

II-20

蒸発散量推定値と蒸発計実測値の比較

北見工業大学 正員 佐渡公明

北見工業大学 正員 中尾隆志

北見工業大学 正員 内島邦秀

1. まえがき

水資源の有効利用や長期流出解析モデルへの導入等の観点から、蒸発散量の研究は最近多く見られるようになった。この蒸発散量の研究には2つの方向がある。1つは流域規模の広域蒸発散量を例えばリモートセンシングを用いてどのように推定するかである。他の1つは蒸発散量の物理現象を局地的、熱収支的に見て例えば土壌水分の影響を検討して、蒸発散能と蒸発散量の関係をどのように表わすかを追求する方向である。著者らは両方の研究を続行中であるが、本論文では北見工業大学寒地気象観測露場で得られたデータをもとに、蒸発散量推定値と蒸発計実測値の比較検討を行う。

2. 地表面熱収支観測システム

地表面に対する熱収支式は純放射量が顕熱、潜熱、地中伝導熱量の3ケの和に等しいという関係式である。潜熱は地表面からの蒸発散量と蒸発の潜熱の積に等しい。したがって、純放射量、顕熱、地中伝導熱量を測定すれば蒸発散量が求まる。また水面蒸発量の直接測定は直径120cm、深さ25cmの蒸発計で一応可能である。このように、蒸発散量観測と熱収支観測は結局同じ測定であり、この目的のために1987年9月から北見工業大学キャンパス内で、寒地気象観測システムによる測定が始まった。

ところで、北見の気象観測については、以前に気象庁の北見通報所(1961年10月1日開設～1978年4月5日廃止)で行なっていたが、これがアメダスに代わり気温、風向・風速、降水量、日照時間、積雪深、以上5気象要素の毎正時のデータのみ観測している。気象庁としては日最高、日最低気温を測定していないので、日最高あるいは日最低の予想気温を出せないのである。

北見市はアメダスの不完全な観測体制を考慮して独自に天気相談室を設けて、気温、湿度、雲量、風向、風速、降水量、積雪深を測定している。したがって、北見市における日射量、気圧、地温、最高・最低気温の起時などのデータは測定されていないのである。このような状況のもとに北見工業大学寒地工学実験室ではミニ気象台としての役割を果たし北見の気象特性を明らかにし、これらの気象データを研究に活用するために寒地気象観測システムを設置したのである。観測露場の面積は15×15mで本学キャンパス内に設置し、北緯43°49'21"、東経143°54'13"、標高は94.889mである。

図-1に示すように露場内で測定された各気象データは露場に隣接している観測小屋内の各変換器を経由し30chハイブリッド記録計に送られアナログ記録とデジタル記録が行なわれる。これらの気象データの瞬時値30個はRS-232Cインターフェースを介しパーソナルコンピュータにも30秒毎に転送される。パソコンでは純放射量、全天日射量、直達日射量、地表面反射日射量、地中熱量は積算され、毎正時に1時間平均値としてフロッピーディスクに保存される。さらに各気象データに1時間内の最大値、最小値、これらの起時および時間が10、20、30、40、50、60分のときの10分平均風向・風速もフロッピーディスクに記録される。以上のように観測された気象データは1ヶ月毎に寒地気象観測日報、寒地気象観測月報として整理され、これらを公開している。

Comparison between Estimated Value by Evapotranspiration Formula and Observed Value by Evaporation Pan

