

山地試験地における降雨流出の観測（第2報）

—浸透と流出のメカニズム—

奥 西 一 夫

RAINFALL AND RUNOFF ON MOUNTAINSIDE

—Part 2. mechanism of infiltration and runoff—

By *Kazuo OKUNISHI*

Synopsis

Measurement of soil temperature, soil moisture, and infiltration capacity was carried out at a small plot from 1963 to 1965 besides the observation of rainfall and runoff. It was found that the litter layer creates runoff in the form of a flow of filmy water which runs downhill along the surface of litters, and that its quantity is proportional to the rainfall intensity until it reaches the limit of $15 \mu/\text{min}$. About 91% of the rainfall infiltrates from the humus layer down to the sandy clay layer, and the remaining 9% becomes a subsurface flow through the litter layer and the humus layer over the wide range of the rainfall intensity from zero to $1800 \mu/\text{min}$. It was estimated that the rate of infiltration is proportional to the detention above the interface between the humus layer and the sandy clay layer.

1. ま え が き

前報¹⁾では1960年から1962年にかけて上賀茂地学観測所内の試験地においておこなった降雨流出の観測の結果から、主として落葉層からの流出のメカニズムについて考察した。その結果、落葉層からの流出は落葉の表面を伝って斜面方向に流れる雨水の流れであること、および腐植層からその下の砂まじり粘土層への浸透は降雨強度に比例し、したがって流出強度もまた降雨強度に比例することが推定された。

1963年から1966年にかけて同じ試験地において降雨と流出の強度の他、土湿、地中温度および浸透能の測定を併わせて実施し、浸透と流出のメカニズムをさらに明確にしようと試みた。

2. 測 定 方 法

降雨の強度と流出の強度の測定については前報でのべた通りである。ただし、試験地のまわりの自記しない雨量計の数を5個に増やした。

地中温度の測定は1963および1964年におこなった。サーミスターを落葉層の上層部および下層部、腐植層、および砂まじり粘土層に埋めて測定をおこなった。そのほか地上1mの所で温度と湿度の測定をおこなった。

土湿の測定は1964年および1965年に5個のガラス繊維ブロックと1個のナイロン繊維の土湿計を土中のいろいろな深さに埋め込んでおこなった。1964年の温度測定と1965年の土湿測定は自記記録計によっておこなった。

浸透能の測定は試験地の周囲の水平な場所および傾斜地において **Photo. 1** のような二重円筒型の浸透計を用いておこなった。

試験地周辺の測定装置および測定点の配置を **Fig. 1** に示す。

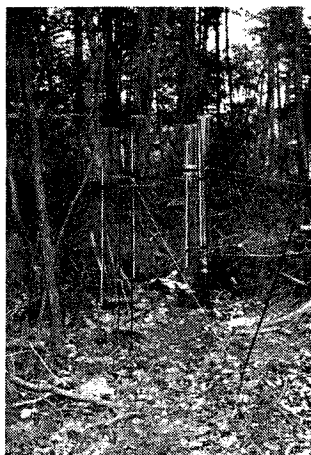


Photo. 1 The buffered infiltration meters.

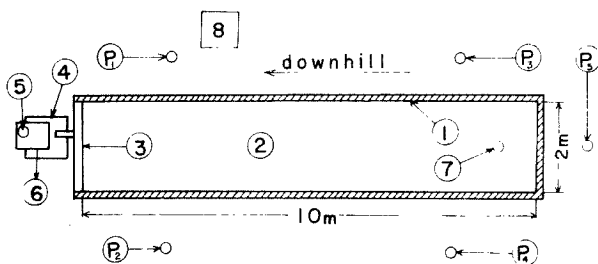


Fig. 1 A plan of the experimental catchment. 1—the boundary bricks, 2—the catchment area, 3—runoff water collector, 4—the runoff water tank, 5—the receiver of the rainfall intensity meter, 6—the cabinet of the water level recorder, 7—the plot for the temperature measurement, 8—the plot for the soil moisture measurement, $P_1 \sim P_5$ —the non-recording rain gages.

