

森林量水試験の方法論的研究

野 口 陽 一

Yooichi NOGUCHI

A methodological study of the experiments on forest and water relations.

目 次	
第 I 章 森林量水試験概説……………66	§ 2. 同時化の方法……………92
第 II 章 森林影響に関する仮説検証……………70	§ 3. 重力水流出量……………95
§ 1. 序 説……………70	§ 4. 水文学的季節……………96
§ 2. 流出量調節……………70	第 V 章 月降水量の影響……………105
§ 3. 連日降雨流出率……………75	§ 1. 序 説……………105
§ 4. 対照流域法……………77	§ 2. 月降水量, 流出量曲線……………106
§ 5. 流出分布図頂点の推移……………83	§ 3. 第 2 項流出係数……………110
第 III 章 水 年 論……………86	§ 4. 流域水文要素に対する月降水量の 影響率の平衡……………112
§ 1. 水年の意義……………86	総 括……………115
§ 2. 愛知における水文学的年度……………88	参 考 文 献……………118
§ 3. 統計検証的水年……………90	Abstract (英文要約)……………120
第 IV 章 無降雨日流出量の漸減法則……………91	附 表……………124
§ 1. 無降雨日流出量概説……………91	

緒 言

森林量水試験は水文学的循環過程における森林の影響, 就中, 森林の流出量におよぼす影響をみいだすを目的とする野外試験である。森林量水試験は, 19 世紀の末スイスエンメンタにおいて始められたものに引続き, 今世紀に入るに及んでわが国および米国において続々開始された。これらの試験地では流域の選定法, 流量観測の模様, 試験の直接目的等に関して, それぞれの試験地の所在する地方の気候, 森林状態および人間生活の水に対する要求度に応じた特性を見出すことができるが, 森林影響学の基礎的な方法論の見地からみれば, これら一連の試験は概ね試験地の開設せられた年代の順を追って, より科学的な方法論を發展させて来たこととみることができる。

思うに森林量水試験は野外の試験であつて, 流出量に影響する多数の因子があり, それらはすべて常時変化しつつあるものであつて, 就中, 降水量の変化の影響が大きく現われることが流出量観測値から森林の影響に関する情報を得ることを困難にする。したがつてこのような困難を克服するため, より科学的な方法の研究が必要であつたし, また現在でもそのことに変わりはない。

本論文は従来の森林量水試験の結果認められた森林の影響は多少の差はあれ、すべてその地方の特殊性を荷っているものであり、かつ方法に関しても試験地独特の方法の発展の余地がすくなくないとの著者の見解から、主として東京大学農学部附属愛知演習林における量水試験の観測値に基づき、森林量水試験の方法論について研究したものである。

東京大学農学部附属愛知演習林の量水観測設備は故諸戸北郎博士が教授として在任中に計画築設されたもので、従来もその方法および観測成績に関して発表された業績はすくなくない。本研究はもとよりこれら先輩の業績に負うところ大である。

省みるに著者が東京大学農学部森林理水及び砂防工学教室に勤務を始めた当時、恩師荻原貞夫教授は森林量水試験に関する方法論の不完全性を指摘し、著者の研究主題を此の方面に指向せしめられた。それ以来終始変わらず同教授より御懇篤な御指導と御鞭撻を賜つた。著者は今日まで適時研究の結果を断片的に発表して来たが、今回これらに未発表の部分を加え、森林量水試験の一貫した方法論としての体系付けを試みた。もともと浅学非才、所期の域に達せぬ感が深いが一応ここにその結果を取纏めるに当つて衷心より同教授に深甚の謝意を表する次第である。

第I章 森林量水試験概説

森林の水に及ぼす影響は、森林が降水量に如何に影響するかという問題、すなわち樹冠遮断量あるいは霧滴捕捉量などとの関係で考えられたものが比較的古くから研究された⁴⁷⁾。しかし一定の流域からの流出量を測定して、森林の流出量に及ぼす影響を見出さうとする試験が始められるに至つて、その着眼と方法は水文学における流域単位の考え方を急速に発展せしめるようになった。この種の試験すなわち流域からの流出量を測定することによつて、森林と水との関係を見出そうとする試験をここでは森林量水試験とよぶ。森林量水試験は19世紀の末から今世紀の始め頃にかけて次々と始められたが、その大部分の試験地では現在なお観測が続行され、かつまたこのような試験地はなお増加する傾向にある。つぎに有名な森林量水試験を列举する。

観測開始年	名 称	所 在
1899	エメンタールにおける「森林の流出量に及ぼす影響」に関する試験 ⁽⁶⁾⁽³⁸⁾	スイス
1906	東京大林区署内、足尾*, 笠間, 太田における「水源かん養比較試験」 ⁽⁸¹⁾⁽⁶⁷⁾	*栃木県, 茨木県
1910	ワゴンホイールギャップにおける「森林と流出量」の試験 ⁽²⁾	米国コロラド州
1926	東京大学農学部附属愛知演習林内の「量水試験」 ⁽⁵²⁾⁽⁵³⁾⁽⁵⁷⁾	愛知県
1931	岩手大学御明神演習林内「治水試験」 ⁽⁶⁶⁾	岩手県
1933	「カウイータ水文学研究所」の量水試験 ⁽⁴⁾⁽¹¹⁾⁽¹⁶⁾⁽⁷⁰⁾	米国ノースカロライナ州
1933	サンジマス森林影響試験 ⁽³⁴⁾	米国カリフォルニア州

1936	{ 「竜ノ口山水源涵養試験」 ⁽⁸⁵⁾⁽⁵⁰⁾⁽⁶⁴⁾ 「宝川森林治水試験」 ⁽⁶⁵⁾ 「釜淵森林理水試験」 ⁽²⁸⁾⁽²⁹⁾ 「上川試験林」の試験 ⁽¹⁸⁾	岡山県
?		群馬県
1938		山形県
		北海道
1937	「フレイザー試験林」における量水試験 ⁽⁸⁾⁽⁷¹⁾⁽⁷⁸⁾	米国コロラド州
1956	「去川森林理水試験」 ⁽⁸⁰⁾	宮崎県

(カギ括弧内はその試験地の固有の呼び名或いは報告に現われた試験の名称)

以上の他にも同種の試験地はあるが、省略することとする。上に述べた試験について、その特徴を要約することとする。

エンメンタールでは、一部林地の流域と全部林地の流域からの流出量を比較し、最初(1915年まで)の取纏め期間については、流出量に及ぼす森林の影響はほとんど認められず、つぎの取纏め期間(1915年より1927年まで)では一部林地の流域の方が全部林地の流域に比し、5%程度流出量が多いと結論された⁽⁸⁸⁾。この試験は林相の異なる試験地からの流出量を横に比較するもので、後に併行法と呼ばれる型に属するものである。

東京大林区署内の試験は、有林地区(針葉樹林区および広葉樹林区)と無林地区とを比較するもので、当初は併行法であったが、後に有林地区の林木を伐採して、一つの流域で伐採前と伐採後とを比較するいわゆる単独法の型の最初の試験となった。

ワゴンホイールギャップの試験地は、気候的には、降水量の大部分が雪の形で地表上に長く貯溜されるという特徴があるが、試験の方法としてはコントロール(対照)となる流域を設け、今一つの流域における森林の伐採前と伐採後の流出量に対する森林影響を対照との比較において見出そうとする方法——この方法を著者は対照流域法と呼ぶ⁽⁴¹⁾——を採用したものである。

東京大学農学部附属愛知演習林内の量水試験では、当初4流域を選定して、林相の異なる流域における森林影響の併行法的研究および個々の流域における長期の林相の推移に応ずる森林影響の単独法的研究を目的としたものであった⁽⁶⁷⁾が、最近に至り、対照流域法の目的をもつ2小流域を附設した。

カウィータ水文学研究所では、多くの小流域を選定し、各々の流域において、林木伐採の影響⁽⁴¹⁾、放牧の影響、山地農業の影響⁽⁴⁾、種々の集運材方法の影響などの研究事項をそれぞれの流域の研究対象として定め、これらの目的に応ずる処理の方法を研究し、かつその成果を取纏めて、米国における森林水資源政策の科学的基礎を確立した功績は高く評価されるに至った⁽⁶⁹⁾。

サンジマスにおいては、米国の夏季乾燥地帯における侵食防止および融雪洪水の防止法を研究することを目的としたが、再三の山火事に会い、むしろ山火事が侵食や流出量に及ぼす影響を取纏めた点に大きい成果を残した⁽⁴⁾。

竜の口山水源涵養試験は、中国地方アカマツ林と流出量との関係を、宝川森林治水試験は関東

地方水源地帯の天然林と流出量との関係を、釜淵森林理水試験は東北地方スギ林と流出量との関係を見出すことを目的として開始されたが⁽⁶⁷⁾、試験成績の現われと林相の推移を考慮して現在では直接目的が若干更改されたものもある。

フレイザー試験林では、森林と融雪に基づく流出状態との関係に力を注ぎ、とくに森林経営上の伐採方法および伐採の程度が、流出量に如何に影響するかを見出すことを目途とし、近代統計学における手法を用いて実験を計画し⁽⁷⁸⁾かつ報告を逐次行なっている⁽⁷⁷⁾。

去川森林理水試験は、わが国多雨地帯の常緑広葉樹林の治水機能について考察する基礎資料を得る目的で計画されたが、まだ観測が緒についたばかりである。

以上で森林量水試験を概観したが、その中であつて東京大学農学部附属愛知演習林の量水試験のうち、故諸戸北郎博士の指導計画の下に始められた4流域（現在観測は3流域）は前述のように、併行法および単独法の思想に立脚し、量水試験の方法論的發展過程からみれば、現在ではむしろ古い型に属するといつても差支えないようになったが、観測精度の高いことと、長期の観測

Table 1. 東京大学農学部附属愛知演習林内量水試験流域諸元
Watershed dimensions of the experimental forests in Aichi, Tokyo University Forests.

諸元		流域	A	B	C	D
面	積 (ha)		106.7	88.5	13.9	109.6
高	度 範 囲 (m)		347~617	294~629	140~217	128~205
中	央 高 度 (m) ¹⁾		450	390	150	150
平	均 高 度 (m) ²⁾		466	416	164	162
平	均 勾 配 (%)		23.0	29.8	19.3	14.2
平	均 傾 斜 (度)		13	17	11	8
主	流 長 (m)		1,800	1,700	650	1,500
流	域平面重心ま					
の	距離 (m)		1,000	730	250	830
lag ³⁾	(分)		66	59	32	59
森	林 面 積 (ha)		97.3	80.0	13.5	75.5
森	林面積百分率 (%)		91	91	97	69
森	林 状 態 概 況		良	良	一部良	不良
母	岩		granite	granite	tertiary一部granite	tertiary
土 地 利 用 区 分 (%)	森	林	91	91	97	69
	未	立 木 地		1	3	12
	耕	地				4
	荒	廃 地	9	8		} 15
探	土 地					
計		100	100	100	100	

- 注 1) 中央高度とはそれ以上の面積とそれ以下の面積が等しい高さ
 2) 平均高度とは標高の範囲を N 個に階級区分し、一階級の代表高度を m 、その帯面積を a として $\frac{\sum am}{N}$ で求めたもの
 3) lag (遅滞時間) を t_p とすれば主流長 L 、重心距離 \bar{L} を mile で表したとき $tp=2(L \cdot \bar{L})^{0.8}$ 分として計算したもの

値を有することは特徴的で、これらはとくに水文学の基礎的研究にとって貴重なことである。

著者は次章以下において主としてこれら4流域の観測値を基にして、森林量水試験の方法論を研究するのであるが、ここにそれら流域の諸元を第1表に示し、かつ流出量観測値の統計の手段として、これを水高 (mm 単位) で表わすことについて便宜上本章でのべておくことにする。

水高について

面積の異なる2つ以上の流域から一定期間に流出する水量を比較する場合、流出した水量の大きさそのものを比較するのが目的でなく、降水量として流域が受け入れた水分を流出せしめる流域の機能を比較するのが目的であれば、単位面積当りの量をもって比較しなければ意味をなさない。したがって河川学 (広義の水文学の一部) では、河川流量をその流域面積を表わす値で除したものを比流量と呼び、河川流域の水文学的性質を比較するために用いる⁽⁶²⁾。比流量は通常 1 km^2 当りの流量 (m^3/sec) で表わす。すなわち比流量のディメンジョンは $\left[\frac{L^3}{T}\right]$ である。一方、流域から一定期間内に流出する水量 $[L^3]$ を流域面積で割る際に、流域面積のディメンジョン $[L^2]$ をも計算に入れば、その商は $[L]$ のディメンジョンを持ち、これを mm 単位で表わせば、これは mm 単位で表わす降水量と比較するのにも便利である。またこれは単位面積当りの量であるから流域の性質を比較するのに用いることができるのは比流量と同様である。これは mm 単位で表わした降水量を雨高というのに対して、「水高」とでもいうべきものである。しかし一般に mm 単位で表わしても降水量と違って差支えないと同様に、量水試験では上記の意味における単位面積当りの流出量 (mm) すなわち水高を単に流出量とよぶ。

ここに注意すべきことは、多くの、面積の異なる流域から採られた観測値を統計的に処理する場合、もし流出という現象に面積の大小の影響があるものであるならば、比流量や水高は面積の大小の影響を含んでいる量であるということである。それゆえ、面積の異なる多くの河川の流域の比流量または水高を統計的に処理することによつて、流域面積の大小の影響を求めることが理論上は可能である⁽⁴⁾。しかし統計学でいう均質なデータということを忠実に考える場合には多くの流域からのデータを用いることは不適當で、勢い、良く選ばれた小数の流域からのデータを用いることにならざるをえないが、それら流域の間に大した面積差がなければ、面積の影響を統計的に求めることは實際上困難である。しかしてまたこのような場合には流域の状態に関する他の知識から面積の影響はほとんど無視してよいと判断できる場合がある。この判断は流出の現象に関する質的な知識に基づく判断であつて、単位面積当りの値を採ることに基づくものではない。

以上を要約すれば、森林量水試験において流出量を表わすのに水高を用いるのは、絶対的な流出量を知ることよりも、これを降水量と比較し、また数流域の性質を相互に比較するのが目的であるからであり、試験流域の面積の大小の影響を無視する場合、無視してよい理由は、単位面積当りの量を取扱うからでなく、取扱う観測値の種類によつては、最初から面積の大小の影響が無

視できると考えられる流域が選定されているからである。

東京大学農学部付属愛知演習林内の A, B, C, D 流域では、降水量の影響の大部分はいずれも 1 時間以内で流出量に表われるから、日流出量およびそれ以上の時間区分を持つ流出量の取扱いでは、面積の影響は無視できると考えられる。面積の大小の影響を考慮しないでよい場合の理想は、面積の等しい流域をとることであるのはいうまでもない。

第II章 森林影響に関する仮説検証

§ 1. 序 説

森林量水試験の主要な目的の一つは、流域内の森林存在あるいは林況の良否が流域からの流出量に及ぼす影響を知ることである。森林量水試験は野外の試験であるから、その測定値は種々の自然的条件因子の影響を受けた結果であり、厳密な意味での同一条件は 2 度と得られないものである⁷⁾。しかし多年にわたる測定で、主要な因子については、一定の値の繰返しがあると見做すことができる。したがって試験地の選定、測定値の整理法に注意すれば、流出量に対する影響の大きいものから順次その影響を検出してゆくことができる。

現在の段階では、自然の降水量はその変化を人為的に小さくすることはできない。しかし流出量に対しては、降水量の影響が最大であることは明らかで、森林の影響を求めるには、降水量変化の影響を求めることが先決問題となるのである。

降水量の影響を統計的に捉えるため、つぎの 2 つの手法を用いることができる。その第 1 は降水量またはその統計量の単位当りの流出量またはその統計量を用いることである。すなわち第 2 節および第 3 節にそれぞれ述べる特殊の分散比や流出率がこれであり、数個の流域から得られたこれらと比較することは、降水の形や大きさに甚だしい差が無い場合には意味をもつ。しかしこれらの値は降水量に全く無関係ではない。その第 2 は、流出量の降水量の上の回帰を用いることである。これについては第 4 節にのべるが、回帰からの流出量の変化は降水量の変化に無関係なものと思われされる。

§ 2. 流出量調節

本節において、森林の流出量調節とは、流域のもつ水文学的性質の一つで、その大小が流域からの流出量の散布度（分散度）と逆の関係にある量で表わされるものをいう⁵⁰⁾。

いま 2 流域 A, B を考え、それらにおいて流出量の散布度を示す統計量および流出量調節量をそれぞれ S_A , S_B および C_A , C_B とすれば

[C の定義]

$$S_A > S_B \text{ ならば } C_A < C_B$$

$$C_A < C_B \text{ ならば } S_A > S_B$$

が成り立つような C を考えるのである。

元来、森林流域内において認められる種々の要素的作用、たとえば森林が水分を蒸散させる作用、森林土壌が水分を吸着する作用などを考え合わせることによつて、森林流域は、これらの要素的作用総合的には、流出量を調節するであろうと考えられるのであるが、それら要素的作用が組合わさつて最終的に流出量に如何に現われるかについては、種々の表わし方があると考えられる。もしそれらの総合的結果が、人が或る目的に関して森林に期待する調節作用と同一方向の結果として現われるならば、すなわち流域全体としての流出量調節が存在するならば、流出量が示す統計量 S は調節量 C と前記した定義の関係になければならない。

本節における調節とは、このように統計量的に定義されるものであつて、人の意志による調節または設計された機械による自動調節の如きものではない。

森林の流出量調節を上のように定義するとき、これを測るべき量と流出量の散布度を表わす統計量とに関して設けられる仮説は、散布度を表わす統計量の種類にしたがつて次のように書くことができる。

日降水量および日流出量の標準偏差をそれぞれ μ, σ ; 日流出量の平均値 (期間は1年間) を R とし、添字 A, B, C, \dots を以て流域を示すものとする。このとき

仮説 1. $\sigma_A > \sigma_B$ ならば $C_A < C_B$ およびその逆

仮説 2. $\sigma_A/\mu_A > \sigma_B/\mu_B$ ならば $C_A < C_B$ およびその逆

仮説 3. $\sigma_A/(R_A \cdot \mu_A) > \sigma_B/(R_B \cdot \mu_B)$ ならば $C_A < C_B$ およびその逆

およそ、それぞれ変動のある2つのものの散布度を比較するのに、如何なる統計量を用いるべきかは、標本の採られたもとの母集団が如何なる性質のものであるかにより、また、その比較の目的が何であるかによつて、合目的々に決定されるべきものである。われわれの場合、 $C_A < C_B$ または $C_A > C_B$ なる関係にある C_A, C_B なる量は流域固有のある一定値の近傍にあるものとして考えられる。このような C の存在を統計的に検証することがわれわれの目的である。したがつてわれわれは C の存在の検証に最も有効である統計量を用いて、流域相互を比較することによつて、流域の水文学的性質の比較の指標とすべきである。

C の性質については、われわれはつぎのことを公理的に認めねばならない⁽⁸⁸⁾。

[C の性質] : 森林の皆伐その他、とくに注目すべき林況、地況の変化が起こらない限り、流域相互間を C の大ききで順序づけた場合、その順位が変わるほどには個々の年の C の大ききは変化しない。

故に年々、日降水量と日流出量との観測値が得られる数個の流域につき、つぎのような検証を行うことができる。東京大学農学部附属愛知演習林内の4流域 A, B, C, D は第1表に示すようにその森林状態から判断して

$$C_A > C_B > C_C > C_D$$

が予想されるものである。

Table 2. σ (日流出量標準偏差)
の値 (mm 単位)
Standard deviation (σ) of daily runoff.

年 \ 流域	A	B	C	D
1930	4.88	4.76	3.23	4.21
1931	2.27	2.16	3.05	3.10
1932	2.98	4.78	6.03	5.78
1933	1.95	2.52	2.50	2.23
1934	1.54	2.37	1.95	2.19
1935	4.48	4.11	4.44	5.22
1936	4.35	4.44	5.98	5.96
1937	2.72	2.71	2.43	3.16
1938	6.80	7.57	4.98	6.30
1939	1.82	2.53	1.79	2.13
1940	3.29	4.20	4.84	6.41
1941	5.41	4.90	6.87	7.93
1942	2.88	3.63	2.59	3.21
1943	1.99	2.40	3.17	2.41
1944	1.20	1.02	1.33	1.61
1945	5.45	8.79	5.90	6.51

Table 3. σ の大きさに基づく流域の順位
Watershed order according to σ .

年 \ 順位	1	2	3	4
1930	C	D	B	A
1931	B	A	C	D
1932	A	B	D	C
1933	A	D	C	B
1934	A	C	B	D
1935	B	C	A	D
1936	A	B	D	C
1937	C	B	A	D
1938	C	D	A	B
1939	C	A	D	B
1940	A	B	C	D
1941	B	A	C	D
1942	C	A	D	B
1943	A	B	D	C
1944	B	A	C	D
1945	A	C	D	B

注) 太字は森林状態から予想した順位と一致したもの

(i) σ を用いる場合

第2表は1930—1945年間の各年毎の4流域の σ の値であり、第3表はこれに基づき仮説1を用いて定めた4流域の順位である。年毎にこのように順位が異なるのは σ の値を基準にして流域の順位を判断しては、前述したCの性質と必ずしも相容れないことを示す。しかしてこれにより順位を定めるには各年毎に順位1, 2, 3, 4にそれぞれ4, 3, 2, 1の点数を与えると、各流域の総得点は第4表のように、A, C, B, Dの順となる。

Table 4. 流域の得点表その1.
 σ を基準とする場合
Marks obtained -1, σ is standard.

流域 \ 基本得点	4	3	2	1	総得点
A	7	5	3	1	50
B	4	5	2	5	40
C	5	3	5	3	42
D	0	3	6	7	28

$$\text{一致係数 } W = \frac{S_b}{S} = \frac{15.5}{80} = 0.194$$

$$F_0 = (m-1)W / (1-W) = (16-1) \times 0.194 / (0.806) = 3.62$$

$$n_1 = (n-1) - \frac{2}{m} \doteq 2.87$$

$$n_2 = (m-1) \left\{ (n-1) - \frac{2}{m} \right\} \doteq 43.1$$

この総得点によつて順位をA, C, B, Dとすることは偶然の結果ではないといえるかどうか。分散分析法によれば

$$\begin{aligned} \text{得点の総変動 } S &= (1^2 + 2^2 + 3^2 + 4^2) \times 16 \\ &\quad - \frac{(50 + 40 + 42 + 28)^2}{4 \times 16} = 80 \end{aligned}$$

$$\begin{aligned} \text{級間 (流域間) 変動 } S_b &= (50^2 + 40^2 + 42^2 \\ &\quad + 28^2) \div 16 - 400 = 15.5 \end{aligned}$$

$$F_{n_2}^{n_1}(0.01) = 5.15 > 3.62$$

$$F_{n_2}^{n_1}(0.05) = 3.22 < 3.62$$

すなわち σ を基準として

$$C_A > C_C > C_B > C_D$$

と判断するとしても、5%程度の危険率を見込まねばならない。而してつぎに述べる第2, 第3の検定に徴して、 σ による判断すなわち σ を以て C の順位を定める基準とするのは適当でないといわねばならない。

(ii) σ/μ を用いる場合

同様の検定を σ/μ 用いて行えば第5表及び第6表により各流域の得点は第7表の通りとなる。

Table 5. σ/μ の値 (単位は無次元)
Standard deviation of daily runoff divided
by standard deviation of daily precipitation.

年	流域	A	B	C	D
1930		0.372	0.368	0.320	0.423
1931		0.211	0.232	0.326	0.335
1932		0.229	0.337	0.513	0.504
1933		0.195	0.216	0.268	0.244
1934		0.165	0.237	0.238	0.272
1935		0.312	0.288	0.351	0.420
1936		0.301	0.301	0.422	0.434
1937		0.234	0.230	0.256	0.316
1938		0.455	0.480	0.418	0.520
1939		0.163	0.221	0.208	0.252
1940		0.251	0.314	0.393	0.514
1941		0.350	0.323	0.443	0.515
1942		0.272	0.250	0.246	0.310
1943		0.168	0.199	0.295	0.227
1944		0.132	0.114	0.170	0.213
1945		0.366	0.555	0.438	0.503

Table 6. σ/μ の大きさに基づく流域の順位
Watershed order according to σ/μ

年	順位	1	2	3	4
1930		C	B	A	D
1931		A	B	C	D
1932		A	B	C	D
1933		A	B	D	C
1934		A	B	C	D
1935		B	A	C	D
1936		A	B	C	D
1937		B	A	C	D
1938		C	A	B	D
1939		A	C	B	D
1940		A	B	C	D
1941		B	A	C	D
1942		C	B	A	D
1943		A	B	D	C
1944		B	A	C	D
1945		A	C	D	B

注) 太字は森林状態から予想した順位と一致したもの

Table 7. 流域の得点表その2.
marks obtained-2, σ/μ is standard

流域	基本得点	4	3	2	1	総得点
A		9	5	2	0	55
B		4	9	2	1	48
C		3	2	9	2	38
D		0	0	3	13	19

得点の総変動 $S = 80$

流域間変動 $S_b = 45.9$

一致係数 $W = \frac{S_b}{S} = 0.573$

$F_0 = 20.01$

$n_1 = 2.8, n_2 = 43.1$

$F_{n_2}^{n_1}(0.01) = 5.15 < F_0 = 20.01$

ゆえに1%以下の危険率を見込めば

$C_A > C_B > C_C > C_D$ と判断して差支えない。

(iii) $\sigma/(\mu \cdot R)$ を用いる場合

比較の基準として $\sigma/(\mu \cdot R)$ という統計量を用いれば、上と同様に 8, 9, 10 の 3 表を得る。

Table 8. $\sigma/(\mu \cdot R)$ の値
Standard deviation of daily runoff divided by the product of the standard deviation of daily precipitation and the average daily runoff.

