亜寒帯河川流域の流出に与える山岳氷河の影響について

和田 知之^{*1}・知北 和久^{*2}・工藤 勲^{*3}・城戸 大作^{*1}・成田 悠一^{*1}

Glacial effects on discharge, sediment load and water chemistry from a subarctic river basin.

Tomoyuki WADA ^{*1}, Kazuhisa A. CHIKITA ^{*2}, Isao KUDO ^{*3},
Daisaku KIDO ^{*1}, Yu-ichi NARITA ^{*1}

Abstract

The subarctic Tanana River basin, Alaska, is occupied by ca. 5.6% glacierized region and the other discontinuous permafrost region. Time series of discharge, suspended sediment concentration (SSC) and water chemistry in the Tanana River were obtained in the glacier-melt seasons of 2000 to 2005. In order to estimate each contribution of glacier-melt to discharge, SSC and water chemistry, all the time series were reproduced by the tank model. As a result, the reasonable simulations (correlation coefficient $R = 0.68-0.97$) for the discharge time series revealed that glacial-melt discharge occupies 33-58% of the Tanana river discharge. The SSC and SiO_2 time series were also reasonably simulated ($R = 0.70-0.87$). These calculations led to the conclusion that the major sediment and SiO_2 sources are located in the glacierized and permafrost regions, respectively.

Key words: glacier, permafrost, sediment load, water balance, tank model, rating curve
キーワード: 氷河, 永久凍土, 土砂流出, 水収支, タンクモデル, $L-Q$ 式

はじめに

亜極域には, 流域内に氷河域と不連続な永久凍土域がある河川が存在し, 氷河及び活動層の凍土の融解と降雨が夏季の主要な涵養源となっている(知北ほか, 2006; Chikita *et al.*, 2007)。氷河域からの流出は, 気温に大きく影響される(Kido *et al.*, 2007)。一方, 凍土域からの流出は, 雨水が透水性の高い上部有機層を速やかに浸透し, 透水性の低

い下部無機層に遮られて生じる地中流が主な成分である(Woo and Marsh, 2005)。

土砂流出については, 氷河域と凍土域では逆の性質を持っており, 氷食作用により大きな土砂供給源となっている氷河域に対し, 強固な凍土は浸食を受けにくい(知北ほか, 2006)。また, 植物プランクトンの生産に重要な SiO_2 の流出水中の濃度は, 氷河域からの流出に比べて凍土域からの流出の方が高い(Anderson *et al.*, 2000; Guo and

-
- * 1 北海道大学大学院理学研究科地球惑星科学専攻 Division of Earth and Planetary Sciences, Graduate School of Science, Hokkaido University
* 2 北海道大学大学院理学研究院自然史科学部門 Department of Natural History Sciences, Faculty of Science, Hokkaido University
* 3 北海道大学大学院水産科学研究院海洋環境科学分野 Division of Marine Environment and Resources, Faculty of Fisheries, Hokkaido University

Macdonald, 2006)。

海洋への淡水流入は冬季の海水生成、土砂や栄養塩流入は海洋での基礎生産量に大きな影響を与える。しかし、流域内に氷河と凍土が共存する大河川の流出機構については、これまで研究例が乏しく、不明な点が多い (Meade *et al.*, 2000)。他方、近年の温暖化傾向や降水量変化は、流域や海洋に影響を及ぼすことが考えられる。そこで、本研究ではユーコン川支流の中でも氷河被覆域の比較的大きなタナナ川流域に焦点をあて、氷河域及び凍土域の流出への寄与を定量的に評価することによって、タナナ川の流出機構を明らかにすることを目的とする。現地観測によりタナナ川の水・土砂・化学物質の流出特性を調べ、タンクモデルによって観測で得られた時系列データの解析を行い、水・土砂・化学物質の流出に対する氷河域及び凍土域の寄与を明らかにした。

研究地域と観測データ

- 1 研究地域

研究地域は、アラスカ・ユーコン川の支流であるタナナ川の NEN 地点 (Fig. 1) より上流の流域である。NEN 地点はユーコン川との合流点から 208 km 上流に位置し、流域面積は $6.63 \times 10^4 \text{ km}^2$ で、これは北海道の面積 $8.35 \times 10^4 \text{ km}^2$ に匹敵する。流域南側源頭部のアラスカ山脈付近とランゲル山群付近には、氷河域が存在している (Fig. 1)。氷河域の決定にはランドサットデータを用い、その面積は流域全体の約 5.6% であった。氷河域の下流には不連続な永久凍土が広がり、地上には針葉樹林、広葉樹林、灌木、草などが生えている。タナナ川の河道周辺には湿地帯があり、シート状永久凍土や永久凍土塊が存在する (Ferrians, 1965; Brown *et al.*, 1997; Brabets *et al.*, 2000)。