3. 降雨分布と降雨のしゃ断

降雨量は山頂の自記雨量計 P_A (前報¹⁾ では A), 試験地の流出水タンク上の降雨強度計 P_P (前報では B), および試験地の周囲の5個の自記しない雨量計 $P_1 \sim P_5$ (そのうち P_1 は前報では C) を用いて測定した*。 $P_1 \sim P_5$ は斜面に垂直に設置したが P_A と P_P は鉛直に設置した。各々の降雨に対する各雨量計の積算雨量の相互の相関を **Fig. 2** に示す。数十 mm の降雨を対象にする場合は実質的には各測定値はお互いに比例関係にあると考えてよい。

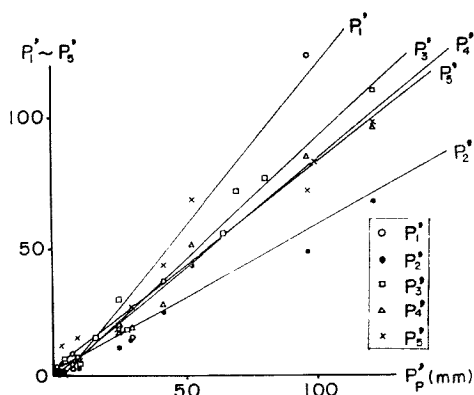


Fig. 2 The correlation between the values of the depth of rainfall measured by P_P and by $P_1 \sim P_5$.

*本報では雨量計の記号はまたその雨量計で測定した降雨強度をも示す。積算雨量を示す場合はその記号にダッシュをつける。

山地斜面への実質雨量は樹冠通過量（Throughfall）と樹幹流下量（stemflow）の和である²⁾。ただし樹冠通過量は樹冠滴下量³⁾を含み、全雨量（gross rainfall）と全しゃ断量（total interception）の差である。降雨のしゃ断量については多くの測定がなされているが³⁾、Rowe⁴⁾は本試験地に似た植生をもつ実験流域において、全しゃ断量が全雨量の20%で、樹幹流下量は樹冠通過量の19%であったと報じている。

本試験地において P_P および $P_1 \sim P_3$ は樹冠通過量を測定していると考えられる。樹幹流下量は Rowe にしたがって樹冠通過量の19%と仮定する。斜面への樹冠通過量は $P_1' \sim P_3'$ の平均値に等しいとすると、それは平均して P_P' の86%になる（Fig. 3）。したがって斜面への実質の降雨の強度 P （intensity of net rainfall）は、

$$P = P_P \times 0.86 \times (1 + 0.19) = 1.02 P_P \dots\dots\dots(1)$$

となり、ほぼ P_P に等しい。本報では前報¹⁾と同様降雨強度 P として P_P をそのまま用いた。

4. 降雨強度と流出強度の関係

前報¹⁾によると1960年に観測した落葉層の上層部からの流出 Q は $P < 200 \mu/\text{min}$ の時、

$$Q = 0.0645 P - 1.38 \dots\dots\dots(2)$$

$200 \mu/\text{min} < P < 300 \mu/\text{min}$ の時

$$Q = \text{const} = 12.5 \mu/\text{min} \dots\dots\dots(3)$$

で表わされる。 $P > 300 \mu/\text{min}$ の時は $P-Q$ 曲線は0.1程度の勾配を持つやや下に凸の曲線となる。また1961年に観測した落葉層の全層からの流出は $P < 200 \mu/\text{min}$ の時、

$$Q = 0.0717 P - 0.39 \dots\dots\dots(4)$$

で表わされ、 $P > 200 \mu/\text{min}$ の時は落葉層の上層部からの流出強度とほぼ同じになる。

落葉層および腐植層からの流出については前報に1962年に観測したデータを掲げたが、引きつづき1965年まで観測をおこなった。その典型的な例を Fig. 3 および Fig. 4 に示す。

