

蒸発散に関する研究

A Review of Studies on Evapotranspiration

中川 慎治*

Shinji NAKAGAWA

I はじめに

蒸発散は熱収支及び水収支の主要構成要素であり、その定量的把握は、気候の形成、水の循環機構の解明という科学的側面のみならず、水資源・水利用の管理、農作物の栽培管理等の実用的側面においても重要なことから、様々な分野において多くの調査・研究がなされてきたが、未だ蒸発散量のルーチンの観測手法は確立されておらず、さらにはメカニズムの解明も不十分な状態にある。

筑波大学水理実験センターには、水収支・熱収支の各成分を独立な測器で測定できる施設を備えた実験圃場が整備され、定常的なデータ収集が図られている（古藤田ほか、1978；古藤田ほか、1983）。

ここでは、水理実験センターにおいて実施されてきた蒸発散に関する研究について、その概要を示すこととするが、先ず最初に、蒸発散に関する主な概念及び推定法について整理しておく。

II 蒸発散に関する主要概念・推定法

技術的・経済的理由から自然条件下での長期間にわたる蒸発散の測定はあまり行われてこなかったため、蒸発散に関する概念や推定式が数多く提案され、水収支計算などに使用されてきた。蒸発散に関する主要な概念及び推定法としては、以下のものがある。

1) 可能蒸発散量

蒸発散に関する概念のうちで最初に提唱されたのが「可能蒸発散量 (potential evapotranspira-

tion)」で、一般には、「植物が利用する水が土壤中に十分存在する場合に、植物で密に覆われた地表面から失われる水の量」と定義されている。可能蒸発散量の代表的な推定法としては、Thornthwaite (1948) と Penman (1948) によるものがある。

Thornthwaite 法は、気温の実測値に緯度による日長の補正を加えて可能蒸発散量を推定するものである。

一方、Penman 法では、先ず、貯熱量の無視できる浅い仮想水体の蒸発量 E_0 を

$$E_0 = \frac{\Delta}{\Delta + \gamma} R_{n0}^* + \frac{\gamma}{\Delta + \gamma} E_a \quad (1)$$

で求める。ここで、 R_{n0}^* は仮想水体での正味放射量（蒸発相当量）、 Δ は飽和水蒸気圧曲線の勾配、 γ は乾湿計定数である。また、 E_a は大気乾燥力を示す項で、

$$E_a = (e_a^* - e_a) f(u) \quad (2)$$

で表される。ただし、 e_a^* は気温での飽和水蒸気圧、 e_a は大気の水蒸気圧、 $f(u)$ は風速の関数である。

可能蒸発散量 (E_T) は

$$E_T = f \cdot E_0 \quad (3)$$

から求められる。ここで、 f は経験的変換係数である。

また、Penman (1963) は、(1)式の R_{n0}^* に植生面での正味放射量を用いれば可能蒸発散量が直接推定できるとしている。

*気象庁企画課

2) 平衡蒸発量

Slatyer and McIlroy (1961) は、広大で均質な湿潤面上で、大気と十分な調節が行われた後の蒸発散量が次式で表されるとし、これを「平衡蒸発量 (equilibrium evaporation)」と呼んだ。

$$\lambda E_{eq} = \frac{\Delta}{\Delta + \gamma} (R_n - G) \quad (4)$$

ここで、 λ は気化の潜熱、 E_{eq} は平衡蒸発量、 R_n は正味放射量、 G は地中熱流量である。

3) 可能蒸発量

Priestley and Taylor (1972) は、移流がなく、水平的に均質な飽和した表面からの蒸発散量を「可能蒸発量 (potential evaporation)」と定義した。

可能蒸発量 (E_p) は

$$\lambda E_p = \alpha \frac{\Delta}{\Delta + \gamma} (R_n - G) = \alpha \lambda E_{eq} \quad (5)$$

で表され、ここで α は定数である。Priestley and Taylor (1972) は、開水面及び飽和された地表面の観測データから α の平均値として 1.26 を得た。

