

荒川流出試験地における水収支について

石 原 安 雄・小 葉 竹 重 機

ON THE WATER BALANCE IN ARA EXPERIMENTAL BASIN

By Yasuo ISHIHARA and Shigeki KOBATAKE

Synopsis

This paper describes the relation between soil moisture profile and groundwater runoff in Ara experimental basin, and the quantity of interception and evapotranspiration obtained by water balance equation. These results are as follows:

- 1) Observed groundwater runoff rate increases when soil moisture of 50~100 cm below the ground surface comes up to the maximum capillary water content.
- 2) The amount of interception by forest is about 3 mm.
- 3) The maximum and constant evapotranspiration rate of 7 mm/day continues about 1.5 days after rain ceasing.
- 4) Evapotranspiration rate decreases exponentially during 1.5~13 days after rain ceasing.
- 5) The steady evapotranspiration rate of 1.2 mm/day appears from 13 days after rain ceasing.

1. ま え が き

洪水の流出、水資源、流域開発に伴う流出変化などの問題を解明するためには、まず第一に、流域内で生起する流出過程を正しく把握しなければならない。流出過程の研究は、非常に多く行なわれており、かなりの成果を取ってはいるが、その詳細については未解明の点が少なくない。そこで、雨水流出のいろいろの過程をあるがままにとらえ、それらの集積によって普遍的な流出機構を明らかにするために、IHDの計画においても、世界の各地に代表および試験流域を設定して、観測・測定が行なわれている¹⁾。われわれも、びわ湖に流入する野洲川の支川荒川の上流域に試験地を設置し、各種の水文事象の観測・測定を行なっている²⁾。

しかしながら、森林による降雨遮断量、蒸発散量などのように直接測定が困難なものがあり、さらに測定可能であっても局所的にしか計れないものもあって、流出機構の解明上大きな障害となっている。

このような場合、流出現象を巨視的にとらえ、流域平均値として、測定困難な水文要素を推定するために、水収支の手法がよく用いられる。本文もこうした観点から、荒川流出試験地を対象として、主として降雨遮断量や蒸発散量などを、土中水分の消長および地下流出量の変化を媒介として検討してみたものである。

2. 測定および観測方法

対象流域は試験地内の梅ヶ谷流域 (0.18 km²) で、雨量、流出量の測定³⁾のほか、土中水分および地下からの流出量の観測を行なった。

土中水分については、流域の入口付近の斜面中腹において、市販の水分測定用石膏ブロックを埋設し、その電気抵抗を測定した。埋設地点は1カ所であるが、地表からの深さ、5, 15, 25, 40, 70, 100 cm の6点で、3~4日に1回の割合で、現地に赴いたときのみ測定した。この石膏ブロックは3年前に埋設したもので

あり、埋設当初は深さ方向にあまり抵抗値の変化がなかったが、今回は顕著な変化を示し、このことは埋設時に乱された土壌構造がもとの状態に戻ったことを示していると思われる。

つぎに、地下水流出については、いうまでもなく、これを全流出量から分離して直接測定することは不可能である。しかし、現地を踏査してみると、山腹斜面に岩が露出していて、その割目とか下部から常時水が流出していて、その下流側にガリ状の凹地が形成されているところや (Fig. 2 中の実線の場所)、常時は流出水がないが、地形形態が上記と同じところ (図中の破線の場所) で、降雨があるとしばらくの期間だけ流出水があるところがある。また、斜面の末端から水がしみ出ているところ (図中の○印の場所) も散見される (これらのうち、図には左岸の一部についてのみ示した)。このような状態の流出水を地下水流出の一部であると考え、図中の×印の場所において流量の測定を行なった。この斜面の斜面長は約 50 m であり、河

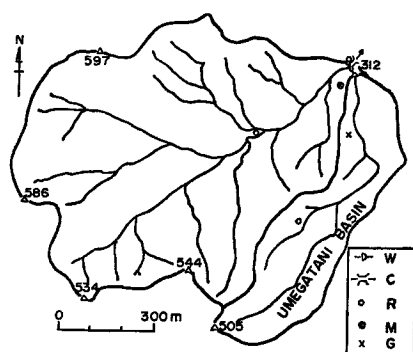


Fig. 1 Topographical outline of the basin, in which numbers show the height in meter above sea level, *W* shows the weir system of water gauge, *C* the channel system of water gauge, *R* the rain gauge, *M* the point where soil moisture is observed by gypsum block, and *G* the point where groundwater runoff is observed.

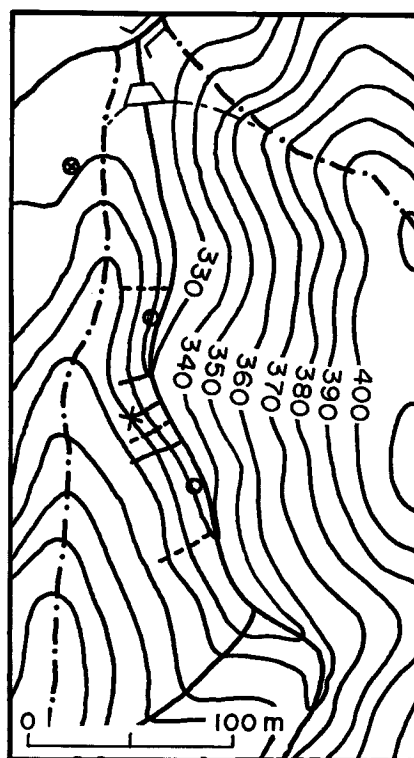


Fig. 2 Detailed map of the points where soil moisture and groundwater runoff are observed.

