

森林における降雨の遮断蒸発のモデル計算*

近藤 純正**・渡辺 力**・中園 信**・石井 正典***

要 旨

森林における降雨の遮断蒸発量を熱収支モデルによって計算し、実測遮断蒸発量と比較した。両者は観測誤差の範囲内で一致した。このモデルでは、森林のバルク輸送係数は葉面積指数の関数、樹体表面の保水量は葉面積指数と降水量の関数、一降水の平均継続時間は降水量の関数、降水粒子の樹体にぶつかる確率は葉面積指数と樹冠閉鎖率(林冠疎密度)の関数としている。計算に必要な気象条件は気温・湿度・風速・降水量である。

気象条件や森林条件に対する遮断蒸発量の敏感度テストから、このモデルによる遮断蒸発量の評価誤差は、推定条件を使用した場合、 $\pm 40 \text{ mmy}^{-1}$ (年遮断蒸発量の10~15%)程度である。

1. はしがき

近年、陸面の水文過程が局地気象のみならず地球規模の気候にとっても重要視されるようになった。そのため GEWEX (Global Energy and Water Cycle Experiment, 全地球エネルギー・水循環実験観測計画)などが提案され、地球上の水・エネルギーの循環過程を理解し、その変動の実態を明らかにしようとしている。

世界には様々な地域がある。われわれはまず、観測資料の豊富な日本で、広域陸面における水収支・熱収支の評価方法を確立したい。

日本の森林で覆われている地域では、年降水量(概略 $2,000 \text{ mm}$)の約 $2/3$ は流出し、残りの $1/3$ ($500\sim 900 \text{ mmy}^{-1}$)は森林からの蒸発散として大気へ失われている(近藤・渡辺, 1991)。この $500\sim 900 \text{ mmy}^{-1}$ の蒸発散量に必要なエネルギーは、地表面における有効放射エネルギー ($R^+ - \sigma T^4$, R^+ : 入力放射量, σT^4 : 気温に対する黒体放射量)の年平均値 $90\sim 120 \text{ Wm}^{-2}$ の約 50% である。

森林からの蒸発散量のうち、主要なものは遮断蒸発量と蒸散量である。遮断蒸発は降水中および降水直後の濡れた樹体(葉・枝・幹)表面からの蒸発であり、蒸散は

林床に滴下した水が地中に浸透し、根から吸い上げられ、葉面の気孔を通しての蒸発である。

従来、水資源的な観点から遮断蒸発は損失 (Interception loss)と呼ばれてきたが、実は、気候形成にとって重要な役割を演じている。すなわち、蒸散は大気と地表面間の水・エネルギーのゆるやかな定常的循環であるのに対し、遮断蒸発は降水が始まってすぐ起こる速い循環である。陸地面において水が大気にもどるサイクルで最も速いのはこの遮断蒸発、次いで裸地面蒸発、おそいものは蒸散や積雪現象であろう。砂漠における蒸発は地下水と関係すると考えられ、最もおそいサイクルであろう。このように地表面では、いろいろな水・エネルギー循環があり、それらの相互関係で気候が形成されている。

前報告(近藤・渡辺, 1991; 近藤・石井, 1991)では、森林蒸発散量と遮断蒸発量を熱収支的に評価できる見通しがついた。遮断蒸発量は森林蒸発散量の $30\sim 50\%$ 程度と考えられる。そこで本研究では、遮断蒸発の具体的なモデルをつくり、既往の測定結果と比較し、モデルの実用性を調べ、今後行なう日本の蒸発散量分布図作成の準備とするものである。なお、熱収支法による計算方法は前報で示されているので、本報告では要点のみ記す。

2. 遮断蒸発のモデル

2.1 基本モデル

遮断蒸発は降水の強さ、風による樹体の揺れ、枝・葉

* Estimation of forest rainfall interception.

** J. Kondo, T. Watanabe, M. Nakazono, 東北大学理学部地球物理学教室.

*** M. Ishii, 岩手大学農学部農林生産学科.

—1991年8月19日受領—

—1992年1月17日受理—

のつき方、降水の継続時間など様々な条件に支配される。本研究では、代表的・平均的な降水現象を想定してモデルをつくることにしよう。

降水が長時間続き樹体が十分濡れた状態における遮断蒸発 I (mm) は次式で表わされる。

$$I = \text{降水中の蒸発} + \text{降水直後の蒸発} \\ = I_{\text{POT}} \times (\tau/24) + S \quad (1)$$

$$S = s \times \text{LAI}, (\text{LAI} \neq 0 \text{ のとき}) \quad (2)$$

ここに I_{POT} (mmd^{-1}) は降水中の濡れた樹体からの蒸発速度で降水中の「ポテンシャル遮断蒸発速度」または「遮断蒸発能」とよぶ。 τ (hr) は降水の継続時間で、一般に降水量が多いとき大きくなる。 LAI (m^2m^{-2}) は葉面積指数すなわち森林の単位面積の上に存在する葉面積の合計、 s (mmLAI^{-1}) は単位 LAI が保持できる水の厚さで、これを超えるぶんは滴下する。 S (mm) は森林の単位面積の上にある樹体表面の保水量であり、いずれ数時間～1日間で蒸発してしまう水の量である。

