

森林変化の流出に及ぼす影響の流出モデルによる評価

谷 誠⁽¹⁾・阿部敏夫⁽²⁾

Makoto TANI and Toshio ABE: An Evaluation of the Effects of Forest Change on Streamflow Using a Runoff Model

要 旨: 森林変化が流出に及ぼす影響を単独流域法によって解析するためには、気象条件から流出量を推定する必要がある。この推定にあたり、従来の回帰方程式を用いる方法よりすぐれた流出モデルを用いる方法を試みた。モデルの検討は林業試験場岡山試験地の竜の口山森林理水試験地の南谷における松枯れの流出への影響を事例として行った。流出モデルとしてタンクモデルを採用したが、土壌水分を十分に表せるように改良した。このモデルに入力する蒸発散量は、ペンマンの可能蒸発量に一定比0.9を乗じた値とした。松枯れ以前の基準期間において、流出モデルで計算された流出量は観測流出量とよく一致した。そこで、松枯れ以降の期間について、もし松枯れが生じなかったとした場合の流出量を流出モデルによって計算して観測流出量と比較し、松枯れによる流出変化を推定した。松枯れ前および松枯れ後の日流出量をそれぞれ Q_b 、 Q_b' とすると、日流出量の変化は、

$$Q_b'/Q_b = 1.532 Q_b^{-0.059}$$

で表され、松枯れによって日流出量が増加すること、その増加の割合は、流出量が大きくなるほど小さくなることがわかった。次に、流出モデルによって観測日流出量がよく再現できた結果に基づき、真値の推定が難しい流域蒸発散量についての考察を行った。その結果、水収支に基づいて推定された流域蒸発散量は、この流出モデルで推定された流域内貯留量が減少するとき過小に、増加するとき過大になる傾向があり、それによる誤差が年量や季節変化に無視し得ない影響を与えることがわかった。

I はじめに

森林植生の流出に及ぼす影響を明らかにするために、従来から多くの試験研究が行われてきた。その解析の手法としては、並行流域法、単独流域法、基準（対照）流域法が挙げられる¹⁾。並行流域法は、2流域における観測を並行して行い、両者の植生の差と流出量の差を比較する方法であるが、植生以外の条件の影響をほぼ等しくすることが難しく、問題が多い。したがって、単独流域法、基準流域法がよく用いられる。このうち、降雨や気象条件から流出量を推定する作業のいらぬ基準流域法は、その必要な単独流域法に比べ、より明解な方法といえる²⁾。森林の流出に及ぼす影響を調べるにあたり、基準流域法は最も信頼のおける方法である。

しかしながら、基準流域法を適用するには、気象、水文条件の相似た二つの観測流域を用意し、一方でのみ植生変化を生じさせる必要がある。一般的に言って、植生変化によって流出量に変化があったかどうかを調べる場合、上述のような周到な計画を実施できる機会は少ないと考えられる。それゆえ、流域を一つ用意すればよい単独流域法は、やや信頼性が劣るとしても、このような場合に対応できる有用な方法ということになる。

ところで、単独流域法を適用するには、植生変化前において、気象条件から流出量を推定する必要がある。従来、中野³⁾が行ったように、この推定のために回帰方程式がよく用いられてきた。けれども、この

方法では、回帰方程式に含まれる独立因子として何を用いるかという点で、恣意がはいることを否定できない。例えば、降雨によってもたらされる直接流出の総量を取りあげてみると、これに対して一連続降雨の総量が因子として関与することはいうまでもないが、そのほかに、降雨以前の流域の乾湿状態なども関与する。従来、その降雨に先行する、いわゆる先行雨量が乾湿状態の指標として用いられてきた⁸⁾が、先行する何日間の降雨量の効果が大きいかわかりませんが必ずしも明確でないし、その効果の現れ方は季節によって異なるかもしれない。

このような問題点は、気象条件から流出量を推定するにあたり、回帰方程式に代えて流出モデルを用いることにより、かなり改善される。流出モデルは、もともと流出量の時系列変化、すなわちハイドログラフを予測するために作成されるものである。したがって、モデルにより計算された流出量は、それ以前の時点における降雨などの気象条件の影響をすべて含んでいる。近い時点の影響が、より古い時点の影響より、大きいという点はあるにしても、回帰方程式で得られる流出量と異なり、ある特定の因子に支配されるということはない。このことは、モデルにより得られる流出量が、回帰方程式により得られる流出量に比べ、より観測流出量に近い性質をもつことを意味している。流出モデルの適用が回帰式による方法よりもすぐれていることが指摘できよう。

本研究は、上記の観点から、単独流域法の適用に際し、流出モデルを用いようとする試みである。適用流域は、林業試験場関西支場岡山試験地の竜の口山森林理水試験地の南谷流域であり、南谷における1980年の松くい虫による松枯れを、森林変化事例として、解析を進めた。

II 対象流域の概要

本研究の対象とした竜の口山南谷の流域概要について簡単に記す^{4)~6)}。当流域は岡山市近郊の旭川左岸の丘陵地にあり、北緯 34°42′、東経 133°58′ に位置する。流域面積は 22.6 ha で、地質は秩父古生層である。流域の土壌は未熟で礫に富むが、基質としての細土の粒子は小さく、埴質壤土 (Clay loam) である。土壌の厚さは数 m 程度である。流域図を Fig. 1 に示す。

当流域の気象条件は、1937~77年の平均値で、年降水量が 1228.7 mm、年平均気温が 14.3°C である。降水量の季節分布をみると、冬季は少なく積雪はほとんどみられないのに対し、梅雨および台風の影響で 6、7、9月に多くなっている。しかし、降水量の絶対量は、一般に湿潤なわが国の他の地方と比べれば小さく、夏季は著しい乾燥状態になる年が多い。

次に近年の植生状況について述べる⁶⁾ (Fig. 1 参照)。南谷流域のうち、わずか 2% のヒノキ林 (1928年植栽) を除くと、全域が1959年に山火事の類焼で植生を失っており、翌1960年にクロマツが植栽されている。そのうち、溪流沿いの 12% はクズの被害により、源頭部の 17% は1974年発生の山火事の類焼により、クロマツが消滅し、ササ類などの繁茂する草地となった。その結果、1975年頃にはクロマツ人工林は 69% を占める状態になっていた。なお、源頭部山火事跡には1976年にヒノキが植栽された。ここで森林変化として問題とする松くい虫の被害は、すでに1973年頃から部分的に現れ始めていたが、1974~77年の4年間は薬剤の空中散布が行われ、被害の拡大はなかったようである。その後、松枯れが南谷流域の全体に広がり、1980年の夏にクロマツはすべて枯損するに至った。こうして松枯れにより上層木が失われたため、樹冠の閉鎖が一斉に破れ、それ以後、中下層に位置していたコナラを初めとする広葉樹が急速に伸長を開始している。

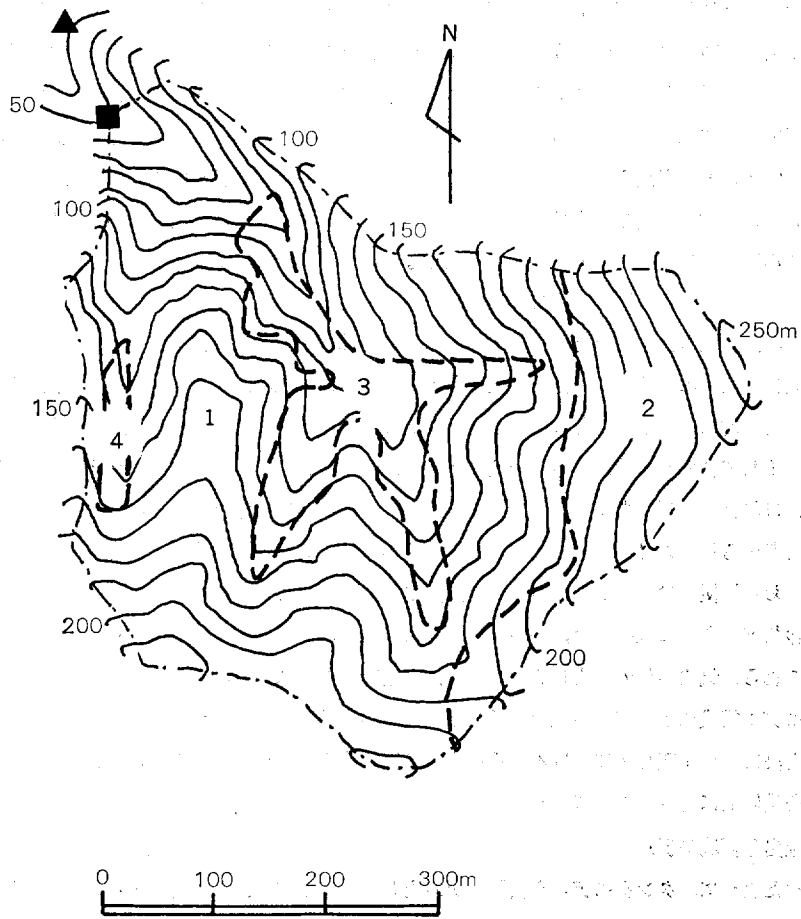


Fig. 1 流域図

Map of the study area

- ▲ 雨量計 Rain gauge, ■ 量水所 Stream gauge
- - - 流域界 Watershed boundary
- - - 1980年当時の植生の境界 Boundary of vegetation in 1980
- 1: 20年生のクロマツ人工林 Artificial 20-year-old forest of *Pinus thunbergii*
- 2: 1976年ヒノキ造林地 Area reforested by *Chamaecyparis obtusa* in 1976
- 3: 草地 Grass field
- 4: 52年生のヒノキ人工林 Artificial 52-year-old forest of *C. obtusa*

