TEMÁTICA: HIDRO-CLIMA

ESTUDIO DE RELACIONES PRECIPITACIÓN-ESCURRIMIENTO Y DE POTENCIALES EFECTOS DEL CAMBIO CLIMÁTICO EN LA OFERTA DE AGUA DE LA CUENCA DE LOS RÍOS SURURÍA, MILLUNI Y RÍO SAJAMA (CARIPE-MILLUNI), EN EL PARQUE NACIONAL SAJAMA-BOLIVIA

Viviana Casas Apaza
Agua Sustentable - 2013

MODELO HIDROLÓGICO SEMIDISTRIBUIDO

1 INTRODUCCIÓN

En la actualidad, la presión sobre la sustentabilidad de los recursos naturales está en aumento, debido al crecimiento exponencial de la población mundial, acrecentando la demanda por los alimentos y explotación de los recursos suelo y agua (Xu y Singh, 2004). A este escenario se suma los potenciales impactos del cambio climático a nivel global. En el tercer informe del Panel Inter gubernamental para el Cambio Climático indica que existe una variación en la temperatura y la precipitación, produciendo cambios en la disponibilidad del agua a nivel de cuenca (IPCC, 2001).

Muchas de las comunidades andinas de Bolivia dependen en gran medida de los recursos hídricos generados en cuencas de alta montañas. Una limitante para el entendimiento de la oferta de recursos hídricos en cuencas de alta montaña es la escasa información de variables hidro climáticas, de ahí la importancia del uso de diferentes técnicas y modelos que permitan representar con suficiente precisión dicha información y posteriormente extrapolar su desempeño a cuencas con similares características hidrológicas y fisiográficas.

En este documento se presentan los resultados obtenidos en la modelación hidrológica superficial de la cuenca correspondiente al Río Sajama localizada en el departamento de Oruro. Respondiendo al indicador siete de la propuesta técnica, presentada en mayo 2013, cuyo objetivo principal es "Estudiar la oferta de agua superficial e inferir potenciales impactos del cambio climático (en la oferta de agua superficial), en una región del Parque Nacional Sajama" corresponde al Proyecto:" Los bofedales como un aliado en la resiliencia y mitigación del cambio climático". Referencias al Proyecto así como sus antecedentes se detallan en los Términos de Referencia (TDR) y Propuesta Técnica. El presente documento se desarrolla basado en los TDR mencionados y al correspondiente Contrato Civil por Servicios de Consultoría.

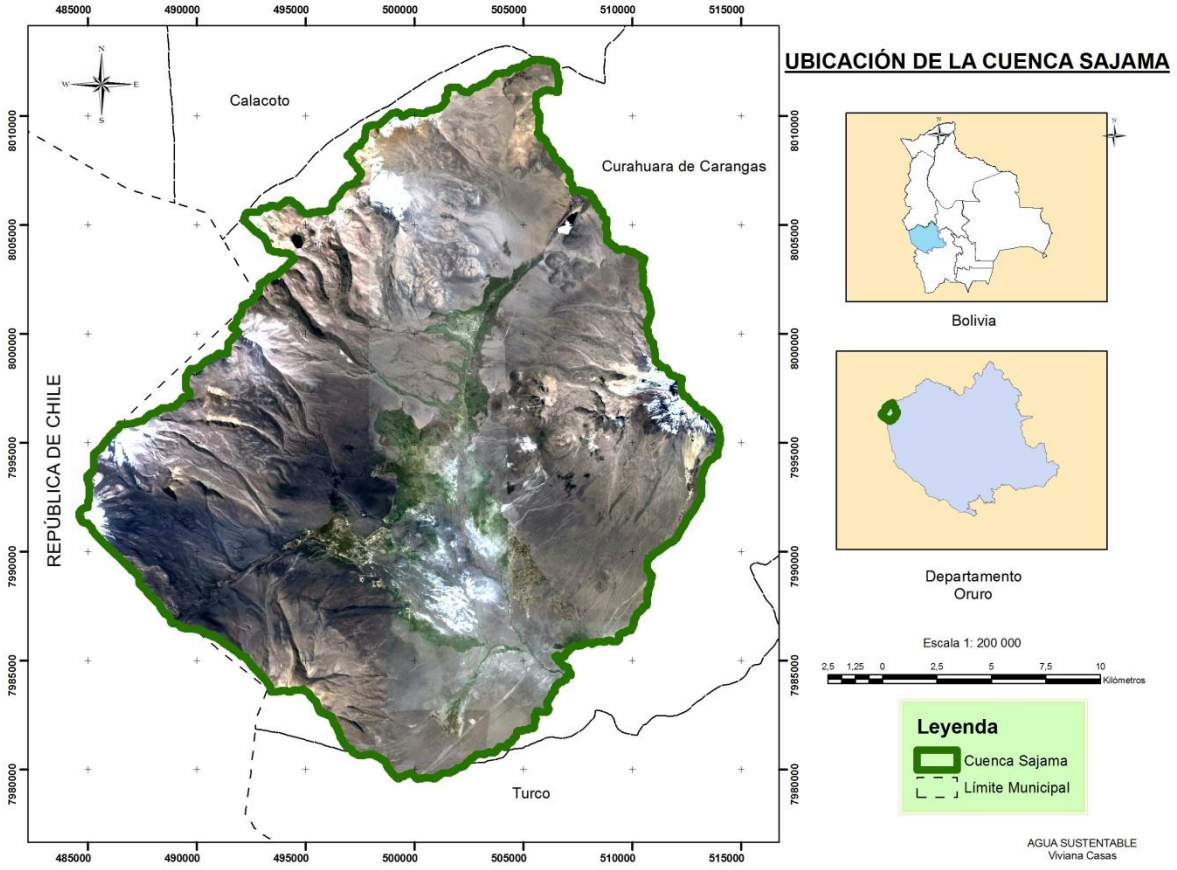
La presente pasantía es llevada a cabo por solicitud de Agua Sustentable. Durante el desarrollo del mismo, se agradece la participación del Ingeniero Freddy Soria por la colaboración en la revisión literaria, guía en el procesamiento y análisis de la base de datos. También se agradece el valioso apoyo del personal técnico de agua sustentable en la recolección de datos de campo.

2 PROCESOS Y HERRAMIENTAS UTILIZADAS

2.1 Área de estudio

El área de estudio comprende la cuenca del río Sajama, que es parte del Parque Nacional Sajama (PNS). Se encuentra entre los 17°55' - 18°15' de latitud sur y 68°40'- 69°10' de longitud oeste, en un rango altitudinal de 4102 a 6436. La cuenca del río Sajama cuenta con un área total de 557,36 km^2 (Figura 1). La zona presenta siete meses del año secos, temperaturas mínimas medias bajo cero a lo largo de todo el año, así como todos los meses con heladas nocturnas, Estos factores, así como la amplitud térmica diaria (19,1°C) limitan el desarrollo de la agricultura en la zona, por lo que la actividad económica principal radica en la crianza de camélidos (Liberman 1986 y García 2012, citado por Lorini 2012).

Figura 1. Ubicación de la cuenca en estudio.



2.2 Estructura del modelo matemático semidistribuido de balance hídrico superficial

A diferencia de cuencas de climas templados con morfología homogénea, el modelo matemático semi distribuido de balance hídrico superficial, está desarrollado para cuencas hidrográficas de alta montaña que presentan una morfología relativamente heterogénea como es la cuenca del río Sajama.