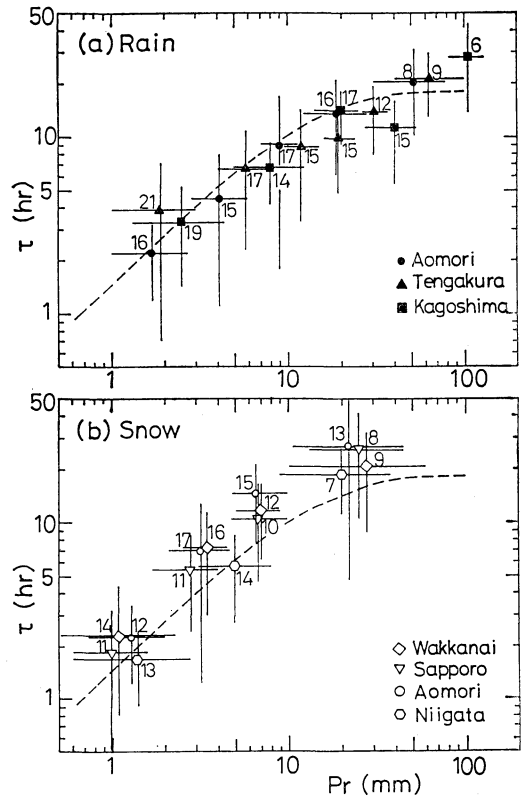
I_{POT} は熱収支の方法で計算できる。すなわち、3つの連立方程式(地表面の熱収支式、顕熱輸送 H のバルク式、潜熱輸送 IE のバルク式)によって、3つの未知量(樹冠を含む地表面の温度 T_s , H , IE)を知ることができる(近藤・渡辺, 1991)。この場合、降水中の濡れた樹体からの蒸発速度 E が I_{POT} になる。その際、「降水中」の風速、放射量、気温、水蒸気量、およびバルク輸送係数 C_H は既知とする。 C_H の具体的な数値はあとの第4表で示される。

式(1)は降水量が多いときの遮断蒸発量である。降水が少ない場合の遮断蒸発量は降水量を超えることはなく、また疎林や間伐林では降水粒子は樹木の隙間を落下し、樹体にぶつかる確率が小さいので、そのぶん遮断蒸発量は少なくなる。これらは以下で説明される。

2.2 遮断蒸発量の月間値の計算モデル

降水継続時間 τ は一降水の定義の仕方による。実際の降水現象は途切れることがあるが、樹体表面の保水の大部分が乾燥してしまうまでの数時間以内の途切れがあったとしても降水は継続していると考えられる。本研究では、遮断蒸発量の気候学的な月間値の計算が目的であるので、代表的な継続時間を考える。

服部ら(1982)の茨城県岩瀬町天岳良で観測した資料や、気象官署における資料(中央気象台月報 全国気象表, 1940年)を調べてみると、全体としては、雨では τ (hr) は降水量 Pr (mm) の平方根に比例する。見方を変えると、 Pr が少ないときには τ は Pr に比例するが、降水量の多い大雨や集中豪雨では単位時間当たりの



第1図 降水継続時間(縦軸)と降水量(横軸)の関係。プロットにつけた数字は資料数、横線は降水量範囲、縦線はばらつきの標準偏差。破線は式(3)。服部ら(1982)の観測資料及び中央気象台月報全国気象表1940年に基づいて作成。

降水強度が大きくと τ は Pr の割に小さくなる。しかし雪では、 τ は Pr に比例する(第1図)。ところで、一般の観測資料では長時間の降水があった場合、2日以上にわたって降水量が分割されて掲載されている。このような降水に対しては、本モデルでは独立した2回以上の別々の降水とみなして計算される。したがって τ は24時間を超えないように、次式で与える。

$$\tau = \tau_{\text{MAX}} [1 - \exp(-\mu \cdot Pr)] \quad (3)$$

$$\tau_{\text{MAX}} = 18 \text{ hr}, \mu = (1/12) \text{ mm}^{-1}$$

第1図の破線は式(3)である。雪では(b図)、 τ は破線より大きい位置にプロットされているが、雨と雪の区別はしないで計算する。このことに起因する計算誤差はあとで議論する。

森林からの蒸発散量 E は蒸散量 E_T と遮断蒸発量 I

と林床からの蒸発量 E_G の和である。

I は Pr の大小によって次式で与える。

$$I = I_{POT} \times (\tau/24) + S, \quad (4a)$$

$$\Omega^* \times Pr \geq I_{POT} \times (\tau/24) + S_{MAX},$$

$$I = \Omega^* \times Pr \quad (4b)$$

$$\Omega^* \times Pr < I_{POT} \times (\tau/24) + S_{MAX},$$

ただし

$$\Omega^* = \Omega [1 - \exp(-f \cdot LAI/\Omega)] \quad (5)$$

ここに Ω^* は降水粒子が樹体にぶつかる確率、ただし降水粒子が垂直に落下するとした場合、 Ω は樹冠の閉鎖率（林冠疎密度）で、密林では $\Omega=1$ 、疎林や間伐林では $\Omega < 1$ 。LAI は葉面積指数、ただし落葉林では枝と幹の面積指数。f は葉面の傾きを表わすファクターで、本研究ではランダム分布を仮定し $f=0.5$ とする。 S_{MAX} は次節で定義する最大保水容量。式(4)に付随する日降水量の大小の判定式は、樹体表面がよく濡れるかどうかの限界を表わすものである。

各月の「降水中」の遮断蒸発能 I_{POT} は対象森林に最寄りの気象官署における多降水日 ($Pr \geq 5 \text{ mmd}^{-1}$) の気象要素 5 カ年間 (1986~1990年) の月平均値から計算する。 $0 < Pr < 5 \text{ mmd}^{-1}$ の少降水日でも「降水中」は多降水日の気象条件に同じとする。多降水日とは葉・枝が十分に濡れるような日である。

