

II-16

石狩川流域における NDVI を用いた蒸発散量の推定

(株) シン技術コンサル ○正会員 加藤 晃司
 北海道開発局石狩川開発建設部 正会員 中津川 誠
 北海道工業大学 正会員 橋本 識秀
 北海道開発局開発土木研究所 正会員 新目 竜一

1. はじめに

蒸発散量の把握は、流域の水循環を解明し、効果的な利水・治水対策・水環境の評価などを行うために不可欠である。特に森林域の蒸発散量の推定は水資源量の把握にとって重要である。しかしながら広域面からの実蒸発散量を定期的かつ定量的に算定することは実測データが少ないこともあって難しい。

以前の報告¹⁾で、森林域であるダム流域を対象流域とし、実蒸発散量の推定を行った。その時の実蒸発散量の推定結果は、可能蒸発散量に近い値が得られた。また、その蒸発散量を NDVI と関連づけ、季節別の蒸発散量を推定したところ、ソーンスウェイト法の推定結果に近いことが示されている。

本研究では、以前の結果をふまえて様々な地被で構成される石狩川流域全体ではどのような変化が起こるのか、水収支法を適用して実蒸発散量を推定した。最終的にこれを植生指標 NDVI と関連づけ、広域面の蒸発散量の推定を行った。

2. 対象流域及び対象資料

検討の対象としたのは、石狩川流域 (14,330km²) である (図1参照)。対象流域の地被は、図2より流域の約半分が森林域で針葉樹林・広葉樹林で占められている。

本研究では検討の際に1986年～1996年の期間でのデータを用いた。なお、用いたデータの内訳は表1に示す。さらに、植生指標 NDVI は、1994年～1997年の4月～11月までの晴天日について、人工衛星 NOAA (1.1 kmメッシュ) のデータ処理で得られたものから求めた。

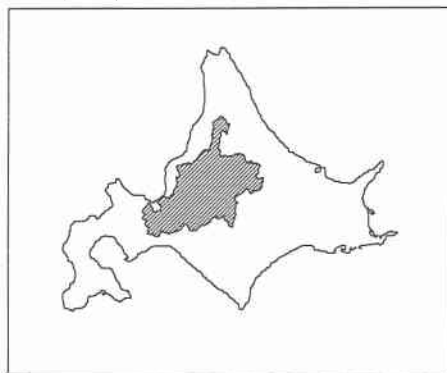


図1 石狩川流域の位置図

3. 水収支法による蒸発散量の推定

水収支法による蒸発散の推定を行うために図3のフローチャートの手順で解析を行っていく。

(1) 降雨量の推定

降雨量は、標高の異なる箇所に流域を網羅して設置されているアメダス及び開発局テレメータデータを用いて推定する。

降水量は地形の影響を受け、標高によって異なった値を示している。よって、地形依存性を考慮した流域の降水量の推定を行うために標高と気象官署の降水量、気象官署からの距離と降水量の関係を次のような重回帰式で表した。これから、流域のメッシュ (国土数値情報より 1.0×1.0 kmのメッシュデータに整理したもの) ごとに降水量を推定する。

$$R = a_1X_1 + a_2X_2 + a_3X_3 + a_4X_4 + a_5X_5 + a_6X_6 + a_7X_7 \quad (1)$$

ここで、R: 任意メッシュの月降水量 (mm)、X₁: 標高 (m)、X₂～X₄: 各々札幌、岩見沢、旭川からの距離 (km)、X₅～X₇: 各々札幌、岩見沢、旭川の気象官署降水量 (mm) である。式 (1) は月降水量を推定す

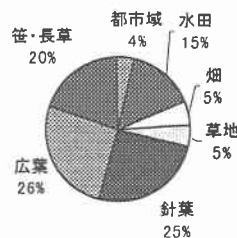


図2 石狩川流域の地被構成

Estimation of Evapotranspiration In the Ishikari River Catchment Area Using NDVI
 by Koji KATO, Makoto NAKATSUGAWA, Norihide HASHIMOTO and Ryuichi SHINME