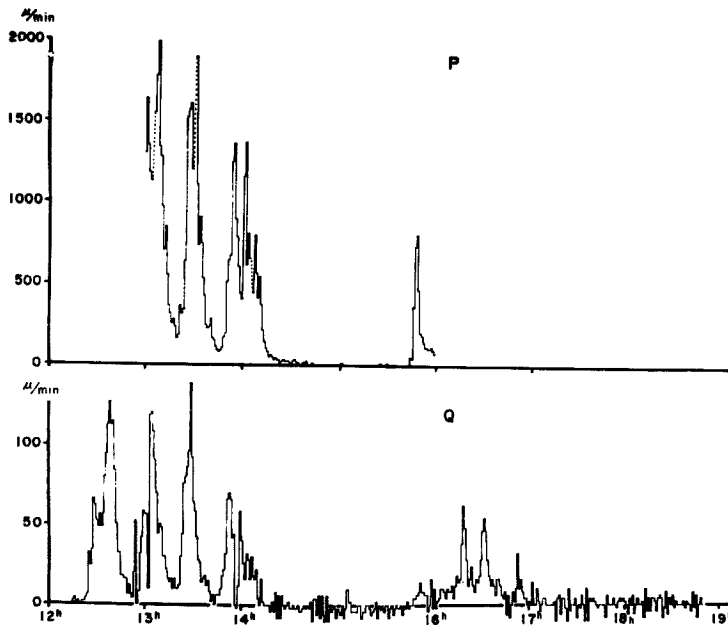


Fig. 3 The hydrograph of the runoff (Q) from both the litter layer and the humus layer and the rainfall intensity (P) measured on September 17, 1965.

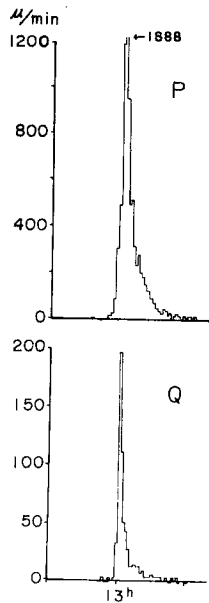


Fig. 4 The hydrograph of the runoff (Q) from both the litter layer and the humus layer and the rainfall intensity measured on August 3, 1965, when the rainfall intensity was very high.

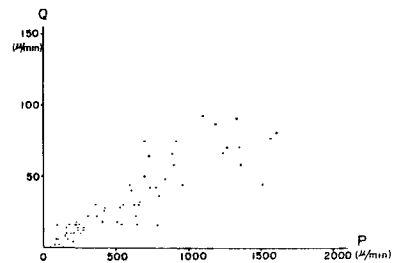


Fig. 5 The correlation between P and Q of Fig. 4.

Fig. 3 のデータから P と Q の相関関係を見ると Fig. 5 のようになり、やはり P と Q は比例している。このような比例関係は Fig. 3 のように降雨の継続が長い場合にも、又 Fig. 4 のように、1,800 μ/min 程度の強い雨の場合にも同様に成り立つことが確かめられた。Table 1 に各降雨に対する $P-Q$ 相関の回帰直線の係数を示す。それによると落葉層および腐植層からの流出は平均的に、

Table 1 Parameters of the regression lines of the $P-Q$ correlation for the runoff from both the litter layer and the humus layer. The equation of the regression line: $Q=AP+B$

From the observation in 1963

No. of storms	date	A	B	A' *)
1 a	June 6	0.0402	+5.01	0.0758
1 b	June 6	0.0333	+1.70	
2	June 14	0.0707	+1.71	
3	Jul. 12	0.0637	-6.08	
4	Aug. 10	0.0688	+1.07	
5	Aug. 17	0.0655	+2.68	
6	Aug. 30	0.0621	-0.06	
7	Aug. 31	0.0476	+1.60	

Table 1 (continued)

From the observation in 1964

No. of storms	date	A	B	A' *)
1	June 27—28	0.0521	+2.07	
2 a	Jul. 8—9	0.1089	-1.42	
2 b	Jul. 8—9	0.1208	+1.41	
3 a	Jul. 10—11	0.0454	+2.76	
3 b	Jul. 10—11	0.0677	+1.25	
4 a	Jul. 17—18	0.0485	+0.18	} 0.0728
4 b	Jul. 17—18	0.0515	+1.33	
5 a	Jul. 18—19	0.0530	+0.86	
5 b	Jul. 18—19	0.0956	-11.27	
6	Aug. 23	0.1432	-1.75	
7	Sept. 24	0.1047	+1.88	0.1032
8	Sept. 25	0.1617	+0.10	
9	Oct. ?	0.0855	+1.30	0.1025

From the observation in 1965

No. of storms	date	A	B	A' *)
1 a	Jul. 5—6	0.0655	-2.58	} 0.0710
1 b	Jul. 5—6	0.0568	-0.76	
1 c	Jul. 5—6	0.0487	-1.47	
2 a	Jul. 6—7	0.0391	-0.69	
2 b	Jul. 6—7	0.0255	+1.38	
3	Aug. 3	0.0839	-3.82	
4	Sept. 2	0.1256	+0.46	
5	Sept. 6	0.1191	+2.84	
6	Sept. 9	0.0754	+6.86	
7	Sept. 10	0.0952	+1.17	
8	Sept. 14	0.0937	+2.74	
9	Sept. 16	0.0504**)	—	} 0.1022
10 a	Sept. 17	0.0443	+4.37	
10 b	Sept. 17	0.0515	-0.20	
mean (1962—1965)		0.0916	+1.11	0.0879

*) the value of A modified by eq. (6).

