

流域蒸発散量の推定方法 III

誌名	日本林學會誌 = Journal of the Japanese Forestry Society
ISSN	0021485X
巻/号	628
掲載ページ	p. 287-293
発行年月	1980年8月

農林水産省 農林水産技術会議事務局筑波産学連携支援センター
Tsukuba Business-Academia Cooperation Support Center, Agriculture, Forestry and Fisheries Research Council
Secretariat



論 文

流域蒸発散量の推定方法(III)

石井正典*・岩崎勇作**

石井正典・岩崎勇作：流域蒸発散量の推定方法(III) 日林誌 62: 287~293, 1980
 林業試験場東北支場山形試験地釜淵1号沢の1939年から1957年までの気象流量資料で蒸発散と土壤水分の関係についての検討を行なった。その結果、蒸発散が気象要素のみに影響を受けると仮定した場合の流出量の標準誤差 σ_E が7.88%であった。一方、蒸発散は気象要素と土壤水分に影響を受けると仮定した場合の流出量の標準誤差が4.14%であって、このときの河道降水率(α)、臨界点定数(c_0, β)、有効水分(M_f)は $\alpha=0.0\%$ 、 $c_0=0.0$ 、 $\beta=0.13$ 、 $M_f=170$ mmであった。1977年、1号沢のA、B層から10箇所ずつ土壤を採取し土壤の物理性について測定を行なったが、透水性は場所によってかなり差が認められた。有効水分は約180mmとなったが、土壤中の石礫等を考慮すると前述の計算値と大差ないと思われる。月別蒸発散比は5、6~9、10~11月に3区分でき、林木の生長期は0.92~0.94とほぼ一定であった。

ISHII, Masanori & IWASAKI Yuusaku: Method of estimating evapotranspiration on a catchment basin (III) J. Jap. For. Soc. 62: 287~293, 1980 A study was made of the relation between evapotranspiration and soil moisture on the basis of meteorological and discharge data collected from 1939 to 1957 on the Kamabuchi No. 1 watershed of the Yamagata Experimental Site, Tohoku Branch, Forestry and Forest Products Research Institute. Results are as follows: In case evapotranspiration was influenced presumably by only meteorological elements, the standard error of runoff (σ_E) was 7.88 percent. In case it was influenced presumably by both meteorological elements and soil moisture, the standard error of runoff was 4.14 percent. In this case, the channel precipitation (α), the critical point constants (c_0, β), and the available moisture (M_f) were 0.0 percent, 0.0 and 0.13, and 170 mm, respectively. Measurements made of the physical properties of the soils which had been collected in 1977 from the A and B layers of each of ten sites on the No. 1 watershed made clear considerable differences in the percolation ratios among the sites. The available moisture was 180 mm, which seems not to be greatly different from that calculated above considering the pebbles present in the soil. The evapotranspiration ratio by months can be sub-divided into three periods, namely May, June to September, and October to November, and it is almost constant (0.92~0.94) in the growth period (June~September) for watershed trees.

I. はじめに

土壤水分と蒸発散による消失との関係には恒率法、減率法および臨界点法が考えられる(I)。前報では釜淵1号沢を利用し、上記3方法についての検討を行なった。その結果、臨界点法が最も精度がよいことがわかった。しかし、前報では圃場容水時の有効水分量、臨界点定数、河道降水率等の未知数を任意に仮定した。これら未知数の値が変化すれば上記3方法の関係が異なってくることも考えられる。したがって、本研究は上記の未知数

の最確値を推定し、あらためて3方法の優劣について検討を行なった。

また、計算で求めた圃場容水時の有効水分量と比較するために流域内から採土し、土壤の物理性について測定を行なった。

なお、本研究は昭和52年度科学研究費補助金一般研究C(代表者 岩手大学農学部佐藤晃三教授)で行なったものの一部である。また、本研究を進めるにあたり、岩手大学農学部佐藤晃三教授、静岡大学農学部村井 宏教授に適切なご助言をうけたことに対して深謝する。

* 岩手大学農学部 Fac. of Agr., Iwate Univ., Morioka 020

** 林業試験場東北支場 Tohoku Branch, For. & For. Prod. Res. Inst., Morioka 020-01

II. 蒸発散の推定

土壌水分と蒸発散による消失との関係には恒率法、減率法および臨界点法があり、それぞれ独立した方法のように思われる。しかし、下記に示す方法によると関連があることがわかる。

