

Modelling snowmelt on glaciers in the Santa River basin and its impacts in water resources

Elmer E. Calizaya Llatasi*, Jesús A. Mejía Marcacuzco

Doctorado en Recursos Hídricos, Escuela de Post Grado, Universidad Nacional Agraria “La Molina”, Perú.

Abstract.- The melting of glaciers in the Alto-Santa basin is an important contribution of fresh water, that is why the importance of evaluating the dynamics of snow cover through the use of processing of satellite images of the (MODIS), with daily spatial resolution, through the application of the platform Google Earth Engine, platform for the scientific analysis of petabyte-scale, plus the use of the model (SRM), very useful tool to estimate the contribution of water volume in m^3/s , from rain and snow melt on a daily basis, the area under study has 5334 km^2 , more than 6500 images were processed to evaluate the dynamics of the snow cover, the model was applied between the altitudes from 1410 masl, up to 6766 masl, dividing into 06 different zones of different intervals, (MDO10A1) were used to obtain the area of snow coverage on a daily basis, the algorithm of NDSI (normalised difference snow index), and at the same time use the (SCA) in the SRM model, and obtain daily flow results from rain and snow melt, the model was calibrated for year 2005 and later was validated for the year 2007, with efficient results of 0,77 and, 0,88 of Nash-Sutcliffe.

Keywords: Snowmelt Runoff Model (SRM); MODIS; Alto-Santa; Google Earth Engine.

Modelamiento de la desglaciación de los nevados de la cuenca del Río Santa y su impacto en los recursos hídricos

Resumen.- El derretimiento de los glaciares en la cuenca Alto-Santa es un aporte importante de agua dulce, por eso es importante evaluar la dinámica de la cobertura de nieve mediante el procesamiento de imágenes satelitales (MODIS), con resolución espacial diaria, a través del uso de la plataforma Google Earth Engine, plataforma para el análisis científico de petabyte-scale, más el uso del modelo (SRM), herramienta muy útil para estimar la contribución de la lluvia y nieve derretida en m^3/s , a nivel diario, el área en estudio tiene 5334 km^2 , se procesaron más de 6500 imágenes para evaluar la dinámica de la capa de nieve, el modelo se aplicó entre altitudes desde 1410 msnm, hasta 6766 msnm, dividiéndose en 06 zonas de diferentes intervalos de altitud, las imágenes (MDO10A1) fueron utilizados para obtener el área de cobertura de nieve diario, se usó el algoritmo de NDSI (índice de nieve de diferencia normalizado) y el área de cobertura de nieve (SCA) en el modelo SRM, y se obtuvo resultados de la escorrentía de fusión de nieve y lluvia diario, el modelo se calibró para el año 2005 y luego se validó para el año 2007, con resultados eficientes de 0,77 y 0,88 de Nash-Sutcliffe.

Palabras claves: Modelo de Escorrentía de Fusión de Nieve (SRM); MODIS; Alto-Santa; Google Earth Engine.

Recibido: julio 2018

Aceptado: noviembre 2018

1. Introducción

A nivel mundial cerca de dos billones de habitantes viven del suministro de agua proveniente de los glaciares, de ahí la importancia de evaluar la dinámica del área de cobertura de nieve SCA,

aplicando modelos de escorrentía de fusión de nieve y técnicas de percepción remota utilizando el sensor MODIS. Cerca del 99 por ciento de los glaciares tropicales del mundo se encuentran distribuidos en los Andes suramericanos Kaser [1], de los cuales el 71 por ciento se localizan sobre las cordilleras del Perú. En general existen dos categorías de modelos de fusión de nieve: Modelo de Balance de Energía y el Modelo de Índice de Temperatura como por ejemplo el Modelo de Escorrentía de Fusión de Nieve (SRM). El modelo SRM fue desarrollado por Martinec [2], las primeras veces fueron probados en micro-

*Autor para correspondencia:

Correo-e: elmercll@hotmail.com (Elmer E. Calizaya Llatasi)

cuencas en Europa, después fueron aplicados exitosamente en más de 100 cuencas a nivel mundial Martinec [2], Martinec et al. [3]. Para realizar esta investigación los objetivos fueron los siguientes:

1. Evaluar la dinámica de la desglaciación de los nevados mediante el uso del modelo Snowmelt Runoff Model (SRM) y su impacto en los recursos hídricos en la cuenca del río Santa.
2. Determinar el aporte de agua de la fusión de nieve/glaciares en la sub-cuenca Alto Santa. Para realizar el presente estudio se utilizaron imágenes del sensor MODIS (MOD10A1) versión 006 desde el año 2005 al 2008 y a la vez se utilizó el algoritmo de NDSI (normalised difference snow index) para calcular el área de cobertura de nieve para el modelo SRM.

También se utilizaron información climato-lógica de precipitación diaria y temperatura media diaria para el modelo, 08 parámetros para ejecutar el modelo SRM como el coeficientes de escorrentía de nieve y lluvia, factor de grado-día, tasa de la caída de la temperatura, temperatura crítica, área de contribución de lluvia, coeficiente de recesión y tiempo de retraso, a continuación se explica los métodos y ecuaciones utilizadas para obtener los parámetros para el ingreso al modelo SRM.

