

丘陵地の自然状態の小試験流域における水循環機構 On Hydrological Cycle in a Small Experimental Basin Equipped in a Hilly Land

東京大学 工 学 部 正員 ○ 安藤義久
東京大学生産技術研究所 正員 虫明功臣

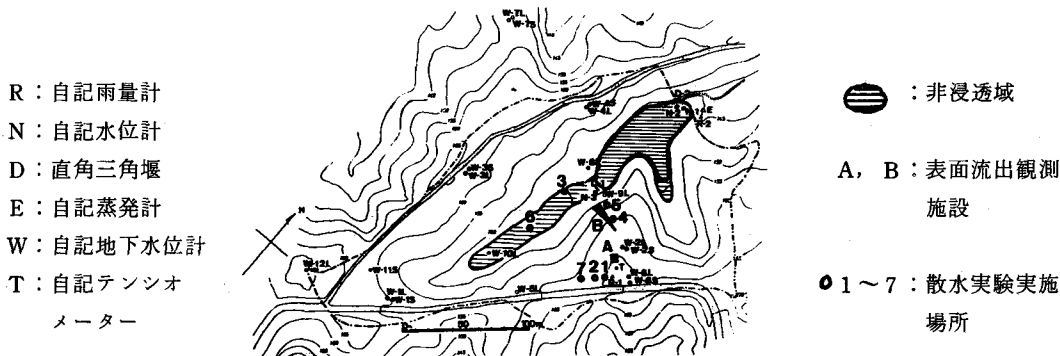
1. 緒 論

本研究の目的は、大規模な宅地開発が進行している丘陵地を対象に、都市化が丘陵地の水循環機構に与える影響を明らかにする基礎として、丘陵地の自然流域の水循環機構を究明することにある。なお、前回の論文¹⁾では流域単位の水循環過程について現象論的な把握を目的としたが、本稿ではこれをふまえてまず直接流出、地下水流出、地下水涵養などの水循環の部分機構を検討し、次いで流域単位の水循環機構を合成する。

2 長池試験流域の概要

本研究で対象とする長池試験流域は、多摩丘陵の西部、多摩川水系大栗川の支川の最上流部、東京都八王子市別所に位置する流域面積 4.4 ha の小試験流域である。この流域は図 1. に示すような丘陵地の自然流域であり、この試験流域では降水量、流出量はもとより、不飽和帯水分量や地下水位、蒸発量といった水循環過程に沿って一貫した水文観測が行われている。

図 1. 長池試験流域の概要



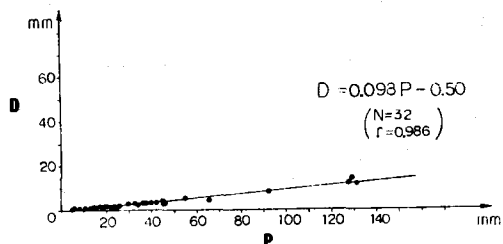
3. 直接流出機構

まず、長池試験流域の直接流出機構について、観測された雨量と流量のデータの解析、表面流出観測施設の観測結果、及び散水実験結果に基づき、直接流出の生起領域という観点から検討する。

3-1. 直接流出率

図 2. には、長池試験流域において、1977 年 8 月～1978 年 10 月に観測された 32 降雨について、一雨雨量 P を横軸に、直接流出量 D を縦軸にプロットしてある。図 1. 中の直線は 32 組のデータから最小二乗法によって求めた回帰直線である。この図をみると、長池試験流域における一雨ごとの直接流出率は、小降雨から大降雨に至るまで 9.8 % 前後の値を示すといえる。一方、図 1 に示す谷部の池や湿地などの非浸透域の面積は流域面積の 9.8 % であり、直接流出の生起領域は谷部の非浸透域であると考えられる。

図 2. 長池試験流域における一雨雨量と直接流出量の相関図



3-2. 尾根と斜面における表面流出の観測

長池試験流域の尾根と斜面において 表面流出が生起しているかどうかを検討するために、図1. に示す A, B の2地点に表面流出観測施設を設置した。Aは尾根部にあり、勾配は $7^{\circ}5'0''$ と緩く、集水面積は 7.2 m^2 である。Bは斜面部にあり、勾配は $35^{\circ}2'0''$ で流域内で最も急勾配であり、集水面積は 57.6 m^2 である。A, Bいずれも、表面流出をトイで集水してポリ容器に貯留させ、週1回バネばかりにより水量を測定する。