4) Penman-Monteith 式

Monteith (1965) は、葉の気孔から大気中への水蒸気輸送にオームの法則のアナロジーを適用し、次の式を誘導した。

$$\lambda E = \frac{\Delta (R_n - G) + \rho C_p (e_a^* - e_a) / r_a}{\Delta + \gamma (1 + r_c / r_a)} \quad (6)$$

ここで、 E は蒸発散量、 ρ は空気密度、 C_p は空気の定圧比熱、 r_a は空気力学的抵抗、 r_c は群落抵抗である。この式は、Penman 式と同様の手順で導かれたものであることから、Penman-Monteith 式とも呼ばれている。

III 蒸発散の概念及び推定法の適用可能性

1) 可能蒸発散量

Thornthwaite (1948) 及び Penman (1948) による可能蒸発散量の定義においては、可能蒸発散の適用できる必要条件是、「水不足がないように給水された、植物で完全に覆われた地表面」であるとされ

ていた。この場合、植物としては、丈の短い緑草を指すものと考えられることが多いが、土壌の水分状態、すなわち、「水不足のないように給水された」との条件については、

① 蒸発面が濡れており、蒸発面での水蒸気圧が蒸発面の温度に対する飽和水蒸気圧に等しい（これは、(6)式で $r_c = 0$ とすることに相当する）、

② 植物が蒸散に利用できる土壌水分が十分ある（この場合、蒸散に対しては必ず群落抵抗 ((6)式の r_c) が作用するが、 r_c は土壌の水ポテンシャルの影響は受けず、気象条件だけに左右される値をとる）との二通りの解釈がなされている。

中川 (1982) は、牧草が播種され、可能蒸発散量の基準となる地表面状態と考えられる水理実験センターの圃場（土壌の水分ポテンシャルの測定から水不足が生じていないことが確認されている）における蒸発散量の時間変化の解析から、上記①の意味での可能蒸発散が成立するのは、牧草の表面が露で濡れているか大気が湿っている場合に限られることを示した。また、(6)式で $r_c = 0$ という条件が成立するのは、露の蒸発中及びその直後の短時間に限られるので、日蒸発散量においても、①の意味での可能蒸発散は実蒸発散量を過大評価することも示した。

一方、Thornthwaite (1948) 及び Penman (1948) の方法で推定した月毎の可能蒸発散量と水理実験センター圃場で得られた実蒸発散量（ウエイングライシメータで測定）との比較から、Nakagawa (1984) は以下の結果を得た。Thornthwaite 法による可能蒸発散量の推定値は、冬期の蒸発散量を過小評価、夏期の蒸発散量を過大評価し、年間蒸発散量では実蒸発散量より約 30% 大きな可能蒸発散量の推定値を与えていた。また、梅雨期から夏期にかけて両者の違いが特に大きくなっているのは、気温だけに基づく Thornthwaite 法の限界を示していた。これに対し、Penman 法による可能蒸発散量 (Penman (1948) による変換係数を使用) は、実蒸発散量の変化に対応した季節変化を示していた。ただし、Penman 法による可能蒸発散量は、夏期と秋期には実蒸発散量と同程度の推定値を与えるものの、春期と冬期には実蒸発散量を過大評価し、年間蒸発散量では、

実蒸発散量を約20%上回る可能蒸発散量の推定値を与えていた。冬期と春期の実蒸発散量を Penman 法による可能蒸発散量が過大評価する原因としては、この期間に牧草が枯れることが考えられる。

これらの結果は、我が国と異なる気候条件の下で得られた実測値に合うように開発されてきた可能蒸発散量の推定式を我が国に適用する際には、注意を払う必要のあることを示している。なお、Nakagawa (1984) は、牧草地に対する Penman 法の変換係数の値を求めている。