PC 地点 (Fig. 1) はガルカナ氷河末端の下流 1.1 km にあり、流域面積 31.1 km^2 のうち 19.8 km^2 が氷河である。ガルカナ氷河では長期間の水文・気象観測がなされていることから、タナナ川流域内の氷河域では流出に関する研究が比較的多く

Fig. 1 Yukon River basin (upper) and Tanana River basin (lower) (modified after Brabets *et al.*, 2000). Site NEN and site PC are USGS gauging stations of river stage. Fifteen weather stations are located in the Tanana River basin. Glacierized regions occupy 5.6% of the Tanana River basin area.

(March, 2000; Kido *et al.*, 2007), そのデータを流域内の氷河域の代表点として、当研究では多く用いる。

- 2 観測方法とデータセット

流域内の NEN 地点及び PC 地点に米国地質調査所 (USGS) の水位観測点があり、その日流量データの提供を受けた。また、NEN 地点に赤外線後方散乱式濁度計 (アレック電子 KK 製, MTB-16K 型, 測定範囲 0 ~ 2000 ppm, 測定精度 $\pm 40 \text{ ppm}$) を設置し、2000 年から 2005 年の 6 ~ 9 月に濁度の連続観測を行った。1 時間ごとに、1 秒間隔で 10 サンプル記録されたデジタル信号 (瞬間 N 値) を平均し、N 値の 1 時間間隔の時系列を得た。N 値を事前の実験で得られた式を用いて濁度 (ppm) に変換した後、濁度と現地で数回採取した河川水の懸濁物質濃度 (suspended sediment concentration: 以下 SSC) (mg/l) の間で回帰式を作って濁度を変換し、全期間の SSC を得た。さらに、SSC に流

量に乗じて浮流土砂流出量(kg/s)を求めた。NEN 地点においては、浮流土砂流出量が掃流土砂流出量よりもオーダー的に大きく(知北ほか, 2002), 浮流土砂流出量のみで流出土砂に関する議論をしても問題ないと判断した。

日平均気温と日降水量の気象データは、米国海洋大気庁(NOAA)及び米国西部気象センター(WRCC)の気象観測点15箇所のデータが提供された。流域内の気象観測点から大きく離れた地域では、より近い流域外の気象観測点のデータを使用した。各気象観測点の値を適用する領域は、ティーセン法で決定した。気温についてはDEM(digital elevation model)と気温減率(-0.6/100m)を用いて高度補正を行った。降雨についても高度効果を考慮するため、1961年～1990

年間の平均の6月雨量データマップ(The Climate Source, Inc.)を用いて補正を行った。その結果、補正された雨量は観測値の約1.3倍となった。

2005年6～9月にはNEN地点において約1週間おきに採水し、溶存 SiO_2 濃度を比色分析法(QuAATro, Bran Luebbe, Inc.)で測定した。また、PC地点においても2005年9月に2回採水し SiO_2 濃度を測定した。

観測結果

2002年6～9月及び2005年6～9月におけるNEN地点の流量・SSCと浮流土砂流出量, NEN地点及び氷河域の気温, 及び流域全体の日雨量をFig. 2に示す。

Fig. 2 Temporal variations of discharge, sediment load, suspended sediment concentration (SSC) and air temperature at site NEN, air temperature in the glacier region and rainfall in the Tanana River basin in the summer of 2002 and 2005. SiO_2 Flux and SiO_2 concentration in 2005 are also shown.

