

山地小流域に関する陸水学的研究(IV)

山腹部からの長期流出について

江角 周一・奥西 一夫

HYDROLOGICAL STUDIES ON SMALL MOUNTAINOUS DRINAGE BASIN (IV)

—Characteristics of Long Term Runoff Components From Mountain Slope—

By *Shyuichi* ESUMI and *Kazuo* OKUNISHI

Synopsis

The groundwater recharge was calculated from the groundwater level observed at the local unconfined aquifer at the head of a first-order valley in the Takigatani experimental basin from the mountain slope to the aquifer, according to the method developed in the former paper. This result was used to construct the function of influence between the precipitation and the groundwater recharge, averaged for the period of the observation of the groundwater level. A technique of the inverse transform of Duhamel integral was applied in it.

The groundwater recharge was again calculated from the precipitation and the function of influence and compared with that formerly calculated from the groundwater level, in order to examine to what extent the runoff characteristics of the mountain slope was reflected by the function of influence.

Although the function of influence represents the average aspect of the runoff from the mountain slope, it was found that the surface runoff component of the recharge was not correctly represented by the function of influence, and that the deviation between the two values of groundwater recharge described above showed a long term variation, because the percentage of the evapotranspiration loss varied in long period, due to the change in the soil moisture conditions.

1. ま え が き

前報³⁾では、滝ヶ谷試験流域^{1),2)}について、谷頭部の堆砂層中に形成されている地下水の一次元モデルを作り、それに基づいて観測結果を主として短期間の変動について解析した。その結果、この堆砂層中の地下水は、山腹からの持続的な流出によって維持されており、また逆に、山腹からの流出はこの堆砂層の存在によって変形される事を示した。そして、このことが谷頭堆砂地の土砂収支を支配し、流域からの土砂流出に影響を及ぼしていることを明らかにした。

本報では、前報の理論に基づいてより長期間の観測結果について解析した。そして、山地の基底流出の特性について、及び山腹部の土中水分状態がそれとどのように関係しているかについて考察を試みた。

2. 観 測 結 果

Fig. 1 に試験流域の地図を示す。本報で観測、解析したのは図中右側のA支溪である。この谷の堆砂層中に形成されている地下水について、谷のほぼ中心線に沿って観測井戸を設け、地下水位を観測した。特に、A4, A25 の位置には自記水位計を置いて、地下水位を連続的に観測した。**Fig. 2** に観測した地下水位の変化

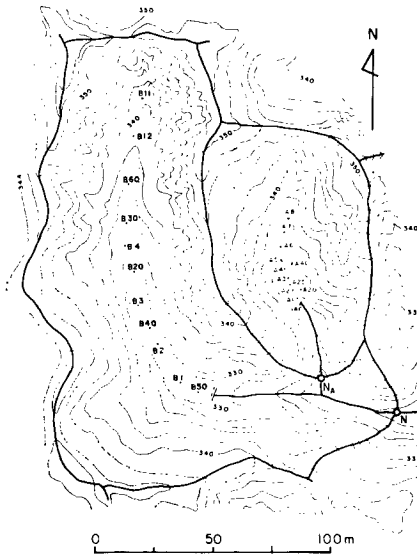


Fig. 1 A map of Takigatani experimental basin. N and N_A are the gauging stations. A1 etc. and B1 etc. are the auger holes at the sand deposits in A-valley and B-valley, respectively.

を示す。連続記録のあるものについては毎日正午の水位を、ないものについては測定時の水位を丸印で示している。なお、地下水位の表示にあたっては、A支溪の最上流端の観測井戸 (A8) のケーシングパイプの上端を基準レベルとしている。

また一方、山腹斜面の土中水分状態を知るために谷の東側の山腹土中 30~200 cm の深さにヒューミセンサーと呼ぶ感湿素子を埋設した。これによって測定した土中空気相の相対湿度から土中水の suction を計算することができる⁴⁾。計算に際しては土中温度の値が必要であるが、測定値がないのでその月の平均気温で近似した。このようにして求めた土中水の suction の変化の一部を Fig. 10 に示す。

