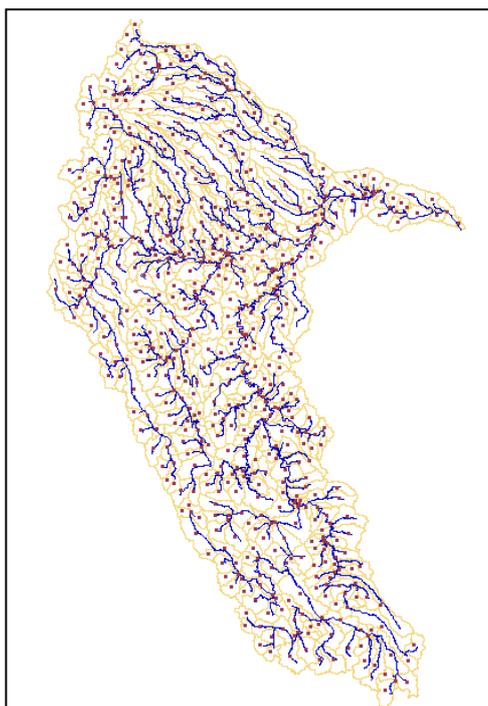


Figura 3.18 Centroides de Minicuecas.

e) Bloques

La segunda herramienta de preparación de datos MGB es la herramienta de bloques (HRU) de archivos (Figura 3.19) como se muestra en la Tabla 3.5, siendo su uso bastante sencillo.

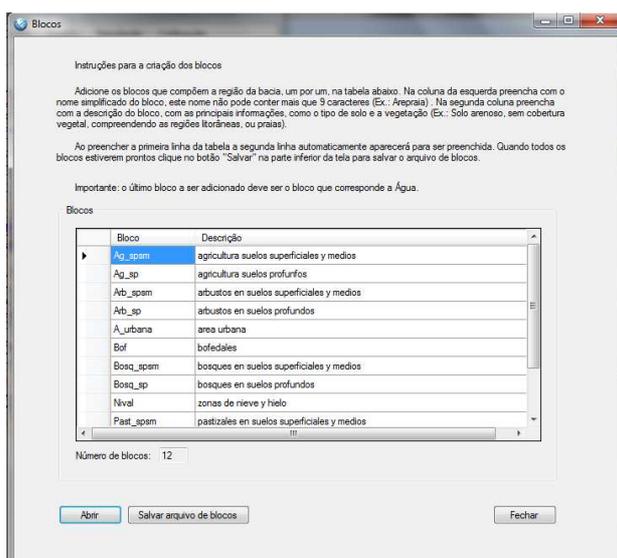


Figura 3.19 Bloques.

f) Caudales

La tercera herramienta es la preparación de caudales (Qobs.MGB), esta herramienta es algo más compleja que las otras. Los datos se cargan y se convierten en botones de la ventana de disponibilidad. La opción de formato marcada depende del sistema de archivo de texto. En este caso se utilizó el formato del sistema Hidroweb –Brasil (Tipo ASCII). Siendo necesario un programa en Matlab que acondicionara dichos datos.

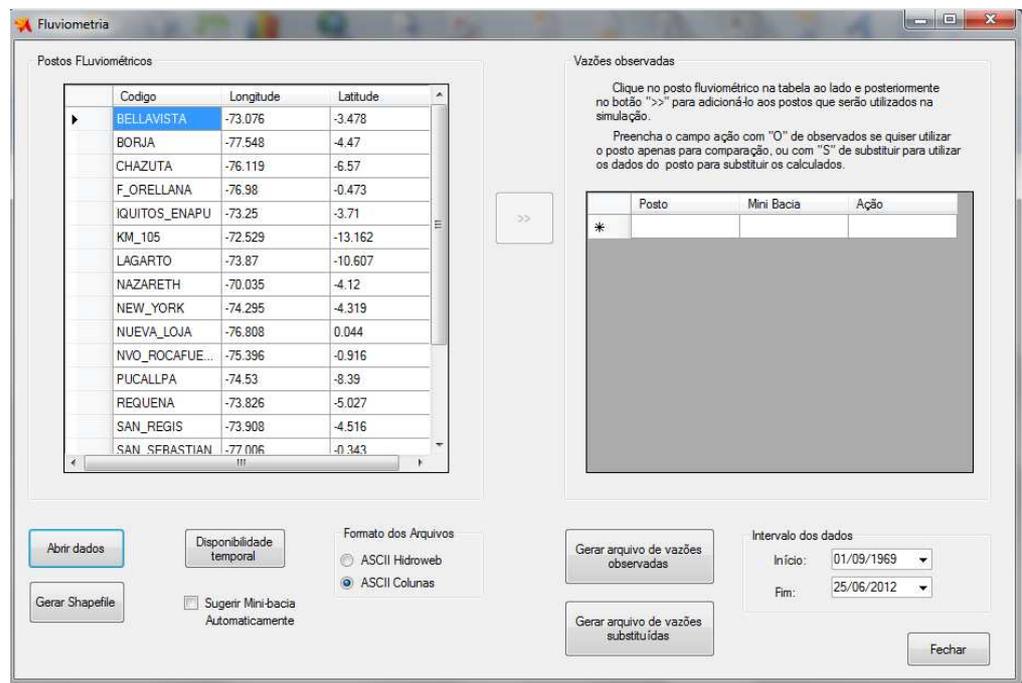


Figura 3.20 Registro de estaciones hidrométricas mostradas en la Tabla 3.1.

Con la disponibilidad de los datos temporales se definió el tiempo de análisis para realizar simulación.

El sector derecho de la Figura 3.20 es para dar aceptación a la estación, la cual debe contener la información de Minicuecas (código) registradas en Mapwindows y que coincida con cada estación de aforo de acuerdo a la codificación a partir de mini.mgb.

g) Precipitación

La cuarta herramienta es la herramienta de preparación de datos de precipitación (chuva.MGB), y es similar al de caudales. Cada centroide de cada pixel fue considerado como una estación pluviométrica, este proceso se realizó para cada conjunto de datos de lluvia (TRMM 3B42 V7, CMORPH, PERSIANN).

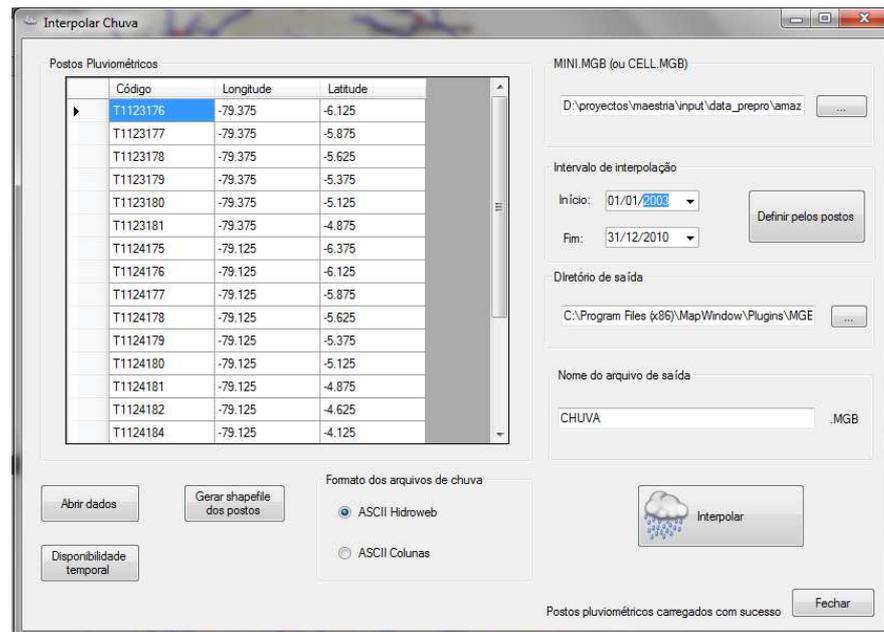


Figura 3.21 Registro de entrada de de datos de precipitación satelital.

Tenga en cuenta que la opción ASCII HIDROWEB (Figura 3.21) está marcada porque se usa el formato del sistema HIDROWEB. Al igual que con datos de caudales fue necesario un programa en Matlab que acondicionara dichos datos de lluvia.

h) Clima

La quinta herramienta es la preparación de datos climáticos, los datos que se cargan y se convierten en botones de aceptación de uso. La opción ASCII HIDROWEB está marcada porque se está usando el formato del sistema HIDROWEB. Para este caso fue necesario un programa en Matlab que acondicionara todos los datos de temperatura,

humedad relativa, insolación, viento, presión atmosférica, en un solo archivo de lectura para cada píxel, esta información fue descrita en la sección 3.1.3.

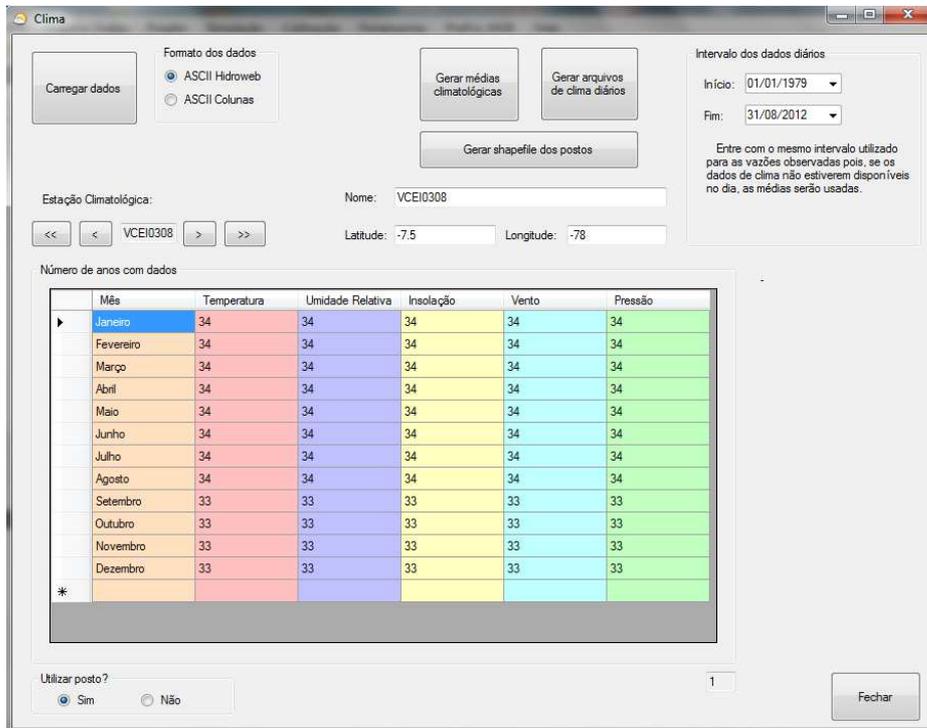


Figura 3.22 Registro de entrada de de datos climáticos de Reanálisis, periodo 1979-2009.

Tenga en cuenta que la tabla principal contiene la ventana de información del número de años con datos (Figura 3.22) para cada mes y cada variable climática de interés.

A continuación, se estableció el rango de datos a diario en la parte superior derecha como el mismo rango que será utilizado en la simulación. Por último, generar los promedios respectivos (media_cli.MGB), así como el archivo de clima diario (archivos_diarios.cli).

i) Parámetros fijos

Los parámetros fijos son los parámetros asociados a la vegetación existente en cada HRU. Ellos no se cambian en el proceso de calibración, y llevan por esta razón el nombre de parámetros fijos, a pesar de que estos valores pueden variar a lo largo

años. Los parámetros fijos que deben ser definidos son albedo, altura de la vegetación, índice de área foliar, y resistencia de la superficie bajo condiciones de buena humedad del suelo. Todos estos parámetros se utilizan para calcular la evapotranspiración por el método de Penman-Monteith.

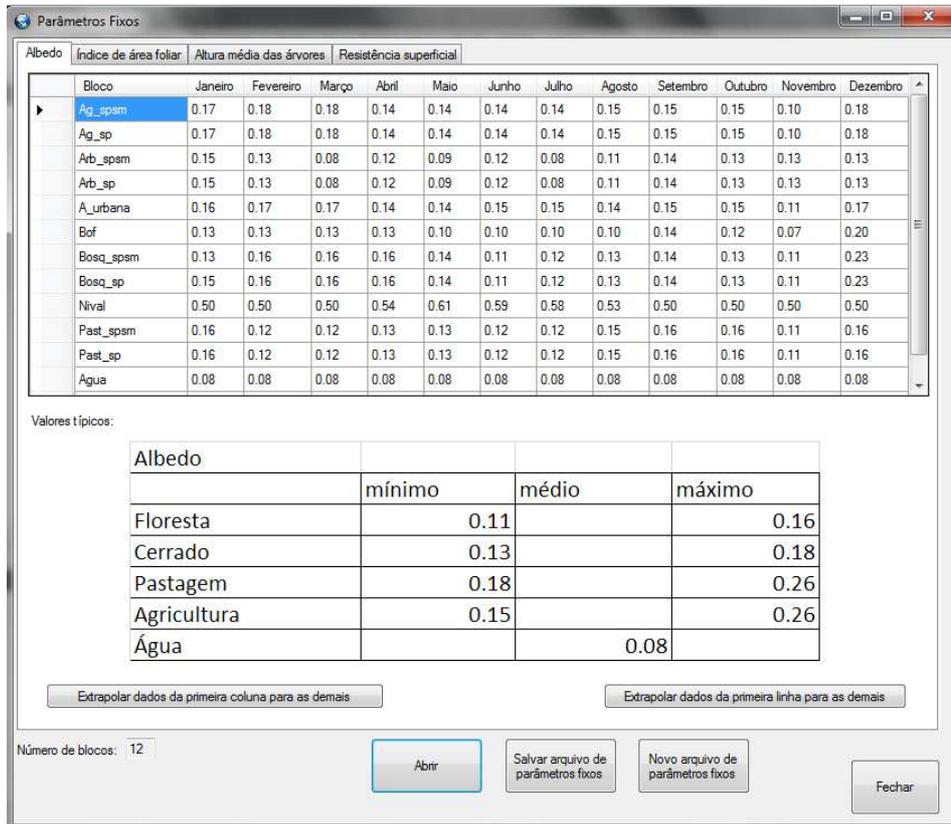


Figura 3.23 Herramienta de definición de valores de parámetros fijos.

Algunas sugerencias de los valores que deben adoptarse, resulta de la ventana de edición de parámetros fijos (Figura 3.23). Estos valores deben establecerse sobre la base de estas sugerencias y se basa en el conocimiento de la hidrología de la zona.

En este trabajo se adoptaron los valores descritos en las tablas 3.6, 3.7, 3.8, 3.9 y cuyos bloques son descritos en la Tabla 3.5.

Tabla 3.6: Valores de Albedo adoptados para la cuenca amazónica peruana.