以上のことから、本研究では、松枯れ前の期間を1975～79年の5年間とし、そのデータによって、流出モデルの検討を行う。その後、松枯れ後1980～84年までのデータにより、松枯れによる流出変化を調べることとする。

III 流出モデルの概要

1. モデルの構成

本研究では、まず、流出量を気象条件から推定できる流出モデルを作成した。

ここでは、植生変化がなかったとした場合の流出量を推定することが目的であるから、流出モデル選択

の着眼点は、何よりも、観測流量を長期間にわたって再現できる能力をもつかどうかにおかなければならぬ。わが国においては、このような目的にかなうモデルとしては、菅原のタンクモデル⁷⁾がよく用いられる。そこで、著者らも、タンクモデルを竜の口山南谷に適用しようと試みたが、適合性がよくなかった。その原因としては、当流域が温暖少雨の気象条件の地域に位置し、流出に対する土壌水分の影響がきわめて大きい⁸⁾ことが考えられる。つまり、流域が乾燥している場合は、降雨量の数 % 以下しか直接流出量にならない一方、湿潤な場合は、ほぼすべての雨量が直接流出になるという特性⁹⁾は、基本的なタンクモデルで再現することが困難である。このようなわけで、タンクモデルを基礎に、土壌水分の影響が十分に表せるようなモデルを探索することにした。

ところで、長期間の流出量を再現するモデルにおいては、蒸発散量の推定が重要である。森林流域における蒸発散は、植物による蒸散、植物の葉などに遮断された降水の蒸発、土壌面からの蒸発により構成され¹⁰⁾、各々を量的に評価すべきものである。しかしながら、各現象それぞれを仮に簡単なモデルで表したとしても、それに含まれる物理定数、観測すべき物理量の数は多く、本研究でこのようなモデルを適用することは、はなはだ困難である。そこで、蒸発散量を一括して気象条件から求める方法を採用する。この方法として考えられるのは、ソーンズウェイト式、ハモン式、ペンマン式などである¹¹⁾。前二者は気温のみを用いており簡便ではあるが、日射量、湿度、風速などの影響が考慮できない。これらの気象条件の値は気象月報などで容易に入手でき、かつ電子計算機によれば計算の複雑さはあまり問題にならないから、ここではこれらの気象条件の含まれるペンマン式を用いることにした。

以上のモデル構成によって、植生変化前の期間において計算される流出量が観測値に合うようにパラメータの値を決め、植生変化後における計算流出量を観測流出量と比較することにした。以下に、流出モデルの詳細を具体的に述べることにする。

2. 流出量再現モデル

先に述べたように、タンクモデルを出発モデルとして、竜の口山南谷の流量を再現できる流出モデルを探索した結果、Fig. 2 に示すモデルを得た。モデル構造はやや複雑であるが、基本的には菅原のタンクモデル⁷⁾と同様の計算過程がとられる。各段の孔からのアウトプットは貯留高が孔の高さを越えた場合、両者の差に孔のかたわらに記された数字を乗じた値になる。計算は mm 単位、日単位で行う。まず、雨は1段目のタンクに入れられる。一般のタンクモデルでは、側壁よりのアウトプットはすべて流出量となるが、本モデルの1段目においては、アウトプット量に η を乗じた量が流出量となる。 $(1-\eta)$ を乗じた残量は、底面よりのアウトプットとともに2段目へ浸透する。 η の値は、2, 3, 4 段目の貯留量によって定まり、下位の3タンクの貯留量が小さいほど小さくなる。すなわち、下位のタンクの貯留量は土壌水分の状態を表し、小さい場合は雨が土壌に吸収されて直接流出にならないことを表現している。 η は、 h_i を i 段目のタンクの貯留量とすると、

$h_2 > 55 \text{ mm}$ のとき

$$\eta = 0.02(h_2 - 55) + 0.0005(h_3 + h_4) \dots\dots\dots(1)$$

$h_2 \leq 55 \text{ mm}$ のとき

$$\eta = 0.0005(h_3 + h_4) \dots\dots\dots(2)$$

ただし、

$$\eta \leq 1 \dots\dots\dots(3)$$

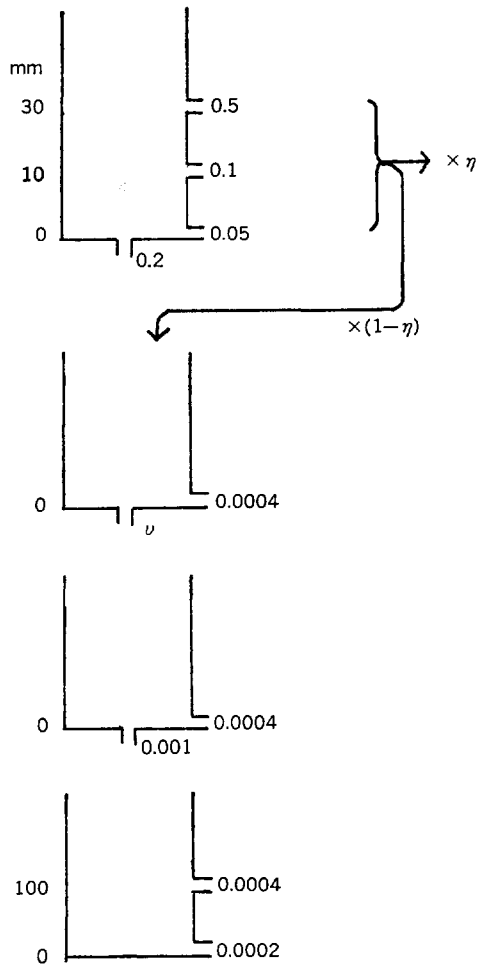


Fig. 2 流出量再現モデル

Model for the runoff simulation

A number on the right of each outlet indicates the ratio of the outflow to the difference between the storage and the height of the outlet whose value is shown on its left side.

とする。また、2段目の浸透孔 ν は、3段目の貯留量により変化するものとする。この点もまた、貯留量が少なく、より乾いた条件で上段の雨水を吸収することを表したものである。すなわち、

$$h_s > 100 \text{ mm のとき} \quad \nu = 0.02 \quad \dots\dots\dots(4)$$

$$h_s \leq 100 \text{ mm のとき} \quad \nu = 0.02 + 0.0015(100 - h_s) \quad \dots\dots\dots(5)$$

ただし、

$$\nu \leq 1 \quad \dots\dots\dots(6)$$

とする。

蒸発散は、次節で定める蒸発散の可能量を、3段目から差し引く。ただし、3段目の貯留量がゼロの場合は、4段目から蒸発散の可能量の1/2を差し引く。この点は、3段目タンクが空になるような乾燥状態では、蒸発散量がその可能量を下回り、いわゆる蒸発散の抑制が生じていることを表している。

以上で述べた流出モデルは、流出量が観測値に合うように求めたものであって、かなり複雑であり、モデル構造の物理性がはっきりしているとはいえない。このような特徴は、流出モデルとして決して好ましいものではない。簡単、かつ物理性の明確なモデルの開発が今後の課題と考えられるが、流出量を再現するという、ここでの目的には一応適合すると判断し、本モデルを採用することにした。