前報で臨界点法による蒸発散 $e_T(\text{mm/day})$ は

$$e_T = a \cdot e_P \quad (M > M_c) \quad (1)$$

$$e_T = a \cdot e_P \frac{M}{M_c} \quad (M \leq M_c) \quad (2)$$

とした。ここで、 a : 蒸発散比, e_P : 計器蒸発量 (mm/day), M : 任意日有効水分量 (mm), M_c : 臨界水分量 (mm) である。

さらに、(1) 式の恒率蒸発時と (2) 式の減率蒸発時の過程をわける臨界点 c は恒率蒸発時の蒸発散の値について増大するとの報告(5)がある。NERPIN ら(4) は経験的に時間単位の臨界点関係式を

$$c = 0.57 + 0.33 e_0 \quad (c \leq 1.0) \quad (3)$$

のように求めている。ここで、 e_0 : 蒸発散能 (位) (mm/h) である。

(3) 式は時間単位の臨界点関係式であり、しかも、一定の蒸発散能が継続した場合の結果である。したがって、本研究のように日単位の臨界点関係式に式を応用することは若干問題がある。しかし、現実問題として日単位の臨界点関係式はまだ得られていない。したがって、前報(1)では(3)式を応用し日単位の臨界点関係式を

$$c = c_0 + \beta \cdot e_d \quad (c \leq 1.0) \quad (4)$$

のように、さらに、計器蒸発量を利用する場合の臨界点関係式を

$$c = c_0 + \beta \cdot a \cdot e_P \quad (c \leq 1.0) \quad (5)$$

のように仮定した。ここで、 e_d : 日蒸発散能 (mm/day), c_0, β : 定数である。

なお、 $c=1.0$ のときの M は圃場容水時の有効水分量 M_f (mm) である。ここでいう圃場容水時の有効水分量とは圃場容水量とシオレ含水量の差である。

恒率法では根系が吸収しうる範囲の土壌水分がシオレ点以上であるときは、土壌水分は蒸発散の制限因子とはならないため、 $c=0.0$ となり(5)式でいえば c_0 および β が 0.0 のときである。

また、減率法では根系が吸収しうる範囲の土壌水分が圃場容水量より低くなるとすぐ蒸発散に影響し、蒸発散能以下になるため、 $c=1.0$ となり(5)式では $c_0=1.0$, $\beta=0.0$ のときである。

したがって、恒率法と減率法は臨界点法の特殊な場合と考えればよい。

なお、(1), (2) 式より i 日の蒸発散 $e_{T(i)}$ は

$$e_{T(i)} = \bar{a}_j \cdot e_{P(i)} \quad (M_{(i-1)} > M_{c(i)}) \quad (6)$$

$$e_{T(i)} = \bar{a}_j \cdot e_{P(i)} \frac{M_{(i-1)}}{M_{c(i)}} \quad (M_{(i-1)} \leq M_{c(i)}) \quad (7)$$

となる。ここで \bar{a}_j : j 月の平均蒸発散比, $M_{c(i)}$: i 日の臨界水分量 (mm), $M_{(i-1)}$: $i-1$ 日の有効水分量 (mm) である。

また、臨界点 $c(i)$ は

$$c(i) = c_0 + \beta \cdot \bar{a}_j \cdot e_{P(i)} \quad (c(i) \leq 1.0) \quad (8)$$

である。

III. 蒸発散比の求め方

本研究は長期間の蒸発散量の推定を目的としているが、実際の流域で蒸発散量を実測することはきわめてむずかしい。したがって、流出量から間接的に蒸発散量を推定する方法を用いた。ただし、ここでいう流出量とは任意降水量によって生ずる流出量の全量をさす。

流量資料から時間 $t=t_b$ から $t=t_e$ までの流出量 v_0 は

$$v_0 = \int_{t_b}^{t_e} q(t) dt + \int_{t_b}^{\infty} q_L(t-t_e) dt - \int_{t_b}^{\infty} q_L(t-t_b) dt \quad (9)$$

である。ここで、 q : 流量曲線, q_L : q_b あるいは q_e なる初期値をもつ低水流出の低減曲線である。

なお、(9) 式の低水流出の分離方法は前報(1)に示した。

一方、水収支式より i 日の流出量 $v_{c(i)}$ は

$$v_{c(i)} = \alpha \cdot p(i) + (1-\alpha)p(i) - e_{T(i)} - M_{(i)} + M_{(i-1)} \quad (10)$$