Bloque	ENE	FEB	MAR	ABR	MAY	JUN	JUL	AGO	SEP	OCT	NOV	DIC
Ag_spsm	0.17	0.18	0.18	0.14	0.14	0.14	0.14	0.15	0.15	0.15	0.1	0.18
Ag_sp	0.17	0.18	0.18	0.14	0.14	0.14	0.14	0.15	0.15	0.15	0.1	0.18
Arb_spsm	0.15	0.13	0.08	0.12	0.09	0.12	0.08	0.11	0.14	0.13	0.13	0.13
Arb_sp	0.15	0.13	0.08	0.12	0.09	0.12	0.08	0.11	0.14	0.13	0.13	0.13
A_urbana	0.16	0.17	0.17	0.14	0.14	0.15	0.15	0.14	0.15	0.15	0.11	0.17
Bof	0.13	0.13	0.13	0.13	0.1	0.1	0.1	0.1	0.14	0.12	0.07	0.2
Bosq_spsm	0.13	0.16	0.16	0.16	0.14	0.11	0.12	0.13	0.14	0.13	0.11	0.23
Bosq_sp	0.15	0.16	0.16	0.16	0.14	0.11	0.12	0.13	0.14	0.13	0.11	0.23
Nival	0.5	0.5	0.5	0.54	0.61	0.59	0.58	0.53	0.5	0.5	0.5	0.5
Past_spsm	0.16	0.12	0.12	0.13	0.13	0.12	0.12	0.15	0.16	0.16	0.11	0.16
Past_sp	0.16	0.12	0.12	0.13	0.13	0.12	0.12	0.15	0.16	0.16	0.11	0.16
Agua	0.08	0.08	0.08	0.08	0.08	0.08	0.08	0.08	0.08	0.08	0.08	0.08

Tabla 3.7: Valores de índice de área foliar adoptados para la cuenca amazónica peruana.

Bloque	ENE	FEB	MAR	ABR	MAY	JUN	JUL	AGO	SEP	OCT	NOV	DIC
Ag_spsm	6	8	7	4	4	3	2	2	1	2	1	4
Ag_sp	6	8	7	4	4	3	2	2	1	2	1	4
Arb_spsm	2	2	2	3	3	3	1	1	1	1	3	1
Arb_sp	2	2	2	3	3	3	1	1	1	1	3	1
A_urbana	1	1	1	1	1	1	1	1	1	1	1	1
Bof	0.2	0.2	0.2	0.2	0.2	0.2	0.2	0.2	0.2	0.2	0.2	0.2
Bosq_spsm	5	6	6	8	6	7	7	6	6	5	5	7
Bosq_sp	5	6	6	8	6	7	7	6	6	5	5	7
Nival	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0
Past_spsm	4	2	1	3	3	3	2	1	1	1	2	2
Past_sp	4	2	1	3	3	3	2	1	1	1	2	2
Agua	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0

Tabla 3.8: Valores de altura media de arboles adoptados para la cuenca amazónica peruana.

Bloque	ENE	FEB	MAR	ABR	MAY	JUN	JUL	AGO	SEP	OCT	NOV	DIC
Ag_spsm	1	1	1	1	1	1	1	1	1	1	1	1
Ag_sp	1	1	1	1	1	1	1	1	1	1	1	1
Arb_spsm	1.5	1.5	1.5	1.5	1.5	1.5	1.5	1.5	1.5	1.5	1.5	1.5
Arb_sp	1.5	1.5	1.5	1.5	1.5	1.5	1.5	1.5	1.5	1.5	1.5	1.5
A_urbana	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01
Bof	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01
Bosq_spsm	15	15	15	15	15	15	15	15	15	15	15	15
Bosq_sp	15	15	15	15	15	15	15	15	15	15	15	15
Nival	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01
Past_spsm	0.75	0.75	0.75	0.75	0.75	0.75	0.75	0.75	0.75	0.75	0.75	0.75
Past_sp	0.75	0.75	0.75	0.75	0.75	0.75	0.75	0.75	0.75	0.75	0.75	0.75
Agua	0.1	0.1	0.1	0.1	0.1	0.1	0.1	0.1	0.1	0.1	0.1	0.1

Tabla 3.9: Valores de resistencia superficial adoptados para la cuenca amazónica peruana.

Bloque	ENE	FEB	MAR	ABR	MAY	JUN	JUL	AGO	SEP	OCT	NOV	DIC
Ag_spsm	70	70	70	70	70	70	70	70	70	70	70	70
Ag_sp	70	70	70	70	70	70	70	70	70	70	70	70
Arb_spsm	100	100	100	100	100	100	100	100	100	100	100	100
Arb_sp	100	100	100	100	100	100	100	100	100	100	100	100
A_urbana	40	40	40	40	40	40	40	40	40	40	40	40
Bof	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0
Bosq_spsm	100	100	100	100	100	100	100	100	100	100	100	100
Bosq_sp	100	100	100	100	100	100	100	100	100	100	100	100
Nival	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0
Past_spsm	70	70	70	70	70	70	70	70	70	70	70	70
Past_sp	70	70	70	70	70	70	70	70	70	70	70	70
Agua	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0

Al final de la definición de valores se creó un nuevo archivo llamado "parfix.mgb"(parámetros fijos).

j) Definición de los valores de parámetros calibrados

Los parámetros calibrados se pueden cambiar en el proceso de calibración, y también están asociados con HRU en cada subcuenca. El número de sub-cuencas se estableció durante discretización de la cuenca (Sección 3.2.1). A partir de ahí, la herramienta "Parámetros calibrados" permite establecer los valores de parámetros asociados con los 12 bloques en diferentes cuencas (Tabla 3.5).

Al principio, los valores de los parámetros se establecieron en función de sugerencias dadas por MGB en el lado derecho de la herramienta y basándose en la información de cuencas vecinas. En el caso de subcuencas en la cuenca del río Amazonas de Perú y Ecuador, una primera simulación se realizó utilizando los valores de los parámetros calibrados y que se presentan en la Tabla 3.10. En la ejecución de la cuenca amazónica se creó el archivo "parcal.mgb" (parámetros calibrados).

Los parámetros dentro del contexto del modelo u algoritmos están descritos en la sección 2.5, un breve resumen descriptivo es presentado a continuación:

Wm: Capacidad de almacenamiento del suelo. Puede ser entendida como una capacidad para absorber agua de lluvia generando poco o ningún escurrimiento superficial.

b: Parámetro de forma de la relación entre el almacenamiento y saturación. Este parámetro controla la separación del escurrimiento ante la capacidad de almacenamiento. Su calibración afecta de manera de ajustar los picos ante caudales observados.

Kbas: Parámetro que controla una cuenca durante estiajes. un valor más alto implica mayor escurrimiento subterráneo.

Kint: Parámetro que controla la cantidad de agua en la capa de suelo que escurre sub-superficialmente.

XL: Controla la forma de curva de reducción de drenaje o sub-superficial del suelo.

CAP: Controla el flujo de la reserva subterránea para una capa superficial a lo largo de un intervalo de tiempo.

WC: Parámetro de almacenamiento residual. Limita el escurrimiento subsuperficial y/o subterráneo.

CS: Parámetro para la calibración de propagación superficial de pixeles.

CB: Parámetro de retardo de la reserva subterránea.

QB: Valores que varían en torno a 0.01.

Tabla 3.10: Valores de parámetros de calibración, propuestos como primera aproximación para la cuenca amazónica peruana.

Bloque	Wm	b	Kbas	Kint	XL	CAP	Wc
Ag_spsm	200	0.12	50	60	0.6	0	0
Ag_sp	400	0.12	50	60	0.6	0	0
Arb_spsm	200	0.12	50	60	0.6	0	0
Arb_sp	400	0.12	50	60	0.6	0	0
A_urbana	20	0.12	50	60	0.6	0	0
Bof	0.2	0.12	50	80	0.6	0	0
Bosq_spsm	200	0.12	50	60	0.6	0	0
Bosq_sp	400	0.12	50	60	0.6	0	0
Nival	0.2	0.12	50	80	0.6	0	0
Past_spsm	200	0.12	50	60	0.6	0	0
Past_sp	400	0.12	50	60	0.6	0	0
Agua	0	0	0	0	0	0	0

Los valores de los parámetros de CS, CI, CB y QB, para su aplicación de la cuenca amazónica peruana es de:

$$CS = 13.0, CI = 130.0, CB=950, QB=0.02$$

k) Creación de proyectos de simulación

El resto del proceso antes de la simulación es especificar qué archivos de entrada se utilizará en este proyecto. En el caso de este estudio se utilizaron los archivos descritos en la Tabla 3.11.

Tabla 3.11: Descripción de archivos utilizados para crear proyectos.

Información	Archivos
Minicuenca	mini.MGB
Unidades de Respuesta Hidrológica	blocos.MGB
Lluvia interpolada	Chuva.MGB
Caudales observados	Qobs.MGB
Información media climática	media.cli
Información climática diaria	TRMM1.cli, TRMM2.cli etc.
Parámetros fijo	parfix.MGB
Parámetros calibrados	parcal.MGB

l) Simulación

En la interfaz del programa MapWindow y empleando un proyecto de simulación (Tabla 3.11), el programa identifica automáticamente el período que se desea simular, en función a los datos de caudales, así como las minicuenca a evaluar y donde los resultados deben ser escritos para llevar a cabo la comparación de los datos calculados y observados. MGB-IPH permite analizar resultados de caudales de diferentes partes de la cuenca (Minicuenca asociada a datos observados), identificando el número de mini-cuenca correspondiente a la ubicación deseada, permitiendo la visualización de los resultados (Figura 3.24).

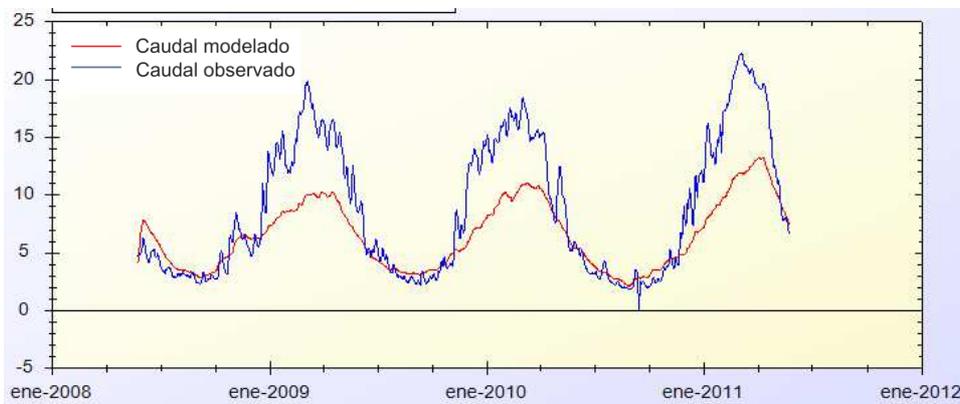


Figura 3.24 Hidrogramas generado por la herramienta "Comparación de Hidrogramas Calculado y observado ($m^3/s * 10^3$)" (antes de la calibración) para la estación de Pucallpa.

3.2.3 Calibración de modelo MGB-IPH para la Amazonía peruana

En base a Collischonn et al. (2010), se procedió para realizar un proceso de ajuste de parámetros calibrados con el objetivo de asemejar los caudales estimados a los caudales observados. El modelo hidrológico MGB-IPH fue calibrado usando como fuente de datos, precipitación estimada por satélite (TRMM, CMORPH, PERSIANN) y fueron comparados mediante caudales estimados y observados, a través de promedios y estadísticas comúnmente empleadas en estudios hidrológicos, como son:

- Coeficiente de Nash Sutcliffe (NS) (Ecuación 19)
- Coeficiente de Nash Sutcliffe para logaritmo (NS Log) (Ecuación 20)
- Diferencia entre volúmenes calculados y observados mediante el Error en el volumen (ΔV) (Ecuación 21)

$$NS = 1 - \frac{\sum_{t=1}^{nt} (Q_{obs}(t) - Q_{cal}(t))^2}{\sum_{t=1}^{nt} (Q_{obs}(t) - \overline{Q_{obs}})^2} \quad (19)$$

$$NS_{log} = 1 - \frac{\sum_{t=1}^{nt} (\ln(Q_{obs}(t)) - \ln(Q_{cal}(t)))^2}{\sum_{t=1}^{nt} (\ln(Q_{obs}(t)) - \overline{\ln(Q_{obs})})^2} \quad (20)$$

$$\Delta V = \frac{\Sigma(Q_{obs}(t)) - \Sigma(Q_{obs}(t))}{\Sigma(Q_{obs}(t))} \quad (21)$$

Para cada conjunto de datos, el modelo MGB fue calibrado usando datos a partir de 2003 a 2009. Al igual que el uso de los demás conjuntos de datos, se calibró por separado para cada estimación de precipitación (TRMM, CMORPH, PERSIANN).

El coeficiente de Nash - Sutcliffe (NS) tiene un valor máximo igual a 1, que significa un ajuste perfecto con los caudales calculados y está fuertemente influenciado por errores en los valores máximos. NS log varía de infinito a 1, cuanto mayor sea el valor, mejor será la simulación y está fuertemente influenciado por los valores mínimos. El error en el volumen no tiene valor máximo ni mínimo y no está influenciado por periodos de avenidas o de estiajes, apenas expresa la diferencia entre la suma de todas los valores calculados y observados (Collischonn 2001). La variación del volumen que tiende a cero indica un balance hídrico bueno, pero este queda sujeto a tener también muy buenos NS y NS log.

a) **Calibración manual**

Collischonn et al. (2010) describe que la calibración manual consiste en cambiar los valores de parámetros calibrados, buscando hacer que los hidrogramas calculados estén acuerdo con los hidrogramas observados. Los aspectos que se revisaron para la calibración en la cuenca amazónica peruana fueron:

- La forma general de la red hidrográfica
- La recesión de caudales en épocas de estiaje
- La magnitud de los picos
- el tiempo de ocurrencia de picos
- Volumen global de los hidrogramas.

Uno de los principales parámetros del modelo MGB-IPH que tiene un efecto sobre el estiaje es el parámetro CB. Este es el parámetro de depósito lineal simple que representa el acuífero a cada mini-cuenca.

El valor CB se da en horas, y es estimado a partir de la estación de calibración mediante caudales observados en un período largo sin lluvia. Para estimar el valor de CB en una cuenca es necesario identificar dos valores de caudales observados espaciados por un intervalo de tiempo de algunos días (Δt), y aplicar la Ecuación 22:

$$Cb = 24 \cdot \frac{-\Delta t}{\ln\left(\frac{Q(t+\Delta t)}{Q(t)}\right)} \quad (22)$$

Donde CB se da en horas, Δt está dado en días, y $Q(t + \Delta t)$ es un flujo observado que se produce Δt días después del caudal observado $Q(t)$.

El valor CB depende de las características físicas de la cuenca, en particular, sus características geológicas. Las cuencas de las regiones donde predominan las rocas sedimentarias suelen tener mayor capacidad de almacenamiento de agua las aguas subterráneas y los ríos que drenan en estas áreas tienen valores relativamente altos de CB. Cuenca situada en las regiones de rocas poco porosas, tales como basalto, las cuales tienden a presentar los valores más bajos de CB. Cuanto mayor sea el valor de CB será más horizontal el hidrograma y mostrará caudales superiores en estiaje.

También es importante verificar que los flujos calculados son sistemáticamente superiores o inferiores a flujos observados (por ejemplo en la estación de Pucallpa en la Figura 3.24), lo que indicaría que la calibración no es buena.

Con esta herramienta, cuya operación se describe, se obtiene un valor, aproximadamente $CB = 1000$ horas. Este valor puede variar ligeramente, dependiendo del período de estiaje elegido para los cálculos. El tiempo calculado es similar al tiempo de concentración (1.5 meses) obtenido por Espinoza et al., (2012).