Al final de la temporada seca las cuencas hidrográficas dependen de la cantidad total de lluvia efectiva (precipitación menos evapotranspiración potencial) y en el inicio de la temporada de lluvias, la mayor parte de la precipitación se infiltra y muy poca escorrentía es producida. En la temporada de lluvia como sucesivamente la precipitación es más frecuente, los poros y micro poros de la estructura del suelo se llenan de agua hasta llegar a su capacidad máxima de retención de agua, produciendo la escorrentía y percolación. Cada zona de la cuenca tiene diferente capacidad de retención de agua por lo que contribuye a la recarga del río principal de la cuenca, con un cierto volumen, en diferente momento.

El modelo semidistribuido de balance hídrico superficial mencionado, se basa en el trabajo de Collick et al. (2009), bajo el principio de que las diferentes partes de la cuenca contribuyen con escorrentía a la corriente en diferentes momentos. Para definir las zonas tributarias, la cuenca se sub divide en zonas, donde cada una cuenta con un esquema que describe el balance hídrico de manera independiente. Cada región o zona de la cuenca empieza a contribuir a la recarga de agua, mediante aportes de aguas subterráneas (acuíferos profundos), flujo lateral y escorrentía superficial cuando el suelo alcanza un contenido de humedad umbral denominado T_{max} (Collick et al. 2009). A diferencia de Soria (2012), la estructura tiene un esquema discretizado de manera diferente.

En los siguientes sub títulos se describen conceptos y estructura del modelo Hidrológico semidistribuido de Collick et al. (2009).

a) Modelo de balance hídrico Superficial

El esquema general para el modelo de balance hídrico superficial, está basado en la expresión general del balance de humedad en el suelo (Ojha y Singh 2002, citado por Soria, 2012).

b) Balance de humedad del suelo

El modelo estima el volumen de almacenamiento de agua por unidad de área *S*(L), utilizando la precipitación *P*(L/T), la evapotranspiración real *AET*(L/T), escorrentía superficial *R*(L/T), percolación profunda *Perc* (L/T), y el tiempo de almacenamiento anterior $S_{t-\Delta t}$ (T). La ecuación para el balance de humedad del suelo para un intervalo de tiempo Δt es el que sigue (Collick *et al.* 2009):

$$S_t = S_{t-\Delta t} + (P - AET - R - Perc)\Delta t \qquad \textbf{(1).}$$

Ojha y Singh (2002) citado por Soria (2012), resume la anterior ecuación en:

$$dS/dt = (P - AET - Q) \qquad \textbf{(2).}$$

Donde el volumen de almacenamiento de agua por unidad de área *S* (L) durante un paso de tiempo *t,* está determinado por la precipitación *P* (L/T), la evapotranspiración actual o real *AET* (L/T) y el escurrimiento total de la cuenca *Q* (L/ T) que es la contribución de la recarga de agua mediante la percolación profunda *Perc* y el escurrimiento superficial *R*.

Se debe considerar que el escurrimiento superficial *R* es inexistente bajo condiciones áridas o suelos con alta tasa se infiltración y *Perc,* el cual se determina a través del coeficiente de escorrentia *Cse* (Soria, 2012).

c) Evapotranspiración real AET

La ecuación para el cálculo de la evapotranspiración real *AET,* es la siguiente (Collick *et al.* 2009):

$$AET = PET\left(\frac{S_t}{T_{max}}\right) \qquad \textbf{(3).}$$

Donde la evapotranspiración actual *AET*, está determinado por la evapotranspiración potencial *PET,* el volumen de almacenamiento S_t y la capacidad de almacenamiento de humedad en el suelo por unidad de área *Tmax*(L).

Durante la época de lluvias, cuando las precipitaciones superan la evapotranspiración (P> PET) o el contenido de humedad está por encima de la capacidad de campo, la humedad de almacenamiento S_t, se determina a partir de la adición de la humedad del día anterior $S_{t-\Delta t}$(L) a la diferencia entre *P* y *PET*, durante el paso de tiempo. En la época seca, cuando la evaporación excede la precipitación (P <PET) y el contenido de humedad del suelo está por debajo de la capacidad de campo, la evapotranspiración real *AET* (L/T) disminuye linealmente a partir de la tasa potencial en capacidad de campo a cero en el punto de marchitez (Thornthwaite y Mather 1955, citado por Collick et al. 2009).

Cuando la evaporación excede la precipitación (P <PET), la humedad de almacenamiento durante un paso de tiempo t puede escribirse como una función exponencial (Lyon et al. 2004, citado por Collick et al, 2009):

$$S_t = S_{t-\Delta t}\left[exp\left(\frac{(P-PET)\Delta t}{T_{max}}\right)\right] \qquad (4).$$

Cuando la lluvia excede la evaporación (P> PET), se añade la precipitación neta al almacenamiento del día anterior (Collick et al. 2009).

$$S_t = S_{t-\Delta t} + (P - PET)\Delta t \qquad (5).$$

d) Contribución de la percolación y escorrentía superficial

Cuando la precipitación satura completamente el suelo, el agua en exceso Ex_m (L/T) se convierte en escorrentía superficial o se filtra a los acuíferos (percolación profunda). Considerando que la humedad existente en el suelo S_t es igual que la capacidad de almacenamiento de agua en el suelo T_{max} (ecuación 7), el exceso de agua después de la saturación del suelo se puede determinar mediante la siguiente ecuación modificada de la ecuación original presentada en Collick *et al*. (2009):

$$Ex_m = (S_{t-\Delta t} + P - PET) - T_{max} \qquad (6).$$
$$S_t = T_{max} \qquad (7).$$

Por encima del valor umbral T_{max} el exceso de humedad se divide entre percolación y escorrentía (Collick *et al*. 2009).

$$Perc = \beta Ex_m \quad (8).$$

$$R = (1 - \beta)Ex_m \quad (9).$$

Donde ***β*** es el coeficiente de escorrentía utilizado como un parámetro de calibración. La percolación contribuye a un deposito de flujo base *RS* (L/P), en un paso de tiempo (Easton *et al.* 2007, citado por Collick *et al*. 2009).

$$RS_t = RS_{t-\Delta t} + (Perc_t - BF_{t-\Delta t})\Delta t \quad (10).$$

Donde BF_t es la cantidad modelado de flujo base (L/T) y se calcula usando un modelo de yacimiento lineal siguiente:

$$BF_t = RS_t \frac{[1-exp(-a\Delta t)]}{\Delta t} \quad (11).$$

Donde a (1/T) es el coeficiente de recesión, una propiedad del acuífero y puede ser calibrado del flujo base de la curva de recesión y Δt es el paso del tiempo (Easton *et al.* 2007, citado por Collick *et al*. 2009).