2) 可能蒸発量・平衡蒸発量

Priestley and Taylor (1972) によって提唱された可能蒸発量は、その推定方法が物理的根拠に基づく上、算定に際して少数の観測データしか必要としないことから、種々の地表面状態における蒸発散量の推定に利用されてきたが、(5)式の比例定数 α の値については十分な吟味が行われていない。

中川 (1982) は、夏期に水理実験センターの圃場(水不足は生じていない)で得られた時間当りの蒸発散量の観測データから、実蒸発散量は平衡蒸発量の1から1.26倍の間にあるが、可能蒸発量である $\alpha = 1.26$ に近い値が得られるのは露の蒸発期間中(この場合の α の平均値は1.25となった)に限られることを示した。なお、全観測データから求めた α の平均値は1.16であった。

このように、Priestley and Taylor (1972) による可能蒸発量が適用できるのは、蒸発面から大気中に自由に水が輸送される場合、すなわち、露や降雨直後の完全に濡れた植生面から蒸発が生じている場合(この場合は(6)式の r_c は0になる)に限られ、水不足が生じていない牧草地の場合、蒸発散量の上限値が可能蒸発量で、下限値が平衡蒸発量で表されることが示された。

また、中川 (1982) は、放射エネルギーによって主として蒸発散が支配される夏期においては、日蒸発散量は平衡蒸発量とほぼ比例関係にあり、(5)式で $\alpha = 1.14$ と置くことによりかなりの精度で実蒸発散量が推定可能なことを示した(中川 (1982) は、この推定法を「平衡蒸発モデル」と呼んだ)。さらに、中川 (1983) は、月蒸発量においても、植物の成育サ

イクルや冬期に特に顕著にみられる夜間の顕熱移流を考慮して対象地域の地表面特性に見合った比例定数 α の値を予め決定すれば、この平衡蒸発モデルにより蒸発散量の推定が可能なことを示した。

IV 林地からの蒸発散

従来、林地からの蒸発散量の測定は主として経済的・技術的理由からあまり実施されておらず、林地における蒸発散のメカニズムについては十分には解明されていない。水理実験センター圃場の南側に位置するアカマツ林(平均樹高10m)では、林地(但し平坦な林地)における水文現象の総合的な観測が行われた。

樹幹中を流れる樹液の速度を直接測定するヒートパルス測定装置(杉田ほか, 1983; 杉田・古藤田, 1984)によって、アカマツの樹冠の濡れと蒸散活動の関係が調べられた。その結果、同一気象条件下では、完全に濡れた樹冠からの蒸発散速度は、乾いた樹冠からのものよりも30%程度大きいこと、また、樹冠が完全に濡れている場合には、樹冠に遮断された降水の蒸発のみが生じており、蒸散活動が抑制されていることが明らかにされた(Sugita, 1984a; Sugita, 1985)。

また、粗度が大きいために空気力学的抵抗の風速による違いが小さいアカマツ林では、遮断降雨によって濡れた樹冠から蒸発が生じている場合の蒸発速度は有効エネルギーと飽差によってほぼ決定され、しかもこの場合の蒸発速度には、ほとんど季節変化が見られなかった(Sugita, 1987)。

これに対し、樹冠が濡れていない場合の蒸発散には、群落抵抗が新たに作用するようになる。Sugita (1987) は、この場合の群落抵抗について次のような結果を得ている。アカマツ林の群落抵抗の日変化は、午前中ほぼ一定で経過した後、午後急激に増加するというパターンを季節を問わず示していた。ただし、群落抵抗の値には季節による違いが認められた。この群落抵抗の季節変化は葉面積積数と気孔の開閉度によるものと考えられるが、土壌水分不足は年間を通じて発生していなかった(杉田・古藤田, 1985)。そこで、気孔の開閉度に影響を及ぼす気象要素と群

落抵抗との関係を調査した結果、気象要素のうち、飽差の変化が群落抵抗の変化に最も関連性が高いものであることが示された。ただし、群落抵抗と飽差との関係には、気温と葉齢の変化によると考えられる季節的な違いが認められた。

