

積雪寒冷地流域における水収支と蒸発散量の評価

Evaluations of Water Balance and Evapotranspiration in Watersheds in Snowy and Cold Region

(株)福田水文センター

○正 員 口澤 寿 (Hisashi Kuchizawa)

北海道開発局開発土木研究所

正 員 中津川誠 (Makoto Nakatsugawa)

1. はじめに

積雪寒冷地流域において治水、利水、環境に配慮して効果的な水管理を行うためには水循環の定量的把握が不可欠である。このなかで、森林域の蒸発散量については積雪寒冷地の水管理上重要な情報といえるが、直接的な観測が難しいこともあって、これまでブラックボックス的に扱われてきた。

本研究では、地被が森林で覆われているダム流域を対象に蒸発散量の検証をおこなった。最初に流域内の降水量と流出量の収支（水収支）を明らかにし、その差し引きから蒸発散量の推算を試みる。この中で降雨量や流出量については流域内に複数あるテレメータ観測結果等から真値に近い値が得られると考えられる。しかしながら、冬期の降雪量については、観測が難しく、一般に精度も悪いので、流域踏査による積雪量調査（スノーサーベイ）の結果を援用するものとした。水収支的に求めた蒸発散量は上記のような問題もあって、完全な実測から求められたものではないが、年間でおおよそ450mmから500mm程度になるという結果が得られた。

次にこれまで提案されている推定手法にダム流域の気象観測データを当てはめて蒸発散量の推定を試みた。この中では、可能蒸発散量（Thorntwaite 式、Hamon 式、Penman 式）と実蒸発散量（Penman-Monteith 式、Brutsaert-Stricker 式（補完法）、単層モデル式）の比較検討を行った。この結果、森林流域では水収支的に求めた蒸発散量が可能蒸発散量に近い値を示した。このことは、蒸発散に必要な水分が地表面（植生を含む）に十分供給されていることを示唆するものと考えられる。

2. 検討対象流域の概要

水収支と蒸発散量については、北海道開発局で管理する定山溪ダム流域（104km²）および豊平峡ダム流域（134km²）の2流域を対象に推定と評価を行った（図-1参照）。この際、定山溪ダム流域で1992年～1999年、豊平峡ダム流域で1986年～1999年のデータを用いた。データの内訳としては、貯水池変化と放流量から求められるダム流入量、流域内数カ所にあるテレメータ雨量データのほか、ダム管理所地点の降水量、風向・風速、日射量、日照時間、湿度、気温、積雪深等の気象観測データを用いた。また、積雪量は、最大積雪時をねらって行われるスノーサーベイのデータを参考にした。なお、蒸発散量推定式の比較検証は、定山溪ダムにおける1998年のデータを用いておこなっている。

3. 水収支法による蒸発散量の推定

最初に降水量、流出量といった水文諸量を明らかにし水収支的に蒸発散量を求める。作業の手順を図-2に示す。

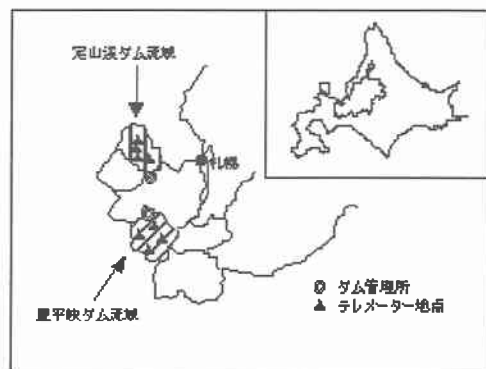


図-1 検討対象位置図

表-1 使用したデータの諸元

種類	箇所数(地点名)
テレメータ	定山溪 4カ所(小樽市・秩父・四ツ峰・春香山)
降水量	豊平峡 4カ所(狹路・空沼沢・大ニ股・奥大ニ股)
スノーサーベイ	定山溪 3コース
積雪量	豊平峡 2コース