2.3 Delimitación y división de la cuenca en zonas

La delimitación de la cuenca se realizo mediante el programa ArcGis 9.3, que cuenta con herramientas hidrológicas que permiten modelar el flujo de agua a través de una superficie de un Modelo de Elevación Digital (DEM). Para delimitar automáticamente una cuenca hidrográfica y construir la red hídrica a partir de un DEM con la ayuda del programa ArcGis, se realizó el siguiente procedimiento:

a) Obtención y proyección del DEM

El DEM utilizado se obtuvo de la base de datos de Agua Sustentable, cuenta con pixeles de 30x30m. El archivo raster no contaba con una proyección por lo que por medio de la caja de herramientas Arc Toolbox, se definió la proyección al sistema de coordenadas UTM WGS 1984 (*ArcToolbox > Data Management Tools > Projections and Transformations > Raster > Project Raster).*

b) Eliminar imperfecciones del DEM

Una vez definida la proyección se uso la herramienta **Fill**, que permite rellenar vacios en la superficie del raster para quitar imperfecciones en la información del DEM (*ArcToolbox > Spatial Analyst Tools > Hydrology > Fill).*

c) Definir la dirección de la red hídrica

Por medio de la herramienta **Flow Direction**, se creó un raster con la dirección de flujo de cada una de sus celdas, para el cual se uso el DEM sin imperfecciones, para definir la dirección de la red hídrica (*ArcToolbox > Spatial Analyst Tools > Hydrology > Flow Direction).*

d) Determinar la acumulación de la red hídrica

El programa simula el curso de una gota de agua desde la parte más alta de la cuenca hasta la parte en que se va acumulando, mediante la herramienta **Flow Acumulation** que crea un ráster del flujo acumulado para cada una de sus celdas. La entrada de esta herramienta es el archivo ráster generado con la herramienta Flow Direction (*ArcToolbox > Spatial Analyst Tools > Hydrology > Flow Accumulation).*

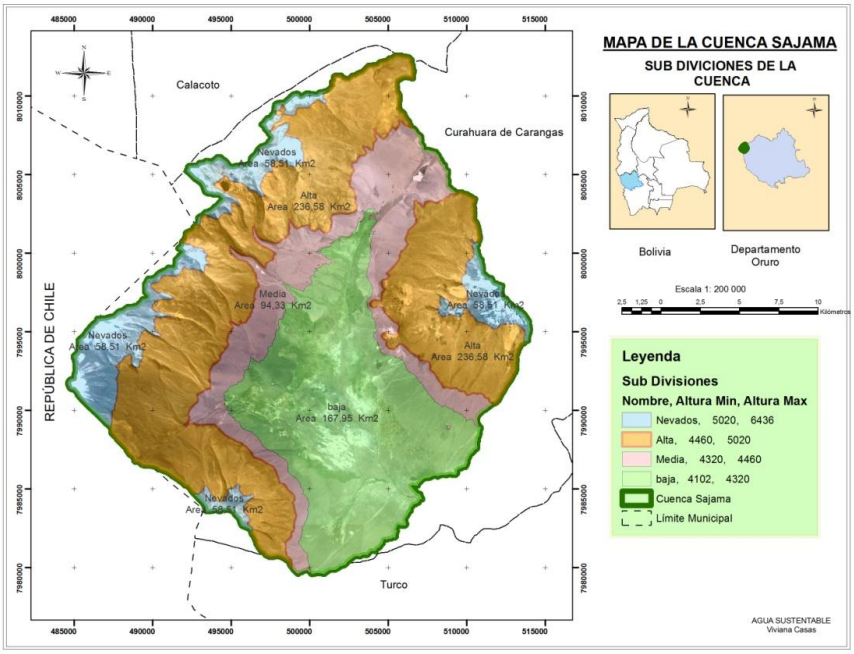
e) Delimitación automática de la cuenca

Para delimitar la cuenca hidrográfica se apoyo en la herramienta **Basin**, que elabora un ráster delineando la cuenca en base al ráster creado con la herramienta Flow Direction (*ArcToolbox > Spatial Analyst Tools > Hydrology > Basin).*

Con la herramienta Raster to Poligono se transformo el raster obtenido en el proceso anterior a shapefile (*ArcToolbox > Conversion Tools > From Raster > Raster to Polygon).*

Para el uso del modelo hidrológico semidistribuido de balance de humedad en el suelo, se dividió la cuenca en cuatro zonas tributarias (figura 2). Estas zonas se identificaron a partir del porcentaje de vegetación existente, altitud, el porcentaje de pendiente, textura del suelo y otras características como la presencia de nieve acumulada en la superficie. La división de la cuenca en formato digital se realizó mediante el programa ArcGis 9.3., a través de la superficie de un Modelo de Elevación Digital (DEM) y un ráster de Índice de Vegetación de Diferencia Normalizada (NDVI), el último muestra la cantidad y calidad de cubierta vegetal en la superficie de la cuenca. Otro de los parámetros de entrada para el modelo hidrológico es el área de cada zona tributria identificada, esta información se muestra en el cuadro 1.

Figura 2. División en zonas de la cuenca del río Sajama.



Cuadro 1. Superficies de cada zona tributaria de la cuenca.

COD	Zona	Alturas (msnm)		Área m^2	Área km^2
		min	max		
1	Nevados	5020	6436	58512891,29	58,51
2	Alta	4460	5020	236576237,41	236,58
3	Media	4320	4460	94326982,83	94,33
4	Baja	4102	4320	167945733,95	167,95

2.4 Parámetros y principales entradas del modelo

La precipitación y la evapotranspiración son los principales datos de entrada para el modelado hidrológico de la cuenca. La cuenca en estudio fue dividido en una serie de aéreas, donde cada área tiene su propia Tmax (mm/mes) o capacidad máxima de almacenamiento de agua en el suelo. Este almacenamiento debe ser llenado antes de crearse la escorrentía superficial. El modelo es sensible a los datos de precipitación, ETP (evapotranspiración potencial) y a parámetros como el coeficiente de escorrentía y el coeficiente de recesión. Los datos de precipitación y otros insumos usados en el modelo se describen en las siguientes secciones.

a) Precipitación y ETP

Los datos de la variables hidrológicas consideradas en el modelo provienen de tres estaciones meteorologicas. Los datos fueron utilizados en función a la altura que corresponde a cada zona: Chungara Ajata correspondiente a la zona altas y nevados; Estacion Comisario perteneciente a la zona

media y la Estación Sajama abarca la zona baja. Las fechas disponibles de los datos de cada estación se muestran en el cuadro 2.

Cuadro 2. Estaciones meteorológicas usadas para el estudio.

COD	Zona	Alturas (msnm)		Estaciones		fechas disponibles (datos-estaciones)	
		min	max	nombre	altura	De	a
1	Nevados	5020	6436	Chungara	4585	ene-05	dic-11
2	Alta	4460	5020	Chungara	4585	ene-05	dic-11
3	Media	4320	4460	Comisario	4379	nov-11	may-13
4	Baja	4102	4320	Sajama	4255	ene-05	jun-11

La información de variable climaticas en la mayoria de las estaciones es discontínua. En el caso de las estaciones meteorológicas de Chungara Ajata y Sajama, la disponibilidad de datos es escasa a partir de diciembre de 2011 y junio de 2011, debido a la ausencia de operador y a la aparente perdida de datos para el caso de Sajama, por lo que ha sido necesario homogenizar la información a través del relleno y extensión de los registros.

