

広域陸面の蒸発—研究の指針—*

近藤 純正・渡辺 力**

要 旨

広域陸面からの蒸発散量の日々変化を熱収支の方法で評価するために行なうべき研究の指針と、いくつかの予備研究の結果を示した。主な結果は、(1) 日本各地の森林における降水量と流出量の資料を用いて水収支的に推定した年間蒸発散量は湖からの年間蒸発量に匹敵する。また、この森林蒸発散量は、熱収支の方法による森林蒸発散量の計算値とはほぼ一致する。(2) 大気混濁係数の長期変動による年間蒸発量の変化幅は 100 mmy^{-1} の程度と見積もられ、この傾向は降水量・流出量差からも見出される。(3) 樹木による雨水の遮断蒸発速度は相対湿度と風速と入力放射量の関数として表わされる。

1. はしがき

水の働きは地球の気候を大きく支配している。近年、急激に進行している地球表面状態の人為的变化は、熱収支・水収支をとおして、局地的にも地球規模的にも気候を大きく変える可能性がある。

例えば、熱帯雨林の伐採が気候にどのような影響を及ぼすかについては、大気大循環モデルによって多数の研究が行なわれている (Charney, 1977; Dickinson and Henderson-Sellers, 1988; Kitoh *et al.*, 1988; Sato *et al.*, 1989; Sud and Smith, 1985; など)。これらのモデルでは、地表面の水文過程の取り入れ方が同じでなく、まだ不十分なため、研究結果は必ずしも一致していない。それゆえ、地表面の水文過程の研究が大きな課題となっている。

複雑な陸地表面からの蒸発量を長期間にわたって正しく評価することは難しく、現在のところまだ確立されていない。われわれは、アメダスなどの観測資料の多い日本で、蒸発量評価の方法を確立し、まず気候学的な蒸発量のマップを作成し、さらに様々な条件にも応用できるようにしたい。本報告は、今後の広域陸面からの蒸発の研究の指針を示すものである。

植物で覆われた陸地表面からの蒸発と蒸散は、まとめ

て蒸発散と呼ばれているが、本報告ではいずれも蒸発と呼ぶことにする。なお、要点のみ示すために計算式の詳細は省略する。

2. 森林蒸発と湖面蒸発の比較

日本のような多雨気候における森林は1年間にどれだけの水を蒸発しているのだろうか?

流域からの単位時間あたりの流出量 F と蒸発量 E と降水量 Pr の間には次の関係がある。

$$E = Pr - F - F_G - \delta G_W \quad (1)$$

ただし F_G は地下水による流出量 (観測できない分)、 G_W は地中の貯留水、 δG_W は G_W の単位時間あたりの増加量である。地中の水分量 G_W を広い流域について実測することはきわめて困難である。ただし、積雪による分は積雪深の空間分布を調査すれば知ることができる。

(1)式において、数年以上の長期間を考えれば、 δG_W は降水量や蒸発量に比べて小さくなる。したがって、 F_G を無視するならば、長期間の降水量と流出量の差 ($Pr - F$) から蒸発量 E を推定することができる。この方法を長期水収支法という。この方法では F_G を無視しているので、蒸発量は大きめに算出される可能性がある。

この方法による蒸発量推定の誤差は、降水量の観測値がその流域の平均降水量を代表しているかどうかによる。あとで例示するように、この誤差は10%程度はある。降水量に10%の誤差がある場合には、日本の年間降水量は2,000 mm程度であるから、年間蒸発量に200 mmの推定誤差を生じることになる。

* A guide to study on evaporation from the complex land surface.

** Junsei Kondo, Tsutomu Watanabe, 東北大学理学部地球物理学教室。

—1991年6月12日受領—

—1991年8月19日受理—

第1表 森林流域の面積, 平均標高, 解析期間, 年降水量 Pr , 年蒸発量 E

流域名	面積 (km^2)	標高 (m)	期間	Pr (mm)	E (mm)	備考
上川南谷	5.72	600	1943~52	1,428	666	a
十和田森林	170.7	600	1963~66	2,550	460	YK
岩手御明神	0.260	400	1931~42	1,840	778	T
釜淵1号沢	0.031	42	(注b)	2,315	501	b
奥只見	702.3	1,200	1984~87	3,626	657	c
宝川初沢	1.18	1,067	1938~47	2,416	633	d
愛知東山	1.067	480	1930~85	1,743	730	e
白坂	0.885	450	1930~85	1,854	849	—
穴の宮	0.139	175	1930~85	1,628	639	—
滋賀桐生	0.060	205	1972~81	1,778	771	S
竜ノ口北谷	0.173	150	1938~76	1,229	835	S
去川2号沢	0.092	288	1967~71	2,564	889	—
タイ	11×10^4	—	1985~88	1,246	1,065	O

(a) 降水量は南谷流域内の二の沢露場における観測

(b) 降水量は釜淵2号沢前観測小屋における観測, 期間は1940~47年と1971~78年の16年間

(c) 降水量は奥只見観測所の観測値を1.22倍した値

(d) 降水量は観測基地露場の観測値を1.12倍した値

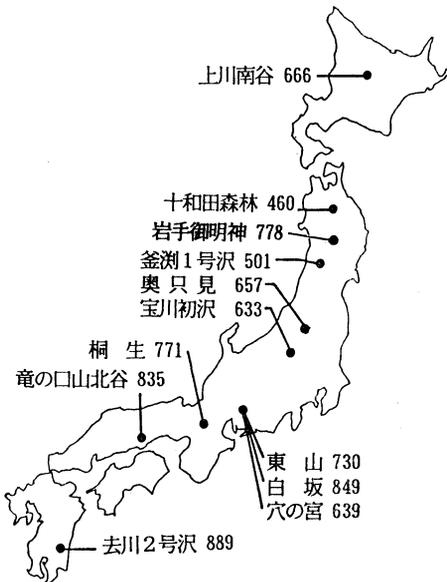
(e) 降水量は代表点での観測値を0.95倍した値

(YK) Yamamoto・Kondo (1968) による

(T) 武田 (1950) による

(S) 鈴木 (1985) による

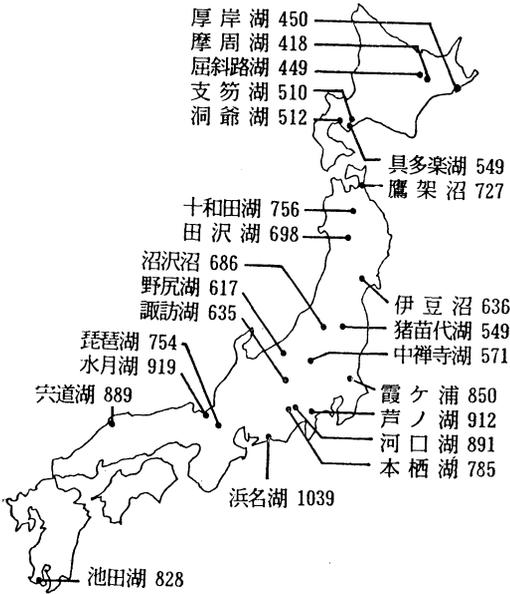
(O) 沖ほか (1991) による

第1図 日本各地の森林蒸発量の年間値 (mm^{-1})