3. 解 析

3.1 降雨の地下水涵養強度に対する影響関数

第Ⅲ報³⁾では、A支溪の堆砂層について、これを、上層が砂、下層が砂まじりシルトで、平らな

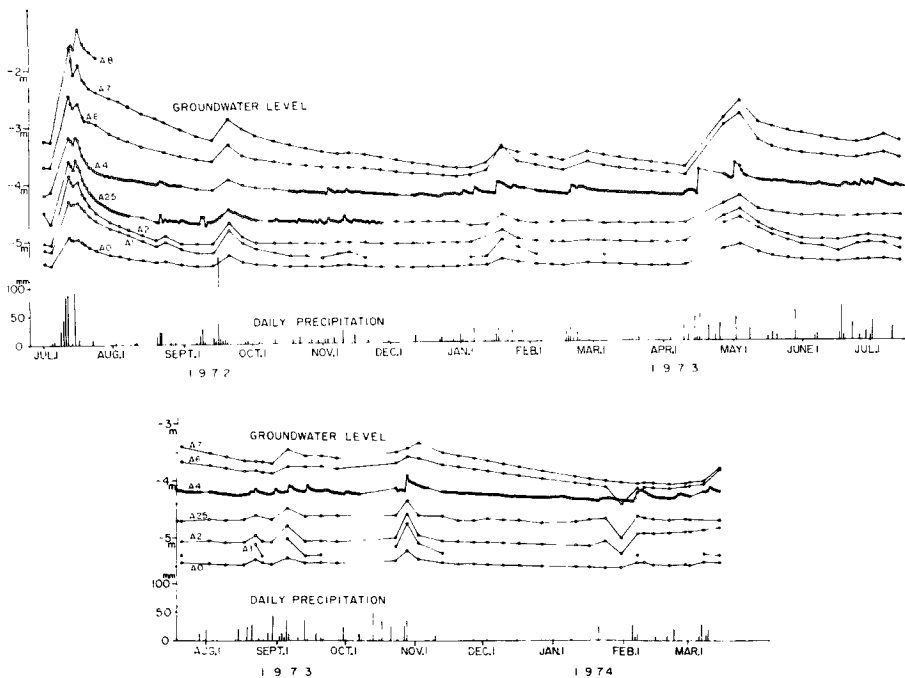


Fig. 2 A long term variation in the daily groundwater levels at different stations in A-valley.

境界面を持つ2層の帯水層と考えて一次元モデルを作り、非線型非定常の基礎方程式を得た。そして、準定常近似による解と線型近似による解を使って、この堆砂層中の地下水に対する山腹部からの涵養強度 r (mm/hr) を地下水位からそれぞれ計算した。このとき、下層の透水性を上層に対して近似的にゼロとした。

その結果、線型近似による方法では、 r の時間変動の位相は正しく計算できるが、透水量係数を地下水位変動によらず一定としているために、量的な誤差が大きく、一方、準定常近似による方法では、地下水の貯留効果を無視しているために、山腹表面流出のような短周期の流出成分の大きさと位相とは正しく計算できないが、全流出量についてはほぼ正しく近似できることがわかった。

ここでは、特に流出量の長期的な変動を問題にしているので、準定常近似による方法で r を計算することにした。なお、計算にあたっては、A4 の位置においた自記水位計の記録を利用し、毎日正午の地下水位を読み取って、これをその日の水位とした。このようにして求めた毎日の r の値を Fig. 3 の丸印で示す。