3. 蒸発散量推定法

前節における流出再現モデルに入力される蒸発散の可能量は、ペンマン式により得られる水面からの可能蒸発量に一定の割合を乗じて求めることにした。すなわち、

$$E_T = \mu E_P \quad \dots\dots\dots(7)$$

ここに、 E_T は蒸発散の可能量 (mm day⁻¹) であり、 E_P はペンマン式

$$E_P = \frac{\Delta}{\Delta + \gamma} \left(\frac{R_n - G}{\lambda} \right) + \frac{\gamma}{\Delta + \gamma} E_A \quad \dots\dots\dots(8)$$

によって表される浅い水体の水面からの可能蒸発量 (mm day⁻¹) である¹³⁾。なお、 R_n : 純放射量 (cal cm⁻² day⁻¹)、 G : 地中熱流量 (cal cm⁻² day⁻¹)、 λ : 水の蒸発潜熱 (cal cm⁻² mm⁻¹)、 γ : 乾湿計定数 (mmHg deg⁻¹)、 Δ : 飽和水蒸気圧曲線の勾配 (mmHg deg⁻¹)、 E_A : drying power (mm day⁻¹) である。 E_A は、

$$E_A = 0.35(0.5 + 0.537 u)(e_s - e_a) \quad \dots\dots\dots(9)$$

で表される。 u : 地上 2 m の風速 (m sec⁻¹)、 e_s は気温 T_a における飽和水蒸気圧 (mmHg)、 e_a は空気の水蒸気圧 (mmHg) である。また、 R_n は

$$R_n = (1 - \alpha) Q_{ext} (0.18 + 0.55 \frac{n}{N}) - (T_a + 273)^4 \sigma (0.56 - 0.092 \sqrt{e_a}) (0.1 + 0.9 \frac{n}{N}) \quad \dots\dots\dots(10)$$

で求められる¹⁴⁾。ここに、 α : アルベド、 Q_{ext} : 大気外太陽放射量 (cal cm⁻² day⁻¹)、 σ : ステファン定数 (cal cm⁻² day⁻¹ deg⁻⁴)、 n : 日照時間 (hour)、 N : 可能日照時間 (hour) である。 Q_{ext} 、 N は地球上の位置と時刻により定まり、 λ 、 Δ は気温 T_a により定まる。また、 γ 、 σ は定数である。 G は R_n に比べ冬などは無視し得ないが、ここでは概略値を得るという立場から省略する。 α は水面での値 0.05 を用いる。これは E_P をあくまでも水面での値と考えているためである。結局、 T_a 、 e_a 、 n 、 u が観測によって求めねばならない物理量となる。ここでは、岡山地方気象台の日平均の観測データを用い、すべて日平均値を求めることにした。気象台は、竜の口山試験地より約 7 km 離れ平坦地であるという問題点があるが、流域蒸発散量の概略値を得ることは可能と考えた。

以上の式によって、ペンマンの可能蒸発量 E_P が計算できる。流出再現モデルに必要な蒸発散の可能量 E_T を求めるためには、 μ を決定する必要がある。そこで、Table 1 に示す年間水収支表 (暦年を水年としている) から、1年間の蒸発散総量の平均値が年損失量の平均値に等しいとして、 E_P と比較し、 μ を求めることにした。なお、 μ の値については、季節により異なるともいわれている¹⁰⁾が、簡単のため年間を通じ一定の値とした。Table 1 によれば、植生変化前の 1975~79年の5年間の年損失量の平均は 857.7

Table 1. 年間水収支
Annual water budget

年 year	降水量 Precipitation (mm)	流出量 Water yield (mm)	損失量 Loss (mm)	可能蒸発量 Potential evaporation (mm)
1975	1178.7	305.8	872.9	995.4
1976	1508.2	632.6	875.6	937.3
1977	1100.1	266.0	834.1	974.0
1978	820.3	113.8	706.5	1075.1
1979	1344.5	345.4	999.1	963.2
平均 (Average)	1190.4	332.7	857.7	989.0
1980	1571.6	848.3	723.3	896.2
1981	1203.4	568.9	634.5	971.0
1982	1154.2	319.0	835.2	1005.3
1983	1180.0	408.0	772.0	1201.7
1984	937.2	243.6	693.6	1149.6
平均 (Average)	1209.3	477.6	731.7	1044.8

mm, E_p の平均は 989.0 mm であるから, その比は 0.87 となる。 μ の値としては, 3 段目のタンクが空になって蒸発散抑制が生じる点を考慮し, 0.87 よりもやや大きめの値を用いる必要がある。そこで, μ の値を 0.90 と定めることにした。

IV 流出モデルの適用結果

1. 流出量の再現結果

松枯れによる森林変化が生じる以前, 1975~79年の期間における流出モデルの適用結果は, Fig. 3 に示すとおりである。降雨に対応した変動, 長期の無降雨期間の減衰は, とくに計算値が観測値をよく再現している。このことは, 南谷における流出量を気象条件から推定するうえで, 前章で説明した流出モデルの適用が妥当であることを意味するものである。

2. 森林変化後の流出量の変化

前節の結果から, 松が健全である条件下における流出量が流出モデルで推定できる。したがって, 1980年以降の気象条件を流出モデルに与えて得られる計算流出量は, 松枯れが生じなかった場合の流出量とみなすことができる。そこで, 計算流出量と観測流出量の差は, 松枯れによって生じたものと考えられる。

Fig. 4 は, 以上の考えに基づき, 1980~84年の5年間の流出量を, 観測値と計算値で比較したものである。計算値は観測値よりも小さい傾向があり, 松枯れによって流出量が増加したことがわかる。なお, 1982年は, 基底流出量が観測値と計算値でほぼ一致しているため, 両者に差がないようにも見える。これは, Fig. 4 が流出量の数オーダにわたる変化を表示するため片対数グラフを採用していることを関係する。そこで, Fig. 5 に, 1982年のハイドログラフをノルマル表示で示した。流出量の大きい部分で, 観測値が計算値を上回っていることが, はっきりとわかる。

次に、日流出量が松枯れによって、どの程度増加したのを調べてみる。Fig. 6 は、横軸に計算流出量、縦軸に観測流出量をと、松枯れ前後の両者の関係を比較したものである。なお、松枯れ前の解析期間は、松枯れ後を1981~84年の4年間とした関係上、データ数を揃えるため、1975~78年の4年間とした。また、データ数は、松枯れ前後で各 1461 個あり、全数表示すると、ばらつきのため両者の関係がみづらいものとなる。そこで、計算流出量を小さいものから順に並べ、10 個ずつに区切り、その 10 個の平均値を一つのプロットとして表示した。

Fig. 6 をみると、流出量の大きさにかかわらず、松枯れ後に流出量が増加している傾向が明らかである。そして、プロットは両対数表示でおおむね直線に並ぶ。そこで、次の式形の相関関係を求めることにした。

$$Q_b = aQ_c^b \quad \dots\dots\dots(11)$$

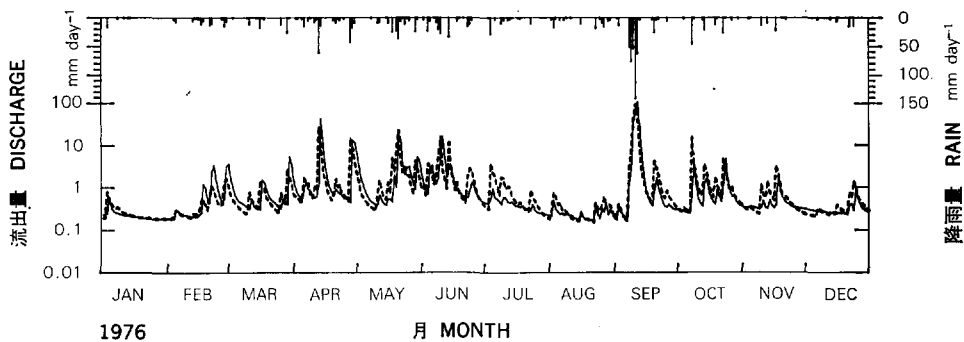
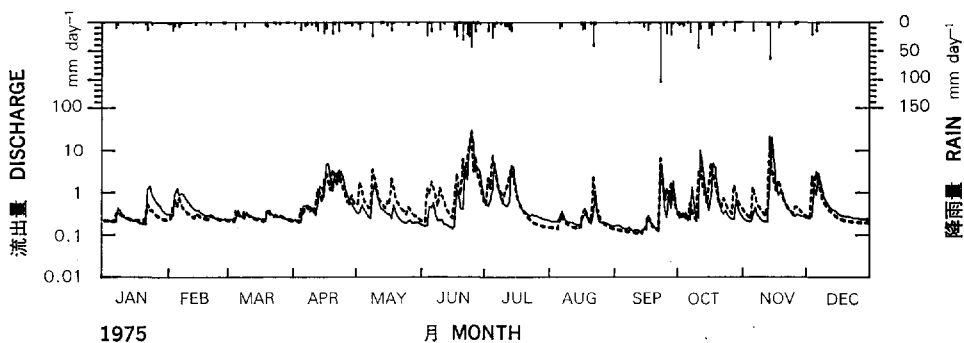
ここで、 Q_b : 観測日流出量 (mm day^{-1})、 Q_c : 計算日流出量 (mm day^{-1})、 a 、 b : 係数である。その結果、松枯れ前は、

$$Q_b = 0.768 Q_c^{0.878} \quad \dots\dots\dots(12)$$

となり、松枯れ後は、

$$Q_b' = 1.195 Q_c'^{0.826} \quad \dots\dots\dots(13)$$

となった。なお、松枯れ後にはダッシュを付けて表した。計算日流出量には松枯れの影響がなく、 $Q_c' = Q_c$ とみなされるから、松枯れ後の観測日流出量 Q_b' は、松枯れ前の観測日流出量 Q_b によって、