第1図は上記の水収支の方法で推定した日本各地の森林蒸発量の分布である。推定誤差 $\pm 200 \text{ mmy}^{-1}$ を考慮すると, 年間蒸発量は北日本で $400 \sim 600 \text{ mm}$, 関東から西では $600 \sim 800 \text{ mm}$ 程度とみるべきだろう。比較のために, 湖面蒸発の年間値の分布を第2図に示した。これはYamamoto・Kondo (1964; 1968), 近藤・渡部 (1969), Yamamoto *et al.* (1972), 近藤 (1981) による結果のまとめである。なお湖面蒸発の誤差は $\pm 50 \text{ mmy}^{-1}$ の程度である。

第2図の湖面蒸発量と比較すると, 森林は湖面に匹敵する多量の水を蒸発していることが分かる。

なお, 森林流域の条件などを第1表に掲げた。参考のために, 最下段にはタイのチャオプラヤ川流域における資料も示した。1年の期間は, 上川南谷, 十和田森林, 釜淵1号沢, 宝川初沢では前年11月から当年の10月までを, 奥只見では4月から翌年3月までを, その他では1月から12月までを1水文年とした。また奥只見流域と宝川初沢および愛知東山流域における流域平均の降水量は以下のように定点での観測値を補正してある。



第2図 日本各地の湖面蒸発量の年間値 (mm y^{-1})

奥只見流域の大部分は標高500~2,300 mの範囲にあり、降水量は場所によって大きく違うと考えられる。電源開発株式会社では、毎年、融雪が始まる前に流域面積702.3 km²について積雪深と積雪密度を25地点で測定し、積雪水量 (=積雪深×積雪密度)、すなわち水に換算したときの厚さの空間分布を求めている。この資料を調べてみると、積雪水量は標高 z とともに増加しており、次式で表わされる。

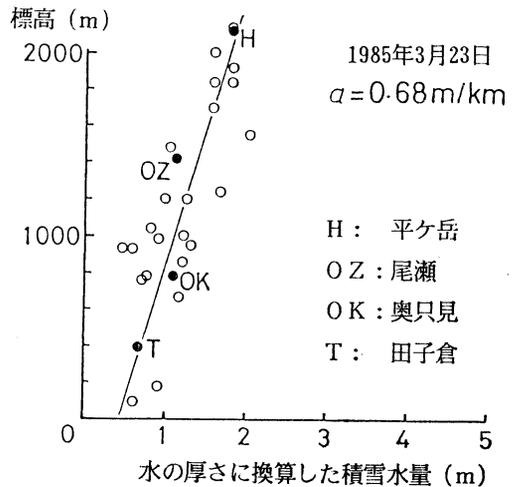
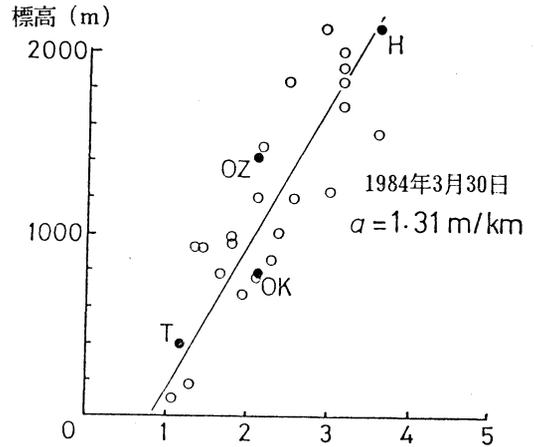
$$\text{積雪水量} : x = x_{300} + a(z - z_{300}) \quad (2)$$

ここに x_{300} : 標高300 mにおける積雪水量の内挿値,
 z_{300} : 標高300 m.

標高分布の係数 a は年によって変わる。積雪水量の標高分布の例を第3図に示した。なお、融雪が始まる前の積雪密度 (積雪の深さ方向の平均密度) は、場所による違いがほとんどみられず、0.45 g cm⁻³であった。

流域内の積雪水量の総量 (雪水総量) は、上式を用いて、各標高の占める面積比率の重みをつけて計算すれば得られる。この雪水総量を流域面積で割り算した値が、流域平均の積雪水量 x_{MEAN} である。連続気象観測が行なわれている奥只見観測所 (標高750 m) における積雪水量を x_{OK} とすれば、

$$\text{補正係数} = \frac{x_{\text{MEAN}}}{x_{\text{OK}}} \quad (3)$$



第3図 奥只見流域における積雪水量の標高分布の例

である。第2表に1977~88年の12年間の補正係数と、その他の資料を掲げた。定点での観測値から流域平均降水量に換算する補正係数の平均値は1.22である。

奥只見流域では年降水量の約60%は11~3月の降雪によるものであるので、この冬の補正係数 (1.22) が年降水量の補正係数に等しいと仮定する。これを奥只見観測所における年降水量に掛算して流域平均の降水量とした。なお奥只見流域については、1984年3月30日と1988年3月17日の雪水総量から $-\delta G_W (= +233 \text{ mm/y})$ を計算し、 E に補正してある。

つぎに群馬県水上町にある宝川初沢流域における流域平均降水量について説明する。1951~53年の暖候期に行なわれた特別観測に基づいて作成された谷・大谷(1989)による雨量分布図を参考にすると、初沢流域の平均降水

第2表 奥只見観測所の積雪水量 x_{OK} , 標高分布の係数 a と x_{300} , 雪水総量および補正係数

年月日	x_{OK} (m)	x_{300} (m)	a (m/km)	雪水総量 ($10^9 m^3$)	補正係数
1977.3.29	1.29	0.72	0.68	11.2	1.24
1978.3.27	1.89	1.23	0.77	15.6	1.18
1979.3.19	0.93	0.50	0.63	9.2	1.41
1980.3.28	1.32	0.99	0.41	10.7	1.15
1981.3.12	2.15	1.40	0.81	17.1	1.14
1982.3.19	1.30	0.56	0.86	11.7	1.28
1983.3.22	1.48	0.68	0.99	13.7	1.32
1984.3.30	2.14	1.17	1.31	20.0	1.33
1985.3.23	1.11	0.63	0.68	10.6	1.36
1986.4.1	1.72	0.92	0.77	13.4	1.11
1987.3.19	1.51	0.72	0.72	11.6	1.09
1988.3.17	1.78	0.63	1.00	13.3	1.06
平均	1.55	0.85	0.80	13.2	1.22

量は観測基地露場の観測値の1.12倍である。これを年間の補正係数として用い、流域平均の年降水量を算定した。

愛知東山流域については、1935年に流域内の13地点で1年間に亘って降水量が観測された(西尾, 1991)。それによると、13地点の平均降水量は代表点(量水所)での値の0.95倍である。他の年もこれと同じ比率であるとして、流域平均降水量を算定した。

なお、東山流域(面積1 km²)における降水量分布の観測資料から次のことを調べた。13地点で観測された月降水量の平均値を流域平均降水量 Pr とし、それからの標準偏差 σ を計算してみると、 $\sigma=4\sim 27$ mm, $\sigma/Pr=4\sim 10\%$ (平均6.4%)となる。同様に年降水量については $\sigma/Pr=5.5\%$ である。年降水量は約2,000 mm であるから、仮に1地点での観測値を流域平均値として用いる際には、誤差は約110 mm⁻¹もあると考えねばならない。これは1 km²の面積において得た結果である。