***) the ratio of the depth of runoff to that of rainfall substituted for the value of A.

$$Q = 0.0916 P + 1.11 \dots \dots \dots (5)$$

で表わされ、実質的には Q は P に比例すると考えてよい。

前報でも指摘したように、個々の降雨に対する P—Q 間の相関は良好であるが、その回帰直線の勾配の値 A は降雨によって大きくばらついている。このばらつきは全く random であるため、山腹斜面の陸水学

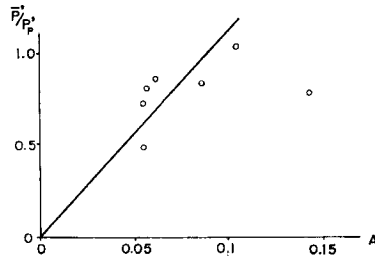


Fig. 6 The correlation between the parameter A in Table 1 and the ratio $\bar{P}/P_{P'}$.

的な条件が時間と共に変化するためではなく、主として風の影響による雨量分布の不均一又は雨量計の誤差のためにおこったものと考えられる。Fig. 6 に各降雨に対する $P_1' \sim P_5'$ の平均値 (\bar{P}) と $P_{P'}$ の比、および Table 1 の A の値の相関を示した。1 個の例外を除けば A と $\bar{P}/P_{P'}$ は比例している。したがって \bar{P} は斜面への降雨量を $P_{P'}$ よりも正確にあらわしていると言える。 \bar{P} に相当する降雨強度 \bar{P} は、

$$\bar{P} = P_{P'} \times \bar{P}/P_{P'} \dots\dots\dots (6)$$

によって計算される。この \bar{P} の値を用いて、Table 1 の係数 A の値を計算しなおすと同表の A' のようになりかなりばらつきが小さくなるのがわかる。残りのばらつきは試験地内での雨量分布のばらつき (Fig. 2 参照)、および風による雨量計の誤差⁵⁾ などによるものであろう。

5. 降雨前後の地中温度と土湿の変化

雨水等の地中への浸透の状況を調べるためにおこった地中温度等の測定結果の一例を Fig. 7 に示す。6月26日は晴天で、各層とも顕著な温度の日変化を示している。27日は終日雨天で、昼間の温度上昇は見られない。28日は再び晴れて、26日と同様の日変化が再現している。26日および28日の日変化は主として日射による地表面の温度の上昇と地中への熱伝導によるものである。他の降雨の際にも同様の温度変化が見られた。しかし夕立のような日中の突然の降雨に対しても、雨水の浸透による地中温度の変化⁶⁾ を日射等の変化による地中温度の変化と区別することは不可能であった。

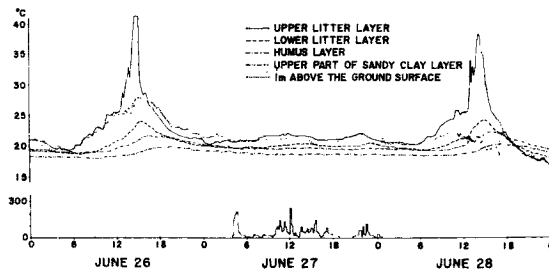


Fig. 7 The variation of the temperature distribution before, during, and after the rainfall measured in 1964. The lower graph shows the rainfall intensity in μ/min .

