

水工学シリーズ 05-A-4

森林の洪水低減・渇水緩和機能とその定量評価法

徳島大学工学部 建設工学科 教授

端野 道夫

土木学会

水工学委員会・海岸工学委員会

2005 年 8 月

森林の洪水低減・渇水緩和機能とその定量評価法

Forest conservation function of reducing flood and drought and its evaluation

端 野 道 夫

Michio Hashino

1. はじめに

森林流域は、荒廃裸地流域に比べ、洪水のピーク流量を低減させ、無降雨時の基底流量を増大させる、いわゆる水源かん養機能があることが知られていることから、森林は俗に「緑のダム」と呼ばれ、自然環境保全からの期待と関心が高い。しかし、世間一般では、森林の水循環及び関連の素過程（遮断蒸発過程、蒸散過程、浸透・流出過程）についての正しい認識と理解がなされていることは極めて希であって、ときには森林の水源かん養機能の限界を超えた、過度の期待が森林整備に寄せられることがある。

このような状況に鑑み、本文では、森林流域における水循環とその素過程について概説した後、主として吉野川の上、中流支川に設置された森林試験流域（白川谷、奥野井、横野谷）での現地水文・気象観測データを用いた解析から得た研究成果を紹介する。その中で、水源かん養機能（洪水低減・渇水緩和機能）の実態と限界について言及し、最後に洪水低減機能の定量的評価指標を提案する。

2. 森林流域における水循環と素過程

2.1 水循環場としての森林流域

森林流域の水循環は土壌・植生・大気が有機的に連結した一つの連続体を構成していると考えられる。したがって、図2-1に示すように、森林流域での水循環機構は主として、樹冠に付着した雨水の蒸発である「遮断蒸発過程」、地表に到達した雨水が浸透降下した後に溪流へと流出する「浸透・流出過程」および樹木が土壌水分を吸い上げて葉の気孔から水蒸気を大気中に放出する「蒸散過程」からなるを考える。

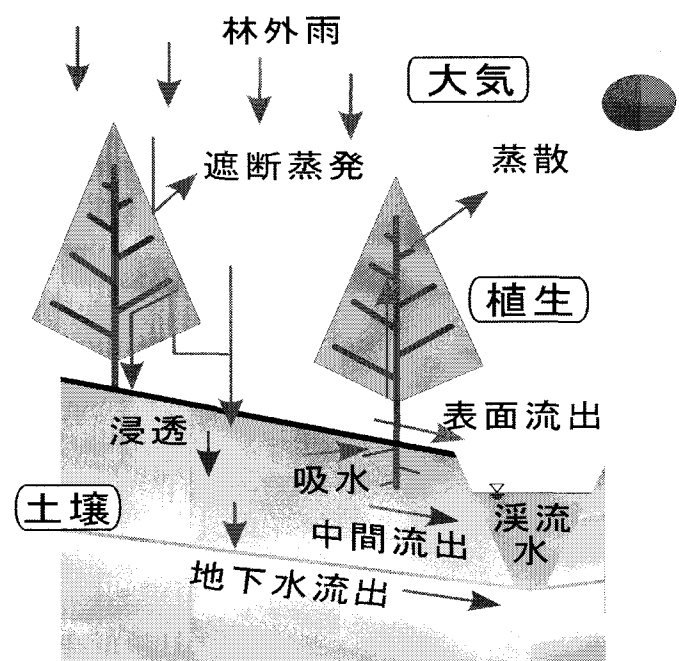


図2-1 森林流域の水循環

2.2 樹冠による遮断蒸発

図 2-1 に示すように、林冠に到達した雨水（林外雨）は、樹冠通過雨量（樹冠の隙間を通過した直達雨量と滴下雨量の和）、樹幹流下量、樹冠遮断量に大別される。それゆえ、樹冠遮断量は林外雨量と林内雨量（樹冠通過雨量と樹幹流下量の和）の差で与えられる。現象的には、降雨中および降雨後における林冠からの雨水の蒸発と定義される。一雨の林外雨量 P と樹幹通過雨量 P_T 、樹幹流下量 P_S の観測によれば、世界各地の森林での（単位面積当たりの）樹冠遮断量 I は次式のように林外雨量 P とほぼ線形関係があることが知られている。

$$I = a \cdot P + b \quad (2-1)$$

ここに、 a 、 b ：それぞれ回帰係数と回帰定数。わが国の森林の遮断率（ほぼ、係数 a と等しい）は 13～26%の間にあり、ほとんど 20%前後に集中している¹⁾。すなわち、一雨の降雨量の約 20%程度は地表面に落ちることなく、降雨中に大気中へ蒸発していることになる。

湿度が 90%以上になる降雨中に、このような遮断蒸発が発生するということは一見奇異に思える。しかし、遮断蒸発の定義より明らかなように遮断蒸発量とは最終的に地表へ届かなかった降水量のことであるから、樹冠に衝突して飛沫状になった雨滴が、樹冠付近で浮遊し、風の乱れによって地上へは落ちずに輸送され、大気中へ戻っていくと考えることができよう。筆者らは、こうした作業仮説の下に、多層樹冠タンクモデルを用いた微気象学的研究を進めた結果、300–400mm 程度の豪雨時では、樹冠遮断量の数 10%以上は、樹冠面上での雨滴衝突により生成された微細水滴であることを明らかにした²⁾。さらに、樹冠面で生成された飛沫微細水滴は、風の乱れ成分によって樹冠から上空へ乱流拡散し風下平野部に移流拡散されながら水蒸気になることを乱流輸送理論と湿度の降雨時観測データ（樹冠面、樹冠上空 7m、平野部）で確認した³⁾。

一般に、樹冠面積が大きいほど、即ち、樹冠密閉度が高いほど、遮断蒸発率が高くなるから、洪水低減機能が高いことになり、治水にはプラスに働く。反面、河川に流出する水量が減少するから利水にはマイナスに働く。こうした遮断率の急激な変化は、伐採したときに生じるが、その事例を 2.5 で示す。

2.3 森林土壌層の特性と浸透・保水性

森林土壌は、土壌表面から A_0 層、 A 層、 B 層および C 層という異なった孔隙の規模と量を有する複数の土壌層が成層した構造になっている。森林の土壌表面は A_0 層と呼ばれる落葉落枝やその粉砕・腐朽したもので覆われているため草地などと比較して浸透能が高い。また、 A_0 層や A 層のように、有機物が豊富なために樹木の根系が発達し小動物（モグラ、ネズミ、ミミズ等）の営巣活動が活発な層では、大変大きな孔隙（粗大孔隙、粗孔隙、時として数 mm 以上の径の孔隙）の発達が確認されている。

B層やC層では、基岩の風化等による土壌生成作用のみによって土壌層が作られるため、A層のように大きな孔隙は発達せず細孔隙が主体となる。表層では土壌孔隙が大きいから浸透性は高い代わりに土壌孔隙内の負圧（サクションと称される）は小さいため一時的な貯留機能は高いが長期的な保水性は低くなる。一方、深層では孔隙サイズが小さくなると浸透性では劣るものの逆に負圧は高いことから長期的保水性に優れている。

散水式浸透計により土地被覆条件別の最終浸透強度を計測した村井ら⁴⁾の調査によれば、林地平均値に比較して人工草地は半分以下であること、同じ林地でも広葉樹天然林は針葉樹林よりも高い浸透能を発揮していることが分かっている。しかし、こうした浸透計による計測値は、自然降雨の場合に比較して一般に過大な浸透能を与える。これは計測手法の関係で微少区域に集中して散水されることから、周辺の乾いた土層へ相当量の水分が容易に横移動するためである。したがって、こうした浸透計により計測された浸透能は、土壌層や植生の相違によって、どの程度浸透能が異なるかを比較する、相対的な値として位置づけるべきである。

以上の知見は森林土壌の定性的な特性を理解する上で非常に価値があるが、森林土壌特性の水源かん養機能に対する寄与を具体的に検討するためには、浸透現象を定量化しうるモデルによって流出解析を行い、流出成分の変化を通して検討を行うべきである。即ち、後述するように数 mm/h 以上の降雨が降り続く豪雨では、流域斜面の森林土壌層は斜面下流端付近から浸透水で飽和になり、地表面流が発生する。この地表面流は、森林土壌の保水量に含めることは妥当ではなく、こうした森林土壌の保水力の限界についての解析事例を後章で示す。