(注) 樹冠に少しの隙間があっても、樹体が完全に濡れている場合には、樹体からの蒸発速度は I_{POT} で表わされる。その場合、樹冠の隙間が I_{POT} に及ぼす効果は森林のバルク輸送係数 C_H に含まれている。 C_H は植生構造の関数で、風速などを与える基準高度によるが、 $C_H=0.003 \sim 0.01$ 程度 (無次元) である。

3. 樹体表面の保水量

3.1 十分な降水がある場合

降水中の水は、樹体表面に保持され、保水容量を超えた分は滴下したり幹を流下する。葉、枝、幹の単位面積指数あたりの保水容量をそれぞれ S_{LEAF} 、 S_{BRANCH} 、 S_{STEM} とし、面積指数をそれぞれ LAI、BAI、SAI とすると、

$$S \equiv s \times LAI \quad (LAI \neq 0 \text{ のとき}) \quad (6)$$

$$= S_{LEAF} LAI + S_{BRANCH} BAI + S_{STEM} SAI \quad (7)$$

ただし、

$$BAI = 2\pi \Gamma_{BRANCH} Y_{BRANCH}/\pi$$

$$= 2 \Gamma_{BRANCH} Y_{BRANCH}$$

$$SAI = 2\pi \Gamma_{STEM} Y_{STEM}/\pi$$

$$= 2 \Gamma_{STEM} Y_{STEM}$$

Γ_{BRANCH} と Γ_{STEM} : 枝と幹の平均半径、 Y_{BRANCH} と Y_{STEM} : 森林の単位面積上にある枝と幹の全長。以後、 $LAI' \equiv BAI + SAI$ とする。

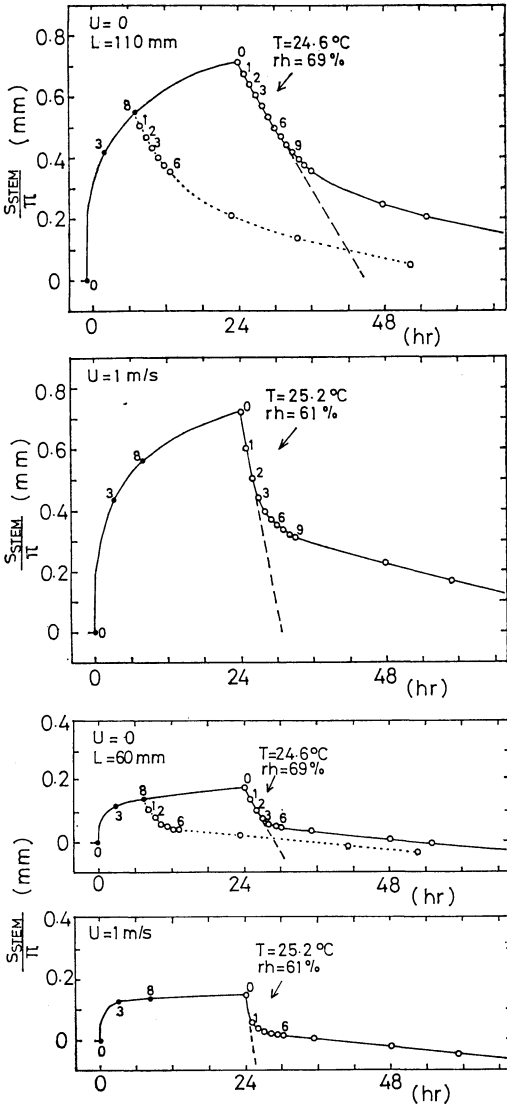
各面積指数はそれぞれの表面に垂直に光を当てたときの投影面積の合計である。LAI は葉の片面の面積であるから、 S_{LEAF} は保水が葉の表と裏に薄膜状に付着していると思ふときの水の薄膜の 2 倍の厚さである。また S_{BRANCH} と S_{STEM} はそれぞれ枝と幹の円周上に付着した水の薄膜の π 倍である。

樹木の保水容量を第 1 表に示した。この数値の信頼性は相対誤差で 30% 程度はある。特に枝と幹については試料による差が大きい。葉と小枝は表面に付いた水が滴下しなくなったときの重量測定からえた。小枝とは枝の先端 50 cm から葉・葉柄などを取り除いた部分である。

枝と幹については吸水する層が厚いので、8 時間かけて水で濡らしたときの重量増加から求めた。この水分は室温 25°C、相対湿度 60% の無風条件では 6~24 時間でほぼ蒸発し、風速 1 ms^{-1} の風洞内では 3~12 時間でほぼ蒸発する。測定は、枝・幹の切り口から水がしみこまないように防水加工した材料を、水の入ったたらいに完全に浸して行なった。同じ実験は数回繰り返した。枝は直径の 2~3 cm 部分を試験した。なお、濡らす時間を 8 時間としたのは、いろいろな枝や幹について吸水・乾燥時の重量の時間変化の傾向などから適当と決めた時間である。

(補足) 将来都市などの人工構造物による遮断蒸発を研究する際に必要なアスファルトなどの保水容量もこの測定と同時に示した。それらを掲げると、アスファルトは 0.26 mm、ブロックは 1.9 mm、コンクリートは 1.1 mm である。ただし、それらは片面の水の厚さである。都市キャノピーの保水容量は森林キャノピーのそれと同程度であることが分かる。