るものなので、日降水量を求めるには式(1)の右辺第1~4項の係数($a_1 \sim a_4$)を降水日数で除し、第5~7項($X_5 \sim X_7$)は気象官署の日降水量を用いる。係数($a_1 \sim a_7$)については表2に示す。降雨量の推定式((1)式)の決定に当たっては、5月から10月の降雨量データを用いた。

次に、各メッシュごとに雨と雪の判別を行い、雨と判断された時に、式(1)より得られる降水量を降雨量とする。この時の雨と雪の判別は、気象官署の気温と水蒸気圧から得られる臨界温度²⁾と気温を比較することによって行った。雨雪の判別に用いた任意地点の水蒸気圧は、標高と気象官署の水蒸気圧、気象官署からの距離を説明因子として、次のような重回帰式で表した。

$$e = b_1 Y_1 + b_2 Y_2 + b_3 Y_3 + b_4 Y_4 + b_5 Y_5 + b_6 Y_6 + b_7 Y_7 \quad (2)$$

ここで、 e :任意メッシュの水蒸気圧(hpa)、 Y_1 :標高(m)、 $Y_2 \sim Y_4$:各々札幌、岩見沢、旭川からの距離(km)、 $Y_5 \sim Y_7$:各々札幌、岩見沢、旭川の気象官署水蒸気圧(hpa)である。同様に任意地点の気温も標高と気象官署気温、気象官署からの距離との関係を次のような重回帰式で表した。

$$T = c_1 Z_1 + c_2 Z_2 + c_3 Z_3 + c_4 Z_4 + c_5 Z_5 + c_6 Z_6 + c_7 Z_7 \quad (3)$$

ここで、 T :任意メッシュの気温(°C)、 Z_1 :標高(m)、 $Z_2 \sim Z_4$:各々札幌、岩見沢、旭川からの距離(km)、 $Z_5 \sim Z_7$:各々札幌、岩見沢、旭川の気象官署気温(°C)である。それぞれの係数($b_1 \sim b_7$, $c_1 \sim c_7$)については表2に示す。これらにより、得られた降雨量推定値の再現性を確認するために、代表地点で実測値との関係を図示したのが図4である。同様に、水蒸気圧・気温でも推定値の再現性を確認するために、全地点で実測値との関係を図示したのが図5および図6である。この結果、各箇所地形の影響を考慮して降雨量・水蒸気圧・気温を推定できることが確認できた。

(2) 降雪量の推定(積雪水量)

降雪量(積雪水量)の推定に当たっては、冬期のテレメータ観測が降水量を過小評価している可能性がある。表3には、ダム管理所地点の降雪量と積雪水量の観測結果を示すが、降雪量は積雪水量よりも小さく、過小評価されていることわかる。そこで、スノーサーベイデータを用いて積雪水量を推定し、冬期の降水量の補正を行う。

積雪水量は標高などの地形因子に左右されることが考えられる。そこで気象官署の積雪深を用いて次のような重回帰式をつくり、任意地点(メッシュ)の相当水量を推定する。ただし、

表1 使用したデータの総元

種類	箇所数(地名)	
アメダス(降水量、気温)	60カ所(気温、54箇所)	
気象官署(積雪深、水蒸気圧)	3カ所(札幌、岩見沢、旭川)	
開発局 テレメータ (降水量)	(河川用)	4カ所(定山溪市街、石山、薄別、恵庭)
	(定山溪)	5カ所(小樽内、秩父、四ツ峰、春香山)
	(豊平峡)	5カ所(狭路、空沼沢、大二股、奥大二股)
	(滝川)	5カ所(ラルマナイ、モイテヤン、奥湯、滝ノ沢)
	(金山)	4カ所(串内、奥落合、北落合)
	(桂沢)	3カ所(放水路口、菊面沢)
開発局ダム管理所 スノーサーベイ (積雪深)	(定山溪)	3コース
	(豊平峡)	2コース
	(滝川)	1コース
	(金山)	10コース