谷より約 20 m 尾根の方に上った場所に露出した岩があり、その割目から常時水が流出している。その水を転倒ます型流量計に受け、雨量や水位などとともに打点式記録計に記録させた。なお、この測定場所のすぐ近傍で、土壌面から直接滲出する水も測定したが、集水不備のためか流量の変化がほとんどなく良好な結果が得られなかった。

3. 測定結果の概要とその考察

3.1 地下水流出の変化

Fig. 3 は昭和 45 年 5 月 31 日から同年 8 月 5 日までの間の降雨量 r (mm/hr), 総流出量 Q (l/sec) および上

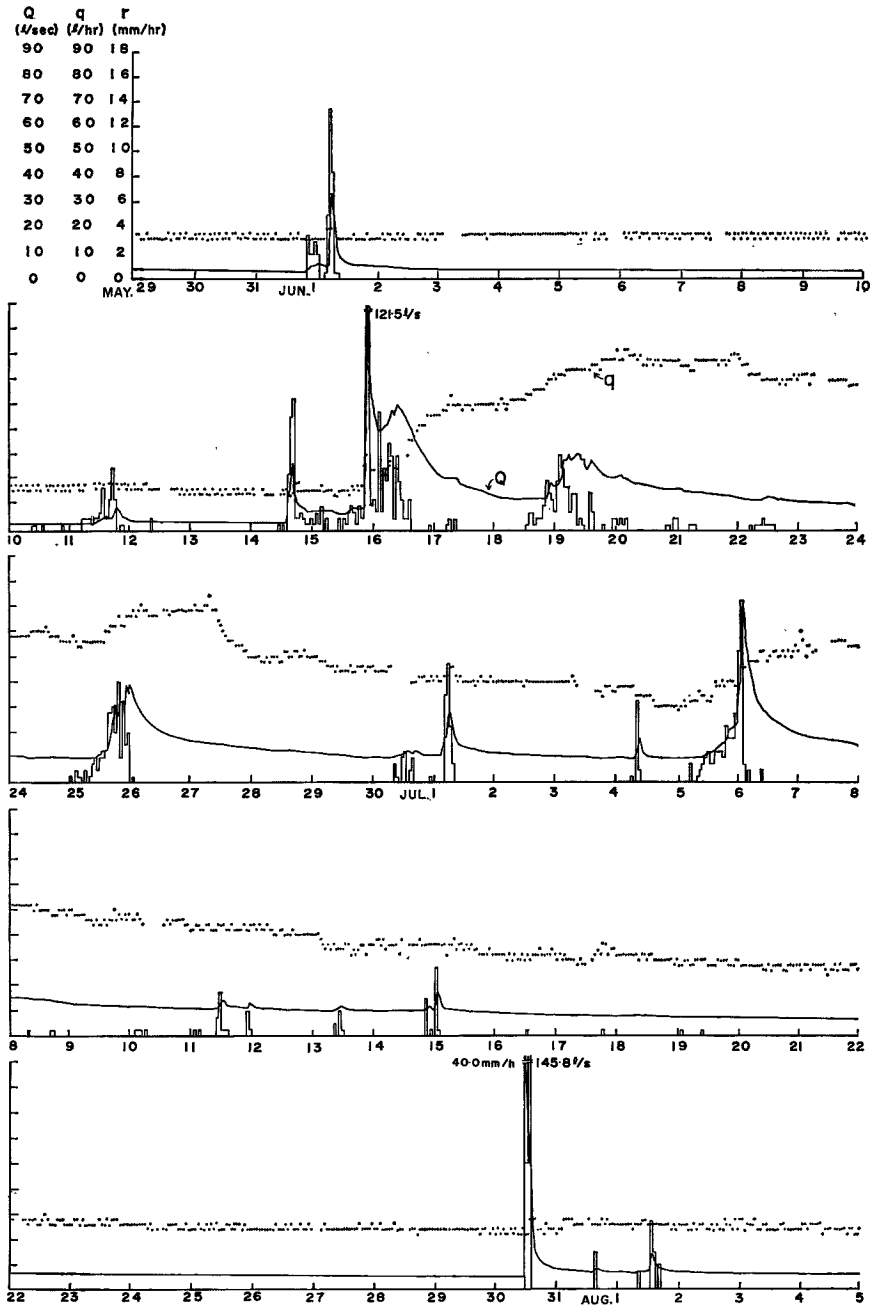


Fig. 3 An example of observational results of rainfall, river flow and groundwater runoff, where Q shows runoff rate from Umegatani basin and q groundwater runoff rate.