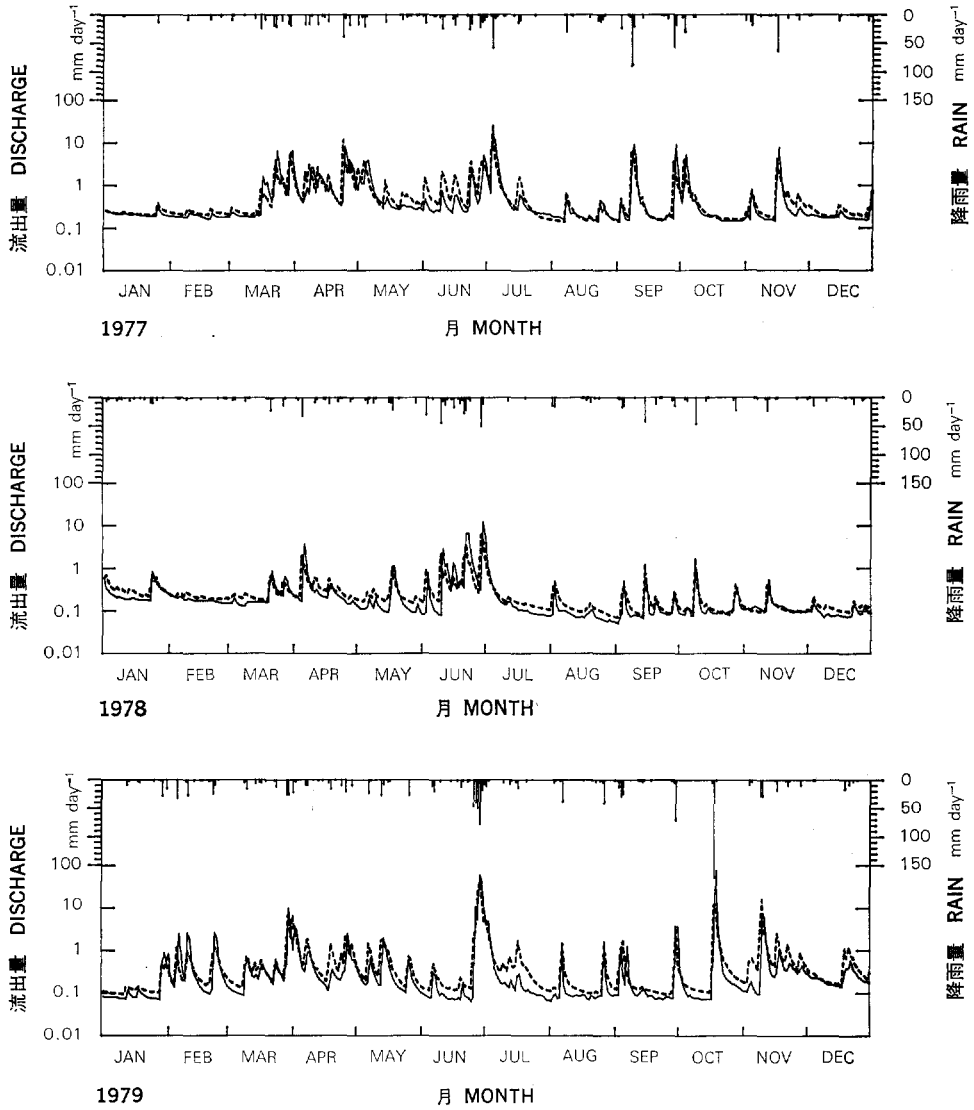
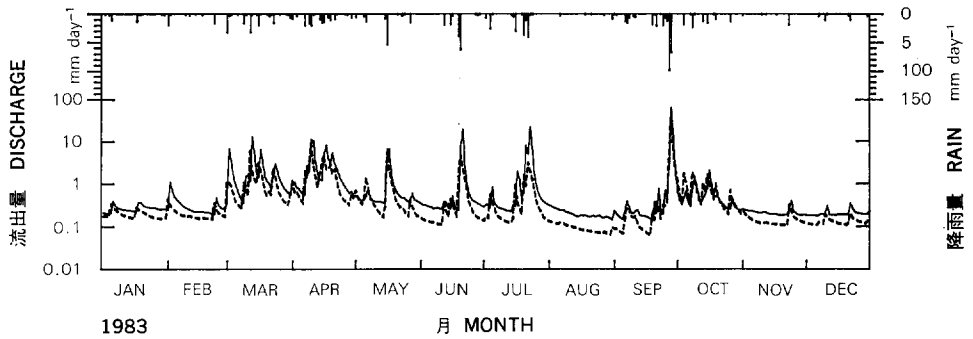
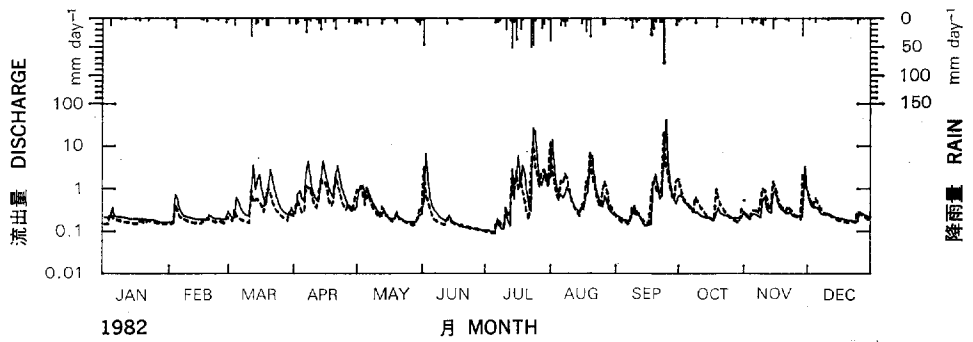
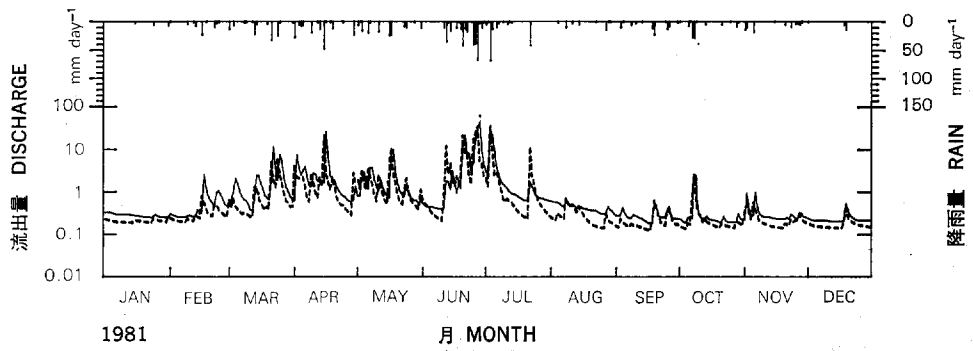
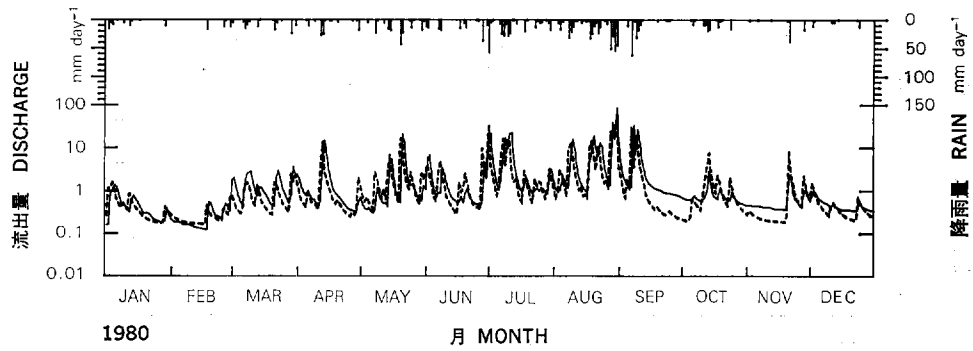