表1. には、1978年9月から1979年5月までの間の表面流出の観測結果を示す。表に記されている10週の雨量は $17.5\sim 185.5\text{ mm}$ と小降雨から大降雨までが含まれている。尾根部のAでは表面流出率(Q_A/P)は 0.61% 以下であり、急斜面のBでも表面流出率(Q_B/P)は 0.26% 以下と非常に小さい。この程度の表面流出は、トイを埋込む際に乱した地表面部分からの表面流出と考えられ、尾根と斜面では表面流出は生起していないと推察される。

3-3. 散水実験

散水実験の目的は、自然降雨では 100 mm/hr 以上の雨量強度の雨は余り期待できないので、人工的な散水により、 150 mm/hr 以上の強度の場合に、尾根・斜面・谷部において、直接流出が生起するかどうかをみることにある。更に、散水実験により、土壌帯の水分保留状況と浸透能をも検討する。

散水実験の実施場所は、図1. に示すが、尾根部では{1, 2, 7}の3ヶ所、斜面では{4, 5}の2ヶ所、谷部では{3, 6}の2ヶ所で散水実験を行った。散水実験の方法は、内径 30 cm 、高さ 35 cm の円筒を土中に打込み、市販の園芸用噴霧器で土の表面に散水する。円筒には、打込んだ時に地表面となる高さに穴があいており、そこからの流出量を測定する。なお、散水前後に、深度 50 cm までの土の試料を 100 cc のサンプラーに採取し、含水量を調べる。

図3. には、散水試験の結果を例示する。この図をみると、散水強度 S が 200 mm 前後では、尾根部(No. 2)と斜面(No. 4)では表面流出がおこらず、 $\Delta M_s = 100\text{ mm}$ 程度が土壌帯に保留され、 $j = 90\text{ mm}$ 程度が深部に浸透していることがわかる。散水後の飽和度は深度が深い程高いが、完全には飽和しておらず、不飽和のまま浸透していると推察される。一方、谷部(No. 3)では、30分間に 122 mm 散水したが、

表1. 長池試験流域における表面流出観測施設の観測結果

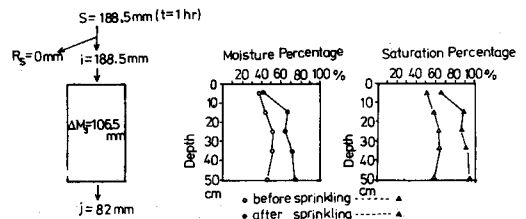
PERIOD	P (mm)	A		B	
		Q_A (mm)	q_p (%)	Q_B (mm)	q_p (%)
1978 9/29 - 10/6	45.5	0.0019	0.0	0.087	0.19
10/6 - 10/13	41.0	0	0	0.10	0.24
10/13 - 10/20	32.5	0.092	0.28	0.084	0.26
10/27 - 11/3	41.0	0.211	0.52	0.047	0.11
11/24 - 12/1	17.5	0	0	0.016	0.089
1979 2/2 - 2/9	36.0	0	0	0.026	0.07
3/23 - 3/30	95.0	0.58	0.61	0.106	0.11
4/6 - 4/13	66.5	0.18	0.27	0.037	0.056
4/24 - 5/1	42.5	0.083	0.20	0.049	0.11
5/8 - 5/15	185.5	0.459	0.25	0.144	0.077

図3. 長池試験流域における散水実験の結果

(a) No. 2

No. 2

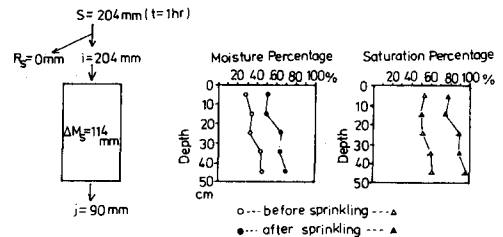
20 Oct. 1978



(b) No. 4

No. 4

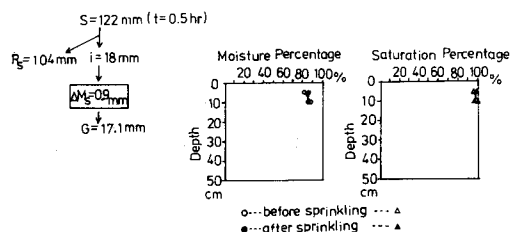
3 Nov. 1978



(c) No. 3

No. 3

27 Oct. 1978



$R_s = 104 \text{ mm}$ が流出し、 $G = 17 \text{ mm}$ が地下水へ補給されたが、地下水位は G. L. - 12 cm であり、この分も直接流出になると考えられる。以上の散水実験の結果からも、谷部の非浸透域が直接流出の生起領域となっており、尾根・斜面では浸透能が 200 mm/hr 以上と極めて大きく、観測された 200 mm 以下の降雨では直接流出は生起しないと考えられる。