である。ここで、 α : 河道降水率 (%), $p(i)$: i 日の降水量 (mm/day) である。

さらに

$$M'_{(i)} = (1-\alpha)p(i) - e_{T(i)} + M_{(i-1)} \quad (11)$$

とおくと、流出量 $v_{c(i)}$ は

$$v_{c(i)} = \alpha \cdot p(i) \quad (M'_{(i)} \leq M_f) \quad (12)$$

$$v_{c(i)} = \alpha \cdot p(i) + M'_{(i)} - M_f \quad (M'_{(i)} > M_f) \quad (13)$$

となる。

以上の関係式から平均蒸発散比 \bar{a}_j を求める方法を示す。

(9) 式で求めた $j=1$ 月の流出量を $V_{0(1,1)}$ とし、水収支式を用いて任意の M_f, c_0, β および α で計算した $j=1$ 月の流出量を $V_{c(1,1)}$ とおく。 $V_{c(1,1)}$ が $V_{0(1,1)}$ に一致するように蒸発散比 $a_{1,1}$ を決める。さらに、同様な計算を行ない、 $j=2$ 月以降の蒸発散比 ($a_{1,2}, a_{1,3}, a_{1,4}, \dots, a_{1,K}$) を決める。

$n=2$ 年以降についても同様な方法で蒸発散比 ($a_{2,1}, a_{2,2}, \dots, a_{n,j}, \dots, a_{n,K}$) を求める。

以上の方法で求めた蒸発散比より月平均蒸発散比 \bar{a}_j

は

$$\bar{a}_j = \frac{\sum_{n=1}^N a_{n,j}}{N} \quad (14)$$

で求められる。ここで N : 解析年数である。

しかし、(9) 式で流出量 v_0 を分離するためには 2~3 日以上は無降雨日が必要である。したがって、流出量の月計が正確に求められない場合もある。このような場合、月計の差が 5 日以内のときは 1 か月ごとに分離することにし、それ以上の差が生ずるときは 2 か月をまとめて蒸発散比を求めた。また、1 か月間無降雨日が続いた場合は流出量 (V_0, V_c) は 0.0 であるため蒸発散比を求めることはできない。したがって、このような場合も 2 か月をまとめて蒸発散比を求めることにした。

IV. 流出量の精度の求め方

任意の M_f, c_0, β, α と前述の方法で求めた \bar{a}_j であらためて流出量 $v_{c(i)}$ を計算し、(9) 式で求めた流出量 v_0 とから流出量の精度を求める。

平均蒸発散比 \bar{a}_j を求める場合は月ごとの流出量から求めることが原則であるが、前述のように蒸発散比 $a_{n,j}$ を求めるのに 2 か月の場合も含まれる。本研究で解析に使用した釜淵 1 号沢の資料は積雪期間を除き 5 月 1 日から 11 月 20 日までとした。しかし、融雪の遅速のため、解析の開始が 5 月中旬になる場合もあった。したがって、本研究では解析期間全体についての流出量を比較することにした。

すなわち、流出量の精度 σ_E は

$$\sigma_E = \sqrt{\frac{1}{N-1} \sum_{n=1}^N \left\{ \left(\sum_{j=1}^K V_{0(n,j)} - \sum_{j=1}^K V_{c(n,j)} \right) / \sum_{j=1}^K V_{0(n,j)} \right\}^2} \quad (15)$$

のように求めた。

V. 適用流域

1. 適用流域の概要

本研究に適用した流域は釜淵 1 号沢である。この流域の詳細については林業試験場の報告(2,3)にゆずるとし、本研究に関係する部分について述べる。試験地の基地は山形県最上郡真室川町釜淵にあり、1 号沢は基地より西南へ約 1 km のところにある。流域面積は 3.06 ha と小流域であり、傾斜が急峻で平均勾配は 34°30' である。主として凝灰岩、頁岩質凝灰岩より成り、わずかに礫質凝灰岩、凝灰質頁岩をはさんでいる。黒色森林土の土層は沢筋に浅く、尾根筋に深い。A 層の平均深は 15.5 cm、B 層の平均深は 30.2 cm で A+B の平均深は 45.6 cm で全体的にみて土層が浅い。B 層の下は硬い岩であり、