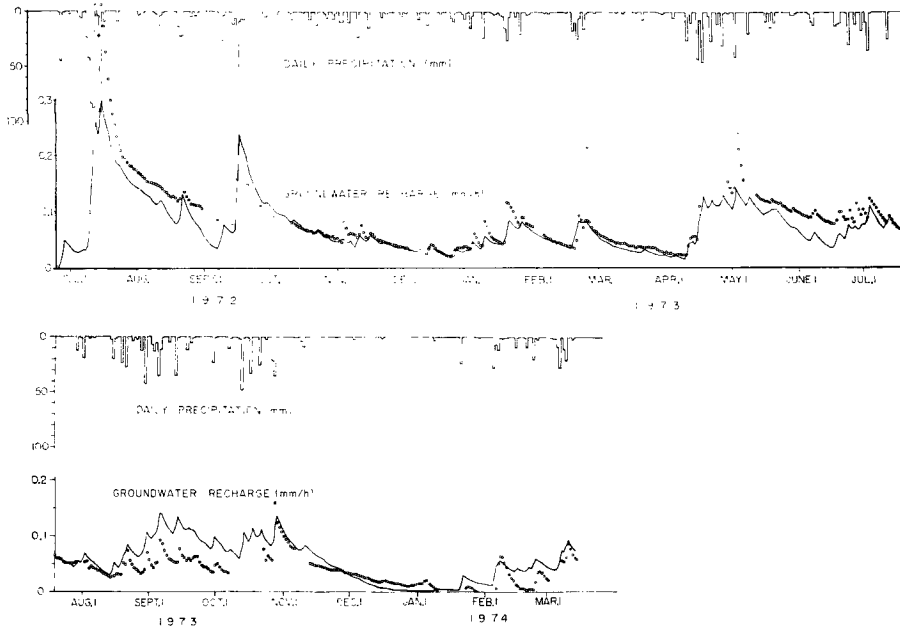


Fig. 3 A long term variation in the groundwater recharge r . The circles represent the calculated values from groundwater levels, and the continuous line represents simulated r from precipitation using the function of influence (shown in Fig. 9).

つぎに、このような山腹部から帯水層への涵養が、各降雨に対して長期的にどのような特性を持っているか、について知るために、降雨強度 p の r に対する影響関数 φ を求めた。

山腹部からの、降雨に対する流出の線型性を仮定すると、 t を時間として、

$$r(t) = \int_{-\infty}^t p(\tau)\varphi(t-\tau)d\tau \dots\dots\dots(1)$$

と書ける。

無降雨期が何日か続くと r は指数関数的な減衰をする (Fig. 3)。そこで、無降雨期後の降雨の開始を $t=0$ とすると、(1)式は

$$r(t) = \int_0^t p(\tau)\varphi(t-\tau)d\tau + \int_{-\infty}^0 p(\tau)\varphi(t-\tau)d\tau = \int_0^t p(\tau)\varphi(t-\tau)d\tau + r_0e^{-\lambda t} \dots\dots\dots(2)$$

と近似できる。ここで右辺第2項は $t < 0$ での先行降雨の影響を示す。 $t < 0$ での r のデータから r_0, λ を決定すると、 φ に関する積分方程式

$$r(t) - r_0 e^{-\lambda t} = \int_0^t p(\tau) \varphi(t - \tau) d\tau \dots\dots\dots(3)$$

を得る。これをフーリエ変換による方法⁵⁾で解いた。

観測期間中、短い欠測が時々あるので、連続記録が得られる部分をとって、(f)1972年12月12日～1973年4月10日、またここから2つの期間をとり出して、(g)1973年1月16日～2月17日、(h)1973年2月17日～4月9日、及びこれとは別に、(i)1973年8月14日～10月7日の4つの期間の降雨と r の関係から影響関数を計算した。それぞれ求めた影響関数を **Fig. 4** に示す。

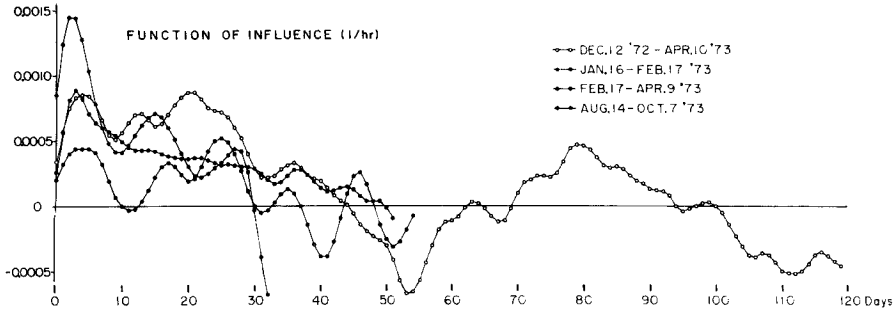


Fig. 4 Daily values of the function of influence calculated for different periods.