3-4. まとめ

長池試験流域における直接流出率・表面流出の観測・散水実験による検討から、この流域では直接流出の生起領域が谷部の非浸透域であるということを明らかにした。このことは、流域が火山灰に被覆され、ポーラスな森林土壌をもち、尾根・斜面の浸透能が大きいという流域の特性に対応している。降雨の中で、谷部の非浸透域に降る 9.8% は直接流出となり、尾根・斜面の浸透域に降る 90.2% は、直接流出とはならず、樹冠に遮断されたり、土中に浸入すると考えられる。

4. 地下水流出機構³⁾

長池試験流域の地下水流出が不圧地下水流出であることについては、前報¹⁾で述べた。従来、丘陵山地における地下水流出機構に関する研究においては、地下水流出の低減特性からのアプローチが支配的であるが、本稿では地下水位が観測されているという特徴を生かして、丘陵地の不圧地下水の流出機構を地下水貯留量と地下水流出量との対応関係、即ち貯留関数的なアプローチを試みる。その準備として、不圧地下水流出の低減式と貯留関数との対応関係を検討する。

4-1. 不圧地下水流出の低減式と貯留関数

不圧地下水流出の低減式として、①式が、Werner and Sundquist⁴⁾、Roche⁵⁾、及び高木不折⁶⁾によって理論的に導かれている。但し、Roche と高木は、更に $a = K\sqrt{Q_0}$ と表されることを示している。そして三者とも実際の河川の低減曲線を用いて①式の適合性を検討している。

一方、不圧地下水の貯留量と流出量との対応関係、即ち貯留関数として、②式が、Coutagne⁷⁾とDing⁸⁾によって提示されている。Coutagne は、貯留関数②式と連続式③式を連立させて、⑦式を導いている。その方法は、②式と③式を連立させて④式を得、この両辺を積分して $t = 0$ で $S_g = S_0$ により⑤式を得、⑤式を②式に代入して、 $Q_0 = K^2 S_0^2$ により⑦式を得ている。Ding は、⑧式に①式を代入して、⑨式を得、②式を導いている。いずれにしても、不圧地下水流出は、低減式で表すと①式で表され、貯留関数で表すと②式で表されることがわかる。なお、被圧地下水流出の低減式が $Q_g = Q_0 e^{-at}$ 貯留関数が $Q_g = \alpha S_g$ であることは同様に示されている。

長池試験流域の地下水流出は、ほぼ不圧地下水層からの流出であることがわかっているため、この試験流域に②式を適用して、その妥当性を検証することを試みる。

$$Q_g = \frac{Q_0}{(1 + at)^2} \quad \text{.....①}$$

$$\left(\begin{array}{l} \text{但し、} Q_g : \text{不圧地下水流出量} \\ Q_0 : t = 0 \text{ の不圧地下水流出量} \\ a : \text{定数} (= K\sqrt{Q_0}) \quad t : \text{時間} \end{array} \right)$$

$$Q_g = K^2 S_g^2 \quad \text{.....②}$$

(但し、K : 定数 S_g : 地下水貯留量)

$$Q_g = -\frac{dS_g}{dt} \quad \text{.....③}$$

$$\frac{dS_g}{dt} = -K^2 S_g^2 \quad \text{.....④}$$

$$S_g = \frac{S_0}{1 + K^2 S_0 t} \quad \text{.....⑤}$$

$$Q_g = \frac{K^2 S_0^2}{(1 + K^2 S_0 t)^2} \quad \text{.....⑥}$$

$$Q_g = \frac{Q_0}{(1 + K\sqrt{Q_0}t)^2} \quad \text{.....⑦}$$

$$S_g = \int_t^\infty Q_g dt \quad \text{.....⑧}$$

$$S_g = \frac{\sqrt{Q_g}}{K} \quad \text{.....⑨}$$

4-2. 不圧地下水流出の貯留関数についての長池試験流域のデータによる検討

長池試験流域からの無降雨日の流出量を Q 、池の貯留量変化を ΔW_s 、小型蒸発計蒸発量を E_p とすると、 Q は地下水流出と考えられるが、 Q には池の貯留効果と蒸発の影響が含まれているので、次式によりこれらの効果を補正した地下水流出量 Q_g を求める。

