

地被別の実蒸発散量推定のための 蒸発散比算定に関する研究

The study of the ratio of actual evapotranspiration and potential one to estimate the actual evapotranspiration for a year using the vegetation distribution

井形 淳

by Sunao IGATA

正会員 工博 北海道開発土木研究所 環境研究室 (〒062-8602 北海道札幌市豊平区平岸1-3)

In order to grasp the process of hydrologic cycle in river basin, it is necessary to estimate the evapotranspiration correctly. But, it is difficult to observe the meteorological data for the evapotranspiration, because of the extent of observation area. The purpose of this work is to determine the ratio of actual evapotranspiration and potential one in each land use to estimate the actual evapotranspiration from the potential one which can be calculated easily. I carried out the observations of actual evapotranspiration at the Bibi swamp experimental station and the Komasato grassland to determine the ratio of paddy and grassland area. In this study, the actual evapotranspiration are calculated by the profile method at the Bibi site, the Bowen ratio method at the Komasato site, the potential one are calculated by penman method. The ratio of forest area are determine using the evapotranspiration from water balance method.

Key Words: *Evapotranspiration, Penman method, The ratio of actual evapotranspiration and potential one*

1. 研究目的

水資源を治水、利水の両観点から効率的に管理するために、流域水収支の検討は非常に重要である。特に蒸発散量は直接測定が困難でメカニズムの解明が十分に行われていないため、正確な推定が困難であり、蒸発散量の把握は水収支の精度向上に不可欠となっている。しかし、対象が広域であることから緻密なデータの収集は難しく、観測できる項目も限定されたものになるため熱収支を考慮した蒸発散量の推定は非常に困難になっている。

そこで本研究では石狩川流域を対象として植生分布を利用した蒸発散量の推定を行った。植生分布は国土数値情報のメッシュの大きさに対応しており、ここでは針葉樹林、広葉樹林、草地、水田、水域など10種類の地被に分類して用いた。気温、湿度など容易に得られる気象データで求められる可能蒸発散量は通常、実蒸発散量より大きく算出される。各地被の実蒸発散量と可能蒸発散量(Penman法)の蒸発散比を求め、地被ごとに異なる蒸発散比を用いることで、推定に用いるデータを限定し、推定処理を簡略化する。本研究では実蒸発散量を美々湿原

試験地と駒里牧草地に観測機器を設置して算出し、草地と耕地の蒸発散量を求めた。森林域は山岳地域など実蒸発散量の観測が困難な場合が多い。石狩川流域では約95%が森林、耕地、草地の地被で覆われており、本研究では、水収支法で求めた蒸発散量から土地利用別の実蒸発散量を推定するための蒸発散比を導いた。

2. 石狩川流域の地被と水収支法蒸発散量

(1) 解析対象領域とその地被分布

本研究で対象とする石狩川は日本最大規模の河川で、流域内には札幌、旭川を代表とする都市が多数点在しており、道内人口の約5割が集中する北海道の治水対策上、最も重要な流域である。石狩川は広大な流域内に多くの支川を持ち、地形の多様性から支川流域ごとの地域性が強い。そこで石狩川流域全域とその支流流域についての検討を行った。