年	流域	A	B	C	D
1930		0.111	0.117	0.121	0.161
1931		0.079	0.103	0.123	0.144
1932		0.073	0.123	0.159	0.131
1933		0.092	0.113	0.117	0.126
1934		0.107	0.159	0.135	0.171
1935		0.096	0.091	0.099	0.128
1936		0.107	0.108	0.127	0.142
1937		0.091	0.087	0.093	0.123
1938		0.123	0.119	0.118	0.155
1939		0.090	0.120	0.128	0.153
1940		0.142	0.175	0.170	0.268
1941		0.099	0.093	0.128	0.145
1942		0.127	0.105	0.119	0.153
1943		0.102	0.118	0.156	0.138
1944		0.099	0.112	0.131	0.165
1945		0.103	0.132	0.122	0.147

Table 9. $\sigma/(\mu \cdot R)$ の大きさに基く流域の順位

Watershed order according to $\sigma/(\mu \cdot R)$.

年	順位	1	2	3	4
1930		A	B	C	D
1931		A	B	C	D
1932		A	B	C	D
1933		A	B	C	D
1934		A	C	B	D
1935		B	A	C	D
1936		A	B	C	D
1937		B	A	C	D
1938		C	B	A	D
1839		A	B	C	D
1940		A	C	B	D
1941		B	A	C	D
1942		B	C	A	D
1943		A	B	D	C
1944		A	B	C	D
1945		A	C	B	D

注) 太字は森林状態から予想した順位と一致したもの

Table 10. 流域の得点表 その3 — $\sigma/(\mu \cdot R)$ を基準とする場合
Marks obtained -3, $\sigma/(\mu \cdot R)$ is standard.

流域	基本得点	4	3	2	1	総得点
A		11	3	2	0	57
B		4	9	3	0	49
C		1	4	10	1	37
D		0	0	1	15	17

得点の総変動 $S=80$
 流域間変動 $S_b=56.7$
 一致係数 $W = \frac{S_b}{S} = 0.708$

$F_0=36.5$
 $n_1=2.8 \quad n_2=43.1$
 $F_{n_2}^{n_1}(0.01)=5.15 < 36.5$

F_0 の値は (ii) の場合よりも大きく、前よ

りさらに小さい危険率で流域の流出量調節の順位は **A, B, C, D** の順であると判断して差支えない。

これを要するに森林流域のもつ流出量調節は流出量の散布度と逆の関係にあると考えられるが、これを検証すべき散布度は種々あるうち $\sigma/(\mu \cdot R)$ を用いる場合が最も明確な判断の資を提供する。

§ 3. 連日降雨流出率

第2節においては、愛知演習林内4試験流域の森林状態の相異を、流出量調節という流域の性質に結びつけて考え、流出量調節作用が果して森林の影響として考えられるかどうかを流出量の散布度を用いて検証したものである。日流出量の散布度を用いて検証された流出量調節Cは1年という統計上の単位期間を考えることによつて、はじめて把握できたのである。他方森林の影響は、機能的には比較的短い期間において流出の抑制として作用するものとして期待される。換言

Table 11. 東京大学農学部付属愛知演習林内4流域における連日降水量、連日流出量、連日流出率の表
Table for specific runoff coefficients concerned to the amount of day-after-day rainfall exceeding 100mm.

(単位 mm)

番号 No.	流域		A			B			C			D		
	年 月 日	事項	雨量	流出量	流出率	雨量	流出量	流出率	雨量	流出量	流出率	雨量	流出量	流出率
1	1930	IV. 29~V. 3	118	51.0	43.2	114	45.4	39.8	101	40.1	39.6	102	53.8	52.7
2		VII. 9~13	126	35.3	28.0	123	31.5	25.6	120	40.4	33.7	125	49.3	39.4
3	1931	VII. 10~23	201	99.1	94.3	165	92.0	55.7	180	113.6	63.1	177	98.4	55.8
4		VIII. 31~IX. 7	207	47.4	22.9	167	41.5	24.8	110	33.0	29.1	111	39.6	35.6
5		X. 4~8	149	41.9	28.1	142	42.6	30.0	150	61.0	40.6	149	63.9	42.8
6	1932	VI. 30~VII. 3	189	85.4	45.2	209	90.8	43.3	144	68.4	47.4	139	79.2	57.0
7	1934	VI. 20~21	144	26.7	18.5	175	43.9	25.1	119	30.9	26.0	115	34.5	30.0
8	1935	VI. 28~VII. 3	167	49.8	29.8	195	68.6	35.2	137	47.5	34.7	134	54.8	41.0
9		VIII. 10~18	225	53.8	23.9	235	62.9	26.8	237	81.8	34.5	235	87.9	37.4
10		VIII. 29~IX. 7	345	195.3	56.6	336	164.9	48.9	286	175.5	61.4	274	197.4	72.1
11		IX. 21~26	176	101.8	57.8	169	91.2	53.9	165	106.5	64.6	164	113.5	68.2
12	1936	IX. 27~28	138	23.8	17.5	152	29.7	19.5	147	47.5	32.2	135	47.7	35.3
13		X. 1~4	220	101.1	46.1	204	92.0	45.1	222	143.5	64.6	216	159.4	73.9
14	1937	X. 31~XI. 10	143	42.1	29.4	146	50.0	34.2	141	62.4	44.2	142	68.9	48.5
15	1938	VI. 9~18	194	53.6	27.6	180	50.1	27.8	194	76.0	39.1	133	73.9	56.2
16		VI. 28~30	148	65.7	44.3	152	70.5	46.3	110	55.2	50.2	107	63.9	59.7
17		VII. 2~6	294	222.0	75.5	345	250.7	72.7	226	149.7	66.2	218	198.8	91.6
18		X. 11~16	125	31.9	25.5	126	35.1	27.9	124	44.3	35.7	118	48.7	41.2
19	1940	VII. 8~17	222	91.1	41.1	227	95.2	41.8	208	110.7	53.2	207	119.6	57.8
20	1941	VI. 11~17	136	68.1	50.1	123	49.6	40.3	138	70.9	51.4	140	85.3	60.9
21		VI. 26~30	172	84.8	49.3	182	89.4	49.1	154	78.4	51.2	152	110.6	72.8
22		VII. 7~13	266	146.7	55.1	236	125.2	53.1	262	169.1	64.7	262	179.5	68.4
23		IX. 10~19	142	39.5	27.8	158	55.0	34.8	126	47.6	37.8	126	54.3	43.1
24	1942	IX. 18~23	224	74.3	33.2	231	88.6	38.4	159	57.3	36.0	152	77.7	51.1
25	1944	X. 4~8	146	21.2	14.5	139	15.8	11.4	120	23.4	19.4	118	26.1	22.1
26	1945	IX. 10~15	174	74.3	42.7	160	62.6	39.1	192	98.5	51.3	182	110.8	62.2
27	1646	VI. 16~22	238	89.0	37.4	245	117.0	47.6	213	111.8	52.4	—	—	—
28	1947	IX. 14~16	129	14.8	11.5	123	22.1	17.9	133	23.7	17.8	—	—	—
29	1949	VI. 19~23	158	79.3	50.2	161	72.6	45.1	112	67.4	60.2	—	—	—
30		VIII. 28~IX. 6	173	26.3	15.2	261	48.4	18.5	208	49.6	23.0	—	—	—
31		IX. 21~24	280	98.9	35.4	306	196.7	64.3	262	135.8	51.8	—	—	—

Table 12. 連日流出率に基づく4流域の順位

Watershed order according to the specific runoff coefficients which appeared in Table 11.

順位 番号	1	2	3	4
1	C	B	A	D
2	B	A	C	D
3	A	B	D	C
4	A	B	C	D
5	A	B	C	D
6	B	A	C	D
7	A	B	C	D
8	A	C	B	D
9	A	B	C	D
10	B	A	C	D
11	B	A	C	D
12	A	B	C	D
13	B	A	C	D
14	A	B	C	D
15	A	B	C	D
16	A	B	C	D
17	C	B	A	D
18	A	B	C	D
19	A	B	C	D
20	B	A	C	D
21	B	A	C	D
22	B	A	C	D
23	A	B	C	D
24	A	C	B	D
25	B	A	C	D
26	B	A	C	D
27	A	B	C	—*
28	A	C	B	—
29	B	A	C	—
30	A	B	C	—
31	A	C	B	—

注) 太字は森林状態から予想した順位と一致したもの

* D流域は1946年以降観測中止

り、流域の順序は **A, B, C, D** となる場合が最も多い。これは前節で行なった検証の結果とも一致する。前と同様の順位検定法にしたがえば、連日流出率の小さい方から順次 4, 3, 2, 1 の点数を与え

得点の総変動 $S=3,796$

流域間変動 $S_b=2,992$

すれば、大雨時の流出率を低めるものとして期待されるのである。果してこのような森林影響があるとするれば、大雨時の流出率について、前節において行なつたと同様の流域順位判定を行ない、同様の結論を導き得なければならぬ。

日降水量表の上で、降水量の記入のある日が3日とか5日とか連続していても、雨そのものが連続していることは極めて少ない。したがってこのような降水の数日間の総量を、ここではとくに連日降水量とよび、これと同じ日付の日の流出量の総量を連日流出量とよぶことにする⁽⁸⁹⁾。しかして連日降水量をもつて連日流出量を除した値を連日流出率と定義する。連日流出率、すなわち、数日間という短い期間(1年に比して短い)の流出率は、降水量の何%が流出するかという意味における流出率としては重要な意義はないが、**A, B, C, ……**いずれの流域に降つた雨が、限られた時間内により多く流出するか、これを逆からいえば、いずれの流域がより多く流出を抑制するかを比較する指標としての意味をもつものである。すなわち連日流出率はみかけの流出率であつて、流域の一時保留によつて遅滞する流出量を無視する(計算に入れない)のであるから、流域相互の比較においてはかえつて遅滞の効果を相対的に見出す役を果たすのである。

愛知演習林内の4流域 **A, B, C, D** において、4流域にほぼ同程度に降雨があつた場合、しかもそれが連日で100mmを越えた場合を拾うと第11表の通りである。

さて、これらの連日流出率を横に比較し、その小さい方からの順序に流域名を並べると第12表の通りとな

$$\text{一致係数} \quad W = \frac{S_b}{S} = 0.79$$

$$F_0 = 112.8$$

$$n_1 = 2.9 \quad n_2 = 87.9$$

$$F_{n_2}^{n_1}(0.01) < 4.88 < 112.8$$

ゆえに 1% 以下の危険率で、順位的一致は偶然とは考えられない。

§ 4. 対照流域法

第 2 節および第 3 節では統計的検証の資料として、便宜上東京大学農学部附属愛知演習林内量水試験の成果を用いたのであるが、応用の点を考察すれば、降雨模様はかなり異なる流域についても同様の統計的検証を行ない、同じ結論を得るかどうかを確かめなければならない性質のものである。何となれば比較しようとする流域がもつと違つた性質のものであれば、もつとつ違つた形の統計量を用いなければ、流出量調節の順位の評定はできないかも知れないということが一応考えられるからである。第 2, 第 3 節の方法は厳密に言えば、降水量の流出量に及ぼす影響を流域相互について比較したに過ぎず、その比較にあつて、森林の影響があると判断するのは、検証の結果でもあるが同時にある程度は検証の前提でもある。実際には検証結果からいつても、この前提がある程度確かめられるということにはなるが、論理的には森林の影響を抽出する統計的手法は用いられていないから、厳密には森林の影響と全く無関係に同様の数値的結果が得られないとはいえないのである。森林量水試験において伐採を予定しない併行法にはこのような論理的弱点がある。

森林量水試験において「対照流域法」⁽⁴¹⁾とは 1 流域を対照流域とし、他を処理流域とし、一定の変動測定期間¹⁾ののち、処理流域の樹木を伐採して、その流出量に及ぼす影響を求める方法である。これは森林が果して流出量変化の要因であるかどうかを確かめるために行なわれるのであり、この場合の伐採は必ずしも木材の生産過程としての伐採を意味しない。(米国では木材生産過程としての伐採——作業種——が流出量に如何に影響するかをみいだすことを目的とする試験も行なわれるようになった)²⁾。森林存在の影響を見出す目的をもつて、森林状態を一変するため最も効果的な手段としての処理が、伐採という形をとるのであるが、試験のための時間が許されるならば、今まで裸地であつた所に造林を行なうことも処理として考えるべきことであろう。

東京大学農学部附属愛知演習林内量水試験地のうち最近の設置になる白坂北谷、同南谷流域では一応伐採が予定されているが、東山、白坂(大)、穴宮の 3 流域(以下 A, B, C 流域とよぶ)は元来併行法或は単独法的な取扱いの計画の下に流域が選定されていて、今のところ伐採試験は計画されていない。しかし長年にわたる観測値があるので、変動測定期間として検討すべき事項の

1) 前期水文観測期間ともいう⁽⁸⁷⁾

2) コロラド州フレイザー試験林⁽⁷¹⁾⁽⁷⁸⁾

研究には好個の資料を与えるものである。

(i) 対照流域の価値

降水量 x と流出量 y とをそれぞれ横軸および縦軸にとつて、両者の関係を示す点が明らかに、充分小さい誤差 v を以て1つの連続曲線 $f(x)$ の上に乗る、すなわち

$$y-v=f(x)$$

であることが、変動測定期間の普通の状態であり、而して条件が変化した後（たとえば森林伐採後）は、

$$y-d=f(x)$$

（ただし d は誤差 v に比べて充分大きい偏差）となつたとすれば、流出量の d なる変化量は条件の変化（たとえば森林伐採）に基づくものであると判断できる。

しかし実際には当初からかなり大きい偏差 d' があり、 d' は d に比して必ずしも充分小さいとは限らない。これは変動測定期間における流出量の降水量に対する関係

$$y-d'=f(x)$$

において、 x （降水量）の測定値に含まれる誤差も左辺に移項され、流出量の偏差に加えられた関係にあるからである。而して d と d' との大きさが大同小異のものであれば、条件の変化（森林伐採等）の影響があるかどうかはわからないことになる。しかし x の値として試験流域（処理流域）の降水量を用いる代りに他流域（対照流域）の流出量を用いたとき、同様に

$$y-d''=f(x)$$

なる形の関係が成立し、しかも d'' は前（降水量を x とした場合）の d' に比して充分小さいものであれば、 d'' は d に比しても小さく、したがって d が条件変化のための偏差であるという判定を容易にすることができる。

以上が対照流域を用いる理由である。したがって論理的には対照流域の林相は必ずしも処理流域のそれと同じでなければならぬことはなく、処理流域の流域雨量とほぼ等しい雨量を受けるような流域であれば、むしろ裸地であつても差支えないであろう。ただし、対照流域の状態は変動測定期間および後期測定期間を通じて、前後に変化しないということが必要で、裸地はこの点では安定した林地に劣るであろう。

東京大学農学部附属愛知演習林内のA流域とB流域とは約2.5kmの距離にあるが、相互に対

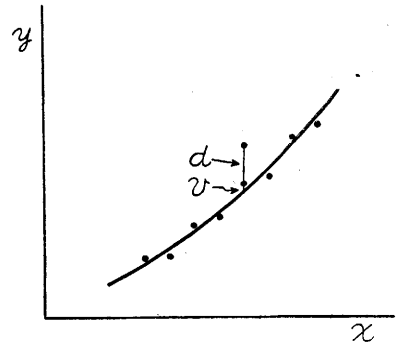


Fig. 1

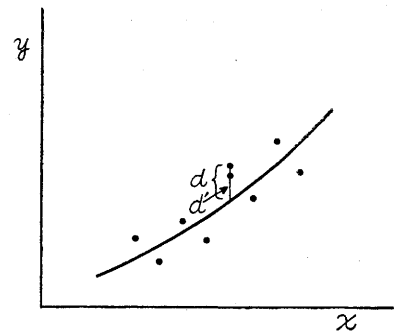


Fig. 2

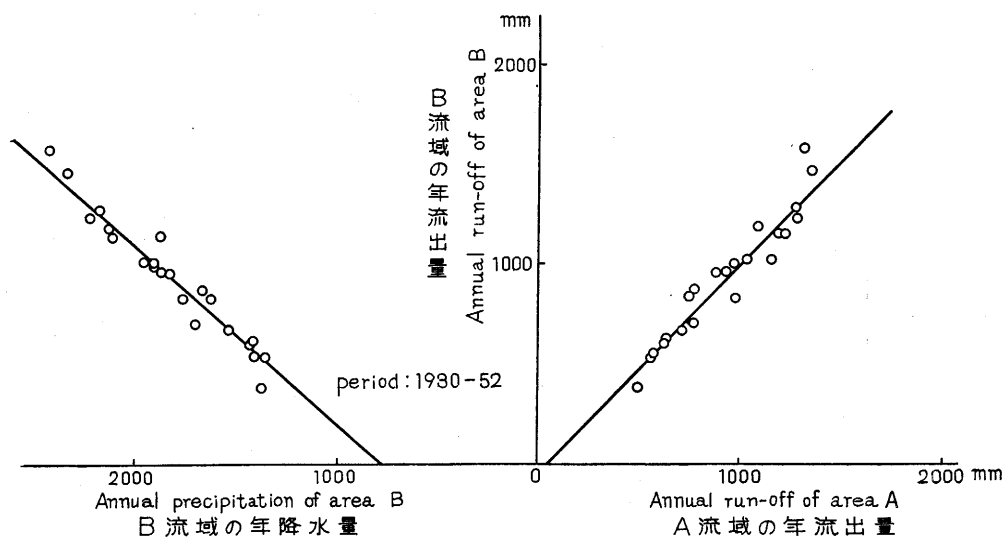


Fig. 3. B流域の年流出量の、B流域の年降水量またはA流域（対照）の年流出量の上の回帰直線
 Linear regression of annual runoff on annual precipitation (left) and linear regression on annual runoff of control area, A (right)

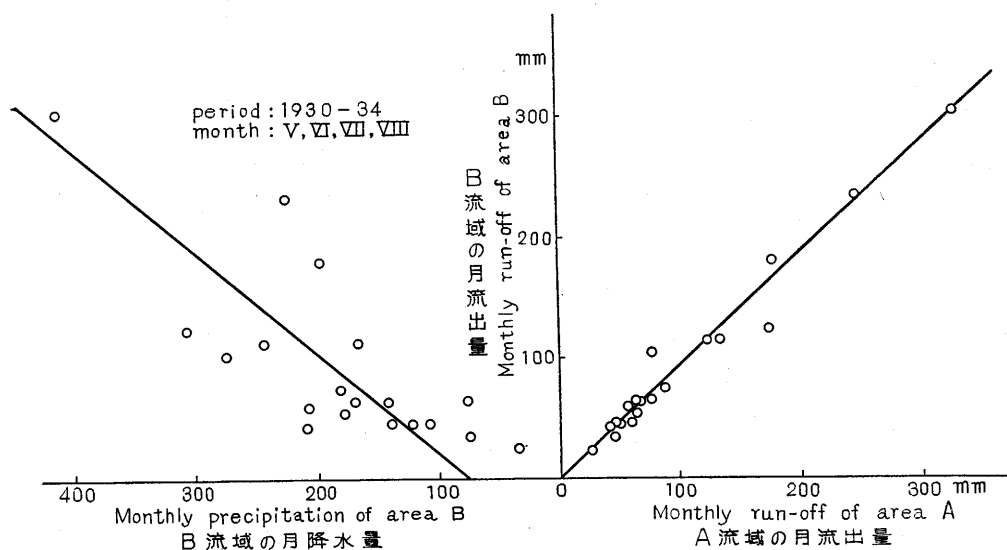


Fig. 4. B流域の月流出量の、B流域の月降水量またはA流域（対照）の月流出量の上の回帰直線
 Linear regression of monthly runoff on monthly precipitation (left) and linear regression of monthly runoff on the monthly runoff of control area, A (right)

照流域としての利用価値があるかどうかを以下に検討する。

第3図はB流域年流出量の年降水量に対する回帰直線(左)とA流域年流出量に対する回帰直線(右)を示すものであるが、B流域の年流出量の回帰からのバラッキは、B流域の年降水量の上におけるものがより小さいことは第13表によつても明らかである。すなわち同表において前記

Table 13. B流域における年流出量(Y)のXの上における回帰からの標準偏差
Standard deviation of annual runoff of watershed B from the regression on X.
(mm単位)

X	期間	1933—1942	1943—1952	1933—1952
	年数	10	10	20
B流域年降水量		55.1	69.2	56.2
A流域年流出量		59.9	86.3	79.9

注) 第3図参照

Table 14. B流域月流出量(Y)のXの上における回帰からの標準偏差
Standard deviation of monthly runoff of watershed B from the regression on X.
(mm単位)

X	期間	1933—35	1947	1948	1949
	月数	12*	12**	12**	12**
B流域月降水量		30.2	56.0	33.3	76.5
A流域月流出量		13.5	8.0	24.5	44.8

* 月はV, VI, VII, VIIIのみ ** I月からXII月まで

のバラッキは標準偏差をもつて示され、この標準偏差の、より小さい方を用いることが森林伐採処理の前後における流出量の有意差検定に、より有効である。したがってこの場合A流域を対照流域として用いる必要はない。

しかるに、つぎに月流出量に着目すれば、第4図によつても明らかなように、B流域月流出量の回帰からのバラッキは、B流域月降水量の上における回帰を用いるときよりも、A流域月流出量の上における回帰を用いるときの方が小さい。計算の結果(第14表)によつてもこれは極めて判然と示される。したがって月量を用いるときは、A流量をB流域の対照流域として用いる方がより有効であることが判る。

年量を用いて回帰直線を描くには少なくとも数年ないし10年程度の観測結果を待たねばならぬが、月量を用いれば、2~3年程度で充分であり、この意味でA流域はB流域の、またB流域はA流域の対照流域として用いられる価値がある。

(ii) 対照流域法における流出量変動の近似計算法

対照流域法の使用に当たっては、流出量の回帰からの変動、すなわち対照流域の流出量の変動に無関係な、処理流域の流出量の変動を求める必要がある。而して対照流域の林相が処理流域の処理前の林相と同種のものであるときは、回帰直線の傾度は横軸に対して略々45°になることは、愛知演習林⁽⁶⁸⁾(第3図右、第4図右参照)のみでなく、米国カウイータ⁽¹¹⁾、山形県釜淵⁽²⁸⁾における此の種試験についても認められたところである。この事実を利用すれば、近似的には対照流域の流出量の変動に影響されない処理流域の流出量自身の変動⁽⁹⁾を極めて簡易に計算することができる。

いま記号を次のように規約するものとする。

R : 流出量, P : 降水量 (個々の標本値)

\bar{r} , \bar{p} : それぞれ R , P の平均値

$r = R - \bar{r}$, $p = P - \bar{p}$ (偏差)

添字を附した場合は C は対照流域を、 T は処理流域を示す。たとえば

R_T : 処理流域の流出量

r_c : 対照流域の流出量の平均値からの偏差等

また数字は番号を示す。たとえば

R_1 : 第1年(月)目の年(月)流出量

n : 年(月)数

\hat{R} : 流出量の回帰(推定値)

さて対照流域の流出量の上における処理流域の流出量の回帰は一般に

$$\hat{R}_T = \bar{r}_T + a(R_C - \bar{r}_C)$$

と書かれるが前述した通り、ここでは $a=1$ と見做す(回帰直線の傾度は 45°) から

$$\hat{R}_T = R_C + \bar{r}_T - \bar{r}_C$$

回帰からの偏差は

$$R_{T1} - \hat{R}_T = R_{T1} - R_{C1} - (\bar{r}_T - \bar{r}_C)$$

$$R_{T2} - \hat{R}_T = R_{T2} - R_{C2} - (\bar{r}_T - \bar{r}_C)$$

⋮

ゆえに偏差平方和は

$$\begin{aligned} \sum_1^n (R_T - \hat{R}_T)^2 &= \sum_1^n \left\{ R_T - R_C - \left(\frac{\sum R_T}{n} - \frac{\sum R_C}{n} \right) \right\}^2 \\ &= \sum \left\{ (R_T - R_C)^2 + \left(\frac{\sum R_T - \sum R_C}{n} \right)^2 - 2 \frac{(R_T - R_C)(\sum R_T - \sum R_C)}{n} \right\} \\ &= \sum (R_T - R_C)^2 + \frac{(\sum R_T - \sum R_C)^2}{n} - \frac{2(\sum R_T - \sum R_C)^2}{n} \\ &= \sum (R_T - R_C)^2 - \frac{(\sum R_T - \sum R_C)^2}{n} \end{aligned}$$

この最後の式の形は計算が最も簡便である。

すなわち処理流域の流出量自身の変動は、2流域(対照と処理)の流出量の差の変動に等しいと見做すことができる。

なおこのよきな変動の近似計算法は、単独法においても考えられる。すなわち消失量を L とし、 L の平均値を \bar{L} と表わし $L - \bar{L} = l$ とすれば、年流出量の年降水量の上における直線回帰は一般に

$$\hat{R} = aP - b \quad (a, b \text{ は const.})$$

の形で表わされ、 $a=1$ と見做すことができる場合には

$$\hat{R} = P - b$$

回帰の一般形はまた

$$\hat{R} = \bar{r} + a(P - \bar{p})$$

$a=1$ とすれば

$$\widehat{R} = P - (\bar{p} - \bar{r})$$

$$\therefore b = \bar{p} - \bar{r} = \bar{l}$$

すなわち

$$\widehat{R} = P - \bar{l}$$

回帰からの偏差は

$$R_1 - \widehat{R} = R_1 - P_1 + \bar{l} = -(L_1 - \bar{l})$$

$$R_2 - \widehat{R} = R_2 - P_2 + \bar{l} = -(L_2 - \bar{l})$$

⋮

回帰からの偏差平方和は

$$\begin{aligned} \sum_1^n (R - \widehat{R})^2 &= \sum \{-(L - \bar{l})\}^2 \\ &= \sum (-l)^2 \\ &= \sum l^2 \end{aligned}$$

すなわち単独法においては、年流出量の回帰からの変動は、近似的には消失量の変動と考えるよ
い。

以上のような近似計算法によつて流出量自身のバラツキを求めるものとすれば、いちいち回帰
式を求める必要はなく、流出量あるいは消失量の値から簡単にその分散が得られるから、極めて

Table 15. 東京大学農学部附属愛知演習林内
3流域における年流出量と年消失量
Annual runoff and annual losses in 10mm
unit, Tokyo University Forest in Aichi.