V 広域面からの蒸発散量の推定

圃場スケールのある特定の地点における蒸発散量については、適当な観測方法を選択すれば、蒸発散量の測定が可能であるが、不均質な地形、地質、地表面状態（土地利用、植生分布等）から構成される流域スケールの地域からの広域蒸発散量については、信頼できる測定法はもとより、推定法さえも確立されていないのが現状である。

最近、人工衛星や航空機等によるリモートセンシングデータを利用して、広域蒸発散量を推定しようとする試みが行われている。

水理実験センターにおいては、小泉（1979）、中島（1982）によりリモートセンシング技術による土壤環境把握に関する基礎的研究が行われたのをはじめ、ランドサットデータに基づく土地利用区分に平衡蒸発モデル（上述III参照）を適用した広域蒸発散量推定の試み（古藤田ほか、1984a）、航空機による地表面温度のリモートセンシングデータを用いた広域蒸発散量推定の予備的検討（古藤田ほか、1984b; Kotoda et al., 1985）などが行われた。

一方、Kotoda（1986）は、茨城県恋瀬川流域（流域面積約135km²）の蒸発散量を、同流域を分割した500m四方の各メッシュ毎の蒸発散量の和として算定する手法を開発した。各メッシュの蒸発散量は、

- ① Penman 式 ((1)式) の R_{no}^* に実際の地表面における有効エネルギーを用いて可能蒸発散量を求め、
- ② この可能蒸発散量の値に変換係数 (f_o) を乗ずることによって求められた。

この場合、各メッシュにおける有効エネルギーは、当該メッシュの標高、傾斜角、方位、地表面被覆等の条件を考慮した式から算定された。また、変換係数 (f_o) については、水理実験センター圃場（牧草地）におけるウエイングライシメータによる蒸発散量の実測値と気象観測データから、降水量、気温、

風速の関数として求めたものを使用した。

蒸発散量算定の対象とした恋瀬川流域では流量観測値が得られるのが最近の短期間に限られるため、この手法によって求められた流域蒸発散量の値を隣接する山口川流域で水収支法（降水量－流出量）で求められた蒸発散量と比較したところ、年間蒸発散量では両者の違いは6%程度であり、この推定手法が十分な精度を持つものであることが示された。

また、星ほか（1987）は、Kotoda（1986）の手法をもとに、ランドサットMS S データによって分類した土地利用と国土数値情報による標高データを利用して広域蒸発散量を推定するシステムを開発している。

VI 蒸発散に関するその他の問題

流域スケールでの蒸発散量の推定法についての調査・研究が行われる一方で、蒸発散のプロセスそのものを詳細に解明しようとする試みも行われてきた。

後者のうち、ここでは、(1)蒸発散量を植物からの蒸散量と土壤面蒸発量、あるいは、森林からの蒸発散量を樹冠からの成分と林床からの成分に分離して評価した結果、及び(2)遮断水の蒸発に関する調査結果について示す。

1) 蒸発散と土壤面蒸発（林床蒸発）

中川（1984）は、Deardorff（1978）の開発した計算方法を利用して、水理実験センター圃場における夏（8月）の蒸発散量を、牧草からの蒸散量と土壤面からの蒸発量に分離して算定を行った。算定に際しては、アルベドの時間変化、大気不安定度、熱・水蒸気輸送における付加的境界層抵抗を考慮した。その結果、蒸発散量のうちの26%が土壤面蒸発によるもので占められていることが示された。また、蒸発散量、土壤面蒸発量、蒸散量の日変化からは、夜間において、牧草の葉面に凝結が生じているにもかかわらず、土壤面からは蒸発が生じていることを示す結果が得られた。

これに関連して、古藤田（1984）は、水理実験センター圃場でウエイングライシメータによって観測された日中及び夜間の蒸発散量の年間の変化の解析から、牧草地における夜間の蒸発散（あるいは凝結）

には土壌面蒸発が大きく関与しており、特に夏期においては、凝結による露の生成量（大部分が土壌面から蒸発した水分に由来）を上まわる土壌面蒸発が生じていることを見出している。