by Kimiteru SADO, Takashi NAKAO and Kunihide UCHIYAMA

表-1 寒地気象観測露場における1989年の月平均データ

Month	T _a (°C)	p (mb)	R _N (MJ/m ² /d)	u (m/s)	R _h (%)	D ₀ (12hr/d)	E _{pan} (mm/d)	r (mm)
1	-6.5	1004.3	-2.59	1.4	69	0.765	-	38.0
2	-6.3	1002.5	-2.20	1.4	64	0.861	-	9.5
3	-0.6	1000.7	0.45	1.6	68	0.981	-	68.0
4	4.1	998.2	6.40	1.8	64	1.106	-	80.5
5	9.9	997.4	9.02	1.9	62	1.213	2.7	46.5
6	12.8	1000.6	9.36	1.6	69	1.268	2.6	91.5
7	20.2	1000.9	8.95	1.8	69	1.242	3.1	49.0
8	20.7	996.6	8.11	1.4	71	1.149	1.5	152.0
9	15.7	999.2	4.54	1.2	74	1.030	0.4	68.0
10	9.0	1002.2	2.91	1.5	74	0.904	-	19.5
11	3.4	1004.2	0.39	1.3	78	0.791	-	64.5
12	-4.2	999.1	-1.67	1.5	73	0.733	-	44.0

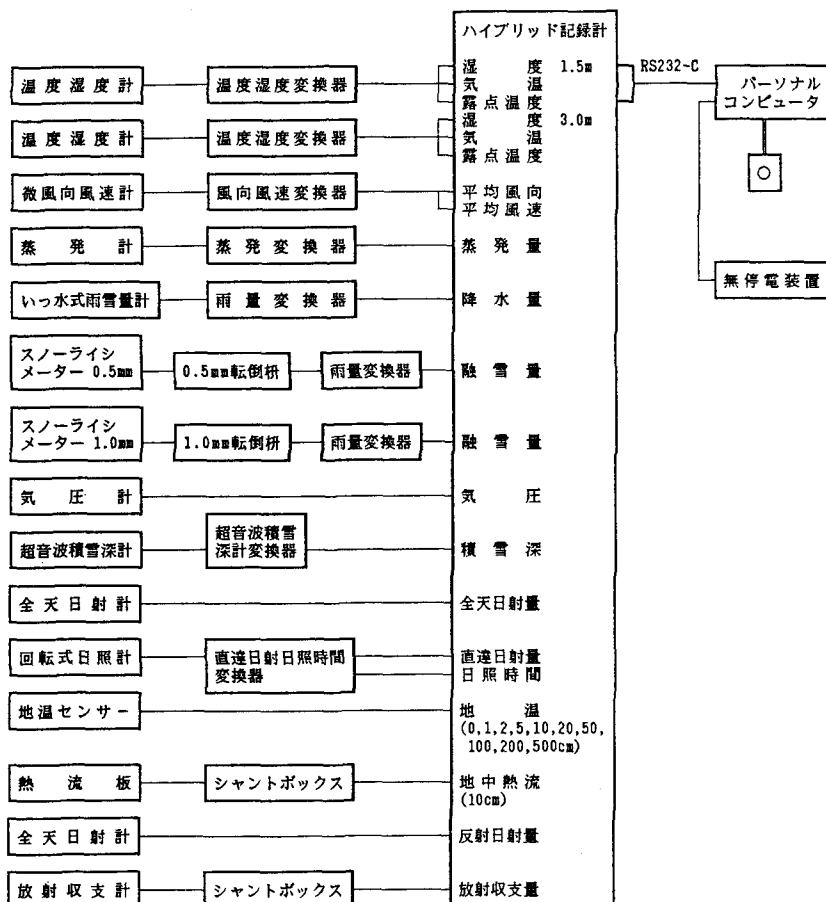


図-1 寒地気象観測システム構成図

3. 蒸発散量の推定式

植物で覆われた地表面に十分な水供給がある場合の蒸発散量を蒸発散能と呼んでいる。この蒸発散能の推定式として、本論文では次の3つを用いる。

1) Penman式

$$E_{PEN} = \frac{\Delta}{\Delta + \gamma} \frac{10^3 R_N}{L_1} + \frac{\gamma}{\Delta + \gamma} f(u) \{e_{sat}(T_a) - e_a\} \quad (1)$$