単位 10 mm

流域 事項 年	A		B		C	
	流出量	消失量	流出量	消失量	流出量	消失量
1933	77	79	70	99	83	58
34	56	84	54	87	64	58
35	119	93	115	96	130	62
36	103	89	102	89	121	59
37	94	92	96	91	101	60
38	135	90	146	88	132	58
39	66	91	76	88	59	64
40	62	94	60	84	70	66
41	129	95	124	99	130	75
42	78	83	87	82	75	61
43	62	84	62	80	68	68
44	49	96	38	100	48	74
45	131	102	158	85	133	72
46	93	91	96	87	96	70
47	55	85	53	85	60	64
48	74	97	83	94	75	72
49	98	101	111	101	115	96
50	108	97	119	94	118	60
51	97	82	100	91	98	65
52	127	92	129	90	126	64

長期間にわたる林相の推移、或は処理の前後
の分散比の F テストを行なつて 2 期間におけ
る有意差があるかどうかを検定するのに利用
することができる。以下にその実例を示そ

Table 16. 東京大学農学部附属愛知演習林内
3流域において 1933—1942 年を前期, 1943—
1952 年を後期としたときの、年消失量の有
意差検定のための分散分析表
Analysis of variance of annual losses at
Tokyo University Forest in Aichi.

流域	変動要因	変動	自由度	平均変動	F_0
A	期 間	111	1	111	2.86
	年	698	18	38.8	
B	期 間	0.8	1	0.8	0.02
	年	724	18	40.2	
C	期 間	162	1	162	6.8 > 4.41*
	年	492	18	23.8	

* 危険率 5 % 以下で有意

う。

(イ) 東京大学農学部附属愛知演習林内A, B, C 3流域をそれぞれ単独的な見方から、前期を1933~42年、後期を1943~52年とすると、各流域の消失量の分散分析表は第16表の通りで、C流域だけは消失量の増加——流出量の減少が、危険率5%以下で認められる。

その原因としては、C流域に行なわれた砂防植栽を考慮することができるが、これはとくに前期と後期との区別を予め定めて施行したのではなく、統計期間のとり方如何によつては有意差が認められないこともあることを忘れてはならない。

(ロ) 愛知演習林では未だ森林伐採を行なっていないので今便宜上、米国コロラド州ワゴンホイールギャップにおける対照流域法の観測値⁽²⁾を用いて、上記の近似計算法により森林伐採の効果を判定すれば、第18表の分散分析表において明らかな様に、森林伐採のため流出量に生じた差は危険率1%以下で認められるといつて差支えない。

なおこのような有意差検定にあつて、単に統計的処理だけから判定するときは第2種の過誤(真実に差があるにもかかわらず、差があるとは認めない過誤)を犯すおそれがあることに注意を要する。

Table 17. ワゴンホイールギャップにおける
年流出量
Annual runoff at Wagon Wheel Gap.
(10mm unit) 単位 (10mm)

伐採前	対照 流域	処理 流域	伐採後	対照 流域	処理 流域
1911—12	21	21	1919—20	20	22
1912—13	12	13	1920—21	17	21
1913—14	14	14	1921—22	17	22
1914—15	14	14	1922—23	15	18
1915—16	14	14	1923—24	18	20
1916—17	24	25	1924—25	11	13
1917—18	8	9	1925—26	11	13
1918—19	15	15			

Table 18. ワゴンホイールギャップにおける
処理の効果が統計的に有意であるか否かを
検べるための分散分析表
Analysis of variance of runoff's difference
at Wagon Wheel Gap.

変動要因	変 動	自由度	平均変動	F ₀
期 間	22.9	1	22.9	27.6**
年	10.8	13	0.83	
計	33.7	14		

** 危険率1%以下で有意

§ 5. 流出分布図頂点の推移

第2節~第4節においては、愛知演習林の4流域のうち、全部または一部を主として横に比較したのであるが、その際とくにC流域が他の流域に対する関係は年と共に変化していると思われる点が見られた。前節(ii)の(イ)においてはそのことを一層強く感ぜしめる統計結果が表われている。そこでとくにC流域の流出状態の推移を観察することとする。その方法は、ユニットグラフ⁽³⁾⁽⁷⁴⁾を作製する場合の基となる単位降雨を長年にわたつて拾い、この影響を受けた地表流の流出分布図を作製し、その頂点が地表流出の起時から距たる時間は年と共に如何に変化するかを見ることである。C流域においては、森林状態の推移および前節までの結果からみても、上記の

時間は年とともに増大することが期待される。

一体森林水量試験においては、流出量を精密に測定するため堰堤量水法⁽⁴⁸⁾を用いるのであるが、このことはわれわれが1日以上単位観測期間をもつて流出量の統計値を他流域と比較する際、いいかえれば日流出量以上の量を取扱う場合にはほとんど森林影響または降水の影響の検出上支障はない。しかし時間単位または分単位程度の値の連続値を取扱う場合、すなわち時間流量曲線の形で取扱う場合には、堰堤量水法に必要な湛水池の存在がかえつて森林影響の検出に有効な情報を隠蔽するおそれがある。何となれば湛水池はそれ自身流量遅滞の作用を有しこれが森林流域の流量調節作用に加わつた結果が時間流出量曲線に現われるからである。そこで著者は、湛水池の流量遅滞に関する基本公式

$$I dt = dV + O dt \dots\dots\dots (1)$$

(ここに I は湛水池への流入量、 V は池内の水位零以上の湛水量、 O は湛水池からの流出量)を用い、数値積分による近似解法をもつて時間流出量曲線から時間流入量曲線を作製した⁽⁴⁸⁾。その方法を簡単にのべる。

比較的短い時間 Δt 間では、湛水池への流入量および流出量は、その両端における時刻 t および $t + \Delta t$ における流量の平均値をもつて一様に流れるものと仮定すれば、 Δt 時間内の全流入量は同時間内の全流出量と、同時間の両端時刻における湛水量の差との和である。すなわち

$$\frac{1}{2}(I_t + I_{t+\Delta t})\Delta t = (V_{t+\Delta t} - V_t) + \frac{1}{2}(O_t + O_{t+\Delta t})\Delta t \dots\dots\dots (2) [L^3]$$

ただし I_t および $I_{t+\Delta t}$ はそれぞれ添字の時刻における流入量、他も同様であるとする。

(2) 式を変形して

$$\frac{1}{2}(I_t + I_{t+\Delta t}) = \left(\frac{V}{\Delta t} + \frac{O}{2}\right)_{t+\Delta t} - \left(\frac{V}{\Delta t} - \frac{O}{2}\right)_t \dots\dots\dots (3) [L^3 T^{-1}]$$

右辺の第1項および第2項と流出量 O とはともに水位 h および欠込幅 b の函数として表わされる。したがつて任意の流出量 O に対する $\left(\frac{V}{\Delta t} + \frac{O}{2}\right)$ 、 $\left(\frac{V}{\Delta t} - \frac{O}{2}\right)$ の値は水位 h と欠込幅 b とを媒介して求められる。よつて(3)式の左辺すなわち任意の時刻 t と $t + \Delta t$ との間の平均流入量が求められる。

なお愛知演習林C流域においては、1934年6月に欠込の改造を行ない、可動扉であつたものを固定扉式にしているため、改造以前の流出量曲線の利用上は欠込幅 b が

$$b = 0.2m, b = 1.0m, b = 2.0m, b = 3.0m, b = 4.0m$$

の5種の場合の湛水量一流出量の対照表を作製する必要を生じた⁽⁴⁹⁾。

ともかく上述の近似解法によつて流入量曲線を求め、さらに図解的に地表流と地下水流出量とに分離した後を得た流出量配分図を、単位区分時間 (Δt) 内の、湛水池を含まない流域からの流出量の全地表流に対する百分率で示したものが第19表である。

Table 19. 愛知演習林 C 流域における流出分布 (%)

Runoff distribution at Watershed C, Tokyo University Forest in Aichi.

番号	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13	14	15	16	17	18	19	20	21	22	23	24	25	26	27	
年	1927	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	
月	IX	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	
日	12	25	5	6	31	14	16	24	16	2	6	27	8	22	8	20	6	7	13	10	12	29	10	31	4	9	15	
雨量mm	6	20	13	9	15	20	16	28	16	5	11	8	17	11	8	20	13	12	8	8	10	8	8	7	12	15	12	
区間番号	IX	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	
1	0.6	1.4	7.0	0.4	0.6	0.9	1.4	0.5	3.5	3.6	0.5	2.1	0.6	0.4	0.2	0.6	2.1	1.1	1.4	0.6	0.7	1.0	1.8	0.5	0.2	0.2	0.2	0.5
2	36.7	4.2	21.2	1.3	2.4	7.5	5.8	28.0	14.7	5.6	2.5	5.3	3.6	1.3	0.7	2.0	15.7	2.3	3.9	2.2	3.6	3.6	4.1	1.5	1.1	0.4	0.4	4.5
3	23.0	14.4	28.2	3.4	26.0	44.0	12.7	28.2	16.4	4.6	15.0	7.2	3.6	1.7	5.4	21.5	36.8	7.2	7.2	9.3	8.5	6.2	8.4	3.0	2.2	0.6	0.6	9.7
4	14.1	27.2	12.5	7.3	22.9	20.0	24.8	17.2	23.4	18.3	7.9	23.6	19.4	4.6	4.6	24.1	19.8	20.3	11.4	31.2	13.4	10.0	17.7	5.4	4.2	1.1	1.1	19.2
5	8.8	19.0	7.1	18.4	11.8	6.3	21.7	8.2	8.7	13.7	18.8	11.8	23.2	27.0	10.1	19.5	13.4	10.3	16.4	20.3	15.8	15.9	14.3	7.1	6.2	1.7	20.2	
6	5.5	6.5	5.0	16.4	7.8	4.3	13.0	4.5	5.9	9.2	14.1	7.8	14.0	19.3	15.8	13.9	6.5	13.8	9.6	15.2	18.4	10.1	8.1	8.4	2.2	2.2	11.3	
7	3.6	5.1	4.1	40.6	6.0	3.5	5.7	3.3	4.6	5.6	12.0	5.6	7.1	9.6	18.8	8.5	4.1	5.4	9.6	4.8	8.3	7.9	7.6	8.5	8.8	2.9	7.6	
8	3.0	3.4	3.8	8.4	4.1	2.7	3.6	2.3	3.6	4.1	8.6	4.7	4.5	5.0	8.5	5.1	3.0	2.7	7.1	3.5	6.3	5.8	5.9	8.4	9.1	4.1	4.8	
9	2.0	2.8	2.1	6.4	3.0	2.0	2.5	1.8	2.7	3.4	5.3	3.5	3.4	3.7	3.7	3.7	2.3	1.9	5.1	2.5	4.7	5.0	4.6	8.1	9.1	7.2	3.9	
10	1.4	2.3	1.4	4.8	2.7	1.4	1.9	1.5	2.1	3.0	4.6	3.1	2.7	3.1	4.5	2.5	1.8	1.5	3.9	2.1	3.7	4.5	3.8	7.5	8.0	12.7	2.9	
11	0.8	2.0	1.2	3.7	2.3	1.2	1.4	1.1	1.8	2.6	3.5	2.5	2.2	2.9	3.7	2.0	1.6	1.5	3.0	1.7	3.0	3.8	3.3	6.2	6.5	17.6	2.4	
12	0.4	1.8	0.9	3.0	2.0	1.1	1.1	0.7	1.5	2.3	2.5	2.2	1.8	2.5	3.3	1.7	1.3	1.2	2.4	1.5	2.4	3.2	2.9	5.4	5.5	12.0	2.0	
13	0.1	1.7	0.8	2.6	1.9	1.0	0.9	0.5	1.3	1.9	2.2	1.9	1.6	2.3	3.0	1.4	1.0	1.2	2.1	1.4	2.1	2.7	2.4	4.4	4.7	9.3	1.7	
14	—	1.4	0.8	2.1	1.6	0.9	0.7	0.4	1.2	1.5	1.8	1.7	1.4	2.1	2.8	1.4	0.8	1.1	1.8	1.3	1.7	2.2	2.1	3.7	4.0	9.8	1.4	
15	—	1.3	0.7	1.9	1.3	0.7	0.5	0.2	1.0	1.3	1.6	1.4	1.2	1.9	2.4	1.1	0.8	1.1	1.5	1.2	1.6	1.8	1.8	3.0	3.3	4.8	1.1	
16	—	1.2	0.6	1.5	1.1	0.6	0.4	0.2	0.9	1.3	1.4	1.2	1.0	1.7	2.3	1.0	0.7	1.1	1.4	1.1	1.4	1.5	1.6	2.7	2.9	3.5	1.1	
17	—	1.1	0.6	1.3	0.9	0.5	0.3	0.2	0.8	1.1	1.3	1.1	0.9	1.6	2.1	0.9	0.6	0.8	1.2	1.0	1.2	1.2	1.2	1.4	2.4	2.7	2.7	0.9
18	—	0.9	0.5	1.1	0.6	0.4	0.3	0.2	0.7	0.9	1.1	0.9	0.8	1.4	1.9	0.9	0.6	0.8	1.1	1.0	1.1	1.0	1.1	2.0	2.2	2.1	0.7	
19	—	0.6	0.4	0.9	0.3	0.3	0.3	0.2	0.6	0.9	1.1	0.8	0.7	1.2	1.5	0.9	0.4	0.8	0.9	0.8	1.0	0.8	1.0	2.0	2.0	1.7	0.7	
20	—	0.5	0.3	0.9	0.3	0.2	0.2	0.2	0.5	0.8	0.9	0.7	0.5	1.0	1.4	0.6	0.4	0.8	0.9	0.7	0.9	0.7	0.8	1.8	1.6	1.4	0.6	
21	—	0.4	0.3	0.7	0.2	0.2	0.2	0.2	0.4	0.6	0.7	0.7	0.4	0.9	1.2	0.6	0.3	0.7	0.8	0.6	0.6	0.6	0.7	1.7	1.1	1.2	0.6	
22	—	0.3	0.3	0.6	0.1	0.1	0.1	0.1	0.3	0.6	0.6	0.6	0.3	0.6	0.9	0.6	0.3	0.6	0.7	0.5	0.6	0.5	0.6	1.5	0.9	1.0	0.5	
23	—	0.3	0.3	0.5	0.1	0.1	0.1	0.1	0.3	0.4	0.6	0.5	0.4	0.6	0.7	0.3	0.3	0.5	0.4	0.5	0.4	0.5	0.4	1.3	0.9	0.7	0.4	
24	—	0.2	—	—	—	—	—	—	0.1	0.1	0.3	0.4	0.3	0.5	0.7	0.3	0.3	0.4	0.5	0.3	0.5	0.4	0.4	1.1	0.7	0.6	0.3	
25	—	—	—	—	—	—	—	—	0.1	0.1	0.2	0.2	0.3	0.4	0.5	0.3	0.1	0.3	0.4	0.2	0.4	0.3	0.3	0.9	0.7	0.5	0.3	
26	—	—	—	—	—	—	—	—	0.1	0.2	0.3	0.2	0.2	0.3	0.3	0.2	0.1	0.2	0.3	0.1	0.3	0.2	0.3	0.9	0.5	0.4	0.2	
27	—	—	—	—	—	—	—	—	0.1	0.2	0.3	0.2	0.1	0.2	0.3	0.2	0.1	0.1	0.2	0.1	0.3	0.1	0.2	0.6	0.2	0.2	0.2	
28	—	—	—	—	—	—	—	—	—	0.2	0.1	0.1	0.1	0.1	0.2	0.1	0.1	0.1	0.1	0.1	0.1	0.1	0.1	0.2	0.3	0.2	0.2	
29	—	—	—	—	—	—	—	—	—	0.1	0.1	0.1	—	—	0.2	—	—	—	—	—	0.1	0.1	0.1	0.1	0.1	0.1	0.1	
30	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	

この表において流域からの流出量すなわち湛水池の遅滞作用を受けない流出量のピークが現われる時刻は、年の経過とともに幾分遅れる傾向が看取される。

第三章 水 年 論

§ 1. 水年の意義

水年とはこれを広義に解すれば、「流出量の統計的整理の段階において、年量計算の単位期間とすべき年度」であるといえることができる。元来、適当な年度をとれば、年流出量は年降水量に最も密に関係すると考えられるので、流域内の条件因子が流出量に及ぼす影響を統計的手法によって見出すための前提的操作としては、まず年降水量が年流出量に及ぼす影響を見出すことが必要となる。

或る年度内に流量測定（水位計）にかかる流出量の一部には、その年度以前の降水量に由来し、流域内に貯溜されていた水分からの流出分が含まれる。同様に或る年度内の降水量として計算される水分の中には、同年度中に流出せず、流域内に貯溜されてその流出が次年度に持越される分がある⁽⁴²⁾。したがって年降水量 x に対応せしむべき流出量としては、その年度内の流出量測定値 y_0 よりも

$$y = y_0 + \Delta S$$

（ただし ΔS は貯溜のため流出の年度がズレる分の、1年間の始期と終期におけるものの差）なる関係にある y を採用する方が合理的である。しかるに ΔS は近似的には計算の方法があるとはいえ、 x , y_0 に比べて精度の劣る推定値を得るに過ぎない。そこで単に x と y_0 の値を用いて統計解析を行うときは ΔS は $y = y_0$ という関係の誤差として考えられる。したがって統計解析の精度を高めるためには ΔS の値が最小となる時期をもつて水年の開始期とすべきである。なお ΔS の計算が簡易にかつ相当精度高くできるならば、水年を設ける必要はなくなるかのようにも考えられる点について附言しよう。 ΔS の計算法は、特定の流域で多年の流出量測定値があれば、相当近似することができるが、一般の流域に対する応用を考えた場合、試験流域における ΔS の計算法を一般的に応用するよりも、試験流域における水年区分の考え方を一般流域に応用する方が安全かつ実際的であると考えられる。したがって水年区分に関する考察は、試験流域について ΔS の計算法を研究することと同様の重要度をもつといわねばならない。

以上が水文統計において水年が用いられる理由であつて、河川学方面でも、また森林量水試験関係でも、従来、 ΔS が最小な期時は、流域内の水分貯溜が最小な時期であると考えられていた。瀬野錦蔵氏がその著「新河川学」において、水年とは「地上地下ともに水の貯蔵が1年中で最小な時期を水年の初めとする」⁽⁶²⁾と述べ、また積雪地方に位置する量水試験地で降雪の始まる前（たとえば11月1日）⁽⁶⁶⁾を水年の開始期とするものも、その時期をとれば ΔS が最小になるとの推定を前提としていると思われる。

研究の現段階では個々の1年間について $4S$ を求めるためには、まずその計算方法を検討してかからねばならないのであるから、1年中の或る時期の $4S$ が最小であるかどうかを厳密には確めることはできないといわねばならない。しかし多年間を通じて平均的に考えるときは $4S$ が最小な時期とは S すなわち貯溜分の変動が最小な時期であると解することができる。

東京大学農学部附属愛知演習林においては、1月の地下水流出は一般に小さくその変動も小さい。地下水流出が小さいことは必ずしも直ちに地下水貯溜が小さいことを意味しないが、前者の変動が小さい時期には後者の変動も小さいと考えられる。また仮に1月を水年の初めとすれば暦年とも一致するから統計上の便宜もある。このような意味で愛知演習林では従来暦年と一致する水年を用いてきたのである。この意味の水年をここでは仮に実用的水年とよぶこととする。

つぎに水文学的年度とよばれるものについて述べよう。Parker は1932年の著書⁽⁶⁶⁾においてすでに「土壤中の貯溜水が最大となる時期を以て開始する年度をとれば、年降水量と年流出量との関係は最も定常的となるであろう」とのべている。この考え方は水年の定め方に関して、現在われわれが用いているものとは、流域水分の状態が全く反対である時期をとることを示す。Hursh ら^{(14) (26)} はこれを水文学的年度 (Hydrologic year) と呼び、実用的水年と区別した。水文学的年度の考察においては、流域内に貯溜される水分の増減に着目するから、当然これに関係の深い蒸発蒸散量について考察し、これが1年中でどのように変化するかの問題を取扱うことになる。而して1年間の降水の分布にしたがい、1年間は、流域内の水分が主に補充される季節、植物の生育のため吸い上げられる季節などに大別されることになる。このような季節区分は水文学的季節 (Hydrologic season)^{(45) (56)} とよばれ、水文学的年度の研究が進めば当然、水文学的季節の研究に発展することになる。しかしこれについては第IV章にのべることとし、本章では以下に水年区分としての考察を進める。

流域内における水分貯溜の状態は、これを場所的にみれば、地表上、地被物上、土壤中、地下岩石内および流路中など、数種に分類できるが、貯溜機構から2大別すれば、広義の毛管水(附着水を含む)貯溜 (Retention storage) と重力水貯溜 (Detention storage) となる^{(12) (18)}。(水蒸気形態のものは無視する)。

実用的水年では、貯溜に基づく流出量のズレをことごとく流出の誤差と見做すゆえに、その誤差が最も小さいと考えられる時期を選ぶのであるが、流出のズレの分が一部計算可能であるとすれば、これを観測流出量に補正し、それでもなお補正できない部分だけを誤差としてその変動が最小となる時期をとればよいというのが水文学的年度の考え方である。

いま、年降水量および年度内の流出量測定にかかる水分、流域内貯溜として次年度に持越される水分および蒸発蒸散量の循環関係を模式的に示せば第5図の通りである。

第5図において第2年度の流域水分収支式は

$$P_2 + R_1 + D_1 = RO_2 + E_2 + R_2 + D_2$$

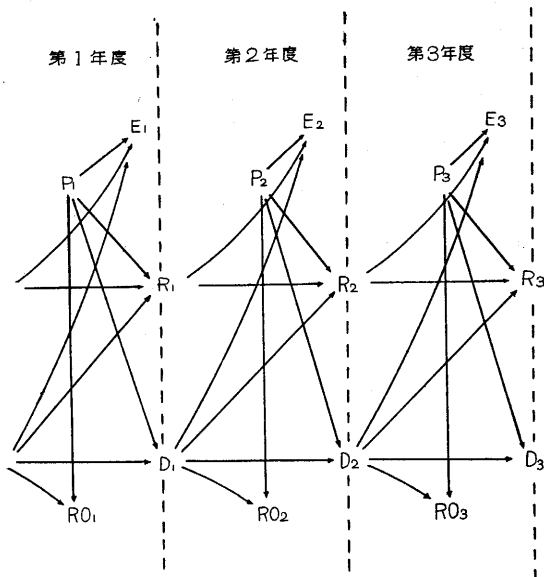


Fig. 5. 水年の切れ目に流域内にある水分貯留量が次年度に如何に移行するかを示す概念図

A schematic diagram of how water storage shifts from water year to water year

- P: precipitation, 降水量
- RO: runoff, 流出量
- E: evapotranspiration, 蒸発蒸散量
- R: retention storage, 広義の毛管水貯留量
- D: detention storage, 重力水貯留量

期を以て水年の始めとすれば $\Delta R \approx 0$ となることが予想される。

§ 2. 愛知における水文学的年度

さて愛知演習林内A流域における観測値を用いて、流域土壌水分が圃場容量に最も近いと考えられる4月末日の前後で、かなりの降水(日降水量20mm以上)があつた後3日目位(中間流出水が無くなつたと思われる時期)を年度開始期として年降水量、年流出量を求め、年流出量の年降水量の上の回帰からの変動を求め、これを従来の水年の場合と比較すれば、第20表に示す

Table 20. 実用的水年と水文学的水年との、年流出量の年降水量の上の回帰からの変動の比較(標準偏差で示す)

Comparison of variations of annual runoff from the regression on annual precipitation by practical water year and hydrologic year.

自 1934年1月 至 1943年12月	自 1934年5月～至 1944年4月	
実用的水年	水文学的年度	
	重力水補正せず	重力水補正済
45.27mm	37.62mm	29.06mm

$\therefore P_2 = RO_2 + (D_2 - D_1) + E_2 + (R_2 - R_1)$ ここに D_1, D_2 はそれぞれの年度の終期の無降雨日流出量から計算することが可能であるから、これを求めて流出量の補正值とすれば、流域水分収支式は

$$P = (RO + \Delta D) + E + \Delta R$$

既知数 既知数 未知数 未知数

(ただし $\Delta D = D_2 - D_1, \Delta R = R_2 - R_1$)

それゆえこれを

$$P = (RO + \Delta D) + E$$

と書けば、 ΔR すなわち毛管水貯留の変化量が統計解析の誤差として作用する。

いま、もし1年中の或る同じ時期に毛管水貯留分の値が土壌の圃場容量(field capacity)に極めて近くなる時期があるとすれば、土壌組成が変化しない限り、その圃場容量は変わらないから、この時期の流域全体の毛管水貯留量はほぼ一定値をとると考えて差支えない。したがって此の時

期を以て水年の始めとすれば $\Delta R \approx 0$ となることが予想される。 ように水文学的年度が従来の水年に優ることが明らかである。

その計算過程を示せば、第21表においてQは年度更改期における無降雨日流出量で、Qに対応する重力水貯留量曲線(第6図右)を用いて重力水貯留量Dを求め、年度の始期と終期とのそれらの差として ΔD が得られるのである。

Table 21. 東京大学農学部附属愛知演習林内A流域における水文学的年度による水分収支計算表
Balance sheet of water by hydrologic years at watershed A,
Tokyo University Forest in Aichi.

