

CLIMÁTICA Y MODELIZACIÓN DEL GLACIAR ZONGO, BOLIVIA

Jard Francou *, Pierre Rigaudière *, Ronald Saravia **

En el emisario del Glaciar Zongo (Cordillera Real, Bolivia), se utilizaron los parámetros meteorológicos (temperatura, humedad, radiación, viento) como base en un balance energético calculado en cada sector de la cuenca. El método de optimización no lineal permite calibrar los parámetros del modelo. Desde agosto 1994, el modelo explica más del 87% de la varianza de las descargas observadas. Una vez calibrado, el modelo puede servir para el estudio de las consecuencias globales del clima sobre los glaciares andinos.

climática, hidrología glacial, modelización hidrológica, balance energético.

CLIMAT ET MODÉLISATION HYDROLOGIQUE DU GLACIER ZONGO, BOLIVIE

On est au point pour simuler les débits journaliers à l'exutoire du glacier à partir des paramètres météorologiques (température, humidité, rayonnement, vent). Le modèle se fonde sur un bilan énergétique calculé sur chaque secteur de la cuvette. La méthode automatique d'optimisation non linéaire permet de calibrer les paramètres du modèle. Depuis octobre 1993 à août 1994, le modèle explique plus de 87% de la variance des débits observés. Une fois calé, le modèle peut servir à l'étude sur les conséquences globales d'un changement de climat.

hydrologie glaciaire, modélisation hydrologique, bilan énergétique.

CLIMATE AND HYDROLOGICAL MODELLING ON ZONGO GLACIER, BOLIVIA

The meteorological parameters (temperature, humidity, solar radiation, precipitation, wind) of Zongo Glacier (Cordillera Real, Bolivia) have been used as a base in an energy balance, estimated on each sector of the glacierized area. The non-linear optimization method is used to calibrate the model parameters. From October 1993 to August 1994, more than 87% of the variance of the observed daily discharges is explained. Once calibrated, to investigate the hydrological consequences of a global climate change on the Andean glaciers.

glacial hydrology, hydrological model, energy balance.

INTRODUCCIÓN

En los Andes Tropicales, la acumulación (precipitación) y la ablación (fusión, sublimación) son simultáneas durante el verano austral, época de lluvias al mismo tiempo que época de fuerte radiación. Esta especificidad climática tiene repercusiones notables en la hidrología y en los balances de masa de los glaciares de Bolivia. En relación a sus homólogos de latitudes medias, estos glaciares son muy sensibles y reaccionan muy rápidamente a las fluctuaciones climáticas, por el movimiento de los frentes y por la variabilidad de los balances de masa y de los balances hidrológicos.

Uno de los objetivos del estudio, realizado desde 1991 en el Glaciar Zongo en Bolivia, es la evidenciación de los procesos físicos que explican los caudales de fusión. Este objetivo impone una modelización hidrológica para comprender las relaciones entre parámetros meteorológicos y caudales que salen de la cuenca con glaciar. Una vez calibrado, el modelo debe servir para reconstituir las lagunas en las observaciones de caudales. Se lo utilizará también en la simulación de las consecuencias hidrológicas sobre los glaciares andinos de escenarios plausibles del cambio global del clima. En función de estos diferentes objetivos y de los datos disponibles, el intervalo de tiempo elegido para la modelización es de algunas horas, necesariamente inferior a un día.

Existen pocos modelos de cálculo de los caudales aplicables a cuencas fuertemente glaciizadas y no existe ningún trabajo de modelización de los caudales de glaciares en clima tropical. Es por ello que hemos desarrollado nuestro propio instrumento de modelización, basado en un balance energético puntual, extendido a toda la cuenca. El modelo elaborado, que tiene como objetivo la simulación de los caudales de fusión, es intermediario entre un modelo hidrológico conceptual, poco "físico", y un modelo energético preciso pero aplicable solamente a nivel puntual.