例として第 2 図にマツとケヤキの幹にしみ込んだ水の厚さ (s_{STEM}/π) の時間変化を無風と、風速 1 ms^{-1} で乾燥させたときについて示した。実線は 24 時間かけて、点線は 8 時間かけて濡らした後の乾燥曲線である。濡らし始め及び乾燥し始めの時間に 0 を付記してある。乾燥初期は十分に濡れた円柱からの蒸発、すなわち乾湿計定数の式 (Kondo, 1967 b; 近藤, 1982) に従う。それを破線で示す。表面が乾きしばらく経過すると、蒸発速度は風速に依存しなくなる。これは次のことから説明される。蒸発の際の水分輸送の抵抗は空気中の抵抗と樹体内部の抵抗の和で表わされる。前者は風速とともに小さくなるが、無風でも自然対流が生じゼロではない。十分に



第2図 マツの幹(上2段)とケヤキの幹(下2段)の表面が吸水したときの水の厚さの時間変化, 風速 $U=0$ と 1 ms^{-1} の場合. 曲線につけた数字は水に浸したとき, または水から上げてからの時間, 点線は水に浸してから8時間後に上げた場合, 破線は十分に濡れていると仮定した場合の理論計算.

濡れているときは, 後者はゼロで, 蒸発は前者だけで決まり風速の関数となる. ところが水分が少なくなるにしたがって後者は大きくなり(樹体内部の抵抗) \gg (空気中の抵抗)で蒸発は風速に依存しなくなる. この性質は裸地面蒸発に似ている (Kondo・Saigusa・Sato, 1992).

第1表 樹体表面の保水容量 (mmLAI^{-1}), S_{BRANCH} 欄の左側は小枝, S_{STEM} 欄の右側は壮齢木の値.

樹種	S_{LEAF}	S_{BRANCH}	S_{STEM}
マツ	0.15	0.41, 1.4	1.8, 3.3
スギ	0.15	0.48, 1.6	3.1
ヒノキ	0.18	0.28, 0.7	
モミ	0.17	0.58, 1.0	
ヒマラヤシダー	0.18	0.30, 0.8	
サクラ	0.08	0.17, 1.1	—, 4.3
コナラ	0.09	0.17, 0.8	1.3
クリ	0.08	0.25, 0.4	0.9
ハンノキ	0.10	0.28, 0.4	0.8
アオハダ	0.13	0.27, 0.5	0.6
ケヤキ	0.11	0.20	0.4, 0.5
サザンカ	0.10	0.46, 0.9	
モミジ	0.11	0.18, 0.5	
クスギ	0.12	0.41, 1.0	
ナナカマド	0.13	0.36, 0.3	
ドウダンツツジ	0.29	0.19	
モクレン	0.17	0.18	
カン	0.09	0.14	
トサミズキ	0.08	0.40	

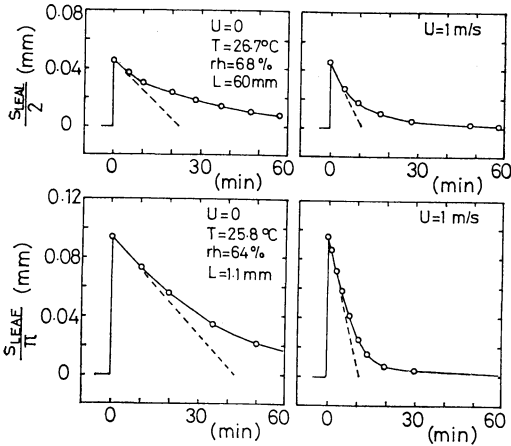
第3図はコナラの葉(上図)とマツの葉(下図)に付いた水の量(薄膜としたときの厚さ)の時間変化である. マツは葉100対の小枝を, コナラは葉8枚の小枝を試料に用いた. 破線は円柱(マツ)または平板(コナラ)が十分に濡れているとした場合の理論計算である. ただしマツの葉は濡れると対同士がくっつくので, その状態の円柱外径(0.8と1.3 mm)の平均値を湿球のスケールLとして用い, コナラの葉については長さの平均値をLとした. 相対湿度を rh とすれば, 乾燥速度は近似的に $(1-rh)$ に比例する. したがって, $rh=60\%$ のときは約1時間以内で, $rh=95\%$ のときは3~5時間で乾燥する. 以上の結果と第2表を参照すると,

$$LAI'/LAI \approx 0.1 \text{ (ヒノキやスギなど)}, \quad (8)$$

$$LAI'/LAI \approx 0.2 \text{ (マツ)} \quad (9)$$

とおくことができる. すると, $LAI=6$ の標準的な森林(以後「標準林」とよぶ)を想定すれば, 幹・枝の保水量は $1 \times 6 \times (0.1 \sim 0.2) \approx 1 \text{ mm}$, 針葉樹の葉の保水量は $(0.15 \sim 0.18) \times 6 \approx 1 \text{ mm}$ とおけるので, 葉・枝・幹の保水量Sの代表値は次のようになる.

針葉樹林(夏)



第3図 第2図に同じ、ただしコナラの葉(上)とマツの葉(下)

$$S_{MAX} \equiv S = 2.0 \pm 0.5 \text{ mm} \quad (10a)$$

落葉樹林(冬)

$$S_{MAX} \equiv S = 1.0 \pm 0.5 \text{ mm} \quad (10b)$$

降水が長時間続くと樹体は十分に濡れる。このときを考えたわけで、それが最大保水容量 S_{MAX} である。この S_{MAX} の設定値には大きな誤差が含まれるけれども、遮断蒸発量の計算結果には大きな影響を与えない(後述)。