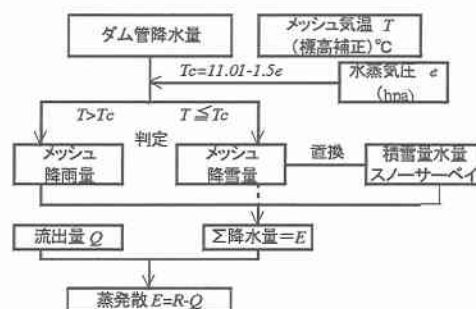


図-2 水収支法による蒸発散量の推定フローチャート

3.1 流域降雨量の推定

降雨量は地形の影響を受ける。とくに標高の高低が降雨量に与える影響が大きいと考えられる。そこで、アメダスや開発局テレメータのデータを用い、次式のようにダム管理所雨量と標高を説明因子とした重回帰式を作成し、任意地点メッシュの降雨量を算出した。

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

ここで、 R は任意メッシュの日降水量(mm)、 X_1 は標高(m)、 X_2 はダム管理所日降水量に重み係数 λ を乗じた値(mm)、 $a_1 \sim a_2$ は重回帰係数を表す。また、重み係数 λ は次式で与える。

$$\lambda = \sum_{i=1}^n \alpha_i \beta_i \quad (2)$$

ここで α_i は i 観測所のティーセン係数 (=支配面積/流域面積) β_i はダム管理所と i 観測所の単相関から求めた

回帰係数である。決定された重回帰係数 $a_1 \sim a_2$ 、重相関係数、偏相関係数を表-2に、ティーセン係数、重み係数を表-3に示す。なお、式(1)の流域降雨量推定式の作成には5月から10月までのテレメータ雨量データを用いた。

表-2 降雨量推定重回帰式の定数

ダム流域	重相関係数	重回帰係数		偏相関係数	
		a_1	a_2	X_1	X_2
豊平峡	0.858	0.001275	0.973	0.044	0.846
定山溪	0.912	0.000822	0.985	0.020	0.913

表-3 降雨量推定重回帰式の定数

観測所名	標高 m	ティーセン係数		重み係数 β
		α	β	
豊平峡ダム管理所	485	0.037	1.000	
狭薄	540	0.163	1.112	
空沼沢	730	0.230	1.264	
大二股	760	0.289	1.102	
奥大二股	720	0.281	1.525	

観測所名	標高 m	ティーセン係数		重み係数 β
		α	β	
定山溪ダム管理所	393	0.077	1.000	
狭薄	550	0.288	0.991	
空沼沢	390	0.212	0.982	
大二股	565	0.221	0.996	
奥大二股	500	0.202	1.014	

次に重回帰式より求めた降水量の再現性を確認するため、流域内観測地点の6ヶ月（5月～10月）降雨量の推定値を実測値と比較した結果を図-3に示す。また、同期間の流域平均雨量についても推定値とティーセン法で求められた値を比較したものを図-4に示す。

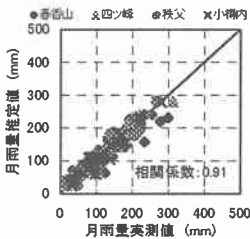


図-3 定山溪ダム流域における降雨量の再現(1992～1999)

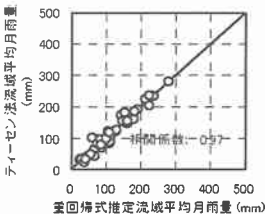


図-4 定山溪ダムにおける流域平均雨量の再現(1992～1999)