3. Se desarrolla los materiales y metodología utilizado en la investigación, se desarrolla el área general de estudio, diferentes características de la zona de estudio.
4. Se presenta los resultados de la simulación del modelo de escorrentía de fusión de nieve (SRM) para los años del 2005 y 2007.

2. Materiales y métodos

2.1. Materiales

Antes de iniciar la investigación se realizaron diferentes actividades como: reconocimiento de la cuenca en los aspectos hidrográficos, fisiográficos y geomorfológicos. Además la búsqueda de

diferentes fuentes de información como, datos meteorológicos, hidrométricos, cartografía, imágenes de satélites de los sensores ASTER y MODIS, programas de Microsoft office, Autocad, ArcGis 10.x, Erdas10.x, RStudio, Rclimtool, Plataforma del Google Earth Engine y el modelo Snowmelt Runoff Model - SRM, entre otros programas.

2.1.1. Información básica de climatología y cartografía

Las fuentes de información para la recolección de información de climatología y cartografía fueron solicitadas y obtenidas de diferentes instituciones y páginas del internet.

2.1.2. Información meteorológica e hidrométrica históricos diarios

La información meteorológica básica ha sido solicitada al SENAMHI y UHG-Huaraz, desde el año 2005 hasta el año 2008, precipitación diaria, temperatura diaria, y caudales diarios de 04 estaciones. En la Tabla 1, se muestra la relación de las estaciones meteorológicas e hidrométricas utilizados en la investigación y las zonas de clasificación de A, B, C, D, E y F para el modelo SRM, y en la Figura 1, se muestra el área y delimitación de estudio.

Tabla 1: Características de las seis zonas de elevación extraída el DEM de la sub-cuenca Alto Santa.

Zonas	Rango de elevación	Altitud hipsométrica	Área Km ²	Área %	Estación climática
A	1410 - 2300	2141,87	76,31	1,43	-
B	2300 - 3200	2843,61	645,45	12,11	Yungay
C	3200 - 4100	3730,57	1696,76	31,82	Recuay
D	4100 - 5000	4497,02	2446,71	45,89	Yanamarey
E	5000 - 5900	5242,05	449,67	8,43	Artesonraju AP2
F	5900 - 6766	6129,92	17,00	0,32	-

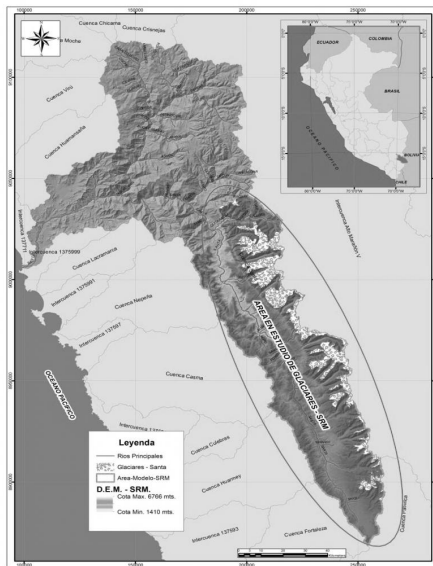


Figura 1: Delimitación de la sub-cuenca Alto Santa con área de cobertura de nieve.

2.2. Metodología y estructura del modelo de escorrentía de fusión de nieve – SRM

El SRM es un modelo semi-distribuido basado en el factor grados día que se ha aplicado alrededor del mundo en cuencas de montaña de diferentes áreas y rangos de elevaciones Martinec et al. [3]. Este enfoque de grados-día para la generación de fusión de nieve ha sido particularmente atractivo para la investigación de hidrología de nieve en regiones con redes meteorológicas dispersas y capacidad limitada para obtener las mediciones de campo necesarias para calibrar físicamente el modelo Zhang et al. [4], Tahir et al. [5] y Muhammad et al. [6].

SRM está basado en la plataforma de Windows (WinSRM), el modelo calcula la cantidad diaria de agua procedente de la fusión de nieve y de la lluvia, esta cantidad se añade al caudal de recesión para obtener el caudal total diario según la ecuación (1).

$$Q_{n+1} = c_{s,n} a_n (T_n + \Delta T) S_n + c_{r,n} P_n \frac{A(10000)}{68400} (1 - k_{n+1}) + Q_n k_{n+1} \quad (1)$$

Donde:

Q es el caudal medio diario (m^3/s), C es el coeficiente de escorrentía, considera las pérdidas

como un cociente (escorrentía, precipitación), C_s referido a fusión de nieve y C_r referido a lluvia, a es el factor de grados-día ($cm/(^{\circ}C \text{ día})$), indica el espesor de nieve fundida debido a un grado-día, T es el número de grados-día ($^{\circ}C \text{ día}$), ΔT es el ajuste de grados-día mediante la razón de variación de temperatura, cuando se extrapolan temperaturas desde una estación de referencia a una zona de elevación ($^{\circ}C \text{ día}$), S es el cociente del área cubierta de nieve al área total, P es la aportación de la precipitación en (cm), T_{crit} es la temperatura crítica, determina cuando esta aportación es en forma de lluvia e inmediata, o en caso de ser nieve nueva se almacena hasta que se reúnan las condiciones de fusión, A es el área de la cuenca en (km^2), K es el coeficiente de recesión, indica el decremento del caudal en ausencia de aportaciones de lluvia o fusión de nieve, donde $K = Q_{m+1}/Q_m$, ($m, m + 1$ son días consecutivos de un período de recesión) y n es la secuencia de días durante el período de cálculo de caudal.