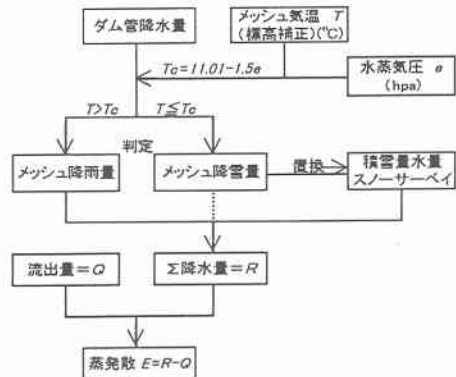


図3 水収支法による蒸発散量推定フローチャート

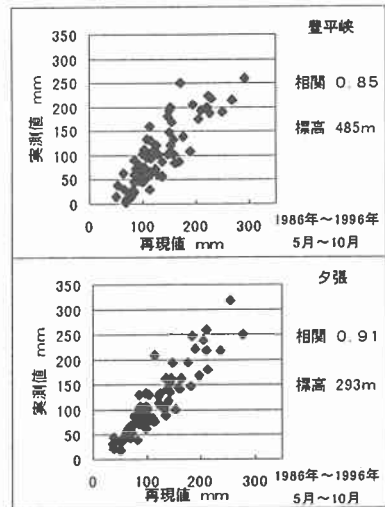


図4 降雨量の地点別の再現性

表2 重回帰式係数表

	係数	係数番号						
		1	2	3	4	5	6	7
降水量 R	a	0.038	-0.173	0.053	0.100	0.216	0.409	0.350
水蒸気圧 e	b	-0.002	-0.005	0.009	0.003	0.370	0.311	0.294
気温 T	c	-0.005	-0.007	0.001	0.002	0.127	0.527	0.351
積雪深 S	d^*	0.094	0.080	-0.025	0.012	0.333	0.333	0.333
	d^{**}	0.227	-1.339	0.968	-0.091	0.490	0.369	-0.124

* 標高200m以下の時

** 標高200m以上の時

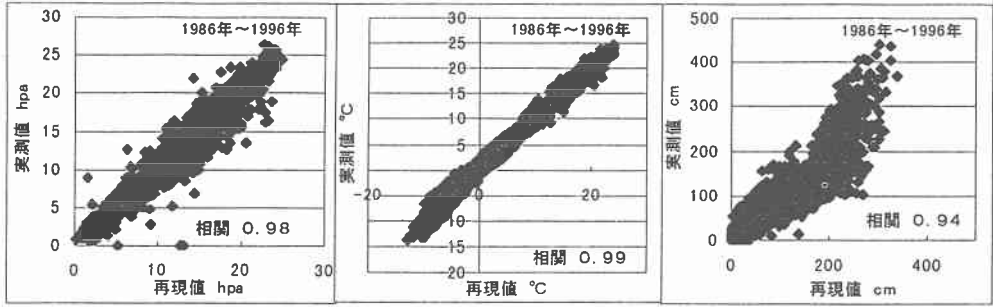


図5 水蒸気圧の再現性 図6 気温の再現性 図7 積雪水量の再現性
 標高の高い個所 (200m 以上) と低い個所 (200m 以下) で式の使い分けを行う。(表2 参照)

$$S = d_1 \phi_1 + d_2 \phi_2 + d_3 \phi_3 + d_4 \phi_4 + d_5 \phi_5 + d_6 \phi_6 + d_7 \phi_7 \quad (4)$$

ここで、 S : 任意メッシュの積雪深 (cm)、 ϕ_1 : 標高 (m)、 $\phi_2 \sim \phi_4$: 各々札幌、岩見沢、旭川からの距離 (km)、 $\phi_5 \sim \phi_7$: 各々札幌、岩見沢、旭川の積雪深 (cm) で、決定された係数 ($d_1 \sim d_7$) を表2に示す。