次に石狩川流域の植生分布を図-1に示す。この植生分布は国土数値情報の1km×1kmメッシュに対応しており、北海道現存植生図に基づいて針葉樹林、広葉樹林、草地、

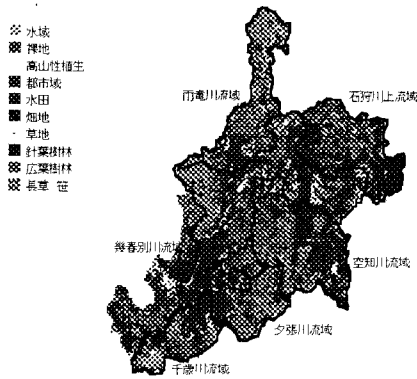


図-1 石狩川流域の地被分布

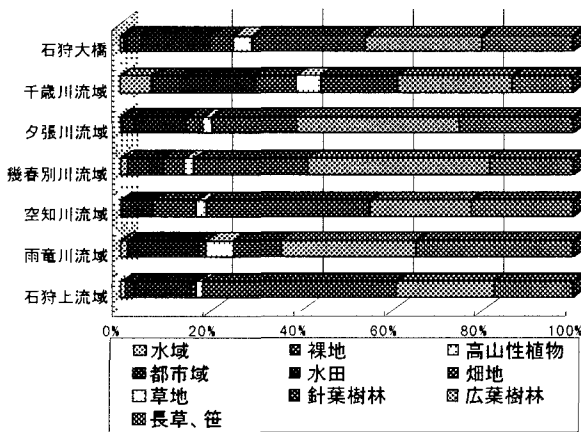


図-2 石狩川流域の地被割合

水田、畑地、都市域など10種類に分類した。各流域の地被の割合を図-2に示す。石狩川全流域の約50%は森林域であり、水田、畑地の耕地が約20%を占め、都市域を除く15%は草原域であった。従って、全地被の95%が森林、耕地、草地であり、標高400m以下の平地部の殆どが耕地と都市域で占められていた。

(2) 石狩川流域の水収支法による蒸発散量

次に水収支法による蒸発散量の推定結果を示す。対象は表示した6支川流域と石狩大橋の流出量観測地点を基点とする流域である。流出量は1985~1994年の10年間のデータを整理し、流域ごとの年平均流出量に流域内外の導水量を補正し、月単位にまとめた。降水量データは1985年から1994年までの10年間について流域内外61地点のアメダス降水量を用いた。

本研究では気象資料を国土数値情報のメッシュに対応させるため、全メッシュ地点に対する気象観測データの空間補完を行った。まず、降水量メッシュデータの作成に当たり全気象データのメッシュ化を行った。空間補完はメッシュ地点を囲む3観測地点で形成される三角平面において、経度をX軸、緯度をY軸、観測値をZ軸とする3次元平面を設定し、各メッシュ地点の緯度経度に対応するZ値をメッシュデータとして空間補完した。降水量は流域内外61地点、気温は51地点の観測データを用いてメッシュデータを作成し、補完できないメッシュ地

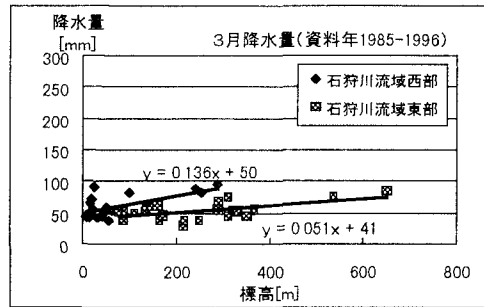


図-3 降水量と標高の関係

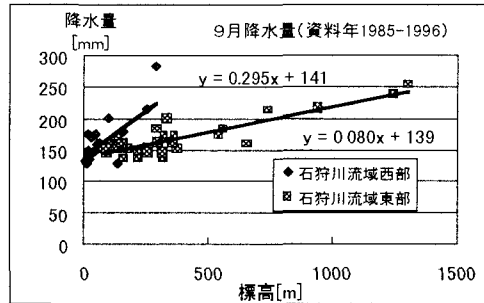


図-4 降水量と標高の関係

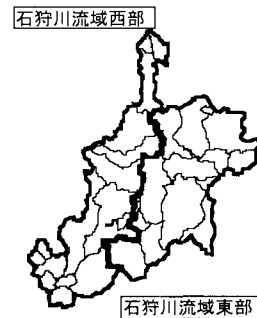


図-5 降水量と標高の関係

点については、最近隣のメッシュ値で補完して、日単位に処理した。なお、湿度については、旭川、岩見沢、札幌の気象官署湿度データを整理し、降水量と気温は標高の影響を排除するため、降水量は標高相関、気温は気温減率に従って0m標高のデータに変換して各メッシュ地点の標高値に変換した。降水量の降雨量、降雪量分離を行うため、湿度から求めた降雨降雪分離しきい温度と気温メッシュデータを用いて処理した。

降水量は標高が高いほど増加するため、各観測地点の標高と月平均降水量から月ごとの相関関係を求め、メッシュ地点の標高により補正した。ここでは3月と9月の例を図-3、図-4に示す。標高による降水量増加率は多降水期をピークとし、冬季間には弱まる傾向が認められた。降水標高の相関関係は夕張山地を境界として石狩川流域の東西で大きな傾向の相違が見られた。これは降水雲が夕張山地西側で大部分の降水をもたらし、東側で降水傾向が弱まるためと推察される。本研究では図-5に示す東西の領域で相関式の適用を使い分けた。

