

II - 3

東北地方における蒸発散量の特性

東北大学大学院 学生員 ○多田 毅
東北大学大学院 フェロー 沢本正樹

1. はじめに

広域地表面での水収支、熱収支を精度良く算定するためには、多様な地表面における実蒸発散量を把握することが不可欠である。しかし蒸発散量の面的分布を測定することは極めて困難であるため、実蒸発散量、または特定の条件下における基準蒸発量を推定する様々な気候学的手法が提案されている。一般に放射収支に基礎を置く推定法が広く用いられ、その多くが入力放射量として純放射を必要とする。しかし、純放射量は地表面温度によって大きく変動し、その地表面温度は熱収支のバランスの結果として地表面の状態、蒸発散量などとともに大きく変動する量なのである。そこで本研究では、純放射を用いない平衡蒸発量を基準蒸発量として、東北地方における蒸発量および蒸発散量の特性について検討を加える。

2. 平衡蒸発量

近藤¹⁾は、基準蒸発量的一种として平衡蒸発量を提案した。地表面、大気共に水蒸気飽和の状態での強風下における平衡蒸発量は、以下のように表わされる。

$$\frac{lH_{EQ}}{Q - \sigma T^4} = \frac{\Delta}{\gamma + \Delta} \dots\dots\dots (1)$$

ここで、 E_{EQ} は平衡蒸発量、 l は水の気化熱、 Q は有効入力放射量、 T は気温、 Δ は気温 T での飽和水蒸気圧曲線の傾き、 γ は乾湿計定数である。また、有効入力放射量は以下のように定義される。

$$Q = (1 - r)S^{\downarrow} + L^{\downarrow} - G \dots\dots\dots (2)$$

ここで、 r は地表面のアルベド、 $S^{\downarrow}$ は水平面日射量、 $L^{\downarrow}$ は下向きの大気放射量、 σ はステファンボルツマン定数、 G は地中伝導熱である。 Q の値は純放射量とは異なり、地表条件によらず比較的広域に適用可能なため、 Q を入力値とする平衡蒸発量は広域の蒸発散分布特性を議論する目的に適している。

3. 蒸発散分布の推定

(1) 平衡蒸発量の推定

東北全域を約1.1kmのメッシュに分割し、各メッシュ毎に式(1)を計算することで、平衡蒸発量の空間分布推定を行った。NDVIによる推定値と比較するため、対象地域を森林域に限定している。また、対象期間は1989年である。平衡蒸発量を推定するために必要な気象データとして、気温と日照時間はAMeDASデータを、湿度は気象台の観測値を用いた。また、水平面日射量は日照時間データを用いて、下向き大気放射量は日照時間、気温、湿度を用いて推定した。いずれも、地点観測値を距離重みつき平均法で空間補間し、メッシュ毎の値を算出した。また、地中伝導熱は昼夜でプラス・マイナスとなり日単位では微小な量となるため、本研究では $G=0$ として扱った。

(2) NDVIによる実蒸発散量の推定

これまでに筆者らは、人工衛星データから得られる植生指標(NDVI)を用いて森林域における実蒸発散量の分布を推定する手法を開発してきた²⁾。この手法は、地表面の状態、気象、放射環境などの多様性とその長期的にわたる履歴を、その地域における植物の活性度の観測を通じて推定蒸発散量に反映させるものであり、地上の気象観測データに依存することなく実蒸発散量の分布を推定することが可能である。本研究では1989年のデータを用い、森林域の実蒸発散量分布を推定した。メッシュサイズは前節のものと同一である。

4. 結果と考察

各県毎の平衡蒸発量とNDVIによる推定実蒸発散量を表-1に、平衡蒸発量と標高の関係を図-1に示す。図-1は各メッシュをサンプルとした散布図であり、色の濃い部分ほど該当する地域の面積が大きいことを表わして