1. HIDROLOGÍA DE LOS GLACIARES TROPICALES Y MODELIZACIÓN

Para la modelización hidrológica del Glaciar Zongo, disponemos de datos meteorológicos sobre el glaciar a 5 150 m (temperaturas del aire a 180 y 30 cm encima del hielo, humedad, radiación global de cortas longitudes de onda de la atmosfera y del glaciar, balance neto de radiación, viento a 2 m), así como de mediciones complementarias de precipitación, temperatura, radiación global y niveles de agua en otros puntos de la cuenca. Aunque existen algunas mediciones desde 1991, nos limitaremos en el presente artículo al período de octubre 1993 a agosto de 1994, ya que es el período en cual disponemos de mayores datos. Otros artículos (Franco *et al.*, 1995; Rigaudière *et al.*, 1995a) presentan el sistema de mediciones.

La figura 1 ilustra la relación entre los caudales diarios que salen del Glaciar Zongo y dos parámetros meteorológicos observados a 5 150 m: la temperatura y la radiación global (cortas longitudes de onda). La fuerte estacionalidad del caudal se observa claramente, aproximadamente el 75% de los escurrimientos aparecen entre octubre y marzo, mientras que ninguna variación de la radiación global se manifiesta en función de la estación. La temperatura a 5 150 m presenta también una ligera estacionalidad con aumento de julio a diciembre y disminución de enero a junio, fluctuación estacional que desaparece completamente por las temperaturas observadas a 4 830 m o a 4 770 m.