Collischonn et al. (2010) describe, que para hacer que el MGB-IPH genere mayores caudales en épocas de estiaje es necesario que el valor del parámetro K_{bas} se incremente. El valor adoptado preliminarmente fue de 50 mm / día. Este valor indica que el agua subterránea se infiltra al acuífero a una velocidad de 50 mm por día en la situación en la que se satura el suelo. El agua almacenada en el acuífero mantendrá el caudal durante el periodo de estiaje. Para mejorar la calibración de MGB-IPH en esta cuenca se puede empezar por disminuir el valor de K_{bas} en todas las HRU (excepto agua) y todas las subcuencas a un valor de 40,0 mm / día. Al mismo tiempo, en caso los flujos calculados subestimen picos en época de avenidas, puede ser que la capacidad de almacenamiento de agua, dado por el parámetro W_m , sea muy alta. Por esta razón también los valores W_m deben ser disminuidos. Los valores adoptados después de algunas pruebas fueron $W_m = 200$ mm en HRU para suelo superficial y medio y $W_m = 400$ mm en HRU para suelo profundo. W_m de HRU para Agua debe mantenerse en cero. Los valores de los parámetros C_s y C_i se han cambiado también ligeramente con el fin de suavizar los picos de las inundaciones, las cuales estaban subestimando caudales observados.

Por lo tanto, una calibración manual preliminar se logró con los valores de parámetros mostrados en la Tabla 3.12 y Tabla 3.13. Esta calibración puede ser todavía mejorada, tanto manualmente o automáticamente.

Durante la calibración, los valores de W_m para bosques fueron buscados en un rango mayor a los de pastizales o de zonas agrícolas, para reflejar las diferencias en profundidad de raíces, la cual es mayor en bosques (Kleidon & Heimann, 1999).

Tabla 3.12: Valores medios de parámetros de calibración manual, adoptados para la cuenca amazónica peruana hasta la estación de Pucallpa.

Bloque	Wm	b	Kbas	Kint	XL	CAP	Wc
Ag_spsm	100	0.12	40	60	0.6	0	0
Ag_sp	200	0.12	40	60	0.6	0	0
Arb_spsm	100	0.12	40	60	0.6	0	0
Arb_sp	200	0.12	40	60	0.6	0	0
A_urbana	20	0.12	40	60	0.6	0	0
Bof	0.2	0.12	60	80	0.6	0	0
Bosq_spsm	200	0.12	40	60	0.6	0	0
Bosq_sp	400	0.12	40	60	0.6	0	0
Nival	0.2	0.12	60	80	0.6	0	0
Past_spsm	150	0.12	40	60	0.6	0	0
Past_sp	300	0.12	40	60	0.6	0	0
Agua	0	0	0	0	0	0	0

Tabla 3.13: Valores de parámetros de calibración, adoptados para la cuenca amazónica peruana

Parámetro	Wm	Unidades
Cs	15	Adimensional
Ci	125	Adimensional
Cb	1000	horas

El valor de Q_b , que determina la condición inicial de la corriente de base y el almacenamiento de agua en el acuífero se mantuvo a $0,02 \text{ m}^3 \cdot \text{s}^{-1} \cdot \text{km}^{-2}$.

Los resultados obtenidos con este nuevo conjunto de parámetros se muestran en la en las Figuras 3.25 Y 3.6. La cual muestra los hidrogramas calculados y observados de mayo de 2008 a mayo de 2011.

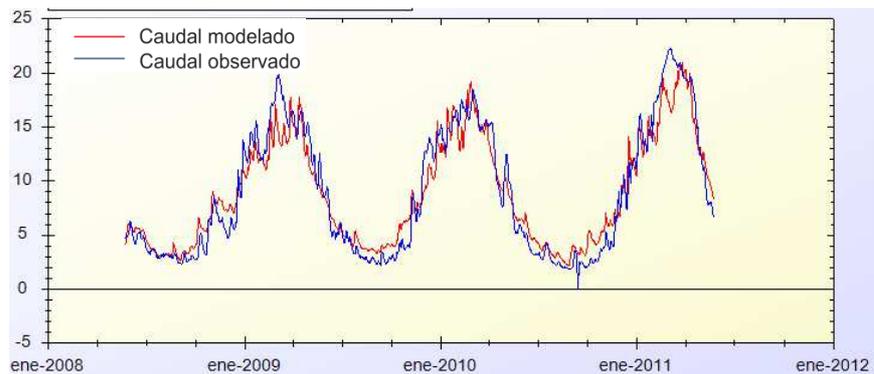


Figura 3.25 Hidrográma calculado y observado para la estación de Pucallpa ($\text{m}^3/\text{s} \cdot 10^3$), entre 2008 y 2011.

El modelo en general reproduce bien la distribución estacional de caudales durante el año, pero se ve limitado por las sobre y sub estimaciones asociadas a la precipitación que cae sobre la cuenca. Este error proviene de la información de entrada, por lo que es muy difícil “eliminarlo” de la simulación.

b) Calibración automática

La fase final de la calibración del modelo MGB-IPH es la calibración automática, la cual usa el algoritmo MOCOM-UA (Yapo et al., 1998). Desarrollada como aplicación en Mapwindows, la herramienta de calibración automática permite una búsqueda de la optimización del nivel de rendimiento del modelo, evaluando los caudales estimados con respecto a caudales observados. En ella se especifica un rango de posibles valores para cada parámetro, se deja en claro que es muy recomendable realizar una calibración manual antes de realizar una calibración automática, a fin de no extremar valores que causen errores en balance hídrico. La herramienta realiza una búsqueda en promedio de 500 opciones, para algunas o todas las subcuencas, bajo una ponderación asignada por el usuario, la cual ajusta los valores lo más cercana posible tanto por debajo como por encima de los datos observados. La herramienta evalúa la validez o no de las posibles mejoras. Los mejores ajustes de los parámetros se guardan en un nuevo archivo llamado evolución.txt, el cual sirve para exportar el mejor ajuste en un nuevo archivo "parcal.mgb" (Figura 3.26). En el

caso de la estación Pucallpa, el resultado del proceso de calibración, no mostró cambios significativos.

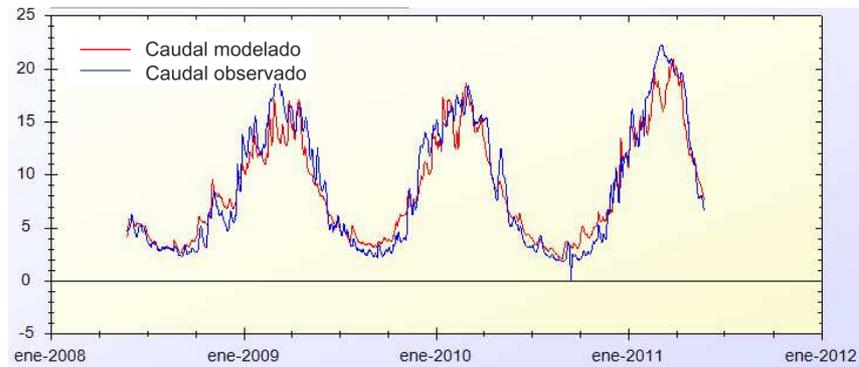


Figura 3.26 Hidrográma calculado y observado para la estación de Pucallpa ($\text{m}^3/\text{s} * 10^3$) entre 2008 y 2011, después de la calibración automática.

En condiciones de una buena calibración manual, la calibración automática no es necesaria, ello sólo implicaría ligeros ajustes a los parámetros. Tanto los procesos de calibración manual y automática fueron realizados para cada fuente de datos de estimación de lluvia por satélite (TRMM, CMORH y PERSIANN) , La comparación entre los resultados es mostrada en el Capítulo IV.

c) Análisis de sensibilidad paramétrico

El análisis de sensibilidad paramétrica ha considerado una variación media del 10, 25 y 50% (negativa y positiva) en los siguientes parámetros de calibración.

Wm: Capacidad de almacenamiento del suelo.

b: Parámetro de forma de la relación entre el almacenamiento y saturación.

Kbas: Parámetro que controla una cuenca durante estiajes.

Kint: Parámetro que controla la cantidad de agua en la capa de suelo que escurre sub-superficialmente.

CS: Parámetro para la calibración de propagación superficial de píxeles.

Ci: Parámetro para la calibración de propagación subsuperficial de píxeles.

Como primer paso, se empleará el criterio de “Índice de sensibilidad” (Lenhart et al., 2002), definido como la aproximación finita de la derivada parcial de la variable simulada con respecto al parámetro de modelación. Este criterio consiste en la variación del parámetro x en un porcentaje positivo y negativo ($\pm\Delta x$), y así obtener dos valores para la variable simulada (y_2 e y_1). El índice de sensibilidad se calcula entonces como sigue (En el uso de este índice, es conveniente emplearlo en forma normalizada o adimensional, por ello hay que dividirlo entre los valores originales) :

:

$$I = \frac{Y_2 - Y_1 / Y_0}{2\Delta X / X_0} \quad (23)$$

Del mismo modo, el análisis de sensibilidad servirá para fundamentar las conclusiones acerca de MGB –IPH y el nivel de eficiencia en su aplicación para modelar cuencas andino amazónicas. Para ello se varió los parámetros de calibración midiendo cual es el impacto en los coeficientes de Nash.

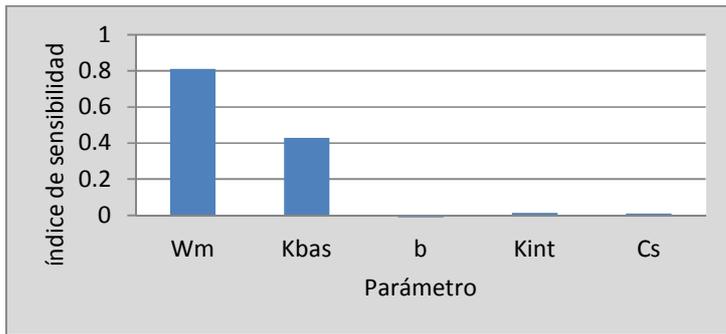


Figura 3.27 Índices de sensibilidad.

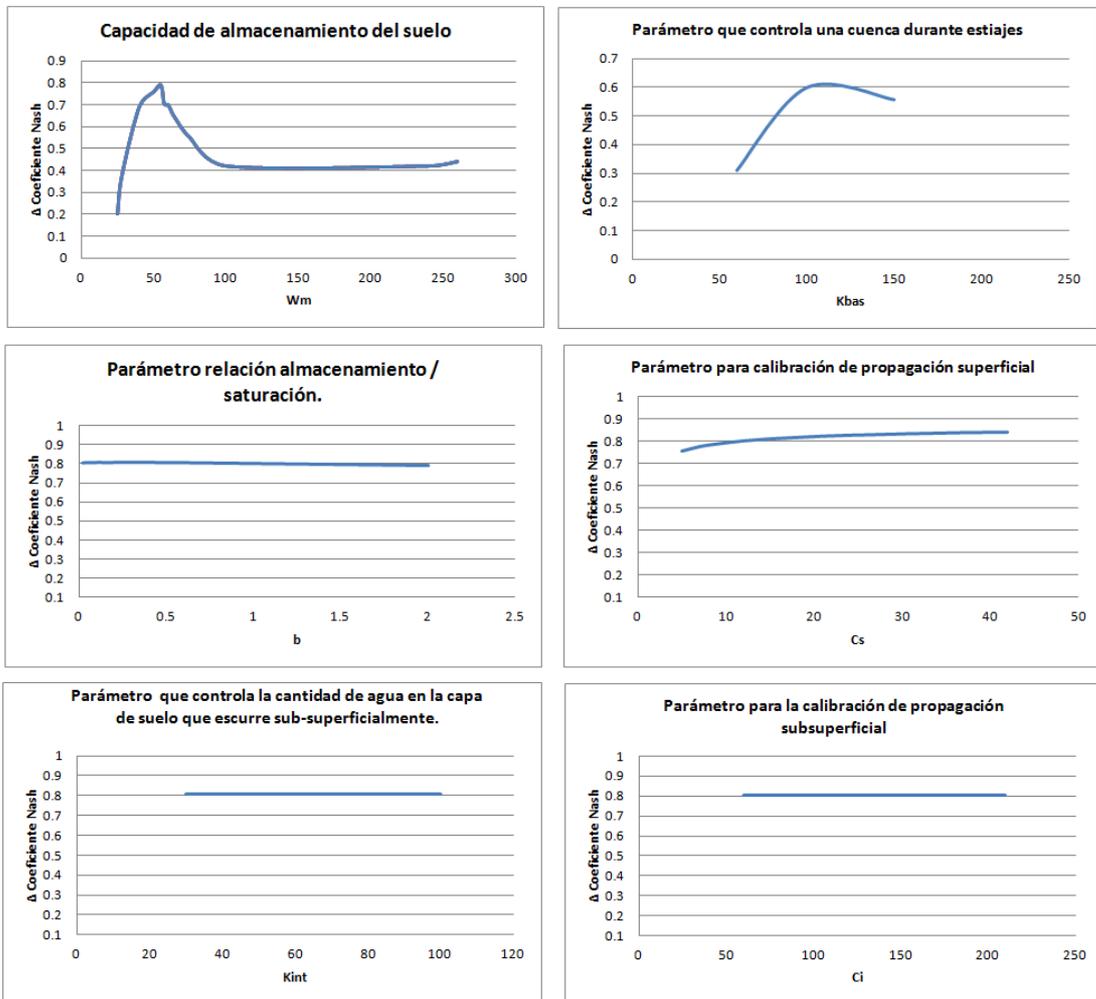


Figura 3.28 Análisis de sensibilidad paramétrico

El análisis de sensibilidad mediante los índices obtenidos, muestra una clara confirmación de la alta dependencia del modelo con el contenido de humedad en el suelo y el parámetro de aporte de agua subterránea (Figura 3.27).

El análisis de sensibilidad paramétrico, considerando el impacto que tendría la variación de los parámetros en el rendimiento medio del modelo mediante los coeficientes de Nash-Sutcliffe es mostrado en la Figura 3.28. Estos parámetros por cada variación, reafirma la importancia del contenido de humedad en el suelo y el parámetro de aporte de agua subterránea. En general un mayor contenido de humedad en el suelo y aporte de agua subterránea induce un mayor rendimiento en el modelo, considerando un umbral para su ajuste.

Respecto a los demás parámetros de modelación en particular, el modelo es poco sensible a estos en comparación a las variables W_m y K_{bas} .

d) Hiperdominio de parámetros de calibración.

Los calibración automática de parámetros son comúnmente realizados después de un ajuste manual con el objetivo de reducir la extensión del dominio (Getirana 2010). Parámetros empleados en cuencas brasileñas de los ríos Negro y Branco ubicados en la región nor-central del Brasil son mostrados en la Tabla 3.14, sus máximas altitudes varían entre 200 y 550 respectivamente. El río Branco está ubicado entre las regiones más secas del bosque amazónico, con precipitación y tasa de escorrentía de 5.6 mm/d y 2.4 mm/d, respectivamente, su ciclo hidrológico es bien definido con estaciones húmedas y secas, con inundaciones entre mayo y agosto, alcanzando picos en junio y julio (Getirana 2010)..

Tabla 3.14: Parámetros del modelo MGB-IPH sujetos a calibración automática en la cuencas de los ríos Negro y Branco (**Getirana 2010**).