森林土壌が十分発達している地域では、森林施業等により森林土壌を破壊しないで維持管理することが肝要であって、積極的に（水源かん養機能の高い）より良好な森林土壌の形成を短期間（数年〜数10年）に促進させるような森林施業は、現実には不可能と言わざるを得ない。なぜならば、長い年月が経過した森林では、腐植層の下に、褐色の層ができるが、そうした褐色の層をもつ土壌が形成するには、硬い岩石では1000年以上、柔らかい物質でも数100年以上⁵⁾の長い年月が必要とされている。

2.4 樹木の蒸散

土壌内へ浸透した雨水は必ずしもすべて流出するのではなく、その一部は降雨の合間に樹木の根系によって吸収され、最終的に樹冠の気孔から大気中に放出される。これは蒸散過程と称されており、前述の遮断蒸発過程とは異なって樹木の生理現象を介している点が最大の特徴である。植物は自らの成長を二酸化炭素と水と光（光合成）にたよっており、二酸化炭素を葉に取り入れる必要がある。二酸化炭素を取り入れる気孔からは、必然的に水蒸気が出てゆく。その結果、植物は葉から水分を失うから、常に水分を補給しなければ生きていけない。根系から吸収される水分のうち、光合成によって二酸化炭素と結合するのは1%以下で、これに呼吸などの物質代謝に必要な水分を加えても、吸収した全水分量の5%

以下にすぎない。すなわち、95%以上の水分は単に樹体を通過するだけで大気中に放出されることになる⁶⁾。樹木の蒸散は土壌水分を消費するため、水資源の面からは、マイナスであるが、微生物から鳥類まで様々な動物に生活の場を提供することで生態系を支え、豊かな孔隙性を有する森林土壌の育成と維持に貢献している。

蒸散量は植物体表面の温度とこれに接する空気中の蒸気圧に左右され、これらは日射、気温、湿度、風速、などの環境条件、さらにはこれら環境条件を左右する時刻、季節、場所により異なる。また、根への土壌水分の供給、蒸散面、主として葉の形状、性質、位置、したがって植物の種類、年齢、生長の早さなどによっても異なる⁶⁾。林木の蒸散量測定には、樹液流法、迅速葉重量法、ポロメーター法などが用いられるが、森林流域を対象とする場合、流域内には水面、林地面、雪面、植物体表面等が存在するため、蒸散以外の、物体表面からの蒸発も含めた、蒸発散量を推定することになる。

蒸発散量の測定法には、①水収支法（降水量と流出量を計測し、その差を蒸発散量とする）、②ライシメーター法（土壌標本を容器につめて植物を植え、水収支を計量して求める）、③土壌水分変化法（土壌水分計を埋設して土層中の水分変化を測定し、水収支式から推算する）、④チャンバー法（植物に透明なプラスチックテントをかぶせ、裾も密閉し換気孔から強制的に空気を送り込んで他の換気孔から排气させ、両換気孔で測定した湿度差から蒸発散量を算定する）があるが、実際の流域規模では、間接的測定法である水収支法しか使えないのが実状である。

蒸発散量の推定法には、①渦相関法、②熱収支法、③空気力学法、④混合法、等が提案されている。特に森林域の蒸発散量の推定には Penman-Monteith 式¹⁾がよく用いられているが、この式には、純放射量（あるいは日照時間）、2 高度での風速、気温、水蒸気圧等の多くの気象観測データが必要であり、こうした観測計器が完備されていない通常の森林流域には利用できない。

植物で完全に覆われた土地において水分の供給が十分である場合の蒸発散量は可能蒸発散量と呼ばれるが、Hamon は気温資料だけから月平均可能蒸発散量を推定する経験式 (2-2)を提案している⁷⁾。この式は日単位でも使えるので、日蒸散量のおおよその見積りに便利である。

$$E_p = 0.140 \cdot D_o^2 \cdot Q_t \quad (2-2)$$

ここに、 E_p ：日可能蒸発散量 (mm/day)、 Q_t ：日平均気温に対する飽和絶対湿度、 D_o ：可照時間 (12hr/day)。たとえば、徳島市における 7 月 ($D_o=1.177$) の日平均気温 26°C ($Q_t=23.8\text{g/m}^3$) の場合、可能蒸発散量は $E_p=4.6\text{ mm/day}$ 程度である。一方、(2-1)式において $a=0.2$ として算定される日降水量 100mm/day に対する樹冠遮断蒸発量 20mm と比較すれば、森林流域では、降雨日の遮断蒸発量の方が通常(2-2)式で与えられる蒸散量よりも数値の上下の変動が激しく、日降雨量が 100mm 以上になれば、日蒸散量の数

倍以上の雨水が1日で遮断蒸発することになる。

2.5 森林の間伐と水源かん養機能の関係⁸⁾

徳島県白川谷森林試験流域（三好郡山城町）における過去の伐採記録（1986年～1992年）に基づいて、間伐による樹冠密度の変化を推定するとともに、流域年間水収支から年流出量を算定して、両者の関係を調べれば、間伐に伴う樹冠支配面積率の減少とともに、年流出率は概ね線形的に増加することが分かった。このことは、間伐をすれば、それだけ、遮断蒸発面である林冠の枝葉面積や蒸散面である気孔面積が減少するためであり、その結果として年蒸発散量が減少したことを意味する。したがって、伐採は、流出量を増加させるため、水資源面から見れば、プラス効果になる。

一方、各年度で発生した洪水イベントについて最大降雨強度と最大流出高の比として定義した洪水ピーク流出係数の年平均値と樹冠支配面積率との関係については、樹冠支配面積率の減少につれて年平均ピーク流出率は、概ね増加傾向にあることが見られた。このことは、間伐による樹冠枝葉面積の減少に伴い、遮断蒸発量減少を意味し、(2-1)式の妥当性を裏付けるものであり、「伐採による流量増加は高水時、低水時両方に現れる。」¹⁾ という一般的知見をも実証するものである。すなわち、森林の伐採は水資源の増加をもたらすものの、洪水ピーク流量の増大にもなり、洪水低減にはならない訳である。

3. 森林流域における水循環素過程の数理モデル

3.1 遮断蒸発モデル

筆者らは、これまで遮断蒸発過程について異なる角度より種々の研究をしてきたが^{2) 3) 8) 9) 10)}、ここでは実用的な遮断量推定モデル¹⁰⁾について述べる。

現地観測によれば、林外雨量と林内雨量(樹冠通過雨量+樹幹流下量)の差で定義される樹冠遮断蒸発量 I は、降雨量 P が 300～400mm にもなって発生している。詳細に見ると、降雨開始後、ある臨界降雨量 P_C までは、遮断蒸発率 I/P は急激に低下し、 P が P_C 以上になると、 I/P はほぼ一定となる。こうした非線形的傾向は、針葉樹に限らず広葉樹でも観測されており、変数増減法による回帰分析により、実用に耐える次式(重相関係数 0.963 以上)を得た。

$$I = C \exp(a_T T + a_H H + b_r \ln P) P, \quad (P \leq P_C) \quad (3-1a)$$

$$I = C \exp(a_T T_C + a_H H_C + b_r \ln P_C) P, \quad (P \geq P_C) \quad (3-1b)$$

ここに、 T, H, P : それぞれ、降雨開始後からの積算平均気温、積算平均飽差、積算降雨量； a_T, a_H, b_r, C : 回帰係数及び定数であり、 T, H の添え字は P が臨界降雨量 P_C を越えた時刻における T, H の値を示す。この式の回帰係数は単木に対するものであるが、 C と P_C 以外の回帰係数

a_T , a_H , b_r は、流域平均の遮断蒸発量推定にそのまま用いることにし、後述の期間流域水収支解析から同定するパラメータは C と P_c とする。また、簡単のため、日単位の降雨量、平均気温、平均飽差のデータに(3-1)式を用いて日遮断蒸散量を推定し、主な洪水時の時間降雨量に対する時間遮断蒸発量は、日降雨量に対する時間積算降雨量の比で配分する。