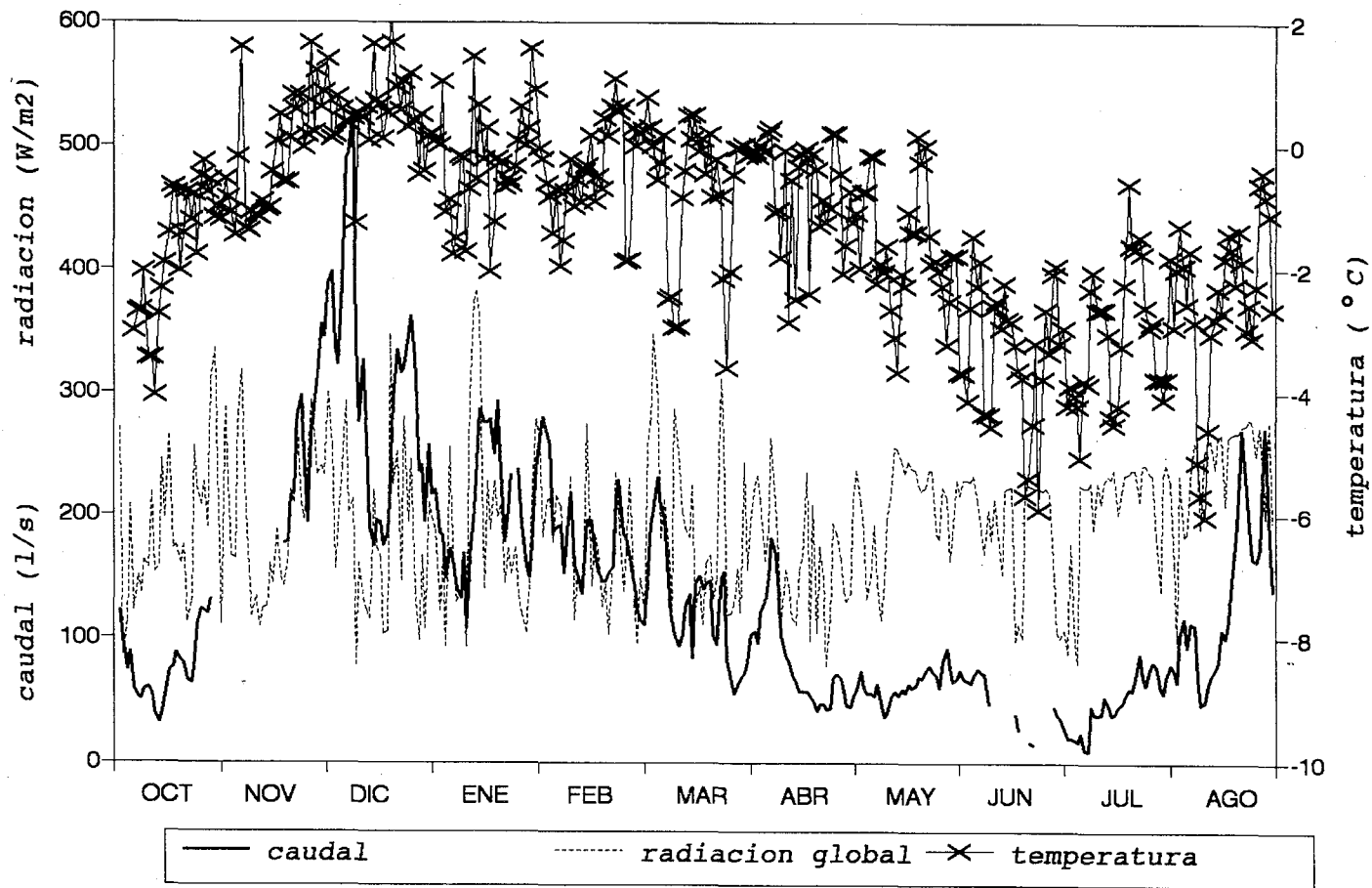


Fig. 1 - Período octubre 1993 - septiembre 1994, en el Glaciar Zongo. Valores diarios de temperatura y radiación global a 5 150 m y de caudal a 4 830 m.

aciones que presentan la mayor estacionalidad con 83% del valor marzo. A pesar de ello, la influencia de la lluvia es baja en los enca de Zongo. El coeficiente de correlación no es significativo entre ,06, n=296) y los caudales más fuertes aparecen durante episodios de n el curso de la estación húmeda (Ribstein *et al.*, 1995).

modelos hidrológicos aplicables a cuencas con nieve (ver inventario). Las caídas de nieve se transforman rápidamente bajo los Trópicos eraturas y fuertes radiaciones. En los glaciares, la nieve fresca te o se vuelve neviza con una densidad que pasa aproximadamente algunos días de buen tiempo. Esta transformación viene acompañada ntes y rápidas del albedo, entre 0,9 y 0,4 en menos de una semana (a). Además las coberturas de nieve fuera del glaciar se funden en cuencas fuertemente glaciadas bajo los trópicos, los modelos l deshielo de un stock nevoso no están adaptados.

os hidrológicos que toman en cuenta el deshielo de glaciares fueron tain & Tangborn (1985) y por Moore (1993). Muchos se inspiran en caudales y temperaturas (enfoque de tipo "temperature index" en fórmula lineal $Q_d = b(T_d - T_{ref})$. Para el día d , el caudal diario Q_d mperatura diaria T_d luego de sustracción de una temperatura de a generalmente igual a cero. Estos modelos "temperature index" idrología de glaciares, en una forma a veces más sofisticada con l parámetro b (Braun & Aellen, 1990). En el Glaciar Zongo, este tipo il, la correlación entre temperaturas y caudales es baja ($r^2=0,39$, para a baja correlación se explica por la transformación rápida de la nieve el término albedo es un término fundamental que hay que tomar en ón de los caudales de los glaciares tropicales.

as anteriores imponen por lo tanto la utilización de un balance lación de los caudales en pequeños intervalos de tiempo. En cuencas las como la del Glaciar Zongo (superficie de 3 km², 77% de glaciares), importante no justifica un balance energético muy preciso sino que usto que no necesita muchos datos de entrada. En un primer tiempo, r ninguno de los términos del balance energético, ya que nuestro determinar los términos preponderantes en la explicación de los ical. Además, hay que sectorizar el glaciar por tramos de altura, ectores relativamente homogéneos en relación con el deshielo. Este de la modelización mejora considerablemente los resultados ya que a altitudinal de las características meteorológicas (Braun *et al.*, 1994).