Parámetro	Primera conjetura	Dominio	Proceso Hidrológico
b(-)	1.0	[0.01-2]	Variable curva de infiltración
Kint	2.5	[0.25-50]	Flujo subsuperficial
Kbas	10	[0.1-20]	Flujo subterráneo
Cs	35	[0.35-70]	Flujo superficial
Ci	100	[70-200]	Flujo subsuperficial
Wc	0.55*Wm	[0.1-0.825 *Wm]	Flujo vertical subterráneo
Wm1	1500	[150-3000]	Almacenamiento de agua en el suelo GRU 1
Wm2	1500	[150-3000]	Almacenamiento de agua en el suelo GRU 2

Tabla 3.15: Parámetros del modelo MGB-IPH sujetos a calibración automática en la cuenca amazónica peruana empleando datos TRMM 3B42V7.

Parámetro	Primera conjetura	Dominio	Proceso Hidrológico
b(-)	0.12	[0.01-4]	Variable curva de infiltración
Kint	50	[2 - 400]	Flujo subsuperficial
Kbas	30	[0.1-120]	Flujo subterráneo
Cs	14	[5-19]	Flujo superficial
Ci	140	[68-180]	Flujo subsuperficial
Wc	0.35*Wm	[0.3-0.4 *Wm]	Flujo vertical subterráneo
Wm1	300	[80-1200]	Almacenamiento de agua en el suelo GRU

Tabla 3.16: Parámetros del modelo MGB-IPH sujetos a calibración automática en la cuenca amazónica peruana empleando datos CMORPH.

Parámetro	Primera conjetura	Dominio	Proceso Hidrológico
b(-)	0.12	[0.06-4.1]	Variable curva de infiltración
Kint	80	[2 - 400]	Flujo subsuperficial
Kbas	55	[0.1-120]	Flujo subterráneo
Cs	14	[2-20]	Flujo superficial
Ci	140	[112-180]	Flujo subsuperficial
Wc	0.15*Wm	[0.1-0.2 *Wm]	Flujo vertical subterráneo
Wm1	300	[100-1200]	Almacenamiento de agua en el suelo GRU

Tabla 3.17: Parámetros del modelo MGB-IPH sujetos a calibración automática en la cuenca amazónica peruana empleando datos PERSIANN.

Parámetro	Primera conjetura	Dominio	Proceso Hidrológico
b(-)	0.12	[0.06-4.1]	Variable curva de infiltración
Kint	100	[30 - 400]	Flujo subsuperficial
Kbas	60	[0.1-200]	Flujo subterráneo
Cs	12	[2-19]	Flujo superficial
Ci	140	[100-180]	Flujo subsuperficial
Wc	0.2*Wm	[0.2-0.5 *Wm]	Flujo vertical subterráneo
Wm1	300	[100-1200]	Almacenamiento de agua en el suelo GRU

Los parámetros definidos en cuanto a su dominio para cada producto de precipitación estimada son presentados en las tablas 3.15, 3.16, 3.17. La primera conjetura se refiere al conjunto inicial de parámetros. En general hay una mayor extensión del dominio para los parámetros de calibración en la cuenca andino amazónica de Perú y Ecuador, comparado con cuencas del Brasil (principalmente Bosques). Esta mayor extensión puede deberse al mayor número de GRUs presentado para la cuenca, influenciado principalmente por la presencia de la cordillera de los Andes (alto % de cobertura de Pastizales en suelos superficiales y profundos, Bajo % de Bosques en suelos superficiales y profundos) y el llano amazónico (alto % de cobertura de Bosques en suelos superficiales y profundos, Bajo % de Pastizales y Arbustos en suelos superficiales y profundos).

IV RESULTADOS Y DISCUSIÓN

La calibración del modelo ha permitido generar resultados en la cuenca amazónica peruana mediante el modelado de las tres principales subcuencas (Figura 4.1), como son:

- Cuenca del río Ucayali (Hasta la estación hidrométrica de Requena)
- Cuenca del río Marañón (Hasta la estación hidrométrica de San Regis)
- Cuenca del río Napo (Hasta la estación hidrométrica de Bellavista)

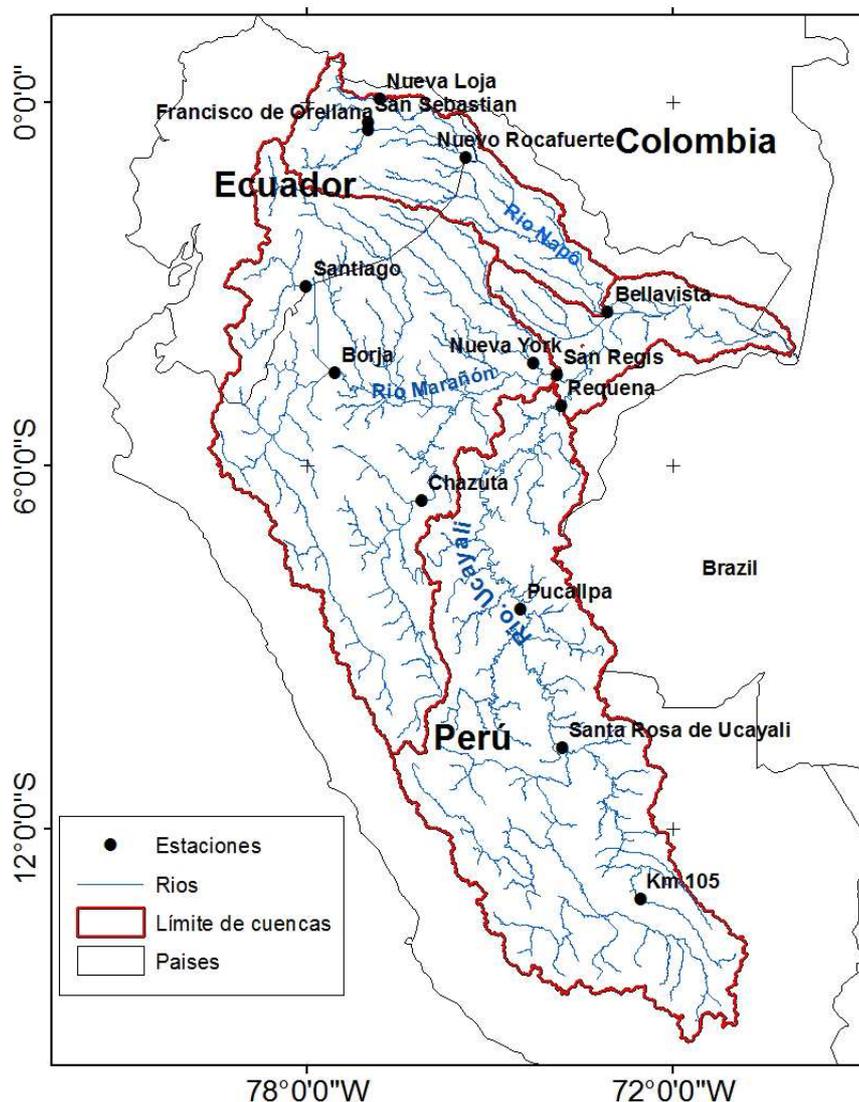


Figura 4.1 Mapa de estaciones hidrológicas y su localización en las subcuencas analizadas.

Se realizaron 3 simulaciones de caudales para cada producto de precipitación estimada de satélite.

4.1 Análisis de caudales simulados

Los caudales obtenidos mediante el modelado lluvia escorrentía, empleando como datos de entrada al modelo, datos de precipitación del producto 3B42 V7 del TRMM en la cuenca del río Ucayali, para la estación de Requena concuerdan muy bien con los datos observados ($NS = 0.86$ y $\Delta V = -5.1\%$). Si bien, algunos picos no fueron bien estimados, no obstante, las fluctuaciones estacionales fueron bien representadas, obteniendo similar rendimiento para las estaciones de Pucallpa, Santa Rosa de Ucayali. El rendimiento del modelado en la cuenca del río Marañón con el producto 3B42 V7 resulta mínimamente aceptable con $NS=0.64$, $\Delta V= 0.6 \%$ y $NS=0.58$, $\Delta V= 0.68 \%$ para las estaciones de San Regis (ver Figuras 4.2(a), 4.3(a), 4.4(a)) y Chazuta respectivamente (ver Figuras 4.2(a), 4.3(a), 4.4(a)). No siendo así, el rendimiento de las demás estaciones ubicadas en las cuencas del río Napo y Marañón con $NS \approx 0.1$ (Figura 4.5(a)).

Los resultados mediante el empleo de datos de CMORPH en el modelado indican que es capaz de reproducir el régimen estacional de descargas, con rendimiento medio de $NS \approx 0.77$ y $\Delta V = 2 \%$ para las estaciones de Requena, Santa Rosa de Ucayali y Pucallpa en la cuenca del río Ucayali. Sin embargo se reducen ligeramente para la estación de Chazuta ($NS=0.6$) y aun más para San Regis ($NS=0.38$) en la cuenca del río Marañón (ver Figuras 4.2(b), 4.3(b), 4.4(b)). De manera similar a lo obtenido con el producto 3B42 V7 del TRMM, el rendimiento del modelo disminuye considerablemente para las demás estaciones ubicadas en las cuencas del río Napo y Marañón con $NS \approx 0.1$ (Figura 4.5 (b)).

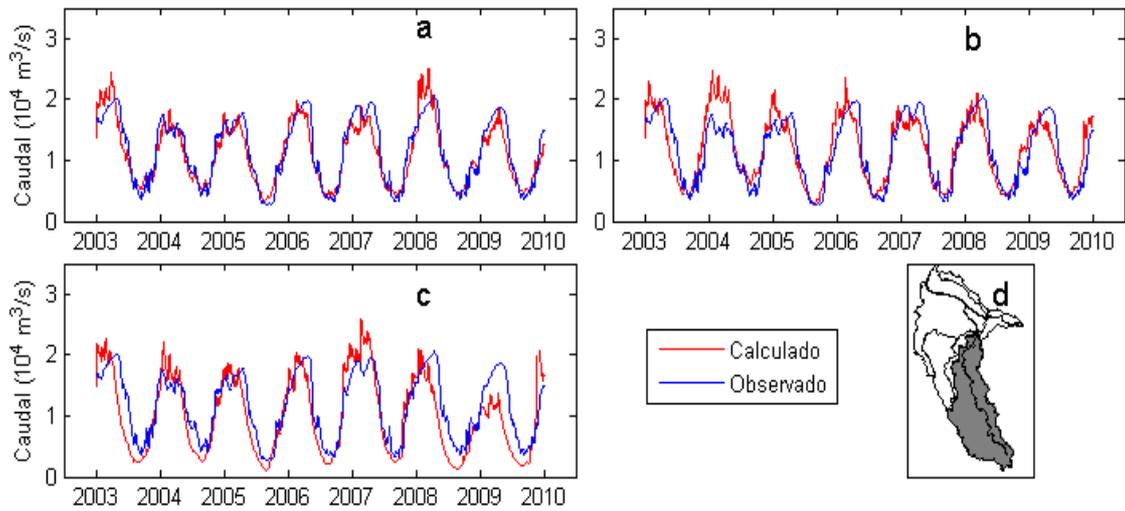


Figura 4.2 Caudales estimados y observados para la estación de Requena entre enero 2003 y diciembre 2009, para datos de lluvia de a) TRMM, b) CMORPH, c) PERSIANN.

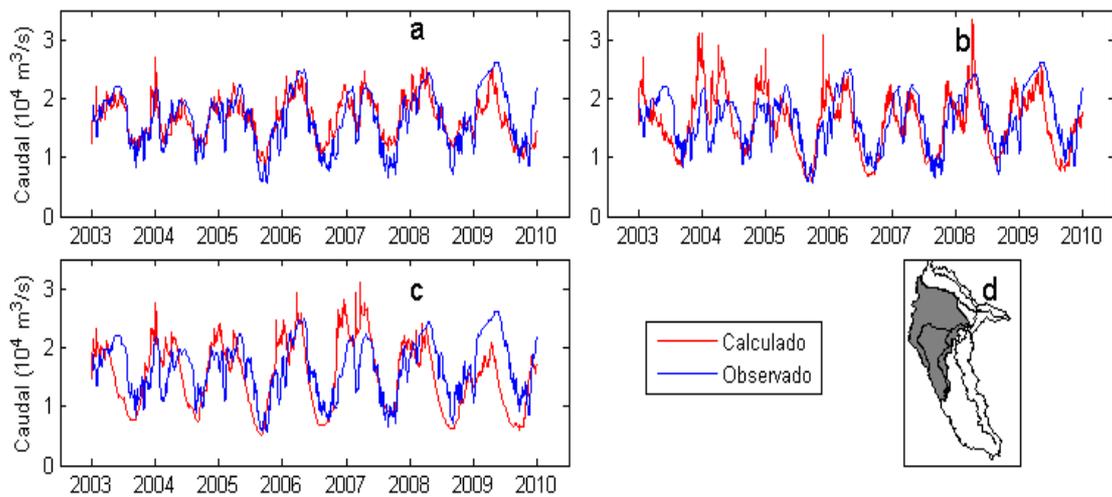


Figura 4.3 Caudales estimados y observados para la estación San Regis entre enero 2003 y diciembre 2009, para datos de lluvia de a) TRMM, b) CMORPH, c) PERSIANN.

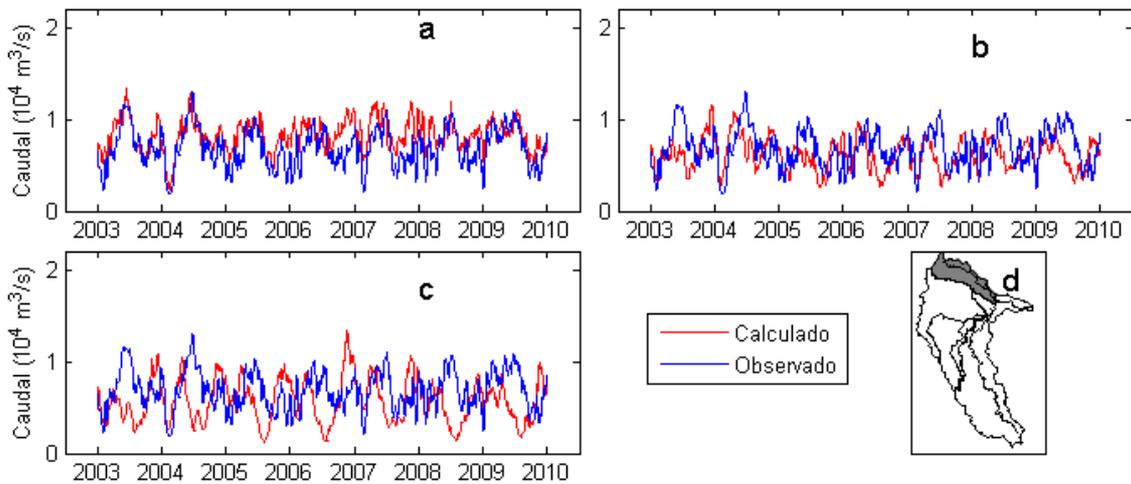


Figura 4.4 Caudales estimados y observados para la estación Bellavista entre enero 2003 y diciembre 2009, para datos de lluvia de a) TRMM, b) CMORPH, c) PERSIANN.