2002 年の 7 月 1 日～5 日と 8 月 16 日～20 日、2005 年の 6 月 19 日～20 日と 8 月 17 日～18 日には比較的大きな降雨イベントが流域内で広く起こっており、NEN 地点の流量は降雨に数日遅れて大きく増加している。しかし、2002 年 7 月 28 日の降雨イベントでは主に上流域でのみ降雨が起こっており、この年最大の日雨量を記録しているにも関わらず流量の増加がほとんど見られない。これは、広大な流域を水が流下してくる過程で流量のピークが大きく減衰するとともに、一部の水が流域内に貯留されることを示唆している。

2005 年の 8 月 11 日～22 日には比較的大きな流量ピークがあるが、これには相当する降雨イベントが存在せず、代わりに氷河域の気温が大きく上昇している。このことから、この流量ピークは源頭部の気温上昇に伴う氷河融解が主な要因と考えられる。

SSC と浮流土砂流出量、流量を比べると、SSC と浮流土砂流出量は変動傾向が良く似ており、流量よりも SSC の変化が土砂流出量に大きく影響している。浮流土砂の起源としては主に氷河流動による氷河底での浸食、河道浸食及び凍土域での浸食が考えられるが、凍土域は浸食を受けにくく、氷河をもたない流域内河川の SSC が氷河域の PC 地点に比べて 1 オーダー以上低い（知北ほか、2002）ことから、主な供給源は氷河域であり、その土砂の一部が河道に堆積し流量増大時に再浸食されていると思われる。実際に、2005 年 8 月 11 日～22 日の氷河起源と思われる増水イベント中には SSC も大きく増大している。2002 年の 7 月 13 日～8 月 15 日にも SSC の増大期間があるが、これはそれほど流量の増大を伴わない。しかし SSC のピークに 5 日程度先行して気温のピークが来ており、それに伴う融解流出が流送土砂の起源と思われる。

SiO_2 濃度の変動傾向を見ると流量と逆相関しており、 SiO_2 フラックスは変動が小さく安定している。 SiO_2 は浸透の際に土壌と接触している時間あるいは距離がその濃度形成に強く影響しており（恩田ほか、1996）、 SiO_2 濃度の高い深い帯水層

からの地下水流出が安定した供給源となっていると思われる。

水収支

観測データから流域での水の収支量を計算し、その特徴を明らかにするとともに、計算の結果をタンクモデルによる流出解析に用いる。

まず、流域をその被覆特性から氷河域とそれ以外の凍土域の二つに分けた。凍土域には、不連続永久凍土帯や湿地帯などが含まれる。氷河域への涵養は降水 P (mm/day) 及び氷河融解 M (mm/day)、凍土域への涵養は降水 P と凍土融解 F (mm/day) であり、流域からの損失は凍土域の蒸発散 ET (mm/day) と NEN 地点での河川流出 D_s (mm/day) とした。氷河域での昇華や蒸発、流域外への地下水流出は無視できるものとした。期間は、2000 年から 2005 年の 6 月～9 月である。水収支式は次式で表される。

$$S_s + S_a = P + M + F - D_s - ET + e \quad (1)$$

ここで、 S_s : 流域内水貯留の季節変化量 (mm/day)、 S_a : 季節変化 (S_s) 以外の流域内水貯留の変化量 (mm/day) 及び e : 推定誤差である。 S_s 値は年によって変動せず、1 年間の積算値は 0 になる量である。涵養が多い夏季は正の値をとり（貯留量増加）、涵養がほとんど無く蒸発散も少ない冬季はほぼ $S_a = -D_s$ の関係を満たし、負の値をとっている（貯留量減少）と考えられる。一方、 S_s 値はその年の涵養量によって変動し、1 年間の積算値も年によって異なる。

氷河域と凍土域の二つに分けた流域をティーセン法で分割し、各気象観測点の観測値を適用する範囲を決めた。そして、それぞれの気象観測点ごとに下記の方法で涵養量及び損失量を求めた。

蒸発散量を求めるため、緯度と視赤緯から計算した可能日照時間と日平均気温から Hamon 法 (Hamon, 1963; Dingman, 2002) を用いて日可能蒸発散量 PET を計算した。次に、Pike 方程式を用いて (Dingman, 2002) 6 月～9 月の総降水量 P

と総可能蒸発散量 PET_s から総実蒸発散量 ET_s を求めた。最後に蒸発散比 $= ET_s/PET_s$ を計算し、各年の f 値は一定として、 PET に乗じて日実蒸発散量 ET を求めた。

氷河融解は、高度補正した日平均気温を元に下記の degree day 法で計算した (Braithwaite, 1995; Kido *et al.*, 2007)。

$$M = T_a \times f \quad (2)$$

ここで、 f : degree day ファクター (mm/day・°C) である。 f 値は地域や表面の状態によって変わるので、PC 地点上流にあるガルカナ氷河で得られた値 (March (2000) によって雪面上で 3.5 ~ 5.0, 氷面上で 7.0 ~ 10.0) を参考に、雪面上で 3.5, 氷面上で 7.0 とした。氷河上の雪線高度は季節が進むにつれて上昇し、裸氷域が徐々に増えるため、同氷河で観測された 2001 年雪線高度変化 (Kido *et al.*, 2007) より雪線高度を段階的に引き上げて融解量を計算した。