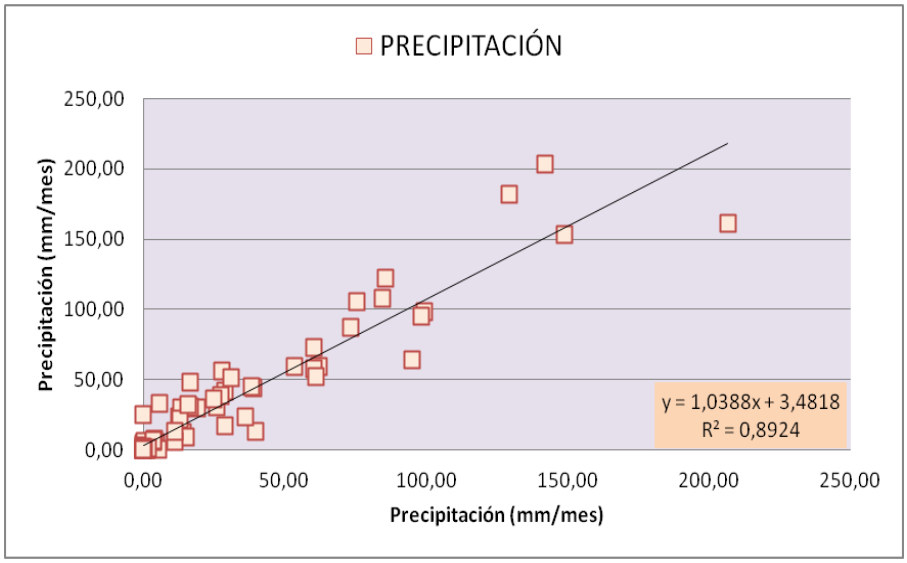
Para rellenar los datos faltantes de precipitación y evapotranspiración potencial (ETP) se empleó el metodo de regresión lineal, debido a que el número de estaciones con información relevante es muy reducido. La regresión calcula las estadísticas de una línea utilizando el método de los "mínimos cuadrados". Calcula la línea recta que mejor se ajuste a los datos, a continuación devuelve una matriz que describe la línea. La ecuación de la regresión lineal es como sigue:

$$y = mx + b \qquad (12).$$

Donde los valores “y” son dependientes y estan en función de los valores “x” independientes. Los valores “m” son coeficientes que corresponden a cada valor “x”, y “b” es un valor constante.

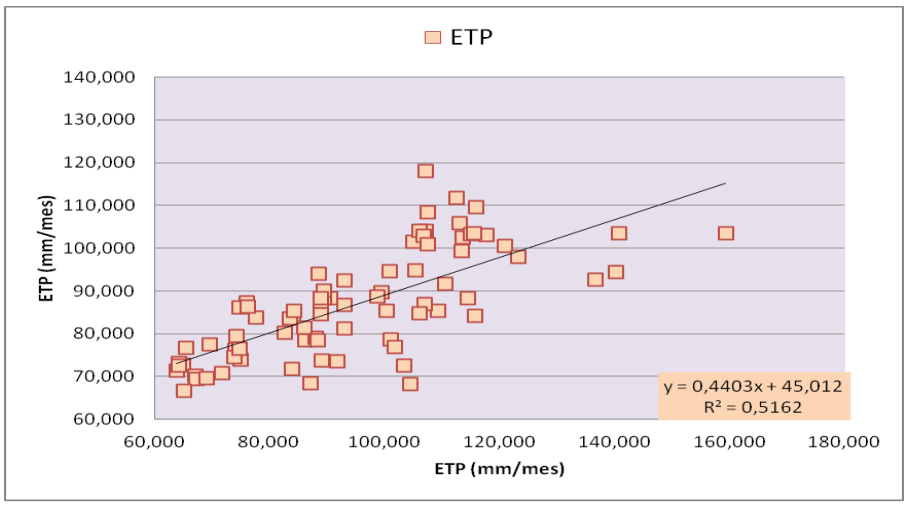
Como se puede observar en la Figura 3, el coeficiente de correlación existente entre las estaciones de Chungara Ajata y Estación Sajama es de 0,89 que esta en un rango aceptable, por lo que se opto a realizar el relleno y ampliación de los registros de las variables de precipitación desde enero de 2005 a marzo de 2013. En el anexo 1 se muestra el resumen de la informacion de precipitación mensual consistente, completada y extendida de las respectivas estaciones para el año promedio historico. En estas series se aprecia el comportamieto multianual de las precipitaciones pluviales en la zona, que presentan una marcada estacionalidad durante el año.

Figura 3. Analisis de la correlación entre los datos de precipitación de la estación Chungara Ajata y la estación Sajama.



Para la estación meteorológica de Chungara y la Estación Meteorológica Sajama, en la correlación de la evapotranspiración potencial se obtuvo un coeficiente de correlación de 0,52 como se puede apreciar en la figura 4. Este valor esta dentro del rango calificado como aceptable, considerando la muy limitada información disponible. Bajo esta consideración, se completaron y extendieron los registros de evapotranspiración desde enero de 2005 hasta marzo de 2013.

Figura 4. Analisis de la correlación entre los datos de evapotranspiración potencial de la Estación Chungara Ajata y Estación Sajama.



La precipitación como variable climática, esta influenciada por los parametros geograficos altitud, latitud y longitud. La influencia de los parametros geograficos de superficie (latitud y longitud) en la cordillera occidental se hace poco relevante, considerando ademas que las variaciones de la precipitación respecto a la línea septentrional y meridional está distorsionada por la presencia de la

cadena de montañas andinas; por esta razón se ha considerado únicamente la altitud como parámetro relevante para la precipitación (Segura, 2010).

La estación meteorológica Comisario, es relativamente nueva y cuenta con datos de variables climáticas desde noviembre de 2011 a marzo de 2013. La correlación de la gradiente precipitación-altitud, nos permitio ver el comportamiento y distribución de estas variable a nivel espacial. Mediante la ecuación de regresión lineal y expresiones algebraicas simples, se generaron datos que sirvieron de entrada al modelo hidrológico semidistribuido de balance de humedad en el suelo, para la modelación de la cuenca del río Sajama.

El cálculo de precipitaciones mensuales correspondientes al periodo enero de 2005 a octubre de 2011 para el área de influencia cercana a la estación meteorológica Comisario, se realizó a partir de la ecuación de regresión lineal obtenida en la correlación entre precipitación – altitud, de las estaciones meteorológicas Chungara y Sajama. A partir de ello se determinó que a una altitud de 4379 msnm., precipita anualmente 333,26 mm/m^2 de agua (aproximadamente), como se muestra en el cuadro 3. Mediante esta relación se generaron los datos faltantes desde enero de 2005, presentados en el anexo 1.

Cuadro 3. Parámetros de la gradiente precipitación-altitud.

		Precipitación			Evapotranspiración Potencial		
	Altitud (msnm)	P (mm/año)	a	b	ETP (mm/año)	a	b
Chungará	4585	366,75	0,16	-363,08	1163,70	0,3521	-450,53
Sajama	4255	323,74			1047,51		
Comisario	4379	333,26			1090,91		

b) Coeficiente de escorrentia "β"

Del agua de lluvia que cae sobre la superficie de un terreno, una parte se evapora, otra discurre por la superficie (escorrentía) y otra penetra en el suelo (infiltración o percolación). El coeficiente de escorrentía depende de numerosos factores: del tipo de precipitación (lluvia, nieve o granizo), de su cantidad, de su intensidad y distribución en el tiempo; de la humedad inicial del suelo; del tipo de terreno (granulometría, textura, estructura, materia orgánica, grado de compactación, pendiente, etc); del tipo de cobertura vegetal existente (Martínez, 2006).

Lo mencionado anteriormente hace que el cálculo de este parámetro sea complejo, para su cálculo los diferentes métodos utilizados, en su mayoria son de naturaleza empirica y difieren tanto en su fiabilidad como en su complejidad (Ibáñez et. al.,2010). Este parametro puede ser calibrado en función a diferentes factores, por lo que para el estudio se considero la ecuación de Nadal citada en Martínez (2006):

$$C = 0.25\ k1\ k2\ k3 \qquad (13).$$

Donde K1 es una constante que va en función a la extención de la cuenca, K2 constante que considera la precipitación media anual y K3 coeficiente que considera la topografia de la cuenca. Los valores que llegan a obtener estas constantes se muestran en el cuadro 4.

Cuadro 4. Valores de los coeficientes correspondiente a la ecuacion de Nadal.