記の地下水流出量 $q(l/hr)$ を 1 時間間隔で示したものである。図からわかるように、今回測定した地下水流出は、全流域からの低水時の流出状況と非常によく似ている。したがって、測定された流量の時間的変化の様相が、全流域からの地下水流出成分の挙動を代表していると考えてよいと思われる。

そこで、この図をさらに詳細に観察すると、地下水流出成分についてつぎのような事実が認められる。

- 1) 初期流出量が小さいときには降雨があっても地下水流出成分はほとんど変化しない。
- 2) 初期流出量が大きいと降雨時に地下水流出成分が増加するが、この場合、降雨開始後数時間すると地下水流出成分がかなり急激に増加しはじめ、その増加の最大は降雨開始から約 1 日後に現われる。

3.2 土中水分の分布

土中水分の測定結果を Fig. 4 に示した。この流域は風化花崗岩であって、試料を採取すると土壤構造がこわされてしまい、含水量に対する正確な検定ができなかったので、ここでは測定した電気抵抗値をそのまま示した。なお含水量と抵抗値との関係は、一般には逆比例的であるので、抵抗値が近いときには含水量が多いということを示す。また、測定は測器の都合で、前述したように観測のために現地へ赴いた日の午後 1 時から 3 時までの間に行なったものである。さらに図には空隙率が示されているが、これは流域内の谷および尾根付近で穴を掘り、その重量と容積をはかって求めたものである。流域が風化花崗岩よりなっており、ほぼ一様な風化を受けていると考えられるので、図示の結果はほぼ流域の平均的な空隙率の分布を示すものと思われる。

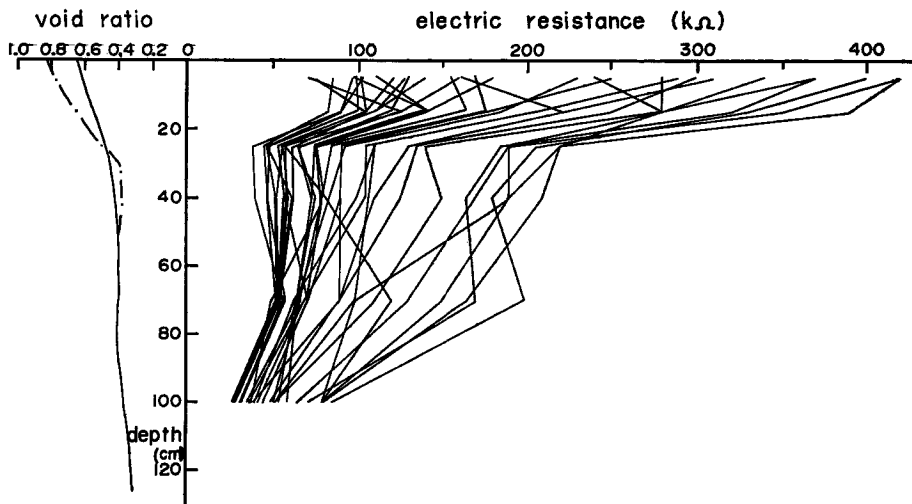


Fig. 4 Observational results of soil moisture profile expressed by electric resistance of gypsum blocks.

さて、地表下 25 cm までは土中水分がかなり激しく変化し、Dreibelbis が示した活性層¹⁾と同種のものと考えられるが、それ以下でもかなりの変化が認められる。このことから、後述のように 25 cm 以下の層も流出に大きな影響をもち、これが風化花崗岩地帯の一つの特性と考えられるが、測点が少ないので、一般的なものであるかどうか今後調べていく予定である。

3.3 土中水分の消長と地下水流出

(1) 土中水分の増加時の特性

Fig. 5 (a), (b) は土中水分が増加していく状況にあると思われる期間の測定結果を示したものである。

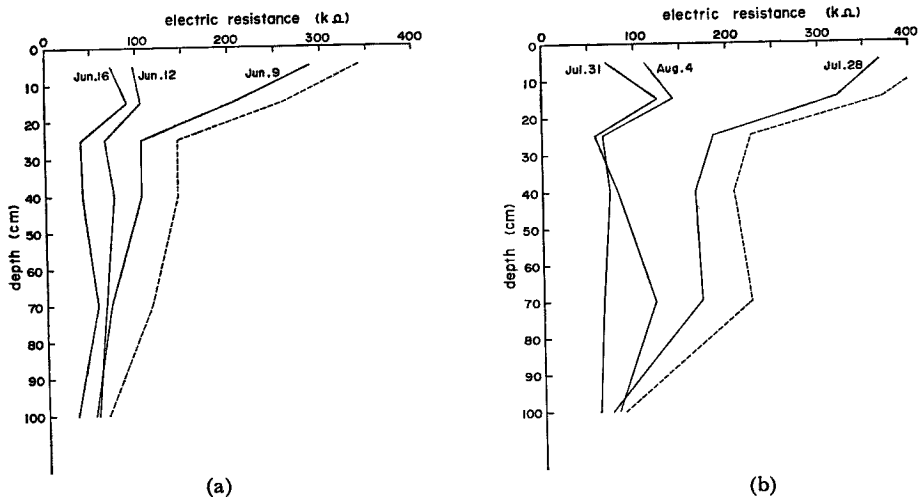


Fig. 5 Transition of soil moisture profile in increasing state.