凍土域からの融解量 F は、流域内の凍土分布が不明なことから、その量を推定することは困難である。そこで、水収支式の残差から凍土融解量と貯留変化量の差を計算し、凍土融解の影響について検討した。残差 R_d は、(1) 式左辺から F を引いた $R_d = S_s + S_a - F - e$ で表わされる量で、(1) 式右辺から F を減じた $R_d = P + M - D_s - ET$ を計算することで得られる。

以上より計算された、各気象観測点の日雨量・氷河融解量・蒸発散量の値を流域全体で面積加重平均して、全体の水収支を計算した。Table 1 に

各年 6 ~ 9 月の平均日雨量・氷河融解量・蒸発散量・流出高及び水収支の残差を示す。6 年間の平均日氷河融解量は 0.78mm/day で平均日雨量 2.24mm/day の約 1/3 となった。平均日蒸発散量は 1.42mm/day となり、凍土域では雨量の 6 割程度が蒸発散で失われている。

涵養量の年毎のばらつきは損失量のばらつきと比べて大きく、氷河融解量は最小の 2000 年と最大の 2004 年の間で約 1.8 倍、雨量は最小の 2004 年と最大の 2002 年の間で約 1.9 倍の開きがある。しかし、流出量は比較的安定しており、これは流域内貯留がバッファーとして働いているからと考えられる。涵養量と損失量の残差は、流域内貯留の変化量 $S_s + S_a$ から凍土融解量 F を減じたものであり、総涵養量が少ない年に残差 (負値の絶対値) が大きくなる傾向がある。これは、涵養量が少ない年には流域内貯留が排出されて S_a 値が負値になるためと考えられる。逆に、涵養量が多い年には流域内貯留が増加して S_a 値が正値になり、流量を安定させていると思われる。2002 年及び 2005 年の雨量・融解量・蒸発散量・流出高及び 6 月 1 日を基準にした水収支の残差の積算を Fig. 3 に示す。これによると、降雨による涵養の少ない 2005 年 8 月後半から 9 月前半にかけて貯留分が排出されていることがわかる。2002 年は降雨が多かったために S_a 値が大きな正の値となり、 F と相殺して残差 R_d がほぼ 0 になったと思われる。

2000 年 ~ 2005 年の残差を平均すると、年変動する S_a の影響を除外した値 $\overline{R_d} = \overline{S_s} - \overline{F} - e$ が

Table 1 Glacier-melt amount, rainfall, evapotranspiration, runoff height and residual (mm/day) averaged for June to September of 2000 to 2005.

Year	2000	2001	2002	2003	2004	2005	Average	S.D.
Glacier-melt	0.62	0.72	0.65	0.76	1.1	0.81	0.78	0.17
Rainfall	2.79	1.90	2.81	2.12	1.48	2.35	2.24	0.52
Total Input	3.41	2.62	3.46	2.88	2.58	3.16	3.02	0.38
Evapotranspiration	1.59	1.31	1.54	1.35	1.24	1.48	1.42	0.14
Runoff Height	2.04	2.00	1.98	1.81	1.90	2.15	1.98	0.12
Total Output	3.63	3.31	3.52	3.16	3.14	3.63	3.40	0.23
Residual	-0.22	-0.69	-0.06	-0.28	-0.56	-0.47	-0.38	0.23

Fig. 3 Temporal variations of discharge, evapotranspiration, rainfall, glacier-melt and residual (water storage minus ice-melt in permafrost) in the summer of 2002 and 2005.