以上の解析からも理解されるように、(1)式を変形した $E=(Pr-F)$ を使う水収支の方法で蒸発量を例えば100 mm⁻¹以内の精度で推定するには、流域平均降水量と流出量と同じ精度で知らねばならない。そのためには、特に地形が複雑な山岳地域では、降水量観測点はかなり密に配置しなければならない。

以下で説明される熱収支法によって、将来、山岳地域の蒸発量が高い精度で評価され、流域平均降水量 Pr の

観測が正確であれば、(1)式 ($F_G=Pr-F-E$, $\delta G_W=0$) より、地下水による流出量 F_G が推定できる。あるいは、(1)式で F_G と δG_W が無視できるような場合、蒸発量と流出量が既知のとき、流域平均降水量 Pr が

$$Pr = \text{蒸発量} + \text{流出量}$$

の式から推定できることになる。すると、流域の代表地点における降水量の観測値 Pr_{OBS} と、この Pr の比較から、降水量の標高分布を表わす係数 a を求めることができる。いろいろな流域について a が求まると、地形と降水量の関係を知らず掛かりが得られる。これは水文気象学的に貴重な資料となりうる。その例として、融雪期前の積雪水量の標高分布の係数 a を第3表に掲げた。 a の大きさが1 m km⁻¹前後であることは興味深い。

3. 熱収支法による森林蒸発量

熱収支の方法で森林からの蒸発量を知る原理は次の通りである。入射の放射エネルギーを $R\downarrow=(1-\text{ref})S\downarrow+L\downarrow$ とすれば、地表面(この場合は植被層の上面)における熱収支式は、

$$R\downarrow - G = \sigma T_s^4 + H + \epsilon E \quad (4)$$

である。ただし G は植被層および林床下の地層の温度を上昇させる地中伝導熱、 ref は地表面アルベード、 $S\downarrow$ は日射量(全日射量)、 $L\downarrow$ は大気放射量、 T_s は地表面温度(この場合は植被層全体の温度)、 σ はステファ

第3表 冬期降水量の標高分布の係数 a とその他の資料, Pr_{OBS} は標高範囲の最低地点における降水量 (積雪水量の厚さ). (a) 本研究, (b) Kondo・Yamazaki (1990), (c) 小池ほか (1985), (d) Yamada (1983), 旭岳1980は1980年3月30日, 手稲山1979は1979年4月17日

流域, 山岳	面積 (km ²)	標高範囲 (m)	Pr_{OBS} (m)	a (m/km)
(a) 奥只見 (12年間)	702.3	300~2,100	0.80	0.80
(b) 湯田 (21年間)	583	250~1,400	0.6	0.91
(c) 宝川初沢 1983	1.18	800~1,400	0.3	1.0
初沢 1984	1.18	800~1,400	1.2	1.8
宝川板幽沢 1983	3.3	900~1,600	0.6	1.5
板幽沢 1984	3.3	900~1,600	1.2	1.8
(d) 北海道旭岳 1980	—	400~1,400	0.3	0.9
手稲山 1979	—	200~1,000	0.2	1.5

ン・ボルツマン定数, H は顕熱輸送量, ϵE は蒸発の潜熱の輸送量, ϵ は単位質量の水の気化の潜熱, E は蒸発量である. H と ϵE は次のバルク式で表わされる.

$$H = c_p \rho C_H U (T_s - T) \quad (5)$$

$$\epsilon E = \epsilon \rho \beta C_H U (q_{SAT}(T_s) - q) \quad (6)$$

ただし c_p と ρ は空気の定圧比熱と密度, U と T と q は大気中の風速と気温と比湿, $q_{SAT}(T_s)$ は地表面温度 T_s に対する飽和比湿, C_E と C_H は潜熱および顕熱のバルク輸送係数である. $\beta (=C_E/C_H)$ は「地表面の湿潤度」と呼ばれることもあるが, 今後は「蒸発効率」と呼ぶことにしよう. [注: 実蒸発散量と可能蒸発散量の比を蒸発効率と呼ぶこともある. 可能蒸発散量の定義は曖昧なことがある (近藤, 1989)]

植生地においては T_s を定義することは難しい問題であるが, 本報告では, まず蒸発量の概算値を得ることを目的とし, Kondo・Watanabe (1992) を参考にして, $C_H = 0.005$, $\beta = 0.3$ の一定値を用いる. $\beta = 0.3$ は, 広域陸面の晴天日における平均値でもある (Kuwapata *et al.*, 1990).

上式 (4~6) において, 気象条件 ($R\downarrow - G$, U , T , q) を与えれば, 3つの未知量 (T_s , H , ϵE) を解くことができる (詳細は Kondo・Watanabe, 1992).

植生地では蒸発量は主として日中に行なわれるので, 日中の12時間のみ蒸発があり, 夜間の蒸発はゼロ, $G = 0$, $ref = 0.1$ とする. また気象条件は毎月の平均値を用い, $S\downarrow$ の日中 (12時間とする) の値は平均値 (24時間平均) の2倍とした. 日中の平均気温は, 最高気温と日平均気温の中間にあり, 多くの気象資料を調べてみる

と, それは日平均値より約 1°C 高い. それゆえ日中の平均気温は日平均値より 1°C 高温とする.

計算は前掲の十和田森林と愛知 (東山と白坂) を対象とする. 十和田森林の気象条件は十和田湖 (標高 400m) において 1963~66 年に観測されたものを用い, 放射量 ($S\downarrow$, $L\downarrow$) は秋田と八戸における平均値 (近藤, 1981) を用いる. 愛知森林の気象条件は1979~83年の名古屋地方気象台における観測値, $L\downarrow$ については近藤・中村・山崎 (1991) の実験式による推定値を用いる.

この熱収支法から計算された蒸発量の季節変化が第4~5図に示されている. 両森林とも蒸発量は夏に多く冬に少ない. これは夏に気温が高くボーエン比 ($H/\epsilon E$) の気温依存性によりボーエン比が小さくなることと, 夏に放射量が多いことによる. この季節変化は, 短期水収支法 (降水直後の表面流出が終わり数日経過した後の地中のおそい流れと地下水流とからなる基底流出の段階で流量が等しいときには流域貯水量が等しいと仮定して水収支法を適用する方法) によって求められた季節変化 (鈴木, 1985) と類似している. また, 年間蒸発量の計算値は十和田森林で約 450 mm, 愛知 (東山と白坂) 森林で約 750 mm であり, 第1図および第1表で示された長期水収支法による推定値と近似的に一致している.

この概算によって, 熱収支の方法で日本各地の森林蒸発量を計算できる見通しがついた. それゆえ, 今後の詳細計算を行なう際にどの気象要素が重要であるかを敏感度テストによって調べておこう.