MENTOS DEL MODELO

detallada del modelo se encuentra en el informe de Rigaudière *et al.* r este capítulo el funcionamiento general subrayando ciertos aspectos del balance completo en la interfase aire y nieve/hielo aparece abajo

$$(1 - a) R_g + R_{atm} - R_{suelo} + Q_{lat} + Q_{sens} - k \left(\frac{\partial T}{\partial z} \right)_e + Q_p = L_f F + \int_0^e \rho c \frac{\partial T}{\partial t} dz$$

(1) (2) (3) (4) (5) (6) (7) (8) (9)

(1): balance de radiación de cortas longitudes de onda (en $W m^{-2}$)

a: albedo (sin unidad) y R_g : radiación global (en $W m^{-2}$)

(2): radiación atmosférica de grandes longitudes de onda (en $W m^{-2}$)

(3): radiación del suelo de grandes longitudes de onda (en $W m^{-2}$)

(4): flujo de calor latente (sublimación/condensación) (en $W m^{-2}$)

(5): flujo de calor sensible (en $W m^{-2}$)

(6): flujo de calor proveniente de capas inferiores (en $W m^{-2}$)

T: temperatura ($^{\circ}C$) y k: conductibilidad térmica (en $W m^{-1} ^{\circ}C^{-1}$)

(7): calor proporcionado por las precipitaciones (en $W m^{-2}$)

(8): energía disponible para la fusión (en $W m^{-2}$)

L_f: calor latente de fusión (en $J kg^{-1}$)

F: masa de agua de deshielo por unidad de superficie y de tiempo (en $kg s^{-1} m^{-2}$)

(9): recalentamiento o enfriamiento de la cobertura de nieve

r: masa específica de nieve o hielo (en $kg m^{-3}$)

c: capacidad calorífica de nieve o hielo (en $J kg^{-1} ^{\circ}C^{-1}$), T temperatura ($^{\circ}C$)

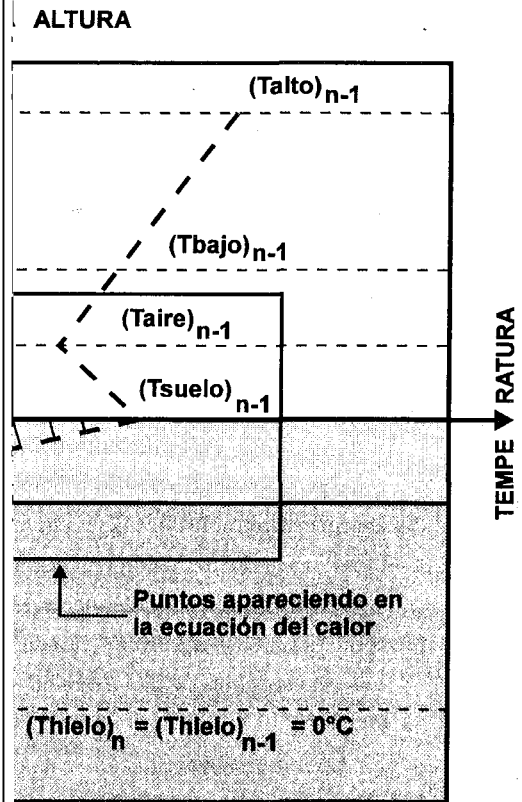
Esta ecuación corresponde a la conservación de la energía en la capa de intercambios térmicos de espesor e, para una unidad de superficie horizontal (ver Lliboutry, 1964: 341). Se supone que los flujos horizontales no son importantes en relación con los flujos verticales. El término (8) es el que tratamos de evaluar, por cálculo de todos los otros.