わりに積雪調査(スノーサーベイ)で計測される結果を援用するものとする。この際、降水量を降雨かに降雪かに判別する必要がある。これは次式によって得られる判別温度¹⁾と気温を比較することによって行った。

$$T_c = 11.01 - 1.5e \quad (3)$$

$$e = rh \times e_s \quad (4)$$

$$T > T_c \cdots \cdots \text{雨}, T \leq T_c \cdots \cdots \text{雪}$$

ここで、 T_c は判別温度(°C)、 e は水蒸気圧(hpa)、 e_s は飽和水蒸気圧(hpa)、 rh は相対湿度、 T は気温(°C)である。すなわち、気温が判別温度より大きい場合は降雨とみなして式(1)の重回帰式から降雨量を求める。一方、その逆の場合は降雪量とみなす。雨と雪の判別に用いた判別温度を求めるには、当該地点の気温と相対湿度が必要である。各地点の気温については、ダム管理所地点の気温を標高補正(気温減率を0.65°C/100mとした)して求める。この気温から飽和水蒸気圧が得られる。一方、相対湿度については、ダム管理所の観測値を与えた。

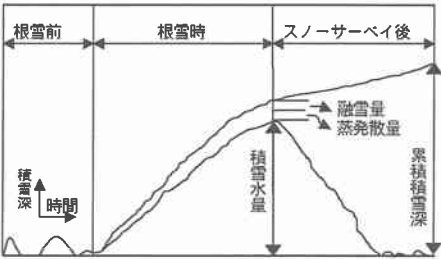


図-5 積雪量推定のための模式図

降雪量の求め方を模式的に示したのが図-5である。具体的にはダム管理所の積雪深から流域任意地点の積雪水量を求めることを考える。そしてこれを根雪時の降雪量とみなす。ただし、この場合降雪量の積算値で考えることになるため、その間の融雪量、蒸発散量は加味できないことになる。そこでやむを得ず、融雪量はデグリーデイ法等より推定し、冬期の蒸発散量は小さいものとして無視することにする。また、根雪前とスノーサーベイ後の降雪量は降雨量と同じ推定式((1)式)から与えるものとする。降積雪がある流域で水収支を考える場合は上記のような推定を導入することによって生じる誤差が内在されることに留意すべきである。

とりあえず、スノーサーベイによる積雪水量データを用いてダム管理所の積雪深から任意地点の積雪水量を与えることのできる式を次式のように与える。

$$S = b_0 + b_1 Y_1 + b_2 Y_2 \quad (5)$$

ここで、 S は任意メッシュの積雪水量(mm)、 Y_1 は標高(m)、 Y_2 はダム管理所積雪深(cm)、 b_0 、 b_1 、 b_2 は重回帰係数である。上記係数の内訳を表-4に、積雪調査の結果の再現性を図-6に示すが、積雪水量についても再現性が確認された。このほか、図-5に示す根雪時の融雪量は、積雪底面での融雪量(1.0mm/day)¹⁾と、積雪表面からの融雪量(デグリーデイ法で算出)として推定した。

表-4 積雪水量推定重回帰式の定数

ダム流域	重相関係数	切片	重回帰係数		偏相関係数	
			b_1	b_2	Y_1	Y_2
豊平峡	0.825	-313.54	0.543	4.943	0.399	0.805
定山溪	0.877	-522.25	1.401	3.815	0.852	0.651

3.3 水収支法による蒸発散量

以上より、式(1)で求められた降雨量と式(5)で求められる降雪量、流出量(ダム流入量)などを水年データ(11月～翌10月)として整理した。これらによって次式によ

る長期的（数年間の）水収支から蒸発散量を求める。

$$E = P - Q \quad (6)$$

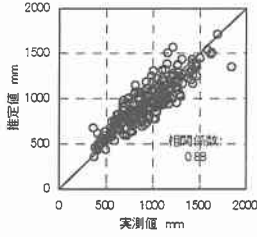


図-6 定山溪ダム流域における
積雪水量の再現(1992～1999)

ここで、 E は蒸発散量 (mm)、 P は降水量 (mm)、 Q は流出量 (mm/y) である。このように推定された実蒸発散量を表-5に示す。ただし、根雪時の積雪水量は積雪面上の蒸発散量を加味すると次式のよ

うに表現される。

$$R + S_1 + (M_2 + S_2 + E_2) - Q = E \quad (7)$$

ここで、 S_1 は根雪時以外の降雪量、 S_2 は根雪時の積雪水量、 M_2 は根雪時の融雪量、 E_2 は根雪時の雪面からの蒸発散量である。ここで、 E_2 を無視する形で今回は蒸発散量を求めた。