比較的単純な、ほぼ単一の降雨に対応して r もほぼ単一のピークが現われている(f)の期間から求めた影響関数は振動の少いきれいな形をしている。しかし、複数の降雨に対応する r の複数のピークが重なり合っているような場合について計算したものは、計算上の誤差のために振動が出ている。したがって、以後の解析には振動による誤差をさけて、(f)の期間から計算した影響関数のみを用いた。

ところで、現実の地下水位変化に関して、その立ち上がり部分は数時間内でピークに達することが多い。したがって、上述のように、地下水位を24時間間隔で読み取って、それに対する r を計算して φ を求めると、 r の立ち上がり部分については誤差が大きい。そこで、地下水位記録を1時間間隔で読み取って、それによる r の値から影響関数を求めて、はじめの影響関数の立ち上がりからピークにかけての最初の3日間を、それで置き換えた。このとき、このつなぎ目が不連続にならないように適当な倍率(0.51)をかけた。

実際には、1時間間隔での計算に適した部分が少なかったので、1973年10月27日 18 hr～11月4日 9 hr にかけての期間のみについて計算した。このときの降雨と r の関係を **Fig. 5**、求めた影響関数を **Fig. 6** に示す。

また一方、影響関数は30日目以降少し振動を残しながら減衰し、ほぼ50日でゼロに漸近している。この末尾部の振動を除くために、10日間単位での降雨と r の関係 (**Fig. 7**) から影響関数 (**Fig. 8**) を求めた。長周期振動による誤差は考えられるが、やはりほぼ50日でゼロに漸近しているものと判断して、同様に倍率(0.88)をかけて、最初の影響関数の30日目以降の部分と置き換えた。

以上のようにして合成した影響関数を **Fig. 9** に示す。立ち上がり部と末尾部の補正値の接続は単に倍率の調整のみによっているが、十分なめらかな接続が得られており、3種の影響関数はその変動特性はよく整合したものであることを示している。

この補正によって、 r の立ち上がりとピークが早くなりピーク量も増大して、表面流の流入による効果をより忠実に表現している。そして、これにひきつづく中間流の成分が、10日目ころまで比較的早く減衰しながら継続し、その後は、50余日目までゆるやかに減衰していく基底流成分が主となる。ここで中間流成分、基底流

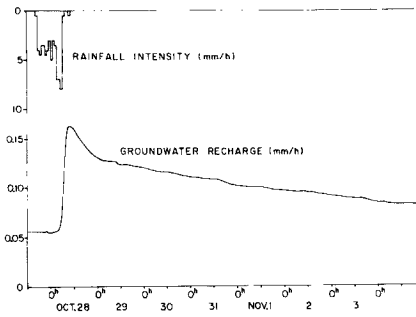


Fig. 5 Precipitation and the hourly groundwater recharge calculated from groundwater level, in the period between 18 : 00, Oct. 27 and 9 : 00, Nov. 4, 1973.

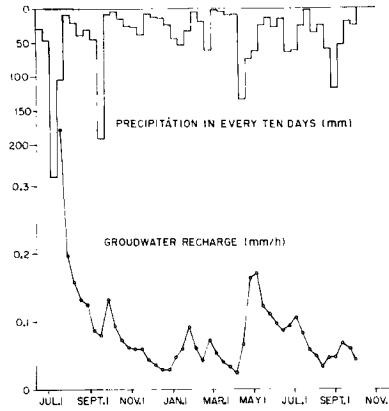


Fig. 7 Ten days' sums of precipitation and groundwater recharge.

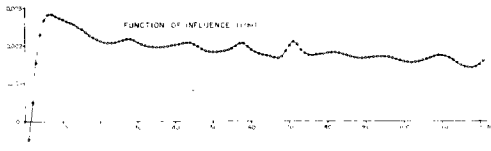


Fig. 6 Function of influence calculated according to the data shown in Fig. 5.

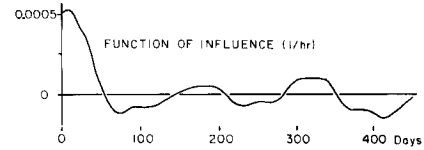


Fig. 8 Function of influence calculated according to the data shown in Fig. 7.