(a) 図は 5 月からの晴天のためにかなり乾燥状態にあった 6 月 9 日、つづいて 6 月 11 日 25 mm の降雨があった後 15 時間の 12 日 14 時、同じく 14 日 10 時から 16 日 15 時まで 138 mm の降雨があった直後の 16 日 15 時の測定結果である。11 日の降雨では地表付近ではかなり土中水分が増加しているが、地表下 80 cm 以下ではむしろ減少しているように見える。しかし、これは雨水が到達していないという意味ではなく、他日観測された他の無降雨時の同種の水分分布状態から類推した降雨前の値（図中の破線）と比較すると、雨水は地表下 100 cm 程度まで達していると考えられる。一方、14 日から 16 日にかけての降雨に対しては、水分は全層にわたってかなり均一に増加している。これは雨量が多いこと、継続時間が 2 日間もあることのためと考えられる。(b) 図は同様にかなりの乾燥状態にあった 7 月 30 日に丁度 1 時間にわたって 49 mm の夕立性の降雨があったが、その前の 28 日と、降雨終了後 24 時間の 31 日 14 時の測定結果である。破線は (a) 図と同様に降雨前の水分分布の推定値であり、また参考のために 8 月 4 日の測定値を示した。この図においても降雨による土中水分の増加の仕方は (a) 図と同様であるが、7 月 31 日と 8 月 4 日の分布状態を比較する

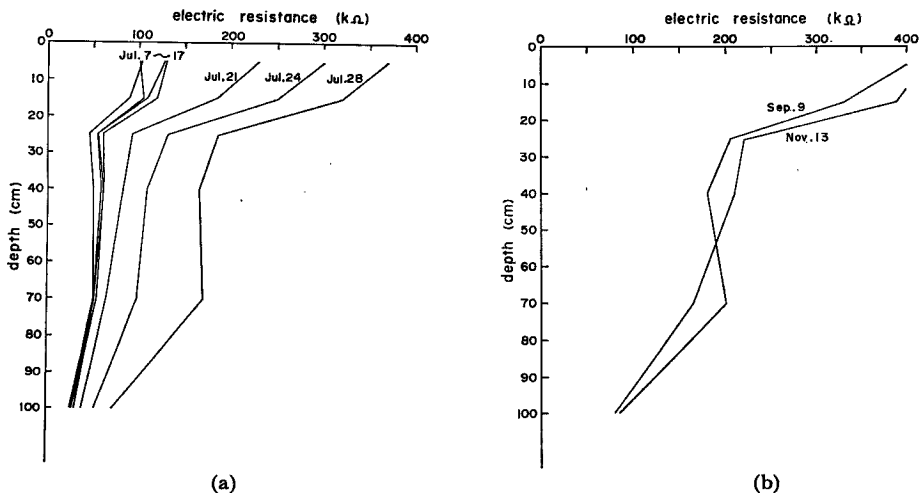


Fig. 6 (a) Transition of soil moisture profile in decreasing state.
 (b) Comparison of soil moisture profiles at a dry day in summer and autumn.

と、明らかに水分が下方に移動していることを示している。

(2) 土中水分の減少時の特性

Fig. 6 (a) は土中水分が減少するときの様相を示したものである。(a) 図において、7月7日から17日にかけて弱い雨が断続的に降っており、土中水分はあまり変化していないが、その後は、かなり深部まで水分が次第に減少している。

Fig. 6 (b) は同じ程度の無降雨期間を経たのちの夏季（無降雨期間16日）と秋季（無降雨期間17日）の水分分布を比較したものである。両者は細かい点については若干の差異があるが、全体としてほぼ同じ分布をしており、こうした分布状態は風化花崗岩地帯の特性のように思われる。

(3) 土中水分の分布と地下水流出の増加

前記のように、降雨があっても必ずしも地下水流出は増加していない。そのことがなぜ起るかを検討するために、地下水流出が増加する場合と増加しない場合の土中水分の状況を調べたものが、**Fig. 7 (a), (b)** である。(a) 図は地下水流出が非常に卓越している6月19日、6月26日、および7月7日の土中水分の分布を示したものである。地表付近は別として、地中の状態はほぼ同じである。(b) 図はかなりの雨量(49mm)があったにもかかわらず地下水流量が増加していない7月31日の場合と、比較のために(a) 図中の6月26日のものを示したものである。両者を比較して直ちにわかることは、地下水流出が増大するためには、地中の水分がある限界に達する必要があるということである。