Tabla de Nadal							
Extensión cuenca		***Lluvia media anual***		***Cuenca***			
km^2	***k_1***	***mm***	***k_2***	***características***			***k_3***
10	2,6	200	0,25	llana y permeable			0.5-0.7
20	2,45	300	0,5	ondulada			0.7-1.2
40	2,15	400	0,75	montañosa e impermeable			1.2-1.5
100	1,8	500	1				
200	1,7	600	1,1				
500	1,4	700	1,17				
1000	1,3	800	1,25				
5000	1	900	1,32				
10000	0,9	1000	1,4				
20000	0,87	1200	1,5				

c) Coeficiente de recesión "a"

El coeficiente de recesión es un parametro que define las fluctuaciones del caudal permanete que corre a través de acuiferos debajo de la superficie del suelo. Este parámetro se puede calcular a partir de la curva de recesión, los valores obtenidos se presentan a continuación.

Cuadro 5. Valores del coeficiente de recesión obtenidos mediante la curva de caudales medidos.

Mes/año	Caudal Medido (m^3/s)	*a (coeficiente de recesión)*
jul-12	2,075	0,161
ago-12	1,594	0,209
sep-12	1,429	0,181
oct-12	1,390	0,328
nov-12	1,282	0,915
dic-12	2,197	0,990
ene-13	3,187	0,309
feb-13	2,878	0,900
mar-13	1,625	0,226
abr-13	1,399	0,301
may-13	1,700	0,098
jun-13	1,602	0,113
jul-13	1,715	0,161
ago-13	1,554	0,209
sep-13	1,345	0,181

2.5 Parámetros de ajuste y calibración del modelo

La calibración de modelos hidrológicos consiste en un proceso de ensayo y error, en el que se cambia el valor de uno o varios parámetros utilizados en el cálculo de las variables hidrológicas, con el fin de ajustar los datos de salida del modelo a los observados en campo (Eterovic, 2008). Para realizar la calibración se debe escoger un periodo de tiempo en el que se tenga buena información de precipitación y su correspondiente registro de caudales a la salida de la cuenca (Cots , 2011).

Mediante la calibración se pretende minimizar la diferencia entre los caudales registrados (observados) y los calculados (simulados), optimizando el ajuste a nivel de caudales medios mensuales. Para evaluar el ajuste se utiliza diferentes índices de ajuste para la calibración del modelo hidrológico. Alanoca (2013) realiza una recopilación breve que se comenta a continuación:

a) ***Coeficiente de calibración (r)***
   Expresa la dependencia lineal entre los caudales observados y los caudales simulados. La ecuación se muestra en la tabla 1.
b) ***Criterio de Schultz (D)***
   Representa la desviación de los caudales simulados respecto de los observados, que es recomendado para análisis de eventos de alta resolución temporal. La ecuación correspondiente se presenta en la tabla 1.
c) ***Desviación media acumulada (MAD)***
   Representa la desviación media de los caudales simulados respecto de los observados en forma de error (ecuación en la tabla 1).

d) Eficiencia de Nash-Sutcliffe (E)

Este coeficiente de eficiencia es el más utilizado en hidrología y se define mediante la ecuación especificada en la tabla 1, con valores iguales a 1 muestra un mejor ajuste.

e) Error de balance de masas (m)

Expresa en porcentaje la relación entre el volumen del hidrograma observado y el simulado (ecuación en la tabla 1). Este índice es adecuado para el análisis a nivel mensual y anual.

f) Raíz del error cuadrático medio (RMSE)

La raíz del error cuadrático medio permite cuantificar la magnitud de la desviación de los valores simulados respecto a los observados, la ecuación se recoge en el cuadro 6. En general cuanto mejor el ajuste más pequeño es el error.

Cuadro 6. Índices de ajuste para la calibración del modelo hidrológico. En las ecuaciones, $S_{obs,\,sim}$, es la covarianza entre los caudales observados (Q_i) y simulados ($Q_{sim,i}$); $S_{obs,}$ *y* S_{sim} *son las varianzas de los caudales observados y simulados*. Q_{max} es la descarga máxima observada.

Índice de ajuste	Ecuación	N° de ecuación	Rango de variación	Valor Óptimo
Coeficiente de calibración (r)	$r = \frac{S_{obs,sim}}{\sqrt{S_{obs}S_{sim}}}$	12	$0 \leq r \leq 1$	1
Criterio de Schultz (D)	$D = 200\frac{\sum_{i-1}^{n}(Q_{sim,i} - Q_i)Q_i}{n(Q_{max})^2}$	13	$0 \leq D \leq \infty$	0
Desviación media acumulada (MAD)	$MAD = \frac{\sum_{i-1}^{n}\lvert Q_{sim,i} - Q_i\rvert}{n}$	14	$0 \leq MAD \leq 1$	0
Eficiencia de Nash-Sutcliffe (E)	$E = 1 - \frac{\sum_{i-1}^{n}(Q_{sim,i} - Q_i)^2}{\sum_{i-1}^{n}(Q_i - \bar{Q})^2}$	15	$-\infty \leq E \leq 1$	1
Error de balance de masas (m)	$m = 100\frac{\sum_{i-1}^{n}(Q_{sim,i} - Q_i)}{\sum_{i-1}^{n}Q_i}$	16	$0 \leq m \leq 1$	0
Raíz del error cuadrático medio (RMSE)	$RMSE = \sqrt{\frac{\sum_{i=1}^{n}(Q_{sim,i} - Q_i)^2}{n}}$	17	$0 \leq RMSE \leq \infty$	0

Para evaluar el ajuste entre los datos de caudales observados y los simulados, se utilizó el coeficiente de regresión lineal "R^2", cuyo rango de variación va de 0 a 1, donde el valor óptimo es cercano a 1. Los datos de caudales utilizados para el ajuste pertenecen a aforos realizados en la estación hidrológica "Puente Sajama" correspondientes a un año hidrológico del periodo de julio 2012 a septiembre 2013 (Anexo 2).

Una vez evaluado el ajuste, la calibración fue realizada utilizando el método de optimización sucesiva, es decir, los valores de los parámetros del modelo hidrológico semidistribuido fueron cambiados siguiendo un análisis de prueba y error, hasta que se alcanzaron buenas respuestas del modelo (comparaciones de caudal modelado con caudal medido). Para este fin los parámetros usados fueron el coeficiente de escorrentía y la capacidad de almacenamiento de agua en el suelo, que varían en función a la textura del suelo por zona. Los datos de caudales medios usados en la calibración del modelo fueron los mismos usados en el ajuste de datos de caudales modelados con caudales medidos en campo. En el cuadro 7, se presentan los parámetros finales del modelo, ajustados como resultado del proceso de calibración de la modelación de la cuenca del río Sajama. En este proceso se estableció la sensibilidad del modelo a la variación de los parámetros, así como se identificaron los parámetros que tienen mayor influencia en los diferentes componentes del escurrimiento.