土湿の測定は地中に埋設した6個の土湿計ヘッドの電極の間のインピーダンスを測定することによっておこった。6個のうち3個は土湿ヘッドと周囲の土壌との間の毛管の連絡が得られなかったためか、常に高いインピーダンスを示した。他の3個についての測定結果を Fig. 8 および Fig. 9 に示す。これらについても毛管の連絡の程度が明らかでないので、較正曲線は用いず、インピーダンスの値のみを示した。No.2

のインピーダンスが特に低いのはヘッドの構造のちがいによるものである。Fig. 8 の土湿の長期の変化は日雨量とかなりよい対応を示している。Fig. 9 の土湿の短期の変化は降雨強度との対応があまり明確ではないが、No.2 はナイロンゲージであるため、浸透水の到達を敏感に表わしている。このことから降雨強度が大きい時に浸透強度が大きくなるのが裏付けられる。

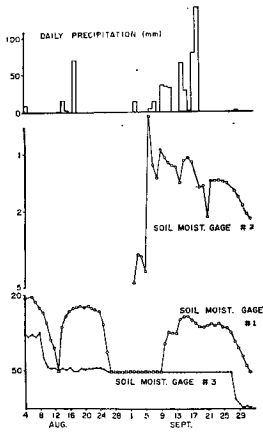


Fig. 8 A long term variation of the distribution of soil moisture measured in 1965 in terms of the impedance between the electrodes ($k\Omega$). #1—at the interface of the litter layer and the humus layer, #2—5cm below the surface of the sandy clay layer, #3—15 cm below the surface of the sandy clay layer. The upper graph shows the daily rainfall measured by the rain gage P_A .

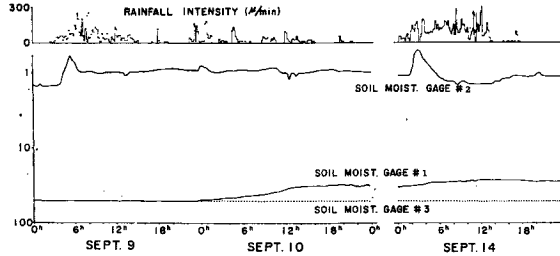


Fig. 9 Examples of the short term variation of the distribution of soil moisture measured in 1965. The numbers of the soil moisture gages are the same with that of Fig. 8. The upper graph shows the variation of rainfall intensity measured by P_A .

6. 浸透と流出のメカニズム

降雨強度が $1,800 \mu/\text{min}$ 程度になっても落葉層および腐植層からの流出が依然として P_d に比例することが確かめられたので、前報¹⁾で述べた落葉層からの流出の機構は正しかったと考えられる。

落葉層からの流出に関する $P-Q$ 相関図が2個の屈曲点を持っているのに対して、落葉層および腐植層からの流出の $P-Q$ 相関は原点の近くを通る1本の直線で表わされることは注目に値する。このことは落葉層からの流出と腐植層からの流出は別個のものではなく、むしろ同一のものとして扱われるべきであることを示している。

Fig. 10 に二重円筒型浸透計による浸透能の測定結果を示す。二重円筒は内側の円筒が内径 130.05 mm 外側の円筒が内径 254.0 mm のもので、共に地中に 10 cm 程押し込まれた。ビューレットからの滴下量は地面の汚が常に水でおおわれているように調整された。測定は1日の間隔をおいて2回おこなったが、初期の1分間を除いて浸透能の時間的变化は少ない。また表層近くが多層化の影響はこのグラフには現われていない。落葉層と腐植層は透水係数が非常に大きいので、砂まじり粘土層の表面には落葉層と腐植層の厚さに相当する水圧がかかる。そのために最終の浸透能は $10,000 \mu/\text{min}$ (すなわち 600 mm/h) という大きな値

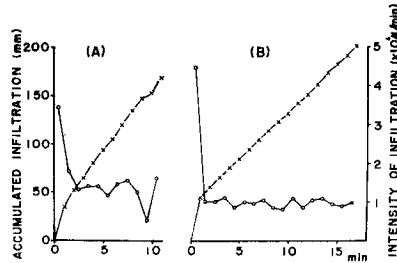


Fig. 10 The time change of the infiltration capacity measured by a buffered infiltrometer on October 22 (graph A) and on October 23 (graph B), 1964. The circles show the infiltration capacity, and the crosses show the accumulation curve of the infiltration capacity.