ここに E_{PEN} : 蒸発散能(mm/d)、 Δ : 温度～飽和水蒸気圧曲線の勾配(mb/°C)、
 L_1 : 蒸発の潜熱 = $2500 - 2.39 T_a$ (KJ/kg) [$= L_2 = 597.1 - 0.5708 T_a$ (cal/g)]、 T_a : 気温(°C)、 γ : 乾湿計
 定数 = $c_a p / (0.622 L_2)$ (mb/°C)、 c_a : 空気の定圧比熱 = 0.24 (cal/(g°C))、 p : 気圧(mb)、 R_N : 純放射量
 (MJ/(m²·d))、 $f(u)$: 風速関数 = $0.26(0.5 + 0.537u)$ (mm/(mb·d))、 u : 風速(m/s)、 $e_{sat}(T_a)$: 気温に対す
 る飽和水蒸気圧(mb)、 e_a : 水蒸気圧(mb)

飽和水蒸気圧については Goff-Gratchの式が最も正確であると言われているが複雑である。ここでは精度が
 良くしかも簡単な次の Magnus-Tetensの式を用いる。

$$e_{sat}(T_a) = \exp \left\{ 2.3026 \left(\frac{7.5 T_a}{T_a + 237.3} + 0.7858 \right) \right\} \quad (\text{mb}) \quad (2)$$

$$\Delta = \frac{2.3026 \times 7.5 \times 237.3}{(T_a + 237.3)^2} e_{sat}(T_a) \quad (\text{mb/°C}) \quad (3)$$

2) Thornthwaite式

$$E_{TH} = 0.533 D_0 (10 T_{ai} / J)^a$$

$$J = \sum_{i=1}^{12} (T_{ai} / 5)^{1.514} \quad (4)$$

$$a = (492,390 + 17,920 J - 77.1 J^2 + 0.675 J^3) \times 10^{-6}$$

ここに、 E_{TH} : 月平均蒸発散能(mm/d)、 D_0 : 12hr/dを1単位とする可照時間、 T_{ai} : i 月の平均気温(°C)、
 J : 熱示数と呼ばれ1月から12月までの T_{ai} について総和を求める。

3) Hamon式

$$E_{HA} = 0.14 D_0^2 p_t \quad (5)$$

ここに、 E_{HA} : 月平均蒸発散能(mm/d)、 p_t : 月平均気温に対する飽和絶対湿度(g/m³) = $217 e_a / (T_a + 273.15)$
 Penman式において地中伝導熱 G が無視できないときは、式(1)で R_N を $R_N - G$ に代えればよい。Thornthwaite
 式とHamon式は月平均の蒸発散能を表わしており、日単位では意味を持たない。

以上の3つの蒸発散能推定式は蒸発面が飽和していることが条件である。流域における実蒸発散量は、式(1)、
 (4)、(5)に補正係数を乗じて推定することもできる。地表面が乾燥してくると実蒸発散量と E_{PEN} の和が蒸
 発散能の2倍に等しいという補完関係式を用いてBrutsaert and Strickerは次の実蒸発散量推定式を提案し
 ている。

$$E_{BS} = 1.52 \frac{\Delta}{\Delta + \gamma} \frac{10^3 R_N}{L_1} - \frac{\gamma}{\Delta + \gamma} f(u) \{e_{sat}(T_a) - e_a\} \quad (6)$$

4. 蒸発散量推定値と蒸発計実測値の比較

本節では蒸発散量の推定値と蒸発計実測値の比較検討を行う。表-1は北見工業大学寒地気象観測露場で
 測定された1989年の月平均気象データである。 E_{00} はいわゆる大型蒸発計(径120cm、深さ25cm)の実測値で
 あり、積雪寒冷地ということで5～9月しか測定していない。 r は月降水量である。

図-2は表-1のデータにもとづいて求めた蒸発散量の推定値と実測値の比較である。 E_{TH} 、 E_{HA} は夏期

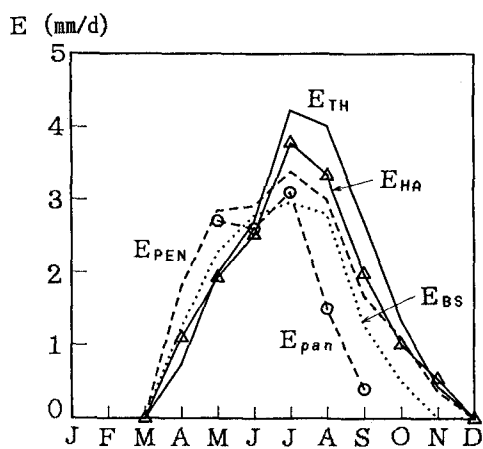


図-2 月平均蒸発散量推定値と蒸発計実測値の比較 (1989年)

