

積雪寒冷地域の森林域における 蒸発散量の推定

ESTIMATION OF EVAPOTRANSPIRATION FOREST AREAS IN SNOWY AND COLD REGIONS

加藤 晃司¹・中津川 誠²・橋本 識秀³・新目 竜一⁴

Koji KATO, Makoto NAKATSUGAWA, Norihide HASHIMOTO and Ryuichi SHINME

¹正会員 シン技術コンサル (〒003-0021 北海道札幌市白石区栄通2丁目8-30)

²正会員 工博 北海道開発局石狩川開発建設部 (〒060-8541 北海道札幌市中央区北2条西19丁目)

³正会員 工博 北海道工業大学 (〒006-0817 北海道札幌市手稲区前田7-15-4-1)

⁴正会員 北海道開発局開発土木研究所 (〒062-8602 北海道札幌市豊平区平岸1条3丁目)

This paper deals with estimation of actual evapotranspiration in order to evaluate the hydrologic cycle in a catchment area. Estimation of the hydrologic cycle is required for effective water use, flood control, and evaluation of water environment. However, it is difficult to estimate evapotranspiration in a wide area because of a scarcity of measured data.

A method for using remote sensing data to estimate evapotranspiration is proposed. In previous studies, NDVI values were applied to estimate the evapotranspiration. However, estimated results did not consider water balance in the catchment area scale.

We calculate the evapotranspiration several dam catchment areas in a snowy and cold region. The study areas are covered by mountains with steep slopes and its land use is entirely forested. In these areas, topographic effects on rainfall as well as snowfall must be taken into account. Rainfall and snowfall are accurately estimated by taking into account topographic factors such as elevation and direction of slope. As a result, actual evapotranspiration is calculated by applying the water balance method based on precipitation data. Finally, actual evapotranspiration is related to NDVI values so that it can be generally estimated in a wide catchment area.

Key Words: NDVI, actual evapotranspiration, forest area, snowy and cold region

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。

従来、広域面からの蒸発散量を推定する方法にはリモートセンシングデータを用いる方法が提案されてきた。この中には、NOAAから得られる植生指標 NDVI から可能蒸発散量を求める方法¹⁾や Landsat/TM 画像の NDVI

値を浸透面積率に割り当て、補完法を適用して蒸発散量を求める方法²⁾などがある。しかしながら、推定された蒸発散量が水収支的に妥当かどうかについて評価した事例は少ない。

本研究は、積雪寒冷地域にあるダム流域を対象として蒸発散量を推定した。対象とした流域は、山間地で標高変化が大きく、地被は概ね森林となっている。このような流域での降雨量は地形依存性が高いので、推定の際に地形因子である標高・斜面向きなどの影響を考慮する必要がある。同様に、降雪量も地形依存性が高い。また、降雪に対する風の影響も考えられるので、積雪水量の推定についても、標高・斜面向きなどの地形因子を考慮する必要がある。

表1 対象流域の地被構成

流域名	流域面積 km ²	地被構成 %						
		針葉樹林	広葉樹林	笹・長草	水田	畑	草地	都市域
石狩川	14330	25	26	20	15	15	5	5
定山溪	104	61	5	34	0	0	0	0
豊平峡	134	65	1	34	0	0	0	0
漁川	113	65	14	21	0	0	0	0