Fig. 3 松枯れ前における観測流出量と計算流出量の比較 (片対数表示)

Comparison between the observed and simulated hydrographs before killing of pine trees (on semilogarithmic graph papers)

注) — : 観測流出量, Observed
 --- : 計算流出量, Calculated



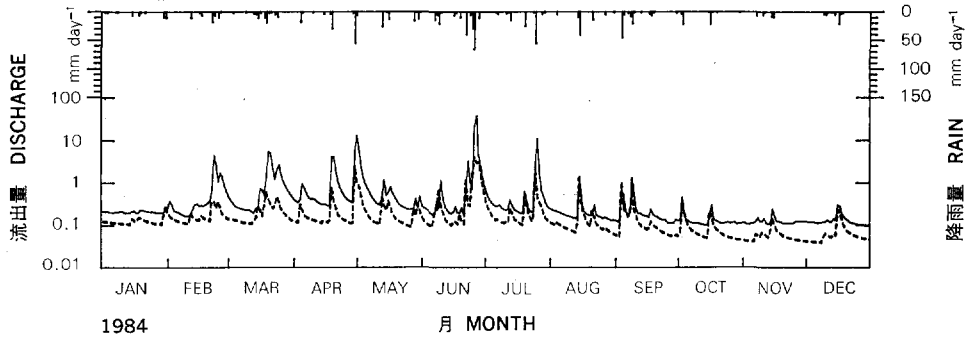


Fig. 4 松枯れ後における観測流出量と計算流出量の比較 (片対数表示)
Comparison between the observed and simulated hydrographs after killing of pine trees (on semilogarithmic graph papers)

注) —— : 観測流出量, Observed
----- : 計算流出量, Calculated

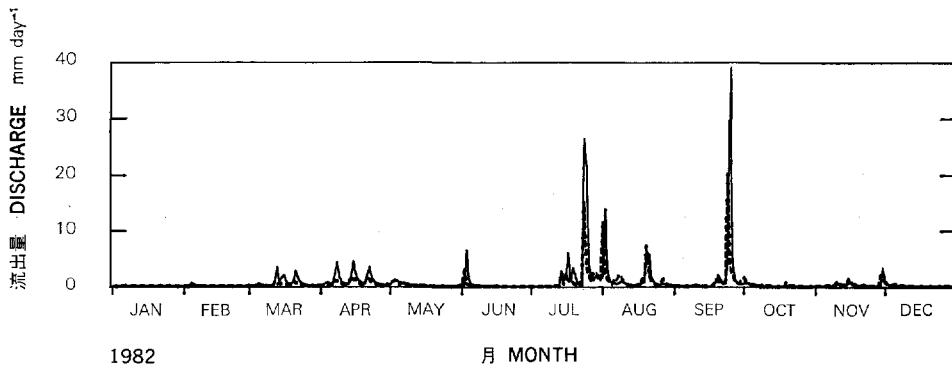


Fig. 5 普通目盛方眼紙上における1982年の観測流出量と計算流出量の比較
Comparison between the observed and simulated hydrographs in 1982 (on a normal graph paper)

注) —— : 観測流出量, Observed
----- : 計算流出量, Calculated

$$Q_b' = 1.532 Q_b^{0.941} \quad \dots\dots\dots(14)$$

と表される。この式から、 Q_b' と Q_b の比 R を求めると、

$$R = 1.532 Q_b^{-0.059} \quad \dots\dots\dots(15)$$

となり、 Q_b が大きくなると R は減少する。このことは、日流出量が大きいほど、松枯れによる日流出量増加の割合が徐々に減少することを意味している。

ちなみに、いわゆる河川流況指標¹⁹⁾ごとに R の値を求めてみると次のようになる。まず、1975~78年の観測流出量の流況曲線を作成して、各流況指標の値を求めると、洪水流量 (1年の日流量を大きい方から並べたときの355日目の流量。以下日数のみを略記する。) は $0.082 \text{ mm day}^{-1}$ 、低水流量 (275日) は

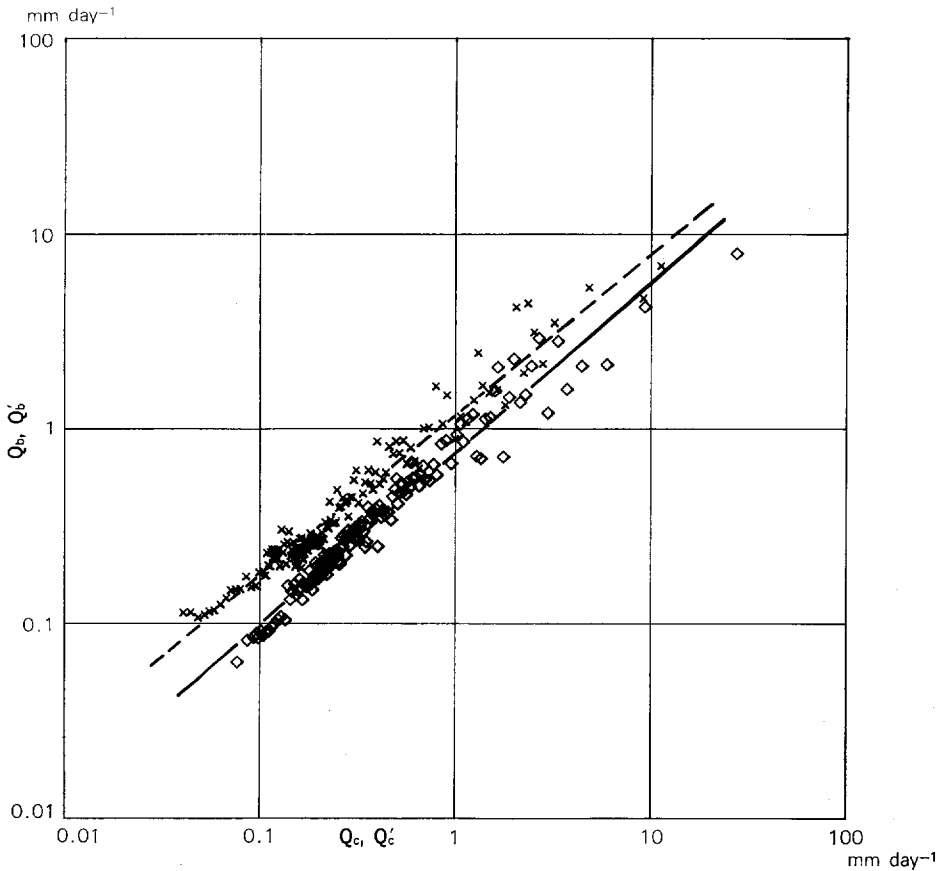


Fig. 6 松枯れ前後における日流出量の観測値 (Q_b, Q_b') と
計算値 (Q_c, Q_c') の関係

Relationships between the observed (Q_b, Q_b') and
simulated (Q_c, Q_c') daily runoffs before and after
the killing of pine trees

□ : Before the killing × : After the killing
— : (12) 式 Eq. (12) ---- : (13) 式 Eq. (13)

0.178 mm day⁻¹, 平水流量 (185日) は 0.254 mm day⁻¹, 豊水流量 (95日) は 0.465 mm day⁻¹ となる。これに対する松枯れによる日流出量の増加の割合は, 渇水流量で 1.78 倍, 低水流量で 1.70 倍, 平水流量で 1.66 倍, 豊水流量で 1.60 倍となる。

以上の解析により, 松枯れによって日流出量はその大きさのいかんにかかわらず増加すること, その増加割合は流出量大きいほど小さくなることがわかった。

V 蒸発散に関する考察

一般に, 蒸発散量は植生変化によって大きく変化し, 流出量に及ぼす影響も大きい⁶⁾。しかし, 流域における蒸発散量の真値を推定することはきわめて難しく, 水文学の重要な課題となっている¹⁸⁾。ところで, 本稿の流出モデルにおいては, 流出再現モデルに入力される蒸発散量の推定に関して, ペンマンの可