$$Q_g = Q + \Delta W_s + E_p \times 0.7 \times 0.059 \quad \text{.....⑩}$$

一方、地下水貯留量 S_g は、図1.に示すW-1-L、3-L、4-L、6-Lの4観測井の観測結果を用いて算出した。即ち、流域単位の地下水位変化 ΔH は、各観測井の地下水位変化 ΔH_i を各観測井の代表する領域面積 a_i で重み付けした加重平均として

$$\Delta H = \sum a_i \Delta H_i / A \quad (i=1, 3, 4, 6) \quad \text{.....⑪}$$

で求められる。 A は流域面積である。従って、地下水貯留量の変化 ΔS_g は

$$\Delta S_g = \Delta H \cdot Pa \quad \text{.....⑫}$$

で与えられる。 Pa は地下水位変化部分の有効空隙率であり、W-6-Lでの実測値は4%である。

今回は、1977年8月30日の地下水貯留量を仮に基準として50 mmと仮定し、1977年9月24日～1978年5月27日の期間の地下水貯留量を求めた。

図4. には、こうして求めた無降雨日の地下水貯留量 S_g と地下水流出量 Q_g の相関図を示す。図中の点の分布から放物線であることが想定される。二次回帰分析を行ったところ、次式が得られた。

$$Q_g = 0.00271 (S_g - 26.6)^2 + 0.18 \quad \text{.....⑬}$$

サンプル数 N は180で、重相関係数 R は0.95と高い。従って、長池試験流域では、②式の $Q_g = K^2 S_g^2$ が成立していることがわかり、不圧地下水流出の貯留関数としての②式の妥当性が検証された。

4-3. 長池試験流域における不圧地下水流出機構のタンク・モデルによる表示

不圧地下水流出量 Q_g が、地下水貯留量 S_g の2乗に比例し、 $Q_g = K^2 S_g^2$ という関係式で表されることについては既に述べた通りである。ここでは、長池試験流域における不圧地下水流出機構を、タンク・モデルによって表示することを考える。図5. には、図4. と同様に、長池試験流域における不圧地下水の貯留量と流出量の相関図を示す。図中にプロットされている点は、前述したように $Q_g = K^2 S_g^2$ という放物線で表されるが、近似的には図中に示してあるような折線でも表されることがわかる。これらの折線を式で表示すると、

$$Q_g = \begin{cases} 0 & S_g < 20 \\ 0.025 (S_g - 20) & 20 \leq S_g < 40 \\ 0.025 (S_g - 20) + 0.10 (S_g - 40) & 40 \leq S_g < 60 \\ 0.025 (S_g - 20) + 0.10 (S_g - 40) + 0.10 (S_g - 60) & 60 \leq S_g \end{cases} \quad \text{.....⑭}$$

となる。このことは、長池試験流域における地下水流出機構が、図5. の中に示すようなタンク・モデルによって表示できることを意味している。

図4. 長池試験流域における地下水貯留量 S_g と地下水流出量 Q_g の相関図

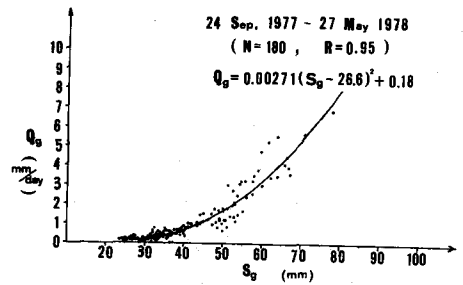
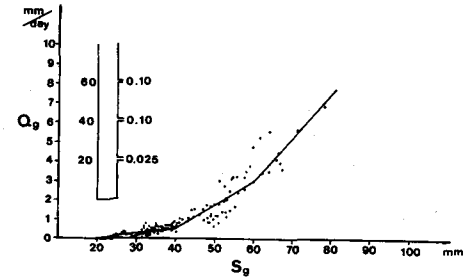


図5. 長池試験流域における不圧地下水流出機構のタンク・モデルによる表示



5. 地下水涵養機構^{9), 10)}

ここでは、水循環過程の中の地下水涵養過程について、土湿不足との関係から検討を加える。

5-1. 年間の水循環における地下水涵養

長池試験流域において、1977年9月～1978年8月の1年間に観測された水文データに基づき、週単位の水収支解析を行った。即ち、まず⑬式によって、月単位の水収支解析を行い、未知量としての月別の蒸発散量(E)を算出した。

$$P - (Q + E) = \Delta Ms + \Delta HPa + \Delta Ws \quad \cdots \cdots \cdots ⑮$$