いる。一般に可能蒸発量は平衡蒸発量の1～2.5倍であるといわれており、NDVIによる推定実蒸発散量もこの範囲に入っている。また、実蒸発散量の上限と平衡蒸発量との間に相関があることがわかる。すなわち、可能蒸発散量は可能蒸発量と同様、平衡蒸発量と比例関係にあるといえる。一方、平衡蒸発量の上限は実蒸発散量とは無関係に一定値(約500mm)を示している。これは、式(1)において蒸発潜熱 IE_{EQ} が入力放射量 Q を上回ることができず、かつ地表面の条件に応じて実蒸発散量が可能蒸発散量以下の範囲で様々な値をとり得ることの現われである。さらに、実蒸発散量の下限も一定値(約500mm)を示しているが、この理由は現時点において不明である。

地理的条件と蒸発散量との関係の例として、図-2に標高と平衡蒸発量の関係を示す。標高の高い地域ほど平衡蒸発量が少ないことがわかる。この特性は、気温が標高に強く依存すること、そして同じ放射環境下では気温が低いほど蒸発量が少なくなること(ボーエン比の気温依存性)などの影響によるものである。

5. まとめ

純放射量を入力値としない平衡蒸発量の分布を、信頼性の高い気象値を利用して東北全域にわたり算定した。また、平衡蒸発量を基準蒸発量としてNDVIによる実蒸発散量推定法による推定結果と極めて多くの地点について比較することにより、NDVIによる推定法の信頼性、および基準蒸発量としての平衡蒸発量の有用性が確認された。また、式(1)において入力放射量と気温とは形式的には独立な変数であるが、現実には放射量と気温との間には高い相関がある。そして、その関係には気候や地理的条件などが深く関わっている。そのため、特定のパラメータだけを変動させて、そのパラメータに関する特定地域における蒸発散量の変動特性を議論することはできない。本研究では気候値メッシュデータを利用し、対象地域においてこれらの条件を満たす入力値の組み合わせを多数与えことにより、図-2に示されるような蒸発散量の特性を得た。

参考文献

- 1) 近藤純正：平衡蒸発量と地表面蒸発，水文・水資源学会誌，Vol.2，No.2，pp.25-32，1989.
- 2) Tsuyoshi Tada, So Kazama and Masaki Sawamoto：Proc. of the Int. Conf. on Water Resour. and Environ. Res.(Volume I), pp.627-633, 1996

表-1 1989年の推定蒸発散量(mm/年)

	青森	岩手	秋田	宮城	山形	福島	平均
平衡蒸発量	457	444	460	469	465	473	460
実蒸発散量	619	736	672	736	672	788	707

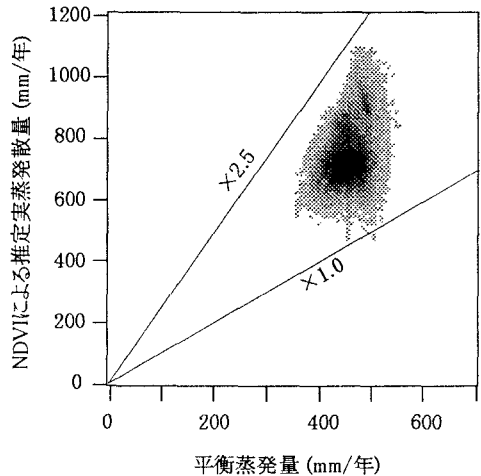


図-1 平衡蒸発量と実蒸発散量の関係

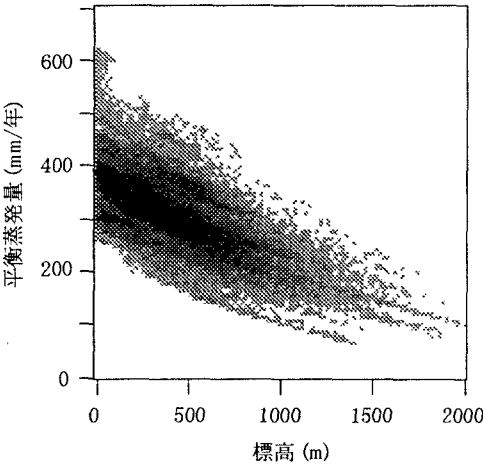


図-2 標高と平衡蒸発量の関係