Por otro lado, empleando datos del PERSIANN el rendimiento es moderado en pocas estaciones. Tal es el caso de las estaciones Santa Rosa de Ucayali y Pucallpa en la cuenca del río Ucayali con $NS \approx 0.72$ y $\Delta V = -11\%$. No obstante los niveles de rendimiento para la cuenca del río Marañón no son los óptimos, particularmente relacionado a sobreestimación y subestimación con respecto a valores observados (ver Figura 4.5 (c)).

El modelado hidrológico de la cuenca del río Napo, en general no presenta buenos resultados, no siendo capaz de reproducir los hidrogramas observados, presentando niveles de rendimiento por debajo de $NS = 0.42$ con datos del TRMM. Resultados menores a los del TRMM son obtenidos empleando datos de CMORPH y PERSIANN, principalmente asociado a un atraso temporal de los caudales estimados con respecto a los observados. (Figura 4.4).

A manera de resumen, se presenta los valores NS , $NS \log$, ΔV para la cuencas de los ríos Ucayali, Marañón, Napo, usando datos de lluvia de TRMM 3B42 V7, CMORPH, PERSIANN en las Tablas 4.1, 4.2, 4.3.

Tabla 4.1: Coeficientes Nash-Sutcliffe para modelados de lluvia estimada después de calibración para estaciones de la cuenca del río Ucayali.

ESTACION	TRMM			CMORPH			PERSIANN		
	NS	NS log	$\Delta V \%$	NS	NS log	$\Delta V \%$	NS	NS log	$\Delta V \%$
REQUENA	0.86	0.9	-5.1	0.73	0.82	2.2	0.49	0.34	-11.0
PUCALLPA	0.84	0.84	-5.2	0.81	0.83	2.3	0.73	0.73	-9.6
SANTA ROSA- UCAYALI	0.84	0.84	2.0	0.78	0.84	-0.84	0.72	0.47	-12.4
KM 105	0.66	0.67	6.5	0.58	0.67	6.95	---	---	---

Tabla 4.2: Coeficientes Nash-Sutcliffe para modelados de lluvia estimada después de calibración para estaciones de la cuenca del río Marañón.

ESTACION	TRMM			CMORPH			PERSIANN		
	NS	NS log	$\Delta V \%$	NS	NS log	$\Delta V \%$	NS	NS log	$\Delta V \%$
SAN REGIS	0.64	0.62	0.6	0.38	0.44	-3.5	---	---	---
CHAZUTA	0.58	0.68	-9.6	0.6	0.64	-7.2	0.14	-0.51	3.8
BORJA	0.07	0.11	-15.0	---	---	---	---	---	---
NEW YORK	0.16	0.04	14.4	---	---	---	---	---	---
SANTIAGO	---	---	---	---	---	---	---	---	---

Tabla 4.3: Coeficientes Nash-Sutcliffe para modelados de lluvia estimada después de calibración para estaciones de la cuenca del río Napo.

ESTACION	TRMM			CMORPH			PERSIANN		
	NS	NS log	$\Delta V \%$	NS	NS log	$\Delta V \%$	NS	NS log	$\Delta V \%$
BELLAVISTA	0.42	0.45	2.0	---	---	---	---	---	---
NVO. ROCAFUERTE	0.15	0.14	11.3	---	---	---	---	---	---
F. DE ORELLANA	---	---	---	---	---	---	---	---	---
SAN SEBASTIAN	---	---	---	---	---	---	---	---	---
NUEVA LOJA	---	---	---	---	---	---	---	---	---

Tabla 4.4: Error porcentual medio ($\pm \Delta V\%$) para periodos de avenidas y estiaje de caudales estimados con respecto a datos observados.

Estación	TRMM		CMORPH		PERSIANN	
	AVENIDAS	ESTIAJE	AVENIDAS	ESTIAJE	AVENIDAS	ESTIAJE
$\pm \Delta V\%$						
Requena	13.6	22.5	20.8	26.7	23.7	44.2
$\pm \Delta V\%$ San						
Regis	10.5	27.4	20.2	23.4	18.7	30.0

La capacidad del modelo para estimar los máximos caudales en periodos de avenidas y mínimos en periodo de estiaje ha sido identificada, mediante una variación porcentual media con respecto a datos observados. Donde los menores errores porcentuales están relacionados al empleo de datos del TRMM 3B42 V7. Ello resulta de suma importancia para estudios de inundaciones y gestión de riesgos, en la identificación del incremento de la lámina de agua (Tabla 4.4).

4.2 Espacialización de resultados

La cuenca amazónica del Perú y Ecuador hasta Tamshiyacu (4° S y 73.16° W), experimenta una alta variabilidad espacial de los regímenes de precipitación anual, la parte sur de la cuenca muestra un claro régimen tropical sur con una larga estación seca de mayo a septiembre, con un ciclo anual a partir de agosto y un periodo de lluvias de diciembre a marzo. En el norte, en la parte alta del río Marañón se observa un **régimen intermedio entre tropical sur y ecuatorial** con un período muy lluvioso de enero a abril. Mientras en las regiones cerca de la línea **ecuatorial**, se caracterizan por períodos de lluvias más prolongados, y cerca de los Andes registra un período de lluvias de febrero a julio y sin período seco. Hacia el este, en Iquitos (3.75° S; 73.25° W, 125 msnm), se describe un régimen más uniforme con una ligera disminución de lluvia de junio a setiembre, y muy débil estacionalidad. En general, en esta **región ecuatorial** del Perú y Ecuador, la variabilidad interanual es tres veces mayor que la variabilidad estacional. Por el contrario, en el sur y el este de la Amazonía, la variabilidad estacional excede a la variabilidad interanual (Espinoza et al., 2009).

La Figura 4.5 muestra una clara oposición en el rendimiento del modelo en las cuencas ubicadas entre el norte (Estaciones :Nueva Loja, San Sebastian, Nuevo Rocafuerte, Bellavista, Francisco de Orellana, Santiago, Borja, Nueva York) y sur (Estaciones de Km105, Santa Rosa de Ucayali, Pucallpa, Chazuta, Requena, San Regis) de las regiones tropicales de la Amazonía peruana, y de condiciones similares para los tres productos de precipitación satelital empleados, ello muestra la dificultad del modelo de representar hidrogramas observados en regiones más cercana o alrededor la línea ecuatorial, caracterizadas por una débil variabilidad estacional, obteniendo niveles de rendimiento de $NS < 0.4$. Sin embargo, en regiones tropicales en la región sur de la cuenca, el rendimiento del modelo alcanza buenos resultados NS entre 0.62-0.83, principalmente empleando datos del producto 3B42 del TRMM.

Considerando un umbral mínimo de aceptación en los resultados ($NS > 0.6$), se observa que el 55% de las cuencas cumplen con este criterio en la región SUR (Figura 4.5 (d)). Sin embargo, la variación del volumen, no presenta una clara relación entre sus resultados obtenidos tanto para la región SUR como para la región NORTE (Figura 4.6).

Los resultados del modelo son fuertemente ruidosos. El intercambio de agua en las llanuras de inundación y el efecto de remanso juegan un importante rol en la hidrodinámica de la cuenca del rio amazonas (Paiva et al., 2013). Estos resultados, posiblemente estén asociados estos efectos, ya que estos se dan principalmente en épocas de avenidas.

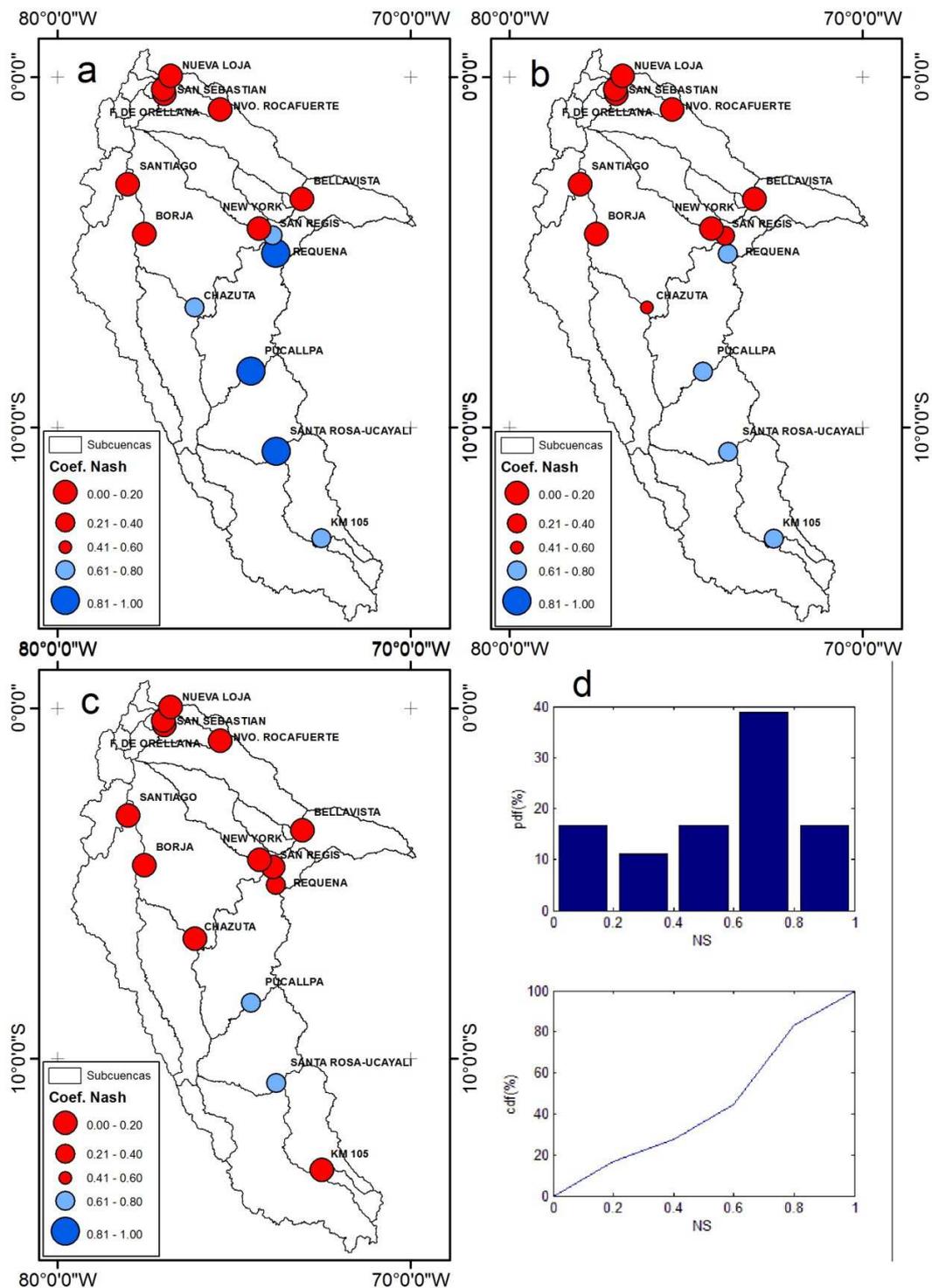


Figura 4.5 Mapa de coeficientes de rendimiento Nash-Sutcliffe para a) TRMM, b) CMORPH, c) PERSIANN, d) funciones de densidad probabilística y acumulada de estaciones para las estaciones sector Sur: Km105, Santa Rosa de Ucayali, Pucallpa, Chazuta, Requena, San Regis.

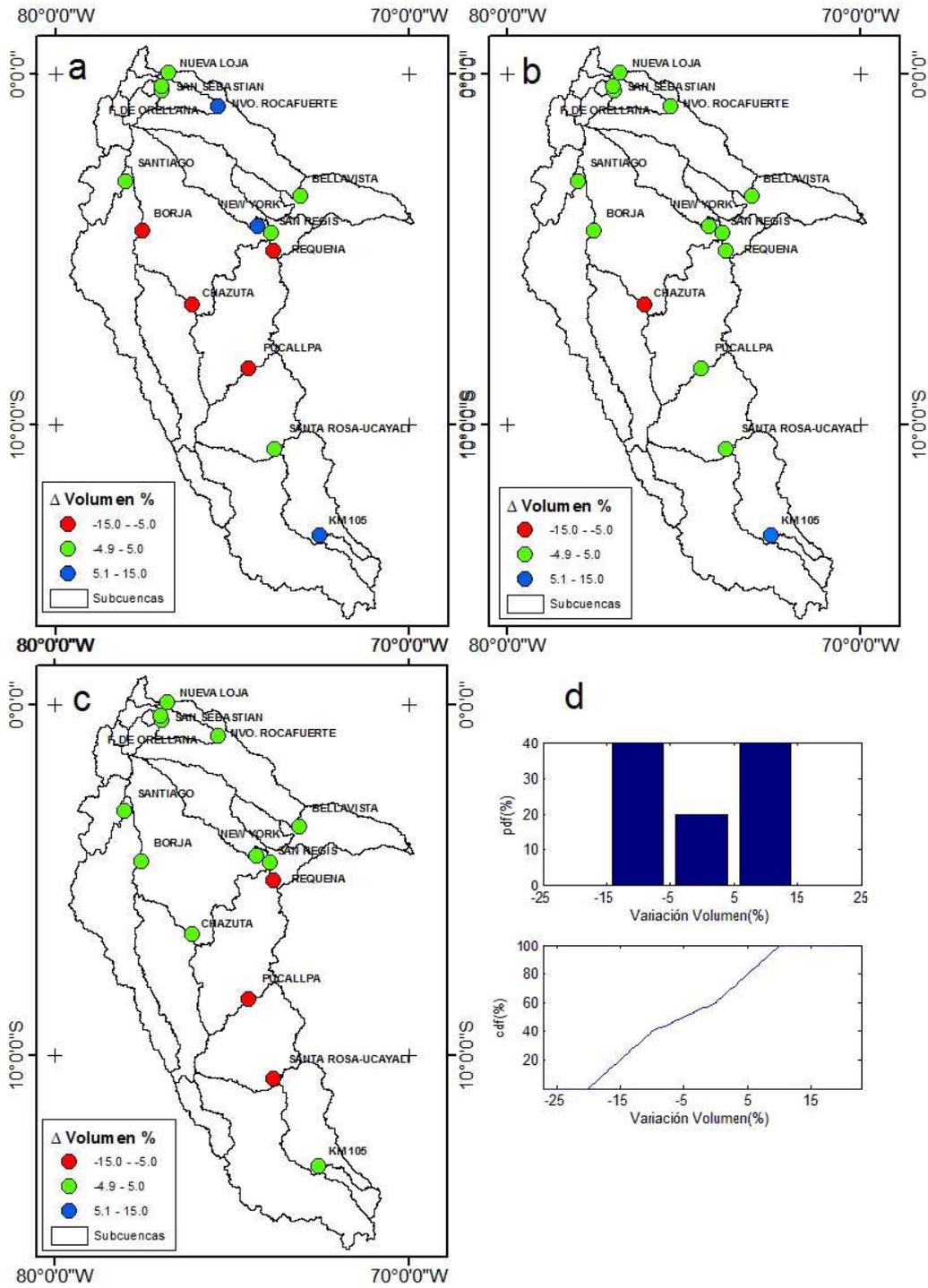


Figura 4.6 Mapa de variación de volumen (ΔV) para a) TRMM, b) CMORPH, c) PERSIANN, d) funciones de densidad probabilística y acumulada de estaciones para las estaciones sector Sur: Km105, Santa Rosa de Ucayali, Pucallpa, Chazuta, Requena, San Regis.