奥野井森林試験地(徳島県麻植郡山川町奥野井)のスギ、ヒノキ(常緑針葉樹)及び横野森林試験地(徳島県美馬郡脇町横野)のコナラ、アベマキ(いずれもブナ科の落葉広葉樹)の単木についての数10の降雨イベントに対する遮断蒸発量と気象観測データを用いた(変数増減法による)回帰分析結果を表3-1に示す。この表より明らかなように、樹種の違いに関係なく、遮断蒸発率に寄与する説明変数は、飽差と降雨強度であることが分かる。すなわち、気温と湿度から与えられる飽差は、遮断蒸発率を増大させる方向に働くのに対し、降雨強度は、遮断蒸発率を減少させる方向に働く。気温についても、飽差と同じく、遮断蒸発率を高める方向に働くことが予想されたが、奥野井のコナラ、アベマキについては、逆の結果となっている。風速については、スギ(奥野井)以外は、遮断蒸発率を減少させる方向となっている。

表 3-1 遮断蒸発量に関する回帰分析結果

試験地	樹種	説明変数	説明変数に関する係数					臨界降雨量 P_c (mm)	重相関係数
			a_T	a_H	a_w	b_r	C		
奥野井	スギ	T, r	0.025			-0.241	0.638	60	0.950
		T, H, r	0.021	0.156		-0.220	0.607		0.963
		T, H, W, r	0.024	0.109	0.218	-0.224	0.539		0.966
	ヒノキ	T, r	0.014			-0.094	0.577	60	0.993
		T, H, r	0.012	0.085		-0.083	0.557		0.994
		T, H, W, r	0.010	0.114	-0.132	-0.080	0.600		0.994
横野谷	コナラ	T, r	0.000			-0.222	0.433	20	0.879
		T, H, r	-0.019	0.314		-0.195	0.381		0.923
		T, H, W, r	-0.051	0.782	-0.377	-0.176	0.790		0.952
	アベマキ	T, r	0.068			-0.448	0.163	20	0.831
		T, H, r	0.034	0.468		-0.398	0.146		0.910
		T, H, W, r	0.000	0.842	-0.292	-0.365	0.290		0.931

他流域に応用する場合、流域レベルの信頼できる気象データとしては、気温、飽差、及び降雨強度を用いる方法を推奨したい。高松、徳島、高知、松山等の基幹気象観測所では1961年から日単位での、気温、湿度、日照時間等が観測されており、これを利用することができるので、飽差は勿論のこと、後

述の日蒸散量の推定に必要な理論純放射量も計算ができる。降雨量以外に日気温しか利用できない場合は、解析対象流域に近い基幹気象観測所における、過去数十年間の気象データを利用して、日平均湿度と日平均気温、日照時間、日平均風速、日降雨量についての回帰分析を実施し、得られた回帰式により湿度を推定し、目的とする飽差を計算することができる。また、推定された湿度と気象庁のアメダス気象観測データ（気温、日照時間、風速、降水量）を用いれば、理論純放射量も計算でき、したがって、後述の日蒸散量の推定にも使用できる。

3.2 蒸散モデル

(1) 単木に対するヒートパルス蒸散モデル^{11) 12) 13) 14)}

筆者らは、蒸散に伴う樹幹内樹液の上昇流速（ヒートパルス速度）に着目し、これと樹冠での蒸散強度および根系での吸収強度との関係を定式化することで蒸散量の推定法を開発した。ただし、ヒートパルス速度は実際の樹液流速そのものではなく、幹に差し込んだヒーターで樹液を加熱し、それによって発生した熱パルス（ヒートパルス）をトレーサーとしてサーミスタにより熱パルスの移流速度としてモニタリングされたものである。本モデルでは気温、湿度、純放射量（無ければ日照時間）とヒートパルス速度を用いてモデルの未知定数を同定するが、一旦、モデル定数が求まれば以後はヒートパルス速度を必要としない点で、林学の研究者らによって提案されているヒートパルス速度を利用した蒸散量推定手法とは大きく異なる。

単木の樹冠からの蒸散強度を E_T (mm/h)、根系からの土壌水分の吸水強度を E_S (mm/h) とすると、樹冠及び樹木内部の水分量 S (mm) に関する収支式は次式で表される。

$$\frac{ds}{dt} = E_S - E_T \quad (3-2)$$

日の出前の水分ストレスが作用していない状態での樹木内部水分量を S_C とすると、日の出とともに光合成に伴って樹体内の水分量 S が S_C より減少する。この水分欠損量を水分ストレス高 S_{TR} (mm) と呼ぶことにすれば、

$$S_{TR} = S_C - S \quad (3-3)$$

水分ストレス高 S_{TR} を用いて (3-2) 式を書き換えると

$$\frac{dS_{TR}}{dt} = E_T - E_S \quad (3-4)$$

ところで、ヒートパルス速度 V_h と吸水強度 E_S はほぼ比例関係にあることが知られている¹⁵⁾。

$$V_h = K \cdot E_s \quad (3-5)$$

この吸水強度は、樹体内水分ストレス高 S_{TR} に大きく依存するが、日の出後の水分ストレス増加時と、午後から夕方にかけての水分ストレス減少時では、 $E_s - S_{TR}$ 関係は異なると考えられることから、樹木の吸水強度 E_s と水分ストレス高 S_{TR} の関係を次式のように仮定する。

$$E_s = \begin{cases} \alpha_1 \left(\frac{S_{TR}}{\Delta t} \right)^{m_1} & \left(\frac{dS_{TR}}{dt} > 0 \right) \\ \alpha_2 \left(\frac{S_{TR}}{\Delta t} \right)^{m_2} & \left(\frac{dS_{TR}}{dt} < 0 \right) \end{cases} \quad (3-6)$$

ここに、 $\alpha_1, \alpha_2, m_1, m_2$: パラメータ、 Δt : 計算単位時間 (2 分)

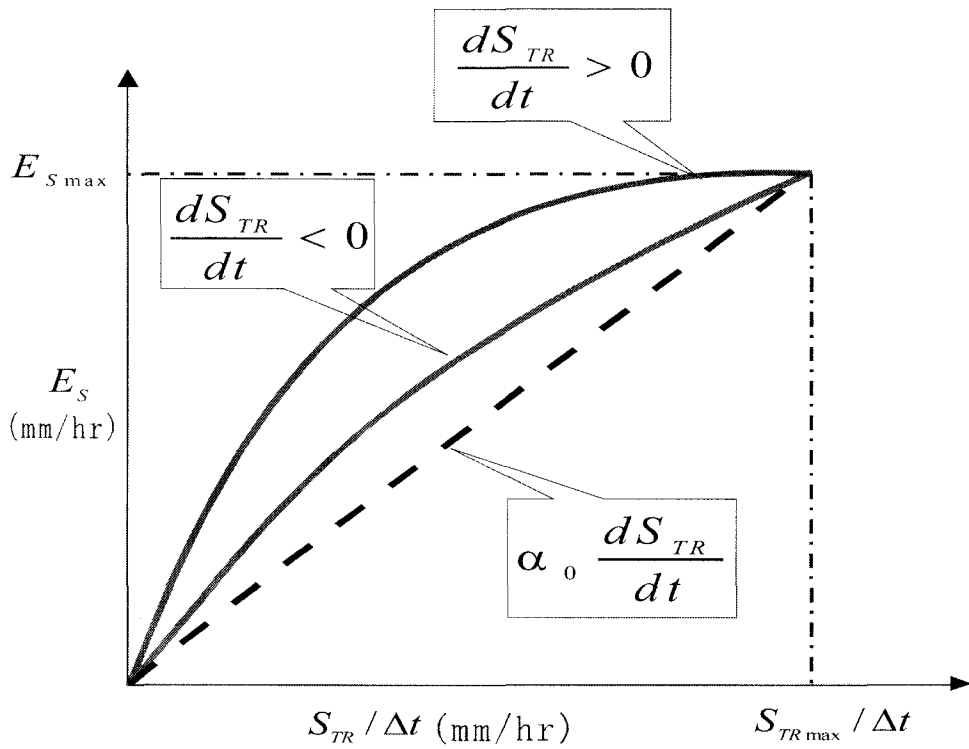


図 3-1 吸水強度 E_s と水分ストレス高 $S_{TR} / \Delta t$ の関係図

この $E_s - S_{TR}$ 関係を図 3-1 に示す。吸水強度の最大値 $E_{s \max}$ と水分ストレス高の最大値 $S_{TR \max}$ との間には次式の関係があるとする。

$$E_{s \max} = \alpha_0 \cdot \frac{S_{TR \max}}{\Delta t} \quad (3-7)$$

水分ストレス高が最大となる点($S_{TR \max} / \Delta t$)では, (3-6), (3-7)の各式の吸水強度が等しくならなければならないので, 次式の関係が成り立つ必要がある.