降雪量の観測は山地部などでは風の影響を受けやすいため、実測値に比べて少なくなる傾向がある。そこでスノーサーベイ観測による積雪水量データを真値として扱い、降雪量を補正した。降雪量はアメダス気温データと気象官署湿度データを用いて降水量から分離して求めた。

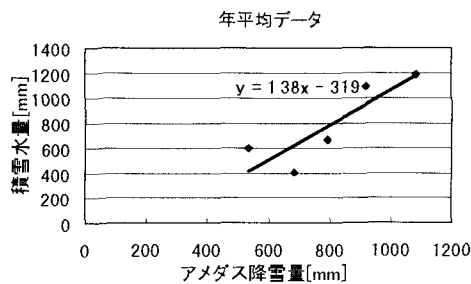


図-6 アメダス降雪量と積雪水量の関係

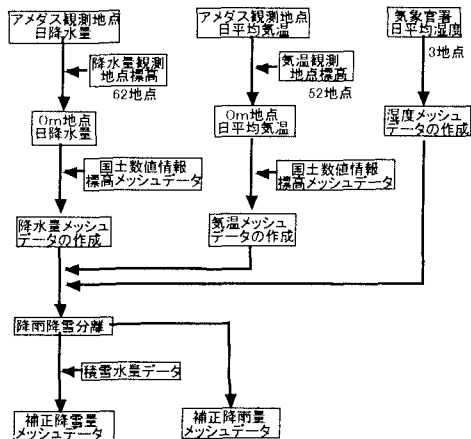


図-7 メッシュデータの作成フローチャート

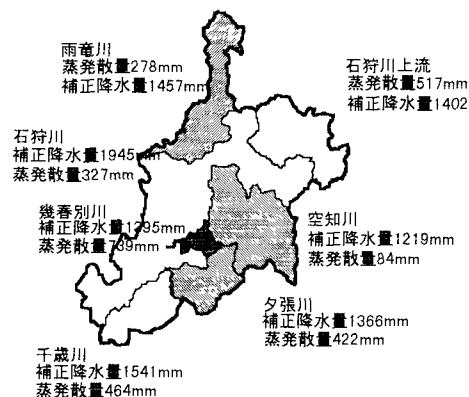


図-8 水収支法による蒸発散量

降水量と積雪水量は共に標高に依存することから、両者の関係を求めた。観測された5ダム流域において、降雪量と積雪水量それぞれから求めた流域平均積雪水量の比を用い、図-6のように石狩川流域全域を代表する補正値を得た。以上の推定方法を図-7にまとめ、結果は図-8に示すように10年間の平均で327mmとなった。

3. 草地、水田の蒸発散比

(1) 実蒸発散量の観測

地被別の蒸発散量を推定するため、図-9に示す北海道千歳市の美々湿原試験地と駒里牧草地において観測された実蒸発散量の結果を用いる。湿原試験地は天然湿原の30×25m四方を網矢板で囲って水平方向の漏水を防止し、流出入量を調整した。試験地内は盛夏には植生高1.5m程

の葎が繁茂し、湛水層の影響を受けることから年間を通じて地被状態が大きく変化する。一方、牧草地は周囲の開けた平坦な圃場中の地表面で、夏季には草丈20cm程の雑草が繁茂するが、1年間の熱環境及び地被状態の変化は概ね小さい。これらの地被は石狩川流域で45%を占めている水田、畑地、草地の地被状態と類似しており、両観測地での結果を利用できると考えられる。

熱収支算定に必要な気象要素の観測は湿原試験地では1995年8月～10月と1996年5月～1998年4月の期間に、牧草地では1996年8月～1996年7月の期間に行った。観測項目については表-1、2に示す。また、地中伝達熱、顕熱、潜熱、正味放射量の釣り合いから地表面における熱収支は式(1) (湿原試験地)、式(2) (牧草地)のよ