能蒸発量に年中一定の比をかけた数値が用いられ、蒸発散を構成する蒸散、遮断蒸発、土壌面蒸発の区分に基づいてはいない。本推定法はいわば便宜的に採用されたものにすぎない。にもかかわらず、モデルによる計算流出量は、松枯れ以前において、観測流出量をよく再現しているから、本推定法による蒸発散量は、推定の困難な真の流域蒸発散量に対して、近似値を与えていることは認めてよい。一方、流域蒸発散量については、貯留量がほぼ等しいとみられる期間に対して水収支式を適用して推定する方法が、従来よりよく行われている。そこで、本章では、蒸発散量の年量および季節変化について両者の推定法を比較し、流域蒸発散量の真値の推定に関する考察を行うことにした。

1. 年蒸発散量

蒸発散の年量については、水年を単位とする水収支によって得られる損失量をもとに推定することが、普通に行われている。竜の口山南谷においては、冬季に雨が少なく、Fig. 3, Fig. 4 をみてもわかるように、冬に安定した基底流出期間が続くことから、暦年を水年とみなすことに問題はないであろう。そこで、暦年を単位として水収支をとり、各年の損失量と、流出モデル計算において使われた蒸発散量とを比較することにした。

Fig. 7 は、年降水量 P 、 P から年流出量の観測値を差し引いた年損失量の観測値 L_b 、 P から年流出量の計算値を差し引いた年損失量の計算値 L_c 、ペンマンの可能蒸発量 $\times 0.9$ の値から抑制分 (タンクの3段目が空になったときに抑制が生じる) が差し引かれ、実際に流出モデルの計算で使われた蒸発散量の年量 E_{ty} の経年変化を示したものである。この図より次の点が指摘できる。

- ① 損失量の計算値 L_c は、松枯れ前の1975~79年の期間において、実測値 L_b とよく一致している。
- ② 松枯れの生じた1980年以降は、 L_c が L_b よりも大きい。
- ③ 蒸発散量 E_{ty} の経年変化は、損失量 L_b 、 L_c の経年変化とは異なる傾向をもっている。

流出モデルの計算によって得られた損失量 L_c が、モデル計算に使われた蒸発散量 E_{ty} と異なるということは、タンク内貯留量の総量が年初めと年末で一致していないということにほかならない。一方、損

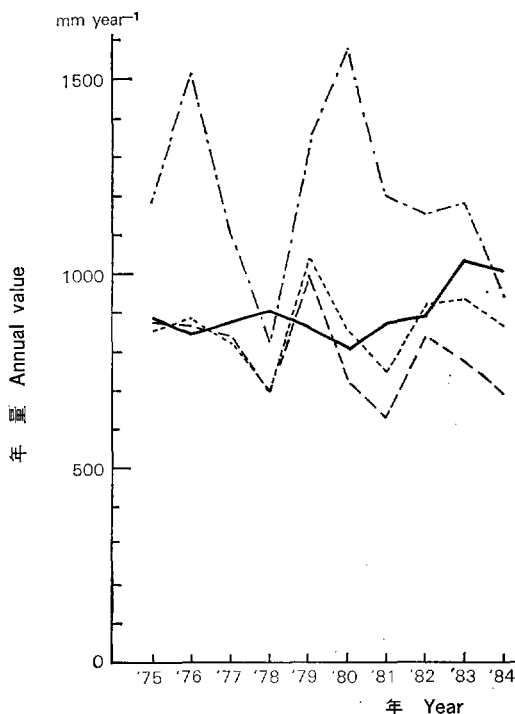


Fig. 7 年間水収支の経年変化
Variations in annual water budget

- : 降水量
Precipitation (P)
- : 観測流出量から求められた損失量
Loss estimated from the observed runoff (L_b)
- · - ·: 計算流出量から求められた損失量
Loss estimated from the simulated runoff (L_c)
- : 流出計算に用いられた蒸発散量
Evapotranspiration used in the runoff simulation (E_{ty})

失量は、松枯れ前において、実測値 L_b と計算値 L_c がよく一致している。したがって、流域内貯留量もまた、タンク内貯留量と同様、年初めと年末で一致せず、タンク内貯留量が減少する場合は流域的貯留量も減少するというような対応関係が存在するものと推定される。

特に、渇水年とその翌年の損失量、蒸発散量の関係は、上の推定をもとにすれば、合理的に説明できるように思われる。すなわち、Fig. 7 をみると、渇水年である1978年の年損失量が小さく、翌79年の損失量が大変大きくなっている。一方、蒸発散量は、78年はむしろ他の年よりも大きく、79年は平年なみである。1978年において、損失量の計算値 L_c が計算で使われた蒸発散量 E_{ly} よりも小さいということは、その差だけタンク内貯留量が減少したということである。1979年になると、 L_c は E_{ly} を上回っているが、これはタンク内貯留量が増加したことを意味している。先の推定が正しいとすると、流域内貯留量もまた、1978年に減少し、79年に増加することになる。このように考えれば、渇水年である1978年の流域蒸発散量は損失量の観測値 L_b よりも大きく、翌79年の流域蒸発散量は L_b よりも小さいという結果が得られる。このことは、渇水年の流域蒸発散量が普通に考えられるほど小さいわけではないということを示唆しており、興味深い結果といえる。

2. 蒸発散の季節変化

最近では、流域よりの蒸発散量の季節変化を推定する有力な方法として、短期水収支法が広く用いられるようになってきた^{18)~19)}。そこで、本節では、短期水収支法によって得られる蒸発散量と、流出モデル計算で使われたペンマン法に基づく蒸発散量とを比較し、その季節変化の違いについて検討する。

短期水収支法は、流出量の大きさが相等しく、かつその減衰勾配が相等しい時点では流域内貯留量が相等しいとみなすことにより、その時点間で水収支を考え、降水量と流出量の差として期間内平均蒸発散量を求めるというものである。解析手順については、鈴木¹⁹⁾にしたがうことにした。すなわち、まず貯留量が相等しいとみなせる時点を決めるには次のように行う。

- ① 先行する2日間に降雨がなく、当日も無降雨である日を水収支の起日、終日の候補とする。
- ② この候補となる起日と終日の組から、日流出量の差が日流出量の2%以内であるものを選び出し、起日、終日をそれぞれ t_1 , t_2 とする。
- ③ この組のうち、期日が8日以内のもの、60日以上ものを除外する。

集計方法は次のようにした。まず、 t_1 , t_2 で囲まれる水収支期間の降水量から流出量を差し引き、期間日数で割って、期間の平均蒸発散量推定値を求める。この値は、前述の①~③の条件が適合しない期間には得ることができず、その期間の蒸発散推定値は空白となるが、一般に水収支期間の数だけ複数の推定値が得られる。このような場合は、推定値を平均して、当日の値とする。各年の値を日ごとに平均し、さらに月ごとに集計すれば、月蒸発散量の累年平均値が得られる。

なお、鈴木¹⁹⁾は、渇水による蒸発散量の抑制が生じない場合の季節変化を求めるための操作を付け加えている。しかし、本稿では、抑制の生じた場合を含めた蒸発散量の季節変化を求めることにし、上記の操作は加えなかった。

以上に述べた手順によって、松枯れ前1975~79年の流出量をもとに短期水収支法の計算を行い、各月の蒸発散量の5か年の平均値を求めた。この各月の蒸発散量は、観測流出量に基づくものほかに、流出モデルによって得られる計算流出量に基づくものを求めることができる。そこで以下の議論の都合上、両方の流出量をもとにした蒸発散量を計算することにした。

Fig. 8 は、短期水収支法によって推定された観測流出量に基づく蒸発散量 E_b 、計算流出量に基づく蒸発散量 E_c 、ペンマンの可能蒸発量 E_{pm} 、 $E_{pm} \times 0.9$ から抑制分が差し引かれ、実際に流出モデルの計算で使われた蒸発散量 E_{tm} の季節変化が示されている。図をみると、短期水収支法による E_b と E_c はおおむね似た季節変化をもっているが、 E_{tm} の季節変化はこれと異なった傾向をみせている。すなわち、春から夏にかけては、 E_b 、 E_c が E_{tm} を下回り、秋から冬にかけては逆の傾向がみられる。計算流出量をもとにして得られた E_c が、ほかならぬ流出モデル計算で使われた E_{tm} と一致しないという結果である。この点についてやや詳しく検討する。