得られ、 R_d 値の正負を逆にすると凍土域からの融解から夏季の貯留増加量を引いた値となる。ここで、 S_s の涵養源が凍土融解であると仮定すると、 $-\overline{R_d}$ 値は凍土融解量から流域内に残留する量を減じた値、つまり凍土融解水のうち流出または蒸発散によって流域外に出る量となる。融解面は地中数十 cm ～数 m の深さにあるため、蒸発散によって失われる量は少ないと考え、 $-\overline{R_d}$ 値は凍土融解流出量となる。その結果、計算された凍土融解流出量は 0.38 mm/day と小さな値となった。ただし、 S_s の涵養源が凍土融解のみではないことや、氷河融解量等の見積もりの誤差があることから、この値の信頼性は必ずしも高くない。

計算された凍土融解流出量を Kuchment *et al.* (2000) がロシア・コリマ川流域で得た 5 月～8 月の凍土域からの日平均融解流出量 0.88 mm/day と比べると値が小さいが、タナナ川流域の凍土は不連続である点を考慮すると、計算された凍土融解流出量はオーダー的に妥当な値と思われる。

流出解析

- 1 水の流出解析

以後は流量観測点 (NEN 地点) で得られた水・土砂・化学物質の流出時系列を流出特性の異なる氷河域と凍土域を区別したタンクモデル (Sugawara, 1972) で再現することによって、氷河域及び凍土域の流出への寄与を定量的に評価する。本研究の対象流域においては、2002 年及び 2003 年の河川水の流出に関する流出解析が知北ほか (2006) によって行われているが、凍土域からの流出をひとつのタンクで再現した結果、水が流域を流下してくる際にピークが減衰することを考慮できなかった。そこで、流域を三つにわけ、さらにその流出機構の違いから、氷河域とそれ以外の凍土域に分けてタンクを設けた (Fig. 4)。氷河域のタンクは Kido *et al.* (2007) を参考に一段、凍土域は表面流出・中間流出・基底流出に対応する三段タンクとした。氷河域タンクへの入力には氷河融解と降雨、凍土域タンクへは降雨を与え、凍土域の表面流出タンクと中間流出タンクからは蒸発散を引いた。凍土域からの融解については、融解量が不確定ではあるものの、値が比較的小さく融解量の日変動も小さい (Kuchment *et al.*, 2000) ことから、これをタンクの初期貯留量と蒸発散がない基底流出タンクからの流出量の一部とみなして再現した。1 時間ステップでこれらの入力を与え、残ったタンク内の水量に比例した量を計算流出量として出力し、実測流量と比較した。再現期間は 2000 年～2005 年の 6 月～9 月で、各年の 5 月を助走計算期間とした。

各タンクのパラメータは、2002 年の実測流量を最もよく再現するように最適化し、他の年でその

Fig. 4 Tank structure in the tank model applied to the Tanana River basin.

妥当性を検証した。Table 2 に示したパラメータはそれぞれ、一時間あたりの流出率 (h^{-1})、一時間あたりの浸透率 (h^{-1})、孔の高さ $h(\text{mm})$ 、初期貯留高 $d(\text{mm})$ 、遅れ時間 $D(\text{h})$ である。各パラメータは流域の地下構造などの流出特性を表すものであり、表面からの早い流出に対応する i_1 と i_2 (i はタンクの列番号) の値は、流域下流部で大きく上流部では小さくなるように設定した。凍土域の浸透率及び基底流出タンクの流出率は、地域による変化が小さいと思われるので、なるべく近い値をとるように設定した。遅れ時間は、上流に行くごとに 1 日ずつ増やした。氷河融解流出量は、気温に対して遅れて反応する (Kido *et al.*, 2007) ことから氷河域タンクは凍土域タンクよりさらに 2 日遅らせた。

2002 年の実測流量にベストフィットさせたパラメータを用いて 2000 年～2005 年の流量を再現した結果を、Fig. 5 に示す。平均自乗誤差の平方根 (RMSE) は平均流量の 20% 以下 (6.6% (2002 年)～19.7% (2001 年))、相関係数 R は 0.68 (2000 年)～0.97 (2002 年) とよい再現性を示した (Table 3)。同一のパラメータで複数年の流出を再現できたことは、パラメータが流域の流出特性をよく表せていると同時に、タナナ川の流出構造が年毎に大きく変わらず安定しており、気温と雨量データのみから流量がある程度推定できることを示している。ただし、2000 年 8 月 16 日より前の期間や 2001 年 8 月 1 日前後、及び 2003 年の 8 月 12 日～8 月 23 日ではピーク流量を過小評価している。この理由として、いずれの期間も氷河からの流出量が $1000\text{m}^3/\text{s}$ を超える高温の日があり、氷河内の水路が発達して内部貯留が吐き出された (Kido *et al.*, 2007) 結果、実測流量の方が大きくなったことが考えられる。また、アルベド等の年による違いにより、degree day ファクターが変化した可能性もある。2005 年の降雨時の再現性の悪さは、降雨が局地的に起きたため、実際の流域内降雨分布を 15 箇所の気象観測点では捉えきれなかったことが原因と思われる。今後、熱収支を用いたより正確な融解量推定、雨量レーダーを用いた降雨分布の推定をする必要がある。

計算流出量に占める氷河融解流出量は平均約

Table 2 Tank parameters for the Tanana River basin.