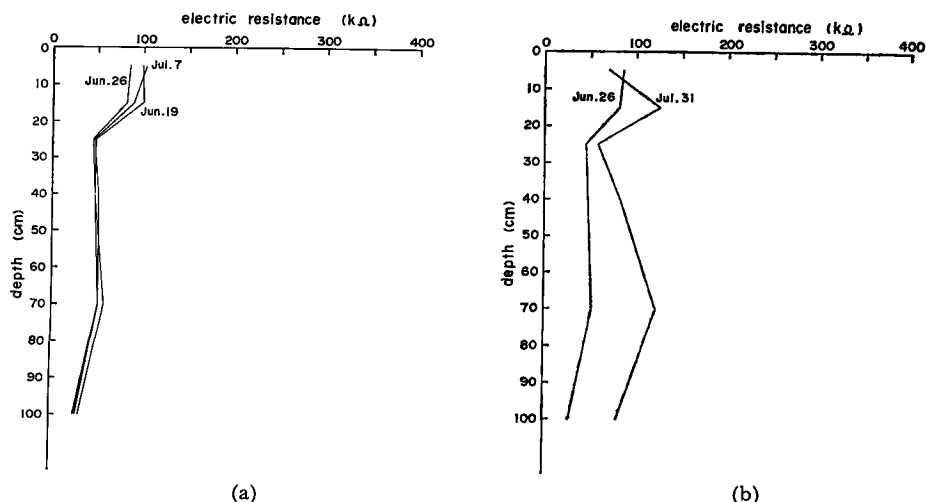


Fig. 7 (a) Soil moisture profile when groundwater runoff rate is high.
(b) Comparison of soil moisture profile at low and high groundwater runoff rate.

なお、7月31日の地表付近の水分が6月26日のものより大きくなっているが、これは、7月31日の測定の直前に3mmの降雨があったためである。

4. 試験地における水収支

以上述べた観測事実を考慮して、この流域における水収支の問題を検討する。

a. 水収支の基本式

さて、この流域の地中における水分の消長の特性から、水収支を調べるためには地層を2層に分けるのがよい。いま、**Fig. 8** に示すように、流域内の微小面積 dA を底とする柱状の部分を考えれば、この部分に対する連続式は次のようになる。

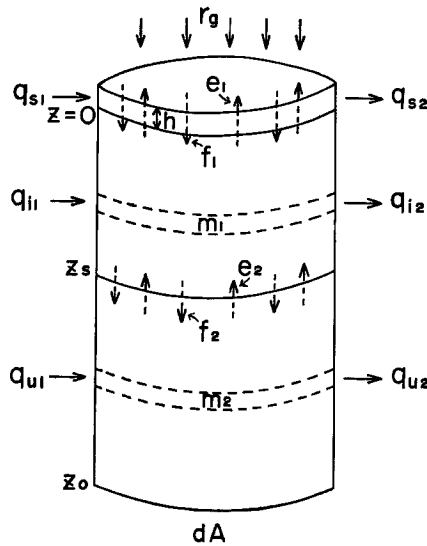


Fig. 8 Model for water balance in Ara experimental basin.

地表面上に対して,

$$\frac{dh}{dt} = r_g + (q_{s1} - q_{s2}) - f_1 \quad \dots\dots\dots (1)$$

上層に対して,

$$-\frac{d}{dt} \int_0^{z_s} m_1 dz = f_1 + \int_0^{z_s} (q_{i1} - q_{i2}) dz - f_2 - e_1 \quad \dots\dots\dots (2)$$

下層に対して,

$$-\frac{d}{dt} \int_{z_s}^{z_0} m_2 dz = f_2 + \int_{z_s}^{z_0} (q_{u1} - q_{u2}) dz - e_2 \quad \dots\dots\dots (3)$$

ここに, z_s ; 上, 下層の境界面の深さ, z_0 ; 下層下面の深さ, h ; 地面流の水深, r_g ; 地上降雨強度, q_{s1}, q_{s2} ; 地面流の流入, 流出強度, f_1 ; 地中への浸透度, f_2 ; 上層から下層への浸透度, m_1, m_2 ; 上層, 下層の容積含水率, q_{i1}, q_{i2} ; 上層の単位厚さ当りの流入, 流出強度, q_{u1}, q_{u2} ; 下層の単位厚さ当りの流入, 流出強度, e_1, e_2 ; 上, 下層からの蒸発散強度である。

問題を簡単にするために, 異常な出水, すなわち地面流が発生する場合を除外して考え, 比較的弱い雨の場合を対象とすると, 上層に対する (2) 式は次のようになる。

$$-\frac{d}{dt} \int_0^{z_s} m_1 dz = r_g + \int_0^{z_s} (q_{i1} - q_{i2}) dz - f_2 - e_1 \quad \dots\dots\dots (4)$$

さらに, q_i および q_u が存在するための条件は, 前記の観測事実によれば, 土中水分が一定の限界に達することである。その限界はいわゆる毛管飽和の状態と考えられるが, その含水率を m_{c1}, m_{c2} とすると, (4), (3) 式は次のように書きあらためられる。

$$-\frac{d}{dt} \int_0^{z_s} (m_{c1} - m_1') dz = r_g + \int_0^{z_s} (q_{i1} - q_{i2}) dz - f_2 - e_1 \quad \dots\dots\dots (5)$$

$$-\frac{d}{dt} \int_{z_s}^{z_0} (m_{c2} - m_2') dz = f_2 + \int_{z_s}^{z_0} (q_{u1} - q_{u2}) dz - e_2 \quad \dots\dots\dots (6)$$

ここに,

$$m_1' = m_{c1} - m_1, \quad m_2' = m_{c2} - m_2 \quad \dots\dots\dots (7)$$

であって、それぞれ上層および下層の土湿不足を表わす。(5), (6) 式が地面流が発生しない場合の局所的な水収支の基礎式である。

これらの式は、前記したいろいろの水文事象を定性的に説明するのには適切であるが、定量的な問題に対しては必ずしも適切ではない。そこで、(3) および (4) 式を辺々加えると、

$$\frac{d}{dt} \int_0^{z_0} m dz = r_g + \int_0^{z_0} (q_1 - q_2) dz - e \quad \dots\dots\dots (8)$$