上の見積もりと、林内外の降水量の関係などから間接的に見積もられている従来の結果を比較する。桐生試験地のヒノキ・マツ混交林 ($LAI=10$, マツ6+ヒノキ4) では $S=1.92 \text{ mm}$ (鈴木ら, 1979)。笠間天岳良の密なヒノキ林 (材積 $140 \text{ m}^3 \text{ ha}^{-1}$) では $S=1.24 \text{ mm}$ (服部ら, 1982)。Monteith (1975, vol. 1, p. 118) のまとめでは針葉樹林で $S=1.0 \sim 2.1 \text{ mm}$, 落葉樹林(夏)で $S=1.0 \text{ mm}$, 落葉樹林(冬)で $S=0.4 \sim 0.6 \text{ mm}$ 。福島・鈴木 (1987) のまとめでは $S=0.81 \sim 1.94 \text{ mm}$ である。これらと比較すると、式(10)は妥当と思われる。

3.2 降水量が少ない場合

降水の初期には、まず葉が濡れ滴下が始まる。滴下の一部は下層の枝葉を濡らすとともに、他の一部は直接林床に達する。この段階で降水が止むと S は比較的小さい。ところが、降水が継続すると幹も濡れてくるので、 S は大きくなる。このように S は降水量とともに増大する。

そこで、保水量 $S \text{ (mm)}$ は降水量 $Pr \text{ (mmd}^{-1}\text{)}$ が

第2表 葉面積指数と各面積指数の比、ヒノキ林(A, B, D)は斎藤・古野(1982)の資料に今回の測定(葉の乾燥重量/葉の面積 $= 0.28 \text{ kg m}^{-2}$)により換算, ナラ〜カバノ木は Monteith (1976, Vol. 2, p. 242) から引用。落葉広葉樹以下は只木・蜂屋(1968)と只木(1978)から引用。ただしマツの LAI については不確かとされていたので今回の測定(葉の乾燥重量/葉の面積 $= 0.22 \text{ kg m}^{-2}$)により換算。またマツの LAI'/LAI については「地上部現存量密度は樹木によらず一定($\approx 1 \text{ kgm}^{-3}$, 幼木林や低木林は除く)」という経験則(只木, 1978)から推定。最下段(*印)はマツ, スギ以外。

森林	LAI	BAI/LAI	SAI/LAI	LAI'/LAI
ヒノキA	6.5	0.048	0.055	0.10
ヒノキB	3.1	0.052	0.116	0.17
ヒノキD	4.0	0.055	0.052	0.11
ナラ	4.6			0.10
カエデ	5.0			0.03
ポプラ	7.1			0.04
ボダイ樹	4.8			0.07
カバノ木	5.3			0.14
落葉広葉樹	3~7			
常緑広葉樹	5.5~9			
カラマツ	2.5~4.5			
マツ	2~4			0.2
スギ	4.5~8.5			
ヒノキ	5~7			
常緑針葉樹	5~10*			

小さいとき Pr に比例し、大きいとき S_{MAX} に近づくものとし、次のようにおく。

$$S = S_{MAX} [1 - \exp(-Pr/S_{MAX})] \quad (11)$$

4. 遮断蒸発量の測定値と計算値の比較

4.1 測定値

遮断蒸発量を数年間にわたって詳細に測定したのは村井(1970)である。その測定地は盛岡市から北へ約20 km 離れたところにある好摩実験林の標高220 m のA区(アカマツの高木のみ)とB区(アカマツ高木の下に低木層を含む)、標高230 m のQ区(カラマツ林), R区(カラマツの約50%の間伐林), T区(アカマツ・広葉樹混交林)の5林である。A, B区のアカマツは秋に

第3表 遮断蒸発量の測定条件

森林 (最寄り気象官 署とアメダス)	樹高 樹冠閉鎖率 樹齢	備考
好摩A区 アカマツ林 (盛岡, 好摩)	15m 85% 43年	1956年10月~1960年9月 秋に1/3が落葉 推定 LAI=4
好摩B区 アカマツと低木 (盛岡, 好摩)	15m 99% 43年	1957年~1959年 高木の下に低木類 推定 LAI=6
好摩Q区 カラマツ林 (盛岡, 好摩)	10m 95% 28年	1966年9月~1969年8月 過密, 6月着葉11月落葉 推定 LAI=4
好摩R区 間伐林 (盛岡, 好摩)	13m 53%	1966年9月~1969年8月 推定 LAI=2
好摩T区 混交林 (盛岡, 好摩)	11m 92%	1966年9月~1969年8月 カラマツ, コナラ, サク ラ 推定 LAI=6
天岳良 ヒノキ林 (宇都宮, 笠間)	11m 95% 29年	1980年1月~12月 推定 LAI=6

1/3が落葉する。Q, R, T区のカラマツは5月下旬に葉がつき始め, 6月中旬までに着葉を終え, 10月下旬まで葉量一定, 11月末までに完全に落葉する。

また, 服部ら(1982)は茨城県岩瀬町にある標高270mの天岳良のヒノキ林で1980年に遮断蒸発量を測定している。これらの測定条件一覧を第3表に示した。

4.2 計算条件

降水中の I_{POT} は, 1986~1990年の5年間について調べた $Pr \geq 5 \text{ mmd}^{-1}$ の多降水日の気温, 比湿の月平均値(降水日数の重みづけ平均値)を用いて計算する。「降水中」の日射量は, 近藤・中村・山崎(1991)の実験式において日照率ゼロのときを参考にして, 大気外水平面日射量の0.1倍とした。また, 下向き大気放射量は, 同論文において雲の効果をおろすファクターを0.2として計算した。この0.2はKondo(1967a)による「降水中」の値と矛盾しない。少降水日 ($0 < Pr < 5 \text{ mmd}^{-1}$) であ