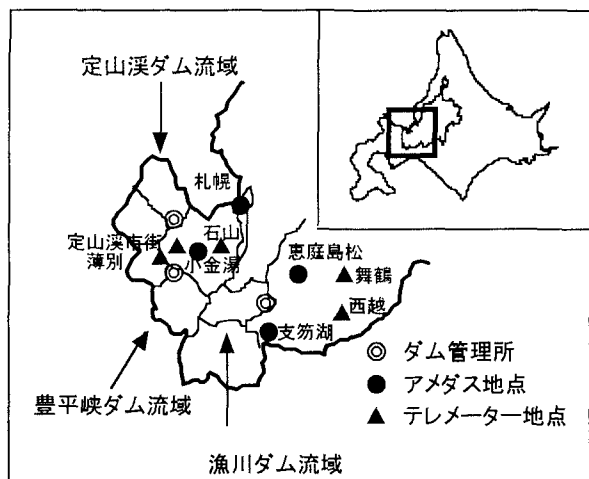


図1 対象流域の位置

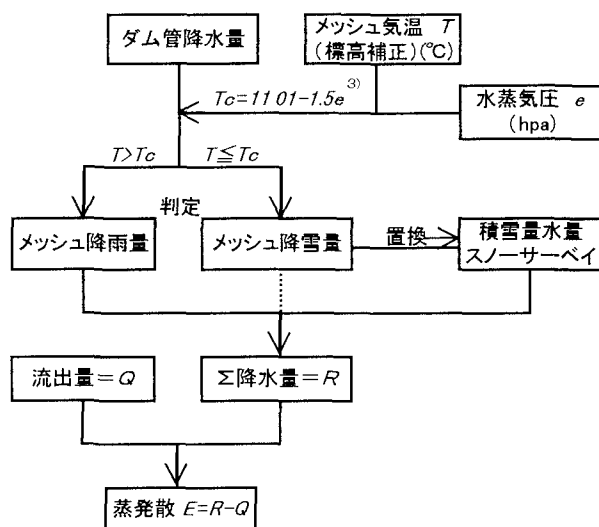


図2 水収支法による蒸発散量推定フローチャート

以上により、流域降水量の推定精度の向上を図り、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、北海道開発局で管理する定山溪ダム流域 (104km²)・豊平峡ダム流域 (134km²)・漁川ダム流域 (113km²) の3流域である (図1参照)。対象流域の地被は、表1より流域の大半が針葉樹林で広葉

表2 使用したデータの緒元

種類	箇所数(地名)
アメダス	4カ所 (札幌、小金湯、恵庭島松、支笏湖)
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) 4カ所 (小樽内、秩父、四ツ峰、春香山)
	(豊平峡) 4カ所 (狭薄、空沼沢、大ニ股、奥大ニ股)
	(漁川) 4カ所 (ラルマナイ、モイチャン、奥漁、滝ノ沢)
スノーサーベ イ積雪水量	(定山溪) 3コース
	(豊平峡) 2コース
	(漁川) 1コース

表3 流域内での降雨量の違い (1996,6月～9月)

ダム流域	地点	標高 m	降雨量 mm
定山溪	ダム管理所	393	300
	春香山	565	368
豊平峡	ダム管理所	485	241
	奥大ニ股	786	492
漁川	ダム管理所	158	416
	奥漁	560	403

樹林が少ない、という積雪寒冷地域特有の森林形成をしている。また、石狩川流域の地被構成を表1に示す。

定山溪ダム流域は1992年～1996年、豊平峡ダム流域・漁川ダム流域は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2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 (1.1kmメッシュ) のデータ処理で得られたものを用いて求めた。

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2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・テレメータデータを用いて推定する。なお、豊平峡ダムと漁川ダムは隣接していて同一形態の降雨が想定される。よって、降雨量の推定を定山溪ダムと豊平峡ダム・漁川ダムの2流域に分けて行った。

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すことは表3よりわかる。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ダム管理所降水量、ダム管理所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