但し、P：雨量 Q：流出量 E：蒸発散量 ΔMs ：不飽和帯の水分保留量変化 ΔHPa ：地下水貯留量変化 ΔWs ：地表水の貯留量変化

更に、月別の蒸発散量を小型蒸発計の蒸発量によって週単位に比例配分して、週別の蒸発散量を求め、時間単位を週単位にとり、⑮式により ΔMs を未知数として週単位の水収支解析を行った。そして、流出量について地下水流出量(Qg)と直接流出量(D)を分離し、⑯式により地下水涵養量(G)を求めた。

$$G = Qg + \Delta H \cdot Pa \quad \cdots \cdots \cdots ⑯$$

以上の方法によって求めた年間の週単位の水循環図を図6.

に示す。1年間の地下水涵養量は428mmである。なお、図6.

において、1978年6月～8月の地下水涵養量Gがマイナスの値を示すのは、漏水の影響と考えられる。図6.の中で注目すべきことは、1977年9月6日～9月13日、同年9月13日～24日、及び1978年7月7日～14日の三者の雨量はいずれも150mm前後の値であるにもかかわらず、前二者の場合の地下水涵養量が100mm程度の値を示すのに、後者の期間の地下水涵養量が30mm程度でしかないという点である。同様な傾向は、1977年11月11日～18日と1978年3月31日～4月7日においてもみられる。いずれの期間の雨量も95mm程度であるにもかかわらず、前者の期間の地下水涵養量は20mm弱であるのに対して、後者の期間の地下水涵養量は70mm以上に達している。これらの結果を不飽和帯の水分保留量(Ms)と対応させてみると、Msが大の時には地下水涵養量Gが大きく、Msが小の時にはGも小さいことがわかる。

5-2. 降雨時の不飽和帯の水収支解析による土湿不足と地下水涵養についての検討

前節の結果から、地下水涵養量の多少を規定する要因として、雨量だけでなく不飽和帯の水分保留量の多少があることが推察されるが、本節ではこのことを更に検討するために、降雨時の不飽和帯の水収支解析を行った。その方法は、時間単位を1時間にとり、まず流出量Qを直接流出量Dと地下水流出量Qgに分離し、⑯式により1時間単位の地下水涵養量Gを求める。降雨時の流域全体の水収支⑰式により不飽和帯の水分保留量変化 ΔMs を算出し、不飽和帯の水収支⑱式により浸入量Iを求める。

$$P - Q = \Delta Ms + \Delta H \cdot Pa + \Delta Ws + Ic \quad \cdots \cdots \cdots ⑰$$

$$I - G = \Delta Ms \quad \cdots \cdots \cdots ⑱$$

図6. 1年間の週単位の水循環図

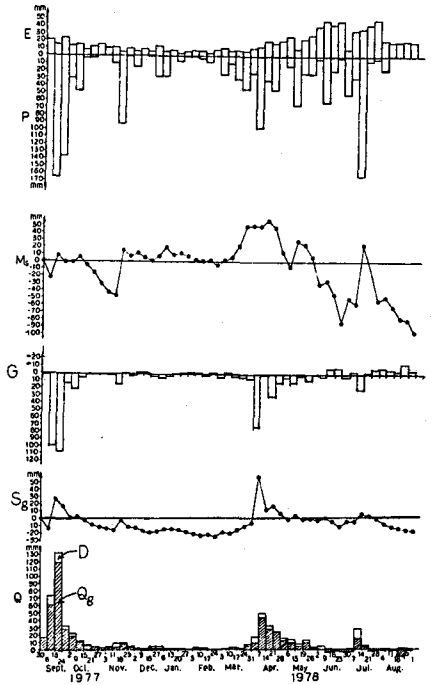
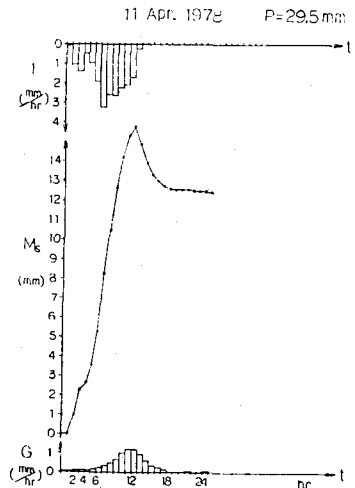