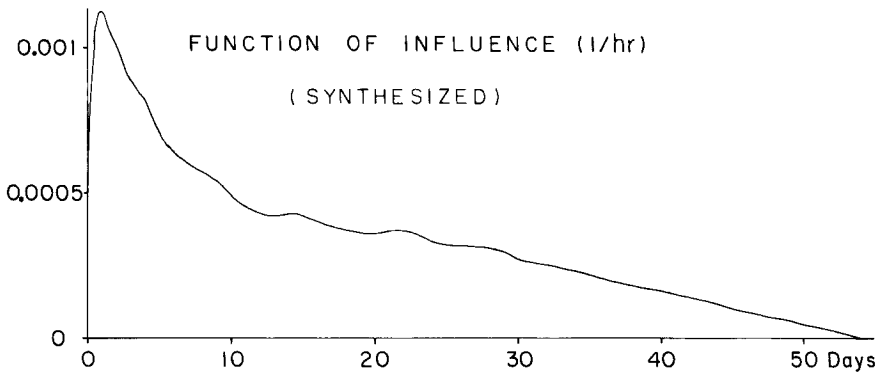


Fig. 9 Function of influence synthesized from Fig. 4, Fig. 6 and Fig. 8.

成分の具体的な径路の解明は、今後の山腹土中水分状態の詳細な測定結果の解析によらなければならない。

3.2 影響関数による r の再現

このようにして得た影響関数を使って、逆に山腹からの涵養強度 r を降雨記録から再現する。この再現値を Fig. 3 の実線で示す。

これを見ると、降雨に対する変動のパターンは一致しているが、ピーク部で実測水位から計算した r が再現値よりも大きく上まわる場合がある。

またピーク部とは別に、全体的に量的な不一致を示す期間がある。この点について、1972年8月末、1973年5～6月等は影響関数の減衰が早過ぎると考えることによって一部は説明できる。しかし、1972年10月～1973年4月にかけては、一部のピーク部を除いては、減衰特性を含めてかなり良く一致しているの、単に影響関数の減衰部が小さすぎることだけに原因を求めることはできない。

しかも、この不一致の正負がかなり長い周期で変動している事、すなわち、現実の r のその期間中の降雨に対する比率が長期的に変動していることが注目される。影響関数を使って再現した r は、地下水位による r に比べて、1972年7月～9月で過小、9月末で過大、それ以後から1973年4月にかけてほぼ一致、1973年4月～7月で再び過小、7月でほぼ一致、8月～12月に過大、というような変化をしている。また、1973年12月～1974年1月の期間は、降雨がほとんど無いために、地下水位が堆砂層の理論モデルの境界面付近又はそれ以下に下がった状態である。したがって、1973年12月の不一致は、現実には下流側でシルト層が局所的にもり上がっていて、流量に理論上対応する水位よりも高い水位をA4付近で与えたと考えられる。また、1974年1月～2月初めに、理論境界面以下に水位が低下した場合には、近似的に、地下水位から計算した r を0として **Fig. 10** を書いている。しかし、現実には、下層の砂まじりシルト層中の地下水が、山腹からの微小な涵養を受けつつ流出を続け、水位低下も続いている。このために、現実の水位による r が、再現値よりも下まわる効果を受けたものと考えられる。その後の1974年3月では再現値が過大で、前年12月までの周期がそのまま続いているものとみられる。

このように、この不一致の変動は、1972年9月末に再現値が一時的に過大であるのを除けば、数カ月以上に及ぶ長い周期をもっている。以上で述べた量的な不一致をよく見るために、実測水位による r から影響関数によって再現した r をさし引いた偏差を、その符号が逆転する1973年4月以降をとり出して **Fig. 10** に示す。また、感湿素子を用いて測定した山腹土の suction を同じ図中に示す。この suction の値は一般に永久しおれ点とされている PF4.2⁶⁾ よりもかなり大きいが、他に検定値がないのでこの記録を suction の相対変化を示すものとして、以下の考察で用いる。なお、10⁵ cm-water 以下の値は、検定範囲を大きくはずれているので、図中には記さなかった。