Las variables T , S y P han de ser medidas o determinadas a diario, los parámetros C_s y C_r , la razón de variación para hallar ΔT , T_{crit} , k y el tiempo de retraso son característicos de una cuenca particular o, más en general, de un clima en particular.

Para el caso de estudio la sub-cuenca se ha dividido en 06 zonas de rangos de elevación de casi 1000 metros.

2.3. Parámetros de entrada al modelo SRM

2.3.1. Coeficiente de escorrentía de lluvia y nieve (C_r, C_s)

Este coeficiente tiene en cuenta las pérdidas, la diferencia entre el volumen de agua disponible (fusión + lluvia) y el caudal saliente de la cuenca, a largo plazo ha de ser el cociente entre la precipitación medida y el caudal medido. El programa admite valores independientes para la nieve, C_s , y para la lluvia, C_r , y permite variar sus valores cada quincena, y si se desea a diario, en cada zona de altura. De acuerdo con las definiciones sobre los coeficientes de escorrentía de C_r y C_s , en las ecuaciones (2) y (3) fueron utilizadas en los estudios de Kaya [7]. Además esas fórmulas se aplicaron también

en otra investigación de Tekeli [8]. Para el estudio también se utilizó la misma metodología, utilizando los hidrogramas de caudales y otras ecuaciones descritas a continuación.

$$C_s = \frac{\text{Volumen de la nieve que contribuye a la escorrentía}}{\text{Volumen total de nieve derretida}} \quad (2)$$

$$C_r = \frac{\text{Volumen de lluvia que contribuye a la escorrentía}}{\text{Volumen total de la lluvia}} \quad (3)$$

Para determinar los coeficientes primero se obtuvo el caudal base del hidrograma desde enero del 2005 a junio 2008. Para determinar los volúmenes de contribución de lluvia y nieve se utilizaron las área de cobertura de nieve generados por imágenes de satélite MODIS de resolución temporal diario, después se utilizó las fórmulas para determinar los coeficientes de lluvia C_r y el coeficiente de nieve C_s para, los hidrogramas representativos que se muestran en la Figura 2.

El hidrograma para los años del 2005 al 2008 está constituido a partir de las medidas y sumatorias que se observaron en las estaciones la Balsa, los Cedros y Quitarcsa estaciones que fueron medidos por la empresa Duke Energy Egenor – CENERGIA.

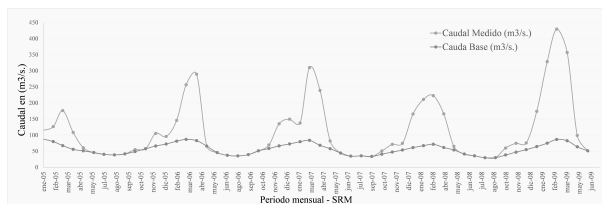


Figura 2: Determinación del coeficiente de lluvia C_r entre el caudal en m^3/s , y el caudal base desde el año enero del 2005 a junio del 2009.

2.3.2. Factor grados día

El factor grados-día a ($cm/(^{\circ}C d)$) convierte el número de grados-día T ($^{\circ}C d$) en espesor diario de agua M (cm) procedente de la fusión de la nieve mediante la ecuación (4).

$$M = aT \quad (4)$$

Una forma de hallar este factor, es comparar los grados-día registrados en una cuenca con la

disminución de agua en forma de nieve. Esta disminución puede calcularse con dispositivos de medida de radioactividad, con las llamadas "almohadas de nieve" o con lisímetros. El método de grados-día da lugar a medidas del factor a muy variables de un día a otro Martinec et al. [3], debido a que no se consideran explícitamente agentes como la radiación solar, velocidad del viento o el calor latente de condensación, que influyen decisivamente en el balance energético. Sin embargo, promediando cada 3-5 días su valor se hace más consistente. El factor de grados-día no es constante. Cambia de acuerdo con las propiedades de la nieve durante el período de fusión. Si no se dispone de suficientes datos, el factor grados-día se puede obtener mediante otras ecuaciones He et al. [9], en este caso se utilizó la siguiente relación empírica en la ecuación (5).

$$a = 1,1 \frac{\rho_s}{\rho_w} \quad (5)$$

Dónde:

a : factor grados-día ($cm/(^{\circ}C d)$).

ρ_s : densidad de la nieve.

ρ_w : densidad del agua.