っても「降水中」は一般に雲が厚いので I_{POT} は多降水日の条件で計算する。

計算に用いる対象森林上の月平均風速は次の2種類(U_A, U_B)を用いる。 U_A は最寄りの気象官署の実測風, ただし風速計の高さ z (m) を50mに換算した場合の風速。この際, 気象官署ごとの地表面粗度 z_0 (桑形・近藤, 1990; 1991)を用いて補正する。 z_0 は方位によって異なるので $\log z_0$ の360度平均値とする。 U_A は実測風速の月平均値 U_{OBS} から次式によって計算する。

$$U_A = \alpha_1 U_{OBS} \quad (12)$$

$$\alpha_1 = \frac{\ln(50/z_0)}{\ln(z/z_0)}$$

α_1 は風速計高度の補正係数である。

U_B は森林(粗度 $z_{01}=1\text{m}$ とする)上の高度50mにおける地域代表風速で, 以下の方法で推定する。まず1971~1980年の10年間の高層気象観測所における上空850hPa面の月平均風速(気象庁統計資料)を地図上にプロットし, 等値線を描く。等値線は滑らかに描ける。ただし館野のみ約0.8倍の風速で弱いので無視して等値線を描いた。これは中部山岳の影響によるものと思われる。この図から粗度 z_0 をもつ各気象官署の風速計高度 z の風速 U_{CAL} を計算する。その際, ロスビー数相似則を用いる(近藤, 1982, p. 111参照)。この風速 U_{CAL} は地形の影響のない平坦地の高度 z の風速である。広い平野部での風速は U_{CAL} にほぼ等しいが, 内陸での風速は平均的に U_{CAL} の0.67倍である(近藤・桑形・中園, 1992)。

地形の影響や地表面粗度の影響を表わす係数として次を導入する。

α_2 : 地形効果の係数, 年間一定値を仮定

α_{MEAN} : α_2 の内陸気象官署106地点の平均 (=0.67)

α_3 : 粗度の違いの補正係数, z_0 から $z_{01}=1\text{m}$ へ

α_4 : 地域代表風速を求める係数

$$\alpha_2 = \langle U_{OBS} \rangle / \langle U_{CAL} \rangle = U_A / U'$$

$$\alpha_3 = U' / U_{50}$$

$$\alpha_4 = (\alpha_{MEAN} \alpha_1) / (\alpha_2 \alpha_3)$$

$\langle \rangle$ は年平均値を意味する。 U' は風速の対数分布を仮定し U_{CAL} を高度50mに補正した風速, U_{50} はロスビー数相似則によって計算される $z_{01}=1\text{m}$ 上の高度50mの風速, ただし地衡風速 $=10 \text{ ms}^{-1}$ のときを仮定。 $\alpha_1, \alpha_2, \alpha_3, \alpha_4$ は気象官署ごとに異なる年間一定の係数である。これらを用いれば(近藤・桑形・中園, 1992)

第4表 落葉疎林, 落葉林, 疎林, 標準林, 密林モデルの葉面積指数 LAI(落葉林は LAI'), 樹木の最大保水容量 S_{MAX} (mm), 樹冠の閉鎖率 Ω , 森林のバルク輸送係数 C_H の表. 樹高=15m, 風速・気温・比湿の条件を与える基準高度=50m の場合, 落葉林は, 枝と幹は円柱からなるとして C_H を想定してある.

	落葉疎林	落葉林	疎林	標準林	密林
LAI	0.35	0.7	3	6	9
S_{MAX}	0.5	1.0	1.5	2.0	2.5
Ω	0.6	0.9	0.6	0.9	1.0
C_H	0.012	0.013	0.011	0.0078	0.0064

$$U_B = \alpha_4 U_{OBS} \quad (13)$$

U_B は地表面粗度と風速計高度を一定とした場合の風速で, 等値線は滑らかに描ける. 岬などでは $U_B < U_A$, せまい谷合いなどでは $U_A < U_B$, 日本全体として, 岬・島・山岳山頂の気象官署49地点を除く内陸気象官署106地点の平均では $U_A \approx U_B$ となる. 係数 α_{MEAN} を導入したのは, 森林が山合いに多いことを考慮したものである.

なお, 上記の風速を求める方法から理解されるように, U_B は 100 km 程度のスケールの地域を代表する風速と見なされる. 本研究で対象とした盛岡では $\alpha_1 = 1.40$, $\alpha_4 = 1.04$, 宇都宮では $\alpha_1 = 1.37$, $\alpha_4 = 1.53$ である. これらを用いて得た風速推定の誤差が遮断蒸発量に及ぼす影響は第5章で論じる.

4.3 森林モデル

遮断蒸発量が測定された森林では, 葉面積指数などのパラメータが不明であるので, 第4表のとおり森林モデルを設定する.

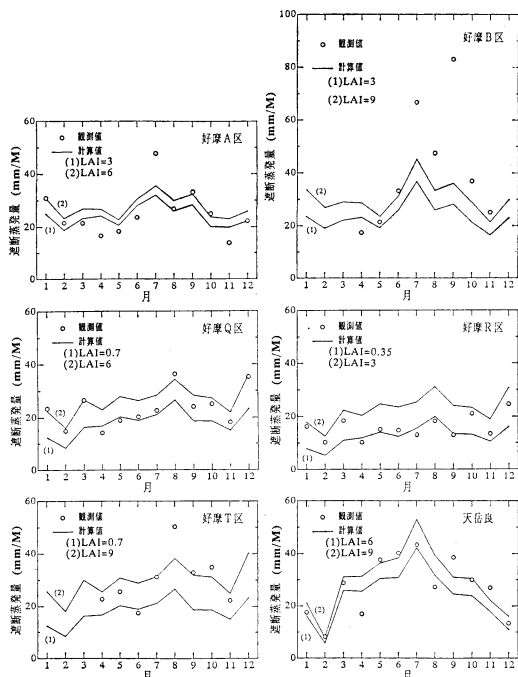
4.4 遮断蒸発量の計算

森林条件が設定されたので, 第2章で述べた原理によって遮断蒸発量は熱収支の方法で計算される.