4.3 Rendimiento del modelo en grandes y medianas cuencas

El modelo hidrológico de gran escala MGB-IPH el cual está siendo usado en algunas aplicaciones en cuencas cubriendo un área a partir de 3000 hasta 1000,000 Km². y es especialmente diseñado para ser usado en grandes cuencas con datos relativamente escasos, usando datos globales en la medida que sea posible (Collischonn et al., 2007). En este estudio la calibración del modelo permitió generar resultados para la cuenca amazónica peruana, cuyas áreas de drenaje para las cuencas de los ríos Marañón, Ucayali y Napo aproximadamente son 355,400 , 354,400 y 100,200 Km² hasta la estaciones San Regis, Requena y Bellavista respectivamente, donde la habilidad del MGB-IPH para generar series de tiempo de caudales en puntos interiores de la cuenca, fue verificada mediante comparación de resultados de algunas estaciones adicionales, siendo sus áreas de drenaje menores.

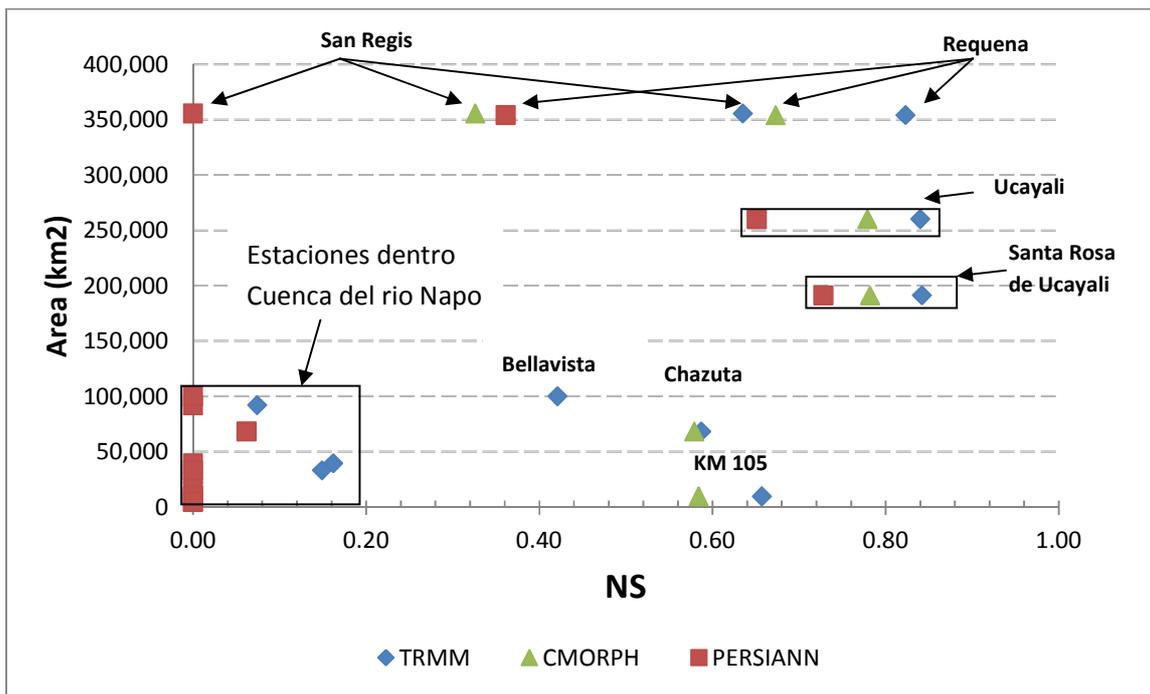


Figura 4.7 Dispersión de valores de coeficientes Nash-Sutcliffe (NS) y Área de drenaje Km² hasta la estación de análisis.

La Figura 4.7 muestra el rendimiento de cada cuenca representada por cada estación hidrológica (Figura 4.1) dependiendo del producto de lluvia estimada. Considerando cuencas con área de drenaje menor a 100, 000 km², predomina el bajo rendimiento (NS < 0.2) empleando datos de precipitación del TRMM, CMORPH, PERSIANN, excepto para las cuencas de los ríos del alto Urubamba (Estación KM 105, de NS = 0.66 con TRMM y NS = 0.58 con CMORPH) y Huallaga (Estación de Chazuta, NS ≈ 0.6 tanto para TRMM y CMORPH) los cuales muestran un rendimiento moderado.

Por otro lado, para cuencas por encima de 190, 000 Km² y considerando rendimiento para modelos empleando TRMM se destaca un rendimiento medio de NS ≈ 0.83 y estar caracterizado por una estabilidad en el rendimiento para la cuenca del río Ucayali, excepto San Regis en la cuenca del río Marañón con NS = 0.66. En el resto de casos para precipitación de CMORPH y PERSIANN estos no muestran buen rendimiento. En general, no hay una relación clara entre el tamaño de las cuencas y el rendimiento del modelo. La disminución del rendimiento en la región NORTE (Estaciones dentro de la cuenca del río Napo) puede deberse a que una fracción muy importante del área total de las cuencas de los ríos Ucayali y Marañón, se encuentran en regiones cercanas o alrededor de la línea ecuatorial, donde es característico una débil estacionalidad de las lluvias.

4.4 Curvas de duración y resultados en los Andes

La curva de duración, resultado del análisis de frecuencias de la serie histórica de caudales diarios de las principales estaciones analizadas en la tesis, son analizados en la serie histórica entre 2003-2009, la cual es considerada suficientemente buena. La curva de duración es representativa del régimen de caudales medios, por lo tanto puede utilizarse para análisis del comportamiento del régimen de caudales y poder relacionarlos con los resultados del modelado hidrológico. Como se observa en la Figura No. 4.8 la escala vertical de las curvas de duración representa caudales medios diarios y la escala horizontal las probabilidades de que dichos caudales puedan ser igualados o excedidos.

Las curvas de duración representativas de la cuenca amazónica tienen formas típicas que dependen de las características de sus vertientes. En cuencas de montaña y las cuales son monitoreadas en las estaciones KM105, Nueva Loja, Nuevo Rocafuerte, Chazuta, Bellavista se caracterizan por tener una pendiente pronunciada en el tramo inicial de la curva, esto indica que los caudales altos se presentan durante períodos cortos, mientras que en los ríos de llanura, en referencia a las cuencas más grandes y las cuales son monitoreadas en las estaciones Requena, San Regis, Santa Rosa de Ucayali, Pucallpa, no existen diferencias muy notables en las pendientes de los diferentes tramos de la curva. Este hecho es útil para ajustar la forma de la curva de duración según las características de la cuenca cuando la serie de caudales medios es deficiente.

Los resultados del modelado alcanzan un mejor rendimiento con coeficientes Nash Sutcliffe (NS 0.64-0.83) en cuencas cuyas curvas de duración no existen variaciones significativas en la pronunciación de la curva. Sin embargo en cuencas de montaña en una mayor amplitud con respecto a la parte amazónica, el rendimiento de modelo disminuye significativamente de moderado ($< NS 0.64$) a niveles bajos (NS 0.1). En general, los resultados en cuencas andinas muestran buenos resultados al emplear datos de lluvia del TRMM 3B42V7, pero cuyas áreas de drenaje sean superiores a 9,000 km² principalmente en la cuenca del río Ucayali. En el caso de la cuenca del río Marañón los resultados son moderados (NS ≈ 0.6), para áreas de drenaje superiores a 68,000 km².

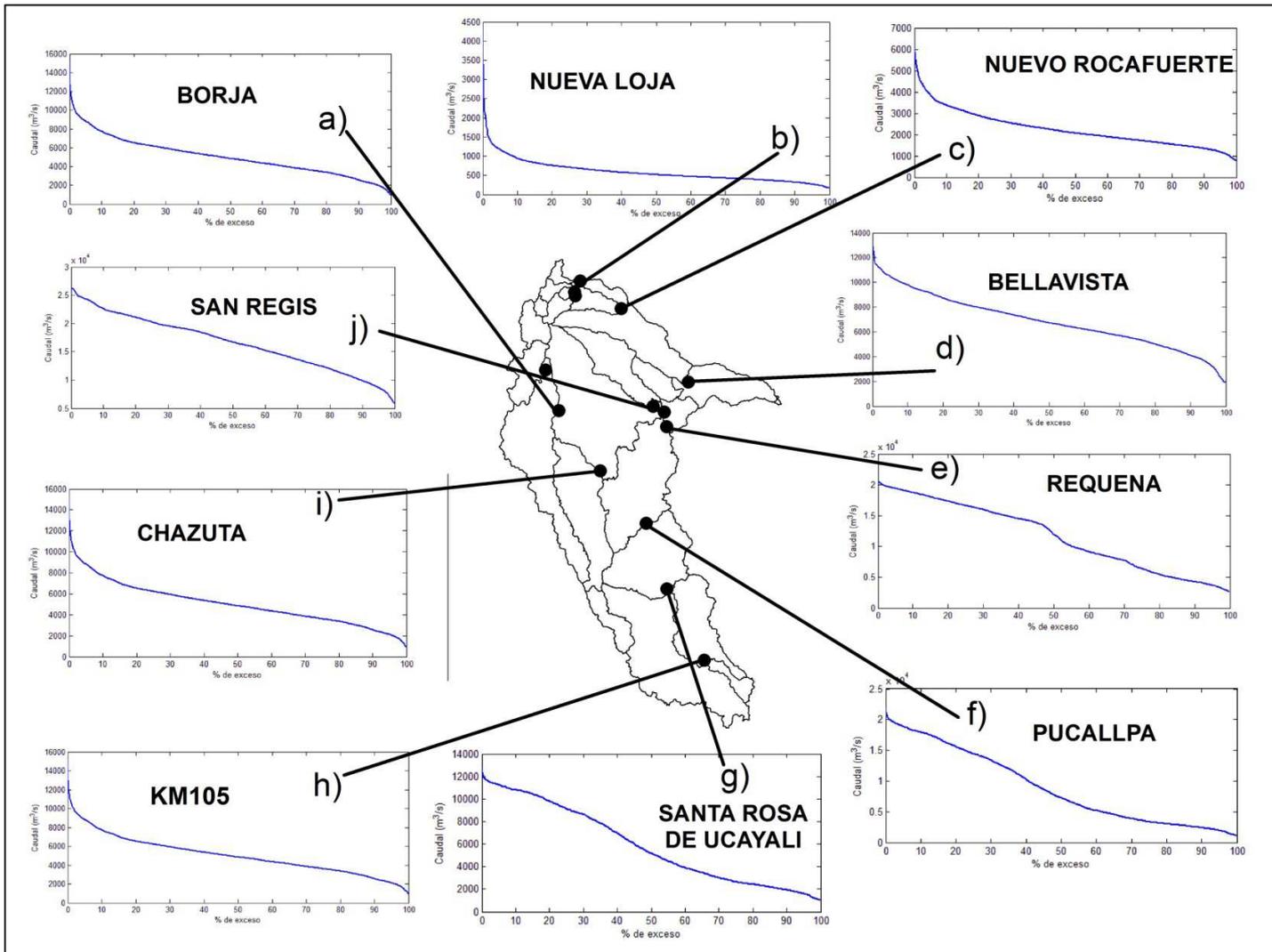


Figura 4.8 Curvas de duración para 10 estaciones hidrológicas de la cuenca amazónica peruana.

4.5 Comparación entre lluvia media anual

La lluvia grillada de datos interpolados en base a datos observados fue proporcionada por el proyecto ORE-HYBAM mediante un total de 90 grillas para el cálculo de lluvia acumulada media anual de la cuenca amazónica peruana. El área representativa de la cuenca es de 810,000 Km². La lluvia media acumulada anual de los datos satelitales del TRMM, CMORPH y PERSIANN fueron obtenidos a partir de 828 grillas, siendo comparados con datos observados ORE-HYBAM. La Figura 4.9 muestra que los productos satelitales de lluvia tienden a subestimar datos observados en todos los años analizados, siendo los datos estimados del TRMM 3B42V7 los más cercanos a lo observado, seguido de CMORPH y

PERSIANN. Esta secuencia es similar al rendimiento obtenido del modelado mediante los coeficientes de Nash Sutcliffe en el uso de lluvia estimada. Las estimaciones TRMM 3B42V7 son cercanas a registros pluviométricos y cuyo empleo en el modelado hidrológico de la Amazonía peruana sugiere rendimientos entre NS 0.64-0.86, estos resultados son similares a los obtenidos por Collischonn et al., 2008, empleando datos TRMM.

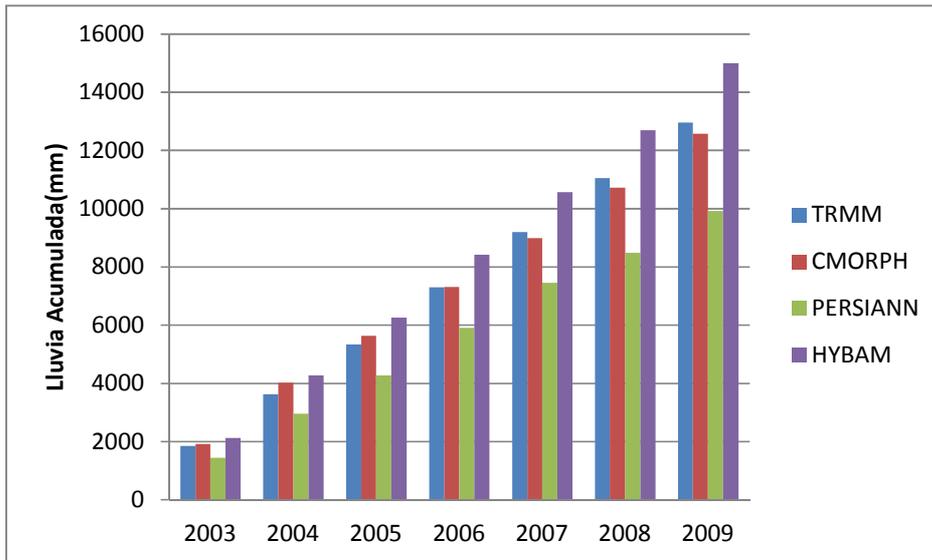


Figura 4.9 Lluvia acumulada media anual sobre la cuenca amazónica peruana para los tres productos de precipitación en el periodo 2003-2009.

La Figura 4.10 muestra una serie de mapas que representan la diferencia espacial relativa (%) entre la lluvia multianual de los datos observados de la red ORE-HYBAM y las estimaciones de lluvia por satélite a 0.25°. Los colores azul y rojo en las grillas representan oposición.

Las diferencias relativas de mayor valor se caracterizan por estar ubicadas al norte de la cuenca, y en la zona de la cordillera de los andes, ello se muestra en los 3 productos de estimaciones de satélite, pero principalmente para TRMM y PERSIANN. La amplitud en mayor diferenciación con respecto a datos observados ORE-HYBAM es creciente para datos TRMM, CMORPH y PERSIANN. El hiperdominio de parámetros calibrados, el cual es creciente mediante el empleo de datos TRMM, CMORPH y PERSIANN puede estar asociado principalmente a las diferencias negativas de los mapas y el bajo rendimiento del modelado al emplear datos CMORPH y PERSIANN.