Para el caso del estudio se utilizó otra fórmula empírica para determinar el factor grados-día en ($cm/(^{\circ}C d)$) Martinec [10], a continuación se muestra la ecuación (6) y los resultados obtenidos se muestran en la Tabla 2.

$$M = 1,56 + 5,338T$$

$$a = 0,1 \frac{M}{T} \quad (6)$$

Donde:

M : profundidad del hielo fundido.

T : temperatura.

2.3.3. Razón de variación de temperatura (γ)

Dado que la variación de temperatura es un factor muy importante para la fusión de nieve/hielo en alta montaña o picos, debido a lo que la tasa de caída es un parámetro importante en el modelo hidrológico como SRM, para determinar la variación de temperatura con la elevación o altitud. La tasa de caída fue determinada a partir de datos históricos de las estaciones de temperatura

Tabla 2: Promedios anuales del factor grados día calculado con las formulas propuestas para los años 2005 al 2009.

Año	Factor Grados Día (cm °C ⁻¹ d ⁻¹)					
	Zona A	Zona B	Zona C	Zona D	Zona E	Zona F
2005	0,5443	0,5443	0,5464	0,5683	0,4855	0,5143
2006	0,5442	0,5442	0,5462	0,5738	0,4992	0,5144
2007	0,5425	0,5455	0,5488	0,5831	0,4785	0,5150
2008	0,5420	0,5446	0,5490	0,5798	0,4399	0,5153
2009	0,5420	0,5446	0,5485	0,6206	0,5419	0,5145

a diferentes altitudes (Yungay y Artesonraju AP2). En la Tabla 3 se muestra el promedio de la razón de variación de temperatura de tres estaciones, dese la estación Yungay a Recuay es de 0,40, desde la estación Yungay a AP2 es de 0,57 y de Recuay a AP2 es de 0,75, las estaciones utilizadas para la determinación de la variación de temperatura, para el modelo se utilizó la variación de temperatura cada 100 metros de 0,75 de la estación de Recuay hasta la estación de AP2, que tienen una diferencia de 1393 metros.

Tabla 3: Temperatura promedio anual y variación de temperatura entre estaciones de menor y mayor altitud.

Año	T_{pa} (°C)			γ		
	Yungay	Recuay	AP2	Yungay Recuay	Yungay AP2	Recuay AP2
2000	17,05	11,89	-	0,55	-	-
2001	16,37	12,07	-	0,46	-	-
2002	16,45	12,60	1,82	0,41	-	0,77
2003	15,38	12,65	1,86	0,29	-	0,77
2004	14,66	12,24	1,76	0,26	-	0,75
2005	14,95	12,48	2,10	0,26	-	0,74
2006	15,06	-	1,85	-	0,59	-
2007	15,74	12,59	1,89	0,34	0,58	0,77
2008	16,75	12,26	1,57	0,48	0,58	0,77
2009	17,00	12,60	1,94	0,47	0,63	0,77
2010	16,90	12,69	2,72	0,45	0,58	0,72
2011	15,49	12,18	1,90	0,35	0,56	0,74
2012	14,56	12,36	1,72	0,24	0,61	0,76
2013	15,37	12,54	2,62	0,30	0,58	0,71
2014	14,55	12,47	2,21	0,22	0,53	0,74
2015	14,11	12,84	2,55	0,14	0,50	0,74
2016	14,35	13,15	2,89	0,13	0,51	0,74
2017	15,15	12,29	2,23	0,31	0,56	0,72
			Promedio	0,33	0,57	0,75

T_{pa} : temperatura promedio anual.
 γ : razón de variación de temperatura.

2.3.4. Temperatura crítica, (T_{crit})

La temperatura crítica es el valor preseleccionado de la temperatura que determina si el evento de precipitación es lluvia o nieve. En WinSRM, la temperatura crítica solo se usa en la temporada de derretimiento de la nieve para decidir si la precipitación es inmediatamente contribuye a la escorrentía (si llueve), o al atrasar la contribución (si hay nieve). El modelo mantiene la nieve recién caída almacenada hasta que se derrita en temperaturas cálidas en posteriores días. En general, la temperatura crítica se mantiene más alta que el punto de congelación y disminuido a 0 ° C. La temperatura crítica se calibró para la cuenca en el rango de 0 - 3,5 ° C para todos los años según Martinec et al. [3].

2.3.5. Área de contribución a la precipitación, (RCA)

El área de contribución a la precipitación ayuda a determinar si la escorrentía inducida por la lluvia es agregado a la escorrentía inducida por deshielo solo desde el área sin nieve o desde la totalidad de la zona Para RCA = 0, se supone que la lluvia que cae sobre el manto de nieve a principios de la temporada de deshielo es retenida por la nieve que generalmente es seca y profunda, y la lluvia contribuye a la escorrentía solo desde el área sin nieve. En una etapa posterior, la nieve de la cubierta se vuelve madura (RCA = 1) y si la lluvia cae sobre esta capa de nieve, se supone que la misma cantidad de agua se libera de la capa de nieve para que la lluvia de todo el área de la zona contribuya a la escorrentía. RCA es igual a 0 o 1 o una combinación de 0 y 1 fueron probados en este estudio.