ここに、 m および q_1, q_2 は柱状体全体についての平均的な含水率および単位厚さ当りの流入、流出強度、 $e = e_1 + e_2$ である。

上式を流域面積 A の全体について積分すると、

$$\frac{d}{dt} \left(\int_A dA \int_0^{z_0} m dz \right) = \int_A r_g dA - Q - \int_A e dA \quad \dots\dots\dots (9)$$

となるが、さらに降雨開始時の $t=0$ から、 $Q_{t=0}=Q_{t=t_0}$ なる時刻 t_0 まで積分し、降雨終了時刻を t_r とすると次式が得られる。

$$\left[\int_A dA \int_0^{z_0} m dz \right]_{t=t_0} - \left[\int_A dA \int_0^{z_0} m dz \right]_{t=0} = \int_A dA \int_0^{t_r} r_g dt - \int_0^{t_0} Q dt - \int_A dA \int_0^{t_0} e dt \quad \dots\dots (10)$$

土中水分の観測結果 (Fig. 6. (b)) などから、降雨後かなりの時間がたつと土中水分の分布状態はほぼ一定となることから、 $t=0$ と $t=t_0$ における土中水分の状態が等しいと仮定すると、上式の左辺は 0 となる。このような場合には (10) 式は次のように書くことができる。

$$\int_0^{t_r} r_g dt - \int_0^{t_0} \frac{Q}{A} dt = \int_0^{t_0} e dt \quad \dots\dots\dots (11)$$

さらに、実際の降雨強度を r 、森林などによる遮断強度を r_i と書くと、 $r_g = r - r_i$ であるから、結局次式が得られる。

$$\int_0^{t_r} r dt - \int_0^{t_0} \frac{Q}{A} dt = \int_0^{t_r} r_i dt + \int_0^{t_0} e dt \quad \dots\dots\dots (12)$$

すなわち、左辺第 1 項は降雨量、第 2 項は総流出高であり、右辺第 1 項は遮断量でやがて蒸発によって失なわれる量、第 2 項は一時土中に貯留され、その後地面および葉面から蒸発散していく量を表わしている。また、遮断量はある程度大きな降雨に対しては、ほぼ一定値と考えてよく⁵⁾、蒸発散量は降雨終了からの経過時間、すなわち $(t_0 - t_r)$ の増大とともに大きくなると考えられる。

b. 水収支の検討

(1) 年間の水収支

1 年間の総雨量から総流出量を差引くと損失量が計算できる。詳細な観測を行なった昭和 45 年について、この計算をすると、年降水量 1840 mm に対して総流出高は 1160 mm であり、したがって年損失量 (主として蒸発散量) は 680 mm となった。この値はわが国の他の多くの試験地でのそれと同程度の値である。

(2) 一降雨ごとの水収支

上述したように (12) 式の右辺はほぼ、(定数) + $(t_0 - t_r)$ の関数、という形となるので、最終的な遮断量や降雨終了後の蒸発散の模様を調べることができる。Fig. 9 はこうした関係を、(12) 式によって求めた損失量を縦軸に、降雨終了時 $t=t_r$ から $Q_{t=0}=Q_{t=t_0}$ の状態になるまでの時間 $(t_0 - t_r)$ を横軸にとって示したものである。一般に土壌面からの蒸発量は土壌水分にはほぼ比例的に変化するから、蒸発散強度は経過時間と共に減少する。このことと (12) 式の右辺の意味を考慮し、さらに測定、計算上の誤差や、風速、気温、日射などの変化の効果を勘案して、平均的な曲線を入れたものが図中の実線である。なお図中右下の日付けの入っている点は積雪のあった時で、この点は除外して考えた。この図の結果から森林によって遮断され、降雨終了後蒸発してしまう量は約 3 mm となり、この値は 1 降雨における降雨遮断の量として妥当なものと考えられる⁶⁾。