水文学的年度 (日付を含む)		(1)	(2)	(3)	(4)	(5)	(6)
自	至	年降水量 <i>P</i>	年流出量 <i>RO</i>	年度終期における地下水 流出量 <i>Q</i>	年間重力水 貯溜量変化 量 <i>ΔD</i>	修正年流 出量 <i>R' + ΔD</i>	蒸発蒸散 量 (1)-(5)
1934年 V 月 3 日	1934年 V 月 2 日			1.6			
1935 V 3	1935 V 2	1645	729	2.4	+11.9	741	904
1936 V 3	1936 V 2	2099	1174	4.4	+22.6	1197	902
1937 V 3	1937 IV 30	1945	1070	2.6	-20.0	1050	895
1938 V 1	1938 IV 30	1752	869	1.7	-13.0	856	896
1939 V 1	1939 IV 28	2194	1250	2.1	+ 6.5	1266	928
1940 IV 29	1940 IV 29	1518	627	2.1	0	627	891
1941 IV 30	1941 V 6	1616	662	3.1	+12.5	674	942
1942 V 7	1942 IV 30	2247	1390	2.6	- 6.0	1384	863
1943 V 1	1943 IV 17	1485	644	2.5	- 1.5	642	843
1944 IV 18	1944 IV 30	1453	591	1.6	-13.0	578	875
平	均	1795	901			901	894

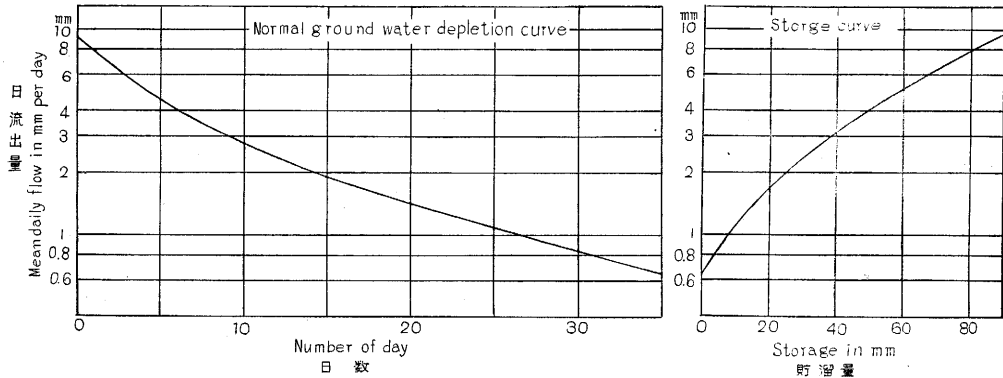


Fig. 6. 流域Aにおける地下水正常漸減曲線と貯溜量曲線 (資料は 1935—1943 より)
Normal ground water depletion curve and storage curve in watershed A, Aichi.
(Data are taken from 1934-1943)

Table 22. 地下水貯溜最大の時期を見出すための表
Table for finding the time of maximum ground water storage. (単位mm)

事項 月	(1) 降水量 <i>p</i>	(2) 流出量 <i>ro</i>	(3) <i>p-ro</i>	(4) 蒸発蒸散量 (気温比例 配分法)	(5) 地表下貯溜 量 変化量 <i>ΔS</i>	(6) $\sum \Delta S$	日最高気温 の月平均°C
I	52	32	20	23	- 3	- 3	5.3
II	81	36	45	25	+20	17	5.9
III	127	65	62	44	+18	35	10.2
IV	161	73	88	71	+17	52	16.5
V	140	71	69	90	-21	31	21.1
VI	255	99	111*	104	+ 7	38	24.2
VII	227	162	110*	122	-12	26	28.3
VIII	183	72	111	126	-15	11	23.5
IX	228	100	128	107	+21	32	25.1
X	193	99	94	84	+10	42	19.4
XI	87	57	30	59	-29	13	13.8
XII	54	36	18	31	-13	0	7.3

* 6月の終り頃の降水が7月の流出量に大きく影響しているため、6月、7月の $p-ro$ は6月7月をこみにしたものを等分(4拾5)した。

また以上の年度の設定に当つて4月の終りに近い時期を選んだのは、第22表に示すように、予め気温その他の観測値を用い、各月の蒸発蒸散量を推定し、これと降水量および流出量とから各月の貯溜量変化を求め、これを積算したものによつてこの月の終り頃が適当であるという指標を得たのである。

§ 3. 統計検証的水年

上述のいわゆる水文学的年度は、流域水分の収支を厳密に考える場合は、理論的に当然用いられるべき年度区分であるが、これは測定値の誤差を消去するために測定期間の均一性を犠牲にしている（すなわち1カ年として360日または370日など近似的な1年間を採用している）ので、統計的研究上は必ずしも常に従来の水年に代るものではない。そしてある時期（愛知では4月末日頃）には毛管水貯溜量が圃場容水量に近い状態にあるとすれば、常に5月1日に始まり、4月末日に終る年度をとれば如何、流出量の補正を行わない場合は如何、また4月の終りのほかにはよりよい水年区分の時期は果してないものかなどの疑門を生ずる。この問題に対しては実際にこのような種々の水年区分を行なつて、それぞれの場合における消失量の標準偏差すなわち近似的には年流出量の、年降水量の上における回帰からの変動を求めてこれを相互に比較することによつて統計的に検証しなければならない。

愛知演習林内A流域において、水年の開始期を仮に9月1日、1月1日および5月1日としてそれぞれの消失量の標準偏差を種々の異なる統計期間につき求めたものが第23表である。

同じくC流域については、第24表の通りとなり、これらによつて5月1日に始まり、4月30日に終る水年区分は、重力貯溜の補正計算を行なわなくとも従来の実用的水年（愛演では暦年）、また他の区分（ここでは8月の終りに流出量が少ない日が多いことから8月の終りを1候補として採つた）よりも優れていることが判る。

Table 23. 愛知演習林内A流域における種々の水年区分による年消失量の標準偏差の比較
Standard deviation of annual losses by various water years on watershed A at Tokyo University Forest in Aichi. (単位 mm)

統計期間 年数	1934~	1938~	1944~	1934~
	1943	1947	1953	1953
水年区分	10	10	10	20
9月→8月	50	61	87	69
1月→12月	45	66	73*	62
5月→4月	32*	48*	74	54*

注) * 印は最小を示す

Table 24. 愛知演習林内C流域における種々の水年区分による年消失量の標準偏差の比較
Standard deviation of annual losses by various water years on watershed C at Tokyo University Forest in Aichi. (単位 mm)

統計期間 年数	1934~	1938~	1944~	1934~
	1943	1947	1953	1953
水年区分	10	10	10	20
9月→8月	83	68	81	81
1月→12月	54	56	52	55
5月→4月	50*	37*	37*	47*

注) * 印は最小を示す

第IV章 無降雨日流出量の漸減法則

§ 1. 無降雨日流出量概説

降雨の一部は地表流となつて流出し、他の一部は滲透して地下水となる。滲透した水の一部は地下深くは達せず、地表下の浅い層を通つて地表に出ることがあり、これらは中間流といわれる。貯溜形態の場所的な区分からいえば、中間流として現われる水分を含めて地下水 (ground water) といつてもよいが、ハイドログラフに現われる中間流の性質はむしろ地表流に近いので、地表流および中間流を除いたものを地下水流出とよぶのが普通である。小流域では、通常降雨後1~2日を経過すれば中間流は無くなるといわれている。本章において無降雨日流出とよぶのは上述の意味で中間流を含まないものであるから、材料採取の場合は降雨後2~3日以後の日流出量を採るものとする。

無降雨日の日流出量を Q_t とし、ある起日からの日数を t とすれば、 Q_t は t の増加とともにある規則的な減少をする。その減少のありさまを表わす公式としては、

$$(1) \quad Q_t = Q_0 e^{-ct}$$

$$(2)^{(68)} \quad Q_t = Q_0 t^{-a}$$

$$(3)^{(17)} \quad Q_t = Q_0 K^t \quad (\text{ただし } K < 1)$$

$$(4) \quad Q_t = Q_0 K^{-t} \quad (\text{ただし } K > 1)$$

$$(5)^{(20)} \quad Q_t = Q_0 e^{-ct^n}$$

のいずれかが用いられる。

$$\begin{aligned} (1) \text{式は } \log Q_t &= \log Q_0 - ct \log e \\ &= \log Q_0 - ct \cdot 0.43429 \\ &= C_1 - C_2 t \dots\dots\dots (1)' \end{aligned}$$

となり、片対数紙上で直線となる。

$$(2) \text{式は } \log Q_t = \log Q_0 - a \log t \dots\dots\dots (2)'$$

となり両対数紙上で直線となる。

$$(3) \text{式は } \log Q_t = \log Q_0 + t \log K \dots\dots\dots (3)'$$

となりこれは(1)式の変形にすぎない。すなわち(1)'式で $C_2 = -\log K$ とおいたものである。

(1)式は理論的表現に、(3)式は実地計算にそれぞれ適する)

(4)式は同様に(1)'式で $C_2 = \log K$ としたものである。実際のデータを片対数紙上にプロットすると直線とならず幾分上に凹の曲線になる場合が多い。この性質を表わすのが(5)式である。

愛知演習林では(1)式すなわち計算上は(3)式を用いることがつぎの種々の目的に最も有効であると考えられる。

(1) 減水状態の季節差を見出すこと

- (2) 流域の水文学的性質の差を見出すこと
- (3) 地下水貯溜量を推定すること
- (4) 大雨時量水曲線の分離を行なうこと⁽¹⁵⁾

以下このような目的に対する近迫の方法を研究するわけであるが、そのすべての基礎となる同時化の方法とよばれる技術的事項について次節にのべる。

§ 2. 同時化の方法

東京大学農学部附属愛知演習林における試験流域では、連続する無降雨日が10日を超えるものは、たとえばこれを8月だけから拾うとすれば過去20年間にわずか4回あるに過ぎない。しかもこれらは15日にも満たない。比較的に出現回数の大きいものは連続無降雨日が6日ないし8日程度のものである(第7図参照)。前述したような、この法則の利用上の種々の目的のためには、このように短い時期(数日間)における個々のCまたはKの値では利用価値がなく、少なくとも1カ月近く無降雨日が続いたと仮定した場合に考えられる常数值(CまたはK)を得る必要がある。

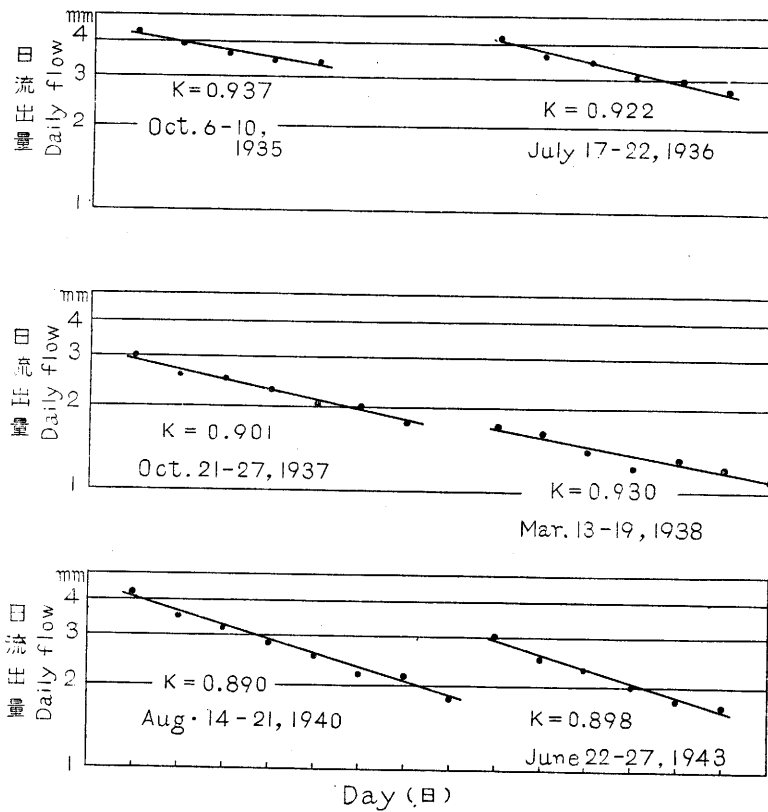


Fig. 7. 流域Cにおける無降雨日流出の漸減の例

Daily ground water depletions of non-precipitation days in watershed C, Aichi
 K: depletion ratio (漸減係数)

Table 25. 流域Aにおける1月の正常漸減曲線を得るための同時化法
 Procedure for synchronizing periods to obtain the normal ground water depletion curve of average January at Watershed A.
 無降雨日流出量 (単位 1/10mm)

起時の年	日																											
24.	1.	8																										
	2.	15	15																									
33.	1.	6	16	15	14	14	13	13	13	13	12	12																
26.	1.	13	17	15	14	14	13	13	13	13	12	12																
26.	1.	2		15	14	14	13	13	13	13	12	12																
22.	1.	28		15	14	14	13	13	13	13	12	12	12	12	11	11	10	10	10									
24.	1.	16																										
28.	1.	17																										
26.	1.	25																										
13.	1.	9																										
17.	1.	11																										
14.	1.	21																										
30.	1.	12																										
平均値	*	*	17.0	16.5	15.0	14.3	14.0	13.6	13.0	13.0	12.0	12.0	11.4	11.4	10.8	10.4	10.2	10.0	10.0	9.4	9.3	9.0	8.7	8.3	8.3	8.3	8.0	8.0

* 棄却

Table 26. 流域Cにおける1月の正常漸減曲線を得るための同時化法
 Procedure for synchronizing periods to obtain the normal ground water depletion curve of average January at Watershed C.
 無降雨日流出量 (単位 1/10mm)

起時の年	日																											
10.	2.	12	17	16																								
21.	1.	7	17	15	12	12	13	11																				
26.	1.	24	15	14	16																							
13.	1.	9																										
24.	1.	18																										
14.	1.	21																										
23.	2.	4																										
17.	1.	20																										
31.	2.	17																										
20.	2.	10																										
19.	1.	27																										
平均値	16.3	15.0	13.8	12.2	11.8	12.0	11.3	10.8	10.2	10.3	9.7	9.3	8.4	8.6	7.8	8.2	8.2	7.5	7.2	6.35	6.0	6.0	5.5	5.5	5.5	5.0		

注) 一部のデータ不足を補うため2月から採った所がある

同時化の実行方法⁽²⁰⁾⁽⁴⁶⁾はまず、無降雨日流出量を表わす数値からなる数列の多くを第25表および第26表に示すように階段状に配列する。その全体を数学における行列に準じて横を行(row)、縦を列(column)とよぶことにする。その際任意の行の第1番目の要素を第何列目に配置すべきかが問題となる。原理的には、注目された行の要素の順序はくずさないで、それより前の行までの同列に並ぶ要素の平均値に——第2行目を問題にしている場合は第1行の要素の値に——その行のうち最も近い値をもつ要素が同列に並ぶように、その行のすべての要素について考慮した総合結果として配置を定めるのである。取り扱う要素の数値が2桁以内の実際のデータでは、上記の原理を念頭において視察を行なうことにより容易に列の配置を決定することができる。こうして同列に並ぶ要素の平均値を要素とする漸減曲線を得る。これを正常漸減曲線とよぶ。

同時化法によつて得る正常漸減曲線は、いわば漸減を示す多数の標本の平均的なものであるから、標本のとられる範囲によつてその代表する意味が異なる。すなわちある季節のみのデータから作製したもの(第8図)は、その季節の地下水流出量の漸減状態を示し、1年中から採ったデータを用いるとき(第9図)は、季節にかかわらずその流域を他の流域との比較において代表する漸減状態を示すものを得る。また1年中からデータを採ったものは、月毎の貯留量変化量を積算して、1年間の水収支を考察する場合にはより合理的なものである。

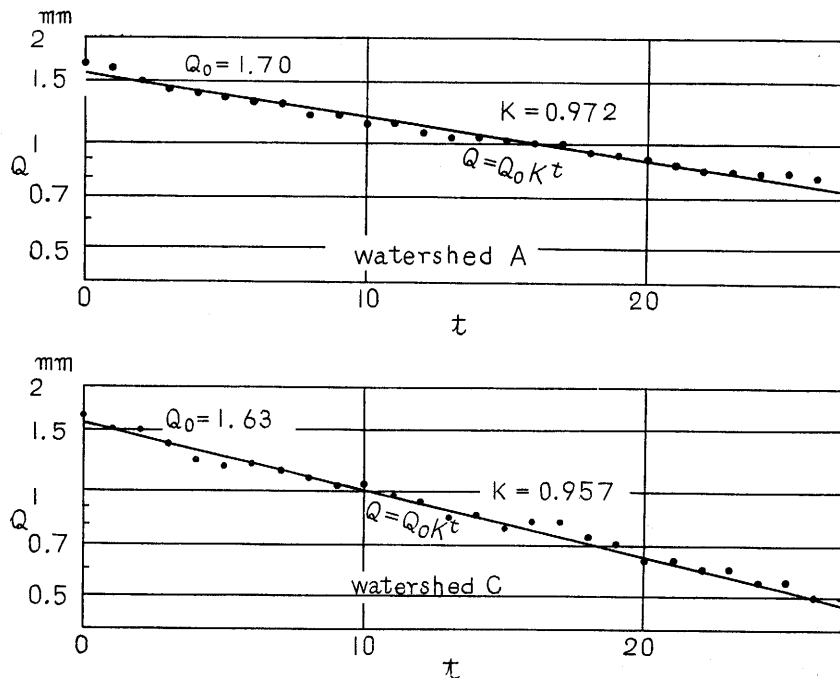


Fig. 8. 愛知演習林AおよびC流域における1月の正常漸減曲線、(同時化法による)、
(Table 2F, 26 参照).
Normal ground water depletion curves for January on watershed A and C, Aichi,
obtained through synchronizing procedure

§ 3. 重力水流出量

流域内に貯溜される重力水は、もし仮に無降雨日が永遠に続くとするれば、無降雨日の日流出量を示す式

$$Q_t = Q_0 K^t$$

を $t=0$ から $t=\infty$ まで積分したもによつて推定できる。すなわち重力水貯溜量 S_g は極めて長い時間の後にはすべて流出するであろうと考えると

$$S_g = \int_0^{\infty} Q_0 K^t dt = Q_0 \left(\frac{K^{\infty}}{\log_e K} - \frac{K^0}{\log_e K} \right) = - \frac{Q_0}{\log_e K}$$

をもつて推定される⁽⁴⁷⁾。しかしこれは現実に地下に存在する重力水を推定する目的には不適当で、蒸発蒸散量を見逃していることを注意する必要がある⁽⁴⁸⁾。ただこの式を応用し、種々の実用的な計算を行なうことができるのである。もし t 日間無降雨日が連続すれば、その間に流出する重力水総量 G は

$$G = \int_0^t Q_0 K^t dt = Q_0 \frac{1}{\log_e K} (K^t - 1) \dots \dots \dots (1)$$

Table 27. 流域別、季節別の地下水流出漸減曲線の常数表
 Constants of seasonal ground water depletion on watershed A and C, Aichi.

流域	事項	月	Q_0	K	t_{max}
A	I		1.60mm	0.972	27
	IV		2.45	0.936	16
	VIII		1.81	0.921	21
	XI		2.00	0.950	21
C	I		1.55	0.957	25
	IV		2.41	0.922	15
	VIII		1.77	0.921	18
	XI		1.78	0.952	19

東京大学農学部附属愛知演習林内 A, C 2 流域において(1)式に適用すべき K の値を前述の同時化法を用いて求め、かつ t の最大値すなわち、求めた正常漸減曲線の長さを示す値を t_{max} とすれば第 27 表の通りである。

これより、実際には降雨日があつても、降雨日にも無降雨日と同等の地下からの重力水流出があるものと見做せば、着目した月の、月間地下重力水流出量は、次式によつて推定できる。

$$G = Q_0 \frac{1}{\log_e K} (K^{t_{max}} - 1) \times \frac{30}{t_{max}} \dots \dots \dots (2)$$

(2)式による計算の結果を、 K の値を決定するために採られた標本の属する同じ年月における降水量、流出量のそれぞれの平均値と比較すれば第 28 表の通りである⁽⁴⁶⁾。

すなわち地下重力水流出量の全流出量に対する百分率は各季節を通じて A 流域においてより大、地表流下量のそれは反対である。A 流域は C 流域に比して、面積、地質、森林土壌のいずれの要素についてみても地下水の保溜により適していると考えられるが、量水観測値がこれを実証的に示したといふことができるであろう。

Table 28. 季節別, 流域別の地下水流出量の全流出量に対する百分率を見出す表
Table for comparing two watersheds by the ground water runoff with other hydrological elements.

流域	事項 月	n*	**降水量	**流出量	地下水 流出量	地表 流下量	全流出量に対する百分率	
							地下水	地表流
A	I	10	62.6mm	41.4mm	34.0mm	7.4mm	82.1%	17.9%
	IV	9	119.9	64.9	45.2	19.7	69.6	30.4
	VIII	12	138.8	48.1	27.1	21.0	56.3	43.7
	XI	11	82.4	44.6	37.0	7.6	82.9	17.1
C	I	11	50.3	41.9	29.2	12.7	69.6	30.4
	IV	10	103.1	60.7	41.6	19.1	68.7	31.3
	VIII	12	113.7	59.9	28.5	31.4	47.6	52.4
	XI	13	72.6	49.3	34.9	14.4	70.7	29.3

注 * 同時化法のデータが採られた年数を示す

** 降水量, 流出量ともに同時化法のデータが採られた年のそれらの n 年平均値である。

§ 4. 水文学的季節

すでに第Ⅲ章において, 水文学的水年の研究は, 当然水文学的季節の研究に発展すべきものであることをのべたが, 上述のように季節毎に異なる地下重力水正常漸減曲線が得られる結果, その違いの生ずる理由としてはまず重要な季節的現象であるところの蒸発蒸散量の問題に触れなければならない。林地からの蒸発量, 蒸散量はある程度は Meyer の方法^{(14) (82)} 等によつて推定できるが, 流出量観測値とこれらとを相互に検定して, 流域の水分収支が成り立つものでなければならない。しかるに同時化法を季節毎の資料に適用して得られる季節毎の地下重力水正常漸減曲線は, これを個々の季節の地下重力水流出量の推定に用いることはできる⁽⁴⁶⁾ が, 実はその漸減状態の差は, 季節によつて差のある蒸発蒸散量に影響されているものであつて, これを用いて地下水貯留量を推定するときは, 個々の季節 (計算の単位としては 1 カ月を用いる) については, より高い精度で推定できるとしても, 1 年を通じてはそれらは互に不連続となり, 水の収支計算上不合理を生ずる。それゆえ, 1 年中を通じて採つた標本に同時化法を適用して地下水正常漸減曲

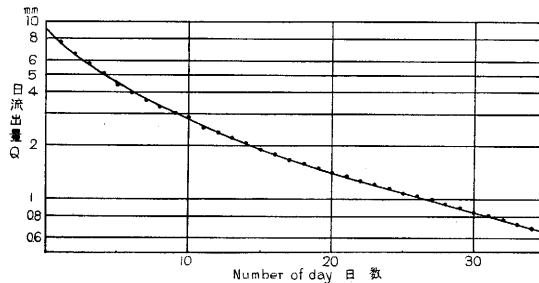


Fig. 9. すべての季節からデータを採り, 同時化法によつて求めた地下水正常漸減曲線 (愛知演習林, A 流域)

Normal ground water depletion curve for all a year, watershed A, Aichi

線を作り、これを用いれば個々の月では推定の精度は幾分落ちるが、年間を通じての水の収支計算を合理的に行なうことができる。この目的で作製した地下水正常漸減曲線（A流域）は第9図に示す通りで、これには必ずしも

$$Q_t = Q_0 K^t \dots\dots\dots (1)$$

なる形の式は適合せず

$$Q_t = Q_0 K^{t^n} \dots\dots\dots (2)$$

なる形の式を適用すべきものである。しかして実用的には種々の日流出量 Q_t に応ずる地下重力水貯留量は、漸減する逐日の地下重力水流量の総和

$$\sum Q = Q_t + Q_{t+1} + Q_{t+2} + \dots\dots\dots + Q_{t+m}$$

を計算することによって求められる。ただし m は日流出量が Q_t である日から数えて、その流域の最小日流出量に達する迄に要する日数である（ $Q_t, Q_{t+1}, Q_{t+2}, \dots$ は第29表の最下欄に示される）。

東京大学農学部附属愛知演習林内A流域における1934—1943年の10年間の平均年を考え、この平均年における水の循環収支を求めると第30表の通りである。つぎにその計算方法を略記する。まず Meyer の方法により、平均年の各月の蒸発量 e 、蒸散量 t を推定すれば、

$$\Delta s = netp - netro - e - t \dots\dots\dots (3)$$

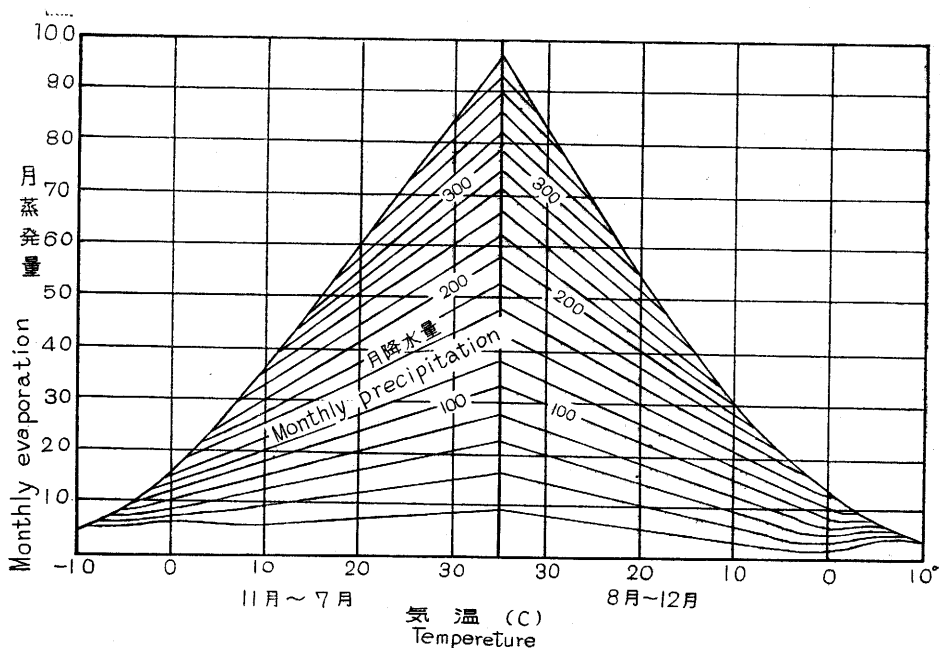


Fig. 10. 愛知演習林 (A流域) において土地からの月蒸発量を見出す図
A graph for finding monthly evaporation from land area at University Forest in Aichi, after Meyer's method.