$$\alpha_0 \left(\frac{S_{TR \max}}{\Delta t} \right) = \alpha_1 \left(\frac{S_{TR \max}}{\Delta t} \right)^{m_1} = \alpha_2 \left(\frac{S_{TR \max}}{\Delta t} \right)^{m_2} \quad (3-8)$$

(3-8)式より, (3-6)を用いて表すと(3-9)式となる.

$$E_s = \begin{cases} \alpha_0 (S_{TR \max} / \Delta t)^{1-m_1} \cdot (S_{TR} / \Delta t)^{m_1} & (\frac{dS_{TR}}{dt} > 0) \\ \alpha_0 (S_{TR \max} / \Delta t)^{1-m_2} \cdot (S_{TR} / \Delta t)^{m_2} & (\frac{dS_{TR}}{dt} < 0) \end{cases} \quad (3-9)$$

樹冠からの蒸散強度 E_T については, 純放射量 R_n に蒸散係数 ϕ を乗じた形で表現する.

$$E_T = R_n \phi \quad (3-10)$$

蒸散係数 ϕ は, 水分ストレス, 飽差及び純放射量の関数とする.

$$\phi = \phi_0 \exp \left\{ -\gamma(\Delta - \Delta c) - \eta_0 \left(\frac{S_{TR}}{\Delta t} \right)^b \right\} \quad (3-11)$$

ただし, $\phi_0 \equiv \exp \left(-\beta_0 \cdot R_n - \beta_1 \cdot \frac{dR_n}{dt} \right)$; $b = b_1, (\frac{dS_{TR}}{dt} > 0), b = b_2, (\frac{dS_{TR}}{dt} < 0)$

$\beta_0, \beta_1, \gamma, \eta_0, b_1, b_2$: パラメータ, Δ : 飽差 (飽和水蒸気圧と大気の水蒸気圧の差), Δc : 蒸散抑制が始まる飽差. ϕ_0 は植物の光合成熱効率と解釈することができる.

なお, (3-7) 式より $E_{S \max}$ は $S_{TR \max}$ と α_0 で決まり, (3-5) 式より最大ヒートパルス速度 $V_{h \max}$ は $E_{S \max}$ と K で決まるが, K は次式のように, 推定蒸散量と観測ヒートパルス速度の総和から決まる. したがって, K は同定する必要がない. また, $S_{TR \max}$ の代わりに $V_{h \max}$ をパラメータとした方が分かりやすい.

$$\sum V_h = K \sum E_s = K \sum E_T \quad (3-12)$$

結局、ヒートパルス蒸散モデルに含まれるパラメータは; $\alpha_0, m_1, m_2, V_{h\max} : \beta_0, \beta_1, \gamma, \eta_0, b_1, b_2 ; \Delta c$ であり、予め、ヒートパルス速度と気象データを用いて、これらのパラメータを同定しておく必要がある。パラメータが確定すれば、ヒートパルス速度と気象データ（気温、湿度、日照時間、純放射量）の観測データを用いて対象とする樹木（単木）の時間単位蒸散強度(mm/h)を推定することができる。

奥野井試験地におけるスギ(常緑針葉樹)と横野試験地におけるコナラ(落葉広葉樹)について、ヒートパルス速度と気象データを用いて、年間データで蒸散モデルのパラメータを同定した結果を表 3-2 に示す。

表 3-2 針葉樹（スギ、ヒノキ）と落葉広葉樹（コナラ、アベマキ）
のパラメータ同定結果(2001 年データ使用)

パラメータ	スギ (樹高 18m)	ヒノキ (樹高 18m)	コナラ (樹高 10m)	アベマキ (樹高 10m)
α_0	0.006	0.006	0.004	0.004
m_1	0.637	0.893	0.494	0.356
m_2	0.968	0.764	0.583	0.993
β_0	0.035	0.039	0.047	0.040
β_1	1.081	2.349	0.690	0.774
γ	0.003	0.001	0.007	0.012
Δ_c	11.3	11.3	11.3	11.3
η_0	0.037	0.109	0.112	0.078
b_1	0.576	0.957	0.844	0.998
b_2	1.250	0.673	1.277	1.185
$h_{pv\max}$	10.1	13.7	12.3	6.9

(2) 水収支法による流域日蒸散量の推定法

流域レベルの蒸散量を推定する、最も信頼度の高い方法は、対象とする流域の日降雨量、日流出量及び気象データを利用する流域水収支法であると考える。

流域レベルの日蒸散量 e_T は、日純放射量 E_{Rn} に蒸散係数 ϕ を乗じることとし、蒸散係数 ϕ は土壌水分不足と飽差による蒸散抑制を受けるものとする。しかし、土壌水分量は、流域レベルで利用できることは実際には期待できない。そこで、土壌水分量は流量の対数値に比例すると仮定する。

$$\begin{aligned}
 e_T &= \phi \cdot E_{Rn} & (q > q_c, \Delta e < \Delta e_{cr}) \\
 e_T &= \phi \cdot E_{Rn} = b \cdot \exp\{-\gamma_q \ln(q_c/q) - \gamma_\Delta (\Delta e - \Delta e_{cr})\} \cdot E_{Rn} & (q < q_c, \Delta e > \Delta e_{cr})
 \end{aligned}
 \tag{3-13}$$

ここに、 E_{Rn} : 日純放射量（水深換算値）、 q : 流出量、 q_c : 土壌水分不足による蒸散抑制が始まる日平均流出量、 Δe : 日平均飽差、 Δe_{cr} : 蒸散抑制が始まる飽差、 γ_q 、 γ_Δ : 蒸散抑制係数、 b : 係数、

ϕ : 蒸散係数 である。(3-13) 式は、日射量がある無降雨日に適用されるものであるが、降雨がある日でも、にわか雨程度で降雨終了後、日射量があり、光合成が始まることが十分起こりえることから、日降雨量が特定値 T_c 以上のときに (3-13) 式を適用することにする。したがって、この特定値 T_c も蒸散に関するパラメータとして追加する。

水収支法で流域レベルの日蒸散量を推定するために、前もって同定しなければならないパラメータは、 a ; b , γ_q , γ_Δ , q_c , T_c の 6 個である。 Δe_{cr} については服部ら¹⁶⁾がヒノキで解析した値を参考に $\Delta e_{cr}=10.0$ とおく。

それでは、これらのパラメータを同定する方法について述べる。ある年の毎日について、降水日には (3-1) 式を適用し、無降雨日には (3-13) 式を適用すると、年間の推定蒸発散量 E_e は次式で表される。

$$E_e = \sum I + \sum e_T \quad (3-14)$$

一方、その年の実測年蒸発散量 E_a は流域の年降水量と年流出高の差として得られる。それゆえ、推定年蒸発散量 E_e と実測蒸発散量 E_a の誤差 2 乗和を最小にする 6 つのパラメータ (の最適値) をシンプレックス法等で探索すれば良いことになる。こうして遮断、蒸散に関するパラメータが同定されたならば、その年の毎日の遮断蒸発量と蒸散量が推定されたことになる。