El término (9), recalentamiento o enfriamiento de la capa superior de hielo o nieve, impone la estimación de un perfil de temperaturas en cada intervalo de tiempo. Las únicas mediciones que disponemos sobre un período suficientemente largo son mediciones de temperatura del aire a 30 y 180 centímetros. Algunas temperaturas fueron medidas también en una capa de nieve/neviza de 1 m aproximadamente que condujeron a las siguientes hipótesis, procedentes de las observaciones:

- en la profundidad e, la capa está constituida por hielo (densidad superior a 0,6) de temperatura igual a $0^{\circ}C$ (e del orden de 1 m).

- en la profundidad e/l ($l > 1$), se pasa del hielo a la cobertura de nieve y este límite corresponde al mínimo de temperatura.

El perfil de temperaturas en cada intervalo de tiempo está compuesto de 4 valores, T_{alto} (medido), T_{bajo} (medido), T_{aire} (temperatura del aire a +e/l encima de la superficie calculada por interpolación/extrapolación lineal de T_{alto} y T_{bajo}), T_{hielo} ($0^{\circ}C$, a la profundidad e, por hipótesis). Se calcula también la temperatura a la profundidad -e/l ($T_{e/l}$) y a la interfase T_{suelo} por una resolución de la ecuación del calor, a partir de un esquema con diferencias finitas. La figura 2 ilustra el cálculo del perfil de temperaturas.



 **integración entre dos perfiles = recalentamiento**

de la ecuación de calor en la interfase aire/nieve, stante n y $n-1$.

basa en una evolución del perfil de las temperaturas intervalo de tiempo. Si el término de fusión (8) es positivo para recalentar la capa nieve/hielo hasta 0°C y si este término (8) es negativo, el agua de fusión se congela y la capa está fría (se disminuye $T_{e/l}$). Un término (8) positivo, permite la estimación de $T_{e/l}$ y de T_{suelo} , así como el grado de fusión considerado.

lograda a escala del glaciar (Rigaudière *et al.*, 1993), reflejada, con el albedo o con la radiación neta. Dentro del glaciar las mediciones de radiación solar se realizaron solamente a 5 y 150 m. En consecuencia, hemos utilizado un modelo inspirado en los trabajos de Winther (1993). El modelo continúa estable si la temperatura es negativa,

reencuentra su valor máximo en caso de episodio nevoso y decrece exponencialmente si la temperatura es positiva según la suma de las temperaturas positivas acumuladas desde la última nevada.

Para los términos (2) y (3) de radiación de grandes longitudes de onda, aplicamos la ley de Stefan-Boltzmann.

$$R_{\text{suelo}} = \epsilon \sigma T_{\text{suelo}}^4 \quad R_{\text{atm}} = \epsilon \sigma T_{\text{aire}}^4$$

con ϵ emisividad y σ constante de Stefan-Boltzmann ($5,67 \cdot 10^{-8} \text{ W m}^{-2} \text{ K}^{-4}$).

Para el término (3) que representa la radiación de la capa superior nieve/hielo, la emisividad es tomada igual a 0,985. Para el término (2), la radiación de la atmósfera, la fórmula de Brutsaert (1975) permite estimar la emisividad, con una corrección debida a la altura y a la nebulosidad según Kustas *et al.* (1994). La nebulosidad es estimada en relación con la radiación extraterrestre, habiendo observado que, por tiempo perfectamente claro, la radiación global es igual al valor teórico de la radiación extraterrestre menos 80 W m^{-2} aproximadamente (Rigaudière *et al.*, 1995a). Este valor límite de la radiación global en atmósfera despejada se observa claramente en época seca en la figura 1, sabiendo que para los meses de mayo, junio, julio, agosto, la radiación extraterrestre es respectivamente de 334, 312, 321, 358 W m^{-2} .