El producto TRMM 3B42V7 mostrado en el mapa 4.10(a) resulta el de menor variación con respecto a datos observados y siendo el producto de estimación de lluvia cuyo uso implica mejor rendimiento en cuencas ubicadas al sur. Este mapa muestra un núcleo de fuerte variación con respecto a datos observados ORE-HYBAM en la zona norte de la cuenca. Esta zona norte muestra los más bajos rendimientos del modelado, de ello se infiere que la zona de mayor diferencia porcentual relativa implica menor rendimiento de su uso en modelos hidrológicos.

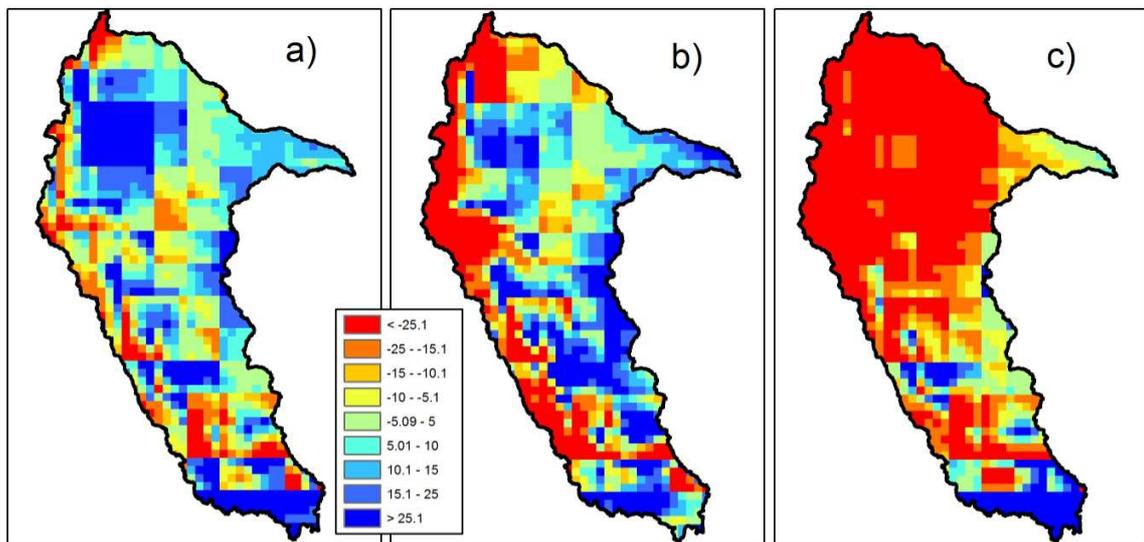


Figura 4.10 Diferencia espacial relativa (%) entre los datos ORE-HYBAM y datos estimados por satélite a) TRMM, b) CMORPH, c) PERSIANN en el periodo 2003-2009.

V CONCLUSIONES

En esta tesis se desarrolla el modelado hidrológico distribuido en la cuenca amazónica peruana empleando el modelo MGB-IPH (subcuencas de los ríos Ucayali, Marañón, Napo) y se evalúa la utilidad de datos espacialmente distribuidos basados en estimación de precipitación satelital como variable de entrada al modelo. Las estimaciones de precipitación provienen de los conjunto de datos del producto 3B42 V7 del TRMM, CMORPH y PERSIANN para el periodo 2003 – 2009. Así mismo se empleó información de caudales observados en los principales ríos de la cuenca amazónica peruana provenientes del observatorio ORE-HYBAM.

Los coeficientes de rendimiento Nash Sutcliffe (NS) muestran un buen rendimiento del modelo en la Amazonía peruana mediante el empleo del producto 3B42 V7 del TRMM. El modelo es capaz de reproducir hidrogramas en las dos más grandes cuencas de la cuenca amazónica peruana. Los resultados obtenidos sugieren que el producto TRMM 3B42 V7 pueden ser usados como variable de entrada a un modelo hidrológico de lluvia - escorrentía en la cuencas Marañón y Ucayali. Los errores del modelo pueden estar relacionados a los datos de entrada como la distribución espacial y temporal de la lluvia estimada o unidades de respuesta hidrológica mejor distribuidas. Así también como a la incertidumbre en las condiciones iniciales del modelo.

El mapa de unidades de respuesta hidrológica procesado a partir de mapas de cobertura vegetal y tipo de suelos con información proveniente de instituciones gubernamentales de Perú, Ecuador y Colombia, muestra una zona diferenciada en cuanto a su distribución espacial en la zona de Ecuador con respecto a Perú, debido a las distintas fuentes de información. Esta diferenciación podría afectar el rendimiento, ocasionando errores en el modelo, el cual es mostrado en el mapa de coeficientes Nash Sutcliffe de la cuenca amazónica peruana. Para ello es recomendable modelar, empleando mapas de unidades de respuesta hidrológica en base a otras fuentes de información como la FAO, o imágenes de satélite Landsat.

Errores medios porcentuales de los caudales estimados con respecto a los observados, indican que el empleo del producto 3B42 del TRMM en el modelado hidrológico de la Amazonia ofrece una mayor aproximación a los eventos extremos en periodo de avenidas y

estiajes. Ello resulta de gran importancia para el análisis de inundaciones y sequías en la gestión de riesgos.

El rendimiento del modelo muestra una clara oposición en las cuencas ubicadas entre el norte y sur de las regiones tropicales de la Amazonía peruana, y de condiciones similares para los tres productos de precipitación satelital, ello muestra la dificultad del modelo al emplear lluvia a partir de sensoramiento remoto, de representar hidrogramas observados en regiones más cercanas a la línea ecuatorial, caracterizadas por una baja estacionalidad de lluvias, obteniendo niveles de rendimiento de $NS < 0.42$. Sin embargo, en la región sur el rendimiento del modelo alcanza buenos resultados, NS entre 0.6.-0.86, principalmente empleando datos del producto 3B42 del TRMM.

Los resultados del modelo son fuertemente ruidosos, estos se presentan principalmente en época de avenidas y posiblemente estén asociados al intercambio de agua en las llanuras de inundación y el efecto de remanso, los cuales juegan un importante rol en la hidrodinámica de la cuenca del río Amazonas.

En general, no hay una relación clara entre el área de la cuenca y el rendimiento del modelo. El aumento del rendimiento en la región Sur, puede deberse a que una fracción importante del área total de las cuencas de los ríos Ucayali y Marañón, se encuentra sobre zonas bajo un régimen tropical Sur, donde la estacionalidad de las lluvias es bien marcada.

Las curvas de duración representativas de la cuenca amazónica tienen formas típicas que dependen de las características de sus vertientes. En cuencas de montaña y las cuales son monitoreadas en las estaciones KM105, Nueva Loja, Nuevo Rocafuerte, Chazuta, Bellavista se caracterizan por tener una pendiente pronunciada en el tramo inicial de la curva, esto indica que los caudales altos se presentan durante períodos cortos, mientras que en los ríos de llanura, en referencia a las cuencas más grandes y las cuales son monitoreadas en las estaciones Requena, San Regis, Santa Rosa de Ucayali, Pucallpa, no existen diferencias muy notables en las pendientes de los diferentes tramos de la curva.

Las diferencias relativas porcentuales de los datos estimados por satélite TRMM 3B42V7, CMORPH, PERSIANN con respecto a datos observados que presentan mayor

valor se caracterizan por estar ubicadas al norte de la cuenca y sobre la cordillera de los andes, ello se muestra repetidamente en los 3 productos de estimaciones de satélite, pero principalmente para TRMM y PERSIANN. La amplitud en mayor diferenciación con respecto a datos observados ORE-HYBAM es creciente para datos TRMM, CMORPH y PERSIANN respectivamente. El hiperdominio de parámetros calibrados al emplear estos datos estimados, puede estar asociado principalmente a las diferencias negativas de los mapas e implicando un bajo rendimiento del modelado al emplear datos CMORPH y PERSIANN.

Finalmente, si bien los resultados con datos de CMORPH Y PERSIANN no son del todo satisfactorios, es de importancia la posibilidad de que ellos, pueden usarse en investigación para comparar resultados con otros modelos hidrológicos o para complementar información requerida por otros modelos.

Finalmente, Este trabajo constituye una importante contribución a la hidrología del Perú en términos de:

- La implementación de un modelado hidrológico distribuido para toda la cuenca amazónica peruana.
- Las estimaciones de lluvia del TRMM producto 3B42 V7, la cual resulta útil para la simulación de caudales en los principales ríos de la amazonia peruana, principalmente en la región Sur.

VI PERSPECTIVAS

En base a los resultados obtenidos en esta tesis, es posible desarrollar nuevas líneas de investigación para la Amazonía peruana, tales como:

Previsión de eventos hidrológicos extremos

Los habitantes de la amazonia peruana han sufrido recientemente los eventos hidrológicos extremos, los cuales son más frecuentes desde 1970 (Callède et al., 2004), ello se ejemplifica con los episodios de sequía de 2010 e grandes inundaciones en 2012 (Espinoza et al., 2011, 2012). Es por ello la importancia de contar con un sistema de previsión de eventos extremos, aprovechando información meteorológica en tiempo real.

Impactos de los cambios de uso de suelos en la hidrología amazónica

La expansión de tierras agrícolas y la variabilidad inherente del clima puede influir en el ciclo hidrológico de la cuenca amazónica, impactando numerosos ecosistemas (Bagley et al., 2013). Asimismo como impactaría el incremento de la deforestación sobre el régimen de caudales. El modelado hidrológico distribuido y herramientas de sensoramiento remoto podrán inferir los impactos de los cambios de uso de suelo en la hidrología de la amazonía peruana.

Lluvia de modelos climáticos globales en el Marco del Cambio Climático y sus impactos en la hidrología amazónica peruana

De acuerdo al IPCC (Christensen *et al.*, 2007), la cuenca amazónica peruana estará sujeta a mayores cambios en los próximos 80 años, que podría inducir a problemas significativos en la política del agua (Lavado et al., 2011). Estos cambios podrían tener dramáticas consecuencias sobre el régimen hidrológico. Por ello es factible establecer mediante sus escenarios de clima futuro poder obtener la disponibilidad de caudales en el futuro para la amazonia peruana.

BIBLIOGRAFÍA

ACTO. 2005. A proposal for defining the geographical boundaries of Amazonia. In Synthesis of the results from an Expert Consultation Workshop .organized by the European Commission in collaboration with the Amazon Cooperation Treaty Organization—JRC Ispra, 7–8 June 2005 , Eva HD, Huber O (eds) Office for Official Publications of the European Communities: Luxembourg.

Adler RF, Huffman GJ, Keehn PR (1994) Global tropical rain estimates from microwave-adjusted geosynchronous IR data. *Remote Sensing Rev.* **11**:125–152

Adler RF, Huffman GJ, Chang A, Ferraro R, Xie P, Janowiak JE, Rudolf B, Schneider U, Curtis S, Bolvin DT, Gruber A, Susskind J, Arkin PA, Nelkin EJ (2003) The Version 2 Global Precipitation Climatology Project (GPCP) monthly precipitation analysis (1979-present). *J. Hydrometeor.* **4**:1147–1167

ANA-Perú <http://www.ana.gob.pe/sistema-nacional-de-informacion-de-recursos-hidricos.aspx>

ANA- Brasil <http://hidroweb.ana.gov.br/>

Abbott M.B., Bathurst J.C, Cunge J.A., O'Connell P.E., Rasmussen J., 1986. An introduction to the European Hydrological System- Système Hydrologique Européen "SHE". *Journal of Hydrology*, 87, 45-77.

Andreu J (1983). Modelos agregados y distribuidos. Modelos unicelulares. Modelos Glover-Jenkins. En: Curso sobre “Utilización conjunta de aguas superficiales y subterráneas”. Valencia-Castellón de la Plana. Abril 1983.

Bagley, J., A. Desai, K. Harding, P. Snyder, and J. Foley, 2013: Drought and Deforestation: Has land cover change influenced recent precipitation extremes in the Amazon? *J. Climate.* doi:10.1175/JCLI-D-12-00369.1, in press.

Bastiaanssen, W. G. M., Pelgrum, H., Wang, J., Ma, Y., Moreno, J. F., Roenink, G. J., Van der Wal, t. (1998). A remote sensing surface energy balance algorithm for land (SEBAL) 2. Validation. *Journal of Hydrology*, v. 212–213, p.213-229.

Beven, K. (2001) *Rainfall–Runoff Modelling: The Primer.* Wiley, Chichester, UK.

Berenguer I (1994). Utilización del Modelo MIKE SHE en problemas de flujo subterráneo. En: Curso sobre utilización de los Sistemas de Información Geográfica en Hidrología, Madrid.

Burnash, R. (1995). The NWS river forecast system—catchment modeling. En: V.P. Singh (Editor), *Computer Models of Watershed Hydrology*, Water Resources Publications, Littleton, Colorado,

pp. 311–366.

Burrough, P. A. & McDonnell, R. A.; 2000: Principles of Geographical Information systems Oxford University Press, Oxford, 333 pp.

Callède J, Cochonneau G, Ronchail J, Alves F.V, Guyot JL, Guimarães VS, de Oliveira E. 2010. Les apports en eau de l'Amazonie à l'Océan Atlantique. *Revue des sciences de l'eau/Journal of Water Science* 23(3): 247–273.

Chow, V. T. (1959). Open-channel hydraulics. McGraw-Hill Companies.

Collischonn, B., Collischonn, W., Tucci, C., 2008. Daily hydrological modeling in the Amazon basin using TRMM rainfall estimates. *J. Hydrol.* 360 (1–4), 207–216.

Collischonn, W. (2001) Hydrologic simulation of large basins (in Portuguese), PhD Thesis, Inst. de Pesqui. Hidraul., Univ. Fed. do Rio Grande do Sul, Porto Alegre, Brazil.

Collischonn, W., Allasia, D.G., Silva, B.C., Tucci, C.E.M., 2007. The MGB-IPH model for large-scale rainfall-runoff modeling. *J. Hydrol. Sci.* 52, 878–895.

Collischonn, W., Kayser, R., Buarque, D., Cauduro, R., Mainardi, F., (2010) MANUAL DE EXEMPLOS DE APLICAÇÃO DO MODELO MGB-IPH: Rio das Almas. Projeto Integrado de Cooperação Amazônica e de Modernização do Monitoramento Hidrológico.

Corral, C., 2004 Desenvolupament d'un model hidrològic per incorporar informació del radar meteorològic. Aplicació operacional a la conca del riu Besòs. inscrita en la Universitat Politècnica de Catalunya (Barcelona).

Christensen JH, et al. 2007. Regional climate projections. In *Climate Change 2007: The Physical Science Basis. Contribution of Working Group I to the Fourth Assessment Report of the Intergovernmental Panel on Climate Change*, Solomon S, Qin D, Manning M, Chen M, Marquis KB, Averyt M, Tignor, Miller HL (eds). Cambridge University Press: Cambridge, United Kingdom and New York, NY, USA.

Dubayah, R., 1992. Estimating net solar radiation using Landsat Thematic Mapper and digital elevation data. *Water Resource Research* 28, 2469–2484.

Edijatno C., Michel, C., 1989. Un modèle pluie-débit à trois paramètres. *La Houille Blanche*, 2, 113-121.

Espinoza Villar JC, Ronchail, J, Guyot JL, Cochonneau G, Filizola NP, Lavado Casimiro WS, de Oliveira E, Pombosa Loza R, Vauchel P. 2009. Spatio—Temporal rainfall variability in the Amazon basin countries (Brazil, Peru, Bolivia, Colombia and Ecuador). *International Journal of Climatology* 29(11): 1574–1594.