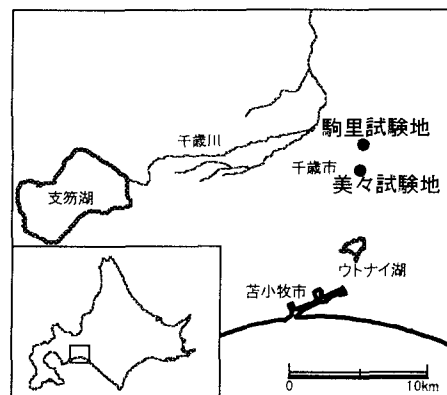


図-9 実蒸発散量の観測地点

表-1 美々湿原試験地の観測計器及び項目

計器	観測項目	観測高度
白金抵抗温度計	気温	3.95.2.15m
白金抵抗温度計	植生層内気温	植生層内中間部
白金抵抗温度計	地温	地表面下0.5.0.2.0.05.0.0m
熱流板	地中熱流量	地表面下0.05m
アルベトメータ	全天日射量、反射日射量	植生上1.0m
放射収支計	放射収支量	植生上1.0m
3杯式微風速計	風速	3.95.2.95.2.15m
矢板式風向計	風向	3.95m
超音波風速温度計	鉛直風速、気温変動量	植生上2.0m
赤外線式湿度計	比湿変動量	植生上2.0m
静電容量式湿度計	相対湿度	植生上2.0m

表-2 駒里牧草地の観測計器及び項目

計器	観測項目	観測高度
白金抵抗温度計	気温	2.0.0.5m
白金抵抗温度計	地温	地表面下0.2.0.05m
矢板式風向計	風向	10m
アルベトメータ	全天日射量、反射日射量	地上2m
放射収支計	放射収支量	地上2m
3杯式微風速計	風速	10.0.3.95.2.95.2.15m
熱流板	地中熱流量	地表面下0.05m
露点温度計	露点温度	2.0.0.5m
放射収支計	地表面温度	0.2m
超音波積雪深計	積雪深	

うに示される。

$$R_n + H + IE + G = \rho_a C_w \frac{\partial T_w}{\partial t} z_w + \rho_a C_a \frac{\partial T_v}{\partial t} z_v \quad (1)$$

$$R_n + H + IE + G = 0 \quad (2)$$

R_n は正味放射量 [W/m^2]、 H は顕熱 [W/m^2]、 IE は潜熱 [W/m^2]、 G は地中伝達熱 [W/m^2]、 ρ は密度 [kg/m^3]、 C は比熱 [$J/kg^\circ C$]、 T は温度 [$^\circ C$]、 z は層厚 [m] を表し、添え字 w 、 v はそれぞれ空気層、湛水層、植生層を表す。本研究