図7. 不飽和帯の水収支解析結果



こうして求めた不飽和帯の水収支解析結果を図7. に例示する。不飽和帯の水分保留量 M_s は降雨終了後6～24時間で安定状態になることがわかるが、この状態が最小容水量（圃場容水量）状態 M_n と考えられる。初期含水量を M_o とすると、

$$M_d = M_n - M_o \quad \text{.....⑬}$$

によって土湿不足 M_d が定義される。⑬式から、一雨ごとの地下水涵養量 G は、

$$G = I - \Delta M_s = I - M_d \quad \text{.....⑭}$$

で表されることになる。即ち、地下水涵養量 G は、浸入量 I から土湿不足 M_d を差し引いたものに等しい。

5-3. 土湿不足と蒸発散

図8. には、テンシオ・メーターによる降雨時の不飽和帯の水分保留の深度別動態を例示する。これをみると、深度5～35 cmの土壌帯の水分保留量は変動しているが、深度50 cm以上の不飽和帯の水分保留量は、ほとんど変動していないことがわかる。従って、土湿不足が生じている領域は、不飽和帯の中でも表層の土壌帯の部分が主であると推察される。この土湿不足の生じる原因は、降雨前の無降雨期間における地表からの蒸発散と考えられる。土湿不足 M_d が推定できれば、⑭式から地下水涵養量 G が推定できるという意味で、土湿不足 M_d の推定は重要である。

筆者らは、不飽和帯の水収支結果から、⑬式によって、観測された14降雨について土湿不足 M_d を求め、 $(1-s) \times (\sum E - \sum R)$ との相関を調べた。ここに、 s は池の面積率であり、 $1-s=0.94$ である。最小二乗法による回帰直線は、

$$M_d = (1-s)(\sum E - \sum R) + 0.80 \quad \text{.....⑮}$$

であり、相関係数 R は0.94と高い。従って、土湿不足 M_d は、地下水涵養のない期間の蒸発散量 $\sum E$ と雨量 $\sum R$ から、

$$M_d = (1-s)(\sum E - \sum R) \quad \text{.....⑯}$$

で推定できることが、流域レベルで実証されたといえる。

5-4. 地下水涵養機構のタンク・モデルによる表示

前項までに明らかにされた地下水涵養機構をタンク・モデルによって表示することを考える。前述したように、降雨開始時の不飽和帯（特に土壌帯）の保水量が最小容水量以下の場合には、土中への浸入量は土湿不足を満たすのに消費され、これを超過した保留量が地下水涵養量となる。これをタンク・モデルで表示すると図10. のようになる。一日単位を対象としているので、タンクは樹冠と土壌帯の両方を含む表層全体を表すタンクを考えた。図中、 P は雨量、 E は蒸発散、 M_n は最小容水量、 M_s は表層の水分保留量、 M_d は土湿不足、 G は地下水涵養量、 β は係数を表す。地下水涵養量 G を数式で表すと、

図8. テンシオ・メーターによる降雨時の不飽和帯の水分保留の深度別動態（ θ ：容積含水率）

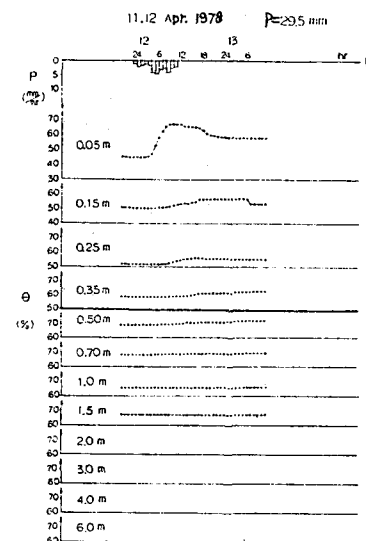


図9. M_d と $(1-s)(\sum E - \sum R)$ の相関図

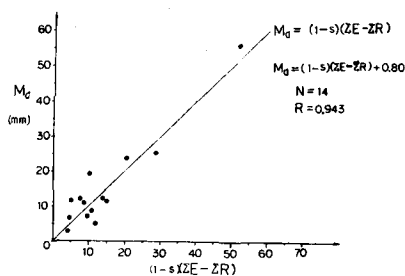
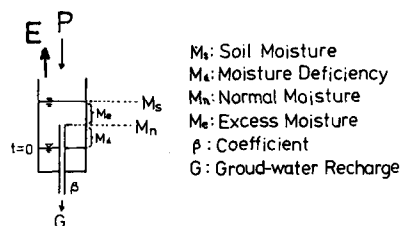