3.3 地表面流分離タンクモデル¹⁷⁾

(1) 地表面流分離モデルの概要と必要性

森林流域に降った降雨量から遮断蒸発・蒸散量を差し引いた地表面到達雨量は、降り始めからの積算降雨量が少ない間は、ほとんどが、浸透能が大きい多孔質な表層土壌内に浸透する。ところが、表層下部の土層は浸透能が小さいため、降雨強度がその浸透能を上回り、表層とその下層との境界において飽和側方流、すなわち早い中間流が発生する。Darcy 則を仮定すれば、中間流の最大流出量は次式で与えられる。

$$q_{\max} = k\gamma D \sin(\theta_s) \quad (3-15)$$

ここに、 k : 表層土壌の浸透係数, γD : 表層の有効透水層厚, θ_s : 斜面傾斜角, である。一方、上空から降雨強度 (厳密に言えば地表面到達雨量) r の雨水が斜面長 L の表層に流入するから、この雨水の流入量と斜面表層の下流端からの流出量が等しい定常状態を考えれば (表層の透水係数に比べ、表層下部の層の透水係数は、十分小さいとして)、次式が得られる。

$$r = k\gamma D \sin(\theta_s) / L \quad (3-16)$$

この式は中間流出の最大強度 r_a を与える式であるが、 r_a のオーダーを調べるため、 $k = 1000\text{mm/h}$ 、 $\gamma D = 100\text{mm}$ 、 $\sin(\theta_s) = 0.5$ 、 $L = 50\text{m}$ を代入すると、 $r_a = 1\text{mm/h}$ である。このことから明らかなように、たとえ表層透水係数 k が大きくても表層厚 γD の斜面長 L に対する比の値が小さいため、洪水処理計画の対象とするような数 10mm/h もの強い降雨強度が発生する場合には、斜面表層内の中間流出最大強度 r_a を大幅に上回ることになり、地表面流が発生することが容易に推測される。この地表面流は表層土壌内が雨水で飽和し溢れ出た水であるから、流域地中保水量や森林土壌の保水量に含めることは妥当ではない。

したがって、森林流域の保水力を正確に定量評価するためには、降雨から遮断蒸発・蒸散を差し引いた地表面到達雨量を算定するとともに、地表面下に浸透できずに地表面上を流れざるを得ない地表面流と、地表面下の流れである地中流(中間流+地下水流)とに厳密に分離する必要がある。

もう一つの重要な視点は、洪水解析の短期水収支と低水解析の年間水収支の整合性が取れていることに配慮することである。従来、洪水解析は地下水流成分を除く直接流出を対象とし、直接流出に対応する降雨分を有効降雨、それ以外は損失雨量として取り扱うことが多いが、この洪水解析の対象外となった損失雨量は、本来、主として遮断蒸発・蒸散量と地下水補給量の和であるはずであり、地下水流

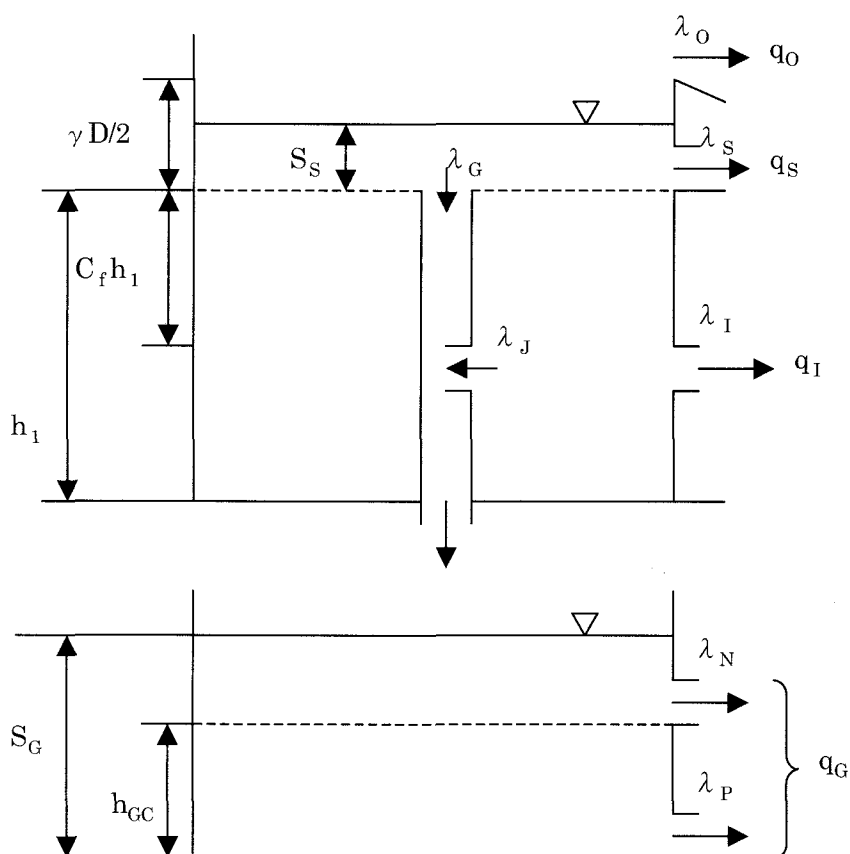


図 3-2 地表面流分離直列 2 段タンクモデル

出も含めた長期低水解析の年間水収支との整合性が取れている必要がある。このようなことより、流出解析モデルとしては、長期水収支を満足し、地下水を含めた低水解析が可能であり、洪水流出の地表面流出と地中水流出(中間流出+地下水流出)を分離できるモデルでなければならないことから、ここでは地表面流分離直列2段タンクモデル(図3-2 参照)を採用する。このタンクモデルは、表層土壌層を表現する一つの表層タンクと地下水層を表現する一つの地下水タンクからなる。

表層タンクは大孔隙に富み、透水係数の大きな早い中間流の発生場である表層(A層)を表現する表層上部タンクと、透水係数が小さく主として土壌水分の保持と遅い中間流の発生場である表層下部(B層, C層)^{17) 18)} から構成される。上部タンクは中間流出高 q_s 、地下水補給量 f_g はいずれも Darcy 則に従うとして、表層内貯留高 S_s が表層容量 $\gamma D/2$ 以下のとき、次式が成り立つとする。

$$q_s = \lambda_s S_s, \quad f_g = \lambda_g S_s \quad (3-17)$$

ここに、 γD ：見かけの表層厚、 λ_s ：中間流出低減係数、 λ_g ：地下水補給係数。 $S_s \geq \gamma D/2$ のとき $q_s = r_a$ (中間流出最大強度)、 $f_g = f_c$ (地下水補給最大強度)とする。

表層流出については、 S_s が $\gamma D/2$ を越えたときに斜面下流端付近から発生しはじめるものと考え、kinematic wave 理論を用いると表面流出高 q_o は次式のように示される。

$$q_o = \lambda_o S_o^m \quad (3-18)$$

ここで、 λ_o ：斜面粗度に関する定数、 S_o ：表面流貯留高、 $m=3$ (層流則として)。ただし、表面流発生場 ξ (斜面下流端からの長さ)は斜面全域 L でなく、表面流出高 q_o の大きさに応じて増減するものと仮定する¹⁹⁾。

$$\xi / L = q_o / (q_o + r_a) \quad (3-19)$$

地下水タンクについては、森林流域には深層地下水に相当する被圧型地下水と地下水タと浅層地下水に相当する不被圧型地下水の両方が存在すると考え、地下水流高 q_g とタンク貯留高 S_g の関係を次式のようにモデル化する。

$$1) S_g \leq h_{GC} \text{のとき: } q_g = \lambda_p S_g \quad (3-20)$$

$$2) S_g > h_{GC} \text{のとき: } q_g = \lambda_n^2 (S_g - h_{GC})^2 + \lambda_p S_g \quad (3-21)$$

ここに、 λ_p ：被圧地下水低減係数、 λ_N ：不被圧地下水低減係数、 h_{GC} ：不被圧地下水流出の限界貯留高。また、被圧型地下水タンクは不被圧型地下水タンクの下部に位置するとし、図 3-2 のように両者を一つのタンクに統合している。こうすることにより、解析初期条件の地下水タンク初期貯留高を一つ削減できる。

表層タンクパラメータは、 λ_o 、 λ_s 、 f_* 、 C_f 、 λ_G 、 λ_I 、 λ_J 、 γD 、 h_1 の 9 つであり、地下水タンクパラメータは、 λ_N 、 λ_p 、 q_{GC} の 3 つである。 λ_o 、 λ_s 、 λ_G 、 λ_I 、 λ_J 、 λ_N 、 λ_p はそれぞれ流出孔の大きさ、 f_* は土壌水分が圃容水量のときの浸透強度、 C_f は土壌水分の飽和度、 γD は有効表層厚、 h_1 は土壌水分飽和容量、 q_{GC} は不被圧地下水成分が無くなる限界の流出高で、それに対応する地下水タンク貯留高 h_{GC} とは $h_{GC} = q_{GC} / \lambda_p$ の関係がある。