求められた積雪深より、最大積雪深に積雪密度 (0.35g/cm^3) を与え、最大積雪相当水量を求める。これに加え、①根雪になる前に降雪した雪、②積雪開始日から最大積雪深観測日までの期間に積雪底面での融雪量 (1.0mm/day)³⁾、③最大積雪深観測日後の降雪量をそれぞれ考慮した (図8 参照)。上記の①、③は降水量推定式 (1) 式より降雪と判定された値を用いる。これらを降水量の判別で降雪量として判定された結果に置き換える (図2 参照)。

(3) 水収支法による蒸発散量

以上より、(1) で求められた降雨量と (2) で求められた降雪量から降水量が明らかになった。次に、流出量 (ダム流入量) を水年データ (11月～翌10月) として整理した。これらによって下式による水収支法により、蒸発散を求めるが、数カ年 (11ヶ年、1986～1996年) にわたる収支を考えることで流域貯留量は無視できるものとした。

$$E = R - Q \quad (5)$$

ここで、 E : 蒸発散量 (mm)、 R : 降水量 (mm)、 Q : 流出量 (mm) である。水収支要因と推定された実蒸発散量の結果を表4に示す。この結果、水収支的に求めた蒸発散量が Thornthwaite 法や Hamon 法で推定した蒸発散量の6割程度の値を示していることがわかる。

表3 ダム管理所地点での降雪量と積雪水量の比較

ダム流域	降雪量*	積雪水量	積雪水量調査日
定山溪	648	767	3月3日
豊平峡	332	591	2月5日

* 降雪量は、雨と雪の判別を実施して得られたもの

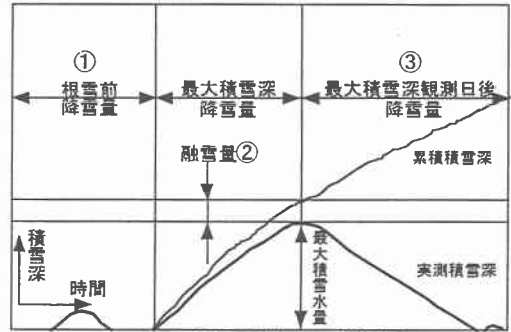


図8 降雪量推定の分類図

表4 降水量推定結果

①	②	③	④	⑤	⑥	⑦	⑧	⑨	⑩	ソーンス ウェイト	ハモン
降雨量	降雪量	積雪水量	最大積雪深日 後降雪量	根雪前 降雪量	融雪量	補正積雪量	降水量	流入量	蒸発散量	523	574
843	537	411	178	45	15	650	1493	1152	341		

$$⑦ = ③ + ④ + ⑤ + ⑥$$

$$⑧ = ① + ⑦$$

$$⑩ = ⑧ - ⑨$$

4. 植生指標 NDVI からの蒸発散量の推定

(1) 植生指標 NDVI の算出

NOAA 画像データの誤差を修正するために A_{fin} 変換を行う。 A_{fin} 変換は地点ごとに異なる誤差を均等配分し、再配列する変換で、目安となる地点に地形からわかりやすい支笏湖・雄冬・苫前・朱鞠内湖・利尻・礼文・鶴川・十勝岳・大雪などの10カ所の地点のうちから確認のとれる4カ所を選んで変換を行う。次に、ここで得られた衛星の NDVI データ ($1.1 \text{km} \times 1.1 \text{km}$ メッシュ) と国土数値情報の地被データ ($1.0 \text{km} \times$