Table 29. 流域Aにおける1年間を通じた地下水正常漸減曲線を得るための同時化法
(第9図参照, ただし紙面の都合上第9図にみられる始めの4日間の記載を省略した)

Procedure for synchronizing periods to obtain the normal ground water depletion curve of average year at Watershed A,

年月日	流出量 単位 1/10mm																													
11 5	50																													
11 1	44																													
30 10 31	46	39	35	32	34	32	30																							
8 5	45	41	38	34	32	29																								
12 8	46	40	36	32	29																									
7 10 11	43	40	36	33	31	29																								
10 10 5	45	39	35	33	31	27																								
13 7 17	41	37	33	31	27																									
10 4 20		36	33	31	27																									
8 8 4		36	33	30	27																									
26 7 27		36	33	30	27																									
7 7 24		34	31	28	25																									
25 5 12		32	28	25	23																									
17 7 5		28	25	23	21	20																								
20 8 5		27	25	24	22	20																								
20 4 13					21	19	18	16																						
12 8 12					21	19	18	16	15	16																				
11 7 26					23	21	19	17	16	15	14																			
5 10 11											14																			
15 9 16											14																			
10 10 18											14																			
25 8 9											14																			
24 3 21											14																			
6 8 15											14																			
13 3 12											14																			
22 4 11											14																			
29 8 7											14																			
29 11 1											14																			
14 8 13											14																			
30 1 12											14																			
29 12 24											14																			
24 8 4											14																			
26 10 4											14																			
22 10 30											14																			
9 6 5											14																			
平均値	50.5	44.8	40.0	36.2	33.1	30.9	28.0	25.7	23.4	21.8	20.7	19.4	17.7	16.4	15.7	15.0	14.0	13.3	12.0	11.5	11.0	10.0	9.6	9.0	8.5	8.4	7.7	7.0	6.7	6.5

Table 30. 1年間の平均的漸減曲線を用いた場合の地表地下水分月変化量計算表
 Table for computing monthly change of retention water storage.

事項 記号・番号 月	月降水量	月流出量	月消失量	Meyerの方法による			地表下重力水貯溜の変化量	平均年開始時を0とした場合の貯溜量相対値	平均50mm年開始時貯溜量とした場合の各月貯溜量	重力水貯溜量曲線による重力水貯溜量	毛管水貯溜量	重力水貯溜量変化量	毛管水貯溜量変化量	蒸散量	比例配分法による蒸発	日最高気温の月平均
	net p (1)	net ro (2)	net $p-ro$ (3) (1)-(2)	e (4)	t (5)	$e+t$ (6) (4)+(5)	Δs (7) (3)-(6)	$\sum \Delta s$ (8)	$D+R$ (9) (8)+50	D (10)	R (11) (9)-(10)	ΔD (12)	ΔR (13)	(14)	$f^{\circ}C$ (15)	
1	47	31	16	9		9	7	57	17	40	-1	+8	19	5.3		
2	73	34	39	13		13	26	83	17	66	0	+26	21	5.9		
3	114	62	52	22	10	32	20	103	32	71	+15	+5	37	10.2		
4	145	70	75	30	28	58	17	120	33	87	+1	+16	60	16.5		
5	126	68	58	33+3	40	76	-18	102	29	73	-4	-14	76	21.1		
6	230	94	136	55-6	55	104	32	134	39	95	+10	+22	87	24.2		
7	204	157	47	54	70	124	-77	57	23	34	-16	-61	102	28.3		
8	165	68	97	45+3	75	123	-26	31	15	16	-8	-18	106	29.5		
9	205	95	110	52-4	45	93	17	48	27	21	+12	+5	91	25.1		
10	174	95	79	38+2	30	70	9	57	29	28	+2	+7	70	19.4		
11	78	55	23	16+2	16	34	-11	46	27	19	-2	-9	51	13.8		
12	49	35	14	10		10	4	50	18	32	-9	+13	26	7.3		
合計	1610	864	746	377+0	369	746	0	これらの欄の値はすべて月末のものである	0	0	0	0	746			

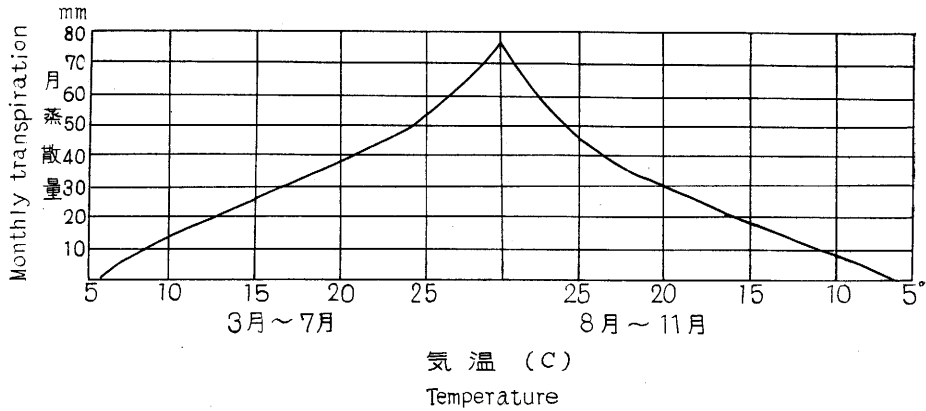


Fig. 11. 愛知演習林 (A流域) において月蒸散量を見出す図

A graph for finding monthly transpiration at University Forest in Aichi, after Meyer's method.

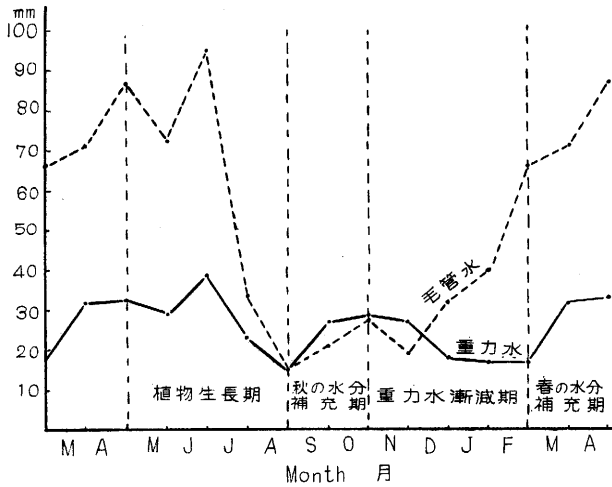


Fig. 12. 愛知演習林A流域において水文学的季節区分を求めたための地表下水分、貯溜量相対的変化図(年間漸減曲線を用いた場合)

The variations of subsurface water storage for finding the divisions of hydrologic seasons at Watershed A, Aichi (an annual depletion curve is applied).

ここに $net p$ は月降水量観測値の90%をとる。これは月降水量の10%は樹冠遮断量であるとみたのである。また降水量観測値の2%は河道降水量であると見做し、これを流出量観測値から差引いたものを $net r_0$ とした。 Δs は地表下水分(毛管水および重力水)の当該月の前後における変化量である。故にこれを1月から逐次積算したものに未知量 X を加えたものを平均年における月の地表下水分貯溜量と考えることができる。この未知量は実際、量的には永久に流出も蒸発も蒸散もしないものであり、実用上は $\sum \Delta s$ の値

を負としない範囲で適当に設定してよいのである⁽⁴⁵⁾。

第30表に得られた地表下水分月変化の有様を図示すれば第12図の通りである。この図は平均年における地表下水分の増減を推定することが主目的であり、個々の量(縦軸の値)にはあまり厳密な意味はない。この図によつて著者は愛知演習林における水文学的季節区分を一応

- 5, 6, 7, 8月.....植物生長期
- 9, 10月.....秋の水分補充期

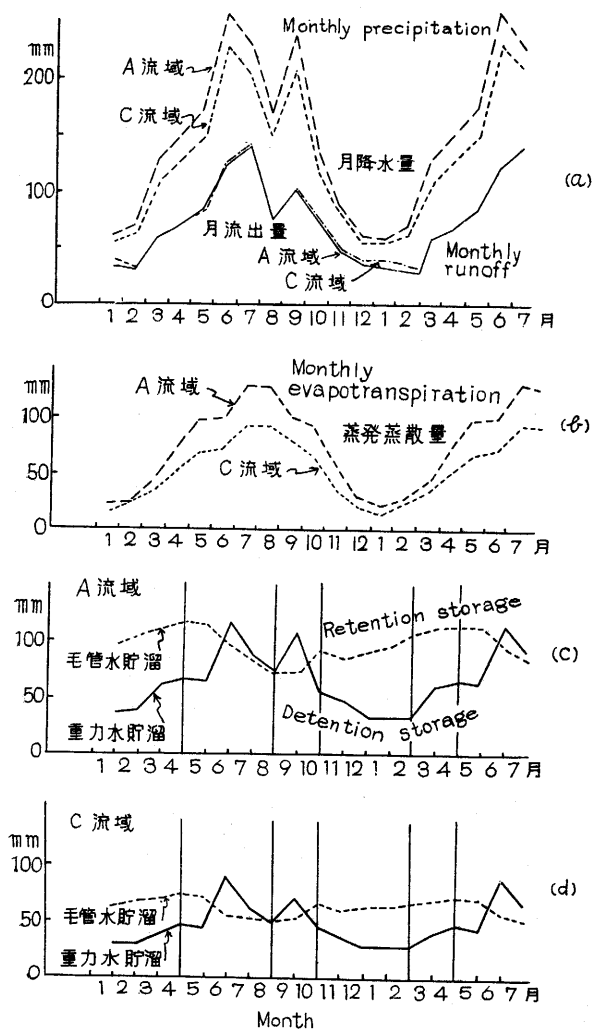


Fig. 13. 種々の水文学的要素の年間分布比較図
 Comparisons of annual distributions of various hydrologic elements (winter depletion curves are applied in (c) and (d))

11, 12, 1, 2月……重力水漸減期, 3, 4月……春の水分補充期とすることが適当であると考えた。

しかしながら以上の過程においては、なお検討を要する点が残される。その第1は1年中の平均的漸減曲線を用いるよりも、むしろすべての月について、1年中で蒸発蒸散量の最も少ない月の資料から得られた漸減曲線を用いるべきであるとする考え方であり、その第2は、蒸発蒸散量の推定値は比較的任意性をもっており、その推定法如何によつて第12図の図形が相当変わる可能性があるということである。

それゆえ著者はつぎに1月のみの資料から得られた漸減曲線を用いて重力水貯溜量変化量を求め、日最大気温月平均値に比例して全消失量を配分する方法によつて再び地表下水分月変化量を計算した。その結果を第31, 32表および第13図(c), (d)に示す。すなわち、使用する漸減曲線を改めたことによつて、推定される地表下水分増減曲線の形に多少の差を生ずるが、5, 6, 7, 8月を植物生長期, 9, 10月を秋

の水分補充期, 11, 12, 1, 2月を重力水漸減期, 3, 4月を春の水分補充期とする季節区分は一層確かなものと認められる。

なお第13図の作製上、実際には個々の年における重力水貯溜量変化量(附表)も参考にしたことを附記する。

〔付〕Meyer氏のグラフの応用上、適用流域に用うべき係数の決定

A. F. Meyerは土地からの蒸発、蒸散量が季節、月平均気温、月平均降水量によつて変化する状態を研究した結果、これらの因子諸量の値が得られるときの月平均蒸発量および蒸散量を求めるための計算図表を公表した⁽⁸⁹⁾。この計算図表をわれわれが使用するときは、読み取りの値

Table 31. 冬期(1月)の漸減曲線を用いた場合の地表下水分月変化量計算表, A流域(1939—1958平均年)
 Table for computing the monthly changes of retention storage by using the winter depletion curve, watershed A, Aichi.

記号 番号 月	平均月 降水量 p (1)	平均月 流出量 r (2)	重力水貯溜 (3)の積算 値		蒸 発 量 e (7)	毛管水貯溜 (8)の積算 値		修正蒸発 散量 e (9)	修正量 m (8)	最高気 温月平均 t °C (11)
			g (3)	Σg (4)		$p-r-g$ (5)	Σm (9)			
1	62	36	0	0	21	35	26	21	5	96
2	69	32	1	1	26	36	36	26	10	106
3	131	60	24	25	44	60	47	42	5	111
4	149	70	6	31	73	65	73	70	3	114
5	177	86	5	26	92	61	96	97	1	113
6	261	123	56	82	105	117	82	100	18	95
7	232	144	27	55	126	90	115	128	13	82
8	170	74	19	36	109	71	102	126	11	71
9	242	102	38	74	84	109	109	101	1	72
10	140	79	54	20	11	55	84	95	20	25.0
11	89	48	7	13	4	48	115	57	9	19.4
12	63	38	13	0	30	35	35	30	8	13.7
	1,785	892		893			893			8.1

Table 32. 冬期(1月)の漸減曲線を用いた場合の地表下水分月変化量計算表, C流域(1939—1958平均年)
 Table for computing the monthly changes of retention storage by using the winter depletion curve, watershed C, Aichi.

記号 番号 月	平均月 降水量 p (1)	平均月 流出量 r (2)	重力水貯溜 (3)の積算 値		蒸 発 量 e (7)	毛管水貯溜 (8)の積算 値		修正蒸発 散量 e (9)	修正量 m (8)	最高気 温月平均 t °C (11)
			g (3)	Σg (4)		$p-r-g$ (5)	Σm (9)			
1	57	41	0	0	22	27	16	16	0	62
2	62	34	0	0	25	27	28	25	3	65
3	110	59	11	11	36	38	40	36	4	71
4	128	70	6	17	52	45	52	50	2	69
5	148	84	3	14	63	41	67	69	2	71
6	233	128	47	61	71	88	58	71	13	69
7	208	144	26	35	82	62	90	94	4	56
8	151	74	13	22	85	49	85	93	3	52
9	210	103	24	46	81	73	83	78	5	54
10	127	84	30	16	60	43	73	63	10	64
11	81	54	5	11	44	38	32	36	4	60
12	56	44	11	0	31	27	23	21	2	62
	1,571	919		652			652			10.6

に対して適用流域に用うべき一定の係数を乗じなければならない。その係数は森林量水試験のように、降水量、流出量の長年に亘る精度高い観測値がある場合はこれに準拠して定められるべきである。著者は水文季節の研究に当たつてこの図表を用いたが、愛知演習林内流域に適用できると思われる係数の決定法について1つの試案を得たので便宜上ここに述べておく。

(1) 1 係数法

長年にわたる平均的な各月の月降水量 \bar{p} 、月流出量 \bar{ro} が得られるとき、その月降水量および月平均気温を指標として Meyer の図表から得られる月蒸発量を E 、月蒸散量を T とすれば、Meyer の原図からの読み取り値に乗すべき係数 C の値は

$$C = \frac{\sum_1^{12} (\bar{p} - \bar{ro})}{\sum_1^{12} (E + T)}$$

第30表は原理的にはこの方法によつたものである。

(2) 2 係数法

(1)の方法では、Meyer が蒸発量及び蒸散量のグラフを別個に作製しているにもかかわらず、蒸発量と蒸散量の割合を独立に適用流域に定めることはできない。蒸発と蒸散が土地により同じ割合で増減するか否かは不明であるが、一般に森林流域といわれる流域においても、一部には大抵崩かい地や道路、未立木地のいわゆる裸地を含むもので、とくに2流域の比較を行う場合はこれらの裸地面積を考慮すること、いい換えれば森林面積が全面積の何%あるかに着目すること、さらに換言すれば、森林面積率を蒸発蒸散量の計算要素として取入れることは森林量水試験において可及的に最善の方法であると考えられる。しかしながら、さらに他の要素を考慮に入れて補正する必要があることはいうまでもなく、ここでは従来の試行索誤的な方法に対して直接法としての試案を提供することに本旨がある。いま流域における森林面積と裸地面積との比を $a:b$ とし、林地における蒸発量を ϵ_a 、裸地における蒸発量を ϵ_b 、林地からの蒸散量を τ とし、林地と裸地との単位面積当りの消失量の比を κ とする。(ここに κ の値は不明であるが、釜淵⁽⁸⁾ や Coweeta⁽¹¹⁾ の試験の結果によればほぼ1.2と推定される)。すなわち樹木を伐採して裸地にする と林地であつたときより消失量は約20%減少する。しかし本来の裸地と伐採跡地とは異なるものであるからこの値は極めて暫定的なものである。Meyer 氏グラフの蒸発量読取値 E に乗すべき係数を C_1 、同じく蒸散量読取値 T に乗すべき係数を C_2 とすれば

$$C_1 E + C_2 T = P - RO \quad \dots\dots\dots (1)$$

ここに P は降水量, RO は流出量

$$\epsilon_a / \tau = E / T \quad \dots\dots\dots (2)$$

$$\epsilon_b = (P - RO) - (\epsilon_a + \tau) \quad \dots\dots\dots (3)$$

$$\tau = C_2 T \quad \dots\dots\dots (4)$$

$$\frac{\epsilon_a + \tau}{a} / \frac{\epsilon_b}{b} = 1.2 (= \kappa) \dots\dots\dots (5)$$

なる5個の方程式が成り立ち、ここに未知数は $C_1, C_2, \epsilon_a, \epsilon_b, \tau$ の5個であるから、これら5個の方程式を連立に解けば C_1, C_2 が得られる。

1係数法によるも2係数法によるも蒸発量蒸散量の合計は月毎にもほとんど変わらないが、1係数法では蒸発量と蒸散量が如何なる割合に分かれるかを、当該試験流域について定めるに別個の処理が必要である。第33表は愛知演習林内A流域に上記の方法を適用したものである。

Table 33. 東京大学農学部附属愛知演習林A流域における平均年(1939—58)の蒸発量、蒸散量の推定表 (単位 mm)
Mean monthly estimates of evaporation and transpiration on watershed A, Aichi.

月	月降水量 (1)	月流出量 (2)	月平均気温 C (3)	Meyer 氏グラフによる		2 係数法による			1 係数法による蒸散量 C=0.7242 (9)
				蒸発量 E (4)	蒸散量 T (5)	C ₁ = 0.756 (6)	C ₂ = 0.669 (7)	蒸発散量 (6)+(7) (8)	
1	62	36	1.9	23		17		17	17
2	69	32	2.3	25		19		19	18
3	131	60	6.7	46	13	35	9	44	43
4	149	70	13.2	61	37	46	25	71	71
5	177	86	18.1	77	53	58	35	93	94
6	216	123	21.6	118	62	89	41	130	130
7	232	144	25.6	119	77	91	52	143	142
8	170	74	26.8	95	80	72	53	126	126
9	242	102	22.8	112	65	86	43	129	128
10	149	79	16.5	58	41	44	27	71	72
11	89	48	10.6	32	23	24	15	39	40
12	63	38	4.3	16		12		12	12
計	1,785	892	170.4	781	452	593	300	893	893

計算例 (A流域)

$$781C_1 + 452C_2 = 893 \dots\dots\dots (1)$$

$$\epsilon_a / \tau = 781 / 452 \dots\dots\dots (2)$$

$$\epsilon_b = 893 - (\epsilon_a + \tau) \dots\dots\dots (3)$$

$$\tau = 452C_2 \dots\dots\dots (4)$$

$$\frac{\epsilon_a + \tau}{91} : \frac{\epsilon_b}{9} = 1.2 \dots\dots\dots (5)$$

(5)より $9\epsilon_a + 9\tau = 1.2 \times 91\epsilon_b$

(2)より $\epsilon_a = (781/452)\tau$

(4)を用い $\epsilon_a = (781/452)452C_2$

(3)より $\epsilon_b = 893 - \frac{781}{452}\tau + \tau$

$$= 893 - \left(1 + \frac{781}{452}\right)452C_2$$

$$\therefore 9 \times 781C_2 + 9 \times 452C_2 = 1.2 \times 91 \times \{893 - (452 + 781)C_2\}$$

これを解いて

$$C_2 = 0.669$$

(1)に代入して

$$C_1 = \frac{893 - 452 \times 0.669}{781} = 0.756$$

第V章 月降水量の影響

§ 1. 序 説

水文学的諸量すなわち降水量や流出量の統計的取扱において、1個の標本観測個を得るに要する期間の長短によつて、要素的諸量相互間の関係は異なる。具体的にいえば、年降水量と年流出量との関係⁵⁴⁾は月降水量と月流出量との関係⁵⁹⁾とは異なる。しかもそれら2つの関係は年量は12個の月量の和であるという明白な事実と矛盾するものであつてはならない。

「降水量が増加すれば、流出量も増加する」ということは常識的な概念であるが、このような叙述では、その量に関する観測期間に対して注意が払われていない。水文学において重要なことは、それらの増加率は年量と月量とで、また日量と1時間量とでは異なるということである。

本章においては、上述のような見地から、月降水量の変化が如何に月流出量およびその他の流域水文要素の変化に影響するかを論じ、もつて前述した水文学的季節の研究に対してより分析的な基礎資料を提供しようとするものである。

本研究の全般を通じて、年間の降水量分布は何らかの数値として表わされているのであるが、本章においてはとくに月降水量が如何に流域水文諸要素に影響するものであるかを求めるのであるから、月毎の降水量が如何に分布しているかをとくに記述しておく必要がある。およそ水文学は地球上における水の空間的、時間的分布の状態に関する学問であるという意味においても年間降水量分布の記述は森林量水試験にとつて1つの課題でもあるが、本節では、次節以下の予備として主として数表および図表によつてその大要を示す程度に止める。

Table 34. 愛知演習林内A流域月降水量20年間平均値並びに月降水量分布に関する指標
(各年の月降水量は附表参照)

Some indices of distribution of monthly precipitation, Watershed A, Aichi.

事項 月	平均月降水量	平均降水日数	1日当り降水量	最大月降水量, 同最小	範 囲
I	62mm	11.0	5.6mm	117 ~ 11 mm	106mm
II	69	9.2	7.5	97 ~ 41	56
III	131	13.4	9.8	260 ~ 33	227
IV	149	13.3	11.2	237 ~ 39	198
V	177	10.9	16.2	312 ~ 45	267
VI	261	16.0	16.3	472 ~ 71	401
VII	232	15.6	14.9	445 ~ 35	410
VIII	170	13.2	12.9	301 ~ 49	252
IX	242	14.9	16.2	376 ~ 85	291
X	140	11.2	12.5	263 ~ 64	199
XI	89	9.4	9.5	144 ~ 21	123
XII	63	10.2	6.2	129 ~ 6	123

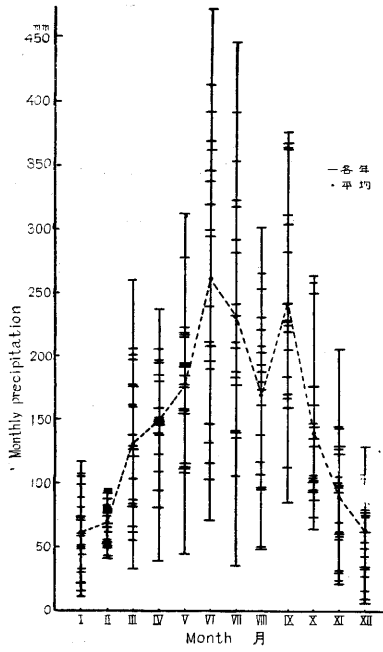


Fig. 14. 愛知演習林A流域における月降水量の分布 (1939—58) 附表参照
Annual distribution of monthly precipitation in Watershed A. (1939—58), data are in appendix.

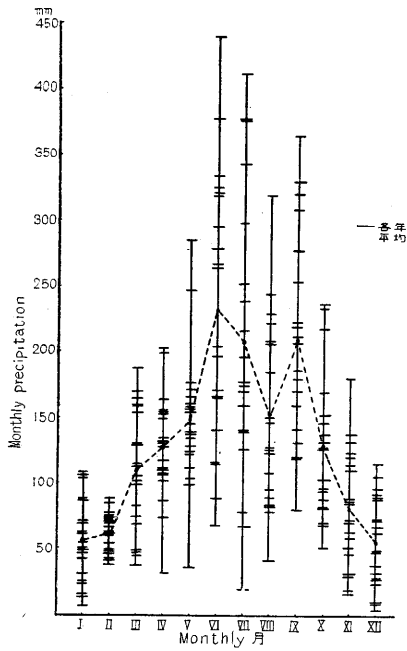


Fig. 15. 愛知演習林C流域における月降水量の分布 (1939—58) 附表参照
Annual distribution of monthly precipitation in Watershed C. (1939—58), data are in appendix.