(2) 流域地中保水量の定義と評価式

地中水貯留高の洪水時最大値と（洪水開始時の）地中水貯留高との差を流域地中最大貯留高と言い、これを流域保水量と定義する。いま、洪水時において、最大流量（表面流）が発生しているときには、各タンクの貯留高がそれぞれ最大になっていると仮定し、地下水タンクへの流入量と流出量が等しいとすれば、地下水タンク貯留高 S_G についての 2 次式となり、根の公式より、次式を得る。

$$S_{G \max} = h_{GC} - \lambda_p / (2 \lambda_N) + \sqrt{(f_{\max} / \lambda_N) + \{\lambda_p / (2 \lambda_N)\}^2 - h_{GC} \lambda_p / \lambda_N} \quad (3-22)$$

ここに、

$$f_{G \max} = \lambda_G \gamma D / 2 + \lambda_J (1 - C_f) h_1 \quad (3-23)$$

また、全地中水の最大流出高 $Q_{G \max}$ は次式で与えられる。

$$Q_{G \max} = \lambda_s \gamma D / 2 + \lambda_I (1 - C_f) h_1 + \lambda_N (S_{G \max} - h_{GC})^2 + \lambda_p S_{G \max} \quad (3-24)$$

洪水開始時の各タンク貯留高を上段より、 $S_o = S_s = 0$ 、 $S_G = h_{GC}$ とし、土壌水分は圃場容水量 $C_f h_1$ に等しいとすれば、全地中水の最大貯留高（の増加分） $S_{\max}$ は、次式で与えられる。

$$S_{\max} = \lambda_s \gamma D / 2 + \lambda_I (1 - C_f) h_1 + (S_{G \max} - h_{GC}) \quad (3-25)$$

なお，地表面流出の貯留高を $S_{\max}$ とすれば，(3-18) 式の関係を用いて，ピーク流量 Q_p (mm/h) が既知ならば，次式で与えられる．

$$S_{o \max} = \{(Q_p - Q_{G \max}) / \lambda_o\}^{1/3} \quad (m=3) \quad (3-26)$$

この $S_{\max}$ は地中に入れずに，地表面上に溢れている水量であり，流域地中保水量からは除外しなければならない．そこで，(3-26) 式を参考にして，森林の洪水低減機能は，流域地中保水量 $S_{\max}$ と地表面流に対する地表面粗度に相当する $(1 / \lambda_o^{1/3})$ の積で評価することにする．表面流の抵抗則として，層流則を用いた場合， λ_o は次式で与えられることから分かるように，地表面の粗度と斜面長が大きいほど λ_o は小さくなる．

$$\lambda_o = 32 g I s / (C_L L \nu) \quad (\text{層流則 : } m=3) \quad (3-27)$$

$$\lambda_o = I s^{1/2} / (N L) \quad (\text{マニング則 : } m=5/3) \quad (3-28)$$

ここに， g : 重力加速度， $I s$: 斜面勾配， L : 斜面長， ν : 動粘性係数， C_L : 層流則の抵抗定数 ($f = C_L / R$)， N : マニングの等価粗度係数．

(3) 表面流分離タンクモデルのパラメータ同定

洪水時の時間流量ハイドログラフと期間日流量ハイドログラフの両者の再現性を高めるため，基本計画単位時間としては 1 時間を採用する．洪水時には，流量の大きさに応じてさらに短い計算単位時間を用いる．したがって，期間の日降水・流量データをそれぞれ 24 時間で除し，時間降水量，時間流量データを作成する．期間の主な洪水期間の時間降水・流量については，観測時間降水量・観測時間流量データで置き換える．地表面流分離タンクへの降水量は，前述の遮断蒸発モデルから推定された遮断蒸発量を差し引いたものを用いる．(3-13) 式による蒸散量には気象情報以外に日流量の情報も必要であるが，タンクモデルのパラメータ同定には観測流量を用いることにする．表層タンクの土壌水分部の水が無くなれば，地下水タンクから蒸散量を差し引く．

誤差評価関数としては，推定時間流量と観測時間流量の差のカイ 2 乗和； $F = \sum |q - q_c|^2 / q$ に，年間水収支(降水量，推定遮断蒸発量，推定蒸散量，推定流量及び推定年間貯留差)の誤差絶対値を追加する．この誤差評価関数を最小にする最適パラメータを SIMPLEX 法で探索する．

奥野井，横野谷流域に対する表面流分離タンクモデルのパラメータ同定結果を表 3-3 にまとめる．参考のため，両森林流域よりも流域面積がはるかに大きい目屋ダム（青森県岩木川），長安ロダム（徳島県那賀川）に対する同定結果も併示する．表 3-3 のパラメータを用いた洪水ハイドログラフの再現

表 3-3 表面流分離直列2段タンクモデルのパラメータ

流域名 樹 種 地 質 流域面積(km ²)	奥野井 スギ 三波川結晶片岩帯 (緑色片岩、砂質片岩) 8	横野谷 コナラ 和泉層群 (泥岩、砂質泥岩) 0.8	長安ロダム スギ 秩父帯(砂岩、泥岩) 四万十帯(泥岩) 494	目屋ダム ブナ 新第3紀 (珧長質岩、凝灰岩) 172
$\lambda_o(1/h)$	0.000005	0.000009	0.000048	0.000013
$\lambda_s(1/h)$	0.00335	0.00114	0.03553	0.00288
$f^*(mm/h)$	4.59224	0.92116	6.15278	9.0503
C_f	0.33900	0.62383	0.70420	0.51565
$\gamma D(mm)$	90.1	29.2	141.7	29.8
$h_1(mm)$	24.1	32.7	35.8	41.0
$\lambda_g(1/h)$	0.00719	0.00330	0.00416	0.05100
$\lambda_i(1/h)$	0.00048	0.0000004	0.00112	0.00429
$\lambda_j(1/h)$	0.00326	0.00084	0.00790	0.00198
$\lambda_n(1/h)$	0.02257	0.14289	0.13816	0.72931
$\lambda_p(1/h)$	0.00008	0.00002	0.00068	0.00001
$q_{Gc}(mm)$	0.03710	0.01286	0.07620	0.05701

性を図 3-3, 3-4 に示す. いずれの流域についてもハイドログラフの再現性は概ね良好である. なお, 目屋ダム流域の主要な樹種は, 横野谷と同じ広葉樹(ブナ)であり, 洪水時間雨量・流量が入手できたので比較のため解析を実施した.

長安ロダム流域は, 古くから林業が盛んな地域であり, 特に戦後の拡大造林政策に伴う樹種転換と密植, 森林整備の不徹底等のため, 森林の遮断蒸発特性の経年変化(1960 年頃からの増加傾向)が大きいが⁸⁾, 1961 年から 1993 年の 32 年間, 流域の地表面及び地表面下の状況の経年変化は無いとして地表面分離タンクモデルのパラメータ同定を行ったものである. こうしたことを勘案すれば, 洪水ハイドロ

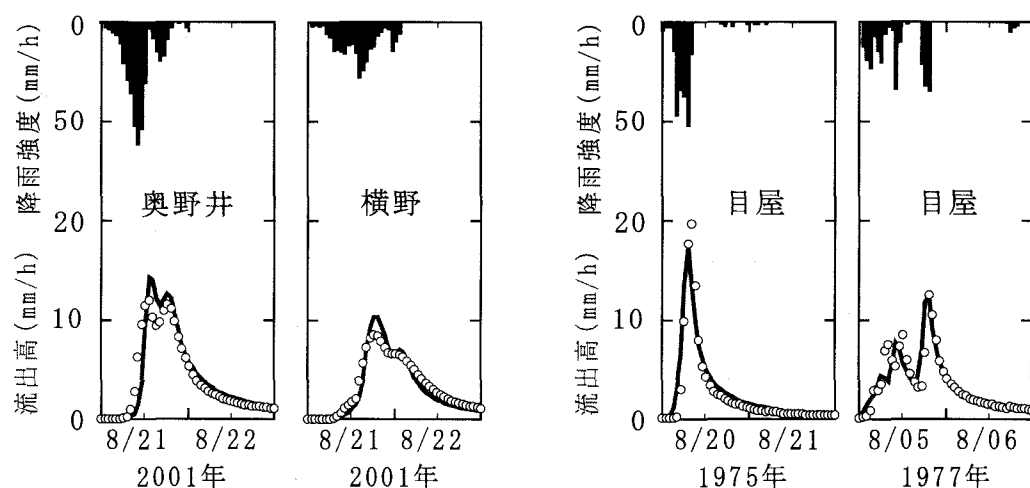


図 3-3 洪水ハイドログラフの再現性 (○印: 実測値, 実線: 計算値)