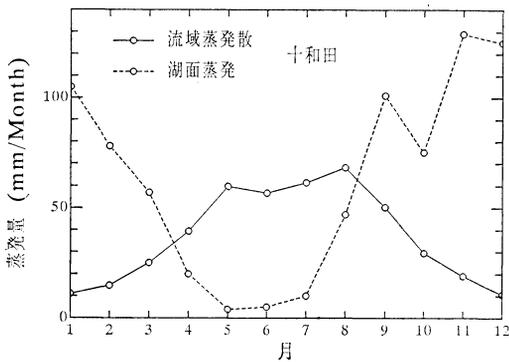
気温, 相対湿度, 風速, 日射量 $S\downarrow$, 蒸発効率 β の変化に対する森林蒸発量の敏感度を第4表と第5表に掲げた. 気候変動によって気温のみが 1°C 上昇したとする

第4表 十和田森林における蒸発量 E 、顕熱 H 、地表面と大気との温度差 $\delta \equiv T_s - T$ の年平均値 (445.7 mm y^{-1} , 103.4 Wm^{-2} , 5.74°C) の敏感度テスト、ただしバルク輸送係数 $C_H = 0.005$, 貯熱量 $G = 0$, 地表面のアルベード $\text{ref} = 0.1$, 蒸発効率 β (日中) = 0.3, 日中のみの計算値, $S \downarrow$ の変化量 (+20 Wm^{-2}) は日中平均値の意味。

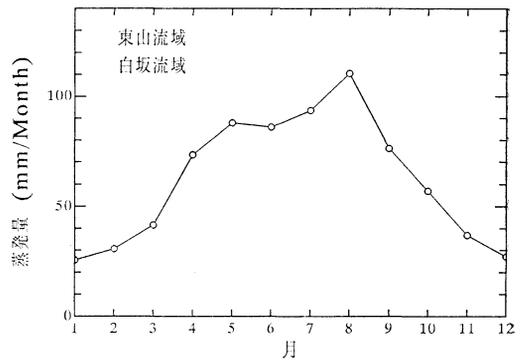
標準条件 (年平均値) (日中平均)	変化量	敏感度		
		E 増加 mm/y (%)	H 増加 Wm^{-2}	δ 増加 °C
気温 = 8.0°C	+1°C	33.4 (8)	-8.4	-0.40
水張 = 10.1 mb				
相対湿度	+10%	-44.5 (-10)	5.4	0.28
風速 = 3.3 ms^{-1}	+1 ms^{-1}	31.2 (7)	2.9	-1.38
$S \downarrow = 288 \text{Wm}^{-2}$	+20 Wm^{-2}	31.4 (7)	10.2	0.50
$L \downarrow = 303 \text{Wm}^{-2}$				
蒸発効率 = 0.3	+0.1	90.7 (20)	-11.0	-0.61

第5表 愛知 (白坂と東山) 森林における蒸発量 E 、顕熱 H 、地表面と大気との温度差 $\delta \equiv T_s - T$ の年平均値 (745.8 mm y^{-1} , 57.1 Wm^{-2} , 3.13°C) の敏感度テスト、ただし $C_H = 0.005$, $G = 0$, その他は第4表と同じ。

標準条件 (年平均値) (日中平均)	変化量	敏感度		
		E 増加 mm/y (%)	H 増加 Wm^{-2}	δ 増加 °C
気温 = 17.6°C	+1°C	39.6 (5)	-9.0	-0.49
水張 = 13.4 mb				
相対湿度	+10%	-69.2 (-9)	8.3	0.45
風速 = 3.0 ms^{-1}	+1 ms^{-1}	105.0 (14)	-9.6	-1.18
$S \downarrow = 298 \text{Wm}^{-2}$	+20 Wm^{-2}	40.0 (5)	9.0	0.48
$L \downarrow = 332 \text{Wm}^{-2}$				
蒸発効率 = 0.3	+0.1	136.1 (18)	-16.2	-0.89



第4図 熱収支法によって計算された十和田森林の蒸発量の季節変化、破線は湖 (平均水深は80 m) からの蒸発量



第5図 第4図と同じ、ただし愛知 (東山と白坂) 森林

と、蒸発量は十和田森林で8%, 愛知森林で5%増加することが分かる。

十和田森林と愛知森林における敏感度はほぼ似ているが、風速変化に対する蒸発量 E の敏感度は愛知森林の方が十和田森林よりも2倍大きい。その理由は、愛知森林は気温が高いためボーエン比が十和田森林のボーエン比より小さく、地表面と大気との温度差 ($\delta \equiv T_s - T$) も小さくなり、顕熱 H の風速に対する敏感度がマイナスとなる。そのエネルギーの分だけ蒸発の潜熱が多くなることになる。この特徴は次のようにも説明される。蒸発がある場合、顕熱は交換係数 $C_H U$ とともに増加し、ある $C_H U$ で最大となった後、しだいに小さくなりマイナスの値になる。愛知森林における $C_H U$ の条件は顕熱が最大になる $C_H U$ より大きいところに対応し、十和田森林はそれより小さいところに対応している。

気象要素の観測値や推定値の誤差(または地域的な気候変動で起こりうる幅)は気温 1°C 、相対湿度 0.1 (10%), 風速 1ms^{-1} 、放射量 20Wm^{-2} の程度である。第4~5表を参考にすると、これらの誤差による蒸発量の評価誤差(または気候変動による変動幅)は $30\sim 100\text{mm}^{-1}$ であることが分かる。

なお、この計算の標準条件では $\beta = 0.3$ としたが、仮に $\beta = 1$ (樹木の葉の表面がいつも完全に濡れている) とすると、年間蒸発量は約2倍になる。

4. 今後の研究課題

今後、各地の蒸発量を精度よく評価したい。そのために行なうべき研究をあげる。

4.1 蒸発効率

蒸発効率 β は水面や積雪面ではほぼ1である。通常の植生地では0.3前後であるが、土壌が極端に乾燥するような場合の β を定式化しなければならない。 β を実験的に求めるには、(1) 微気象観測の方法、(2) キャノピーモデルに基づく方法、(3) 地温日変化のシミュレーションによる方法、(4) 流出解析の方法、などがある。

(1) は植被層の上で風速・気温・比湿の鉛直分布とフラックスの測定に基づく通常の方法。(2) は植被層の上空からみた放射温度のモデル計算値と観測値が一致するように β を決める方法。この場合は航空機や衛星データの利用が考えられる。(3) は接地境界層の気温・比湿・風速・入力放射の観測値を既知の外部条件とし、 β を未知数として数日間にわたり地温日変化のシミュレーションを行ない、実測に最適の β を求める。 β が大きく蒸発

が盛んであれば、地温は数日間にわたってしだいに下降する。日中の β が一定とした場合はすでに解かれているので(近藤, 1971)、 β を表層土壌の含水率の関数として計算する。(4) は、 β を未知数とした蒸発の式を流出解析に組み合わせて用い、流出量の計算誤差が最小となるような最適値の原理から β を決める方法。この場合はいろいろな湿潤・乾燥条件を必要とするので、過去の長期間の水文データを利用する。注目したいのは、貯留水量が少ない期間に β がどの程度まで低下するかである。