吉良らはいろいろな含水量を有する土壌面からの蒸発量を測定し、蒸発計蒸発量 E_0 との比 (蒸発比) で表

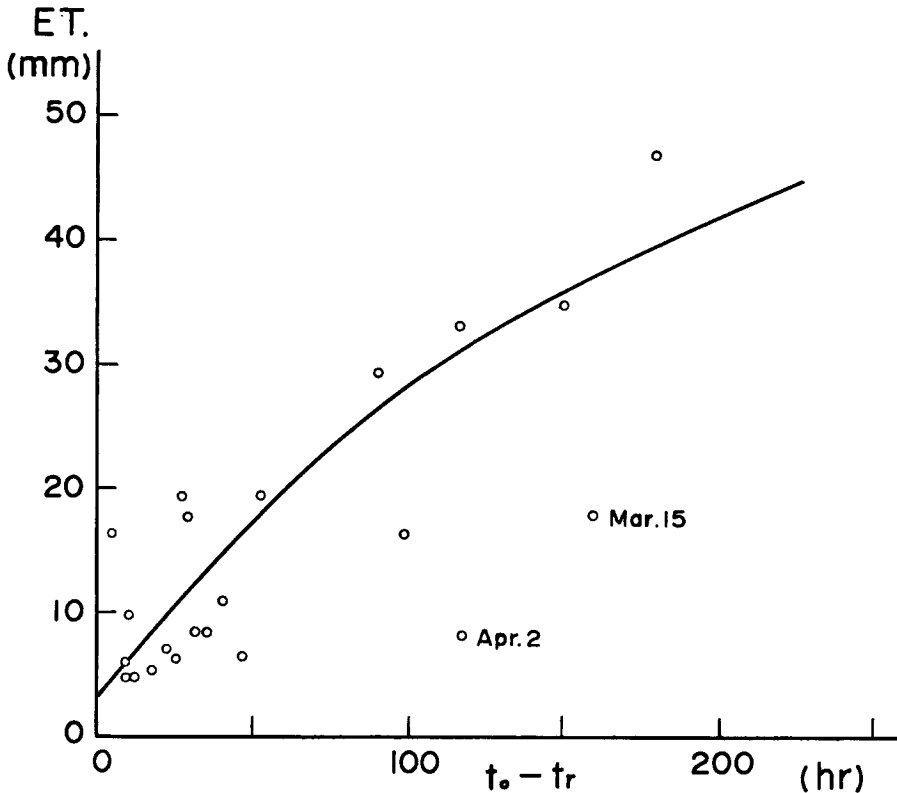


Fig. 9 Relation between amount of evapotranspiration and the time elapsed after rain ceasing. Mar. 15 and Apr. 2 are in snows.

わし、含水量との関係を求めているが⁷⁾、それによると、超過保留量の状態から、平常保水量の状態になるまでは、土壤面からの蒸発は E_0 にほぼ等しく、それ以後、後述の乾燥被覆が形成されるまでは蒸発比は指数関数的に減少する。流域全体からの蒸発散も平均的にはこれと同じような傾向があると考えてよく、降雨中の蒸発散を無視して、平常保水量になる時刻を $t_e (\geq t_r)$ とすると、蒸発散強度 E は、

$$t_r \leq t \leq t_e; E = C_0, t_e \leq t; E = C_0 e^{-\alpha(t-t_e)} \dots \dots \dots (13)$$

角屋は C_0 のかわりに E_0 を用いて同様の考察を行なっている⁸⁾。(13) 式の関係をみるため Fig. 9 からある時刻を中心とした 24 時間の蒸発散量を読みとり、横軸に降雨終了後の経過日数、縦軸に日蒸発散量をプロットしたものが Fig. 10 である。この図から明らかに (13) 式の成立が認められ、 E を mm/day で表わすと、 C_0 は 7 mm/day、 $t_e - t_r$ は大略 1.5 日、 $\alpha = 0.15/\text{day}$ となる。また樹木によって遮断された量である 3 mm が、 C_0 の強度で蒸発すると仮定すれば、全部が蒸発し終るのは 10 時間を必要とし、いいかえると降雨終了後 10 時間で遮断能力はもとにかえることとなる。また金子によると⁹⁾、 $t_e - t_r$ については降雨終了時に十分な湿润状態にあれば、砂質土で 1 日程度、火山灰表層で 2~3 日程度であるから、1.5 日という値は風化花崗岩地帯として妥当なものと考えられる。

つぎに Fig. 10 において 13 日以降を破線で書いたのは、これ以後になると土壤表層に乾燥被覆が形成され、土壤水分はいわゆる平衡水分量に達し、下方からの水分補給と平衡して蒸発も一定となるからである。この乾燥被覆の形成は裸地で夏期 1 週間から 10 日間とされているが¹⁰⁾、この試験流域における乾燥被覆の形成をみるために、表層下 5 cm の位置の土壤水分の変化を、横軸に無降雨日数、縦軸に電気抵抗値をとつ

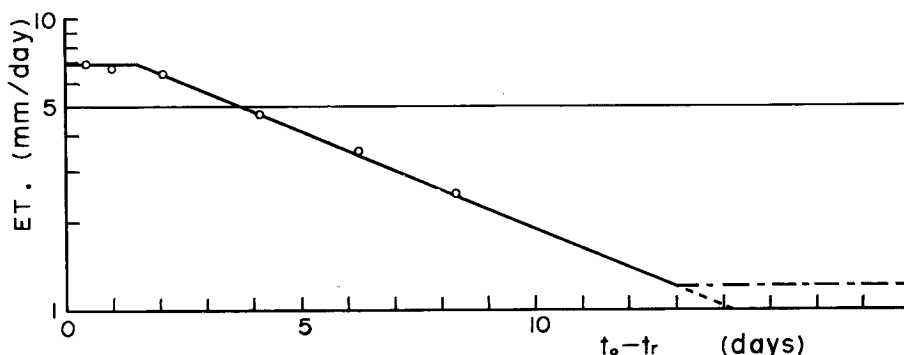


Fig. 10 Relation between evapotranspiration rate and the time elapsed after rain ceasing.