2.3.6. Coeficiente de recesión (x, y)

El coeficiente de recesión resulta importe para el modelo dado que (1-k) indica el decremento del caudal en ausencia de aportaciones de lluvia o fusión de nieve. Una buena forma de hallar k es analizando datos históricos de caudal. Representando Q_{n+1} frente a Q_n . A partir de la relación $k = Q_{n+1}/Q_n$, se puede deducir que k no es constante, aumenta a medida que Q disminuye de acuerdo a las ecuaciones (7) y (8).

$$K_{n+1} = xQ_n^{-y} \tag{7}$$

$$K = \frac{Q_{n+1}}{Q_n} \tag{8}$$

Las constantes x e y se hallaron resolviendo con las ecuaciones (9) y (10).

$$\begin{aligned} k_1 &= xQ_{1-y} \\ \log k_1 &= \log(x) - y \log(Q_1) \end{aligned} \tag{9}$$

$$\begin{aligned} k_2 &= xQ_{2-y} \\ \log(k_2) &= \log(x) - y \log(Q_2) \end{aligned} \tag{10}$$

Donde x , y son constantes recuperadas del análisis histórico de caudales. Los valores preliminares de los parámetros se obtuvieron en base al método dado en Martinec y Rango [11]. Estos fueron definidos sobre la base de simulaciones SRM y las recesiones modeladas se aproximaron satisfactoriamente a la descarga, se observan las envolventes del coeficiente de recesión para los años 2005, 2006, 2007 y 2008, y los parámetros calculados se muestran en la Tabla 4.

Tabla 4: Coeficientes de recesión x e y para los diferentes años.

Años	Coeficiente de recesión promedio anual	
	factor (y)	factor (x)
2004	0,027	0,957
2005	0,012	0,915
2006	0,031	0,982
2007	0,042	1,044

2.3.7. Tiempo de retraso (L)

Uno de los propósitos principales de SRM es detectar el momento de las inundaciones y también calcular el volumen de la escorrentía simulada correctamente. El tiempo de retraso en SRM se usa para hacer coincidir el tiempo de escurrimiento simulado con escorrentía medida. Las fluctuaciones diarias características de la escorrentía de deshielo permiten que el desfase de tiempo sea determinado directamente de los

hidrogramas de los últimos años, el tiempo de retraso se trazó en función de los valores de las áreas de las cuencas Tabla 5. Entonces el tiempo de retraso es calculado para la Sub-cuenca Alto-Santa de (5331,42 km²) aplicando la ecuación (11), ecuación de la línea de tendencia, donde calculando da el tiempo de retraso es de 14 horas.

$$y = 1,606 \ln(x) + 0,2054 \tag{11}$$

Tabla 5: Valores de tiempo de retraso en horas de diferentes cuencas que utilizaron el modelo SRM.

Nombre de la cuenca	Área de la cuenca (km ²)	Tiempo de retraso (hrs)
Basin W - 3	8,42	3
Dischma	43,3	7,2
Dunajec	680	10,5
Durance	2160	12,4

3. Resultados y discusión

3.1. Análisis temporal y tendencia del área de cobertura de nieve, Sub-cuenca Alto-Santa con imágenes del sensor MODIS

El 18 de diciembre de 1999, The Earth Observing System (EOS), Terra Spacecraft fue lanzado con un complemento de cinco instrumentos, uno de ellos es el Moderate Resolution Imaging Spectroradiometer (MODIS) por sus siglas en inglés, esta información ahora está siendo utilizado para generar mapas de áreas de cobertura de nieve con algoritmos automatizados, la metodología utilizada para determinar el área de cobertura de nieve fue en la plataforma del Google Earth Engine, la cobertura de nieve es un importante componente de la criosfera además juega un rol en la climatología del planeta tierra, por eso es muy importante determinar la tendencia del retroceso o aumento de los glaciares. Las variaciones temporales de cobertura de nieve en (km²) desde el año 2000 al 2017, para el año 2000 había un promedio anual de cerca de los 300 km² de cobertura de nieve llegando como máximo en los meses de acumulación de nieve con 549

km² en el mes de febrero del mismo año, y esto fue disminuyendo debido a diferentes factores de cambio climático, de tal manera que en el año 2009 bajó hasta los 226,3 km² de promedio en área, y un máximo de 376,9 km² en el mes de enero, y para el año 2017 tenía 184,3 km² de promedio de área glaciar, y como máximo llegó en el mes de febrero a 311,6 km², con estos resultados y análisis temporales podemos llegar a la conclusión de que el área de cobertura de nieve continua disminuyendo en estos últimos 18 años. En la Figura 3, se muestra la tendencia de retroceso glaciar desde el año 2000 al 2017, como ya se explicó la tendencia es negativa, es decir que el área de cobertura de nieve está disminuyendo, debido al aumento de la temperatura a nivel nacional y mundial según el quinto informe de la IPCC, y los análisis de temperatura anual y precipitación de algunas estaciones como Yungay, Recuay y Artesonraju AP2, estas estaciones se encuentran dentro del área de estudio, la pérdida del área glaciar desde el año 2000 al 2017 es de orden de 24,7 % con mayor porcentaje de reducción en las áreas pequeñas de los glaciares. Según un informe de la UGRH, desde el año 1970 hasta el año 2003 hay una pérdida de 27,6 % de glaciares en la cordillera blanca.