その検討のため、計算流出量をもとにした短期水収支法の計算過程について調べた。Fig. 9(a) は、一例として1977年において、水収支をとった2時点 t_1 、 t_2 間の期間平均日蒸発散量の推定値をすべて載せたものである。また、Fig. 9(b) は、Fig. 9(a) に示した水収支期間の起日と終日のタンク内貯留量の総量

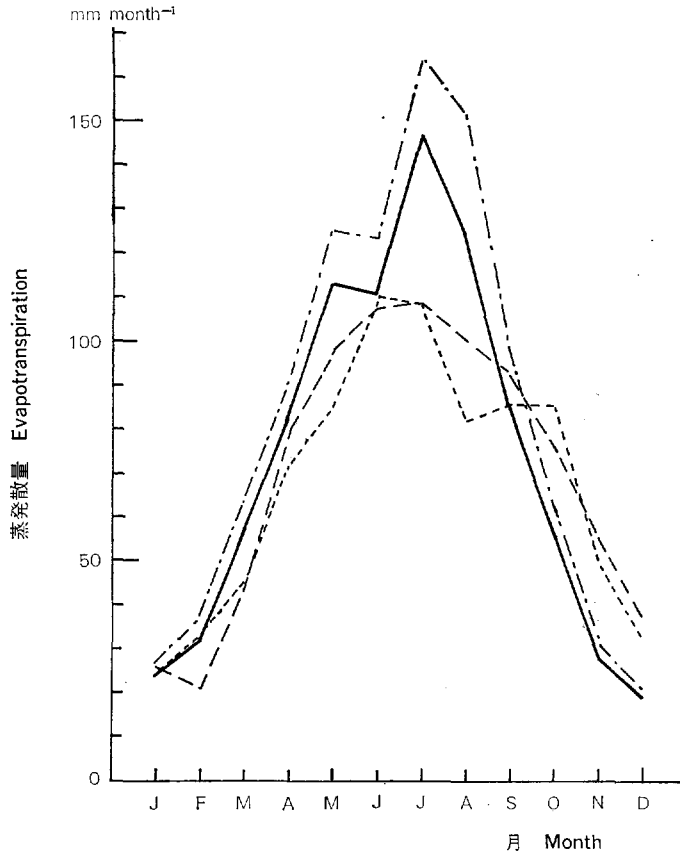
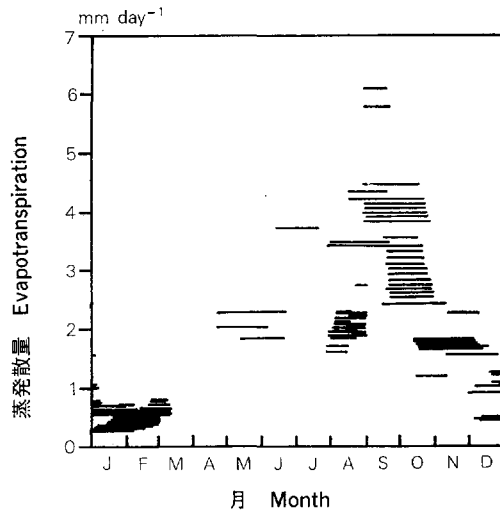


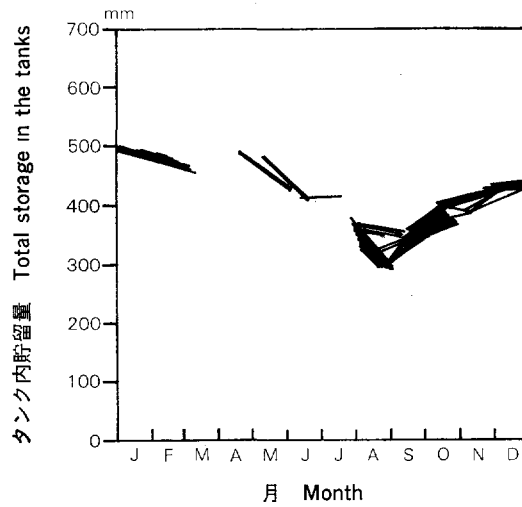
Fig. 8 蒸発散量の季節変化

Seasonal variations in evapotranspiration

- — — : 観測流出量をもとに推定された蒸発散量
Evapotranspiration estimated from the observed runoff (E_b)
- - - - : 計算流出量をもとに推定された蒸発散量
Evapotranspiration estimated from the simulated runoff (E_c)
- — — : 流出計算に用いられた蒸発散量
Evapotranspiration used in the runoff simulation (E_{tm})
- · - · : 可能蒸発量 Potential evaporation (E_{pm})



(a) 水収支期間の平均蒸発散量
Average evapotranspiration during the water-budget period



(b) 水収支期間の起日と終日のタンク貯留量の変化
Changes in the total storage in the tanks between the beginning and end of the water-budget period

Fig. 9 1977年の計算流出量による短期水収支法の結果
Consequences of the short-term water budget method obtained from the simulated runoff in 1977

を直線で結んで示したものである。これによると、水収支期間の起日と終日では必ずしもタンク内貯留量が等しくなく、季節による貯留量の変化傾向がみられる。すなわち、春から秋にかけて貯留量が減少し、秋から冬にかけてこれが回復する。そのため、渇水年とその翌年の損失量について前節で述べたのと、ちょうど同じように、貯留量が減少する春から夏にかけて、水収支から得られた蒸発散推定値が流出モデル計算で使われた蒸発散量より小さく、貯留量が増加する秋から冬にかけて、水収支からの推定値が計算で使われた値より大きくなったわけである。

以上に述べたことは、あくまでも計算流出量をもとに短期水収支法で計算された蒸発散推定値と、流出モデルの計算で使われた蒸発散量との関係において得られたことであり、観測流出量をもとにした蒸発散推定値と、流域蒸発散量の真値との関係が同様のものであることは、保証の限りでない。しかしながら、流出量においても、短期水収支法によって得られた蒸発散量においても、計算値は観測値をよく再現していることからみて、実際の南谷流域においても、流域内貯留量が春から夏にかけて減少し、秋から冬にかけて増加するため、短期水収支法による推定値が流域蒸発散量の真値に一致しないというように推測することもできよう。とすれば、春から夏にかけては、流域蒸発散量の真値が短期水収支法による推定値より大きく、秋から冬にかけては、真値が推定値より小さいということになる。

このような推定をもとに、短期水収支法に関する従来の研究を検討すると、次のような問題点を指摘することができる。まず、高瀬ら¹⁸⁾は、短期水収支法によって計算された蒸発散推定値をペンマンの可能蒸発量と比較し、前者の後者に対する比が、秋から冬にかけて、従来報告されてきた値よりも大きいという結果を得、その原因を土壌や植物の条件と結びつけて検討している。また、鈴木¹⁹⁾は、9月から1月にかけて、短期水収支法によって計算された蒸発散推定値が有効放射量（純放射量から貯熱変化量を差し引いた量）を上回る結果を得、その原因を移流効果に求めている。これらの結果は、短期水収支法による蒸発散量の推定値が、秋から冬にかけて、普通に考えられている値より大きめの値になるという点で共通している。もし、竜の口山南谷を対象として推定したのと同じように、流域蒸発散量の真値が短期水収支法による推定値より、秋から冬にかけて小さく、普通に考えられている値より特に大きくないとすれば、高瀬らや鈴木¹⁹⁾の結論は再検討の余地があるといえる。短期水収支法による蒸発散量推定のためには、水収支期間の起日と終日の流域内貯留量が等しい必要があるが、必ずしもこの条件が満足されず、特に秋から冬にかけて、大きな誤差が生じる可能性がありそうである。流域蒸発散量の季節変化を求めるためには、短期水収支法の結果のみに頼ることなく、他の方法を併用して、総合的に判断する必要があるものと思われる。

VI お わ り に

本研究においては、森林植生変化が流出に及ぼす影響を単独流域法で解析するため、流出モデルを用いて検討を行った。流出量再現モデルとしては、タンクモデルを改良したものをを用い、蒸発散量はペンマンの可能蒸発量をもとに推定した。このモデルを竜の口山南谷に適用してパラメータを定め、1980年の松くい虫による松枯れ後の流出変化を解析した。その結果、松枯れ前の流出量は流出モデルによってよく再現され、松枯れ後の流出増加の傾向を定量的に解析することができた。さらに、流出モデルの再現結果をもとに、流域蒸発散量の検討を行い、水収支式が成立するとみなして計算された蒸発散量に含まれる誤差について言及した。