降水の地下水として浸透する割合はきわめて少ないように思われる。

この地方は日本の多雪地帯に属し、基地露場での観測(1938 年~1956 年)によれば年平均降水量は 2,388 mm で、このうち、約 35%~40% は主として 12 月より翌年 3 月までの間に雪として降る。この 19 年間の平均では積雪は 11 月 21 日にはじまり 4 月 18 日に終わる。また、根雪は 12 月 12 日より 4 月 18 日の間である。

1942 年の立木調査によれば人工造林のスギ・ヒノキ林分が団地状に存在し、その他はナラ、ブナ、その他の広葉樹天然林である。針葉樹林分の蓄積は 27.1 m³/ha であるが、広葉樹は 44.6 m³/ha である。さらに、8 年後の 1950 年の立木調査によれば、針葉樹は 59.2 m³/ha、広葉樹は 90.1 m³/ha で、2 倍以上になっており、スギの生長がきわめてよい。針葉樹はスギ、ヒノキ、アカマツ、ヒバ、広葉樹はナラ、ブナ、クリなど 40 数種である。草本はガンスゲ、ツシガンラ、リュウメンダ、その他である。

2. 土壌の物理性

1977 年 11 月 11 日、1 号沢流域内の A, B 層から 10 個所ずつ 400 ml の円筒に土壌を採取し、土壌の物理性について測定を行なった。測定位置は沢筋 2 個所、中腹 6 個所、尾根筋 2 個所である。表-1 に A, B 層ごとの最大値、最小値、平均値を示した。容積重をのぞき、最大容水量、全孔隙量、非毛管孔隙量、透水性、有効水分ともに A 層が B 層より大きいことが認められた。なお、透水性は測定個所によって著しく異なっていることがわかった。

表-1 の測定結果より流域の有効水分を求める。表-1 の有効水分の平均値が流域の平均的な有効水分とみなせるものと仮定する。前述のように 1 号沢の A, B 層の土壌深はそれぞれ 15.5, 30.2 cm であるから有効水分量は 64.7, 118.5 mm となる。したがって、A+B 層全体の有効水分量 M_f は 183.2 mm である。しかし、土壌を採取した際に石礫が混入したため測定位置を数回変更したことがあった。したがって、実際の有効水分 M_f は 183.2 mm より小さいものと推察できる。

表-1. 釜淵 1 号沢の土壌の諸性質

		容積重 (%)	最大容水量 (%)	孔隙量		透水性 (ml/min)	有効水分 (%)
				全 (%)	非毛管 (%)		
A 層	最大値	84.1	67.7	80.3	8.3	152.0	47.5
	最小値	40.6	61.4	61.2	2.9	20.0	33.0
	平均値	56.9	64.9	73.3	5.7	76.1	41.8
B 層	最大値	74.3	68.5	78.2	6.0	106.0	44.0
	最小値	48.5	61.0	67.0	3.3	18.0	33.5
	平均値	65.2	64.2	71.3	4.4	52.8	39.3

VI. 解析結果および考察

資料は 1939 年から 1957 年まで測定した 1 号沢の流量と基地露場で観測した降水量、蒸発量である。この研究は無積雪期間について行なっているため、気象資料を参考にして、原則として 5 月 1 日から 11 月 20 日までについて解析を行なうことにした。

1. 河道降水率

前述のように流域の有効水分 M_f は 183.2 mm であるが、未知数と考えているため前報(I)からの関連で M_f の初期値は 200 mm とおいた。同様に臨界点定数の初期値は c_0 が 0.57, β が 0.05 とおいた。

図-1 に河道降水率 α と流出量の標準誤差 σ_E の関係を示した。この結果, α が 0.0% のときに最も精度がよいことがわかった。すなわち, この流域では河道降水率を無視してもよいことを意味する。したがって, (10)~(13) 式は

$$v_{c(t)} = p(t) - e_{T(t)} - M(t) + M(t-1) \quad (16)$$

$$M'(t) = p(t) - e_{T(t)} + M(t-1) \quad (17)$$

$$v_{c(t)} = 0 \quad (M'(t) \leq M_f) \quad (18)$$

$$v_{c(t)} = M'(t) - M_f \quad (M'(t) > M_f) \quad (19)$$

ようになる。

(18) および (19) 式は流域全体の土壌が圃場容水量に

達したとき流出量が生ずることを意味する。しかし, 現実には流域の位置(沢筋, 中腹, 尾根筋)によって土壌水分は異なっているため, 流域全体が圃場容水量に達しない場合でも流出は考えられる。