を示している。もし砂まじり粘土層の上の水深がゼロであれば、最終浸透能はほぼ透水係数に等しくなるはずであるが、大まかな実験によると透水係数は $100 \mu/\text{min}$ の程度である。実際の降雨の浸透の場合は中間流の自由表面は腐植層又は落葉層の中にあるので、浸透の強度は中間流の水深に応じて $100 \mu/\text{min}$ から $10,000 \mu/\text{min}$ まで変化することができる。

前報で浸透強度が水深に比例する場合には、水深、浸透強度、および流出強度のすべてが降雨強度に比例することを理論的に示した。これは第4節に述べた落葉層および腐植層からの流出の観測結果と一致する。したがって砂まじり粘土層への降雨の浸透の強度が水深に比例することは確かであると考えられる。ただし前報の理論的考察に際しては、浸透の強度が水深に比例する為には、水深が浸透の front の深さに比べて充分大きいという仮定が必要であった。この仮定は降雨の初期においては満足され得るが、数十 mm 又はそれ以上の降雨があって、その90%が浸透するような場合にはもはや満足され得ない。しかし実際にはそのような場合においても、落葉層および腐植層からの流出の状況には全く変化が見られない。

降雨強度が $300 \mu/\text{min}$ を越えると頭打ちになっていた落葉層からの流出が再び増加し、逆に腐植層だけからの流出は頭打ちになる(前報の Fig. 9 および本報の Fig. 5 を参照)。その時の落葉層に関する $P-Q$ 曲線の勾配は、データの数が少なく、ばらつきが大きいので正確に知ることはできないが、ほぼ0.1程度であり、これは落葉層および腐植層に関する $P-Q$ 曲線の平均勾配 0.0916 と同じと考えてよい。したがって降雨強度が $300 \mu/\text{min}$ の時、すなわち腐植層からの流出の強度が $15 \mu/\text{min}$ の時に腐植層からの流出は飽和に達し、降雨強度がさらに増加すると、中間流の水深は腐植層の厚さを越え、流出の増加分は落葉層の中を腐植層からの流出と同じメカニズムによって流出するものと考えられる。落葉層および腐植層の中のこのような流出水の流速は山腹斜面の勾配と透水係数によってきまり、水深には無関係と考えてよい⁷⁾ので、降雨強度が $300 \mu/\text{min}$ を越えて増加しても腐植層からの流出は頭打ちとなって $15 \mu/\text{min}$ 以上には増えない。

7. 結 語

1960年から1965年まで上賀茂の試験地においておこなった降雨流出の観測結果から降雨の浸透と流出に関して次のことが明らかにされた。

A. 落葉層と腐植層は大きな浸透能を持っているため、少なくとも降雨強度が $1,800 \mu/\text{min}$ 以下の時には表面流出はおこらない。

B. 落葉層はその非等方性のために、落葉の表面の皮膜状の雨水を斜面方向に流し、それが中間流出(subsurface flow)の一要素となる。その流出強度は降雨強度の約7%であるが、その最大限度 $15 \mu/\text{min}$ に達するとそれ以上は増加しない。降雨強度が $300 \mu/\text{min}$ になると腐植層からの中間流出は飽和に達し、

それ以上の増加分は落葉層を流れるようになり、落葉層からの流出は再び増加する。

C. 落葉層および腐植層から砂まじり粘土層への浸透は砂まじり粘土層の表面上の水深（detention）に比例するため、浸透も落葉層および腐植層からの流出も共に降雨強度に比例し、それぞれ降雨強度の91%および9%になる。

砂まじり粘土層への浸透がなぜ detention に比例するかについてはここで明らかにすることができなかった。この問題を明らかにするためには、各々の層における雨水の流れ等に関するよりくわしい観測が必要と思われる。

最後に、本研究の遂行にあたり、懇切な御指導を賜った速水頌一郎教授（現東海大学教授）ならびに福尾義昭助教授に感謝の意を表する。

参 考 文 献

- 1) 奥西一夫：山地試験地における降雨流出の観測——落葉層からの流出——京大防災研究所年報，第6号，昭38，pp.156—165.
- 2) H. W. Lull：Ecological and Silvicultural Aspect, in “Handbook of Applied Hydrology”, 1964, pp.1—30.
- 3) 野口陽一郎：森林の影響，昭38，pp.18—21.
- 4) P. B. Rowe：Some factors of the Hydrology of the Sierra Nevada Foothills, Transaction of the American Geophysical Union, 1941, pp.90—101.
- 5) A. P. Bratzev：The Influence of Wind Speed on the Quantity of Measured Precipitation, Soviet Hydrology, No.4, 1963, pp.414—417.
- 6) 福尾義昭，奥西一夫：融雪水の浸透流出に関する研究，京大防災研究所年報，第7号，昭39，pp.229—240.
- 7) 高棟琢馬，岸本貞男：雨水流出の実験的研究，京大防災研究所年報，第4号，昭36，pp.132—154.