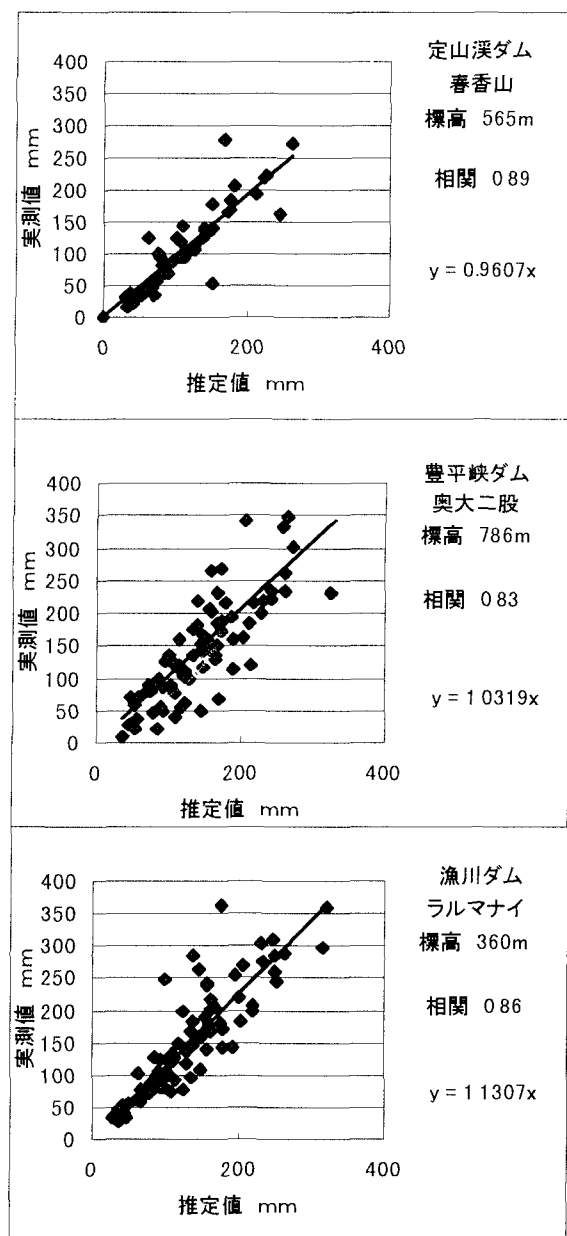


図3 降雨量の推定値と実測値の比較

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。

$$R = a_1 X_1 + a_2 X_2 + a_3 X_3 \quad (1)$$

ここで、 R :任意メッシュの月降水量 (mm)、 X_1 :標高 (m)、 X_2 :ダム管理所からの距離 (km)、 X_3 :ダム管理所月降水量 (mm)、 a_1 、 a_2 、 a_3 :重回帰式の定数である。決定された $a_1 \sim a_3$ を表4に示す。式(1)は、月降水量を推定するものなので、日降雨量を求めるには式(1)の右辺第1項、第2項を降水日数で除し、第3項はダム管理所の日降水量を用いる。

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日降雨量とする。この時の雨と雪の判別は、ダム管理所の気温と水蒸気圧から得られる臨界温度³⁾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水蒸気圧は、札幌・岩見沢・旭川の気象官署で計測されている気温・湿度を、

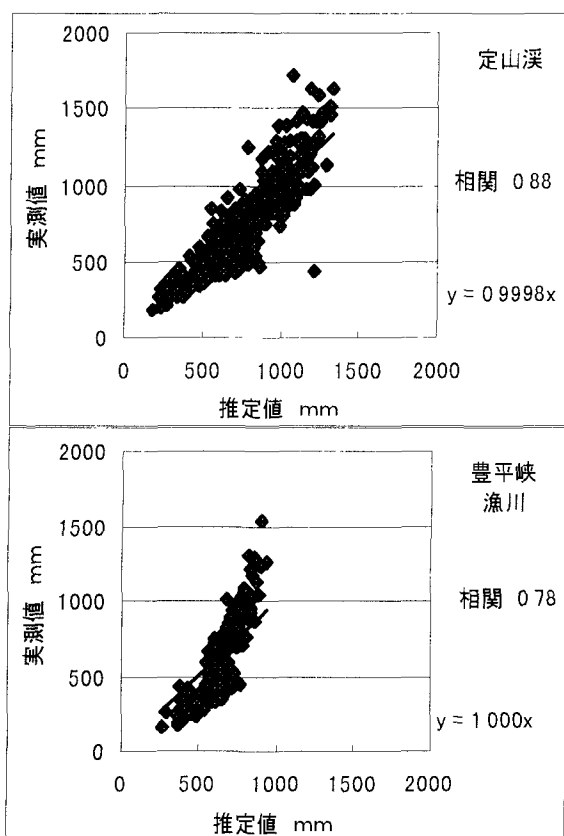


図4 相当水量の推定値と実測値の比較

表4 降雨量推定式の定数

ダム流域	a_1	a_2	a_3
定山溪	0.041	-0.295	0.899
豊平峡	0.070	0.308	0.703
漁川		-1.470	0.343

注 豊平峡ダムと漁川ダムは下記の式
 $R = a_1 X_{11} + a_2 X_{21} + a_3 X_{31} + a_{2h} X_{2h} + a_{3h} X_{3h}$
 として降雨量を求める。ただし添字*i*は
 漁川ダム、*h*は豊平峡ダムを表す。