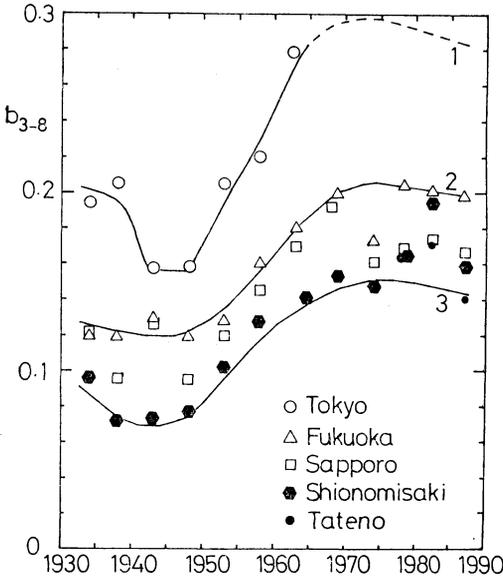
4.2 大気混濁係数と蒸発量の気候変化

日本の大都市では大気汚染のため日平均水平面日射量は、地方に比べて10% (30Wm^{-2}) 程度は少ない。これは日中平均値で 60Wm^{-2} の減少になる。第4~5表を参照すると、大都市近くの森林からの年間蒸発量は 100mm^{-1} 以上も減少することになる。

大気汚染の度合い(混濁係数)は直達日射量の観測から計算される(Yamamoto・Tanaka・Arao, 1968)。第6図のプロットは東京(大都市)、札幌と福岡(中都市)、館野と潮岬(地方)における混濁係数の経年変化である。東京の値が1964年で中断しているのは、汚染がひどくなり過ぎて雲か汚染かの区別がつかなくなったことによる。1960年頃から全国的に汚染が進んでいることが分かる。曲線(1)、(2)、(3)はそれぞれ大都市、中都市、地方(関東・関西)を想定した場合の混濁係数の長期変動の傾向である。

混濁係数 b の変化が熱収支に、そして植物の活性にも影響し、水循環要素に変化をもたらす可能性がある。第7図の破線は水収支法によって求めた愛知(白坂と東山)森林における年間蒸発量の経年変化である。東山流域については前記のように、代表点の降水量に0.95倍の係数を掛算して求めた蒸発量である。

b が大きくなり始めた1960年頃から蒸発量に減少の傾向がみられる。実線は計算値で、 b のみ第6図の曲線(1)~(3)の範囲で変化し、他の気象要素に気候変動がなかった場合の蒸発量である。この森林が名古屋中心部から約20km離れていて、周辺は急速に都市化されてきたことを考慮すると、ここでの b 値は昔は曲線(3)、最近は曲線(1)に近づくような変化をしていると思われる。蒸発量の計算値は実測値の経年変化の傾向を示している。もし1945年頃が曲線(3)とすると計算蒸発量は 833mm^{-1} 、そして1970年頃が曲線(1)とすると計算蒸発量は 716mm^{-1} となり、その間の減少量は 117mm^{-1} となる。 b 値による水平面日射量の変化は Kondo・



第6図 日本の代表地点における大気の水濁係数の3～8月平均値 b_{3-8} の経年変化. 各プロットは4年間または5年間の平均値. 1980年以前はYamamoto・Tanaka・Arao(1971), Arao (1974), 荒生・山本 (1981), 荒生 (1981; 1984) に基づく. 館野および1981年以後は今回の計算. 曲線(1)は東京, (2)は中都市, (3)は地方(関東・関西)における長期変動の傾向.

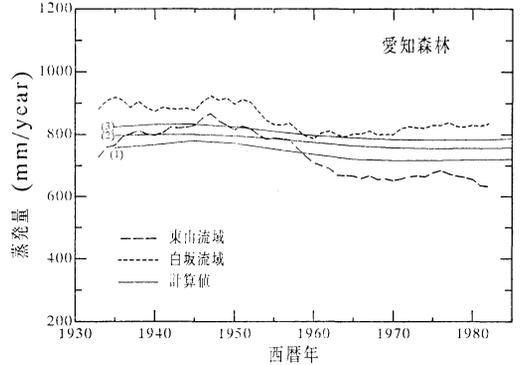
Miura (1985) に基づく方法により計算したが, この間の日中平均の年平均水平面日射量は 339 Wm^{-2} から 284 Wm^{-2} へと 55 Wm^{-2} (16%) の減少になる. これは考える最大の減少量である. ちなみに1980~89年の10年間に実測された年平均水平面日射量を調べてみると, 東京ではその周辺(銚子, 宇都宮, 前橋, 甲府, 静岡, 御前崎, 大島)での平均値よりも11%少なくなっている(注: 長期間にわたる日射量の観測資料には誤差があるので, 今回は日射量の長期観測資料は解析していない. 近藤・三浦, 1983, 参照).

なお, 札幌, 福岡, 館野, 潮岬の1979~88年の10カ年を調べてみると b は5月に極大, 12月に極小となる季節変化をしている(図省略). それを表わす次の実験式を第7図の計算に利用してある.

$$b(t) = 0.32 \times b_{\text{MEAN}} \times [0.882 \sin(2\pi t/12 - 1.3) - 0.187 \sin(4\pi t/12 + 0.29)] + b_{\text{MEAN}}$$

$$b_{3-8} = 1.2 \times b_{\text{MEAN}}$$

ただし角度はラジアン単位, $b(t)$ は t 月の混濁係数,



第7図 愛知(東山と白坂)森林における年間蒸発量の経年変化. 点線は水収支法による観測値(7年移動平均), 実線は熱収支法による計算値で曲線(1)(2)(3)はそれぞれ混濁係数が第6図の曲線(1)(2)(3)の場合.

b_{3-8} は3月~8月の平均値, b_{MEAN} は年平均値である.

混濁係数のような長期の環境変化が水収支に及ぼす影響を評価するためには, 長期的観測が必要である. 近年植物に及ぼす酸性雨の影響が危惧されている. それらの影響は, やがて水文資料に現われてくるに違いない. 古くから行なわれてきた水文観測が一層強化されることを望みたい. 桜の開花日の長期記録なども貴重である.

4.3 樹木による遮断蒸発量

森林における降雨の始めには, 雨水の大部分は樹体に捕捉され林床には落ちてこない. 樹木で捕捉された雨水が直接大気へ蒸発することを遮断蒸発という. 弱い降雨では, その雨水の大部分は遮断蒸発によって失われる. 福島・鈴木 (1987) によると, 滋賀県桐生の流域では年間蒸発量 711 mm の内 327 mm (46%) が遮断蒸発量である.

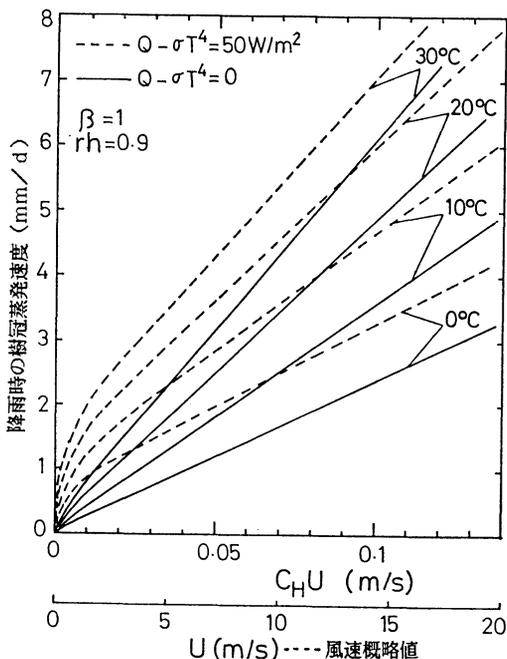
遮断蒸発量は第3章の熱収支の方法で計算できる. その際, 植被層の蒸発効率 β は樹木が完全に濡れていれば1であるが, そうではないかもしれない. それゆえ, 実験によってこのことを明らかにしなければならない.