2. 臨界点定数

前述のように日単位の臨界点関係式はまだ得られていないが, 本研究は日単位の臨界点関係式を(8)式のように仮定し, 未知数 (c_0, β) の最確値を推定する。

前節で河道降水を零としたときが最も精度がよいので, $\alpha=0.0\%$, $M_f=200$ mm とおいたときの臨界点の定数を求めた。

初めに, 前報(I)との関連上, $c_0=0.57$ に固定した場合について, β と σ_E との関係を図-2 に示した。最も精度のよいのは β が 0.055 のときで, そのとき, σ_E は 4.42% であった。

次に, 臨界点は蒸発散能には無関係だと仮定し, $\beta=0.0$ とおいたときの c_0 と σ_E との関係を図-3 に示した。最も精度のよいのは c_0 が 0.9 のときで σ_E は 4.72% であった。なお, 恒率法 ($c_0=0.0, \beta=0.0$) では最も精度が悪く σ_E は 7.87% であった。また, 減率法 ($c_0=1.0, \beta=0.0$) では σ_E は 4.76% であった。

さらに, 臨界点は蒸発散能のみの影響を受けるものと考え, $c_0=0.0$ のときの β と σ_E との関係を図-4 に示

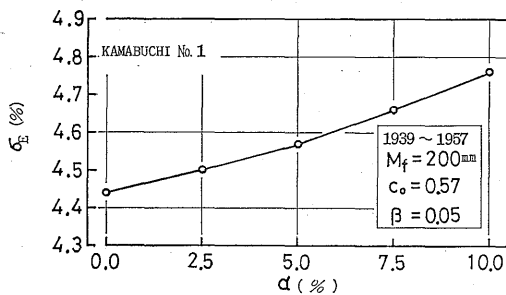


図-1. 河道降水率 (α) と流出量の標準誤差 (σ_E) の関係

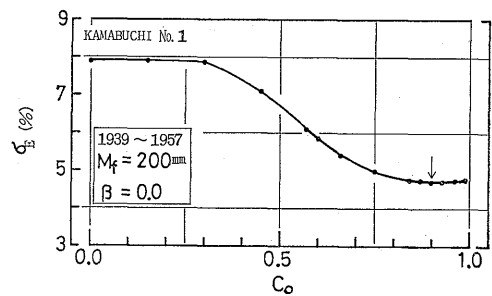


図-3. 臨界点定数 (c_0) と流出量の標準誤差 (σ_E) の関係 ($\beta=0.0$ の場合)

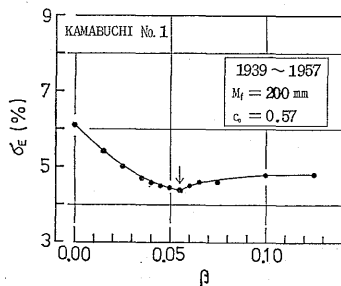


図-2. 臨界点定数 (β) と流出量の標準誤差 (σ_E) の関係 ($c_0=0.57$ の場合)

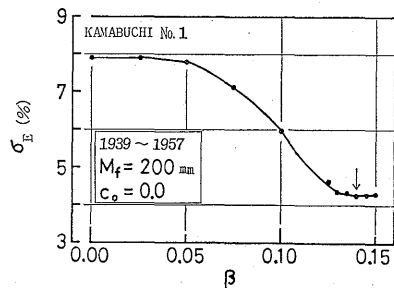


図-4. 臨界点定数 (β) と流出量の標準誤差 (σ_E) の関係 ($c_0=0.0$ の場合)