1.0km メッシュ)の重ね合わせを行った。図9は、石狩川流域全体のNDVIの平均を表している。

図9より流域のどの植生も5~6月にかけて上昇して、7~9月にかけてピークが現れ、10~11月にかけて減少しているのがわかる。

(2) 蒸発散量の推定

本研究ではNDVIと蒸発散量との間に相関があると仮定し、流域内での月別蒸発散量を求める。また、その過程においてNDVIと蒸発散量との関係を明らかにする。ここでは(6)式を用いて蒸発散量の推定を行う。

$$E = k \times \sum NDVI \quad (6)$$

ここで、 E :年蒸発散量(mm)、 k :NDVIに対する蒸発散量を表す係数である。石狩川流域の各月NDVIの和を求め、表4に示す水収支法で求めた蒸発散量を E とし、係数 k を算出した結果を表5に示す。そこで得られた係数 k 値からダム流域の月別NDVIを代入し、月別蒸発散量を推定した結果を表5に示す。

$$E_m = k \times NDVI_m \quad (7)$$

ここで、 E_m :月蒸発散量(mm)、 $NDVI_m$:月別NDVIである。

(7)式によって月別蒸発散量を示した結果を図10に示す。また参考までにソーンスウェイト法、ハモン法で推定される可能蒸発散量も示す。これから季節変化のうち、9~11月は可能蒸発散量に近い値となっていることがわかる。

表5 石狩川流域における月蒸発散量の推定結果 単位 mm

推定法	K値	月												合計
		1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	
NDVI	173	0	0	0	0	29	61	65	58	65	36	28	0	343
ソーンスウェイト		0	0	0	20	60	91	115	115	77	39	6	0	523
ハモン		11	13	23	36	64	89	110	103	62	34	17	13	574

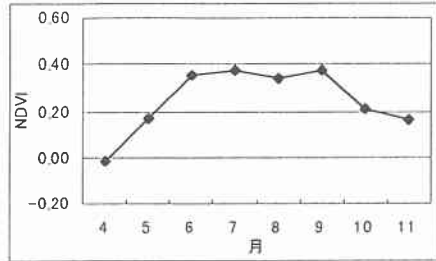


図9 石狩川流域の植生別NDVIの季節変化

5. 結果と考察

森林域での蒸発散量は可能蒸発散量とほぼ同一の値を示したが、今回推定した石狩川流域の降水量は、1493mm、蒸発散量が341mmとなり、可能蒸発散量で推定された Thornthwaite 法、Hamon 法を比較した結果、可能蒸発散量の6割程度の値を示している。以上により、NDVIによって実蒸発散量季節変化についても推定された。

石狩川流域の蒸発散量を空間補完した降水量から同じように水収支法を用いて推定している他の報告⁴⁾では、推定された蒸発散量は327mmであった。このことから石狩川流域の蒸発散量は300mm~400mmの間にあることが示唆できる。今後は、石狩川流域の地被別の蒸発散量推定、及びNDVIの推定が困難な冬期間の蒸発散量の推定などが課題である。

参考文献

- 1)加藤晃司,中津川誠,許士裕恭:NOAA 画像データを利用した石狩川流域の森林蒸発散量の推定,論文報告集,vol.54B,pp.70~73,1998.
- 2)近藤純正;水環境の気象学,pp.48~50,1994.
- 3)小島賢治;融雪機構と熱収支,気象研究ノート,pp.139,1979.
- 4)井形淳,新目竜一:石狩川流域における広域蒸発散量の推定,論文報告集,vol.54B,pp.74~77,1998.
- 5)多田毅,風間聡,沢本正樹:NDVIを用いた蒸発散分布推定,水工学論文集,vol.38,pp.155~160,1994.
- 6)佐渡公明;衛星データを用いた広域蒸発散量の推定,水文・水資源学会誌,vol.7,pp.314~324,1994.

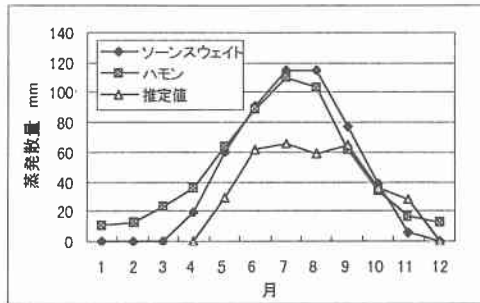


図10 NDVIを用いた蒸発散量の推定