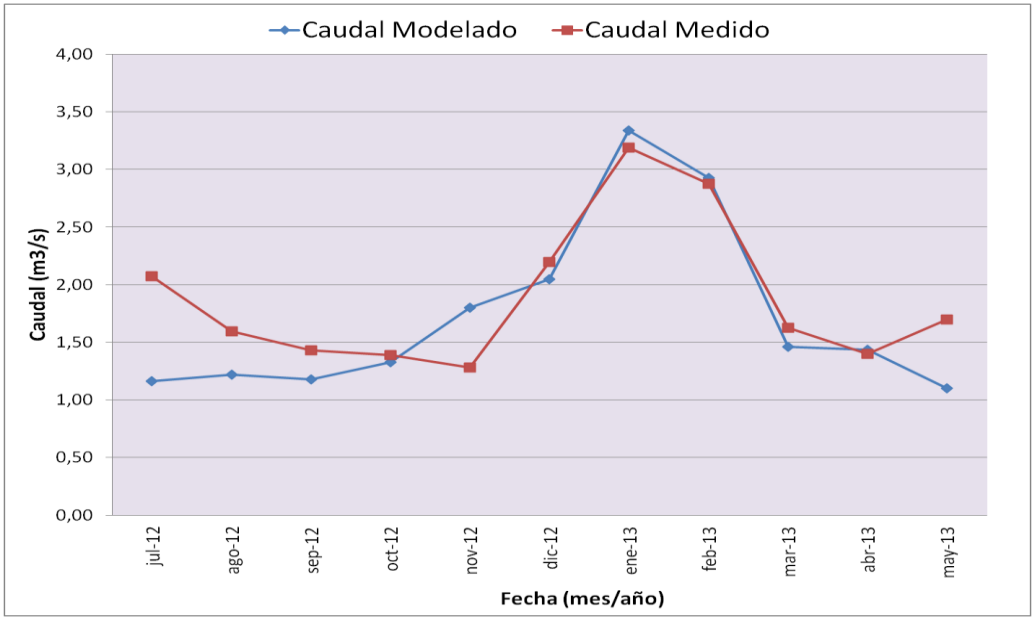
Cuadro 7. Valores usados y calibrados de los parámetros del modelo hidrológico semidistribuido en la modelación de la cuenca del río Sajama.

ZONAS	Estaciones		T_{max} (mm)		Coeficiente de escorrentía	Área (m^2)	Caudal base	
	nombre	COD	*Saturación (%)*	*mm/m^2*	*B*		m^3/s	$mm/mes*m^2$
Nevados	Chungara	1	4,3	43	0,200	58512891,29	0,17	7,5
Alta	Chungara	2	4,3	43	0,800	236576237,41	0,17	1,9
Media	Comisario	3	6,0	60	0,800	94326982,83	0,30	8,2
Baja	Sajama	4	21,9	219	0,800	167945733,95	0,30	4,6

3 RESULTADOS

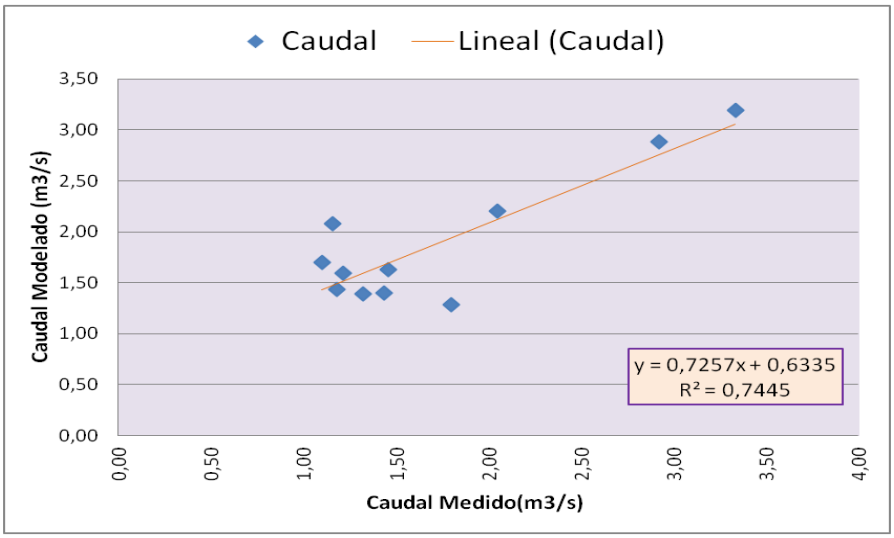
Las precipitaciones mensuales y la evapotranspiración potencial mensual fueron incorporados al modelo de balance de humedad del suelo para generar caudales mensuales del periodo Julio de 2012 a Mayo de 2013. Los cálculos fueron puestos a prueba con los caudales observados en campo. Como se puede observar en la figura 5, el ajuste visual obtenido entre el caudal observado y el caudal calculado esta en un rango aceptable.

Figura 5. Ajuste del caudal observado en campo y el caudal calculado mediante el modelo



Los parámetros finales ajustados presentados anteriormente, permitieron establecer los parámetros de control de ajuste en la calibración del modelo mediante el ajuste de correlación lineal. Se obtuvo un ajuste con rango aceptable de 0,74 para la calibración del modelado de la cuenca del río Sajama como se muestra en la figura 6. Dicho valor es considerado como aceptable tomando en cuenta la limitación en la cantidad de datos de caudal medidos.

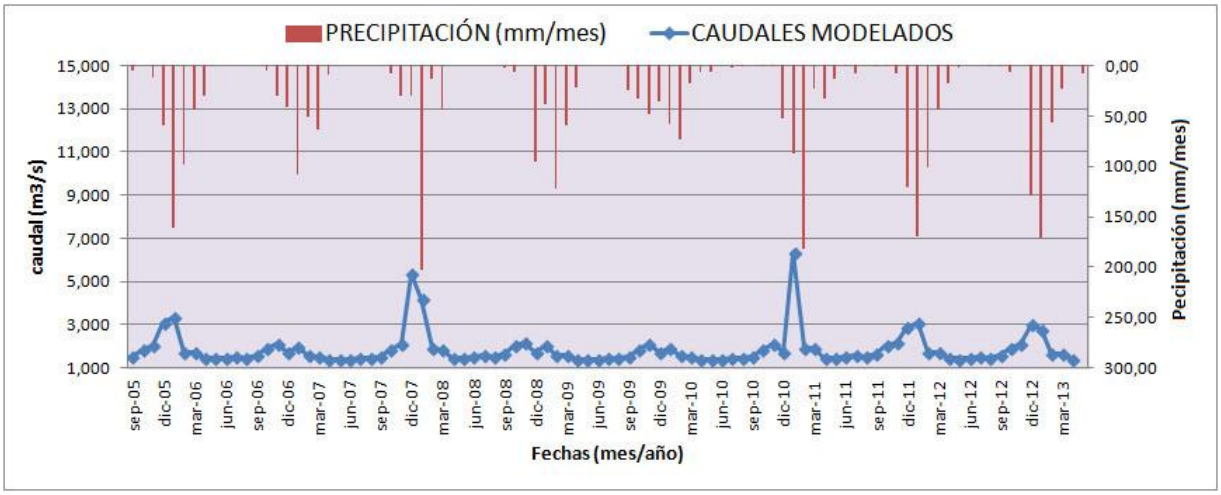
Figura 6. Resultado del análisis de comparación de hidrogramas medidos y modelados, en la etapa de calibración, mediante el coeficiente de correlación "R^2".



Una vez calibrados los parámetros del modelo hidrológico para el modelado de la cuenca del río Sajama, se procedió a simular datos de caudales desde septiembre de 2005 a marzo de 2013, donde

no existen caudales medidos y considerando al mes de septiembre la época de estiaje durante la cual la capacidad de almacenamiento de agua T_{max} se acerca a cero. Entre los periodos mencionados se encontró que las mayores crecidas de caudales corresponden generalmente a los meses diciembre y enero. En la figura 7, se presentan dos eventos extremos. El primero, en el mes de diciembre de 2007 con 5,39 m^3/s, coincide con el mes de mayor precipitación del mismo año, con 203mm/mes. El segundo evento corresponde al mes de enero de 2011 con 6,32 m^3/s y 182mm/mes de precipitación.