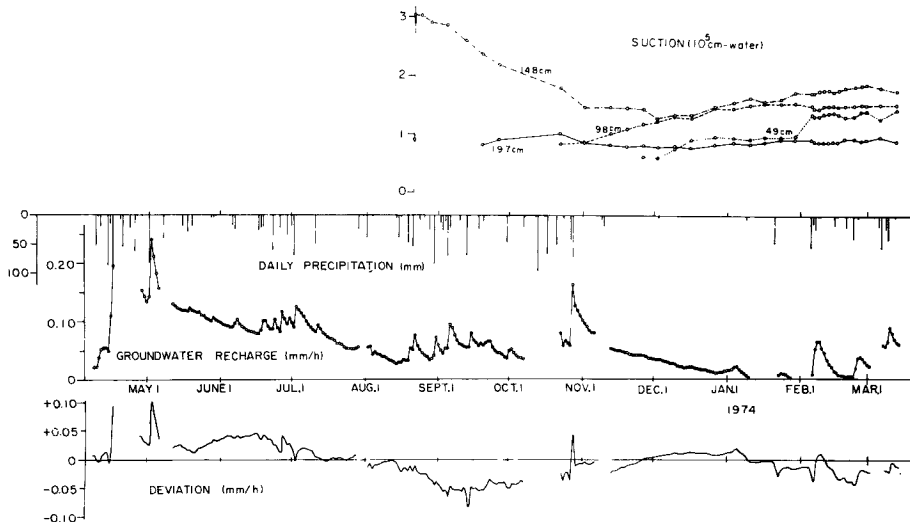


Fig. 10 Precipitation, groundwater recharge calculated from groundwater level, its deviation from that calculated from rainfall by the function of influence, and the suction of soil moisture on mountain slope at the depth of 197 cm, 148 cm, 98 cm and 49 cm.

4. 考 察

まず、さきに述べたように、実際の r が再現値よりもピーク部で上まわること、そして実際の r の降雨に対する割合が長期的に変動していることの原因について考える。

山腹斜面に於る水の流れを模式的に表わすと Fig. 11 のようになる。これに対する水収支の式は、

降雨 = 表面流出 + 山腹土中を通る流出 + 土中水分貯留量の変化 + 深層への透過 + 蒸発散

と書ける。このうち右辺の最初の2項が r を構成する。

ピーク部の不一致は、降雨後1～2日間で急速に減衰してその後は再現値とはほぼ整合する減衰特性を示す。これは、特に降雨強度が大きい時に、表面流が影響関数で仮定したよりも多量に発生して、 r が一時的に大きくなったものとして説明できる。そして、これによる誤差は他の成分を小さくさせる効果を持ち、1972年9月16日の降雨に対して、9月末に一時的に再現値が過小になっていることはこれによって説明できる。しかし、この誤差が長期間の全流出量に占める割合は小さく、長期間にわたる変動を説明することはできない。

山腹土中の流れの速度が、土中水分、降雨等の条件によって変化すれば、 r の時間配分は影響されるが、その量は長期的には不変である。

土中水分の増減による貯留効果は、1～2ヵ月あるいはそれ以上の期間の降雨量に対しては微小な量であって、偏差の長周期の変動の原因とは考えられない。

また、深層への透過は、明確なことはわからないが、特にそのような流れが顕著に存在する証拠はないので考慮しないことにする。

すると、最後に残るものとして、ある期間中での蒸発散の降雨に対する割合の変動が、この長周期の偏差の変動の主因であると考えられる。以下、この機構を Fig. 12 によって考察する。

上述の検討に従うと、いずれも長期間の積算値について、降雨量を P 、山腹からの地下水涵養量を R 、蒸発散量を E とおけば、長期間の水収支の式は、近似的に

$$P = R + E \dots\dots\dots(4)$$

と書ける。

一方、降雨量から影響関数によって r を求めることは流出率 α を一定と仮定したことになる。すなわち、

$$\alpha = \int_0^{\infty} \varphi(t) dt$$

とすると、影響関数によって求めた r の長期間の積算値 R' は

$$\begin{aligned} R' &= \int_0^{\infty} r(t) dt = \int_0^{\infty} \int_0^t p(\tau) \varphi(t-\tau) d\tau dt \\ &= \int_0^{\infty} \int_{\tau}^{\infty} p(\tau) \varphi(t-\tau) dt d\tau \end{aligned}$$

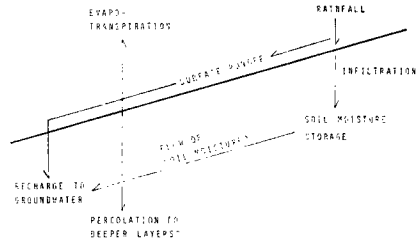


Fig. 11 Schematic representation of the components of hydrologic cycle on mountain slope.