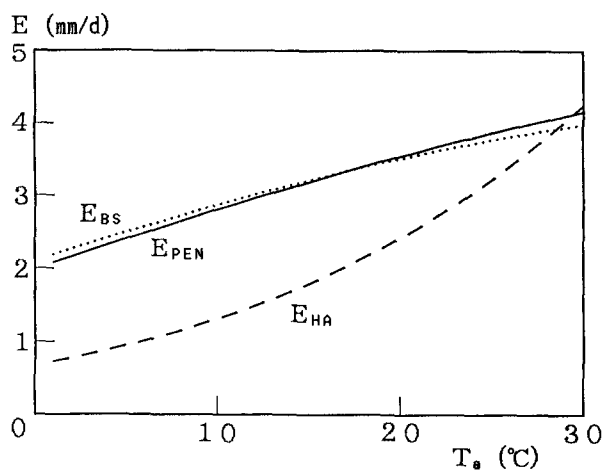


図-3 E_{HA} , E_{PEN} , E_{BS} に対する気温の影響

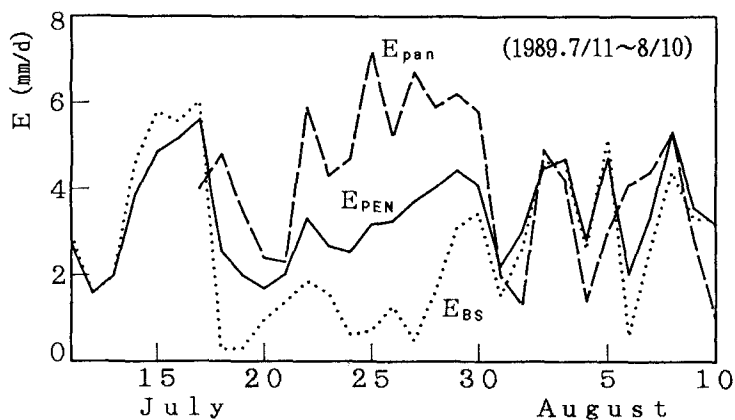


図-4 日平均蒸発散量推定値と蒸発計実測値の比較

に過大であり、春期には E_{BS} より小さく過少である。全期間を通じて $E_{BS} < E_{PEN}$ となり E_{BS} が露場の実蒸発散量を再現していると思われる。実測値 E_{pan} が8、9月に小さいのは降水量の多いことが影響していると思われる。

図-3は一定の気象条件($R_N=10MJ/(m^2d)$ 、 $u=1.5m/s$ 、 $R_h=70\%$ 、 $D_0=1$ 、 $p=1000mb$)のもとで、蒸発散量に対する気温の影響を表わしている。 E_{HA} 、 E_{PEN} と E_{BS} の3者ともに気温の増加と共に蒸発散量が増加している。 E_{HA} の増加量が大きいのは、気温と湿度のみで E_{HA} が求まるからである。他方、 E_{PEN} と E_{BS} が殆ど同じで増加量が小さいのは、最も影響する R_N を一定としさらに気温が影響するのは飽和水蒸気圧とその微係数だけであるからである。

図-4は1989年7月中旬～8月上旬の日平均蒸発散量を比較したものである。7月中旬～8月上旬は1年間で日平均気温が最も高くなる時期なので、蒸発散量も最も大きいと思われる。図-6から分かるように、7月下旬は気温が高く降水量が小さいにもかかわらず純放射量が小さいので E_{pan} が大きく、 E_{PEN} と E_{BS} は小さくなっている。7月中旬と8月上旬では気温と純放射量に正の相関があり E_{pan} 、 E_{PEN} と E_{BS} はほぼ似た変化を示している。