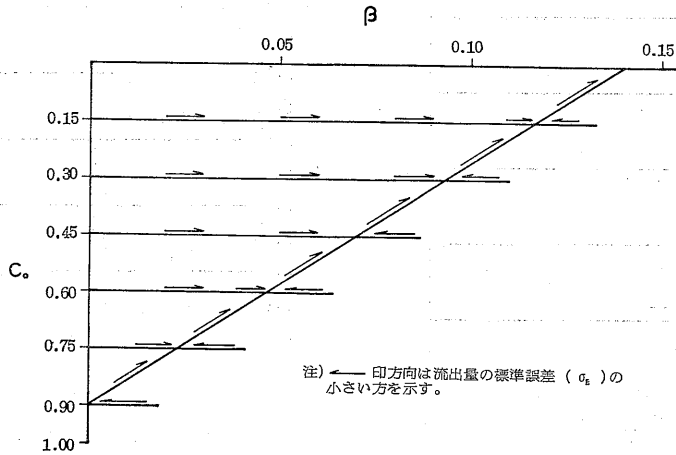


図-5. 臨界点定数 (c_0 , β) による流出量の標準誤差 (σ_E) の変化

した。この場合では β が 0.14 のとき最も精度がよく σ_E は 4.25% であった。

以上、図-2～図-4 に示すように、日単位の臨界点関係式を求める場合、蒸発散能の影響が大きいことが推察できる。

さらに、(8) 式の未知数の最確値を求めるため c_0 は 0.03, β は 0.005 ごとに変化させて流出量の精度を求めた。その結果を図-5 に示した。矢印の方向は流出量の精度の高い方向を示している。

図-5 と前述の図-3, 図-4 の結果から臨界点定数の最確値は c_0 が 0.0 であり, β が 0.14 であった。筆者らは日単位の臨界点関係式を (8) 式のように仮定して解析したが, 実際は

$$c_{(t)} = \beta \cdot \bar{a}_j \cdot e_p \quad (c_{(t)} \leq 1.0) \quad (20)$$

であった。

この原因について検討してみる。本研究は長期間(5～10月)に適用できる日単位の臨界点関係式を得ることを目的としている。このような長期間には蒸発散量の日周変化, 日変化, 季節変化がある。たとえば, 1日の蒸発散能は時間とともに変化し, とくに夜間は蒸発散能が無視できる。日中の蒸発散の盛んな時間帯には樹木の根系付近の土壌水分とそれ以外のところの土壌水分に不均衡が生ずるが, 夜間に均衡化(回復)作用がおこる。また, 日蒸発散能は気象条件によっていろいろ変化する。したがって, (8) 式のように時間単位で, しかも一定の蒸発散能が継続すると仮定した場合の臨界点関係式と同様な関係が実際の現象として得られるとはかぎらない。さらに, 本研究は小流域ではあるが前述のように測定箇所によって土壌の物理性が変化しているため, 場所によって臨界点の定数が異なっていることが考えられる。本

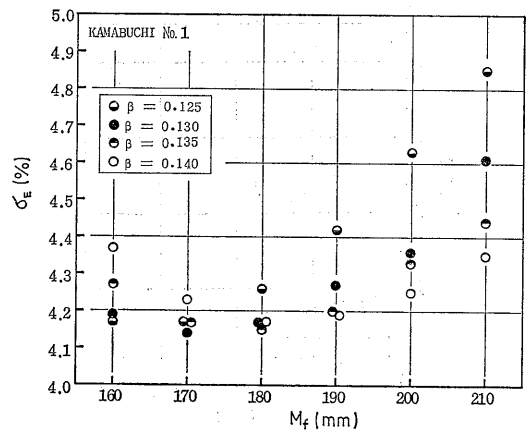


図-6. 有効水分 (M_f) と流出量の標準誤差 (σ_E) の関係

研究はこれら複雑な水文現象, 地文条件を平均化して単純なモデルで解析を行なった。

以上のことから日単位の臨界点関係式は (20) 式のように単純な形となった。したがって, 実際の臨界点関係式とは若干異なっていると考えられるが, 実際の流域では条件が複雑で解析が困難である。

したがって, 現段階では上記の方法で求めたものを日単位の臨界点関係式と考え解析を進めてゆく。

3. 有効水分

1977年11月の土壌調査による有効水分は約 180 mm であったが, 計算で有効水分の最確値を求めると次のようになる。

(20) 式の β を 0.125, 0.130, 0.135, 0.140 としたときの M_f と σ_E の関係を図-6 に示した。この結果, β が 0.130 で M_f が 170 mm のとき最も精度がよい。

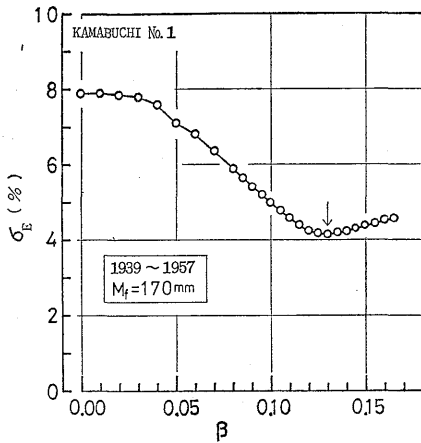


図-7. 臨界点定数 (β) と流出量の標準誤差 (σ_E) の関係 ($c_0=0.0$, $M_f=170$ mm の場合)