Los aportes de la morrena son simplemente calculados a partir de un coeficiente de escurrimiento constante (proporcionalidad directa a la precipitación) y a partir del deshielo de un stock nevoso (proporcionalidad directa a la temperatura).

Los caudales (glaciar y morrena) a la salida de cada uno de los sectores modelizados son transferidos al exutorio de la cuenca por reservorios lineales. Cada sector alimenta 2 reservorios en paralelo, un reservorio "lento" y un reservorio "rápido" por analogía a los escurrimientos intraglaciario y subglaciario. Todos los reservorios de todos los sectores son puestos en paralelo para proporcionar el caudal total al exutorio.

Para pasar del balance energético a la energía de fusión calculada para cada sector, se introdujo cierto número de parámetros. Como algunos de estos parámetros toman valores diferentes de un sector al otro, el número de parámetros que hay que calibrar es importante. Por ello, el método automático de Rosenbrock (1960) fue utilizado para investigar el mínimo de una función relacionada con las diferencias entre caudales observados y calculados. Para conducir la optimización en buenas condiciones, se impusieron límites para cada parámetro a calibrar, para quedar dentro de los límites físicos razonables.

3. ALGUNOS RESULTADOS DEL MODELO APLICADO AL GLACIAR ZONGO

El número de sectores definidos en la cuenca con glaciar queda a elección del utilizador del modelo. En los resultados presentados en este capítulo, hemos optado por 8 sectores en el Glaciar Zongo, lo que permite tener superficies de sectores del mismo orden de magnitud y homogéneos desde el punto de vista morfológico (diferenciación de las zonas de "seracs" y de zonas de nevizas).

La figura 3 presenta los resultados obtenidos con el modelo aplicado en todo el período (octubre 93 - agosto 94). El intervalo de tiempo de cálculo es de 6 horas pero las comparaciones se hacen en los caudales diarios; el coeficiente de correlación r^2 , entre los valores observados y calculados, es de 0,87.

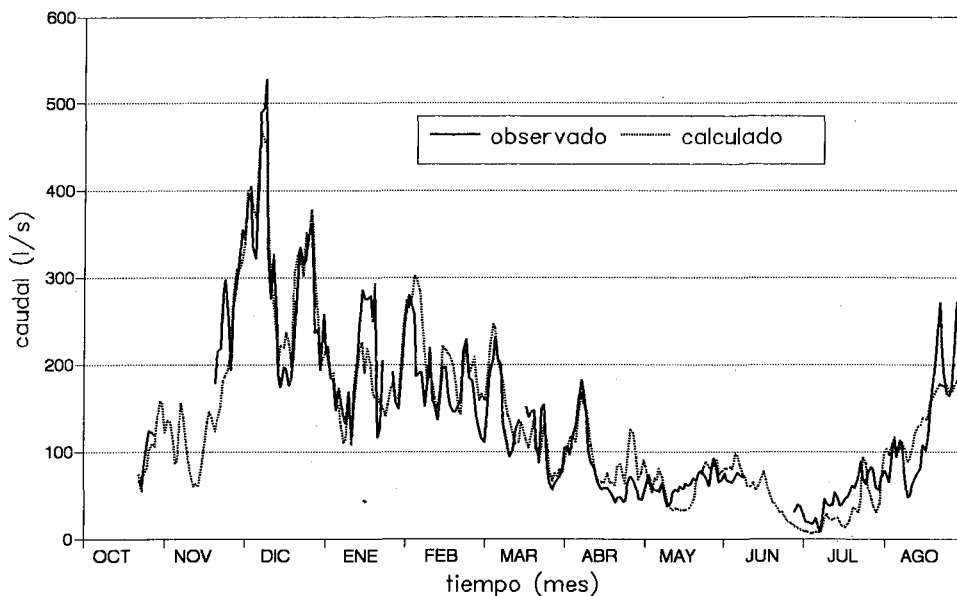


Fig. 3 - Caudales diarios observados y calculados por el modelo, por el período octubre 1993 a agosto 1994 (calibración con intervalo de tiempo de 6 horas).