図10. 地下水涵養機構のタンク・モデルによる表示



$$G = \left\{ \begin{array}{ll} 0 & 0 \leq M_s \leq M_n \\ \beta (M_s - M_n) & M_n < M_s \end{array} \right\} \dots\dots\dots \textcircled{23}$$

となる。ここでは、1日単位を対象としているので、超過保留量 $\{M_s - M_n\}$ が全量、地下水涵養量 G となるように、 $\beta = 1$ とする。降雨終了後に最小容水量状態となり、その後、蒸発散 E により土湿不足 M_d が生じていく。

タンクの底から最小容水量 M_n までの高さをどの位にするかが問題となるが、以下に述べる2点の根拠から 160 mm とすることにした。

- 1) 流域単位の水収支解析結果において、不飽和帯の水分保留量の年間変動幅が約 160 mm であること。
- 2) テンシオ・メーターの年間の観測結果において、地表から地下 1.5 m までの土層の最小容水量と平衡保水量の差が約 160 mm であること。

6. 水循環機構

長池試験流域を対象として述べてきた、直接流出機構、地下水流出機構、及び地下水涵養機構という水循環過程の部分機構から、図11. に示す水循環の全体機構モデルを構築した。即ち、降水量 P は、非浸透域に降る P_2 と浸透域に降る P_1 に分けられ、 P_2 は $0.098 P$ に相当し、全部直接流出 D となる。 P_1 は $0.902 P$ に相当し、全部が表層タンクに入り、超過保留分が地下水帯タンクに涵養される。そして、地下水帯タンクからの流出が地下水流出 Q_g となり、 Q_g と D を合わせたものが総流出量 Q となる。なお、蒸発散 E は、表層タンクの貯留分から差し引かれる。図11. に示す水循環機構モデルの妥当性を検証するために、流出量と地下水貯留量の両方について、水循環機構モデルによる計算値と実測値を対比した。図12. には、流出量についての1977年8月30日～1978年6月24日の9ヶ月間の計算値と実測値を示すが、両者はよく対応していることがわかる。

図11. 長池試験流域における水循環機構モデル

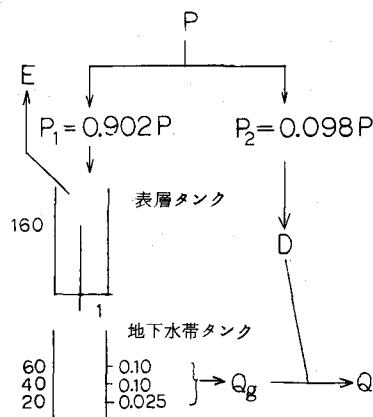


図13. には、地下水貯留量についての1977年9月23日～1978年6月3日の8ヶ月間の水循環機構モデルによる計算値と実測値を示すが、両者はよく対応していることがわかる。従って、図11. の水循環機構モデルの妥当性が検証された。

7. 結 論

以上、長池試験流域で観測された水文データの解析により得られた成果を列記すると次のようになる。

- (1) 長池試験流域では直接流出の生起領域が谷部の非浸透域であることを示した。これは、流域が火山灰で被覆され、ポラスな森林土壌をもち、尾根・斜面の浸透能が大きいという流域特性と対応している。
- (2) 不圧地下水の貯留量 S_g と流出量 Q_g についての関係式 $Q_g = C S_g^2$ の妥当性を実証するとともに、地下水流出機構が図5. に示すタンク・モデルで表示できることを示した。
- (3) 降雨開始時の不飽和帯（特に土壤帯）の保水量が最小容水量以下の場合には、土中への浸入量は土湿不足を満たすのに消費され、これを超過した保留量が地下水涵養量となり、土湿不足 M_d が②式で表されることを流域レベルで示し、地下水涵養機構が図10. のタンク・モデルで表示できることを明らかにした。
- (4) 水循環の各過程の部分機構を明らかにするとともに、部分機構から図11. に示す水循環の全体機構モデルを構成し、流出量だけでなく地下水貯留量について水循環機構モデルによる計算値と実測値を対比して、水循環機構モデルの妥当性を検証した。