降雨中の β が分かれば, 気象データを入力し, 遮断蒸発量の時間変化が計算できる. 仮に $\beta=1$ とし, $Q-\sigma T^4 \neq 0$ のとき, 茂った密な森林を想定すると, 式(4~6)から降水中の遮断蒸発速度 I_{POT} は次式で表わされる.

$$\frac{I_{\text{POT}}}{Q-\sigma T^4} = \frac{4}{\gamma} (T^+ + q^+ (1-rh)) J \quad (7)$$

ただし

$$Q = R \downarrow - G$$



第8図 降雨時の樹木による遮断蒸発速度 I_{POT} と 植被・大気間の交換係数 $C_H U$ との関係、パラメータは気温 (0~30°C)、大気の相対湿度 $rh=0.9$ (90%) のとき、実線は $Q - \sigma T^4 = 0$ のとき (低い厚い雲で覆われたとき)、破線は $Q - \sigma T^4 = 500 \text{ Wm}^{-2}$ のとき (弱い日射があるとき)。

$$R \downarrow = (1 - \text{ref}) S \downarrow + L \downarrow$$

$$T^+ = \frac{1 - J(\Delta/\gamma)(1 - rh)q^+}{1 + J(1 + \Delta/\gamma)}$$

$$q^+ = \frac{1}{Q - \sigma T^4} \times \frac{4\sigma T^3 q_{SAT}(T)}{\Delta}$$

$$J = (C_p \rho / 4\sigma T^3) C_H U$$

$\Delta = dq_{SAT}/dT$, $\gamma = C_p/t$, $q_{SAT}(T)$ は気温 T における飽和比湿, rh は相対湿度である。式(7)を導くにあたり, $T_s^4 = T^4 + 4T^3(T_s - T)$, および $q_{SAT}(T_s) = q_{SAT}(T) + \Delta(T_s - T)$ を用いた。なお, $Q - \sigma T^4 = 0$ のときの関係式は省略するが, 結果は第8図に示す。

上記の I_{POT} は降雨が続き樹木の表面がよく濡れたときの蒸発速度のことで「ポテンシャル遮断蒸発量」または「遮断蒸発能」と呼ぶことにしよう。微雨のときは, 樹木がよく濡れるまでには至らないので, 遮断蒸発量は I_{POT} を超えることはない。

具体的な遮断蒸発量 I (mm) の計算式は,

1991年11月

$$I = \text{降水中の蒸発} + \text{降水直後の蒸発} \\ = I_{POT} \times (\tau/24) + S$$

τ (hr) は一降水の継続時間で平均的に約10時間, S (森林上のような厚さに換算, 1~2mm程度) は樹木の葉・枝・幹の表面に付着した水であり降水直後の数時間~1日で蒸発してしまう量である(詳細は統報)。

4.4 短時間と長期間平均の蒸発量

第3章では, 森林蒸発量を長時間平均の風速・気温などを用いて計算した。実際の気象要素は日変化をしており, この効果は長期間の平均熱交換量にどのように影響するだろうか。

式(6)において

$$V \equiv C_H U, \delta \equiv \rho(q_{SAT}(T_S) - q)$$

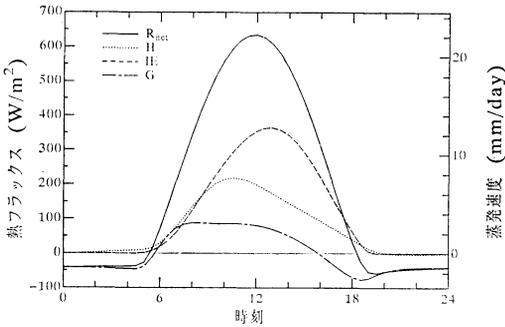
とおき, 長期間の平均値に $\langle \rangle$ をつけ, 平均値からの偏差(変動成分)にダッシュをつけるるとすれば, 蒸発量は次式で表わされる。

$$\begin{aligned} \langle E \rangle &= \langle \beta V \delta \rangle \\ &= \langle \beta \rangle \langle V \rangle \langle \delta \rangle + \langle \langle \beta \rangle V' \delta' \rangle \\ &\quad + \langle \langle V \rangle \beta' \delta' \rangle + \langle \langle \delta \rangle \beta' V' \rangle \\ &\quad + \langle \beta' V' \delta' \rangle \end{aligned} \quad (8)$$

右辺第1項は長期間平均の気象要素(月平均気温・風速・比湿など)を用いて計算した蒸発量である。第2~5項は気象の変動成分による寄与で, 第1項に比べて一般には小さい。しかし, たとえば V' と δ' の間に強い相関関係がある場合, すなわち風が強い日に乾燥することが多ければ, 第2項は無視できなくなる。それゆえ, 原則的には1時間ごとのデータを用いて計算し, それらの積算として長期間の平均蒸発量を求めなければならない。

第2~5項を見積もるために以下のテストを行なった。すなわち, 気象要素の典型的な日変化パターンを与えた場合の蒸発量の日変化を計算し第9図に示した。この詳細計算によると日平均蒸発量は 3.94 mm d^{-1} である。一方, 日平均気象要素を用いて一回の計算から得られる蒸発量(式8の右辺第1項)は 3.23 mm d^{-1} となり, 詳細計算に比べて18%小さい。この計算例から分かることは, (1) 前掲の第4~5図の蒸発量の季節変化は近似的に正しいが, (2) 正確に蒸発量を求める際には短時間のデータを用いた詳細計算が必要である。

なお, この計算に用いた計算式は, (4)式の代わりに



第9図 晴天日の森林における熱収支各項の計算値 (Rnet: 正味放射量, cE : 潜熱輸送量, H: 顕熱輸送量, G: 地中伝導熱) の日変化. 図の右側に蒸発量Eの日盛りをつけてある.

$$\begin{aligned} & \left(\frac{c_G \rho_G \lambda_G}{2\omega} \right)^{1/2} \left[\frac{dT_S}{dT} + \omega (T_S - T_{SM}) \right] \\ &= (1 - \text{ref}) S \downarrow + L \downarrow - \sigma T_S^4 \\ & - c_{PP} C_{HU} (T_S - T) \\ & - c \rho \beta C_{HU} (q_{SAT}(T_S) - q) \end{aligned} \quad (9)$$

ただし, $c_G \rho_G$ と λ_G はそれぞれ土壌の熱容量と熱伝導係数, ω は1日周期の角振動数, T_{SM} は地表面温度 T_S の日平均値.