以上のように、蒸発散量には気温と純放射量が最も大きく影響するが、この2者にはどのような相関があるのかを示したのが図-5、6である。図-5は1989年12ヶ月分の月平均データであり、相関係数 ρ は $\rho=0.869$ 、回帰直線は $R_N=0.9213+0.4171T_a$ である。他方、図-6は1989年7月中旬～8月上旬の31ケの日平均データであり、 $\rho=-0.272$ 、 $R_N=14.57-0.2816T_a$ である。月平均値では7、8月に向かっての気温の上昇期と下降期でループを描くが、相関がかなりよい。日平均値では相関が悪くむしろ負の相関になっているのは、 R_N に最も影響する日射量に対する雲の効果(日照率で近似できる)が直接効いているからである。月平均値では雲の効果が平滑化されてしまう。

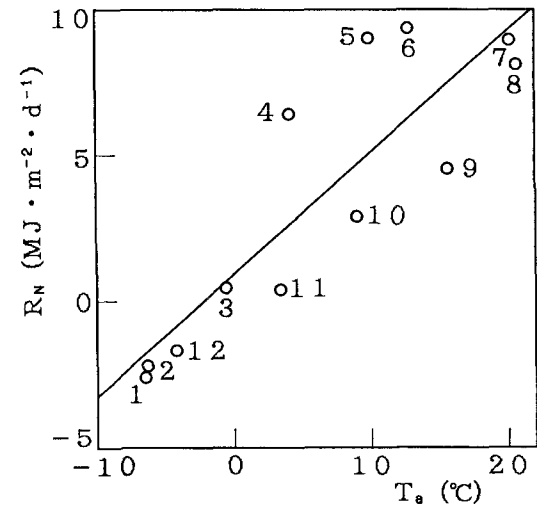


図-5 月平均の気温と純放射量の相関 (1989.1～12)

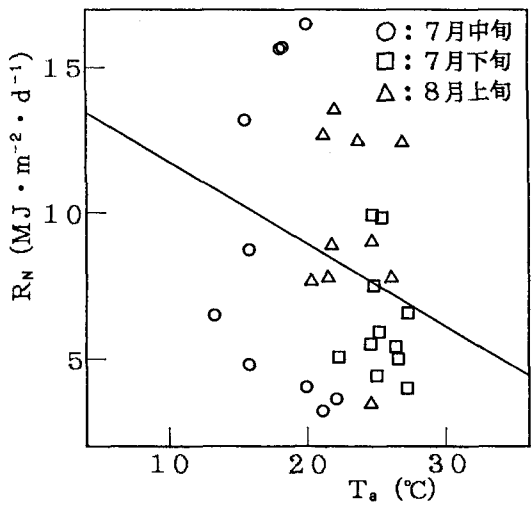


図-6 日平均の気温と純放射量の相関 (1989.7月中旬～8月上旬)

5. あとがき

月平均蒸発散量と日平均蒸発散量に対し計算値と実測値の比較を行い、積雪寒冷地における月平均蒸発散量の大概の傾向をつかむことが出来た。また、純放射量と気温の相関については月単位では良い相関があるが、日単位では日照率も考慮すべきことを示した。今後は E_{PEN} 、 E_{BS} を求める際、地中伝導熱がどういう場合に無視できるかその条件を調べたい。さらに地表面が乾燥していった場合の取扱いを調べる予定である。よい実測データを得るには露場の維持管理が大変であるが、今後も鋭意続けていくつもりである。

【参考文献】

- 1)大槻恭一：補完関係を利用した流域蒸発散量の推定、水文水資源学会誌、第1巻第1号、PP.83-93、1988.
- 2)Brutsaert, W. and Stricker, H.: An Advection-Aridity Approach to Estimate Actual Regional Evapotranspiration, Water Resour. Res., Vol. 15, No. 2, pp. 443-450, 1979.