表-4 流域水収支の推定結果

	①	②	③	④	⑤	⑥
流域名	降雨量 R	根雪時以外 降雪量 S_1	積雪水量 S_2	融雪量 M_2	流入量 Q	蒸発散量 E
定山溪	763	182	978	106	1537	492
豊平峡	1057	159	713	113	1589	453

※⑥=①+②+③+④-⑤

4. 可能蒸発散量と実蒸発散量の推定手法とその比較

蒸発散量については、地表面からの十分な水供給がある場合の「可能蒸発散量」と実際の条件下における「実蒸発散量」に種々の推定法が提案されている。これらの手法の概略を示し、結果から適用性について評価する。

4.1 推定手法の概略

(1) 可能蒸発散量の推定手法

可能蒸発散量は以下に示す Thornthwaite 式、Hamon 式、Penman 式によって求めることができる。各手法の基礎式を以下に示す。以下 E_p は可能蒸発散量をあらわす。

(Thornthwaite 式)

$$E_p = 0.533 D_0 (10 T_j / J)^a \quad (8)$$

$$a = 6.75 \times 10^{-7} J^3 - 7.71 \times 10^{-5} J^2 + 0.01792 J + 0.49293 \quad (9)$$

$$J = \sum_{j=1}^{12} (T_j / 5)^{1.514} \quad (10)$$

ここで、 T_j は j 月の月平均気温 (°C)、 D_0 は 1 日 12 時間を 1 とした可照時間で、緯度、日付などから推算できる。

(Hamon 式)

$$E_p = 0.533 D_0^2 P_T \quad (11)$$

ここで、 D_0 は可照時間、 P_T は月平均気温に対する飽和絶対湿度 (温度から推定可能) (g/m^3) である。

(Penman 式)

$$E_p = \frac{\Delta}{\Delta + \gamma} \frac{R_n - G}{\ell} + \frac{\Delta}{\Delta + \gamma} f(u)(e_s(T_a) - e_a) \quad (12)$$

$$f(u) = 0.26(1.0 + 0.537 u_2) \quad (13)$$

ここで、 Δ は飽和水蒸気圧の温度に対する変化率 (温度から推定可能) ($\text{hPa}/^\circ\text{C}$)、 γ は乾湿計係数 ($=0.66 \text{ hPa}/^\circ\text{C}$)、 R_n は正味放射量 (W/m^2)、 G は地中堂伝導熱量 (日単位の場合は R_n に比べて小さくなるので 0 とする) (W/m^2)、 ℓ は蒸発潜熱 (J/kg)、 $f(u)$ は風速関数、 u_2 は地上 2m での風速 (m/s)、 $e_s(T_a)$ は気温 T_a での飽和水蒸気圧 (温度から推定可能) (hPa)、 e_a は水蒸気圧 (hPa) で相対湿度 rh (観測値) に気温 T_a における飽和水蒸気圧を乗じたものである。

なお、正味放射量 R_n は次のような手順で求める。

$$R_n = (1 - \alpha) S \downarrow - \varepsilon (\sigma T_s^4 - L \downarrow) \quad (14)$$

$$\frac{S \downarrow}{S_0 \downarrow} = a + b \frac{N}{N_0} \quad (15)$$

$$L \downarrow = \sigma T_a^4 \left[1 - \left(1 - \frac{L_f \downarrow}{\sigma T_a^4} \right) C \right] \quad (16)$$