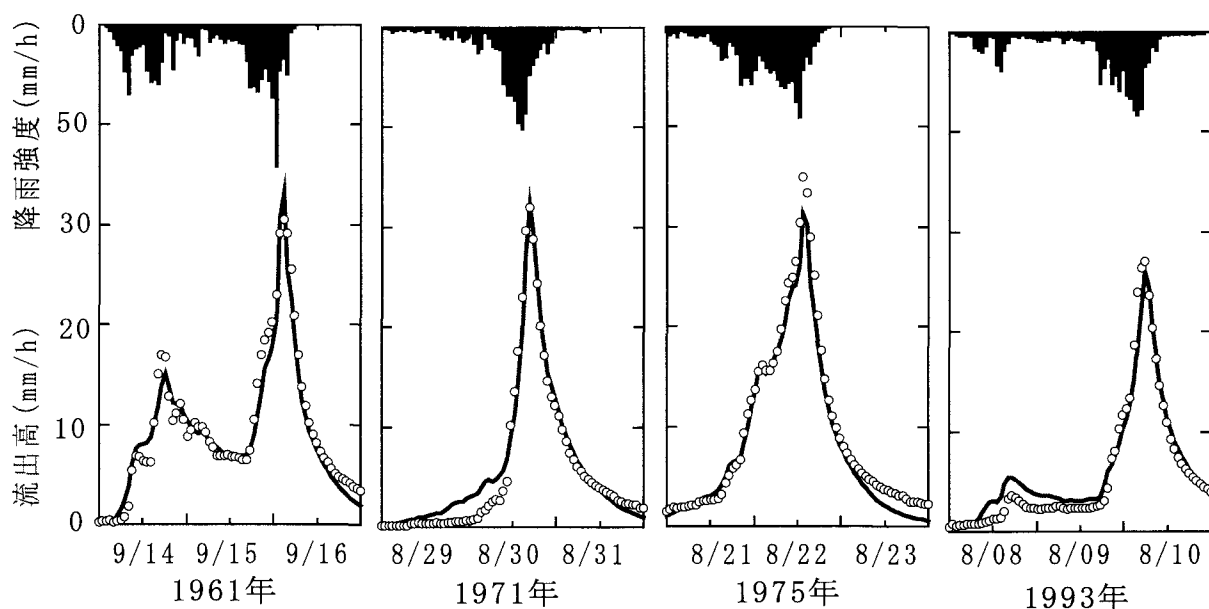


図3-4 長安ロダム流域における洪水ハイドログラフの再現性
(○印：実測値，実線：計算値)

グラフの再現性は良好と判断される。

4. 森林洪水低減機能の定量的評価指標

森林の洪水低減機能を定量的に評価するには、同じ降雨及び気象条件での流出解析結果を比較する必要があると考える。そのため、降雨データとしては、2001年8月21日に奥野井試験流域に降った集中豪雨(総雨量 403mm, ピーク降雨強度 62.3mm/h)を用いることにする。遮断蒸発係数は、1961年の那賀川長安ロダム流域のそれと同じとし、各流域の平均標高は長安ロダム流域と同じ場合を設定し、徳島地方気象台の気象(気温、湿度、日照時間)を用い、気温については標高差で気温補正をした。また、流出解析の初期条件として、上部タンク、貯留水は、圃場容水量の状態にあり、中間流、表面流ともに無く、地下水タンクの貯留高は、不圧地下水流出成分は無く、 h_{cc} に等しいとする。

図4-1に奥野井、横野谷、長安ロダム、目屋ダムの各流域の洪水ハイドログラフを図示する。図4-1から明らかなように、最も洪水ピーク流量が小さい流域は、①奥野井(スギ)で、ついで②長安ロダム(スギ)③横野(コナラ)④目屋(ブナ)の順となっている。また、(3-25)式から計算できる流域地中保水量 S_{max} は、①奥野井(スギ)、②長安ロダム(スギ)はそれぞれ、110mm, 154mmで③横野(コナラ) 42mm, ④花山(ブナ) 36mm と洪水ピーク流量の大きさの順序とは必ずしも対応していないことが分かる。