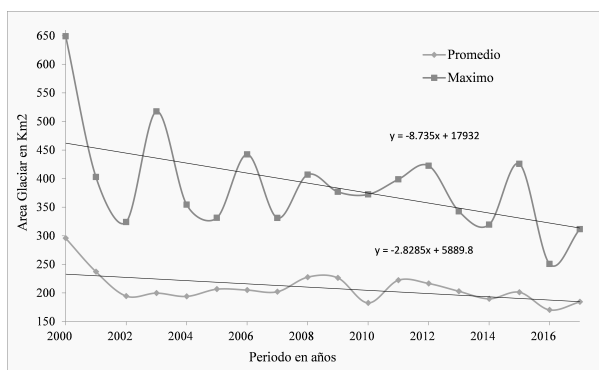


Figura 3: Tendencia del retroceso del área de la cobertura de nieve, promedios y máximos en km² desde el año 2000 al 2017, según: (MOD10A2).

3.2. Análisis de correlación estandarizada

Se realizó un análisis de correlación estandarizada desde el año 2005 al 2009, las estaciones que se encuentran en la parte baja y media del

área de estudio Yungay y Recuay tienen una correlación de -0,56 y -0,71 con el método de DCCA, de igual forma las estaciones que se encuentran en la parte alta de la cuenca a más de 4500 msnm, como son Artesonraju AP1 y AP2 con -0,67 y -0,56 de correlación, son las que tienen mejor correlación con el área glaciar esto significa que el área de la cubierta glaciar y la precipitación son significativamente inversas, podemos deducir que a mayor precipitación hay menor área glaciar durante las épocas de lluvia, lo que puede ser explicado que la precipitación líquida tiene un impacto negativo en el área glaciar, porque genera mayor absorción de energía en la masa de hielo. Las demás estaciones también tienen una buena correlación con el área de cobertura de nieve con el método DCCA Zebende [12], los mejores resultados de correlación se dieron con las estaciones climatológicas que están por encima de los 3400 msnm. Ya que estos juegan un papel importante en la acumulación de nieve durante las estaciones de invierno y otoño y la fusión de nieve durante las estaciones de primavera y verano, los resultados fueron los esperados, mientras que en las estaciones que están por debajo de los 3400 msnm, como Yungay no fueron los esperados. De igual manera en la Figura 4 se muestran las correlaciones estandarizadas entre cuatro variables de entrada, precipitación, temperatura, área de cobertura de nieve y el caudal todos mensuales para el modelo SRM, de las estaciones de Artesonraju AP2, para el periodo de simulación del 2005 al 2009. Donde para la estación Artesonraju AP2 en la gráfica claramente se observa la coherencia del comportamiento de las cuatro variables, la precipitación es una variable negativa para la acumulación de nieve en las estaciones de primavera y verano, de igual forma la temperatura juega un papel importante en la disminución del área de cobertura de nieve durante las dos estaciones, y el caudal aumenta debido a la fusión de nieve y precipitaciones según el gráfico, y en los meses de estiaje es a lo contrario ya que disminuye la temperatura, la precipitación y el caudal estos comportamientos son positivos para la acumulación de nieve desde fines del mes de abril hasta setiembre

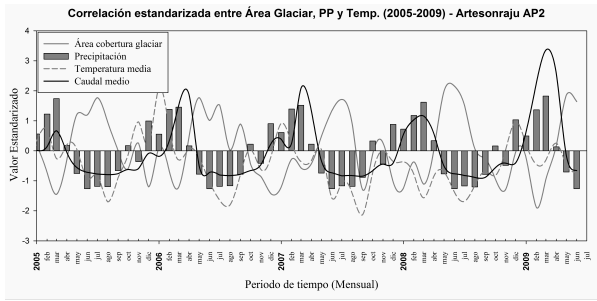


Figura 4: Correlación estandarizada mensual entre la precipitación, temperatura, área glaciar y caudales del (2005 - 2009) de la estación Artesonraju AP2.

3.3. Análisis y discusión de los resultados del modelo SRM

3.3.1. Calibración del modelo SRM para los años 2005

El modelo SRM, fue calibrado para el periodo del año 2005 y la validación se realizó para el año 2007, a continuación se muestran los resultados de la calibración del modelo para el año 2005.