$$L_f \downarrow = (0.74 + 0.19x + 0.07x^2) \sigma T_a^4 \quad (17)$$

$$x = \log_{10}(0.14e_a) \quad (18)$$

ここで、 α はアルベド (森林における文献引用値 0.10 を使用)、 $S \downarrow$ は日平均日射量 (W/m^2)、 $S_0 \downarrow$ は大気上端での日平均日射量 (W/m^2)、 ε は射出率 ($=1$ とする)、 σ はステファン・ボルツマン係数 ($=5.67 \times 10^{-8} \text{ W/m}^2 \text{ K}^{-4}$)、 T_s は地表面温度 (K)、 $L \downarrow$ は下向き長波放射量 (W/m^2)、 N は日照時間 (h) (観測値)、 N_0 は可照時間 (h) (推定式あり)、 $L_f \downarrow$ は晴天時下向き長波放射量 (W/m^2)、 C は雲の効果であらわす係数で、日照時間を用いた推定式がある。また、 a および b は定山溪ダムの観測結果 (1998) から各々 0.505、0.202 という値が得られている。これらの放射量の推定式は以下の実蒸発散量の計算にも用いる。

(2) 実蒸発散量の推定手法

実蒸発散量については以下に示す Penman-Monteith 式、Brutsaert-Stricker 式 (補完法)、単層モデル式を検討した。

以下 E_a は可能蒸発散量をあらわす。

(Penman-Monteith 式)

$$E_a = \frac{1}{\ell} \frac{\Delta(R_n - G) + \rho C_p(e_s(t_a) - e_a)/r_a}{\gamma(1 + r_c/r_a) + \Delta} \quad (19)$$

ここで、 ρ は空気密度 ($=1.2 \text{ kg/m}^3$)、 C_p は空気の定圧比熱 ($=1,004 \text{ J/K/kg}$)、 r_a は空気力学的抵抗 (s/m)、 r_c は群落抵抗 (s/m) である。この中で r_a および r_c が乱流によるフラックスの大小を左右するパラメータである。これらは文献等からの引用によって設定した。

(Brutsaert-Stricker 式 (補完法))

地表面湿潤条件下での可能蒸発散量 (E_{pot}) に対し、乾燥状態に移行すると実蒸発散量 (E_a) は減少し、Penman の可能蒸発散量 (E_p) は増大することを下記のような補完関係式であらわし、実蒸発散量を求めることができる。次に示す Brutsaert-Stricker 式はその一つの方法である。

$$E_a = 2E_{pot} - E_p \quad (20)$$

$$E_{pot} = 1.26 \frac{\Delta}{\Delta + \gamma} \frac{R_n - G}{\ell} \quad (21)$$

ここで、 E_p は式 (5) で求められる Penman の可能蒸発散量

である。

(単層モデル法)¹⁾

蒸発散にともなう潜熱フラックスはバルク法によって推定できる。しかしながら、植生地など複雑な地被で構成される場合には地表面温度をどのように設定するかが結果を左右してくる。単層モデル法では地表面温度を代表値 T_e であらわすことができるとみなす。この T_e を熱収支的に求めればバルク法から蒸発散量を推定することができる。熱収支式は次のとおりである。

$$R \downarrow - G = \sigma T_e^4 + C_p \rho C_H u (T_e - T_a) + \frac{0.622}{p} l \rho \beta C_H u (e_s(T_e) - e_a) \quad (22)$$

$$R \downarrow = (1 - \alpha) S \downarrow + \varepsilon L \downarrow \quad (23)$$

ここで、 $R \downarrow$ は下向き放射量 (W/m^2)、 C_H は顕熱バルク輸送係数 (森林における高さ 30m の値で 0.005 を使用)、 β は蒸発効率 (森林における高さ 30m の値で 0.15 を使用) は大気圧 (hPa) である。上式を満足するような T_e を求め、バルク式より蒸発散量を得る。

$$E_a = \frac{0.622}{p} \rho \beta C_H u (e_s(T_e) - e_a) \quad (24)$$

4.2 推定結果の比較と評価

図-7 に定山溪ダムと豊平峡ダムについて Thornthwaite 式で求めた各年の可能蒸発散量と水収支法による年平均蒸発散量 (定山溪 7 年平均、豊平峡 13 年平均) を示す。

これから両ダムの可能蒸発散量は概ね年間 450～550mm の領域に分布していることがわかる。また、森林域では水収支法から得られた実蒸発散量が可能蒸発散量に近い値を示すこともわかる。