表5 ダム管理所での降雪量と積雪水量の比較 (1996)

ダム流域	降雪量*	積雪水量	単位 mm
			降雪から
定山溪	648	767	3月3日までのデータ
豊平峡	332	591	2月5日までのデータ

* 降雪量は、雨と雪の判別を実施

ダム地点に補正して与えた。また、各メッシュの気温はダム管理所の気温を標高補正 (気温減率 0.65℃/100m) して与えた。降雨量の推定式 ((1) 式) の決定に当たっては、5月から11月の降雨量データを用いた。これにより、得られた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3である。この結果、各箇所地形の影響を考慮して降雨量の推定が可能となった。

(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。

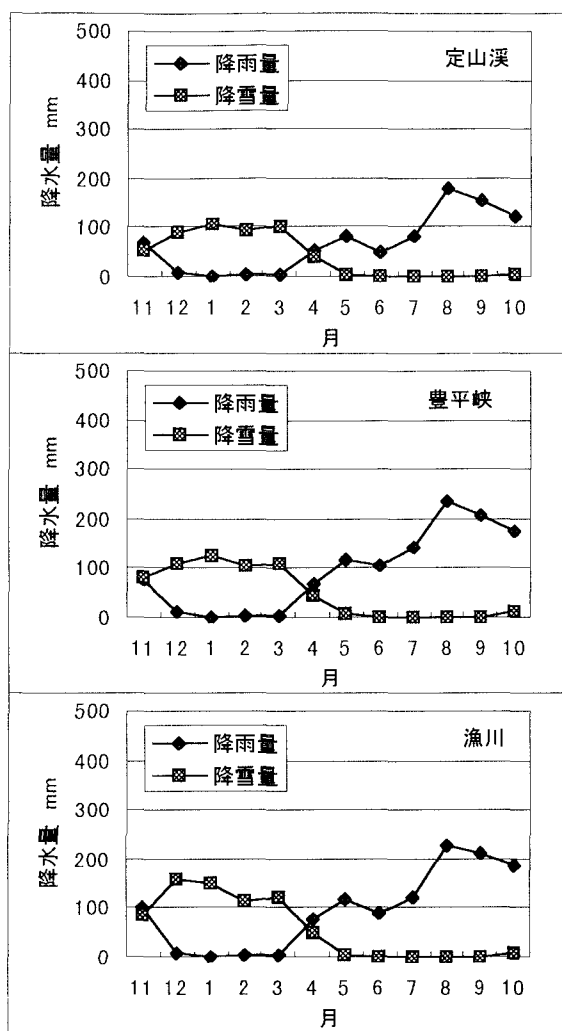


図5 ダム流域の降雨量と降雪量の季節変化

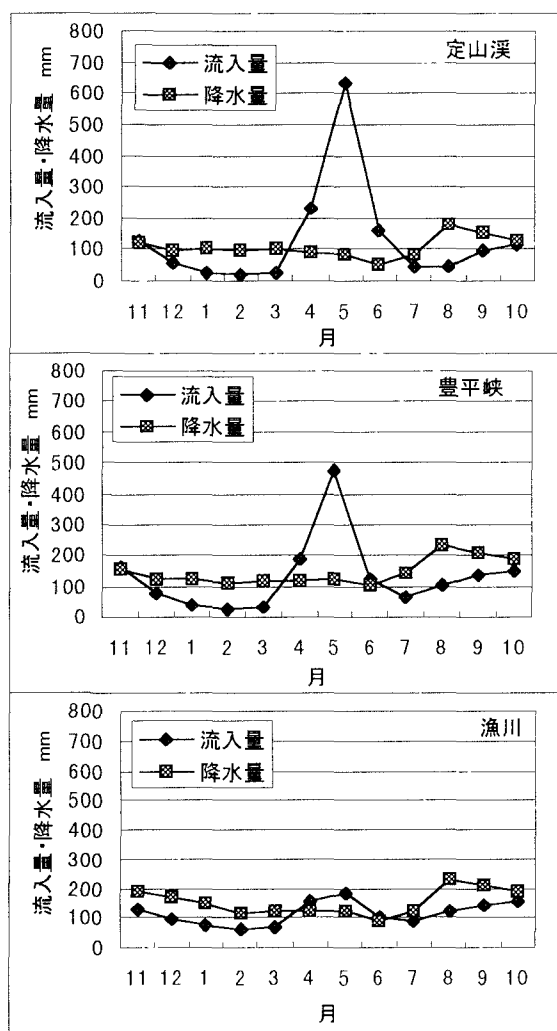


図6 ダム流域の降水量と流入量の季節変化

表5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、スノーサーバ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。なお、豊平峡ダムと漁川ダムは隣接していて同一形態の降水パターンと考えられる。よって積雪水量の推定についても、定山溪ダムと豊平峡・漁川ダムの2流域に分けて行う。

積雪水量は標高や斜面向きなどの地形因子に左右されることが考えられる。そこでダム管理所で実施されているスノーサーバイデータから得られた標高・調査日当日のダム管理所積雪深・斜面向き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。

$$S = b_1 Y_1 + b_2 Y_2 + b_3 Y_3 + b_4 Y_4 \quad (2)$$