- Espinoza JC., Ronchail J., Guyot JL., Junquas C., Drapeau G., Martinez JM., Santini W., Vauchel P., Lavado W., Ordoñez J., Espinoza R.** 2012 From drought to flooding: understanding the abrupt 2010-2011 hydrological annual cycle in the Amazonas River and tributaries. *Environmental Research Letters* 7 024008. doi:10.1088/1748-9326/7/2/024008
- Espinoza JC., Ronchail J., Frappart F., Lavado W., Santini W., Guyot JL.** The major floods in the Amazonas River and tributaries (Western Amazon basin) during the 1970 – 2012 period: A focus on the 2012 flood. *In Press, Journal of Hydrometeorology*. doi: 10.1175/JHM-D-12-0100.1
- ESRI** <http://www.esri.es/es/productos/arcgis/>
- Del Río, J.** 2010. Introducción al tratamiento de datos espaciales en la hidrología. Ed Bubok – España
- Figueroa SN, Nobre CA.** 1990. Precipitation distribution over central and western tropical South America. *Climanalise* 6: 36–40.
- Flügel, W. A.** (1995). Delineating hydrological response units by geographical information system analyses for regional hydrological modelling using PRMS/MMS in the drainage basin of the river Bröl, Germany. *Hydrological Processes*, 9(3–4), 423-436.
- Flügel, W. A.** (1997). Combining GIS with regional hydrological modelling using hydrological response units (HRUs): An application from Germany. *Mathematics and Computers in Simulation*, 43(3), 297-304.
- Fortin J.-P., Moussa R., Bocquillon C., Villeneuve. J.-P.,** 1995. Hydrotel, un modèle hydrologique distribué pouvant bénéficier des données fournies par la télédétection et les systèmes d'information géographique. *Revue des Sciences de l'Eau*, 8(1), 97-124.
- Getirana. A.:** Integrating spatial altimetry data into the automatic calibration of hydrological models. *J. Hydrol.* 387, 244–255, 2010.
- Girard G., Ledoux E., Villeneuve, J.P.,** 1981. Le modèle couplé - simulation conjointe des écoulements de surface et des écoulements souterrains sur un système hydrologique, *Cahiers de l'ORSTOM, série HYDROLOGIE*, 18(4), 195-280.
- Goodchild, M., Haining, R., & Wise, S.** (1992). Integrating GIS and spatial data analysis: problems and possibilities. *International Journal of Geographical Information Systems*, 6(5), 407-423.
- Hsu, K., Gao, X., Sorooshian, S., and Gupta, H. V.** Precipitation estimation from remotely sensed information using artificial neural networks, *J. Appl. Meteorol.*, 36, 1176–1190, 1997.

Huffman GJ, Adler RF, Arkin P, Chang A, Ferraro R, Gruber A, Janowiak J, McNab A, Rudolf B, Schneider U (1997) The Global Precipitation Climatology Project (GPCP) combined precipitation data set. *Bull. Amer. Meteor. Soc.* **78**:5–20

Huffman GJ, Adler RF, Morrissey M, Bolvin DT, Curtis S, Joyce R, McGavock B, Susskind J (2001) Global precipitation at one-degree daily resolution from multi-satellite observations. *J. Hydrometeor.* **2**:36–50

Huffman, G., Adler, R., Bolvin, D., Gu, G., Nelkin, E., Bowman, K., Hong, Y., Stocker, E., Wolff, D., 2007. The TRMM Multisatellite Precipitation Analysis (TCMA): quasi-global, multiyear, combined- sensor precipitation estimates at fine scales. *Journal of Hydrometeorology* **8**, 38–55.

INEFAN (1999), Proyecto : Conservación Society y Ecociencia, Quito, Ecuador.

IGAC –Colombia

<http://www.igac.gov.co/wps/portal/igac/raiz/iniciohome/MapasdeColombia/Descargas>

IGAC, (2005) Mapa de suelos de Colombia.

IGM-Ecuador

http://www.igm.gob.ec/site/index.php?option=com_content&view=article&id=84:mapa-del-ecuador-uso-escolar-escala-14000000&catid=41&Itemid=89

INRENA, OGATEIRN, Mapas temáticos digitales

Johnson AM. 1976. The climate of Peru, Bolivia and Ecuador. *Climates of Central and South America, World Survey of Climatology*, Vol. 12. Elsevier Scientific Publishing Company; New York 147–218, Chap.4.

Joyce, R. J., J. E. Janowiak, P. A. Arkin, and P. Xie, 2004: CMORPH: A method that produces global precipitation estimates from passive microwave and infrared data at high spatial and temporal resolution.. *J. Hydromet.*, **5**, 487-503.

JRC (base de datos)

http://eusoils.jrc.ec.europa.eu/esdb_archive/ESDB_Data_Distribution/ESDB_data.html

Kalnay E et al 1996 The NCEP/NCAR 40-year Reanalysis project *Bull. Am. Meteorol. Soc.* **77** 437–71

Kanamitsu, M., Ebisuzaki, W., Woolen, J., Yang, S.-K., Hnilo, J.J., Fiorino, M., Potter, G.L.: NCEP-DOE AMIP-II Reanalysis (R-2). *Bull. Amer. Meteor. Soc.* **83**,1631–1643,2002.

- Khan, U., Tuteja, N. K., & Sharma, A.** (2009). A New Approach for Delineation of the Hydrologic Response Units in Large Catchments. Paper to be presented at MODSIM.
- Kleidon, A. & Heimann, M.** (1999) Deep-rooted vegetation, Amazonian deforestation, and climate: results from a modelling study. *Global Ecol. and Biogeogr.* **8**, 397–405.
- Kouwen, N., Soulis, E. D., Pietroniro, A., Donald, J., & Harrington, R. A.** (1993). Grouped response units for distributed hydrologic modeling. *Journal of Water Resources Planning and Management*, 119(3), 289-305.
- Kouwen, N. & Mousavi, S. F.** (2002) WATFLOOD/SPL9: Hydrological model and flood forecasting system. In: *Mathematical Models of Large Watershed Hydrology* (ed. by V. P. Singh & D. K. Frevert). Water Resources Publications. Highlands Ranch. Colorado, USA.
- Lavado Casimiro W, Labat D, Guyot J and Ardoin-Bardin S.,** 2011 Assessment of climate change impacts on the hydrology of the Peruvian Amazon–Andes basin *Hydrol. Process.* **25** 3721–34
- Lehnart, T., Eckhardt, N., Fohrer, H., and Frede, G.** 2002. Comparison of two different approaches of sensitivity analysis. *Physics and Chemistry of the Earth*, **27**, 645-654.
- Liang, X., Lettenmaier, D. P., Wood, E. F. & Burges, S. J.** (1994) A simple hydrologically based model of land surface water and energy fluxes for general circulation models. *J. Geophys. Res.* **99**(7), 14415–14428.
- Liu Z., Todini E.,** 2004. Assessing the TOPKAPI non-linear reservoir cascade approximation by means of a characteristic lines solution. *Hydrological Processes*, **18**
- Loumagne C.,** 1988. Prise en compte d'un indice de l'état hydrique du sol dans la modélisation pluie-débit. Thèse de l'I.N.P., Grenoble.
- Ludwig, K. & Bremicker, M. (eds)** (2006) The water balance model LARSIM—design, content and applications. *Freiburger Schriften zur Hydrologie* **22**. Institut für Hydrologie Universität Freiburg, Germany.
- McClain ME.** 2001. The Relevance of Biogeochemistry to Amazon Development and Conservation. In *The Biogeochemistry of the Amazon Basin*, McClain ME, Victoria RL, Richey JE (eds). Oxford University Press: London.
- Mainardi, F., Buarque, D., Collischonn, W., Cauduro, R., Mainardi, F., Kayser, R.,** (2010) MANUAL DO PrePro-MGB PARA APLICAÇÃO DO MODELO MGB-IPHProjeto Integrado de Cooperação Amazônica e de Modernização do Monitoramento Hidrológico

- Makhlouf Z.,** 1994. Compléments sur le modèle pluie-débit GR4J et Essai d'estimation de ses paramètres. Thèse de doctorat Université Paris XI Orsay, CEMAGREF, Grenoble, 426 pages.
- Marchandise, A.,** 2007. Modélisation hydrologique distribuée sur le Gardon d'Anduze ; étude comparative de différents modèles pluie-débit, extrapolation de la normale à l'extrême et tests d'hypothèses sur les processus hydrologiques. Ecole Doctorale: Terre, Eau, Espace, Université Montpellier II France.
- Méndoza, M., Bocco, G., Bravo, M., Siebe, C., & Ortiz, M. A.** (2002). Modelamiento hidrológico espacialmente distribuido: una revisión de sus componentes, niveles de integración e implicaciones en la estimación de procesos hidrológicos en cuencas no instrumentadas. *Investigaciones Geográficas (Mx)*, (047), 36-58.
- Morad, M., & Pérez, A. T.** (2001). Sistemas de Información Geográfica y modelizaciones hidrológicas: Una aproximación a las ventajas y dificultades de su aplicación. *Boletín de la Asociación de Geógrafos Españoles*, (31), 23-46.
- Neitsch, S.L., Arnold, J.G., Kiniry, J.R., Srinivasan, R., Williams, J.R.** (2002). Soil and Water Assessment Tool. User's manual. Blackland Research & Extension Center. USDA, Agricultural Research Service, Texas.
- Nijssen, B., Lettenmaier, D. P., Liang, X., Wetzel, S. W. & Wood, E. F.** (1997) Streamflow simulation for continentalscale river basins. *Water Resour. Res.* **33**(4), 711–724
- Olaya V** 2004. Hidrología computacional y Modelos Digitales de Terreno. Descargable de la web.
- Paiva, R. C. D., Collischonn, W. and Buarque, D. C.** (2013), Validation of a full hydrodynamic model for large-scale hydrologic modelling in the Amazon. *Hydrol. Process.*, 27: 333–346. doi: 10.1002/hyp.8425
- Pisani, B.,** 2008. Acoplamiento de modelos Hidrológicos semidistribuidos y Sistemas de información geográfica. Tesis doctoral Departamento de Tecnología de la Construcción E.T.S. de Ingenieros de Caminos, Canales y Puertos, Universidade da Coruña.
- Ratisbona, L. (1976).** The climate of Brazil. In : *Climates of Central and South America, World Survey of Climatology*, Elsevier Scientific Publishing Company. 12, chap. 5, 219-293.
- Rawls, W. J., Ahuja, L. R., Brakensiek, D. & Shirmohammadi, A.** (1993) Infiltration and soil water movement. In: *Handbook of Hydrology* (ed. by D. Maidment), 5.1–5.51. McGraw-Hill, New York, USA.

- Salati E, Marquez J, Molion LC.** 1978. Origem e distribuição das chuvas na Amazonia. *Interciencia* 3: 200–205.
- Samper, J., Garca-Vera, M., Pisani, B., Alvares, D., VVarela, A., & Losada, J.** (2005). Modelos hidrológicos y Sistemas de Información Geográfica para la estimación de los recursos hídricos: Aplicación de GIS-Balan a varias cuencas espanolas. *Estudios de la Zona no Saturada del Suelo*, 3, 269-274.
- Shuttleworth, W.J.** (1993) Evaporation. In: *Handbook of Hydrology* (ed. by D. Maidment), 4.1–4.53 McGraw-Hill, New York, USA.
- Sieber, J., Huber-Lee, A., and Raskin, P** (2002.). *WEAP: Water Evaluation And Planning System User Guide (for WEAP21)*, Stockholm Environmental Institute – Boston, and Tellus Institute, User Guide for WEAP21, Boston, MA.
- Singh, V.P.** (Editor) (1995). *Computer-Models of Watershed Hydrology*. Water Res. Publications. Littleton, Colorado.
- Sociedad Ecuatoriana de la Ciencia del Suelo.** (1986) Mapa general de suelos del Ecuador.
- Soulis, E. D., Kouwen, N., Pietroniro, A., Seglenieks, F. R., Snelgrove, K. R., Pellerin, P., Shaw, D. W. & Martz, L. W.** (2004) A framework for hydrological modelling in MAGS. In: *Prediction in Ungauged Basins: Approaches for Canada's Cold Regions* (ed. by C. Spence, J. W. Pomeroy & A. Pietroniro). CWRA ACRH Press, Ontario, Canada.
- SRTM datos:** <http://srtm.csi.cgiar.org/SELECTION/inputCoord.asp>
- Sui, D. Z., & Maggio, R. C.** (1999). Integrating GIS with hydrological modeling: practices, problems, and prospects. *Computers, environment and urban systems*, 23(1), 33-51
- Teixeira, A.,** 1995- Qual e melhor definicao de SIG? *Factor GIS* 11-200-24.
- Todini, E.** (1996) The ARNO rainfall–runoff model. *J. Hydrol.* **175**, 293–338.
- Ubarana, V. N.** (1996) Observation and modelling of rainfall interception loss in two experimental sites in Amazonian forest. In: *Amazonian Deforestation and Climate* (ed. by J. H. C. Gash, C. A. Nobre, J. M. Roberts & R. L. Victoria), 151–162. John Wiley & Sons, Chichester, UK.
- UNIDATA.** <http://www.unidata.ucar.edu/software/netcdf/>
- USACE (US Army Corps of Engineers)** (2000). Modeling Direct Runoff with HEC-HMS. En: *Hydrologic Modeling System HEC–HMS, Manual de referencia técnica*, 6: 53-74.

- Van den Bos, R., Hoffmann, L., Juilleret, J., Matgen, P., & Pfister, L.** (2006, July). Conceptual modelling of individual HRU's as a trade-off between bottom-up and top-down modelling, a case study. In Proceedings of the iEMSs third biennial meeting: summit on environmental modelling and software.
- Vieux BE, Gauer N 1994.** Finite element modeling of storm water runoff using GRASS GIS, *Microcomputers in Civ. Eng.* 9 (1994) (4), pp. 263–270.
- Vincent, G., R. A. Scofield, and W. P. Mensel,** 1998: The operational GOES infrared rainfall estimation technique. *Bulletin of the American Meteorological Society*, **79**, 1883–1898.
- Wigmosta, M. S., Vail, L. W. & Lettenmaier, D. P.** (1994) A distributed hydrology–vegetation model for complex terrain. *Water Resour. Res.* **30**(6), 1665–1679
- Wilson, J., Mitasova, H. & Wright, D.** (2000). Water Resource Applications of Geographic Information Systems. *URISA Journal*, (pp.61 -79).
- Wood, E. F., Lettenmaier, D. P. & Zartarian, V. G.** (1992) A land surface hydrology parameterization with subgrid variability for general circulation models. *J. Geophys. Res.* **97**(3), 2717–2728.
- Yapo, P.O., Gupta, H.V., Sorooshian, S.,** 1998. Multi-objective global optimization for hydrologic models. *Journal of Hydrology* 204, 83–97.
- Zhao, R. J., Zuang, Y. L., Fang, L. R., Liu, X. R. & Zhang, Q. S.** (1980) The Xinanjiang model. In: *Hydrological Forecasting (Proc. Oxford Symp., April 1980)*, 351–356. IAHS Publ. 129, IAHS Press, Wallingford, UK.