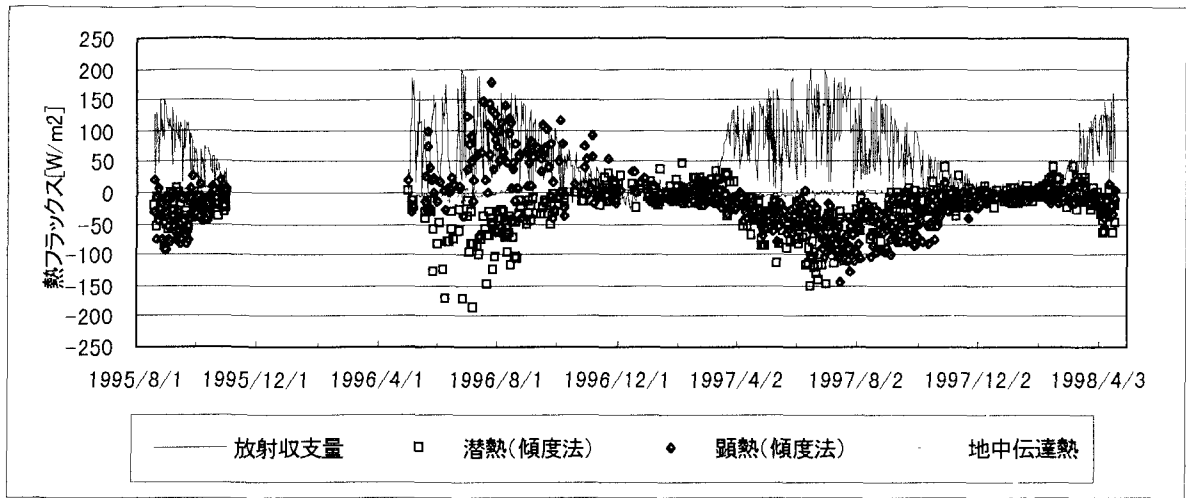


図-10 湿原試験地の熱要素の推移

では正味放射量をアルベドメータ及び放射収支計で直接測定し、地中伝達熱は地中に熱流板を設置して、地表面と熱流板間の貯熱量と熱流量の和を観測した。顕熱、潜熱は湿原試験地では傾度法、牧草地ではボーエン比法を用いて求め、蒸発散量を計算した。ボーエン比法は地表面の状態から式(2)が成立する牧草地のみで用いた。傾度法及びボーエン比法は次に示す。

$$H = \rho_a C_a K^2 \frac{(T_2 - T_1)(u_2 - u_1)}{[\ln\{(z_2 - d)/(z_1 - d)\}]^2} (\Phi_M \Phi_H)^{-1} \quad (3)$$

$$LE = l \rho_a K^2 \frac{(q_2 - q_1)(u_2 - u_1)}{[\ln\{(z_2 - d)/(z_1 - d)\}]^2} (\Phi_M \Phi_E)^{-1} \quad (4)$$

$$H = \frac{B(R_n + G)}{1 + B} \quad (5)$$

$$LE = \frac{R_n + G}{1 + B} \quad (6)$$

ここで、各式中の B はボーエン比を表す。

湿原試験地では熱要素の推移から顕熱量の最大値は6月下旬に、潜熱量の最大値は7月末から8月に観測された。植生が枯死した地被状態では顕熱量が潜熱量を上回っており、植生の生育とともに潜熱量の割合は高くなり、盛夏には潜熱量が顕熱量のおよそ2倍に達する。その後、放射収支量の減少に応じて徐々に熱フラックス量が減少した。放射収支量は6月をピークとして変動しており、地中伝達熱の変化は1年間を通じて微小だった。牧草地では春季では顕熱量が潜熱量を上回るが、植生の成長に従って潜熱量の割合が増加し、夏季間は潜熱量が顕熱量を上回る傾向が継続する。潜熱量は地被の湿潤状態に影響を受け、降水が少ない6月～7月では顕熱量の割合が高くなる事例も観測されるが、日平均の推移では殆ど潜熱量が上回っていた。地中伝達熱量は、湿原試験地に比べると割合が高かった。ここでは湿原試験地における熱要素の推移を図-10に示す