§ 2. 月降水量, 流出量曲線

統計値としての月降水量と月流出量との間にある関係は, 見方によつて次の2つに分けること

ができる。

1. 季節差にかかわらず、降水量と流出量との間に現われる関係
2. 季節の違いによつて特徴を表わすところの降水量と流出量との関係

(1) 季節差にかかわらず降水量と流出量との関係

東京大学農学部附属愛知演習林内流域において各月の降水量，流出量を 20 年間に亘つて月毎に平均すると第 35 表の通りとなる。(各年毎の月量は附表の第(1), 第(2)欄をみよ)

Table 35. 愛知演習林 A 流域における月降水量，月流出量の 20 年間平均値 (1939—1958)
20 years' averages of monthly precipitation(x) and monthly runoff(y), watershed A, Aichi.
(単位 mm)

月	降水量 x	流出量 y
1	62	36
2	69	32
3	131	60
4	149	70
5	177	86
6	251	123
7	232	144
8	170	74
9	242	102
10	140	79
11	89	48
12	63	38

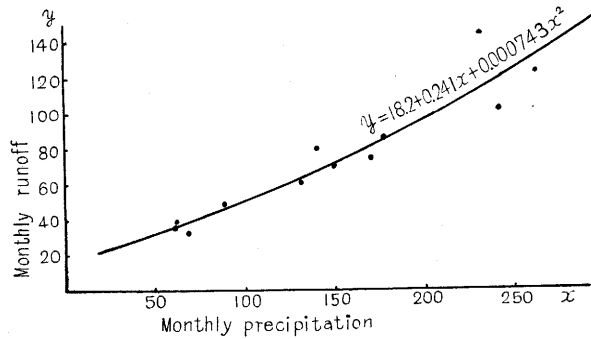


Fig. 16. 季節にかかわらず月降水量一月流出量曲線
Non-seasonal monthly precipitation-monthly runoff curve, Aichi, A.

季節(月)にかかわらず，月流出量 y が月降水量 x の函数として表わされるものと考えれば，第 35 表の値にはほぼ

$$y = a + bx + cx^2$$

なる形の式が適合し，最小自乗法によつてその常数を決定すれば

$$y = 18.2 + 0.241x + 0.000743x^2 \dots\dots\dots (1)$$

(単位は mm)

この実験式を x につき微分すれば

$$\frac{dy}{dx} = 0.241 + 0.001486x \dots\dots\dots (2)$$

(1)式は上に凹の曲線であり，(2)式は月降水量の単位増加に基づく月流出量の増加の割合は，降水量階級の低い場合よりも降水量階級の高い場合において，より大きいことを示していると解される。

(2) 季節別(月別)の関係

1月なら1月という同一の月のみの観測値の集りについては月降水量 x と月流出量 y との間

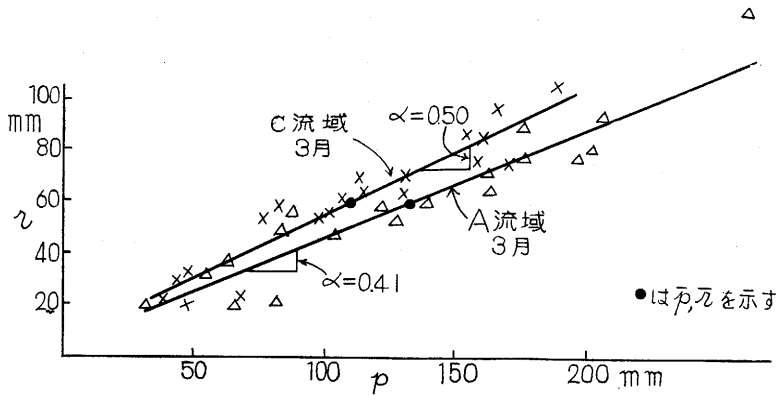


Fig. 17. 特定の季節（1カ月）における月降水量一月流出量の関係（3月）
The linear relation between monthly precipitation and monthly runoff of a specific season (March).

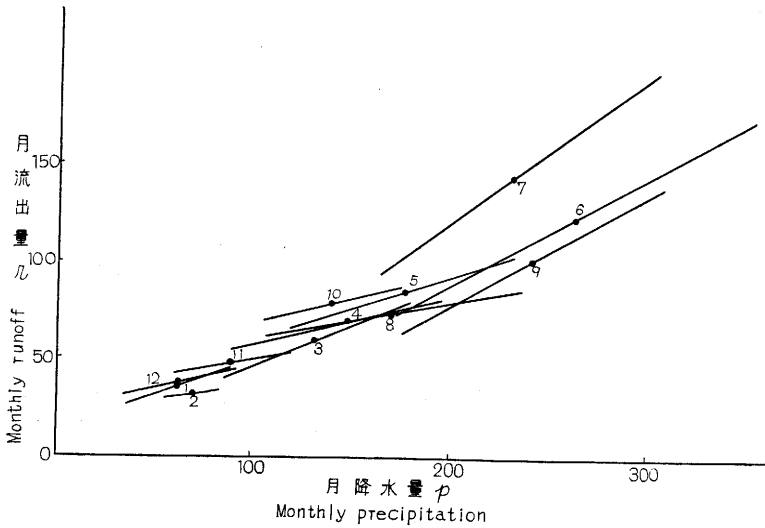


Fig. 18. 1年中の各月毎の降水量対流出量の関係を示す回帰直線の群
A group of linear regressions of runoff on precipitation representing seasonal characteristics.

にはやはり、ほぼ

$$y = a + bx + cx^2 \dots\dots\dots (1)$$

なる形の関係を考えることができる。しかし各月についてこの形の式を考えると1年中では常数は a_i ($i=1, 2, 3, \dots\dots\dots 12$) の12個, b_i (i は上に同じ) の12個および C_i (i は上に同じ) の12個計36個となり、これらによつて季節の差が如何に現れるかを比較するのは極めて複雑である。而して實際上、月によつて多少の差はあるが、 C の値は a, b の値に比して極めて小さく、実用上は x と y との関係を

$$y = a + bx \dots\dots\dots (2)$$

であると見て差支えない。(Fig. 17)

月降水量 x と月流出量 y との間に簡単な直線の関係を認めるとき、統計値 x と y との取扱いはこれを直線回帰の概念で取扱うことが便利である。換言すれば、上の事実、 r は月降水量 p の上に回帰直線

$$\hat{r} = A + \alpha p \dots\dots\dots (3)$$

をもつと云うことができる。

さらに(3)式は

$$\hat{r} = \bar{r} + \alpha(p - \bar{p}) \dots\dots\dots (4)$$

(ここに \bar{r} は月流出量 r の平均値)と書き換えられる。しかしして

$$\alpha = \frac{\hat{r} - \bar{r}}{p - \bar{p}} = \frac{n \sum(p \cdot r) - (\sum p)(\sum r)}{n \sum p^2 - (\sum p)^2} \dots\dots\dots (5)^{1)}$$

によつて常数 α が求められることは最小自乗法の示すところである。

ここに α は何を意味するかといえば、任意の月降水量が月降水量の平均値よりも単位量だけ増加するとき、これに対応する月流出量は月流出量の平均値よりも平均的にみて α だけ増加することを示す。したがつて α の値を用いて月降水量の観測値または推定値から月流出量を推定するには、月降水量の平均値 \bar{p} および月流出量の平均値 \bar{r} を知らねばならない。月降水量および月流出量の平均値 \bar{p}, \bar{r} を共に得ることは流出量観測値の得られない流域については不可能であるが、水文学の応用面において極めて広く用いられる「流出係数」の概念を拡張応用すれば、流出量観測値が直接には得られない場合でも降水量だけから流出量を推定できる。その実際的方法については次節にのべる。

なお各月毎の月流出量の場合、極めて一般的な曲線形

$$(1) y = a + bx + cx^2$$

なる形を採用せず

$$(2) y = a + bx$$

すなわち回帰式の形では

$$(3) \hat{r} = A + \alpha p$$

或は書き換えて

$$(4) \hat{r} = \bar{r} + \alpha(p - \bar{p})$$

なる直線形を採用することについて附言しよう。

1) 回帰直線の一般的な表し方

$$\hat{r} = \bar{r} + \left(\frac{Sr p}{Sp^2} \right) (p - \bar{p})$$

における記号の用法

\bar{r}, \bar{p} はそれぞれ流出量、降水量の平均値を、 $Sr p$ は流出量、降水量のそれぞれの平均値からの偏差の積の和を、 \hat{r} は流出量の期待値を示す。この場合記号の r, p 用法は本文のそれらと異なる。

本節の目的は季節毎（月毎）に降水量が流出量に如何に影響するかの指標を求めることであるが、比較の便宜上、指標（ここでは常数）を1個とした。しかして(1)式にて表わされる曲線は平均点 (\bar{p}, \bar{r}) に極めて近い位置で

$$\frac{dy}{dx} = \alpha$$

となる点をもその曲線上に必ず有するから、上記の目的のためには α を統計計算によつて求めるのは(1)式において平均点附近の $\frac{dy}{dx}$ を求めることとほとんど大差ない意義を有するのである。

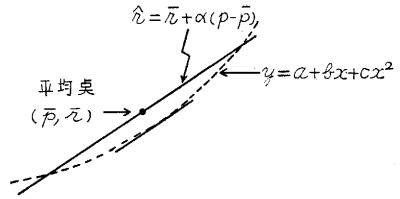


Fig. 19.

§ 3. 第2項流出係数

一般に流出係数（または流出率）とよばれるものは前節までの記号の用法に従えば

$$C = \frac{\bar{r}}{\bar{p}}$$

なる関係にある C を指すものに他ならない。すなわち

$$\bar{r} = C\bar{p} \dots\dots\dots (1)$$

よつて前節(4)式は

$$\hat{r} = C\bar{p} + \alpha(p - \bar{p}) \dots\dots\dots (2)$$

すなわち或る流域の月平均降水量 \bar{p} 、流出係数 C 、予想降水量 p があるとき、 p に対応する予想月流出量 \hat{r} は(2)式によつて求められる。もともと流出係数 C は多くの p および r の観測値に基づいて定められるものであるが、一旦 C の値が見出された後には、流域の性質がほとんど同一であると思はれる他の流域についても同じ流出係数を適用してよいと考えられるのである。これと全く同様に、 α の値も、最初は多くの p および r に基づいて、前節(5)式により定められるものであるが、一旦これがある試験流域について見出されたならば、年々の月降水量の変化が、月流出量に及ぼす影響がほぼ同等であると思はれる他の流域に関しても同じ α の値を用いてよいものでなければならぬ。このような意味から著者は

$$(2)式 \quad \hat{r} = C\bar{p} + \alpha(p - \bar{p})$$

において α を第2項流出係数と仮称し、その応用を試みたいと思う。

因みに前節(3)式 $\hat{r} = A + \alpha p$ と本節(2)式とから

$$A = (C - \alpha)\bar{p} \dots\dots\dots (3)$$

なる関係が得られるから(3)によつて A なる値を求めておくことも計算上の検定には役立つ。

東京大学農学部附属愛知演習林のように、ほぼ一定の林相を維持している流域における長年間の降水量および流出量観測値は流出係数および第2項流出係数 α の決定に有力な資料を提供する。

第36表および第37表に示す α の値は、理論的には前節(5)式

Table 36. 愛知演習林A流域における月別流出係数 C , 平均月降水量 \bar{p} (1939—1958の20年間), 第2項係数 α , 回帰直線式の絶対項 A , 回帰からの標準偏差 σ

(1) Monthly runoff coefficients, (2) average monthly precipitations, (3) the second terms coefficients, (4) absolute terms of regression equations and (5) standard deviations from the regressions on watershed A, Aichi.

月	事項 C	(1) \bar{p}	(2) α	(3) A	(4) σ
		mm			mm
1	0.58	62	0.37	13	± 12
2	0.41	69	0.22	13	± 18
3	0.46	131	0.41	7	± 9
4	0.47	149	0.25	33	± 11
5	0.49	177	0.33	28	± 12
6	0.47	261	0.57	-26	± 24
7	0.62	232	0.76	-32	± 26
8	0.44	170	0.20	34	± 24
9	0.42	242	0.59	-41	± 22
10	0.51	140	0.26	35	± 26
11	0.54	89	0.19	31	± 9
12	0.60	63	0.24	23	± 8

Table 37. 愛知演習林C流域における月別流出係数 C , 平均月降水量 \bar{p} (1939—1958の20年間), 第2項係数 α , 回帰直線式の絶対項 A , 回帰からの標準偏差 σ

Same items to the Table 36 on watershed C, Aichi.

月	事項 C	(1) \bar{p}	(2) α	(3) A	(4) σ
		mm			mm
1	0.72	57	0.49	13	± 13
2	0.55	62	0.23	20	± 7
3	0.54	110	0.50	4	± 7
4	0.55	128	0.38	22	± 13
5	0.57	148	0.44	19	± 12
6	0.55	233	0.67	-28	± 20
7	0.69	208	0.87	-37	± 26
8	0.49	151	0.37	18	± 26
9	0.49	210	0.73	-50	± 22
10	0.66	127	0.37	37	± 26
11	0.67	81	0.24	35	± 7
12	0.79	56	0.41	21	± 8

$$\alpha = \frac{n \sum (p \cdot r) - (\sum p)(\sum r)}{n \sum p^2 - (\sum p)^2}$$

に従うものであるが、計算の便宜上著者が Linsley のいわゆる graphical correlation 法⁽²⁷⁾を用い図解的に求めた近似値であり、第17図に例示する回帰直線の傾度 $\left(\frac{dr}{dp}\right)$ に相当する。なお第36, 37表には α を用いて \hat{r} を推定するときの誤差の大きさを、月流出量の月降水量の上の回帰からの標準偏差で示した。

応用例の 1

いま比較的森林状態の良好な花崗岩の基岩を有する東海地方の流域において7月の降水量が200mm なるときの月流出量は第36表の係数を用い

$$\begin{aligned} \hat{r} &= 0.62 \times 232 + 0.76 (200 - 232) \\ &= 144 - 24 = 120 \pm 26 \text{ (mm)} \end{aligned}$$

応用例の 2

林相、地形、高度、平均降水量等が愛知演習林内C流域に類似する流域において4月の月降水量が160mm なるときの月流出量は第37表の値を用いて

$$\begin{aligned} \hat{r} &= 0.55 \times 128 + 0.38 (160 - 128) \\ &= 70 + 12 = 82 \pm 13 \text{ (mm)} \end{aligned}$$

応用例の 3

例1と同じ流域において7月の予想降水量が300mm のときは

$$\begin{aligned} \hat{r} &= 0.62 \times 232 + 0.76 (300 - 232) \\ &= 144 + 52 = 196 \pm 26 \text{ (mm)} \end{aligned}$$

以上の例からも判断されるように予想月降水量が、流出係数を求めたもとの降水量平均値と一致するときのみは、第2項流出係数を用いても用いなくても同じであるが、そうでない場合は第2項流出係数を用いる方がより精度高い推定ができるというべきである。

§ 4. 流域水文要素に対する月降水量の影響率の平衡

第IV章第3節の考察により、地下重力水日流出量が q_0 なるときの地下重力水貯溜量 D は

$$D = q_0 \frac{-1}{\log_e K} \dots\dots\dots (1)$$

(ただし K は漸減係数) によつて推定される。この式は厳密には蒸発蒸散量が無いものと考えるとき地下重力水貯溜量を示し、したがつて季節により蒸発蒸散量が異なることを特に強調する場合には K の値も季節によつて変化せしめねばならない。

いま、各月の始期および終期において、それぞれの時期に応ずる漸減係数を K_b , K_e とすれば月初めの重力水貯溜量 D_b は

$$D_b = \frac{-q_b}{\log_e K_b} + E_b \dots\dots\dots (2)$$

で月終りの重力水貯溜量 D_e は

$$D_e = \frac{-q_e}{\log_e K_e} + E_e \dots\dots\dots (3)$$

ただし q_b , q_e はそれぞれ月の初めと終りにおける地下重力水日流出量, E_b , E_e はそれぞれその時期において、蒸発蒸散があるための地下重力水貯溜量推定式(1)が有する誤差とする。しかるときその月の前後における重力水貯溜量の変化量 g は

$$g = D_e - D_b = \frac{-q_e}{\log_e K_e} - \frac{-q_b}{\log_e K_b} (E_e - E_b)$$

ここで

$$-k_e = \frac{1}{\log_e K_e}, \quad -k_b = \frac{1}{\log_e K_b} \quad \text{とおけば}$$

$$g = q_e \cdot k_e - q_b k_b + (E_e - E_b)$$

ここに E_e と E_b は同じ月の始めと終りでは大差なく $E_e - E_b$ を無視して差支えないものとみてよいから

$$g = q_e \cdot k_e - q_b k_b \dots\dots\dots (4)$$

巻末の附表は愛知演習林 A 流域及び C 流域における g の計算表である。

しかして g はその月の月降水量 p の上に直線回帰をもつ(第22図参照)。その方程式を

$$\hat{g} = B + \beta p$$

で表せば、 β は n 年間の p および g の値から

$$\beta = \frac{n \sum (p \cdot g) - (\sum p)(\sum g)}{n \sum p^2 - (\sum p)^2} \dots\dots\dots (5)$$

によつて求められる。

Table 38. 東京大学農学部附属愛知演習林における β の値
The value of regression coefficients of the monthly increments of detention storage (β) in watershed A and C, Aichi

流域 \ 月	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12
A	0.14	0.22	0.25	0.36	0.24	0.19	0.06	0.29	0.20	0.13	0.34	0.29
C	0.11	0.22	0.15	0.35	0.27	0.23	0.02	0.25	0.23	0.27	0.31	0.10

東京大学農学部附属愛知演習林内 A, C 両流域における昭和 14 年から昭和 33 年に至る 20 年間の月降水量, および g に基づき graphical correlation の方法によつて求めた β の値は 第 38 表の通りである。

次にある 1 カ月間の毛管水貯留量の増加量を m , その 1 カ月間の蒸発蒸散量を e で表せば, その 1 カ月間の流域水分収支方程式は

$$p_{ij} = r_{ij} + g_{ij} + m_{ij} + e_{ij} \dots\dots\dots (6)$$

ここに $i=1, 2, 3, \dots\dots\dots, 12$ (月をあらわす)

$j=1, 2, 3, \dots\dots\dots, 20$ (年をあらわす)

すなわち 20 年間には 12×20 個の月別水分収支方程式が成り立つ。ここに p, r は観測値として, g は計算値としては得られるが, m, e の値は各月毎にこれらを求めることは困難である。しかし m, e とともに p と対応するから, それらは r や g がそうであつたようにそれぞれ月降水量 p の上に直線回帰をもつてあろうと考えることができる。

第 2 節において, 月流出量 r の月降水量 p の上の回帰直線の傾度を α としたことは微分の記号を用いて

$$\frac{dr}{dp} = \alpha \dots\dots\dots (7)$$

と書くことができ, また本節における g と β との関係は同様に

$$\frac{dg}{dp} = \beta \dots\dots\dots (8)$$

と書かれる。これらと同様に, 毛管水貯留量の増加量 m , 蒸発蒸散量 e についてもそれらの月降水量の上の回帰直線の傾度をそれぞれ γ, ϵ で表せば

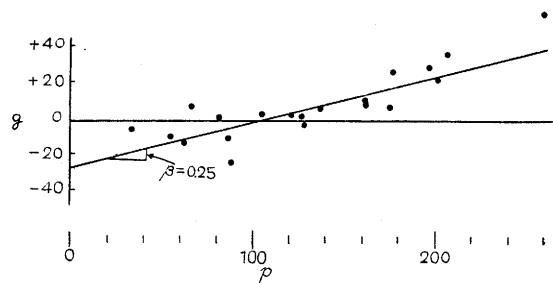


Fig. 20. β の図解的算出の 1 例 (A 流域, 3 月)
An example of graphical method of obtaining the value of β .

$$\frac{d\hat{m}}{dp} = \gamma \dots\dots\dots (9)$$

$$\frac{d\hat{e}}{dp} = \epsilon \dots\dots\dots (10)$$

と置くことができる。

一方(6)式 $p=r+g+m+e$

を p で微分すれば

$$\frac{dr}{dp} + \frac{dg}{dp} + \frac{dm}{dp} + \frac{de}{dp} = 1 \dots\dots\dots (11)$$

すなわち(6), (7), (8), (9)式を用いて

$$\alpha + \beta + \gamma + \epsilon = 1 \dots\dots\dots (12)$$

ここに α, β は計算値として得られるから(12)式より $(\gamma + \epsilon)$ の値が得られる。

(11)式あるいは(12)式は月単位にみたとき、流域水文要素である流出量、重力水貯溜量の増加量、毛管水貯溜量の増加量および蒸発蒸散量の4つがそれぞれ月降水量の単位増加によって増加するそれぞれの割合の和は一定であるということを示している。このことを著者は「流域水文要素に対する月降水量の影響率は相互に平衡し合っている」ということにする。 γ および ϵ の値は個々には得られないから今 $(\alpha + \beta)$ と $(\gamma + \epsilon)$ とを考えると、前者は月降水量が重力水の形をとる水分に対する影響率、後者はこれに対して毛管水の形をとる水分に対する影響率と近似的に考えることができる。もつとも蒸発は重力水の形の水からも起こるから、この表現は厳密でないが一応それに近い指標になり得るのではないかとこの考えをもつて愛知演習林2流域の値を比較すれば、第39表および第40表の通り、森林状態の良好なA流域では月降水量の毛管水相への影響率がより大、森林状態の比較的悪いC流域では重力水相への影響率がより大である。

Table 39. 愛知演習林内2流域における月降水量の重力水相への影響率 $(\alpha + \beta)$ の比較
Comparison of watershed A and C by the effective rates of monthly precipitation on the gravitational phases of water stored and runoff inclusive.

流域 \ 月	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12
A	0.51	0.44	0.66	0.61	0.57	0.76	0.82	0.49	0.79	0.39	0.53	0.52
C	0.60	0.45	0.65	0.73	0.71	0.90	0.89	0.62	0.96	0.64	0.55	0.52

Table 40. 愛知演習林内2流域における月降水量の毛管水相への影響率 $(\gamma + \epsilon)$ の比較
Comparison of watershed A and C by the effective rates of monthly precipitation on the capillary phases of water stored and transpired inclusive.