樹冠蒸発と林床蒸発について、古藤田（1982）は、多摩丘陵内のコナラを主体とする落葉樹林における観測結果から、林床からの蒸発散量が林地からの蒸発散量の約28%を占めることを報告しているが、一方で、Sugita（1984b）は、水理実験センター圃場に隣接するアカマツ林での観測結果から、林床からの蒸発散量はアカマツ林からの蒸発散量の6%程度を占めるに過ぎないことを報告している。

このように、林床からの蒸発散量が森林からの蒸発散量に占める割合については、林木密度や樹種の違い、さらには季節によっても大きく異なることがほかにも報告されており（Sugita, 1987）、牧草地における土壌面蒸発の評価とともに今後の調査・研究が必要な事項である。

2) 遮断蒸発

降雨のうち、植物の表面に貯留され、土壌に達することなく大気中に蒸発する成分を遮断蒸発と呼んでいる。遮断蒸発は、草本類の植生では無視されることが多いが、森林からの蒸発散においては重要な要素となっている。遮断蒸発は、樹体に付着貯留され降雨後に蒸発する成分と、降雨中に蒸発する成分から構成されるが、このうち、特に、降雨中に蒸発する成分の正確な見積りは、遮断量の正確な把握及び森林土壌中への浸透量の評価において重要なものである。

田瀬・間島（1983）は、水理実験センター圃場に隣接するアカマツ林で行った林内降雨特性の調査結果（間島・田瀬, 1982）をもとに、林内降雨のモデルを組み立て、遮断、蒸発、樹冠貯留の時間的特性の検討を行っている。このなかで、蒸発量は一降雨毎に求めた降雨期間中の平均蒸発強度をもとに、樹冠貯留量と樹冠貯留能の関数として与えた。8月～11月までの代表的な8降雨の解析から、降雨中の平均蒸発量として0.18～0.72 mm/hrの値が得られた。また、モデルの結果から、遮断量は林外降雨の23～56%を占めるものと評価された。

VII おわりに

以上のように、水理実験センターにおいては、蒸発散に関して様々な研究が実施されてきたが、今後は、蒸発散のメカニズムを探るミクロな観点からの研究とともに、流域、国、さらには地球全体スケールの蒸発散量評価のためのマクロな観点からの研究を進めることが必要なことと思われる。

文 献

- 小泉 健（1979）：リモートセンシングによる土壌水分の測定—グランドトルースを主体とした基礎研究—。筑波大学水理実験センター報告，3，65—74。
- 古藤田一雄（1982）：落葉広葉樹林の蒸発散量と林内の乱流拡散係数。筑波大学水理実験センター報告，6，63—73。
- 古藤田一雄（1984）：草地の熱収支と蒸発散。地理評，57A，611—627。
- 古藤田一雄・甲斐憲次・中川慎治（1983）：気象日報作製装置について。筑波大学水理実験センター報告，7，75—85。
- 古藤田一雄・甲斐憲次・中川慎治・黒坂裕之・吉野正敏・武田 要・関 利孝（1984a）：航空機による地表温度の遠隔測定と地表面熱収支。筑波の環境研究，8，113—120。
- 古藤田一雄・甲斐憲次・中川慎治・吉野正敏・星 仰・武田 要・関 利孝（1984b）：ランドサットデータによる土地利用区分と広域蒸発散量算定手法の開発に関する研究。筑波大学水理実験センター報告，8，57—66。
- 古藤田一雄・佐倉保夫・林 陽生・甲斐憲次（1978）：水理実験センターにおける熱収支・水収支観測システムとデータ集録・処理について。筑波大学水理実験センター報告，2，65—89。
- 杉田倫明・古藤田一雄（1984）：ヒートパルス速度自記測定装置の作製。筑波大学水理実験センター報告，8，89—94。
- 杉田倫明・古藤田一雄（1985）：森林蒸発散におよぼす土壌水分の影響。筑波大学水理実験センター報告，9，83—88。
- 杉田倫明・出口賢二・古藤田一雄（1983）：ヒートパルス測定装置の作製とその蒸発散量測定への適用—針葉樹・広葉樹における測定例—。筑波大学水理実験セ