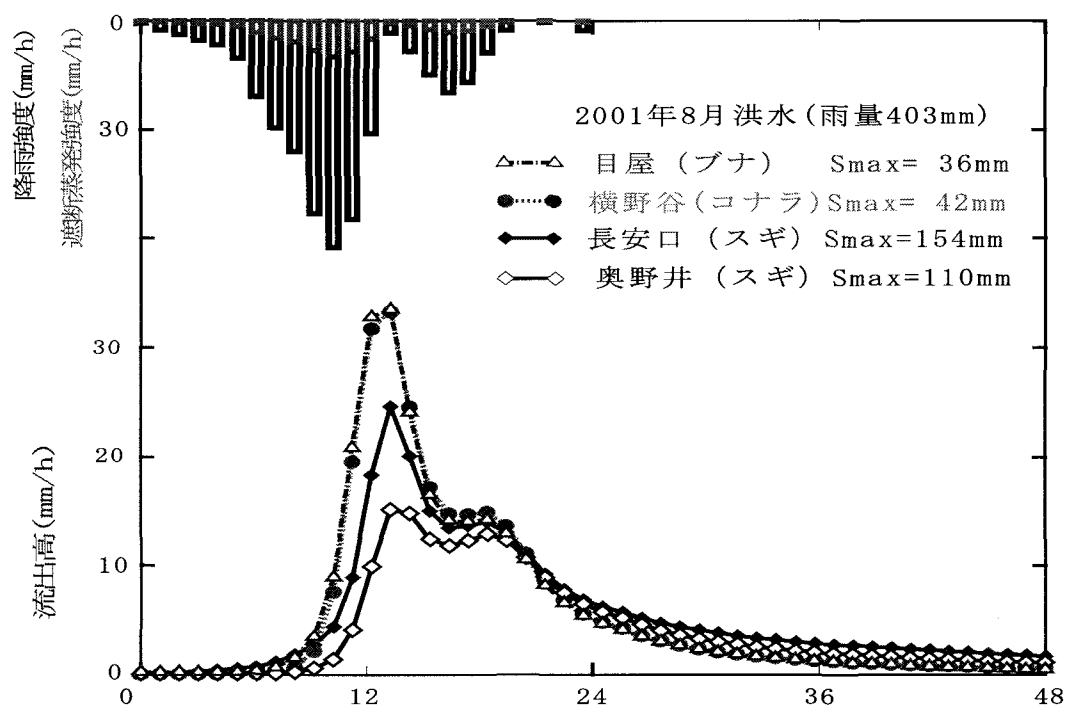


図 4-1 同一豪雨に対する洪水ハイドログラフの比較図

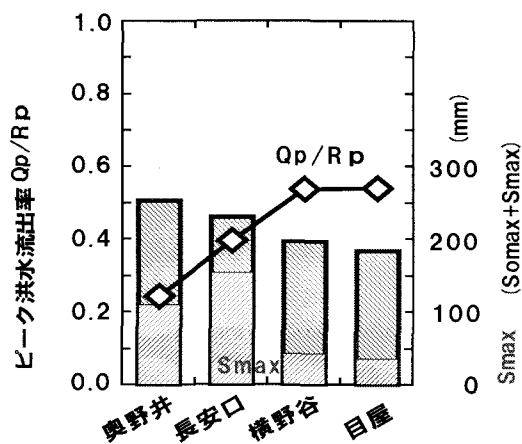


図 4-2 S_{max} と Q_p/R_p の比較

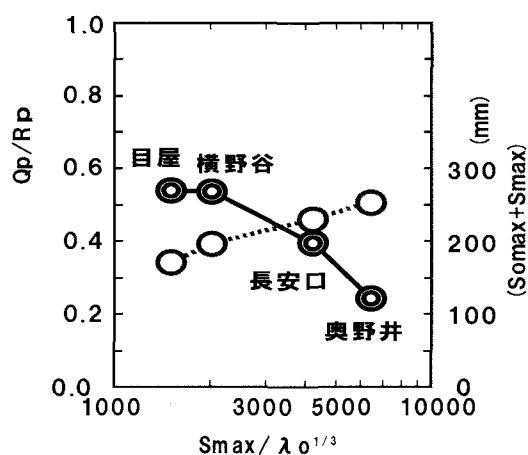


図 4-3 $S_{max}/\lambda_o^{1/3}$ と Q_p/R_p の関係

では、流域地中保水量 S_{max} 以外のどのような指標が洪水低減機能の評価指標になるのかについて以下検討する。流域地中保水量 S_{max} に (3-26) 式で計算できる洪水ピーク流量に対する、表面流出の最大貯留高 S_{omax} を加えたものと洪水ピーク流出率 Q_p/R_p のグラフを図 4-2 に示す。すると、 $(S_{max}+S_{omax})$ の増加とともにピーク洪水流出率 Q_p/R_p が減少する傾向が、明瞭に現れている。このことは、ここで扱ったような大洪水イベントでは、流域地中保水量をはるかに上回る降雨量と降雨強度の降雨があれば、地表面流が卓越し、(3-27),(3-28)式から明らかなように地表面(斜面)上の粗度や斜面長が洪水に

対する抵抗として働くことを意味する。すなわち地表面抵抗： $(1/\lambda o^{1/3})$ が洪水ピーク流量の低減に大きく寄与すると解釈される。

さて、森林の洪水低減機能の定量的評価指標として、流域地中保水量 S_{max} と地表面流のパラメータ： $\lambda o^{1/3}$ の逆数との積： $S_{max}/\lambda o^{1/3}$ を横軸に、ピーク洪水流出率 Q_p/R_p を縦軸に取り、プロットすれば、図 4-3 のように、 $S_{max}/\lambda o^{1/3}$ の増加とともにピーク洪水流出率 Q_p/R_p が減少していることが明らかであり、 $S_{max}/\lambda o^{1/3}$ が大きいほど洪水低減機能が高いと判断される。換言すれば、落葉広葉樹が主体である横野谷、目屋ダム流域に比べ、常緑人工針葉樹が主体である奥野井、長安口ダム流域の方が同一降雨に対するピーク洪水流出率が小さく洪水低減機能が高いことから、解析事例が少ないものの、巷で言われることがある「落葉広葉樹の方が人工針葉樹に比べ洪水低減機能が高い」という命題の科学的根拠は否定されると考える。

なお、 S_{max} には、(3-25)式で与えられるように、A 層以外に (B 層、C 層に相当する) 地下水タンクのモデル定数が関係することから、樹種の影響の少ない B 層 C 層を含む流域の地質構造 (断層、節理、傾斜方位等を含む) も地中保水量に寄与することを強調しておく。

5. あとがき

森林流域における水循環とその素過程について概説した後、主として吉野川の上、中流支川に設置された森林試験流域での現地水文・気象観測データを用いた解析から得た研究成果を紹介した。その中で、水源かん養機能 (洪水低減・渇水緩和機能) の実態と限界について言及した。筆者らの開発した、遮断蒸発、蒸散モデルと表面流及び土壌水分を考慮した直列 2 段タンクモデルを樹種や地質の異なる 4 つの流域に適用し、観測雨量・流量で同定されたパラメータ値を用いて、地中水最大貯留高 S_{max} 及び見かけ上の地表面流出最大貯留高 S_{omax} 及び洪水低減評価指標 $S_{max}/\lambda o^{1/3}$ で森林の洪水低減機能を定量評価する方法を提案した。以下に明らかになった事項を箇条書きする。

- (1) 流域地中保水量に寄与する A 層を含む地表面下の保水量や流出量には自ずと限界があり、その限界を超える洪水では、地表面上の粗度や斜面長に関連する地表面抵抗： $(1/\lambda o^{1/3})$ が洪水ピーク流量の低減に支配的である。
- (2) 森林の洪水低減機能の定量的評価指標として、流域地中保水量 S_{max} と地表面流のパラメータ： $\lambda o^{1/3}$ の逆数との積： $S_{max}/\lambda o^{1/3}$ を提案した。この指標 $S_{max}/\lambda o^{1/3}$ が大きいほど洪水低減機能が高いことになる。
- (3) 流域地中保水量 S_{max} は、A 層以外に (B 層、C 層に相当する) 地下水タンクのモデル定数が関係することから、樹種の影響の少ない B 層 C 層を含む流域の地質構造 (断層、節理、傾斜方位等を含む) も流域地中保水量に、さらには洪水低減機能に寄与する。

参考文献

- 1) 塚本良則編：森林水文学，文永堂出版，p. 22，1992.
- 2) 田中・端野・田村・池内：樹冠の多層構造と飛散蒸発を考慮した遮断蒸発現象のモデル化，水文・水資源学会 2004 年研究発表会要旨集，P31，pp. 232-233，2004.
- 3) 端野・田村：乱流輸送理論による樹冠遮断量に占める微細水滴量の分離・評価，水文・水資源学会 2005 年研究発表会要旨集，2005 (投稿中).
- 4) 村井宏・岩崎勇作：林地の水および土壌保全機能に関する研究（第 1 報），林業試験場研究報告，Vol. 274，pp. 23-84.
- 5) 日本林業技術協会編：森林の 100 不思議，東京書籍，p. 37.
- 6) 中野秀章・有光一登・森川 靖：森と水のサイエンス，東京書籍，pp. 75-76.
- 7) 中野秀章：森林水文学，共立出版，pp. 97-101.
- 8) 端野道夫：森林の水循環と水源かん養機能，土木学会水理委員会，1997 年度水工学に関する夏期研修会講義集，A-3-1 - A-3-20，1997.
- 9) M. Hashino, H. Yao and H. Yoshida: Studies and evaluations on interception processes during rainfall based on a tank model, J. of Hydrology, Vol. 255, pp. 1-11, 2002.
- 10) 元山・端野・梅岡：樹冠遮断現象に関する気象要素について，土木学会年次学術講演会概要集，第 2 部門，2003. (CD-ROM)
- 11) 吉田・端野・村岡：ヒートパルス速度と微気象データを利用した林木蒸散量推定法の提案，水文・水資源学会誌，Vol. 6, No. 4，pp. 350-357，1993.
- 12) 吉田・端野・越智：数理モデルによる土壌水分と飽差が蒸散抑制に及ぼす影響の解析，水工学論文集，Vol. 41，pp. 73-78，1997.
- 13) 森澤・田中・濱田・端野：新ヒートパルス蒸散モデルの提案と大型ウエイングラインシメータによる検証，土木学会年次学術講演会概要集，第 2 部門，2003. (CD-ROM)
- 14) 濱田・端野・田村・森澤：ウエイングラインシメータを用いたヒートパルス蒸散モデルに関する研究，水文・水資源学会，2004 年研究発表会要旨集，2004. 8.
- 15) 小川 滋：森林場における水（量と質）・エネルギー循環の素過程の定量化と総合モデルの構築，基盤研究 A・研究成果報告書，2001.
- 16) 服部・玉井・安部：ヒノキ林における土壌水分と飽差が蒸発散に及ぼす影響，日本林学会誌，Vol. 75，pp. 216-224，1993.
- 17) 端野・田村・田淵・富士川：森林流域における遮断蒸発・蒸散量と流域地中保水量の分離・評価法，土木学会水工学論文集，Vol. 48，pp. 31-36，2004.
- 18) 端野・吉田・市原：降雨遮断および S P A C を考慮したタンクモデルによる長期流出解析，水工学論文集，Vol. 35，pp. 93-98，1991.
- 19) 端野道夫：山地小試験流域の降雨流出解析，土木学会水理講演会論文集，Vol. 26，pp. 183-189，1982.