(9) 式の各物理量についての取り扱い方を以下で説明する。「植生が十分密で背が高く葉面温度 T_C が高さについて一定のとき」には, キャノピー層内での風速・気温・比湿が指数分布になる. つまり

$$\begin{aligned} u(z) &= u(h) \exp[\gamma_m(z-h)] \\ T(z) - T_c &= [T(h) - T_c] \exp[\gamma_m(z-h)] \\ q(z) - q_c &= [q(h) - q_c] \exp[\gamma_m(z-h)] \end{aligned}$$

ただし

$$\begin{aligned} q_c &\equiv q_{SAT}(T_c) : T_c \text{ に対する飽和比湿} \\ \gamma_m &= \frac{c_d a_T}{2k^2} \\ \gamma_h &= \frac{-1 + (1 + 8c_h/c_d)^{1/2}}{2} \gamma_m \\ \gamma_e &= \frac{-1 + (1 + 8c_e/c_d)^{1/2}}{2} \gamma_m \end{aligned}$$

また, キャノピー層の上ではつぎの対数分布が成立するとする.

$$\begin{aligned} u(z) &= (u_*/k) \ln[(z-d)/z_0] \\ T(z) - T_c &= (T_*/k) \ln[(z-d)/z_T] \\ q(z) - q_c &= (q_*/k) \ln[(z-d)/z_q] \end{aligned}$$

各プロファイルが樹冠の上端 $z=h$ で滑らかに連続することを考慮し, $\gamma_m \times (h-d) = 1$ (Kondo, 1972) を使うと, β は次式で与えられる.

$$\begin{aligned} \beta &= \frac{\ln[(z_A-d)/z_T]}{\ln[(z_A-d)/z_q]} \\ &= \frac{\gamma_m/\gamma_h + \ln[\gamma_m(z_A-h)+1]}{\gamma_m/\gamma_e + \ln[\gamma_m(z_A-h)+1]} \end{aligned} \quad (10)$$

ここに z_0, z_T, z_q : それぞれ風速, 気温, 比湿分布に対する粗度, d : ゼロ面変位, u_*, T_*, q_* : それぞれ摩擦速度, 摩擦温度, 摩擦比湿, z_A : 気象条件を与える基準高度, h : 植生の高さ, a_L : 平均葉面積密度, c_d, h, e : 個々の葉の運動量・顕熱・潜熱輸送のバルク係数, $k_* (= 0.4)$: カルマン定数.

本計算では, c_e は日射量と風速の関数として次式で表わしてある.

$$c_e = \frac{c_h}{A} \quad (11)$$

$$A = 1 + c_h u_{MEAN} r_{smin} [1 + (S_{abm}/S_{ab})]$$

$$S_{ab} = (1 - \text{ref}) S \downarrow [1 - \exp(-f \cdot LAI)] / LAI$$

$$u_{MEAN} = (u_h/\gamma_m h) [1 - \exp(-\gamma_m h)]$$

$$u_h = \frac{u}{1 + \ln[\gamma_m(z_A-h)+1]}$$

ここに S_{ab} : 単位面積の葉が吸収する日射量, f : 葉の傾きを表わすファクター, $LAI (= a_L h)$: 葉面積指数, u_{MEAN} : 植物群落内の平均風速, r_{smin} : 気孔抵抗の最小値 (植物の種類による), S_{abm} : 気孔抵抗の日射依存のパラメータ (植物の種類による).

計算に用いた気象条件はつぎの通り. 日射量は北緯38度の地点の夏至, 大気混濁係数 $b=0.1$, 太陽定数 = 1367 Wm^{-2} , 可降水量 = 5 cm , $\text{ref}=0.1$ として近藤・三浦 (1983) の実験式を用いて推定した. また, 下向き大気放射量 = 365 Wm^{-2} , 森林上の日平均風速 $u_M = 3 \text{ m s}^{-1}$, 風速の日較差 $2A_u = 1 \text{ m s}^{-1}$, 比湿 = 10 g kg^{-1} , 日平均気温 $T_m = 20^\circ\text{C}$, 気温の日較差 $2A_T = 10^\circ\text{C}$, 風速の日変化は次式によって表現した.

$$\text{夜間: } u = u_M - 0.5 A_u,$$

$$(0 \leq \omega t < \pi/2, 3\pi/2 \leq \omega t < 2\pi)$$

$$\text{日中: } u = u_M + A_u [\sin(2\omega t + 0.5\pi) + 0.5],$$

$$(\pi/2 \leq \omega t < 3\pi/2)$$

気温の日変化は武政ら (1988) を参考にして次式によって表現してある.

$$T = T_M + A_T \left[\sin\left(\omega t - \frac{2\pi}{9}\right) \sin \omega t - \frac{7\pi}{9} \right] + 0.211$$

また, 植生及び土壌の条件はつぎの通り. $h=15 \text{ m}$,

$LAI=4$, $c_d=0.2$, $c_h=0.06$, $f=0.5$, $r_{smin}=200\text{ s m}^{-1}$,
 $S_{abm}=100\text{ W m}^{-2}$, $C_H=0.005$, $z_A=30\text{ m}$, $c_{\rho}c_G=2.64$
 $\times 10^6\text{ J K}^{-1}\text{ m}^{-3}$, $\lambda_G=0.47\text{ W m}^{-1}\text{ K}^{-1}$, $T_{SM}=23^\circ\text{C}$.

4.5 流出モデル

乾燥状態が長時間続くと、地中の貯留水 G_W が減少し、蒸発効率 β (式6) が低下する。 G_W と β の関係を定式化することは、熱収支法を乾燥地域へ適用する際に必要なことである。

いわゆる「バケツモデル」「タンクモデル」などが地表面の水収支の計算に用いられているが、それらには一長一短がある。これらに替わって、広い条件に適用できる簡単で本質を表現できるモデルの開発が望まれる。

日本の多雪地域では、冬の積雪による貯留量は、2,000 mm にも達するにもかかわらず、冬の流出量は非常に小さいので、融雪モデルとも組み合わせた総合的な熱収支・水収支モデルの開発が望まれる。

4.6 その他

地表面は森林のほか積雪面や裸地などが混在している。まず、積雪面熱収支の簡単なモデルをつくらなければならない。日本の山岳地では、冬期の積雪が年間降水量の50%以上をしめ、融雪期には熱収支量のかなりの部分が融雪のエネルギーとして使われる。融雪期の流出水量は、流域面積で平均すると、1カ月あたり1,000 mm 前後にも達する。融雪は積雪面アルベードに強く依存する (Kondo・Yamazaki, 1990)。雪が完全に消失してしまう季節が遅れると、その後の熱収支・水循環に変化が起こる。

裸地面蒸発のモデル化も必要である。土壌の含水率が高い湿潤時には、蒸発量はどのようなパラメータ化でも結果はほとんど違わないが、含水率が低いときは違いが大きくなる。

さらに、地表面の非一様性の効果を定量化しなければならない。現実の地表面は水平一様でなく、植生地や裸地など異なる種類の地表面が混在し、また山あり谷ありで起伏地形からなっている。その典型的な例として、乾いた裸地と水面が混在するような場合、水面の面積比率が比較的小きくても、オアシス効果によって地域平均の蒸発量は多くなる。

水平一様な地表面の熱交換量は、一般風が弱ければ小さいが、起伏地形では、一般風がなくても斜面で日中は斜面上昇流が、夜間は斜面下降風が発達し、地域平均としての熱交換量を大きくする。斜面風の強さは斜面のスケールとともに大きくなると考えられるので、地形の起