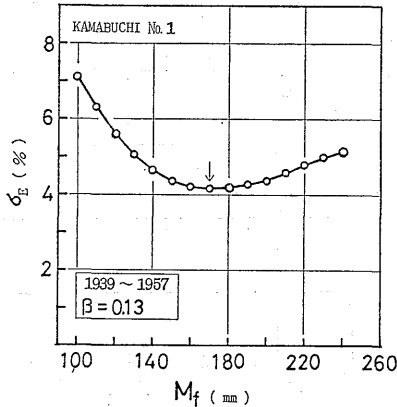


図-8. 有効水分 (M_f) と流出量の標準誤差 (σ_E) の関係 ($\beta=0.13$ の場合)

すなわち、計算上の有効水分の最確値は 170 mm であり、土壌調査で求めた有効水分よりやや小さい。

実際に土壌を採取するとき石礫が混入し、採土が不可能な場合が数回あった。さらに、樹木の根系の占める体積等を考慮に入れた場合、実際の有効水分は 183.2 mm より小さいことが推察できる。したがって、計算で求めた有効水分が 170 mm であったのはほぼ妥当な値と思われる。

以上のような次第で有効水分を 170 mm と推定し、図-4 と同様な関係について計算を行なったのが図-7 である。この図からわかるように、 β が 0.0 のとき σ_E は 7.88% であるが、 β が 0.130 のとき σ_E は 4.14% となった。

なお、 $\beta=0.130$, $M_f=170$ mm の場合について、あらためて河道降水率について検討を行なってみたが、 α

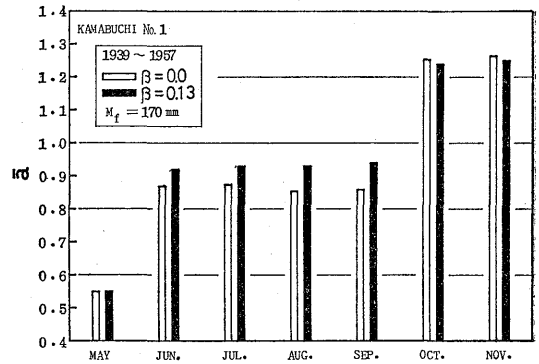


図-9. 平均蒸発散比 ($\bar{\alpha}$) の月別変化

が 0.0% のときに最も精度がよく、 α が増加するにつれて精度が劣るのは図-1 の例と同様であった。

次に、1号沢の有効水分は 170 mm と推定したが、有効水分が未知の場合、実際より過大と過小に仮定したときの精度について調べてみた。図-8 に臨界点定数 β が 0.130 の場合について示したが、有効水分を過小に仮定した場合は過大に仮定した場合より精度が劣る。すなわち、流域の有効水分が未知の場合、やや過大に仮定した方が無難である。

4. 蒸発散比

前述のように河道降水率、臨界点定数、有効水分の最確値を推定したので、 $\alpha=0.0\%$, $c_0=0.0$, $\beta=0.130$, $M_f=170$ mm の場合の月平均蒸発散比 $\bar{\alpha}_j$ について図-9 に示した。なお、比較のため、 $\beta=0.0$ の場合についても図示した。

前述のように対象流域は落葉広葉樹と常緑針葉樹の混交林であって、6~9月は流域全体が森林でうっ閉されているが、それ以外はうっ閉が不十分である。したがって、地面からの蒸発が考えられるが、落葉等の地被物が地面を被覆しているため、蒸発が抑制されているものと推察できる。したがって、解析期間を通じて地面からの蒸発量は少ないものと考えられる。一方、樹冠遮断量は 6~9月に比べて 5, 10, 11 月は小さいことが考えられる。以上のことを考慮して蒸発散比の季節の特徴をのべる。

5月は年間を通して湿度が最小で平均湿度が 64% である(3)。したがって、この月は 8, 7, 6 月について蒸発量が大きく、日平均で 4.0 mm であった。しかし、5月は当地方では融雪直後であり、広葉樹の葉の生育が不十分で蒸散が少ない。さらに、前述のように地面が落葉等で被覆されているため、蒸発も少なく、図-5 に示すような蒸発散比 (0.55) となったものと思われる。