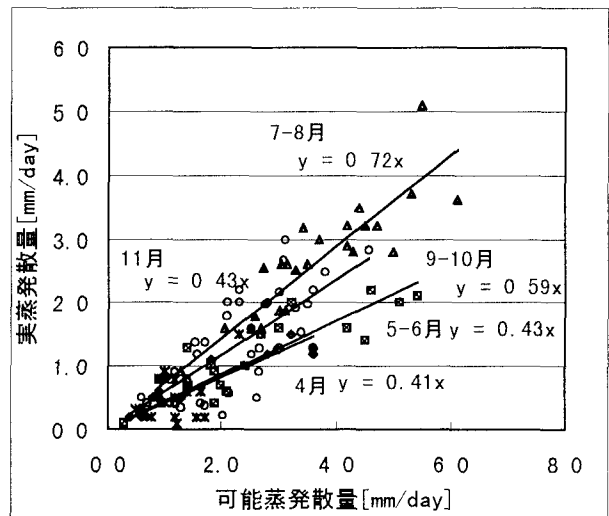


図-11 湿原試験地の蒸発散比

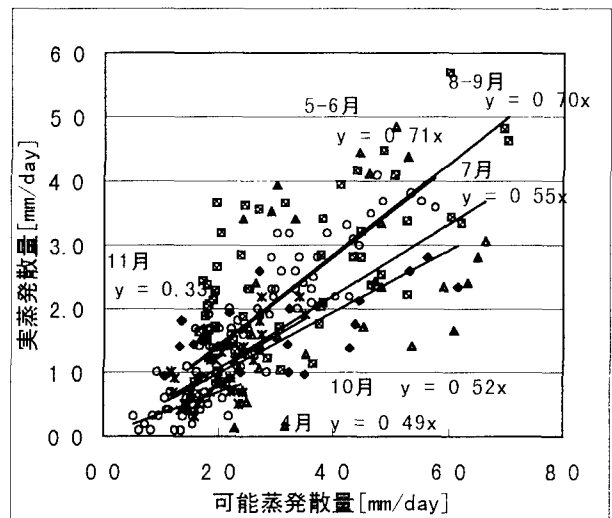


図-12 牧草地の蒸発散比

両観測地点において実蒸発散量と可能蒸発散量から蒸発散比を求めた。ここで可能蒸発散量は現地観測で得られた気象データを用いて Penman 式から求めた。Penman 式は気温、風速、湿度、日照時間の通常行われている気象観測値で可能蒸発散量が求められる。Penman 式は次式

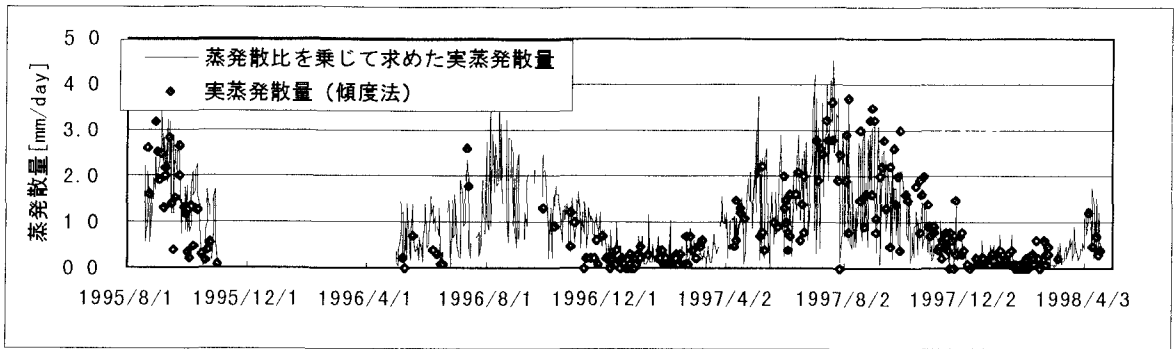


図-13 美々湿原試験地の実蒸発散量の推移

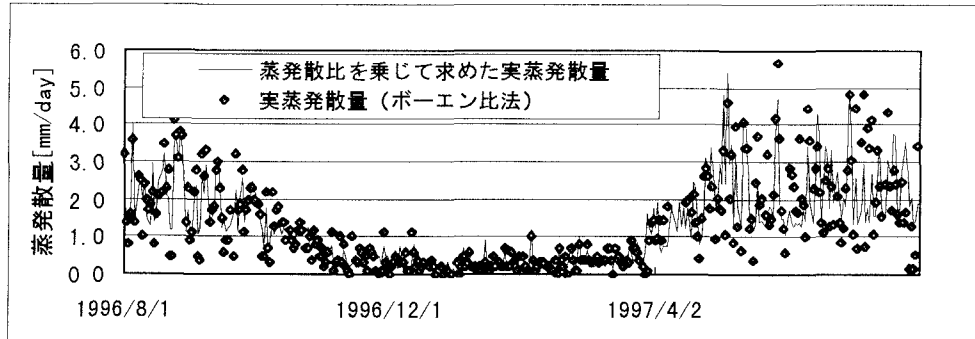


図-14 駒里牧草地の実蒸発散量の推移

のように示される。

$$E_p = 864 \frac{\Delta}{\Delta + \gamma} \frac{R_n}{\rho l} + \frac{\gamma}{\Delta + \gamma} f(u)(e_{sa} - e_a) \quad (7)$$

$$f(u) = 0.26(1 + 0.54u) \quad (8)$$

ここで、 E_p は可能蒸発散量[mm/d]、 Δ は飽和水蒸気圧勾配[hPa/°C]、 γ は乾湿度係数[hPa/°C]、 ρ は水の比重[kg/m³]、 u は地上2m高の風速[m/s]、 e_a は水蒸気圧[hPa]、 e_{sa} は飽和水蒸気圧[hPa]、 l は水の潜熱[J/kg]、 R_n は正味放射量[W/m²]、 f は風速関数[mm/d/hPa]を表す。