ここで、 S :任意メッシュの相当水量 (mm), Y_1 :標高 (m), Y_2 :ダム管理所の積雪深 (cm), Y_3 :斜面向き (1:北, 2:東, 3:南, 4:西), Y_4 :ダム管理所からの距離で、決定された $b_1 \sim b_4$ を表6に示す。

最大積雪量を求める際に、 Y_2 には対象年度のダム管理所最大積雪深を使用する。それを降水量の判別で降雪量

表6 積雪水量推定式の定数

ダム流域	b_1	b_2	b_3	b_4
定山溪	0.47	4.71	-87.81	20.78
豊平峡	0.17	3.00	1.46	-3.73
漁川				9.21

注 豊平峡ダムと漁川ダムは式(2)を $S = b_1 Y_1 + b_2 Y_2 + b_3 Y_3 + b_4 Y_4 + b_{4h} Y_{4h}$ として積雪水量を求める。ただし添字 h は漁川ダム、 h は豊平峡ダムを表し豊平峡ダム・漁川ダムを併せて積雪水量を推定する。

として判定された結果に置き変える (図2参照)。また、図4に実測値と推定値の比較図を示す。これから積雪水量の推定についても地形特性を反映して(2)式によって推定が可能となった。なお、積雪水量はスノーサーバイの結果に加え、スノーサーバイ実施までの積雪底面での融雪量 (0.5mm/day)⁴⁾ 及び実施後の降雪量を考慮した。

(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。

表7 水収支法による蒸発散量推定結果

単位 mm

流域名	① 降雨量	② 降雪量	③ スノーサーバイ による積雪水量	④ スノーサーバイ 実施後の降雪量	⑤ スノーサーバイ 実施前の融雪量	⑥ 補正積雪量	⑦ 降水量	⑧ 流入量	⑨ 蒸発散量	Thornthwait	Hamon
定山溪	789	818	1168	117	47	1332	2121	1588	533	445	469
豊平峡	1148	594	670	210	39	919	2067	1603	464	489	473
漁川	1143	624	511	191	39	741	1884	1389	495	485	457

②→⑥へ置き換え

⑦=(①+⑥) (⑥=(③+④+⑤))