- ンター報告, 7, 33—38.
- 田瀬則雄・間島政紀 (1983): アカマツ林内の林内雨量シミュレーション. 筑波大学水理実験センター報告, 7, 9—15.
- 中川慎治 (1982): 蒸発散の概念とその適用性について. 筑波大学水理実験センター報告, 6, 53—62.
- 中川慎治 (1983): 平衡蒸発モデルによる蒸発散量推定の可能性. 筑波大学水理実験センター報告, 7, 17—26.
- 中川慎治 (1984): 蒸発散に占める土壌面蒸発量の評価. 地理評, 57A, 652—662.
- 中島三樹 (1982): リモートセンシングによる土壌環境の解析に関する基礎的研究. 筑波大学環境科学研究科昭和56年度学術修士論文, 75p. (未公表)
- 星 仰・内田 諭・古藤田一雄・河村 武 (1987): ランドサットおよび標高データによる広域蒸発散量算定システムの開発. 筑波大学水理実験センター報告, 11, 51—61.
- 間島政紀・田瀬則雄 (1982): アカマツ林内の降雨量の空間的分布について. 筑波大学水理実験センター報告, 6, 75—82.
- Deardorff, J.W. (1978): Efficient prediction of ground surface temperature and moisture, with inclusion of a layer of vegetation. *J. Geophys. Res.*, 83, 1889—1903.
- Kotoda, K. (1986): Estimation of river basin evapotranspiration. *Environ. Res. Center Papers, Univ. of Tsukuba*, No. 8, 66p.
- Kotoda, K., Nakagawa, S., Kai, K., Yoshino, M. M., Takeda, K. and Seki, K. (1985): Estimation of regional evapotranspiration using remotely sensed land surface temperature. Schmugge, T. ed.: *Remote Sensing of Snow and Evapotranspiration*, NASA Conference Publication 2363, 99—127.
- Monteith, J. L. (1965): Evaporation and environment. Fogg, G. E. ed.: *The State and Movement of Water in Living Organisms. Sympos. Soc. Exper. Biol.*, 19, Academic Press, New York, 205—234.
- Nakagawa, S. (1984): Study on evapotranspiration from pasture. *Environ. Res. Center Papers, Univ. of Tsukuba*, No. 4, 87p.
- Penman, H.L. (1948): Natural evaporation from open water, bare soil and grass. *Proc. Roy. Soc. London, A*, 193, 120—145.
- Penman, H.L. (1963): *Vegetation and Hydrology*. Tech. Commun. No. 53, Commonwealth Bureau of Soils, Harpenden, England, 124p.
- Priestley, C.H.B. and Taylor, R. J. (1972): On the assessment of surface heat flux and evaporation using large-scale parameters. *Monthly Weath. Rev.*, 100, 81—92.
- Slatyer, R.O. and McIlroy, I.C. (1961): *Practical Micrometeorology*. CSIRO, Melbourne, Australia, 310p.
- Sugita, M. (1984a): *Evapotranspiration from a Pine Forest*. M.Sc. Thesis, Inst. of Geosci., Univ. of Tsukuba, Japan, 64p.
- Sugita, M. (1984b): Energy and water balance of a pine forest during a Bai-u and a summer season. *J. Agr. Met.*, 40, 263—267.
- Sugita, M. (1985): Factors affecting evapotranspiration of a forest. *Geograph. Rev. Jap., Ser.* 58B, 74—82.
- Sugita, M. (1987): Evaporation from a pine forest. *Environ. Res. Center Papers, Univ. of Tsukuba*, No. 10, 61p.
- Thornthwaite, C. W. (1948): An approach toward a rational classification of climate. *Geogr. Rev.*, 38, 55—94.