Para el año 2005, se realizó la calibración utilizando la información de caudales observados de la sumatoria de tres estaciones la Balsa, Quitarsa y los Cedros, la estación la Balsa equivale a más del 90 % del caudal de la sumatoria de las tres estaciones desde los 80 a 90 m³/s, según los resultados de la calibración en el gráfico se observa el coeficiente de determinación de nash-sutcliffe fue de 0,77 % con un volumen de diferencia de 3,94 %, como se muestra en la Figura 5 los meses de mayor ajuste se dieron desde noviembre hasta el mes de abril perteneciente a las estaciones de primavera y verano llegando a un caudal promedio de 140 m³/s, esto debido al aporte de las precipitaciones y al aporte del derretimiento de los glaciares, mientras en los demás meses de otoño e invierno no hubo un buen ajuste de los caudales simulados y observados debido a los parámetro que se tuvieron ajustar de Cr y Cs, recomendados por Martinec et al. [3]. De todas maneras la calibración es aceptable ya que supera el 0,75 de coeficiente de determinación, en cuanto a volumen de agua, el resultado de volumen calculado de 3,94 % equivale más de 100 millones de m³, y a la vez esto equivale a un caudal de 3,22 m³/s durante todos los

días del año, por eso es necesario ajustar algunos parámetros para la validación del modelo, para tener un mejor resultado en cuanto a las diferencia de volumen de agua entre el simulado y observado. los valores utilizados para la calibración fueron: razón de variación de temperatura con (0,75 °C/100 m), factor grados día con 0,553 (cm / (°C d)), coeficiente de escorrentía de la lluvia (Cs) con valores de 0,0 – 1,0, coeficiente de escorrentía de la nieve (Cr) con valores de 0,32 a 1,0, temperatura crítica (T_{crit}) de 0,75 – 2 °C, área de contribución RCA 0,0 y 1,0, coeficiente de recesión x con 0,96 y Coeficiente de recesión y con 0,027, el tiempo de retraso (L) de 14 horas y descarga inicial de 104 m³/s.

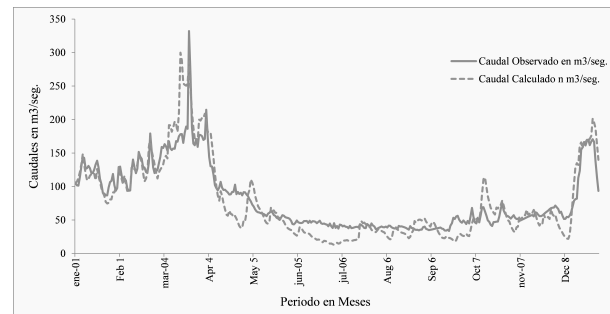


Figura 5: Resultados de la calibración del modelo SRM para el año 2005 en la sub-cuenca Alto Santa – área con glaciares.

3.3.2. Validación del modelo SRM para el año 2007

Los resultados de la validación para el año 2007, según la Figura 6, muestra un ajuste del coeficiente de determinación de nash-sutcliffe de 0,88 %, los mejores ajustes en los caudales observados y calculados se dan en los meses de enero y febrero donde la variación de los caudales es de 110 m³/s a 2015 m³/s, estos perteneciente a la estación de verano donde empieza la fusión de nieve debido al aumento de la temperatura, mientras en los meses de marzo hasta mayo no hubo un buen ajuste entre el observado y calculado se nota que el caudal pico del observado llega hasta los 680 m³/s mientras que en el calculado llego hasta los 550 m³/s. Esto implica que se tendría que hacer un mayor ajuste a uno de los parámetros del modelo, en los demás meses desde junio hasta diciembre tienen una cierta

similitud entre el simulado y el observado, y son las épocas donde hay menor fusión de nieve y mayor demanda de uso de agua, los parámetros utilizados para la validación fueron la razón variación de temperatura con $(0,75\text{ }^{\circ}\text{C}/100\text{ m})$, factor grados día con $0,528\text{ (cm }^{\circ}\text{C}^{-1}\text{ d}^{-1})$, coeficiente de escorrentía de la lluvia (C_s) con valores de $0,0 - 1,0$, coeficiente de escorrentía de la nieve (C_r) con valores de $0,23$ a $0,936$, temperatura crítica (T_{crit}) de $0,75 - 2\text{ }^{\circ}\text{C}$, área de contribución RCA $0,0$ y $1,0$, coeficiente de recesión x con $0,98$ y coeficiente de recesión y con $0,031$, tiempo de retraso (L) de 14 horas y descarga inicial de $188\text{ m}^3/\text{s}$. Para realizar la validación el único parámetro que se utilizó para ajustar el modelo fue el coeficiente de escurrimiento C_r , el resto de los parámetros no se ajustó. El caudal promedio anual del observado y el simulado es de $104\text{ m}^3/\text{s}$, lo que indica una variación de $0,63\%$ de diferencia en el volumen de agua.

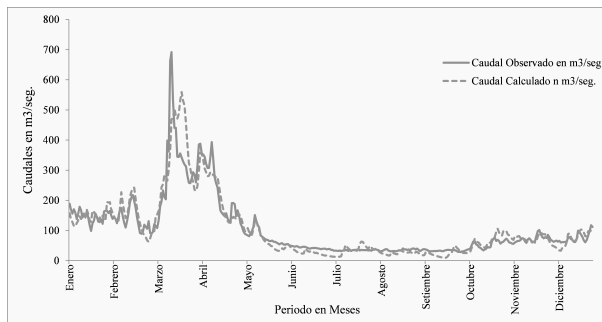


Figura 6: Validación del modelo SRM para el año 2007 en la sub-cuenca Alto Santa – área con glaciares.