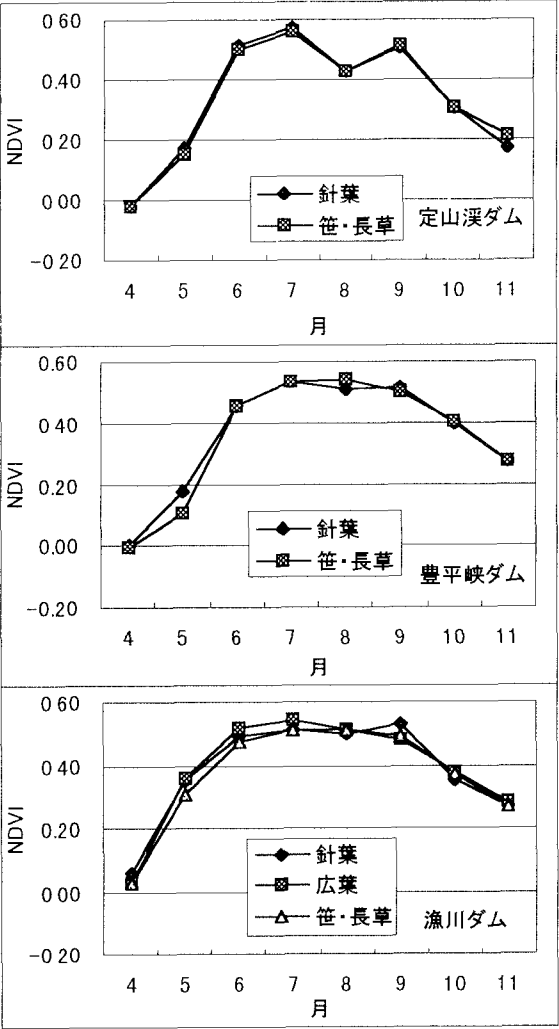


図7 ダム流域のNDVIの季節変化

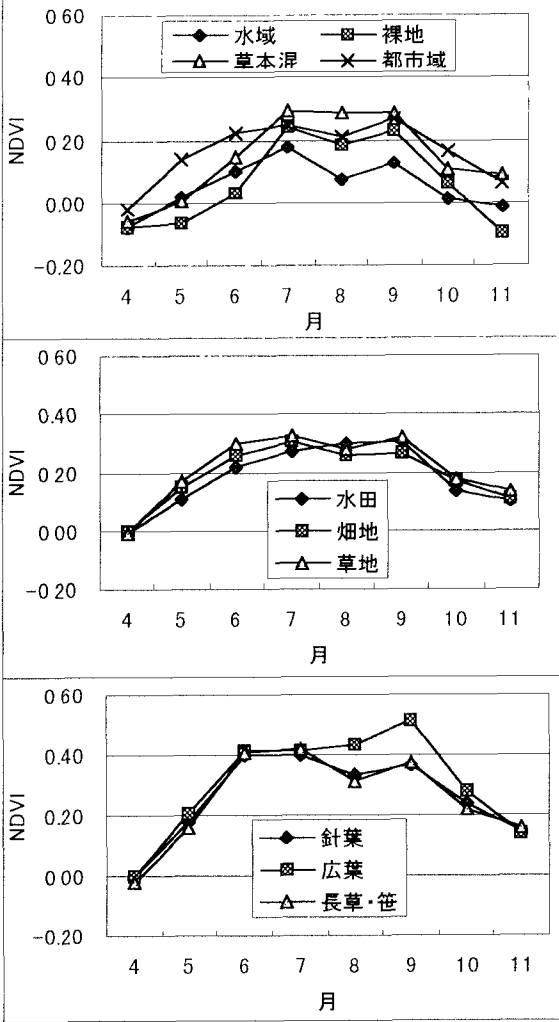


図8 石狩川流域のNDVIの季節変化

$$E=R-Q \tag{3}$$

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7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とほぼ同様の値を示していることがわかる。また図5及び図6では、それぞれのダム流域における降水量の季節変化と、降水量と流入量の関係を示した。これから積雪寒冷地域のダム流域では冬期降雪量が貯留され、春に融雪の形でピーク流出を示している。ただし、漁川ダム流域では、その傾向は明瞭ではない。

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Afin変換を行う。Afin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メッシュデータと国土数値情報の地被データの重ね合わせを行った。NOAAの画像データより、石狩川流域と定山溪・豊平峡・漁川ダム流域のNDVIの季節変化を図7及び図8に示した。

図7及び図8より全流域のどの植生も5、6月にかけて上昇して、7、8、9月にかけてピークが現れ、10、

表8 森林流域における月蒸発散量の推定結果

ダム流域	K値	月								合計	Thornthwaite	Hamon
		4	5	6	7	8	9	10	11			
定山溪	199	0	35	103	114	85	101	61	34	532	445	469
豊平峡	162	0	29	74	87	82	83	65	45	465	489	473
漁川	162	10	57	79	83	81	86	57	44	496	485	457