Se realizó una calibración cruzada dividiendo el período observado en dos, antes y después de abril 1994. Los criterios en calibración no mejoraron sensiblemente y los resultados de validación siguen siendo aceptables.

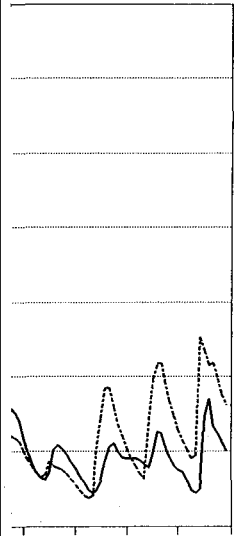
La adaptación del modelo parece satisfactoria ya que toma muy en cuenta la diversidad de las situaciones hidrológicas del período de observación.

El funcionamiento del modelo también fue estudiado con un intervalo de tiempo de 2 horas para el período de mayor escurrimiento, del 20 de noviembre al 15 de diciembre 1993. Los resultados son correctos como lo muestra la figura 4.

Cualquiera que sea el intervalo de tiempo, el modelo conduce a resultados aceptables, aunque los períodos de fuerte escurrimiento parezcan mejor constituidos que los de bajo escurrimiento. Esto se debe a que los caudales bajos corresponden a períodos en que los fenómenos de helada de agua de fusión y de abastecimiento/desabastecimiento de energía en la capa de nieve/hielo tienen la mayor amplitud. Estos son los fenómenos más complejos que maneja el modelo.

Se puede resumir aquí un análisis detallado de los resultados realizado en Rigaudière *et al.* (1995b). En caudales específicos, el sector de abajo puede proporcionar hasta $0,500 \text{ m}^3 \text{ s}^{-1} \text{ km}^{-2}$, mientras que el aporte del sector de arriba es inferior a $0,01 \text{ m}^3 \text{ s}^{-1} \text{ km}^{-2}$. Pero el sector de arriba representa cerca de la mitad de la superficie de la cuenca y su contribución al escurrimiento global no es despreciable.

El balance de las longitudes cortas de onda (término (1) de la ecuación 1) explica por mucho la variabilidad en el espacio y en el tiempo del balance de radiación total. Este balance



15

20 de noviembre al 15
oras).

ya y es más bien menos

del tiempo de cálculo
s parecen ser la mejor
le tiempo de 12 horas

observaciones hechas
es satisfactoria para el
iones para mejorar el

lo de septiembre 94 a
cabo un estudio para
rámetros del modelo
ros conducen a una
ento, no es validado.
ros para aproximarse

ínimo en relación con
os obtenidos sobre el

Glaciar Zongo (Francoy *et al.*, 1995). No obstante, este resultado deberá ser confirmado con la instalación de otros sensores para conocer con precisión los gradientes de viento y de humedad en la superficie del glaciar.

Es difícil estimar la cantidad de precipitación debido a las dificultades de medición de la nieve a gran altura. Un error en este parámetro es compensado por los otros términos del balance pero toma una parte del significado físico de los resultados. Es por ello que, siguiendo el procedimiento recomendado por Braun & Aellen (1990), pensamos comparar los resultados sector por sector con las mediciones de balance de masa obtenidos por algunas balizas para las zonas correspondientes.

Sabemos que una de las principales críticas que pueden hacerse sobre el estado actual del modelo es no tomar en cuenta lugares del glaciar en las diferentes alturas en relación con la inclinación de la radiación global. Seguramente que esto serviría para introducir una estacionalidad sobre bases físicas proporcionadas por un Modelo Numérico de Terreno (MNT). Esta dirección de investigación será tomada en cuenta en las próximas versiones del modelo.