$D_1=24$ [h]	$D_2=96$	$D_3=48$	$D_4=120$	$D_5=72$
$i_1=1.4 \times 10^{-3}$ [h^{-1}]	$i_1=1.9 \times 10^{-2}$	$i_1=2.4 \times 10^{-5}$	$i_1=6.7 \times 10^{-3}$	$i_1=1.2 \times 10^{-4}$
$i_2=1.6 \times 10^{-3}$		$i_2=4.7 \times 10^{-4}$		$i_2=0$
$i_3=3.1 \times 10^{-4}$		$i_3=2.7 \times 10^{-3}$		$i_3=1.0 \times 10^{-2}$
$i_4=3.4 \times 10^{-4}$		$i_4=3.4 \times 10^{-4}$		$i_4=3.4 \times 10^{-4}$
$i_1=1.6 \times 10^{-3}$ [h^{-1}]		$i_1=1.1 \times 10^{-3}$		$i_1=2.1 \times 10^{-3}$
$i_2=6.2 \times 10^{-2}$		$i_2=6.2 \times 10^{-2}$		$i_2=6.2 \times 10^{-2}$
$h_{11}=10.6$ [mm]		$h_{31}=4.0$		$h_{51}=1.9$
$h_{12}=3.1$		$h_{32}=0$		$h_{52}=0$
$d_{11}=0.6$ [mm]	$d_{21}=90.0$	$d_{31}=0.6$	$d_{41}=150.0$	$d_{51}=0.6$
$d_{12}=10.0$		$d_{32}=10.0$		$d_{52}=10.0$
$d_{13}=100.4$		$d_{33}=100.4$		$d_{53}=100.4$

Fig. 5 Comparison between observed and calculated hydrographs in 2000 to 2005. The calculated discharge is divided into the discharge from permafrost regions and that from glacier regions. The rainfall plus glacier-melt and evapotranspiration are also shown.

Table 3 Reproducibility of calculated discharge, observed mean discharge and contribution of glacial-melt to the calculated discharge.

Year	2000	2001	2002	2003	2004	2005
Correlation coefficient R	0.68	0.96	0.97	0.96	0.96	0.92
RMSE (m^3/s)	270	296	99	157	156	241
Observed mean discharge (m^3/s)	1540	1503	1490	1365	1431	1621
Contribution of glacial-melt (water volume in %)	33	44	36	41	58	43

43%であり (Table 3), 流域の氷河被覆面積率約 5.6%と比べて非常に大きい。このことから, 温暖化等の影響による一時的な流量の増加, 及びその後の氷河縮退による流量の大幅な減少をもたらす可能性がある。

- 2 土砂流出解析

一般的に, 土砂の供給源が明らかな場合, 土砂流出量は流量の累乗に比例するという関係にある

(大澤・酒井, 2002)。そこで, 2002 年の NEN 地点における氷河域からの計算流出量 Q_g (m^3/s) と浮流土砂流出量 L (kg/s) の関係を調べると, $L = 0.049 Q_g^{1.6}$ ($R^2=0.77$) という関係にあることがわかった (Fig. 6)。これは, 土砂流出は氷河域が主な起源で, それを凍土域からの流出が希釈して NEN 地点の SSC を決めていることを示唆している。このことから, 氷河域からの流量と浮流土砂流出量の間に $L-Q$ 式を適用し SSC を再現した。 L

Q 式は次式で表される。

$$L = A \cdot Q^b \quad (3)$$

ここで、土砂流出量 L (kg/s), 流出量 Q (m³/s),

Fig. 6 Correlation between observed sediment load at site NEN and calculated discharge from glacier region in 2002.

