

京都大学 工学部地球工学科 学生会員 ○中塚隼平
京都大学 防災研究所 正員 小尻利治
千葉大学 環境リモートセンシングセンター 正員 近藤昭彦

1 研究の目的 近年の世界における洪水や渇水などの水災害の多発に対処するために、マクロ的な水文現象の理解が必要となってきた。そこで、本研究では、地域特性を認識する方法として水収支の観点からアプローチを行う。そのために、マクロ的な蒸発散量の分布図を作成し、データベースの構築を行うものである。

2 水文・気象関係のデータセット 蒸発散量計算の気候値入力データとして、FAO がアジアの低緯度地域を中心として収集している世界各地の気候値データセット(FAOCLIM)を用いる。さらに、全球の水収支を推定するため、グローバルデータセットとして、GED version1 に含まれる月平均気温、年平均気温、月平均降水量、年平均降水量のデータを用いた。また、土地利用のデータとして、1970 年代から 1980 年代にかけて世界的に集められた Olson World Ecosystems を使用した。

3 蒸発散量の推定

水収支法¹⁾ 蒸発散量の推定は、次の定量的方法である水収支法を用いる。

$$Ea = P - Q \quad (1)$$

ここで、 Ea :年実蒸発散量 (mm/year)

P :年降水量 (mm/year)

Q :年流出量(mm/year)

実際は、地表面下の貯蔵量の項も考慮に入れる必要があるが、年単位のように大きな時間スパンで考えた場合、地表面下貯留量は比較的一定と考えられるので、上式が成立する。この水収支法を、地表面下貯留量変化を無視出来ない短い期間で考え、気候学データより算出した、Thornthwaite の定義による可能蒸発散量を使って各地域の実蒸発散量、地表面貯留量、流出量の算出に用いるということも可能である。

Thornthwaite 法²⁾ 可能蒸発散量を算出するため

に、Thornthwaite 法を導入する。すなわち、

$$H = \sum_{i=1}^{12} (T_i/5)^{1.514} \quad (2)$$

$$a = (0.675H^3 - 77.1H^2 + 17920H + 492390) \times 10^{-6} \quad (3)$$

$$Ep = 1.6(10T_i/H)^a \quad (4)$$

ここで、 H :熱指数

T_i : i 月の月平均気温 (°C)

Ep :可能蒸発散量 (mm/month)

補完関係³⁾ 実蒸発散量を算出するために、Morton が定式化した実蒸発散量、可能蒸発散量、Brutsaert の定義による湿潤環境蒸発散量の関係を示した補完関係を導入する。すなわち、

$$Ea = 2 \times Ew - Ep \quad (5)$$

ここに、 Ea :実蒸発散量(mm/month)

Ew :湿潤環境蒸発散量(mm/month)

Ep :可能蒸発散量(mm/month)

この補完関係を図式化すると次のようになる。

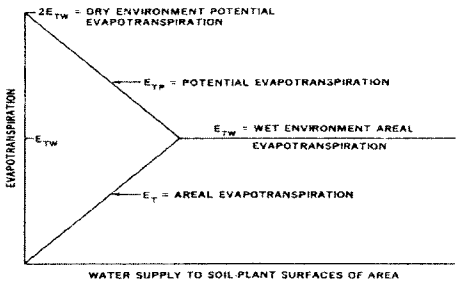


図1 補完関係

Morton 法²⁾ 補完関係を使って実蒸発散量 Ea を算出するものである。Morton が求めた経験式より Ep 、 Ew を算出して補完関係に適用したものである。Morton 法の特徴としては、植生も考慮に入れて経験式を導き出しているところにある。入力データは、標高、緯度、年降水量、水蒸気圧、日照率、月平均

気温である。

Thornthwaite 法による実蒸発散量の推定 全球で蒸発散量を算出するに際して、水収支法を月単位で考え、地下貯留量の変化量は無視できないものとして、可能蒸発散量と月平均降水量から実蒸発散量、地下貯留量の変化量、流出量を算出することにした。Thornthwaite 法は近似的であるが、根の深い成長した植物については、通常の土壌の場合、300mm の水分が蓄えられ、蒸発散量は土壌中の有効水分量に正比例して減少すると仮定した。計算方法は以下のとおりである。

if $P_i < Ep_i$ の時、
$$Ea_i = P_i - (S_i - S_{i-1})$$

if $P_i \geq Ep_i$ の時、
$$Ea_i = Ep_i$$

ここで、 P_i : i月の平均降水量
 S_i : i月の平均地下貯留量
 Ea_i : i月の実蒸発散量
 Ep_i : i月の可能蒸発散量

1月から12月までの各月の可能蒸発散量、月平均降水量のデータを用い、上記の計算を繰り返し、実蒸発散量、地表面貯留量、流出量を算出する。

4 結果と考察 図2にMorton法によるアジア地域での年実蒸発散量のマッピングを示す。図を見ると、中緯度地域よりも赤道付近の低緯度地域のほうが、蒸発散量が、多くなっている。また、海岸線や大河川から遠く離れていない地域の蒸発散量の値も高くなっていることがわかる。次に、図3、4にThornthwaite法による2月、8月の実蒸発散量を示す。これを見ると、アジア地区の特徴である、季節によって風向きが変わるモンスーンの影響がよく分かる。2月と8月のインド半島の蒸発散量を比較すると、2月は、モンスーンが南東から吹き、その風がヒマラヤ山脈を越えることができずにインド半島までは届かないために、蒸発散量値は低くなっている。逆に、8月は南西から風が吹いてきて、ヒマラヤ山脈にあたってインド半島に海からの水分量が溜まるために8月の蒸発散量値は高い値を示していることが明白である。さらに、サバナ気候や熱帯モンスーン気候の特徴である雨季と乾季も顕著にわかる。インドシナ半島の2月値は非常に低く、8月の値は非

常に高くなっている。

5 まとめ 本研究では、地域特性を水収支の観点から捉えるために、蒸発散量の算出によるデータベースの作成を行った。そのためにアジア地域で気候値データセットの収集、世界的にはグローバルデータセットの収集を行い、これらを用いてアジアと全球における蒸発散量を算出し、地域特性との関係を示した。

参考文献

- 1) 近藤昭彦：複数の手法によるモンスーンアジアの蒸発散量の推定値の比較。ハイドロロジー、1994
- 2) Morton, H. L. : Operational estimates of areal evapotranspiration and their significance to the science and practice of hydrology. J. Hydrology. 66, 1-76, 1983



図2 Morton 法によるアジア地区の年実蒸発散量

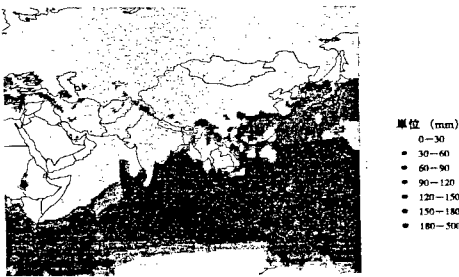


図3 Thornthwaite 法による2月の実蒸発散量



図4 Thornthwaite 法による8月の実蒸発散量