伏度が一種の粗度のような効果を持つ。

5. あとがき

日本における広域陸面の蒸発量の評価についての研究指針を示した。

(1) まず、月平均データを用いて、日本各地の森林上の放射量などのマップを作成し、熱収支法によって気候学的な蒸発散量を計算する。

(2) 乾燥条件に適用できるようにするために、いろいろな場合について地表面の蒸発効率 β を直接観測するとともに、間接的な観測からも β を推定できる方法を試みる。

(3) 樹木による遮断蒸発量を定式化する。そして実際の条件に対して遮断蒸発量がいくらになるかを計算し、森林における水循環各成分を定量的に知る。

(4) 簡単でしかも本質をよく表現できる流出モデルと地表面過程を組み合わせた蒸発・流出・貯留モデルの開発が望まれる。

謝 辞 水文資料の入手にご協力いただいた電源開発株式会社と、東京大学農学部愛知演習林の西尾邦彦先生、岩手大学農学部の石井正典先生、森林総合研究所の大谷義一さんに、大気混濁係数の計算に必要な資料をいただいた長崎大学の荒生公雄先生に、また計算を手伝っていただいた中村亘さんに謝意を表します。

文 献

- Arac, K., 1974: Recent change of atmospheric turbidity over Japan. *J. Meteor. Soc. Jpn.*, **52**: 506-508.
- 荒生公雄, 1981: 2つの混濁係数 τ_G と β の間の関係. 日本気象学会春季大会講演予稿集, **39**.
- , 1984: 山本の混濁係数 β とエルチジョン火山噴火. 日本気象学会春季大会講演予稿集, **366**.
- , 山本秀子, 1981: 日本における大気混濁の1970年代の特徴と経年変化についての考察. 長崎大学教育学部自然科学研究報告, **32**: 87-98.
- Charney, J.G., W.J. Quirk, S.H. Chow and J. Kornfield, 1977: A comparative study of the effects of albedo change on drought in semi-arid regions. *J. Atmos. Sci.*, **34**, 1336-1385.
- Dickinson, R.E. and A. Henderson-Sellers, 1988: Modeling tropical deforestation: A study of GCM land-surface parameterizations. *Quart. J. Roy. Meteor. Soc.*, **114**, 439-462.
- 福嶋義宏・鈴木雅一, 1987: 山地小流域を対象とし

- た長・短期両流出モデル. 水資源研究センター報告, 7, 35-52.
- Kitoh, A., K. Yamazaki and T. Tokioka, 1988: Influence of soil moisture and surface albedo change over the African Tropical rain forest on summer climate investigated with the MRI-GCM-1. *J. Meteor. Soc. Jpn.*, **66**, 65-86.
- 小池俊雄・高橋 裕・吉野昭一, 1985: 積雪面積情報による流域水量の推定. 土木学会論文集, **375**: II-3, 159-165.
- Kondo, J., 1972: On a product of mixing length and coefficient of momentum absorption within plant canopies. *J. Meteor. Soc. Jpn.*, **50**, 487-488.
- 近藤純正, 1981: 数値シミュレーションによる水温・蒸発・蒸発散の推定. 水温の研究, **25**, 15-43.
- , 1989: 平衡蒸発量と地表面蒸発. 水文・水資源学会誌, **2**, 25-32.
- ・三浦 章, 1983: 地表面日射量の実験式と日射量をチェックする簡便な方法. 天気, **30**, 469-475.
- Kondo, J. and A. Miura, 1985: Surface heat budget of the Western Pacific for May. 1979. *J. Meteor. Soc. Jpn.* **63**, 633-646.
- 近藤純正・渡部 勲, 1969: 深い湖の水温鉛直分布と蒸発の季節変化. 防災センター研究報告, 第2号, 75-88.
- Kondo, J. and T. Watanabe, 1992: Studies on the bulk transfer coefficients over a vegetated surface with a multilayer energy budget model. *J. Atmos. Sci.*, (Submitted)
- , and T. Yamazaki, 1990: A prediction model for snowmelt, snow surface temperature and freezing depth using a heat balance method. *J. Appl. Meteor.*, **29**, 375-384.
- Kuwagata, T., N. Masuko, M. Sumioka and J. Kondo, 1990: The daytime PBL heating process over complex terrain in central Japan under fair and calm water conditions. Part I: Regional heat budget, convective boundary layer height and surface moisture availability. *J. Meteor. Soc. Jpn.*, **68**, 639-650.
- 西尾邦彦, 1991: 森林内外雨量比較月報(東山). 東京大学愛知演習林(未発表).
- 沖 大幹・虫明功臣・増田耕一, 1991: 流域水収支に対する客観データの応用(1). 日本気象学会1991年春季大会講演予稿集, No. 59, p. 116.
- 林業試験場, 1961: 森林理水試験地報告(上川, 釜淵, 宝川, 竜の口各試験地), pp. 225.
- 林業試験場, 1980: 釜淵森林理水試験地観測報告(1959~1978年), 林業試験場研究報告, 第311号, 129-188.
- Sato, N., P.J. Sellers, D.A. Randall, E.K. Schneider, J. Shukula, J.L. Kinter III, Y.-T. Hou and E. Albertazzi, 1989: Effects of implementing the Simple Biosphere Model in a general circulation model. *J. Atmos. Sci.*, **46**, 2757-2782.
- Sud, Y.C. and W.E. Smith, 1985: The influence of surface roughness of deserts on the July circulation: Numerical study. *Boundary-Layer Meteorol.*, **33**, 15-49.
- 鈴木雅一, 1985: 短期水収支法による森林流域からの蒸発散推定, 日本林学会誌, **67**, 115-125.
- 武田進平, 1950: 積雪地方森林地からの流出量. 日本林学会誌, **32**, 51-55.
- 武政剛弘・長 智男・黒田正治・薦田広章, 1988: 乾砂層内の温度日変化の新しい表現法. 農業気象, **43**, 305-310.
- 谷 誠・大谷義一, 1989: 宝川森林理水試験地流域における雨量分布について. 第100回日本林学会大会発表論文集, 695-696.
- 東京大学農学部附属演習林, 1976~1987: 演習林, 愛知演習林量水観測結果報告(穴の宮流域, 白坂流域, 東山流域), 20~25号.
- Yamada, T., 1983: Studies on accumulation-ablation processes and distribution of snow in mountain regions, Hokkaido. *Contr. Inst. Low Temp. Sci.*, **A31**, 1-33.
- Yamamoto, G., Ba T. Chein, N. Yasuda, and J. Kondo, 1972: Evaporation from deep lakes in Japan. *J. Meteor. Soc. Jpn.*, **50**, 423-430.
- , and J. Kondo, 1964: Evaporation from Lake Towada. *J. Meteor. Soc. Jpn.*, **42**, 85-96.
- , and ———, 1968: Evaporation from Lake Nojiri. *J. Meteor. Soc. Jpn.*, **46**, 166-177.
- , M. Tanaka and K. Arao, 1968: Hemispherical distribution of turbidity coefficient as estimated from direct solar radiation measurements. *J. Meteor. Soc. Jpn.*, **46**, 287-300.
- , ——— and ———, 1971: Secular variation of atmospheric turbidity over Japan. *J. Meteor. Soc. Jpn.*, **49**, 859-865.