(2)蒸発散比の算定

美々湿原試験地における実蒸発散量(傾度法)と可能蒸発散量の日総量データから回帰直線を求めた。ここで実蒸発散量データは1日の熱量収支に過不足のないものを用いた。湿原試験地での蒸発散比(=実蒸発散量/可能蒸発散量)は図-11に示すように0.41(4月)、0.43(5-6月)、0.72(7-8月)0.59(9-10月)、0.43(11月)となった。駒里牧草地では実蒸発散量(ポーエン比法)から同様にして図-12のように0.49(4月)、0.71(5-6月)、0.55(7月)0.70(8-9月)、0.52(10月)、0.33(11月)を得た。湿原試験地における蒸発散比は植生の活動が活発化する夏季に最も高く、気温の低下とともに低くなり、気温の年間推移に類似した。牧草地における蒸発散比は植生活動が活発化する7月において低下していた。7月の降水量は前後の月と殆ど差はないが、月降水日数が極端に少なかった。このことから本研究では6月から8月の蒸発散比を月の降水日数に応じて0.70

から0.55まで変化させた。これらの蒸発散比を可能蒸発散量に乗じた値によって実蒸発散量を求め、両観測地点の実蒸発散量の季節変化を再現した結果を図-13、図-14のように示す。日蒸発散量は両観測地で最大4mm/day程で推移しており、冬季間は1mm以下で推移した。

3. 森林域の蒸発散比

森林域は石狩川流域のおよそ半分の地被を占めているが、実蒸発散量の観測が困難で、蒸発散比の算定が難しい。そこで本研究では水収支法による蒸発散推定値を用い森林域の蒸発散比を逆算する。まず、水収支法で求めた流域平均実蒸発散量から、蒸発散比が算出された草地、水田の蒸発散量を差し引く。2章で用いたアメダスデータから湿度、気温、風速、日照時間の日気象メッシュが得られているので、メッシュ単位にPenman可能蒸発散量を計算し、各蒸発散比を乗じて蒸発散量を求めた。これらは各地被の面積平均値として、流域平均の蒸発散量から差し引いた。この残量の殆どは森林域分の蒸発散量であり、水域、都市域分を少量含む。

次に森林域における実蒸発散量を算出する。既往の研究から蒸発散量と植生指標NDVIには比例関係が認められるので、年平均蒸発散量を各月のNDVI値で配分し、月蒸発散量とした。残量は水域と都市域を含むが、水域はPenman可能蒸発散量を都市域は草地の蒸発散量を適用し、各月のNDVI値で配分して残量から差し引いた。この値を森林域における月実蒸発散量として蒸発散比を導いた。

本研究で用いた植生指標NDVIは人工衛星NOAAで観測された画像データを用いた。植物の葉は分光反射特性が

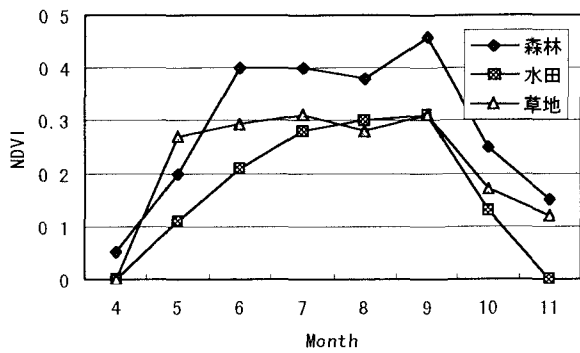


図-15 石狩川流域のNDVIの推移

表-3 地被別の蒸発散比

Month	森林	草地	水田
4	0.12	0.49	0.41
5	0.38	0.71	0.43
6	0.84	0.71	0.43
7	0.90	0.55	0.72
8	0.99	0.7	0.72
9	1.59	0.7	0.59
10	1.24	0.52	0.59
11	1.14	0.33	0.43