定数 A, b である。浸食される土砂の特性を表す b 値は変動しないと仮定し、2002 年の氷河域からの流量と土砂流出量の関係から b の値を 1.6 と決め、この値を全ての年に適用した。浸食される土砂の存在量を表す A 値は、年毎に変化すると仮定し、二つの氷河域タンクごとに毎年最適値を与えた。

SSC の再現結果を Fig. 7 に示す。2001 年は濁度計センサーが流下物に覆われたため欠測となった。実測 SSC と観測 SSC の相関係数 R は 0.70 (2005 年) ~ 0.87 (2002 年) となり、全体の変化傾向を再現することが出来た。RMSE は平均 SSC の 29.2% (2000 年), 10.1% (2002 年), 26.4% (2003 年), 14.1% (2004 年), 19.0% (2005 年) となった。2000 年の RMSE が大きいのは 9 月 2 日のわずかな流量増大に対して実測 SSC が大きく反応しているためであり、このような 100m³/s 程度の流量増

Fig. 7 Comparison between observed and calculated SSC series in 2000, 2002 and 2003 (left side), 2004 (upper right) and 2005 (center right). The observed discharge and the calculated discharge from the glacier regions are also shown. Lower right figure shows observed and calculated SiO₂ series in 2005. The calculated SiO₂ flux from the glacier and the permafrost regions are also shown.

大で 2000mg/l 近い SSC の上昇は他の年では認められなかった。

9 月には、夏季に流れてきた土砂が大量に河道に貯まっており、その巻上げを濁度計が計測したことが過剰な値の原因と思われる。

二つある氷河域タンクの A 値を年毎に平均すると、0.046 (2000 年), 0.032 (2002 年), 0.031 (2003 年), 0.036 (2004 年), 0.033 (2005 年) と近い値に収束した。このことから、タナナ川流域の土砂供給は年によらず安定していることが示唆される。また、土砂流出の起源として氷河域のみ考慮すれば NEN 地点の SSC を説明できることから、流送土砂はほとんどが氷河域から供給されていると思われる。つまり、土砂流出量は氷河域の気温に大きく依存しており、流量同様温暖化の影響が懸念される。

- 3 SiO_2 流出解析

SiO_2 は凍土域からの基底流出が主な供給源で、その他に氷河域からも多少の流出があると考えられる。そこで、タンクモデルで分離した基底流出と氷河域からの流出に一定濃度の SiO_2 を与え、 SiO_2 流出を再現することを試みた。氷河域からの流出は、2005 年 9 月 7 日の PC 地点での観測結果 (26.8 $\mu\text{mol/l}$, 29.2 $\mu\text{mol/l}$) や Anderson *et al.* (2000) のアラスカ・Bench 氷河での値を参考に、25 $\mu\text{mol/l}$ で一定とした。基底流出からの供給は、NEN 地点での観測結果をもっとも良く再現できる一定値 268 $\mu\text{mol/l}$ を与えた。

再現結果を Fig. 7 右下に示す。実測と計算 SiO_2 濃度の相関係数 R は 0.86, RMSE は平均 SiO_2 濃度の約 12% で良い再現性を示し、 SiO_2 の起源は主に凍土域からの基底流出と氷河域からの流出であると判断される。 SiO_2 フラックスへの寄与率は、凍土域 87%, 氷河域 13% であった。氷河域からの流出は濃度が低く、凍土域からの流出を希釈する働きをしている。 SiO_2 フラックスに与える影響は小さいことから、気温変動により氷河融解量が変わっても SiO_2 の総流出量はあまり変動しないと思われる。

結論と今後の課題

本論文では、流域内に氷河域と凍土域を持つアラスカ・タナナ川において、流域水収支評価とこれに基づくタンクモデルを用いた流出解析を行い、氷河域及び凍土域からの流出が夏季の水・土砂・化学物質の流出に及ぼす寄与を定量的に評価した。その結果、全流域面積の約 5.6% に過ぎない氷河域からの融解流出量は全流量の約 43% を占めることがわかった。流送土砂の供給源はほとんどが氷河域であり、溶存態 SiO_2 は約 87% が凍土域から、約 13% が氷河域から供給されていることがわかった。今後は、海洋生態系に大きな影響を与える PO_4 や NO_3 の流出機構の解明及び解析対象流域のユーコン川全体への拡大を行うことが必要である。

謝 辞

現地観測にあたり、米国地質調査所 (USGS) フェアバンクス支所・水資源部の Matt Schellekens 氏, Dennis Trabant 氏, Rod S. March 氏, 及び Yutana Barge Line 社・社長 Matt Sweetsir 氏に大変お世話になった。また、USGS からは流量データの提供を受けた。ここに厚くお礼申し上げます。アラスカ大学国際北極圏研究センター (IARC) 所長・赤祖父俊一博士, IARC 助教授・Yongwon Kim 博士及び事務員・Yoriko Freed 氏には現地受け入れ機関として多くの便宜を図っていただいた。深く感謝いたします。

参考文献

- 大澤和敏, 酒井一人 (2002): 降雨・土砂流出解析のための浮流土砂流出モデルの構築 - 沖縄県における赤土流出モデル化に関する研究 - . 農業土木学会論文集, No.217, 65-70.
- 恩田祐一, 奥西一夫, 飯田智之, 辻村真貴 (1996): 水文地形学, 古今書院, 267p.