4.5 遮断蒸発量の比較

地域代表風速 U_B を用いた場合の遮断蒸発量のモデル計算と実測値の季節変化が第4図に示されている. 面積指数 LAI または LAI' は測定されていないので, それらは2種類を想定してある.

遮断蒸発量の測定は大変難しい. 特に融雪期には, 樹冠の雪が融けて樹幹流となったり, 雪の塊が一度に林床に落下したりするので, 測定値の代表性が問題となる. また, 遮断蒸発量の実測は大きい量(林外降水量)と大



第4図 遮断蒸発量の計算値(実線)と観測値(丸印)の季節変化の比較

きい量(林内降水量+幹を流れる雨水量)の差として求められたもので誤差は小さくない. その際に, 林外降水量を試験林の平均値として用いるが, 距離 500 m 以内であっても月降水量の代表性の誤差は, 大きいとき20~30 mm もある(近藤・渡辺, 1991). 林内雨量分布は複雑で, さらに大きな誤差が含まれる. この誤差がそのまま実測の遮断蒸発量月合計値の誤差になる. このことを考慮して, 計算と実測を比較しよう.

まず好摩のA区~T区の計算については, 日々の降水量はアメダス(好摩)の観測値を用いたが, 他の気象要素は盛岡の5カ年間の月平均値を用いた. 遮断蒸発量はA区では全体として一致しているとみてよいだろう. B区では7~9月の実測が大きい. 特に9月の実測値は計算値より 50 mm も大きい. この傾向は隣のA区ではみられない. 50 mm の差は観測誤差の期待値より大きい. その原因は, B区では夏期に低木層が密に着葉し, 林内降水量にまだらができ, 降水量が小さめに観測されたことによるのかもしれない. さらに, この実測を行なった村井宏教授(私信)によれば, B区では夏に茂る低木類の幹を流れる雨水(樹幹流下量)が測定されていないので, 遮断蒸発量の測定値が大きめにでている可能性があ

る。

カラマツ林のQ区, 間伐林のR区, 混交林のT区とも, 実測と計算は全体として一致している。A, Q, R区で注目すべきは, 12月~3月の降雪期には一部が落葉しているにもかかわらず遮断蒸発量の実測値はあまり減少しないことである。この原因は雪の降水継続時間 τ が雨に比べて約1.6倍大きいことによる(第1図)。本研究では τ の違いを区別しないで計算した。また, 雨(蒸発)と雪(氷点下で昇華)の区別もしていない。もう一つの原因は, 雪片は雨滴より樹体に付着しやすい性質によるのかもしれない。しかし結果からすると, 実用的には, これら2つのことを考慮に入れないで, 降雪期でも常緑針葉樹の葉面積指数は夏期と同じとした計算でよさそうである。

天岳良については, 降水量は現地における日々の観測値を用い, 他の気象要素は宇都宮の5カ年間の月平均値を用いた。遮断蒸発量の計算値と実測値は全体として一致している。なお, 降水量として現地観測値を用いないで, アメダス(笠間)における値を用いると年遮断蒸発量は23~26 mm^{-1} (約8%, LAIに依存)小さくなる。

5. 遮断蒸発量の敏感度

各地の気象官署と同じ気象条件のところに「標準林」が仮に存在するとする。遮断蒸発量の計算誤差をみるために敏感度テストを行なう。この際, 好摩A区で用いた気候条件と降水量頻度分布を基準とする。降水日の気温を $+1^{\circ}\text{C}$, 相対湿度を5%, 風速を $+1\text{ms}^{-1}$, 下向き大気放射量 $L\downarrow$ を $+10\text{Wm}^{-2}$, 降水継続時間の τ_{MAX} を+6hr, 同係数 μ を2倍に, 毎日の降水量を2倍に, 森林条件の S_{MAX} を $+0.5\text{mm}$, Ω を $+0.1$, LAIを+3(C_H も同時に変わる), それぞれ独立に変化させた場合について計算し, 基準のときの年遮断蒸発量との違いを第5表に示した。この敏感度から, モデル計算による年遮断蒸発量の評価誤差は約 $\pm 40\text{mm}$ 程度と考えられる。

本研究では, 降水は昼夜の区別なく起こるとしているが, 仮に日中(12時間以下)のみに降るとして計算すると, LAI=6のとき年遮断蒸発量は12%多くなる。

なお, 全国気象官署153地点の近くの標準林について, 実測風 U_A を用いたときと U_B を用いたときを比較してみると, 年遮断蒸発量の標準偏差は $\pm 35\text{mm}^{-1}$ となり, 風速推定誤差は遮断蒸発量に本質的な誤差を生まない。

第5表 遮断蒸発量の敏感度。基準は LAI=6 の標準林, 好摩A区 の条件 (年平均の気温 = 10.7°C , 水蒸 = 12.6mb , 風速 = 3.2ms^{-1} , 降水量 = $1,322\text{mm}$, $\geq 1\text{mm}$ の降水日数 = 147日, $\geq 5\text{mm}$ の降水日数 = 78日) としたとき年遮断蒸発量 = 319mm^{-1} 。