あり、可視域を吸収し、近赤外域を反射、透過する性質がある。NDVIは葉緑素密度の高い、即ち活性度の高い植生ほど大きくなるため、蒸散量を判断する指標として用いることができる。植生指標NDVIはNOAAのチャンネル1(波長0.58~0.68 μ m)とチャンネル2(波長0.725~1.10 μ m)のデータを用い、次式で求められる。

$$NDVI = \frac{ch2 - ch1}{ch1 + ch2} \quad (9)$$

ここでch.1、ch.2は各チャンネルの輝度値を示す。本研究では1992~1997年のNOAAデータから年平均のNDVIの季節変化を図-15のように求めた。この値を石狩川流域のNDVIの代表値として用い、蒸発散比を算出した。可能蒸発散量算出に用いた気象データは1992年以降のアメダスデータに対応させた。ただし、Penman式は積雪面では適用できないので、積雪期には式(10)に示す小島式を用いた。この結果、森林域における蒸発散比は表-3のように求められた。ここでは実蒸発散量観測値から得た水田、草地における蒸発散比を併記する。

$$E_p = 240 \beta u (e_{sa} - e_a) \quad (10)$$

この結果、森林域の蒸発散比は植生が活発化する5~6月頃から高くなり、9月をピークとして低下し、草地の傾向に近い結果となった。8月以降高めの蒸発散比で推移し、可能蒸発散量を越える蒸発散量が算出されていた。

水田、草地、森林域の蒸発散比と10年分のアメダスデータから地被別のメッシュ可能蒸発散量を求め、各地被の蒸発散比を乗じて実蒸発散量を算出した。この結果を図-16のように示す。年平均の石狩川流域の実蒸発散量は348mmとなり、水収支法で求められた値にほぼ等しくなった。

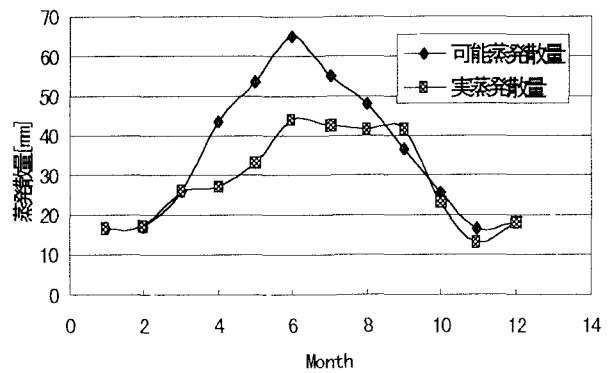


図-16 石狩川流域における月平均実蒸発散量の推移

4. まとめ

本研究では土地利用別の実蒸発散量を推定するため、石狩川流域で殆どの地被を占める水田、草地、森林域の蒸発散比を算定した。水田、草地の蒸発散比を求めるため湿原試験地及び牧草地において実蒸発散量の観測を行い、熱収支の算定を行った。両観測地点では夏季間に潜熱の割合が高く、植生からの蒸散量が大きな割合を占めており、これらの結果、季節ごとの蒸発散比(=実蒸発散量/可能蒸発散量)が得られた。また、水収支法による蒸発散量を実蒸発散量として、森林域のみの蒸発散量を抽出し、植生指標NDVIの季節変化から森林域の蒸発散比を算定した。この結果、石狩川流域における年間実蒸発散量は水収支による蒸発散量にほぼ等しくなった。しかし、月単位の蒸発散量では遮断蒸発散量を推定のデータ入手が困難で、NDVIのみを考慮した配分を行っているため、秋期の蒸発散量に偏りが見られた。また、割合の高い3つの地被のみ考慮したため、地被の変化、蒸発散比の決定など細部について修正すべき点が考えられ、今後の検討課題としたい。

参考文献

- 1) 佐渡公明, 1994; 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 No.7(4), pp. 315-324
- 2) 中津川誠、藤田満士、平野令緒、中林宏典; 湿原における熱収支と蒸発散の観測, 第51回年次学術講演会論集, pp. 478-479.
- 3) 安田延壽, 1994; 基礎大気科学, 朝倉書店, pp. 94-105.
- 4) 竹内清秀、近藤純正, 1981; 大気科学講座1. 地表に近い大気, 東京大学出版会, pp. 89-106.
- 5) 三浦健志、奥野林太郎, 1989; ペンマン式による蒸発散位計算法の詳細, 農業土木論文集 No. 164, pp. 157-163.
- 6) 多田毅、風間聡、沢本正樹, 1996; 植生の混在する都市域における蒸発散量の簡易な推定, 水文・水資源学会誌 No.9(1), pp.23-30

(1998. 9.30受付)