流域 \ 月	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12
A	0.49	0.56	0.34	0.39	0.43	0.24	0.18	0.51	0.21	0.61	0.47	0.48
C	0.40	0.55	0.35	0.27	0.29	0.10	0.11	0.38	0.04	0.36	0.45	0.48

総 括

本論文は森林量水試験すなわち、水文学的循環過程における森林の影響、中でも森林の流出量におよぼす影響を明らかにすることを主目的とする野外試験の方法に関して、主として東京大学農学部附属愛知演習林内の長期の観測結果を用いた統計的検証を行うとともに、同試験地における水分循環の有様を森林影響の現れとして追求したものである。

第I章ではまず、かつて行われた或は現在行われている著名な13カ所の森林量水試験を挙げ、それらは気候および森林植生の点で地域的特性をもっているが、同時にこれらを歴史的にみれば、一貫した方法論の発展過程すなわち併行法および単独法を経て対照流域法へ発展したことが看取されることを指摘した。ついで本研究の主要な資料採取地である愛知演習林内量水試験地の流域諸元を求め、さらに本研究で取扱う観測値の表示単位としての水高の意義を考察し、当該試験地に関しては日流出量以上の量の取扱いでは、水高に含まれる流域面積の差の影響を無視してよいことを確め次章以下に対する前論とした。

第II章では、一般に森林の流量調節作用とよばれる機能を表わす指標の数値は、流出量の分散度およびこれと降水量のそれとの組合せとして、或る種の分散度を表わす3つの統計量と相対的な関係があるという仮説を立て、愛知演習林内4流域の観測値に基き、これらの統計量の示す4流域の順位が、森林の影響として期待される順位と最もよく一致するためには、日流出量の標準偏差を σ 、日降水量標準偏差を μ 、日流出量の年平均値を R とするとき、

$$\frac{\sigma}{\mu \cdot R}$$

という形の統計量との関係において検証することが最も有効であることを確めた。

またこの種の統計量は、流域の、水に対する総体的長期間的な影響に関するものであるから、極值的短期間的なものとして、比較的大雨の場合を抽出し、このときの森林の影響は、継続する数日にわたって降雨があつた場合についてとくに著者が定義する「連日流出率」によく現われることを示し、流域の流量調節に関する順位の指標としてこれを用い、前法によるそれと一致する結果を得た。

しかしながら以上の検証は、もともと併行的構想に基づいて選定された流域における観測値を用いる場合の方法であつて、森林影響検出の方法としての普偏性、優位性には若干の疑問の余地があることを指摘し、積極的には試験地選定の際、対照流域法を計画しなければならないことを述べ、対照流域として選ばれる流域に必要な条件について検討した。その結果森林量水試験における対照流域は、必ずしも従来考えられていたように処理流域におけるものと等しい雨を受ける隣接した林地流域でなければならないということはなく、併行法的取扱いのみが予定されていた愛知演習林内の2流域(A、B流域を指す、これらは2.5kmの距離にある)も相互に他の対照流

域としての価値をもっていることを明かにした。また他の試験地においてこのような検討を行う場合に用いて有効な降水量、流出量に関する変動の計算を容易簡便にするための近似計算法を提案した。従来ややもすれば、流出量の降水量に対する回帰関係あるいは、処理流域流出量の、対照流域流出量に対する回帰関係そのものを精密に求めることに力が注がれていた。これに対して上の近似計算法は、極めて寡雨の地方を除けば、それらの回帰係数は近似的に1であるから、むしろその値を1と仮定することによって、他の因子の変動にかかわりない流出量自身の変動が森林影響の結果として独立かつ容易に把握されるようにしたものである。

なお以上の検討の間、愛知演習林内C流域の林相の永年変化は他流域のそれに比して大きいことが看取されるので、その影響を時間流量曲線を用いて検討するため、とくに精密を期して湛水池の流出量遅滞作用に基く誤差を数値積分法により修正した上で、多数の流量配分図を製作し、地表流の起時からその頂点の現われる時刻までの時間は、同流域では年の経過とともに増大する傾向にあり、林相の推移から予想される方向にあることを確めた。

第Ⅲ章は水年論である。愛知演習林内量水試験における降水量、流出量の取扱いに関して従来用いられてきた水年は、暦年に一致するという便宜上の理由の他に、地上地下の水分貯留量が最も小さいと思われる時期を水年の切れ目とする主義に従って、1月1日を起日とするものであったが、著者はその妥当性は必ずしも未だ水年の本質的意義に照らして実証されていない点に着意した。而して地表下の水分を毛管水貯留量と重力水貯留量とに分け、量水試験の観測値に基づき、流域内の土壤水分が平均的に最も圃場容水量に近いと考えられる時期、すなわち5月の始め頃、降雨のあった後の適当な日を水年の切れ目とする J. A. Lieberman のいわゆる水文学的年度を設けることが合理的かつ有用であることを追試して確めた。なおこの水文学的年度の起日としては、降雨が終った日より2、3日後の日が選ばれるものであるため、近似的な1年間がとられる、換言すれば水文学的年度は必ずしも正しく365日とはならず、資料の統計整理上不便を来すことがある。よつて著者は単に月の初日を起日とする種々の年度区分をとり前章に述べた近似計算法によつて比較した結果、降雨の有無にかかわらず5月1日に始まり、4月30日に終る年度（これを著者は統計検証的年度と名付けた）が最も水年の意義に照らして妥当である、すなわちこのとき年消失量の変動は最小となるということを見出した。

第Ⅳ章では、前章水年論における考察は、単に最もよい水年区分を見出すことに止まるべきでなく、水文学的季節区分に発展すべきものであり、そのためには森林量水試験では無降雨日地下水流出量の漸減法則が基礎となるものであるとの見地から、まずその公式化に関する方法としての同時化法について考察した。同時化法とは要約すれば、数日しか続かない無降雨日流出すなわち地下水流出の漸減曲線を繋ぎ合わせて長い連続の曲線を得るための数値計算の1法であり、これを利用して流域内地下水（重力水）分の増減を推定することができる。またその資料を特定の季節または月からとれば、その季節または月の地下水流出状態を示す曲線が得られ、また資料を1

年中から多く採つて繋ぎ合わせれば、季節にかかわらずその流域を他の流域と比較するための代表的な曲線が得られる。著者は愛知演習林内の2流域(A, C)について、月毎の地下水流出量(G)を求めるには、その曲線上の最大日流出量を Q_0 、漸減係数を K 、その漸減曲線の使用範囲すなわち同時化法によつて得られる仮想的連続無降雨日の最大限を t_{\max} とするとき

$$G = Q_0 \frac{1}{\log_e K} (K^{t_{\max}} - 1) \frac{30}{t_{\max}}$$

によつて求められることを示した。これによつて愛知演習林内の2流域における地表流出量と地下水流出量との対比関係は森林の影響として期待される通りになるという結果が得られた。さらに水文学的季節に関しては、平均年における地表水および地下水の増減の季節区分を追求し、愛知演習林においては5月から8月までを植物生長期、9月および10月を秋の水分補充期、11月から2月までを重力水漸減期、3月および4月を春の水分補充期として区分すべき地表水分増減の状態を描示することに成功した。またそのような地下水増減の追求過程において量水試験流域ではA. F. Meyer氏の蒸発蒸散量グラフが有効に利用できることを示した。

第V章においては、前章までの研究によつて水文学的季節区分が明かになったことは、これら季節の差により、降水量の流出量に対する影響の有様が異り、また同時に森林状態の異なる流域についても差が生ずるのであろうということを示唆するものであるとの着意の下に、これを20年間にわたる各月毎の月流出量および重力水貯留量変化量の、対応する月降水量の上の回帰係数を指標として追求した。

1年中の任意の月において、流出量、重力水貯留量変化量、毛管水貯留量変化量および蒸発蒸散量が月降水量の上においてそれぞれもつ直線回帰係数を α 、 β 、 γ および ϵ とするとき、

$$\alpha + \beta + \gamma + \epsilon = 1$$

という関係が導かれる。これは「流域水文要素に対する月降水量の影響率の総和は一定である」と云い表わすことができる。 $(\alpha + \beta)$ の値は直線回帰の図解的決定法により求められ、したがつてこれより $(\gamma + \epsilon)$ の値も得られる。近似的に $(\alpha + \beta)$ は月降水量の、流域内重力水相への影響率、 $(\gamma + \epsilon)$ は月降水量の同じく毛管水相への影響率を示すものとみることができ、これらの2流域の森林状態から期待される関係、すなわち森林状態の良好なA流域では月降水量の毛管水相への影響率がより大であり、森林状態の比較的悪いC流域では重力水相への影響率がより大であることは20年間の測定値によつて検証された。なお著者は α を第2項流出係数とよび、水理、水文学の応用上一般的な概念である流出係数(流出率)と組合せて用いれば降水量から流出量を推定する精度を一層高め得ることを示した。

参 考 文 献

- 1) ANDERSON, H. W., and TROBITZ,, H. K.: Influence of some watershed variables on a major flood, Jour., Forestry 47-5; 347-356 (1949).
- 2) BATES, C. G., and HENRY, A. J.: Forest and stream-flow experiment at Wagon Wheel Gap, Col., Monthly Weather Review, Supple. 30 (1928).
- 3) BRATER, E. F.: The unit hydrograph principle applied to small watershed, Am. Soc. C. E., proc. 1191-1215 (1939).
- 4) DILS, R. E.: Influence of forest cutting and mountain farming on some vegetation, surface soil, and surface runoff characteristics, Southeastern Forest Exp. Station Paper 24 (1953).
- 5) DRINKWATER, W. O. and JANES, B. E.: Relation of potential evapotranspiration to environment and kind of plants, Trans. Amer. Geophys. Un. 38-4:524-528 (1957).
- 6) ENGLER, ARNOLD: Untersuchungen über den Einfluss des Waldes auf dem Stand der Gewässer, Zürich (1919).
- 7) FOSTER, E. F.: Rainfall and runoff, New York (1949).
- 8) GOODELL, B. C.: A preliminary report on the first Year's effect of timber harvesting on water yield from a Colorado watershed, Rocky Mountain Forest and Range Exp. Station Paper 36 (1958).
- 9) 畑村又好, 津村善郎, 奥野忠一, 田中祐輔 (訳): スネデイクー統計的方法 (1952)
- 10) 平田徳太郎: 水源地の流出機構 (1957)
- 11) HOOVER, M. D.: Effect of removal of forest vegetation upon water yield, Trans. Amer. Geophys. Un. Part 6: 969-975 (1944).
- 12) HURSH, C. R. and HOOVER, M. D.: Soil profile characteristics pertinent to hydrologic studies in the southern appalacians, Soil Science, Proc. (1941).
- 13) HURSH, C. R. and FLETCHER, P. W.: The soil profile as a natural reservoir, Soil Science Soc. Proc. 7: 480-486 (1942).
- 14) HURSH, C. R., HOOVER, M. D., and FLETCHER, P. W.: Studies in the balanced water economy of experimental drainage-areas, Trans, Amer. Geophys. Un.: 509-517 (1942).
- 15) HURSH, C. R. and BRATER, E. F.: Separating storm-hydrograph from small drainage-area into surface and subsurface-flow, Trans. Am. Geophys. Un. 863-870 (1941).
- 16) HURSH, C. R.: Research in forest-streamflow relations, Unasylya V (1): 2-9 (1951).
- 17) HYDROLOGY COMMITTEE: Hydrology handbook, A. S. C. E. (1952).
- 18) 井上桂, 高田岩次, 勝見精一, 増田久夫: 上川試験地の伐採による流量変化, 林業試験場北海道支場業務報告 特別7号 (1956).
- 19) JOHNSON, E. A. and KOVNER, J. L.: Effect on streamflow of cutting a forest understory, Forest Science, Vol. 2-2 (1956).
- 20) JOHNSON, E. A. and DILS, R. E.: Outline for compiling precipitation, runoff, and ground water data from small watersheds, U. S. Southeastern Forest Exp. Station Paper 68 (1956).
- 21) 金子良, 森田造, 新倉重延: 小流域河川の流出機構, 農業技術研究所報告 F 2号 (1952).
- 22) 金子良, 五十嵐正次, 上村春美: 小流域における流出機構の研究, 農業技術研究所報告 F 12号 (1960).
- 23) 川口武雄: 森林気象学 (1956).
- 24) KITTREDGE, J.: Forest influences (1948).

- 25) KOVNER, J. L. : Evapotranspiration and water yields following forest cutting and natural regrowth, Proc. Am. Foresters, 106-110 (1956).
- 26) LIEBERMAN, J. A. and FLETCHER, P. W. : Further studies of the balanced water cycle on experimental watersheds, Trans, Am. Geophys. Un. 421-424 (1947).
- 27) LINSLEY, R. K., KOHLER, M. A. and PAULHUS, J. L. H. : Applied Hydrology (1949).
- 28) 丸山岩三, 猪瀬寅三: 釜淵森林理水試験第1回報告, 林業試験場研究報告 53号 (1952).
- 29) 丸山岩三, 根田和夫: 釜淵森林理水試験第2回報告, 地下水によると認められる減水について, 林業試験場研究報告 68号 (1954).
- 30) 丸山岩三, 遠藤尚, 吉筋正二, 浅田正朗: 去川森林理水試験第1回報告, 林業試験場研究報告 123号 (1960).
- 31) 丸山岩三, 川口武雄: 森林の治山治水機能に関する研究抄録, 林野庁 (1952).
- 32) MEYER, A. F. : Elements of hydrology, (1928).
- 33) 武藤博忠 (訳): 河川の水位に及ぼす森林の影響, 興林会 (1936).
(原著, Hans Burger: Einfluss des Waldes auf den Stand der Gewässer)
- 34) 中野秀章 (抄訳): サンデ イマス森林理水試験地要覧, 農林省林業試験場防災部 (1956).
- 35) 中野秀章, 大滝勇: 竜の口山水源涵養試験第3回報告, 林業試験場研究報告 44号 (1950).
- 36) 中野秀章, 菊谷昭雄: 森林伐採と融雪, 日本林学会誌 38-8 (1956).
- 37) 中野秀章, 森沢万佐男, 菊谷昭雄: 林況変化が溪川流出に及ぼす影響の double-mass analysis による解析, 日本林学会誌 42 (1) (1960).
- 38) 野口陽一: 森林の流量調節作用表示式に対する統計的検討, 東京大学農学部演習林報告 39 (1951).
- 39) 野口陽一: 流域理水機能の比較に用いる示標としての流出率, 東京大学農学部演習林報告 43 (1952).
- 40) NOGUCHI, Y., and KATAOKA, J. : Analysis of dry day hydrograph, Jour. Jap. Forestry Soc. 36-12, (1954).
- 41) 野口陽一: 森林伐採または森林生長が流出量に及ぼす影響の検出法に関する考察, 東京大学農学部演習林報告 47 (1954).
- 42) 野口陽一: 任意期間の降水量に対応する合理的流出量, 日本林学会誌 37-2 (1955).
- 43) 野口陽一: ユニットグラフ作製上の問題について, 演習林 (東京大学) 10 (1955).
- 44) NOGUCHI, Y. : A preliminary study of the hydrologic year in Aichi, Bull. Tokyo Univ. Forests, 53 (1957).
- 45) NOGUCHI, Y. : An approach to the hydrologic seasons in the central region of Japan Mise. Inf. Tokyo Univ. Forests, 12, (1957).
- 46) 野口陽一: 季節的地下水正常漸減およびその蒸発蒸散量推定への応用, 日本林学会誌 42-5(1960).
- 47) 岡田武松: 雨 (1916).
- 48) 荻原貞夫: 堰堤量水法による時間流出量曲線について, 東京大学農学部演習林報告 29 (1940).
- 49) 荻原貞夫: 流域内の雨量計算法について, 演習林 (東京大学) 3号 (1941).
- 50) 荻原貞夫, 山本勝市: 竜の口山水源涵養試験第2回報告, 森林治水試験彙報 20 (1944).
- 51) 荻原貞夫: 森林と水, 農学 2-8 朝倉 (1948).
- 52) OGIHARA, S. : Integral method of representing streamflow controlling function of watershed and its application, Bull. Tokyo Univ. Forests, 39 (1951).
- 53) 荻原貞夫: 森林理水・砂防, 林学講座 9 (1953).
- 54) OGIHARA, S. : A formula expressing the relation between annual rainfall and runoff, Jour. Jap. Forestry Soc. 40-6 (1958).

- 55) OGIHARA, S.: A formula expressing relation between rainfall and corresponding runoff, Jour. Jap. Forestry Soc., 42-3 (1960).
- 56) PARKER, P. A. M.: The control of water (1932).
- 57) 桜井莊三: 愛知県演習林における流出量測定結果について, 東京大学農学部演習林報告 25(1937).
- 58) 桜井莊三: 年流出量並びに年流出率と年雨量との関係, 砂防 42 (1935).
- 59) 桜井莊三: 月流出量と月雨量との関係, 砂防 47 (1936).
- 60) 桜井莊三: 雨量階級別にみた雨量, 流出量, 砂防 49 (1936).
- 61) 佐藤大七郎: 夏にハゲ山の土が水をひきとめているチカラをはかった1例, 日本林学会誌 37-6 (1955).
- 62) 瀬野錦藏, 野満隆治: 新河川学 (1959).
- 63) 白井純郎, 近藤松一, 大原忠一: 竜ノ口山水源涵養第4回報告, 林業試験場研究報告 68 (1954).
- 64) 武田繁后: 竜ノ口山水源涵養試験第1回報告, 山林局 (1942).
- 65) 武田繁后: 宝川森林治水試験第2回報告, 前橋営林局 (1950).
- 66) 武田進平: 御明神演習林における流出量測定結果, 岩手大学盛岡農専学術報告 26 (1950).
- 67) 玉手三葉寿: 水の研究の歩み, 林業技術 138, : 1-3 (1953).
- 68) TANNER, C. B.: Factor affecting evaporation from plants and soil, Jour. soil and water consv. 12-5, (1957).
- 69) U. S. DEPT. AGR.: Watershed management research Coweeta experimental forest, South-eastern Forest Exp. Station (1948).
- 70) U. S. DEPT. AGR., Forest Service: Waters of Coweeta, A. I. B. 117 (1953).
- 71) U. S. DEPT. AGR.: Rocky Mountain Forest and Range Exp. Station Annual Report (1957).
- 72) WEITZMAN, S. and REINHALT, K. G.: Water yield from small forested watershed, Jour. Soil and Water Consv. 12-2 (1957).
- 73) WILM, H. G. and DUNFORD, E. G.: Effect of timber cutting on water available for stream flow from a lodge pole pine forest, U. S. Dept. Agr. Tech. Bull. 968 (1948).
- 74) WISLER, G. O. and BRATER, E. F.: Hydrology, (1949).
- 75) 山岡義人: 森林の全通気量測定の研究, 林業試験場研究報告 91 (1956).
- 76) YAMAOKA, Y.: Experimental studies on the relation between transpiration rate and meteorological elements, T. A. G. U. 39-2 (1958).
- 77) GARSTKA, W. U. and others: Factors Affecting Snowmelt and Streamflow, A report on the 1946-53 Cooperative Snow investigations at the Fraser Exp. Forest, Fraser Colo. (1958).

Abstract

This paper deals with the methodology on forest and water experiments aiming to make clear the forest influences on streamflow and to establish the principles of hydrology applicable to watershed management. It also pursues the hydrologic cycle on experimental watersheds in the Tokyo University Forest in Aichi. It consists of five chapters being summarized as follows:

(1) Prominent forest and water experiments in the world are reviewed. They are, for example, the Emmen Valley study conducted by the Forest Research Institute of Switzerland, the Wagon Wheel Gap study in Colorado, U.S.A., the Coweeta Hydrologic Laboratory study in North Carolina, U.S.A. and the Oota-

Kasama Experiment carried out by Forest Agency of Japan, et al. Their methodological characteristics in historical development are pointed out. In determining the forest influences more analytically, significance is mentioned as regards "the control area method" having come to be practicable after many experiences involving single as well as side-by-side methods. The advantage and the failure of using depth unit of water in compiling precipitation and runoff data are also discussed as a prerequisite for the interpretation of them. Topographical dimensions and land use patterns of the experimental watersheds in the University Forest in Aichi are described in details, for which numerical tests with hydrologic data are applied in the following chapters.

(2) Statistical functions which will be the relative indices for streamflow controlling capacity of four experimental watersheds are compared with one another. The standard deviation of daily runoff divided by the product of the standard deviation of daily precipitation and the average daily runoff is made clear to be the best among those indices including the first alone and the quotient of the first divided by the second. The order of streamflow controlling capacity of the four watersheds determined by another index which is a specific runoff coefficient concerned to the amount of day-after-day rainfall exceeding 100 mm, coincides with the order of them resulted from the standard deviation system mentioned above. A device is presented for computing approximately the variance of runoff itself which is independent of the variation of precipitation, and by means of it a fact is ascertained that watershed A is worth a control area against watershed B when monthly data are dealt with. So as to secure the historical trend of the effect of forest growth, the peaks of distribution graphs obtained from unit storms are surveyed on watershed C, of which the original data having been adjusted by eliminating the retardation effect of gauging pond. In a long period the trend of peak time can be seen to appear with gradually increasing delays. By this check, the expectation is satisfied that the forest growth in the watershed C would be beneficial for increasing the lag time.

(3) A new idea of selecting the beginning date of water year is presented in chapter III. In the University Forest in Aichi a water year beginning on January 1st has been usually employed for the precipitation and runoff statistics because at that time the surface and subsurface water storage has been assumed to be a minimum in a year. If the approximate one year that begins at the time at which retention storage in a watershed becomes its maximum is called a hydrologic year after Lieberman and Fletcher* (1947), it can be said now that the hydrologic year in the Aichi Experimental Forest will begin on some day after rainfall about May 1st. It is the most probable that at these times the soil moisture is near field capacity, namely is near a constant, retention storage opportunity is at a minimum and for the practical purposes may be considered to be zero, and the subsurface

* T. A. G. U. 28-3 June 1947, 421-424

water is at a maximum; the relation of runoff to precipitation for the interval between the maxima should become more constant than for any other period. The correction of runoff with the change of detention storage makes the relation more simple. But this interval does not rigorously cover a year. The author finds that a year which just begins at May 1st and ends at April 30th brings more constant relation between annual precipitation and annual runoff than for any other net yearly period even if the runoff is not corrected with the change of detention. This year viz. such a period as the variation of annual losses becomes a minimum is called "statistically tested water year" and thus assumed to get its practical advantage.

(4) Daily depletion ratio of base flow varies from season to season, as the cause can be attributed to the variation of evapotranspiration. In order to obtain the average depletion ratio which may be the representative of a season or of a month, the procedure for synchronizing periods of base flow is set forth and applied. An average of monthly ground water runoff on a given season (G) can be estimated by the formula:

$$G = Q_0 \frac{1}{\log_e K} (K^{t_{\max}} - 1) \frac{30}{t_{\max}}$$

where Q_0 is the maximum daily base flow gauged on the normal ground water depletion curve which is obtained through the synchronization, K is the depletion ratio applicable to the month, and t_{\max} is the maximum number of those days for the range of which the monthly normal depletion curve fits. The effect of forest vegetation that would be beneficial for water control is agreed for each season by comparing the ground water runoffs of watersheds A and C, being obtained through the above formula. The author also pursues into the relative variations of the retention and detention water stored in the ground on an average year, and presents a trial illustration of them with the seasonal divisions of a year in terms of hydrologic season as:

May through August.....period of active plant growth,
 September and October.....autumn replenishing period,
 November through Februaryperiod of detention storage recession,
 March and April.....spring replenishing period.

(5) A presumption that the monthly effectiveness of precipitation on runoff changes with season and with vegetation is suggested from the result of preceding study on hydrologic season. As indices of the effectiveness of monthly precipitation, regression coefficient of the monthly runoff (α), and that of the monthly increment of detention storage (β) on the corresponding monthly precipitation are obtained through a graphical method. At the same time putting the regression coefficient of the monthly increment of retention storage be γ , and putting that of the evapotranspiration be ε , the following equation can be induced:

$$\alpha + \beta + \gamma + \varepsilon = 1.$$

It is understood from this equation that the effective rates of monthly precipitation on all hydrological phases in a watershed hold a constant in their sum total. Through the value of $(\alpha+\beta)$, the value of $(\gamma+\varepsilon)$ can be known. This shows the effective rates of monthly precipitation on the capillary phases of water stored and transpired inclusive in a period of month, and that on the gravitational phases relatively. More effectiveness of precipitation on the capillary phases is detected out of the watershed A which is covered with denser forest vegetation than the watershed C is covered with.

Acknowledgment

I should like to express my appreciation to Dr. S. Ogihara for his guidance.

附表 1939年より1958年までの各月における重力水貯溜量, 月変化量計算表

附表1 流域A, 1月

単位: mm

年	事項 月降水量 p	(1) 月流出量 r	(3) 重力水日流出量 月始め q_b		(4) 月末 q_e		(5) 重力水貯溜 月始め		(6) 月末		(7) 重力水貯溜変化量 増		(7) 減	
1939	49	32	0.9	0.8	26	25								-1
40	22	20	0.8	0.6	23	19								-4
41	81	23	0.6	0.9	17	28					+11			
42	11	32	1.2	0.8	35	25								-10
43	44	17	0.5	0.5	14	15					+1			
44	30	15	0.5	0.5	14	16					+2			
45	15	24	1.0	0.6	29	19								-10
46	51	43	1.4	1.3	41	40								-1
47	89	58	2.1	1.4	61	43								-18
48	73	32	1.1	1.0	32	31								-1
49	73	52	1.2	1.0	35	31								-4
50	107	69	2.1	2.6	61	81					+20			
51	50	43	2.1	1.1	61	34								-27
52	117	74	1.8	1.7	52	53					+1			
53	72	36	0.9	1.0	26	31					+5			
54	98	24	0.5	0.8	14	25					+11			
55	60	30	0.9	1.2	26	37					+11			
56	85	25	0.9	0.9	26	28					+2			
57	33	22	0.8	0.9	23	28					+5			
58	106	44	0.9	1.7	26	53					+27			

$$\frac{dr}{dp} = 0.37$$

$$\frac{dg}{dp} = 0.14$$

附表2 流域A, 2月

単位: mm

年	事項 月降水量 p	(1) 月流出量 r	(3) 重力水日流出量 月始め q_b		(4) 月末 q_e		(5) 重力水貯溜 月始め		(6) 月末		(7) 重力水貯溜変化量 増		(7) 減	
1939	56	25	0.8	0.8	25	18								-7
40	94	29	0.6	1.0	19	23					+4			
41	62	22	0.9	0.7	28	16								-12
42	82	30	0.8	1.5	25	34					+9			
43	74	29	0.5	0.6	15	14								-1
44	54	15	0.5	0.6	16	14								-2
45	80	19	0.6	0.9	19	21					+2			
46	52	34	1.3	1.1	40	25								-15
47	41	32	1.4	1.2	43	27								-16
48	77	30	1.0	1.2	31	27								-4
49	97	37	1.0	1.4	31	32					+1			
50	68	59	2.6	1.4	81*	32								-49*
51	54	31	1.1	1.3	34	30								-4
52	78	48	1.7	1.5	53	34								-19
53	43	36	1.0	1.0	31	23								-8
54	95	36	0.8	2.0	25	46					+21			
55	82	33	1.2	1.1	37	25								-12
56	50	26	0.9	1.0	28	23								-5
57	66	27	0.9	0.7	28	16								-12
58	88	58	1.7	1.3	53	30								-23

$$\frac{dr}{dp} = 0.20$$

$$\frac{dg}{dp} = 0.22$$

* 棄却 (回帰をとるとき)

附表3 流域A, 3月

单位: mm

年	事項	(1)	(2)	(3)		(4)		(5)		(6)		(7)	
		月降水量 p	月流出量 r	重力水 月始め q_b	日流出量 月 末 q_e	重力水 月始め	水貯溜 月 末	重力水貯溜 月始め	水貯溜 月 末	重力水貯溜变化量 增	減		
1939		127	52	0.8	1.1	18	19			+ 1			
40		55	31	1.0	0.7	23	12						-11
41		162	63	0.7	1.5	16	26			+10			
42		260	133	1.5	4.2	34	72			+38			
43		66	19	0.6	1.2	14	21			+ 7			
44		82	20	0.6	0.8	14	14			+ 0			
45		176	88	0.9	1.6	21	27			+ 6			
46		138	59	1.1	1.8	25	31			+ 6			
47		103	47	1.2	1.7	27	29			+ 2			
48		121	56	1.2	1.7	27	29			+ 2			
49		84	50	1.4	1.2	32	21						-11
50		206	92	1.4	3.9	32	67			+35			
51		161	71	1.3	2.2	30	38			+ 8			
52		129	67	1.5	1.8	34	31						- 3
53		201	79	1.0	2.6	23	45			+22			
54		87	56	2.0	1.1	46	19						-27
55		177	76	1.1	3.0	25	51			+26			
56		197	76	1.0	3.0	23	51			+28			
57		33	21	0.7	0.6	16	10						- 6
58		62	37	1.3	1.0	30	17						-13
		$\frac{dr}{dp} = 0.41$						$\frac{dg}{dp} = 0.25$					