Figura 7. Análisis de hidrograma modelado y precipitación del periodo septiembre de 2005 a marzo de 2013.



4 CONCLUSIONES

El modelo hidrológico semidistribuido de balance de humedad del suelo tuvo resultados aceptables en la modelación de la cuenca del río Sajama. Ya que se obtuvo un coeficiente de correlación R^2 de 0,74 siendo este resultado considerado como bueno en la escala de evaluación del modelo hidrológico.

El buen desempeño de un modelo hidrológico está condicionado a la calidad de los datos requeridos de entrada (precipitación y evapotranspiración potencial); éste es el principal problema en los modelos semiditribuidos y distribuidos. Un buen conocimiento de los procesos de modelación, control de calidad de los datos y calibración de los parámetros (coeficiente de escurrimiento, capacidad de almacenamiento del suelo y coeficiente de recesión), puede ayudar a resolver esta limitación.

5 REFERENCIAS

- Alanoca V., 2013. Los bofedales como un aliado en la resilencia y mitigación en el cambio climático: Pasantía, estudio de relaciones precipitación escurrimiento en las cuencas de los ríos Sajama (puente río Sajama), Pisirata, Taypijahuira y Juntuma. 18 p.
- Collick, A., Easton, Z., Ashagrie, T., Biruk, B., Tilahun, S., Adgo, E., Awulachew, S., Zeleke, G., Steenhuis, T., 2009. Un modelo semi distribuído de balance hídrico para las tierras altas de Etiopía. Hydrological Processes (23), pp. 3718-3727.

- Cots L., 2011. Desarrollo y calibración de un modelo de simulación de recursos hídricos aplicado a la cuenca del Rio Cordoba dentro de la zona regable de los canales de Urgell (LLEIDA). Tesis de Doctorado - Universitat de Lleida. Lleida-España. 330p.

- Eterovic J.M., 2008. Aplicación de Modelos Hidrologicos con fines de Prevención de Desastres en Cuencas de Venezuela. Merida Venezuela. 63 p.

- Lorini H., 2012. Cambio climático y relaciones hídricas en bofedales y pajonales de un valle glacial del Parque Nacional Sajama; Adaptación al cambio climático en comunidades andinas bolivianas que dependen de glaciares. Agua Sustentable. La Paz-Bolivia. pp 5.

- Segura V., 2010. Estudio de Balance Hídrico de la cuenca del río Santo Tomás: Programa gestión integral y adaptativa de recursos ambientales para minimizar vulnerabilidades al cambio climático en microcuencas altoandinas. Cusco-Perú. 64 p.

- Soria F., 2012. Estudio Hidrológico de los Potenciales Impactos del Cambio Climático en la Oferta de Agua en Microcuencas Seleccionadas Situadas en el Parque Nacional Sajama. Estudio de la Oferta de Agua en una Región del Parque Nacional Sajama. Bolivia

- Xu C., Singh V., (2004). Modelo Regional de Evaluación de los Recursos Hidricos. Gestión de Recursos Hidricos. 18. 591 - 612 p.

6 ANEXOS

Anexo 1. Datos de variables climáticas consistentes, completadas y extendidas.

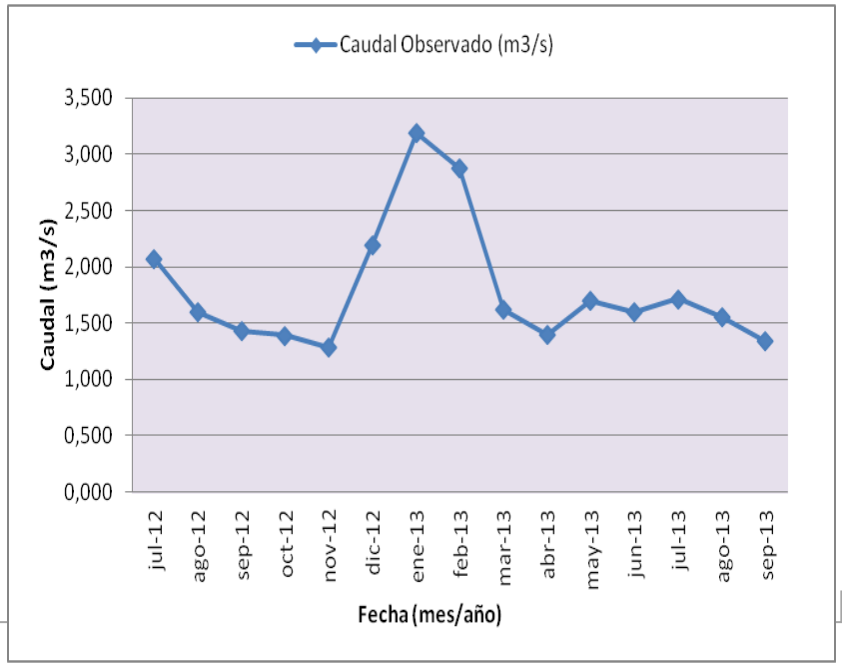
	PRECIPITACIÓN (mm/mes)			ETO (mm/mes) - 20%		
periodo	**Chungará**	**Comisario**	**Sajama**	**Chungará**	**Comisario**	**Sajama**
ene-05	105,70	96,048	75,50	89,630	93,215	99,434
feb-05	152,80	138,847	149,00	73,450	86,042	91,783
mar-05	55,90	50,796	27,75	92,490	87,141	92,955
abr-05	23,20	21,082	0,00	80,231	77,452	82,620
may-05	0,00	0,000	0,00	76,309	69,356	73,984
jun-05	0,00	0,000	0,00	72,673	60,901	64,965
jul-05	4,50	4,089	0,00	71,432	59,786	63,775
ago-05	0,00	0,000	0,00	87,382	71,258	76,013
sep-05	5,50	4,998	0,50	78,470	80,874	86,270
oct-05	0,00	0,000	1,50	101,458	98,404	104,970
nov-05	12,00	10,904	14,00	103,004	110,407	117,774
dic-05	59,40	53,976	53,50	100,430	113,395	120,961
ene-06	161,50	146,753	206,75	85,319	102,519	109,359
feb-06	98,40	89,415	99,50	78,948	82,485	87,989
mar-06	44,03	40,012	38,99	86,749	87,255	93,076
abr-06	30,50	27,715	25,95	83,486	78,817	84,075
may-06	0,00	0,000	0,00	73,947	70,204	74,888
jun-06	0,00	0,000	0,00	70,253	62,894	67,091
jul-06	0,00	0,000	0,00	77,527	65,189	69,539
ago-06	0,00	0,000	0,00	83,813	72,715	77,567
sep-06	0,00	0,000		88,190	84,779	90,436
oct-06	5,00	4,543	4,75	104,096	100,357	107,053