Se trata de un modelo en proceso de desarrollo pero cuyos primeros resultados parecen suficientemente correctos para permitir una primera utilización en simulación. Esto se hizo estudiando la sensibilidad del modelo en las entradas. Un aumento de 1 °C de la temperatura conduce a caudales calculados superiores al 62% en los caudales observados. Las lluvias, la humedad relativa y la radiación global parecen menos sensibles que las temperaturas. Pero hay que notar que este estudio de sensibilidad fue realizado fijando todas las entradas, menos una que varía de diferentes maneras. Una variación de varias entradas simultáneamente tal vez habría llevado a otras conclusiones. Por ejemplo, una disminución de las lluvias o de la humedad debe corresponder a cierto aumento de la radiación global, que induce a un aumento de las temperaturas. Se realizará un estudio más completo en simulación después de haber mejorado el significado físico del modelo como se señaló más arriba.

Referencias citadas

- BRAUN, L.N. & ELLEN, M., 1990 - Modelling discharge of glacierized basins assisted by direct measurements of glacier mass balance. in: *Hydrology in mountainous regions I - Hydrological measurements; the water cycle* (Lang H. & Musy A. ed.): 99-106, IAHS 193, Wallingford, UK.
- BRAUN, L.N., BRUN, E., DURAND, Y., MARTIN, E. & TOURASSE, P., 1994 - Simulation of discharge using different methods of meteorological data distribution, basin discretization and snow modelling. *Nordic Hydrology*, 25 (1/2): 129-144.
- BRUTSAERT, W., 1975 - On a derivable formula for long-wave radiation from clear skies. *Water Resources Research*, 11 (5): 742-744.
- FOUNTAIN, A.G. & TANGBORN, W., 1985 - Overview of contemporary techniques. in: *Techniques for prediction of runoff from glacierized areas* (Young G. ed.): 27-41, IAHS 155, Wallingford, UK.
- FRANCOU, B., RIBSTEIN, P., SARAVIA, R. & TIRIAU, E., 1995 - Monthly balance and water discharge of an intertropical glacier, the Zongo Glacier, Cordillera Real, Bolivia, 16 °S. *Journal of Glaciology*, 41 (137): 61-67.
- KUSTAS, W.P., RANGO, A. & UIJLENHOET, R., 1994 - A simple energy budget algorithm for the snowmelt runoff model. *Water Resources Research*, 30 (5): 1515-1527.

- LLIBOUTRY, L., 1964 - *Traité de glaciologie*, 1040p., Paris: Masson et Cie.
- MOORE, R.D., 1993 - Application of a conceptual streamflow model in a glacierized drainage basin. *Journal of Hydrology*, 150: 151-168.
- RIBSTEIN, P., TIRIAU, E., FRANCOU, B. & SARAVIA, R., 1995 - Tropical climate and glacier hydrology: a case study in Bolivia. *Journal of Hydrology*, 165: 221-234.
- RIGAUDIÈRE, P., RIBSTEIN, P., FRANCOU, B., POUYAUD, B. & SARIASIA, R., 1995a - Mesures météorologiques, hydrologiques et glaciologiques sur le Glacier Zongo. Année hydrologique 1993-94, 69p., Informe N°43, La Paz, Bolivia: ORSTOM.
- RIGAUDIÈRE, P., RIBSTEIN, P., FRANCOU, B., POUYAUD, B. & SARAVIA, R., 1995b - Un modèle hydrologique du Glacier Zongo, 90p., Informe N°44, La Paz, Bolivia: ORSTOM.
- ROSENBROCK, H.H., 1960 - An automatic method for finding the greatest or least of a function. *Computer Journal*, 3: 175.
- WINTHER, J.G., 1993 - Short- and long-term variability of snow albedo. *Nordic Hydrology*, 24: 199-212.
- WMO, 1986 - *Intercomparison of models of snowmelt runoff*, 436p., Operational Hydrology, Report N° 23, Geneva, Switzerland: World Meteorological Organization.