附表4 流域A, 4月

单位: mm

年	事項	(1)	(2)	(3)		(4)		(5)		(6)		(7)	
		月降水量 p	月流出量 r	重力水 月始め q_b	日流出量 月 末 q_e	重力水 月始め	水貯溜 月 末	重力水貯溜 月始め	水貯溜 月 末	重力水貯溜变化量 減	增		
1939		139	51	1.1	1.6	19	22			+ 3			
40		147	44	0.7	1.5	12	21			+ 9			
41		81	41	1.5	0.9	26	13						-13
42		123	76	4.2	2.5	72	35						-37
43		197	93	1.2	1.2	21	17						- 4
44		185	59	0.8	1.3	14	18			+ 4			
45		139	73	1.6	1.6	27	22						- 5
46		148	64	1.8	2.3	31	32			+ 1			
47		95	51	1.7	1.3	29	18						-11
48		150	63	1.7	1.7	29	24						- 5
49		149	55	1.2	1.8	21	25			+ 4			
50		111	81	3.9	1.8	67	25						-42
51		237	112	2.2	5.5	38	77			+39			
52		180	85	1.8	3.1	31	43			+12			
53		39	48	2.6	1.0	45	14						-31
54		195	80	1.1	2.0	19	28			+ 9			
55		159	100	3.0	2.4	51	34						-17
56		147	95	3.0	2.0	51	28						-23
57		210	70	0.6	2.6	10	36			+26			
58		151	57	1.0	2.2	17	31			+14			
		$\frac{dr}{dp} = 0.25$						$\frac{dg}{dp} = 0.36$					

附表5 流域A, 5月

单位: mm

年	事項	(1)	(2)	(3)	(4)	(5)	(6)	(7)	
		月降水量 p	月流出量 r	重力水日 月始め q_b	流出量 月 末 q_e	重力水貯溜 月始め	月 末	重力水貯溜变化量 增	減
1939		158	94	1.6	1.3	22	17		-5
40		45	25	1.5	0.5	21	6		-15
41		277	115	0.9	2.9	13	37	+24	
42		113	62	2.5	1.1	35	14		-21
43		116	37	1.2	1.1	17	14		-3
44		108	46	1.3	0.9	18	11		-7
45		194	95	1.6	1.5	22	19		-3
46		193	100	2.3	1.9	32	24		-8
47		216	63	1.3	2.3	18	29	+11	
48		193	93	1.7	1.4	24	18		-6
49		216	98	1.8	2.7	25	35	+10	
50		176	92	1.8	1.5	25	19		-6
51		113	76	5.5	1.4	77	18		-59
52		185	104	3.1	2.1	43	27		-16
53		218	78	1.0	2.0	14	26	+12	
54		178	87	2.0	1.8	28	23		-5
55		159	100	2.4	1.6	34	20		-14
56		312	158	2.0	5.0	28	64	+36	
57		222	108	2.6	2.5	36	32		-4
58		155	80	2.2	1.5	31	19		-12

$$\frac{dr}{dp} = 0.33 \qquad \frac{dg}{dp} = 0.24$$

附表6 流域A, 6月

单位: mm

年	事項	(1)	(2)	(3)	(4)	(5)	(6)	(7)	
		月降水量 p	月流出量 r	重力水日 月始め q_b	流出量 月 末 q_e	重力水貯溜 月始め	月 末	重力水貯溜变化量 增	減
1939		196	51	1.3	3.1	17	38	+21	
40		299	91	0.5	2.0	6	24	+18	
41		413	223	2.9	10.0	37	122	+85	
42		292	108	1.1	3.5	14	43	+29	
43		190	85	1.1	1.5	14	18	+4	
44		71	24	0.9	0.5	11	6		-5
45		338	137	1.5	5.5	19	67	+48	
46		346	185	1.9	4.0	24	49	+25	
47		116	53	2.3	1.7	29	21		-8
48		211	78	1.4	2.2	18	27	+9	
49		369	200	2.7	5.5	35	67	+32	
50		472	286	1.5	4.6	19	56	+37	
51		208	97	1.4	1.7	18	21	+3	
52		319	150	2.1	5.0	27	61	+34	
53		362	206	2.0	3.8	26	46	+20	
54		392	169	1.8	6.0	23	73	+50	
55		103	48	1.6	1.2	20	15		-5
56		147	105	5.0	2.0	64	24		-40
57		239	111	2.5	5.6	32	68	+36	
58		132	51	1.5	1.5	19	18		-1

$$\frac{dr}{dp} = 0.57 \qquad \frac{dg}{dp} = 0.19$$

附表7 流域A, 7月

単位: mm

年	事項 月降水量 p	(1) 月降水量 p	(2) 月流出量 r	(3)		(4)		(5)		(6)		(7)	
				重力水日 月始め q_b	流出量 月末 q_e	重力水日 月始め 月始め	流出量 月末 月末	重力水貯溜 月始め	貯溜 月末	重力水貯溜変化量 増	減		
1939	136	54	3.1	0.9	38	11							-27
40	241	142	2.0	1.6	24	19							-5
41	391	361	10.0	4.3	122	52							-70
42	35	56	3.5	0.6	43	7							-36
43	281	139	1.5	1.7	18	20					+ 2		
44	178	27	0.5	1.0	6	12					+ 6		
45	291	213	5.5	4.0	67	48							-19
46	232	103	4.0	10.0	49	120					+71		
47	207	81	1.7	2.0	21	24					+ 3		
48	141	63	2.2	1.3	27	16							-11
49	106	89	5.5	1.4	67	17							-50
50	140	76	4.6	2.4	56	29							-27
51	317	213	1.7	2.4	21	29					+ 8		
52	573*	447*	5.0	4.0	61	48							-13*
53	445	365	3.8	4.5	46	54					+ 8		
54	188	189	6.0	2.5	73	30							-43
55	211	67	1.2	1.4	15	17					+ 2		
56	322	192	2.0	2.5	24	30					+ 6		
57	353	239	5.6	4.3	68	52							-16
58	184	63	1.5	2.1	18	25					+ 7		

$$\frac{dr}{dp} = 0.76$$

$$\frac{dg}{dp} = 0.06$$

* 棄却 (回帰をとるとき)

附表8 流域A, 8月

単位: mm

年	事項 月降水量 p	(1) 月降水量 p	(2) 月流出量 r	(3)		(4)		(5)		(6)		(7)	
				重力水日 月始め q_b	流出量 月末 q_e	重力水日 月始め 月始め	流出量 月末 月末	重力水貯溜 月始め	貯溜 月末	重力水貯溜変化量 増	減		
1939	208	60	0.9	0.9	11	12					+ 1		
40	231	90	1.6	2.3	19	30					+11		
41	180	98	4.3	1.8	52	23							-29
42	221	34	0.6	5.7	7	74					+67		
43	97	48	1.7	0.7	20	9							-11
44	162	39	1.0	0.6	12	8							-4
45	117	60	4.0	2.0	48	26							-22
46	138	121	10.0	1.4	120	18							-102
47	107	43	2.0	0.7	24	9							-15
48	203	58	1.3	4.1	16	53					+37		
49	50	25	1.4	0.6	17	8							-9
50	174	73	2.4	1.4	29	18							-11
51	96	92	2.4	1.7	29	22							-7
52	49	63	4.0	0.8	48	10							-38
53	265	136	4.5	3.1	54	40							-14
54	193	85	2.5	2.0	30	26							-4
55	253	77	1.4	2.4	17	31					+14		
56	188	65	2.5	4.0	30	52					+22		
57	421*	311*	4.3	3.2	52*	42*							-10*
58	301	138	2.1	4.0	25	52					+27		

$$\frac{dr}{dp} = 0.20$$

$$\frac{dg}{dp} = 0.29$$

* 棄却 (")

附表9 流域A, 9月

単位: mm

年	事項	(1)	(2)	(3)		(4)		(5)		(6)		(7)	
		月降水量 p	月流出量 r	重力水 月始め q_b	日流出量 月 末 q_e	重力水 月始め	日流出量 月 末	重力水 月始め	貯溜 月 末	重力水 月始め	貯溜 月 末	重力水貯溜変化量 増	減
1939		227	73	0.9	1.8	12	26					+14	
40		113	65	2.3	1.0	30	14						-16
41		282	116	1.8	8.3	23	118					+95	
42		312	142	5.7	2.7	74	38						-36
43		85	22	0.7	0.5	9	7						-2
44		167	50	0.6	0.8	8	11					+3	
45		368	174	2.0	3.2	26	45					+19	
46		184	55	1.4	1.8	18	26					+8	
47		205	43	0.7	1.2	9	17					+8	
48		219	95	4.1	2.1	53	30						-23
49		472*	180*	0.6	3.4	8	48					+40	
50		228	66	1.4	2.1	18	30					+12	
51		170	78	1.7	2.6	22	37					+15	
52		241	63	0.8	1.8	10	26					+16	
53		304	159	3.1	5.0	40	71					+31	
54		364	152	2.0	7.8	26	110					+84	
55		160	60	2.4	4.0	31	57					+26	
56		363	187	4.0	8.0	52	113					+61	
57		376	231	3.2	4.3	42	61					+19	
58		224	114	4.0	4.4	52	62					+10	

$$\frac{dr}{dp} = 0.59$$

$$\frac{dg}{dp} = 0.21$$

* 棄却 (回帰をとるとき)

附表10 流域A, 10月

単位: mm

年	事項	(1)	(2)	(3)		(4)		(5)		(6)		(7)	
		月降水量 p	月流出量 r	重力水 月始め q_b	日流出量 月 末 q_e	重力水 月始め	日流出量 月 末	重力水 月始め	貯溜 月 末	重力水 月始め	貯溜 月 末	重力水貯溜変化量 増	減
1939		176	75	1.8	2.2	26	35					+9	
40		104	32	1.0	1.1	14	18					+4	
41		106	117	8.3	1.5	118	24						-94
42		87	57	2.7	1.1	38	18						-20
43		250	80	0.5	1.0	7	16					+9	
44		263	83	0.8	2.2	11	35					+24	
45		433*	318*	3.2	2.8	45	45					0	
46		147	78	1.8	1.2	26	19						-7
47		94	31	1.2	0.9	17	14						-3
48		102	74	2.1	1.4	30	22						-8
49		145	83	3.4	2.2	48	35						-13
50		129	66	2.1	1.2	30	19						-11
51		94	35	2.6	0.8	37	13						-24
52		162	74	1.8	1.5	26	24						-2
53		102	110	5.0	1.6	71	26						-45
54		73	90	7.8	1.4	110	22						-88
55		258	131	4.0	5.4	57	86					+29	
56		162	123	8.0	1.0	113	16						-97
57		64	75	4.3	1.6	61	26						-35
58		135	95	4.4	2.1	62	34						-28

$$\frac{dr}{dp} = 0.26$$

$$\frac{dg}{dp} = 0.13$$

* 棄却 (回帰をとるとき)

附表13 流域C, 1月

单位: mm

年	事項	(1)	(2)	(3)	(4)	(5)		(6)		(7)	
		月降水量 p	月流出量 r	重力水日 月始め q_b	流出量 月 末 q_e	重力水貯溜 月始め	月 末	重力水貯溜 月 末	重力水貯溜 月 末	重力水貯溜 増	重力水貯溜 減
1939		47	35	1.0	0.9	20	20			0	
40		16	21	0.7	0.6	14	13				- 1
41		62	25	0.7	0.9	14	20			+ 6	
42		7	34	1.4	0.7	28	16				-12
43		43	19	0.5	0.5	10	11			+ 1	
44		26	18	0.6	0.5	12	11				- 1
45		14	25	1.0	0.7	20	16				- 4
46		50	47	1.8	1.2	36	27				- 9
47		87	73	2.4	1.7	48	38				-10
48		69	39	1.3	1.1	26	24				- 2
49		71	60	1.3	1.3	26	29			+ 3	
50		106	80	2.4	3.0	48	67			+19	
51		46	49	1.7	1.1	34	24				-10
52		109	84	2.0	1.7	40	38				- 2
53		63	40	0.7	0.8	14	18			+ 4	
54		88	30	0.6	1.0	12	22			+10	
55		50	30	0.9	1.1	18	24			+ 6	
56		56	29	0.8	1.5	16	33			+17	
57		31	23	0.8	1.4	16	31			+15	
58		105	50	0.8	1.5	16	33			+17	

$$\frac{dr}{dp} = 0.49$$

$$\frac{dg}{dp} = 0.11$$

附表14 流域C, 2月

单位: mm

年	事項	(1)	(2)	(3)	(4)	(5)		(6)		(7)	
		月降水量 p	月流出量 r	重力水日 月始め q_b	流出量 月 末 q_e	重力水貯溜 月始め	月 末	重力水貯溜 月 末	重力水貯溜 月 末	重力水貯溜 増	重力水貯溜 減
1939		47	26	0.9	0.7	20	13				- 7
40		89	33	0.6	1.1	13	21			+ 8	
41		63	23	0.9	1.1	20	21			+ 1	
42		73	32	0.7	1.6	16	30			+14	
43		74	35	0.5	0.6	11	11			0	
44		43	17	0.5	0.5	11	9				- 2
45		71	26	0.7	1.4	16	26			+10	
46		50	36	1.2	1.1	27	21				- 6
47		42	41	1.7	1.1	28	21				-17
48		67	34	1.1	1.2	24	23				- 1
49		85	44	1.3	1.6	29	30			+ 1	
50		43	61	3.0	1.1	67	21				-46
51		55	37	1.1	1.6	24	30			+ 6	
52		61	51	1.7	1.1	38	21				-17
53		38	22	0.8	0.7	18	13				- 5
54		76	40	1.0	1.2	22	23			+ 1	
55		70	35	1.1	1.5	24	28			+ 4	
56		48	27	1.5	1.6	33	30				- 3
57		63	30	1.4	0.7	31	13				-18
58		78	60	1.5	1.1	33	21				-12

$$\frac{dr}{dp} = 0.20$$

$$\frac{dg}{dp} = 0.22$$

附表15 流域C, 3月

单位: mm

年	事項 (1) 月降水量 p	(2) 月流出量 r	(3) 重力水日流出量 月始め q_b		(4) 月 末 q_e		(5) (6) 重力水貯溜 月始め 月 末		(7) 重力水貯溜変化量 增 減	
			1939	102	55	0.7	1.0	13	15	+ 2
40	45	28	1.1	0.6	21	9			-12	
41	130	62	1.1	1.2	21	18			- 3	
42	188	103	1.6	2.8	30	42	+12			
43	49	19	0.6	1.0	11	15	+ 4			
44	69	23	0.5	0.7	9	10	+ 1			
45	154	85	1.4	1.4	26	21			- 5	
46	115	64	1.1	1.4	21	21	0			
47	99	53	1.1	1.7	21	25	+ 4			
48	106	62	1.2	1.6	23	24	+ 1			
49	75	52	1.6	1.1	30	16			-14	
50	165	95	1.1	4.0	21	60	+39			
51	130	69	1.6	2.1	30	31	+ 1			
52	113	68	1.1	1.8	21	27	+ 6			
53	170	73	0.7	2.4	13	36	+23			
54	83	59	1.2	1.1	23	16			- 7	
55	160	83	1.5	2.6	28	39	+11			
56	159	77	1.6	2.5	30	37	+ 7			
57	38	22	0.7	0.6	13	9			- 4	
58	48	32	1.1	0.8	21	12			- 9	

$$\frac{dr}{dp} = 0.50$$

$$\frac{dg}{dp} = 0.15$$

附表16 流域C, 4月

单位: mm

年	事項 (1) 月降水量 p	(2) 月流出量 r	(3) 重力水日流出量 月始め q_b		(4) 月 末 q_e		(5) (6) 重力水貯溜 月始め 月 末		(7) 重力水貯溜変化量 增 減	
			1939	108	48	1.0	1.5	15	19	+ 4
40	112	38	0.6	1.3	9	17	+ 8			
41	74	43	1.2	0.8	18	10			- 8	
42	112	67	2.8	2.6	42	33			- 9	
43	155	76	1.0	1.0	15	13			- 2	
44	164	65	0.7	1.5	10	19	+ 9			
45	102	62	1.4	1.2	21	15			- 6	
46	153	79	1.4	2.5	21	32	+11			
47	87	51	1.7	1.3	25	17			- 8	
48	135	70	1.6	1.5	24	19			- 5	
49	149	69	1.1	2.0	16	25	+ 9			
50	108	94	4.0	1.9	60	24			-36	
51	199	121	2.1	5.8	31	74	+43			
52	156	86	1.8	2.6	27	33	+ 6			
53	32	38	2.4	0.7	36	9			-27	
54	132	67	1.1	1.8	16	23	+ 7			
55	128	94	2.6	1.9	39	24			-15	
56	118	86	2.5	1.5	37	19			-18	
57	203	94	0.6	2.6	9	33	+24			
58	132	59	0.8	2.1	12	27	+15			

$$\frac{dr}{dp} = 0.38$$

$$\frac{dg}{dp} = 0.35$$

附表19 流域C, 7月

单位: mm

年	事項	(1)	(2)	(3)	(4)	(5)	(6)	(7)	
		月降水量 p	月流出量 r	重力水日 月始め q_b	流出量 月 末 q_e	重力水 月始め	貯溜 月 末	重力水貯溜 増	変化量 減
1939		78	43	5.0	0.6	60	7		-53
40		252	165	2.1	1.7	25	20		-5
41		377	319	10.0	6.0	120	72		-48
42		19	54	4.1	0.6	49	7		-42
43		239	131	1.4	1.5	17	18	+ 1	
44		177	43	0.4	1.0	5	12	+ 7	
45		196	159	7.4	2.6	89	31		-58
46		170	95	3.5	10.0	42	120	+78	
47		140	48	1.5	1.0	18	12		- 6
48		159	72	1.8	1.3	22	16		- 6
49		67	89	5.3	1.3	64	16		-48
50		140	99	5.0	3.0	60	36		-24
51		298	216	1.9	2.4	23	29	+ 6	
52		482*	395*	4.0	4.0	48	48	0	
53		411	346	3.2	4.6	38	55	+17	
54		216	208	10.0	3.2	120	38		-82
55		174	69	1.2	1.2	14	14	0	
56		377	265	2.6	2.6	31	31	0	
57		343	257	4.0	4.2	48	50	+ 2	
58		126	52	1.7	1.2	20	14		- 6

$$\frac{dr}{dp} = 0.87$$

$$\frac{dg}{dp} = 0.01$$

* 棄却 (回帰をとるとき)

附表20 流域C, 8月

单位: mm

年	事項	(1)	(2)	(3)	(4)	(5)	(6)	(7)	
		月降水量 p	月流出量 r	重力水日 月始め q_b	流出量 月 末 q_e	重力水 月始め	貯溜 月 末	重力水貯溜 増	変化量 減
1939		108	32	0.6	0.5	7	6		- 1
40		244	129	1.7	3.4	20	43	+23	
41		184	118	6.0	2.4	72	30		-42
42		222	55	0.6	3.9	7	49	+42	
43		95	55	1.5	0.7	18	9		- 9
44		83	30	1.0	0.3	12	4		- 8
45		123	58	2.6	3.3	31	42	+11	
46		126	80	10.0	1.0	120	13		-107
47		89	31	1.0	0.6	12	8		4
48		150	49	1.3	2.0	16	25	+ 9	
49		41	24	1.3	0.6	16	8		- 8
50		83	49	3.0	0.8	36	10		-26
51		127	73	2.4	1.0	29	13		-16
52		78	76	4.0	0.9	48	11		-37
53		208	128	4.6	2.8	55	35		-20
54		146	85	3.2	2.0	38	25		-13
55		229	73	1.2	3.0	14	38	+24	
56		206	88	2.6	6.8	31	86	+55	
57		485*	431*	4.2	3.0	50	38		-12
58		319	165	1.2	3.5	14	44	+30	

$$\frac{dr}{dp} = 0.37$$

$$\frac{dg}{dp} = 0.25$$

* 棄却 (")

附表21 流域C, 9月

単位: mm

年 \ 事項	(1)	(2)	(3)	(4)	(5)	(6)	(7)	
	月降水量 p	月流出量 r	重力水日 月始め 流出量 q_b	流出量 月 末 q_e	重力水貯溜 月始め	月 末	増	減
1939	186	60	0.5	1.1	6	15	+ 9	
40	80	57	3.4	0.9	43	12		-31
41	253	126	2.4	10.0	30	135	+105	
42	222	112	3.9	2.3	49	31		-18
43	120	38	0.7	0.7	9	9	0	
44	119	24	0.3	0.6	4	8	+ 4	
45	364	208	3.3	3.5	42	47	+ 5	
46	159	52	1.0	1.3	13	18	+ 5	
47	211	62	0.6	1.5	8	20	+12	
48	179	76	2.0	2.0	25	27	+ 2	
49	513*	265*	0.6	3.9	8	53	+45*	
50	206	76	0.8	2.3	10	31	+21	
51	141	48	1.0	1.3	13	18	+ 5	
52	219	82	0.9	2.7	11	36	+25	
53	277	191	2.8	5.9	35	80	+45	
54	329	162	2.0	5.0	25	68	+43	
55	131	56	3.0	3.0	38	41	+ 3	
56	308	198	6.8	6.8	86	92	+ 6	
57	320	224	3.0	5.0	38	68	+30	
58	170	104	3.5	3.3	44	45	+ 1	

$$\frac{dr}{dp} = 0.73$$

$$\frac{dg}{dp} = 0.23$$

* 棄却 (回帰をとるとき)

附表22 流域C, 10月

単位: mm

年 \ 事項	(1)	(2)	(3)	(4)	(5)	(6)	(7)	
	月降水量 p	月流出量 r	重力水日 月始め 流出量 q_b	流出量 月 末 q_e	重力水貯溜 月始め	月 末	増	減
1939	169	76	1.1	2.2	15	32	+17	
40	96	37	0.9	2.0	12	29	+17	
41	82	112	10.0	1.6	135	23		-112
42	68	51	2.3	1.0	31	15		-16
43	236	114	0.7	1.3	9	19	+10	
44	217	67	0.6	1.6	8	23	+15	
45	391*	349*	3.5	3.1	47	45		- 2
46	146	89	1.3	1.2	18	18	0	
47	94	45	1.5	1.1	20	16		- 4
48	88	69	2.0	1.1	27	16		-11
49	152	109	3.9	3.0	53	44		- 9
50	126	75	2.3	2.0	31	29		- 2
51	81	39	1.3	0.8	18	12		- 6
52	127	77	2.7	1.5	36	22		-14
53	103	113	5.9	1.7	80	25		-55
54	70	91	5.0	1.4	68	20		-48
55	233	133	3.0	5.2	41	76	+35	
56	137	129	6.8	2.0	92	29		-63
57	51	75	5.0	1.5	68	22		-46
58	131	95	3.3	2.1	45	31		-14

$$\frac{dr}{dp} = 0.37$$

$$\frac{dg}{dp} = 0.27$$

* 棄却 (")

附表23 流域C, 11月

单位: mm

年	事項	(1)	(2)	(3)		(4)		(5)	(6)	(7)	
		月降水量 p	月流出量 r	重力水 月始め q_b	日流出量 月 末 q_e	重力水 月始め	貯溜 月 末	重力水貯溜 月始め	月 末	增	減
1939		87	61	2.2	1.2	32	20				-12
40		72	29	2.0	1.5	29	25				-4
41		123	67	1.6	3.7	23	62			+39	
42		58	34	1.0	0.8	15	13				-2
43		19	31	1.3	0.7	19	12				-7
44		120	62	1.6	2.0	23	33			+10	
45		70	69	3.1	1.7	45	28				-17
46		110	54	1.2	1.8	18	30			+12	
47		16	21	1.1	1.0	16	17			+1	
48		137	71	1.1	1.5	16	25			+9	
49		85	61	3.0	1.9	44	32				-12
50		131	65	2.0	3.3	29	55			+26	
51		180	80	0.8	1.7	12	28			+16	
52		114	66	1.5	2.0	22	33			+11	
53		29	38	1.7	1.0	25	17				-8
54		88	49	1.4	2.8	20	47			+27	
55		46	68	5.2	1.3	76	22				-54
56		63	65	2.0	1.2	29	20				-9
57		51	41	1.5	0.9	22	15				-7
58		31	48	2.1	1.0	31	17			+14	

$\frac{dr}{dp} = 0.24$ $\frac{dg}{dp} = 0.31$

附表24 流域C, 12月

单位: mm

年	事項	(1)	(2)	(3)		(4)		(5)	(6)	(7)	
		月降水量 p	月流出量 r	重力水 月始め q_b	日流出量 月 末 q_e	重力水 月始め	貯溜 月 末	重力水貯溜 月始め	月 末	增	減
1939		4	29	1.2	0.7	20	20			0	
40		38	27	1.5	0.7	25	13				-12
41		73	65	3.7	1.4	62	20				-42
42		9	20	0.8	0.5	13	16			+3	
43		32	22	0.7	0.6	12	11				-1
44		27	43	2.0	1.0	33	11				-22
45		88	62	1.7	1.8	28	16				-12
46		92	58	1.8	2.4	30	27				-3
47		105	37	1.0	1.3	17	38			+21	
48		62	42	1.5	1.3	25	24				-1
49		115	74	1.9	2.4	32	29				-3
50		89	77	3.3	1.7	55	67			+12	
51		72	54	1.7	2.0	28	24				-4
52		28	40	2.0	0.7	33	38			+5	
53		49	30	1.0	0.6	17	18			+1	
54		49	48	2.8	0.9	47	22				-25
55		24	33	1.3	0.8	22	24			+2	
56		10	32	1.2	0.8	20	33			+13	
57		67	39	0.9	0.8	15	31			+16	
58		96	52	1.0	1.4	17	33			+16	

$\frac{dr}{dp} = 0.41$ $\frac{dg}{dp} = 0.10$