nov-06	29,70	26,988	19,25	102,487	106,491	113,596
dic-06	41,50	37,710	29,00	109,582	108,719	115,973
ene-07	108,00	98,138	84,75	94,687	98,677	105,261
feb-07	51,30	46,616	31,25	84,591	83,365	88,927
mar-07	64,10	58,247	95,00	81,194	87,156	92,971
abr-07	9,00	8,178	15,00	83,570	78,309	83,534
may-07	0,00	0,000	1,25	69,424	62,943	67,143
jun-07	0,00	0,000	0,50	73,059	60,088	64,098
jul-07	0,00	0,000	0,00	70,813	67,280	71,769
ago-07	0,00	0,000	0,00	79,367	69,629	74,275
sep-07	0,00	0,000	0,00	88,341	83,822	89,415
oct-07	7,50	6,815	3,80	104,018	99,445	106,080
nov-07	29,50	26,806	13,50	88,319	107,271	114,428
dic-07	30,50	27,715	16,75	105,819	105,924	112,991
ene-08	203,00	184,463	142,00	78,575	94,787	101,112
feb-08	13,00	11,813	39,75	87,565	83,393	88,957
mar-08	44,50	40,437	38,50	89,982	83,758	89,347
abr-08	0,00	0,000	0,00	85,418	78,982	84,252
may-08	0,00	0,000	0,00	74,456	69,252	73,873
jun-08	0,00	0,000	0,00	69,653	64,702	69,019
jul-08	0,00	0,000	0,00	76,596	61,363	65,457
ago-08	0,00	0,000	5,25	86,126	70,080	74,756
sep-08	2,36	2,144	0,00	94,061	82,959	88,495
oct-08	6,06	5,507	3,75	102,850	100,052	106,727
nov-08	0,00	0,000	0,00	111,650	105,541	112,582
dic-08	95,00	86,325	98,50	99,271	106,245	113,333
ene-09	38,50	34,984	27,50	100,938	100,749	107,471
feb-09	122,50	111,314	85,75	78,353	82,798	88,323
mar-09	59,50	54,067	62,25	88,595	92,624	98,804
abr-09	21,50	19,537	13,00	81,370	80,606	85,984
may-09	0,00	0,000	0,00	76,374	70,035	74,708
jun-09	0,00	0,000	0,00	72,506	60,194	64,210
jul-09	0,00	0,000	0,00	66,642	61,072	65,147
ago-09	0,00	0,000	0,00	86,355	71,334	76,093
sep-09	25,00	22,717	0,00	88,369	83,248	88,802
oct-09	33,00	29,987	5,75	108,288	100,696	107,415
nov-09	48,00	43,617	16,75	103,298	107,882	115,081
dic-09	36,00	32,713	25,00	103,367	108,354	115,583
ene-10	57,70	52,431	60,25	98,018	115,551	123,260
feb-10	72,80	66,152	60,50	84,110	108,508	115,747
mar-10	16,80	15,266	29,00	94,501	94,481	100,785
abr-10	5,70	5,180	11,25	86,839	100,187	106,872
may-10	6,30	5,725	3,75	72,491	96,930	103,397
jun-10	0,00	0,000	0,00	71,778	78,610	83,855
jul-10	2,00	1,817	0,00	76,925	95,422	101,789
ago-10	1,00	0,909	0,00	91,598	103,682	110,600
sep-10	0,00	0,000	0,00	92,613	128,114	136,662
oct-10	0,80	0,727	1,75	103,401	149,426	159,396
nov-10	0,10	0,091	0,50	117,923	100,487	107,192
dic-10	52,00	47,252	61,25	103,367	131,977	140,782
ene-11	86,70	78,783	73,25	94,435	131,378	140,144

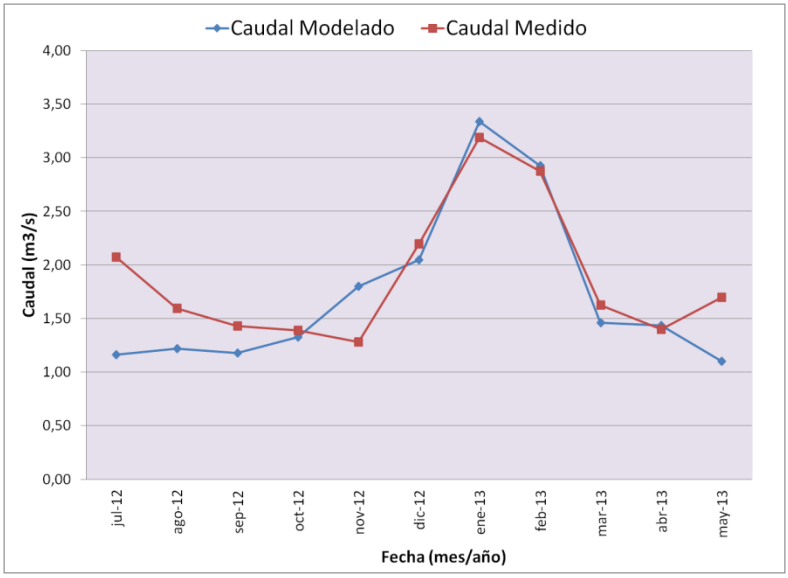
feb-11	182,00	165,381	129,50	68,145	97,947	104,483
mar-11	23,40	21,263	36,25	84,641	99,399	106,031
abr-11	32,10	29,169	15,75	85,319	94,060	100,336
may-11	13,20	11,995	11,25	73,738	83,481	89,051
jun-11	0,40	0,363	0,00	68,468	81,614	87,059
jul-11	8,10	7,360	4,37	73,323	91,380	97,477
ago-11	0,00	0,000	0,00	85,773	100,990	107,729
sep-11	0,10	0,091	0,00	88,341	98,980	105,584
oct-11	0,10	0,091	0,00	104,018	129,903	138,570
nov-11	7,80	13,200	4,08	103,813	120,069	142,763
dic-11	120,70	135,200	112,85	103,799	126,261	143,737
ene-12	168,82	153,400	159,21	97,933	102,846	110,218
feb-12	100,58	91,400	93,47	77,717	79,638	84,921
mar-12	44,03	40,012	38,99	86,969	90,259	96,498
abr-12	17,43	15,837	13,36	81,568	84,059	89,740
may-12	2,79	2,531	0,00	73,329	74,600	79,430
jun-12	0,00	0,000	0,00	71,002	71,929	76,519
jul-12	0,00	0,000	0,00	89,746	93,448	99,974
ago-12	0,22	0,200	0,00	92,994	97,177	104,038
sep-12	0,22	0,20	0,00	98,204	103,158	110,558
oct-12	5,72	5,20	2,08	102,715	108,336	116,202
nov-12	0,00	0,00	0,00	101,631	107,092	114,846
dic-12	128,32	116,60	120,19	98,080	103,014	110,402
ene-13	170,80	155,20	161,11	95,178	99,683	106,771
feb-13	56,79	51,60	51,28	89,423	93,077	99,570
mar-13	22,45	20,40	18,20	99,68	104,85	112,406
abr-13	0,00	0,00	0,00	81,52	84,00	89,681
may-13	7,48	6,80	3,78	82,42	85,03	90,800
PROM	32,60	29,94	28,33	87,65	91,05	97,41
MAX	203,00	184,46	206,75	117,92	149,43	159,40
MIN	0,00	0,00	0,00	66,64	59,79	63,77

Anexo 2. Lista de caudales medidos en campo.

Mes/año	Caudal Observado (m3/s)
jul-12	2,075
ago-12	1,594
sep-12	1,429
oct-12	1,390
nov-12	1,282
dic-12	2,197
ene-13	3,187
feb-13	2,878
mar-13	1,625
abr-13	1,399
may-13	1,700



jun-13	1,602
jul-13	1,715
ago-13	1,554
sep-13	1,345

Anexo 2. Lista de caudales medidos y caudales modelados.

Suma de caudales de las cuatro zonas	Caudal Medido en campo
QT (m^3/s)	*Qm(m^3/s)*
1,16	2,07
1,22	1,59
1,18	1,43
1,33	1,39
1,80	1,28
2,05	2,20
3,34	3,19
2,93	2,88
1,46	1,62
1,44	1,40
1,10	1,70