単位 mm

11月にかけて減少しているのがわかる。また、夏季森林流域における NDVI は全般的に石狩川流域よりも定山溪・豊平峡・漁川のダム流域の方が高いことがわかる。

(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¹⁾、既存の方法によって流域全体の蒸発散量を求め、NDVI を用いて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 (4) 式を用いて蒸発散量の推定を行う。

$$E=k \times \sum NDVI \tag{4}$$

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。ダム流域毎の各月の NDVI の和を求め、表7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8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8に示す。

$$E_m=k \times NDVI_m \tag{5}$$

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

5. 結果と考察

今回推定した降水量は、定山溪ダム流域 2121mm、豊平峡ダム流域 2067mm、漁川ダム流域 1884mm となった。さらに、水収支法により求められた蒸発散量と可能蒸発散量で推定された Thornthwaite 法、Hamon 法を比較した結果、各ダム流域の蒸発散量については、可能蒸発散量とはほぼ同様の値を示している。図8より、NDVI をみると針葉樹林と笹・長草はほぼ同様の変化をする。また、針葉樹林と広葉樹林の NDVI は4～6月にかけて急激に上昇し、6～7月にピークを迎える。その後は、針葉樹林の NDVI が頭打ちになるのに比べ、広葉樹林は9月頃まで増加している。しかしながら、検討したダム流域では、地被に占める針葉樹林の割合が大きいため、森林全体の NDVI については、その影響が支配的である。また、図9より、どのダム流域も NDVI から推定した蒸発散量が、可能蒸発散量と類似しているが、パターンのには夏季の蒸発散量が Hamon 法による、推定結果でよく再現されているようである。

6. まとめ

本研究では、水収支法から蒸発散量の推定を行い、その蒸発散量と NDVI の比較により比例定数 k 値を求め、積雪寒冷地のダム流域の推定を試みた。その結果、表8より NDVI と蒸発散量の関係から得られた k 値 (単位

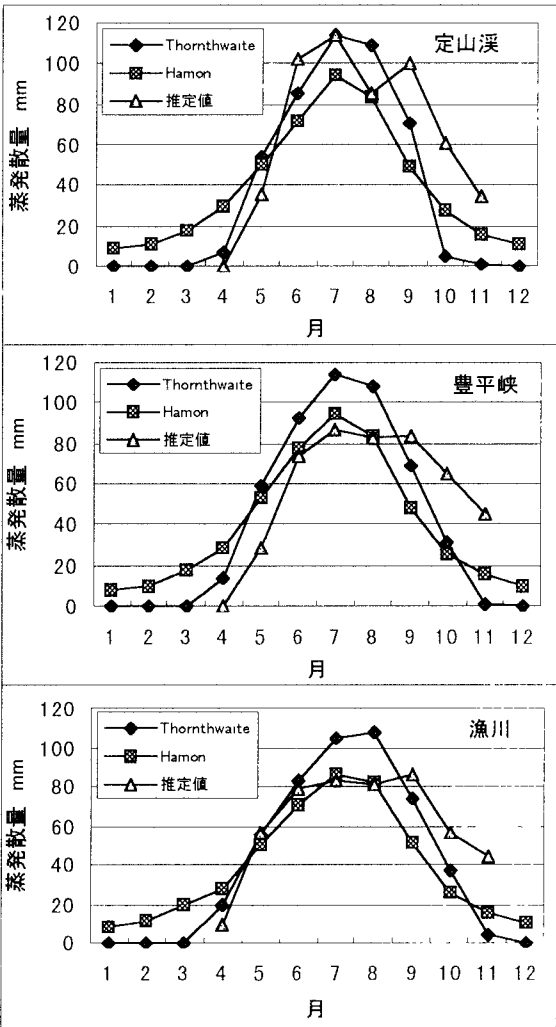


図9 NDVIを用いた蒸発散量の推定結果

NDVI 当たりの蒸発散量) が約 160～200 に収まっていることから森林域特有の k 値が存在することが示された。また、他の地被の蒸発散量の推定、及び NDVI の推定が困難な冬期間の蒸発散量の推定は今後の課題である。

参考文献

1) 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
2) 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
3) 近藤純正; 水環境の気象学, pp.48~50, 1994
4) 小島賢治; 融雪機構と熱収支, 気象研究ノート, pp.1~39, 1979

(1998. 9.30受付)