要素	要素の変化幅	遮断蒸発量の変化 mm^{-1}
気温	$+1^{\circ}\text{C}$	+25
相対湿度	+5%	-24
風速	$+1\text{ms}^{-1}$	+16
$L\downarrow$	$+10\text{Wm}^{-2}$	+9
τ_{MAX}	+6hr	+25
μ	2倍	+23
降水量	毎日2倍	+62
S_{MAX}	$+0.5\text{mm}$	+49
Ω	+0.1	+5
LAI	+3	-8

6. あとがき

熱収支モデルによって森林の遮断蒸発量を計算した。既往の測定値と比較したところ, 観測誤差内で計算値と一致した。今後, 精密化するために, とくに雪粒子と雨滴の樹体への付着の違いや, 雪の融解・凍結の効果などを明らかにしたい。ほか, 遮断蒸発量を測定する際, 通常, 林外雨量は対象とする森林周辺の1箇所ではしか観測されておらず不十分と考えられるので, 何箇所でも観測すべきかを明らかにしたい。

謝 辞

東北大学附属農場の阿部篤郎教授ほかの方々からは試験用の樹木の伐採に御協力を, 岩手大学大学院連合農学研究科の村井宏教授からはコメントを, 森林総合研究所関西支所の服部重昭博士からは降雨観測資料, 京都大学の福嶋義宏先生からは森林資料の提供を受けた。東北大学理学部の桑形恒男博士には気象統計資料の整理, 村田一則さんには風洞の製作, 田村三男さんには樹木材料の採集を手伝っていただいた。ここに謝意を表します。

参 考 文 献

- 服部重昭・近風弘栄・竹内信治, 1982: ヒノキ林における樹冠遮断量測定とその微気象学的解析。林試研報, 318, 79-102。
 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, 79, 35-52.

Kondo, J., 1967 a: Analysis of solar radiation and downward long-wave radiation data in Japan. *Sci. Rep. Tohoku Univ., Ser. 5, Geophys.* 18, 91-124.

———, 1967 b: Psychrometric constant for different sizes of the wet-thermometer. *Sci. Rep. Tohoku Univ., Ser. 5, Geophys.*, 18, 125-137.

近藤純正, 1982: 大気境界層の科学. 東京堂出版, pp. 219.

———, 石井正典, 1992: 熱収支法による樹冠遮断蒸発量の推定と観測との比較. *水文・水資源学会誌*, (印刷中)

———, 桑形恒男・中園 信, 1992: 地域代表風速の推定法. *自然災害科学* (印刷中)

———, 中村 亘・山崎 剛, 1991: 日射量および下向き大気放射量の推定. *天気*, 38, 41-48.

———, 渡辺 力, 1991: 広域陸面の蒸発—研究の指針. *天気*, 38, 699-710.

Kondo, J., N. Saigusa and T. Sato, 1992: A model and experimental study of evaporation from bare soil surfaces. *J. Appl. Meteor.*, 30; No. 3.

———, and T. Watanabe, 1992: Studies on the bulk transfer coefficients over a vegetated surface with a multilayer energy budget model. *J. Atmos. Sci.*, (Submitted)

桑形恒男・近藤純正, 1990: 東北南部から中部地方までのアメダス地点における地表面粗度の推定. *天気*, 37, 197-201.

———, 近藤純正, 1991: 西日本アメダス地点における地表面粗度の推定. *天気*, 38, 491-494.

Monteith, J.L. (ed.), 1975: *Vegetation and the Atmosphere*, Vol. 1. Academic Press, pp. 278.

———, 1976: *Vegetation and the Atmosphere*, Vol. 2. Academic Press, pp. 439.

村井宏, 1970: 森林植生による降水のシャ断についての研究. *林試研報*, 232, 25-64.

斎藤秀樹・古野東州, 1982: 尾鷲および下北山にあるヒノキ林の物質生産. *日林誌*, 64, 209-219.

鈴木雅一・加藤博之・谷 誠・福嶋義宏, 1979: 桐生試験地における樹冠通過雨量, 樹幹流下量, 遮断量の研究 (II). *日林誌*, 61, 391-398.

只木良也, 1978: 森林現存量と物質生産 (大政正隆監修「森林学」の第4章), 共立出版, 63-83.

———, 峰屋欣二, 1968: 森林生態系とその物質生産. *林業科学技術振興所*, pp. 64.

日本気象学会および関連学会行事予定

行 事 名	開 催 年 月 日	主 催 団 体 等	場 所	備 考
地球惑星科学関連学会 合同大会	1992年 4 月 7 日 ~10日	地球電磁気・地球惑星圏 学会, 地震学会, 火山学 会, 測地学会, 地球化学 会	京都大学教養部 (京都)	
Quardrennial Ozone Symposium	1992年 6 月 4 日 ~13日	IAMAP/IOC	アメリカ Virginia 大学	Vol. 38, No. 4
第 4 回水資源に関するシ ンポジウム	1992年 8 月 3 日 ~ 4 日	日本学術会議, 気象学会 など	日本学術会議	Vol. 38, No. 9
日本気象学会 1992年度春季大会	1992年 5 月 26日 ~28日	日本気象学会	工業技術院つくば 研究センター (つくば)	
第11回雲と降水に関する 国際会議	1992年 8 月 17日 ~21日	IAMAP/ICCP	カナダモントリオール McGill 大学	Vol. 38, No. 4
第13回ニュークリエーシ ョンと大気エアロゾルに 関する国際会議	1992年 8 月 24日 ~28日	IAMAP, CNA, ICCP	アメリカユタ州 Utah 大学	Vol. 38, No. 1
日本気象学会 1992年度秋季大会	1992年 10 月 7 日 ~ 9 日	日本気象学会	教育文化会館 (札幌)	