- 知北和久, 熊井隆二, 平山賢太 (2002): アラスカ・ユーコン河の土砂流出機構に関する研究. 「永久凍土帯の水循環特性解明の研究」2001年度報告書, 131-157.
- 知北和久, 森田俊一, 和田知之, 城戸大作 (2006): 亜寒帯河川流域における水・土砂流出機構 - アラスカ・タナナ川 -. 日本水文科学会誌, **36**, 59-69.
- Anderson, S. P., Drever, J. I., Frost, C. D. and Holden, P. (2000): Chemical weathering in the foreland of a retreating glacier. *Geochimica et Cosmochimica Acta.*, **64**, 1173-1189.
- Brabets, T. P., Wang, B. and Meade, R. (2000): Environmental and hydrologic overview of the Yukon River Basin, Alaska and Canada. *Water-Resources Investigations Report 99-4204*, U.S. Geological Survey, 106p.
- Braithwaite, R. J. (1995): Aerodynamic stability and turbulent heat flux over a melting ice surface, the Greenland ice sheet. *Jour. Glaciol.*, **41**, 562-571.
- Brown, J., Ferrians, Jr., O.J., Heginbottom, J.A., and Melnikov, E.S. (1997): CircumArctic map of permafrost and ground ice conditions. *U.S. Geological Survey Circum-Pacific Map Series*, Map CP-45.
- Chikita, K. A., Wada, T., Kudo, I., Kido, D., Narita, Y. and Kim, Y. (2007): Modeling discharge, water chemistry and sediment load from a subarctic river basin: the Tanana River, Alaska. *IAHS Publications*, **314**, 45-56.
- Dingman, S. L. (2002): *Physical Hydrology*. 2nd edition, Prentice-Hall, New Jersey, 646p.
- Ferrians, O.J., Jr. (1965): Permafrost map of Alaska. *U.S. Geological Survey Miscellaneous Geologic Investigations Map I-445*, scale 1:2,500,000.
- Guo, L., and Macdonald, R. W. (2006): Source and transport of terrigenous organic matter in the upper Yukon River: Evidence from isotope (^{13}C , ^{14}C , and ^{15}N). *Global Biogeochemical cycles*, **20**, GB2011, doi:10.1029/2005GB002593
- Hamon, R. W. (1963): Computation of direct runoff amounts from storm rainfall. *IAHS Publ.* **63**, IAHS Press, Wallingford, UK.
- Kido, D., Chikita, K. A. and Hirayama, K. (2007): Subglacial drainage system changes of the Gulkana Glacier, Alaska: discharge and sediment load observations and modeling. *Hydrol Process.*, **21**, 399-410.
- Kuchment, L. S., Gelfan, A. N., Demidov, V. N. (2000): A distributed model of runoff generation in the permafrost regions. *Jour. Hydrol.*, **240**, 1-22.
- March, R. S. (2000): Mass balance, meteorological, ice motion, surface altitude, runoff and ice thickness data at Gulkana Glacier, Alaska, 1995 balance year. *Water-Resources Investigations Report*, No. 00-0474, U. S. Geol. Surv., 117p.
- Meade, R. H., Bobrovitskaya, N. N. and Babkin, V. I. (2000): Suspended-sediment and fresh-water discharges in the Ob and Yenisey rivers, 1960-88. *Intern. Jour. Earth Sciences*, **89**, 461-469.
- Sugawara, M. (1972): *A Method for Runoff Analysis*. Kyoritsu Shuppan Press, Tokyo (in Japanese)
- Woo, M.-K. and Marsh, P., (2005): Snow, frozen soils and permafrost hydrology in Canada, 1999-2002. *Hydrol. Process*, **19**, 215-229.

(受付 : 2007年 2 月28日)

(受理 : 2007年 7 月27日)

この論文に対する「討論」を2008年2月29日まで受け付けます。