4. Conclusiones

El área en estudio fue dividida en 6 zonas de diferentes intervalos con un promedio de 900 m con una altitud mínima de 1410 msnm , y una máxima de 6766 msnm , utilizando un DEM de $12,5\text{ m}$, de resolución espacial, se calculó el área de cobertura de nieve para cada zona denominados A, B, C, D, E y F, de las cuales en las zonas E y F, existían mayor área de cobertura de nieve que está desde los 5000 msnm , hasta los 6766 msnm y con un promedio de área de cobertura de nieve desde los 250 km^2 hasta 350 km^2 con respecto

al área total de la sub-cuenca de 5331 km^2 . Las imágenes MODIS fueron usadas para determinar el área de cobertura de nieve, se procesaron más de 730 imágenes con resolución temporal de un día en la plataforma del Google Earth Engine, y posteriormente utilizados para el modelo SRM de los años 2005 y 2007, para la simulación y validación de caudales diarios, el modelo se calibró para los años 2005 y posteriormente se validó para los años 2007, con resultados eficientes de $0,77$ y $0,88$ de coeficiente de determinación de Nash-Sutcliffe. A consecuencia de las tendencias positivas del aumento de las temperaturas se confirma el continuo retroceso de los glaciares es imparable desde el año 2000 al 2017 de un orden de $24,7\%$, según el análisis y resultados de las imágenes satelitales del sensor MODIS, con mayor sensibilidad de reducción en las áreas pequeñas y en los bordes de los glaciares en la sub-cuenca Alto-Santa. De la aplicación del modelo de escorrentía de fusión de nieve SRM, también se obtuvo resultados del aporte de la fusión de nieve obteniendo un resultado de promedio anual de aporte a los caudales de $35,5\%$.

La plataforma del Google Earth Engine, fue muy importante para el desarrollo de la investigación, trabaja con la base de datos de las imágenes de satélite de los sensores más importantes de diferentes tipos de resoluciones, el procesamiento es en nube, procesa grandes cantidades de información a nivel global en cuestión de segundos, y los resultados salen en gráficos de series temporales.

5. Referencias

- [1] Georg Kaser. A review of the modern fluctuations of tropical glaciers. *Global and Planetary Change*, 22(1-4):93–103, 1999.
- [2] J. Martinec. Snowmelt-runoff model for stream flow forecasts. *Nordic Hydrology*, 6(3):145–154, 1975.
- [3] J. Martinec, Albert Rango, and Ralph Roberts. *The snowmelt-runoff model (SRM) user's manual*. New Mexico State University, 2008.
- [4] Guoqing Zhang, Hongjie Xie, Tandong Yao, Hongyi Li, and Shuiqiang Duan. Quantitative water resources assessment of qinghai lake basin using snowmelt runoff model (srn). *Journal of Hydrology*, 519:976 – 987, 2014.

- [5] Adnan Ahmad Tahir, Pierre Chevallier, Yves Arnaud, Luc Neppel, and Bashir Ahmad. Modeling snowmelt-runoff under climate scenarios in the hunza river basin, karakoram range, northern pakistan. *Journal of Hydrology*, 409(1-2):104–117, 2011.
- [6] Muhammad Adnan, Ghulam Nabi, Muhammad Saleem Poomee, and Arshad Ashraf. Snowmelt runoff prediction under changing climate in the himalayan cryosphere: A case of gilgit river basin. *Geoscience Frontiers*, 8(5):941–949, 2017.
- [7] I. Kaya. Application of snowmelt runoff model using remote sensing and geographic information systems. Master of Science Thesis, Middle East Technical University, Ankara, Turquía, 1999.
- [8] A. E. Tekeli. Integration of remote sensing and geographic information systems on snow hydrology modeling. Master of Science Thesis, Department of Civil Engineering, Middle East Technical University, Ankara, Turquía, 2000.
- [9] Z. H. He, J. Parajka, F. Q. Tian, and G. Blöschl. Estimating degree-day factors from MODIS for snowmelt runoff modeling. *Hydrology and Earth System Sciences*, 18(12):4773–4789, 2014.
- [10] Jaroslav Martinec. The degree-day factor for snowmelt runoff forecasting. In *IUGG General Assembly of Helsinki*, pages 468–477. IUGG, 1960.
- [11] J. Martinec, Albert Rango, and E. Major. *The snowmelt-runoff model (SRM) user's manual*. Washington, D.C. : National Aeronautics and Space Administration, 1983. April 1983-Cover.
- [12] G. F. Zebende, M. F. da Silva, and A. Machado Filho. DCCA cross-correlation coefficient differentiation: Theoretical and practical approaches. *Physica A: Statistical Mechanics and its Applications*, 392(8):1756–1761, 2013.