て、夏期についてプロットしたものが Fig. 11 である。これによると降雨後 13 日を過ぎてからの土壌水分の変化はほとんどない。そこで 13 日を過ぎると蒸発散量がほぼ一定値をとると仮定して描いた線が Fig. 10 の一点鎖線である。図によると、この最終蒸発散強度は約 1.2 mm/day である。この値は夏期乾燥期における林地蒸発散量を林分蒸散量と砂地蒸発量の和として求めた、快晴日 2.43 mm/day, 半晴日 1.67 mm/day という値¹¹⁾より少し小さいが、この値を求めた際に用いた砂地蒸発量が正確でなく、乾燥期になると砂地蒸発量は E_0 の 0.1 倍という報告¹²⁾もあることを考え、仮にこの値を用いると快晴日 1.93 mm/day, 半晴日

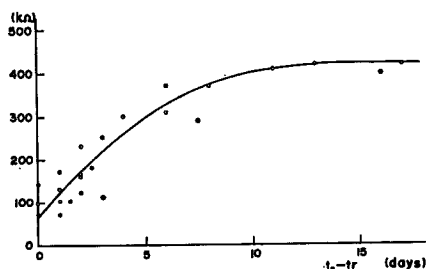


Fig. 11 Relation between soil moisture at ground surface and the time elapsed after rain ceasing.

1.37 mm/day となる。さらにこれらの値は模型実験から得られた値であることを考慮すると、実際の流域で得られた 1.2 mm/day という値はほぼ妥当な値と考えられる。

以上 (12) 式に基づいて 1 降雨ごとの水収支を計算し、蒸発散に関する諸現象を考察してきたが、Fig. 9 から決定される降雨遮断の量、その回復時間、Fig. 10 から決定される $t_e - t_r$ の値、また乾燥被覆が形成されるに必要な日数、それに伴って生じる最終蒸発散強度などの結果が、従来得られている各成果とほぼ同様の傾向にあることから、積雪のある冬期は当然除外されるが、降雨終了後流域が十分な湿润状態にあるときには、Figs. 9, 10 で表わされた蒸発散量と時間との関係は、森林のある山地流域に対してかなり一般的に適用できるものと考えられる。また、それと同時に (12) 式の有用性も確かめられたわけである。

5. む す び

以上、荒川流出試験地における昭和 45 年中の観測結果を述べるとともに、主として土中水分の消長と地下水流出との関係、水収支の観点から求めた樹木による降雨遮断量と蒸発散量について検討した。得られた成果を列挙すると、

1. この流域では、地表下 25 cm までと 25 cm 以下の範囲の 2 層に分けて水分の消長をみなければならず、その両者とも、降雨の有無によって水分量はかなり変動する。
2. 地下水流出量が増大するのは、降雨があって地表から 50~100 cm 付近にある土中水分が毛管飽和に近い状態になったときであり、それ以下の水分のときは降雨があっても地下水流出の増大はみとめられない。
3. こうした特性を考慮して、本流域における水収支の基本式を提示した。
4. 流域全体を対象として水収支の計算を行ない、降雨遮断量が 3 mm、降雨終了時の最大蒸発散強度が 7 mm/day、降雨後土壌水分が平常土湿量の状態になるまでに要する期間が 1.5 day、それ以降蒸発散強度は減衰係数 0.15/day で指数関数的に減し、さらに 13 日程度経過すると平衡蒸発散の状態となり、ほぼ 1.2 mm/day という一定強度が続くことを見出した。これらの成果は、水文現象としてはそう目新しいものではないが、定量的に評価したこと、対象とする要素と他の要素との間の関連を定性的ではあるが明確にしたことに意義があると思う。水収支の問題に限らず、雨水流出の機構について浸透問題をはじめ未解明の問題が残されており、今後もこの試験地を対象として研究を続けていく予定である。

参 考 文 献

- 1) Toebes, C. and V. Ouyvaev: Representative and Experimental Basins, An International Guide for Research and Practice, A Contribution to the International Hydrological Decade, 1970.
- 2) 石原安雄・長尾正志・小葉竹重機：荒川流出試験地の流域特性について，京都大学防災研究所年報，第 11 号 B，昭 43，pp. 103-114.
- 3) 石原安雄・小葉竹重機：山地流域における直接流出の生起過程，京都大学防災研究所年報，第 12 号 B，昭 44，pp. 247-259.
- 4) Dreibelbis, F. R.: Some Aspects of Watershed Hydrology as Determined from Soil Moisture Data, Journal of Geophysical Research, Vol. 67, No. 9, August 1962, pp. 3425-3435.
- 5) 石原安雄・小葉竹重機：雨水流出現象における初期貯留量について—樹木による降雨遮断—，京都大学防災研究所年報，第 13 号 B，昭 45，pp. 69-81.
- 6) 同 上
- 7) 吉良芳夫・水之江政輝：畑地かんがいに関する研究，第 2 報，農業技術研究所報告，F 第 6 号，pp. 25-50.
- 8) 角屋 睦：山地小流域河川の低水解析(1)，京都大学防災研究所年報，第 9 号，昭 41，pp. 593-599.
- 9) 金子 良：農業水文学，土木雑誌社，昭 32. 12, p. 19.
- 10) 同 上，p. 17.
- 11) 川畑幸夫：水文気象学，地人書館，昭 36. 3, p. 159.
- 12) 同 上，p. 154.