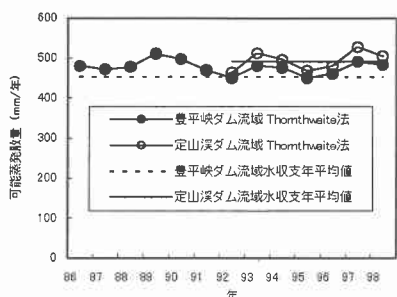


図-7 可能蒸発散量の推定結果
(豊平峡ダム、定山溪ダム)

次に定山溪ダムの 1998 年の気象データに基づき、前節で示した蒸発散量の推定手法を比較検証する。種々の手法による推定結果を表-6 および図-8 に示す。

この結果、Penman 式や Thornthwaite 式から求められる可能蒸発散量が水収支法で求めた蒸発散量に近い。しかしながら、水収支は単年で考えているので、流域貯留量変化の影響も考えられる。そこで、1992～1998 の 7 カ年の平均値で考えると 500mm 程度となり、実蒸発散量の推定手法としては補完関係式に基づく Brutzaert-Stricker 式が近い値を与えている。ただし、いずれにしても森林域で

は実蒸発散量は可能蒸発散量に近い値を示し、蒸発散に必要な水分が (植生を含む) 地被に十分に供給されていることが示唆できる。

蒸発散の季節変化をみると、Penman-Monteith 式や単層モデル式の推定値が 5 月～7 月にほぼ同一の傾向で高いのに対し、Brutzaert-Stricker 式は 7 月にピークをもつパターンを示していた。これが熱収支的にどのような原因によるかは今後分析していく必要がある。また、潜熱フラックスの算定にはバルク輸送係数のようないくつかのパラメータの設定が必要だが、その妥当性についても水収支法や他の手法とのクロスチェックなどを通して検証していく必要がある。

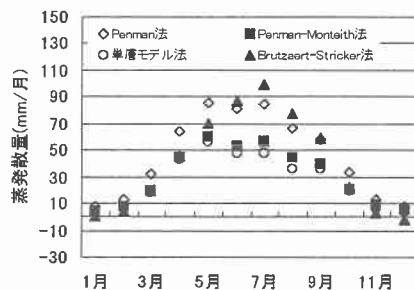


図-8 実蒸発散量の推定結果
(定山溪ダム 1998 年)

今回の推算では地表面温度は、熱収支を基礎に気温との関係において設定している。したがって、冬期間の積雪状態 (地表面温度 = 0℃) にある場合の蒸発散量の推定に工夫が必要である。これについては積雪量、融雪量の推算と合わせて考えていく必要がある。すなわち、熱収支と水収支を総合的に勘案できるモデルが必要と言える。

表-6 実蒸発散量の推定結果 (定山溪ダム、1998 年)

Thornthwaite 法	518	単層モデル法	326
Hamon 法	479	水収支法	571
Penman 法	544	水収支法参考値(93～99 年	492
Penman-Monteith 法	365	までの 7 力年平均値)	
Brutzaert-Stricker 法	483	単位: mm	

5. まとめ

積雪寒冷地のダム流域を対象として、水収支法をはじめ、種々の推定手法を適用し、蒸発散量を求めて比較した。これから、水収支法から求められる森林流域の実蒸発散量は可能蒸発散量に近い値を示すことがわかった。なお、この結果は、先に出された報告²⁾とも同様のものとなっている。

今後は実蒸発散量の推定に必要なパラメータの検証のほか、最終的には降水、積雪、融雪、蒸発散、流出といった一連の水文現象を、流域の熱収支と水収支に基づき推算できるモデルの確立が課題と言える。

参考文献

- 1) 近藤純正; 水環境の気象学、1999。
- 2) 加藤晃司、中津川 誠、新目竜一: 石狩川流域における水収支法と蒸発散量の推定、開発土木研究所月報、No.553、pp.2-13、1999