6~9月は地面からの蒸発は少ないが、広葉樹、針葉

樹ともに蒸散が盛んな時期であり、この期間の蒸発散比は0.92~0.94とほぼ一定で、蒸発散量は蒸発量の9割強であった。6月から9月の蒸発量は4.1, 4.5, 4.9, 3.2 mm/dayと月によって異なっているが、前述のように蒸発散比にほとんど差がないことから、このように樹木の生長期である6~9月は気象要素に比例して蒸発散が発生していることが推察できる。

10, 11月の蒸発散比は1.2以上で、この期間は蒸発量より蒸発散量が2割強多い。この期間は解析期間を通じて気温が低く、平均気温は10月で12.3°C, 11月で5.8°Cであった。一方この期間の湿度は解析期間で最も高く、両月とも平均湿度が81%である。したがって、蒸発量は5~9月に比べて小さく、平均蒸発量が10月で1.9 mm/day, 11月で1.1 mm/dayである。このように蒸発量は気象要素に影響を受けるものであるが、流域に森林が存在する場合は樹冠遮断等計器蒸発量と異なった蒸発の成分が含まれている。すなわち、蒸発量より蒸発散量が2割以上多かった原因は、この流域の場合、樹冠遮断量(とくに針葉樹)と針葉樹からの蒸散量によるものと考えられる。したがって、流域の森林を伐採した場合、上記のような効果は消失するから、蒸発散比は小さくなり、6~9月と同様に気象要素に比例して蒸発散が発生することが推察できる。

このように、蒸発量と蒸発散量は季節によって特徴があり、蒸発量から流域の蒸発散量を推定する場合注意を要する。

VII. ま と め

林業試験場東北支場山形試験地釜淵1号沢の気象・流量資料で流域の蒸発散の推定を行なった。その結果、下記に示すことが得られた。

1977年釜淵1号沢のA・B層から10箇所ずつ採土し、土壌の物理性について測定を行なったが、容積重をのぞき最大容水量、全孔隙量、非毛管孔隙量、透水性、有効水分ともにA層がB層にくらべて大きいことが認められた。なお、透水性は測定箇所によって著しく変化してい

ることがわかった。

土壌調査で求めたA・B層の有効水分の平均値を流域全体に適用できるものと仮定すると、土層全体の有効水分 M_f は183.2 mmとなる。しかし、土壌中の石礫、根株等を考慮すると M_f は183.2 mmよりやや小さいものと推察できる。

水収支を(10)式のように考えて、河道降水率 α の最確値を求めると、 α は0.0%となった。すなわち、この流域では河道降水率を零とみなしてもよいことになる。

日単位の臨界点関係式を時間単位で、しかも一定の蒸発散能が継続したときと同様な関係式で解析した結果、 $c_0=0.0$, $\beta=0.14$ となり実際は(20)式であった。長期間には蒸発散能の日周変化、日変化、季節変化があること、また、1号沢は小流域ではあるが土壌の物理性が測定箇所によってかなり異なっていることが、これらの複雑な現象、条件を単純化して解析した結果との相違を生じた原因と考えられる。

土壌調査で求めた有効水分は約180 mmであったが、計算で求めた有効水分の最確値は170 mmであって測定値よりやや小さい。しかし、土壌中の石礫、根株等を考慮すると両者には大差ないものと推察できる。

5月から11月までの蒸発散比 \bar{a}_j は3区分(5, 6~9, 10~11月)できるようであり、樹木の生長期は0.92~0.94であった。なお、蒸発量から蒸発散量を推定する場合には蒸発散比の季節変化を注意する必要がある。

引用文献

- (1) 石井正典・小野茂夫: 流域蒸発散量の推定方法(II). 88回日林論, 407~410, 1977
- (2) 丸山岩三・猪瀬寅三: 釜淵森林理水試験第1回報告. 林試研報 53: 1~46, 1952
- (3) 農林省林業試験場: 森林理水試験地観測報告(日降水量・日流出量). 65~118, 1961
- (4) 坪井八十二・久保・中川・小沢・谷・内嶋編: 新編農業気象ハンドブック. 185, 養賢堂, 東京, 1974
- (5) 内嶋善兵衛(訳): 耕地の蒸発散. 畑地農業研究会, 57~72, 東京, 1950

(1979年7月5日受理)