図 12. 流出量の水循環機構モデルによる計算値と実測値

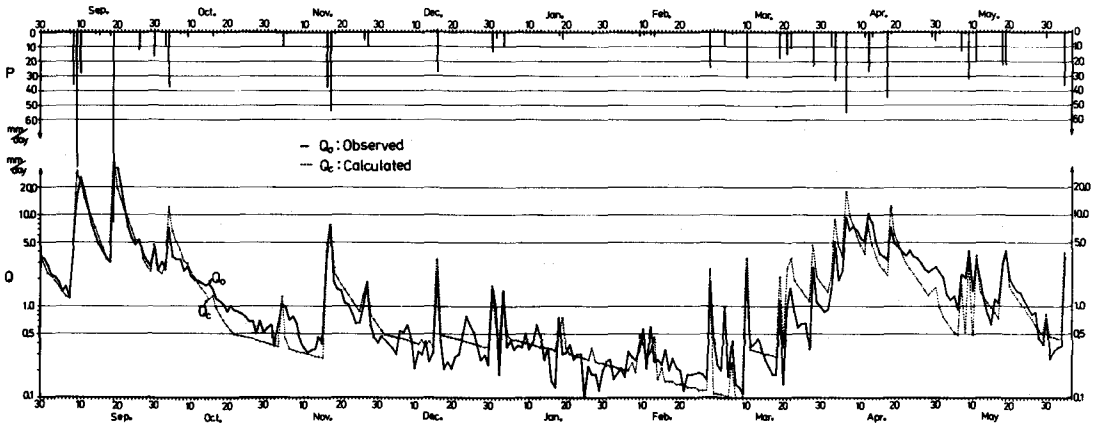
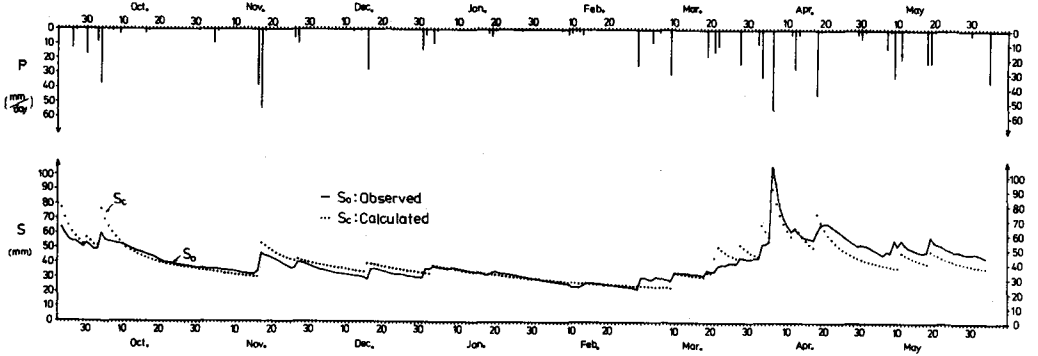


図 13. 地下水貯留量の水循環機構モデルによる計算値と実測値



謝 辞

この研究を進めるに当たり、日本住宅公団南多摩開発局の各位、東京大学高橋裕教授、武蔵工業大学井口昌平教授、東京大学生産技術研究所の小池雅洋技官、東京大学大学院の内田善久・岡泰道の両氏、当時武蔵工業大学学生の仲根俊彦・百井高志の両氏から多大な御協力を賜りました。記して感謝の意を表します。

参考文献

- 1) 安藤・虫明・内田：丘陵地の小試験流域における水循環機構について，第 23 回水理講演会，1979.
- 2) 安藤・虫明：丘陵地における直接流出の生起領域，第 16 回自然災害科学総合シンポジウム，1979.
- 3) 安藤・虫明・高橋：丘陵地の不圧地下水の貯留量と流出量，土木学会第 34 回年講，1979.
- 4) Werner, P. W., and Sundquist, K. J. : On the Groundwater Recession Curve for Large Watersheds, Publ. No 33, IAHS, 1951, PP. 202~212.
- 5) Roche, M. : Hydrologie de Surface, Gauthier-Villars, 1963, PP. 267~275.
- 6) 高木不折：低水流出の低減特性に関する研究，土木学会論文報告集，第 128 号，1966.
- 7) A. Coutagne: Les Variations de Débit en Période Non Influencée par les Précipitations, La Houille Blanche, PP. 3~23, Sep.~Oct., 1948.
- 8) Ding, J. Y. : Discussion of "Inflow hydrographs from large unconfined aquifers", Proc. ASCE, 90. (IR1), 1966.
- 9) 安藤・虫明：丘陵地の小試験流域における土湿不足と地下水涵養，第 7 回関東支部講投稿中，1980.
- 10) 金子良：農業水文学，PP. 10~11, 共立出版，1973.