ところで、本稿の流出モデルによる森林変化の流出に及ぼす影響の解析には、いまだに不十分な点が多く残されている。特に、松枯れ前の流出再現能力はもっと向上させねばならないと考えられる。流出量の観測値と計算値の相関関係を表す (11) 式の係数は、松枯れ前においては、 a 、 b ともに 1 に近い値でなければならないが、(12) 式では必ずしもそうになっていない。したがって、流出再現能力をもっと向上させ、植生変化による流出特性の変化をもっとこまかく解析することが、是非必要である。

さらに将来の研究の方向としては、任意の流域における森林植生の変化の流出への影響を、実際に森林変化が生じる前に予測することが望まれる。そのためには、森林変化により、流出再現モデルのパラメータがどのように変わり、蒸発散量がどのように変わるのかが予測できなければならない。本稿の流出モデルでは、それに対応することが難しく、水循環機構に基づく、より物理性の明確な流出モデルが必要である。しかしながら、森林の水循環機構に及ぼす効果が十分表現できる流出モデルはいまだに完成してはいない¹⁶⁾。今後、より詳細な流域水文現象の観測¹⁷⁾を行って、この流出モデルを開発してゆきたいと考えている。

最後に、貴重な御批判、御助言をいただいた石川政幸防災部長、関西支場の服部重昭防災研究室長、小林忠一主任研究官に、深く感謝の意を表す。

なお、研究費の一部として、科学技術振興調整費（研究課題名：森林の水保全機能計量化のための基礎的研究）を使用したことを付記する。

引用文献

- 1) 中野秀章：森林水文学。共立，228 pp，(1976)
- 2) HEWLETT, J. D. : Principles of forest hydrology. The Univ of Georgia Press, p. 86, (1982)
- 3) 中野秀章：森林伐採および伐跡地の植被変化が流出に及ぼす影響。林試研報，240，1～251，(1971)
- 4) 武田繁後：竜ノ口山水源涵養試験第 1 回報告〔昭和 12～14 年両谷比較観測成績〕。農林省山林局施業参考資料第七輯，1～181，(1942)
- 5) 藤枝基久・阿部敏夫：竜の口山試験地における森林の成立が流出に及ぼす影響。林試研報，317，113～138，(1982)
- 6) 阿部敏夫・谷 誠：松くい虫による松枯れが流出に及ぼす影響。日林誌，67，261～270 (1985)
- 7) 菅原正巳：流出解析法。共立，257 pp，(1972)
- 8) 阿部敏夫・岸岡 孝・谷 誠：竜ノ口山北谷の土壌水分状態と直接流出の関係について。日林関西支講，32，171～174，(1981)
- 9) 谷 誠・阿部敏夫・岸岡 孝：雨量がすべて直接流出となる条件での流出解析。日林論，93，463～466，(1982)
- 10) 榎根 勇：水文学。大明堂，p. 94，(1980)
- 11) ——：水文学。大明堂，p. 101，(1980)
- 12) 高橋 裕篇：河川水文学。共立，p. 41，(1978)
- 13) 高瀬恵次・丸山利輔：水収支法による季別流域蒸発散量の推定。農土論集，76，1～6，(1978)
- 14) 鈴木雅一：山地小流域における蒸発散の研究。京大農博士学位論文，162 pp，(1979)
- 15) ——：短期水収支法による森林流域からの蒸発散量推定。日林誌，67，115～125，(1985)
- 16) 谷 誠：森林の降水流出に与える影響の評価に関する研究の方法について。林試関西支年報，23，59～68，(1982)
- 17) 谷 誠・阿部敏夫：竜の口山森林理水試験における研究の成果と今後の展望。林試関西支年報，26，59～64，(1985)

An Evaluation of the Effects of Forest Change on Streamflow Using a Runoff Model

Makoto TANI⁽¹⁾ and Toshio ABE⁽²⁾

Summary

It is difficult for a hydrologist to check effects of a forest change on streamflow in a watershed when he doesn't have a control watershed. In that case, he has to estimate the runoff from the climatic conditions. We applied a runoff model for this process.

The study area is Minamitani Watershed (22.6 ha) on the Tatsunokuchiyama Experimental Forest (Fig. 1). The annual precipitation is 1228.7 mm, the annual mean-temperature is 14.3°C and the soil is Clay loam derived from Palaeozoic formations. An artificial forest of 20-year-old Japanese black pine (*Pinus thunbergii* PARL), which had covered 69% of the watershed, was killed completely by the pine-wood nematode (*Bursaphelenchus xylophilus* (STEINER et BUHRER) NICKLE) in 1980.

The 5 years (1975-1979) before the killing of the pine were regarded as the calibration period, and the values of runoff-model parameters were determined by the trial and error method. The SUGAWARA's Tank Model was selected, but some modifications had to be added. A good model, which could simulate the runoff of the watershed before the killing, is explained as follows (Fig. 2).

The basic algorithm of this model follows that of the SUGAWARA's model. The unit of the time for the calculation is day. Rain enters the top tank first. An outflow from each outlet on the side wall of the tank contributes to runoff, and that, from an outlet on the base contributes to infiltration. However, the outflow from the side outlets of the top tank doesn't always contribute to the runoff, but part of the outflow infiltrates into the second tank with the outflow from the outlet of its bottom. The ratio (η) of the runoff to the outflow from them depends on the storage in the second (h_2), third (h_3) and fourth (h_4) tanks. η is determined as

$$\begin{aligned} h_3 > 55 \text{ mm} & \quad \eta = 0.02(h_2 - 55) + 0.0005(h_3 + h_4) \\ h_3 \leq 55 \text{ mm} & \quad \eta = 0.0005(h_3 + h_4) \end{aligned}$$

But

$$\eta \leq 1$$

The outlet size (ν) on the base of the second tank depends on the storage in the third tank.

$$\begin{aligned} h_3 > 100 \text{ mm} & \quad \nu = 0.02 \\ h_3 \leq 100 \text{ mm} & \quad \nu = 0.02 + 0.0015(100 - h_3) \end{aligned}$$

But

$$\nu \leq 1$$

The techniques above mentioned express effects of soil moisture deficit.

Evapotranspiration is deduced from storage in the third tank. The value is equal to the

potential evapotranspiration. When the third tank is empty, half of the potential value is deduced from the fourth tank. The potential evapotranspiration (E_T) is given by Penman's potential evaporation (E_P) as

$$E_T = \mu E_P$$

μ was estimated at 0.9 through the annual water budget (Table 1). The daily potential evaporation values were calculated by the Penman Equation from the daily mean values of air temperature, vapor pressure and wind velocity, and the durations of sunshine, observed at a meteorological observatory 7 km from the watershed.

The observed hydrograph during the calibration period was simulated successfully by our runoff model (Fig. 3). Therefore, we were able to obtain the hydrograph after 1980 estimated on the assumption that the killing had not occurred. It was believed that the differences between the observed and simulated hydrographs indicated the changes in the runoff caused by the killing of the pine (Fig. 4, 5, 6).

The correlations between the observed (Q_b) and simulated (Q_c) daily runoff values were expressed as follows :

Before the killing (1975~1979)

$$Q_b = 0.768 Q_c^{0.878}$$

After the killing (1981~1984)

$$Q'_b = 1.195 Q'_c^{0.826}$$

Since $Q_c = Q'_c$,

$$Q'_b = 1.532 Q_b^{0.941}$$

Or

$$R \equiv \frac{Q'_b}{Q_b} = 1.532 Q_b^{-0.059}$$

It was found that the runoff increased after the killing and that the rate of the increase decreased with the runoff size.

Next, we have a discussion on the estimation of the actual evapotranspiration in the watershed. The evapotranspiration used on the basis of the Penman Equation in our runoff simulation was compared with that obtained through the water budget. Annual evapotranspiration values estimated at the annual losses differed from those used in the simulation (Fig. 7). A seasonal variation in evapotranspiration estimated through the short-term water budget method⁽³⁾ was in discord with that used in the simulation (Fig. 8). The disagreements between the evapotranspiration estimated from the simulated runoff through the water budget, and that used in the simulation, were owing to the changes in the total storage in the tanks of our runoff model (Fig. 9). Therefore, it was seemed that the evapotranspiration estimated from the observed runoff through the water budget might have some errors due to the changes in the water storage in the watershed. The estimation of the actual evapotranspiration in a watershed calls for a future study, considering the results of this study.

(3) See, SUZUKI, M. and Y. FUKUSHIMA : Estimates of evapotranspiration from the land surface of Shiga Prefecture using a digitalized square-grid map database. Lake Biwa Study Monographs 2, Lake Biwa Research Institute, 55 pp., (1985);