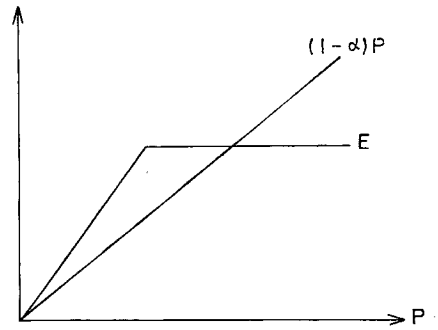


Fig. 12 Schematic representation of the deviation of r .

$$\begin{aligned}
 &= a \int_0^{\infty} p(\tau) d\tau \\
 &= aP \dots\dots\dots(5)
 \end{aligned}$$

したがって、(4)、(5)式より偏差 D は、

$$D = R - R' = (1-a)P - E \dots\dots\dots(6)$$

ここで、(6)式の右辺第1項は、**Fig. 12** で原点を通る直線として表現される。

つぎに右辺第2項の E について考える。いま、長期的には、気象条件の差を度外視すれば、土が乾燥している間は、土中水分の増加に対して蒸発散 E は近似的には直線的に増加するけれども、土中水分がある臨界値をこえると一定となる⁷⁾。一方、ごく大まかな近似では、降雨が多ければ、山腹土中水分も増加するので、蒸発散は降雨に対してほぼ同様な依存性を示すものと考えられる。また、長期的に無降雨が続けば、蒸発散がゼロであるような土中水分状態になるとする。すると、 E は図中の折れ線のような形で表現される。

ここで、偏差 D は、流出の平均像から求めた蒸発散 $(1-a)P$ と、土中水分状態等によって変動する現実の蒸発散 E とのくいちがいである。したがって、降雨が少く土が乾いている時期には、 E は $(1-a)P$ よりも大きいので D は負、すなわち、実際の流出は影響関数による流出よりも小さい。逆に、降雨が多く土が湿っている時期には、 E は $(1-a)P$ よりも小さく、 D は正で実際の流出の方が大きい。そして、偏差 D が長周期的に正→負(負→正)へと移行することは、山腹土中水分状態が多湿→乾燥(乾燥→多湿)へと移行することによって説明できる。

また、日射や植生状態の変化による蒸発散の年変化も偏差の長周期変動の原因となり得る。そしてこの場合、夏期に蒸発散が増加して実際の r の値が再現値よりも小さくなり、冬期にはこれと逆になるような傾向を示すはずである。しかし、すでに述べた **Fig. 3** の偏差の変動特性はこれとは一致していないので、この効果によっていま問題にしている変動を説明することはできない。

このような観点から **Fig. 3** をみると、偏差が正である1972年7月～9月、1973年4月～7月の期間はともに実測水位による山腹部からの涵養 r が大きく、山腹が湿った状態であったと推定される。また、特に偏差が正から負に移行する1973年4月以降をとり出した **Fig. 10** についてみると、8月以降全体として r が減小していき、山腹土の乾燥化を示唆している。

一方、ヒューミセンサーによる山腹土の水分状態の観測は、測定期間が短いので十分ではないが、定性的には1974年9月～12月にかけて長期的に山腹土の suction が増大、すなわち乾燥化していったことを示唆している。そして1973年12月～1974年2月はじめにかけては、水位の低下が著しくて既述のような誤差を含むため明確な議論はできないが、偏差が負である1974年3月には、やはり山腹土が乾燥状態であったことが、suction の記録からもわかる。

また、各降雨に対しては1～2日で suction が低下しているがその量は小さい。したがって、各降雨の影響は地下50 cm以深には減衰して伝わり、そこでの土中水分条件の変動はかなり長期間の降雨条件に支配されていると考えられる。この深さでの水分状態が、山腹からの中間流と特に基底流に密接な関連を持っていることが推測されるが、その関係を解明するためにはなお今後の観測が必要である。

5. ま と め

この論文では、山地に於ける降雨の長期的な流出の特性について考察するために、谷頭堆砂地の地下水について、地下水位からここに対する山腹からの流入強度 r を求め、そして降雨の r に対する影響関数を計算した。つぎに、この関数を使って降雨から r を計算して、はじめの地下水位から求めた r と比較・考察した。

その結果、降雨強度の時間分布等の条件に支配される短期的な表面流の発生、流出は影響関数による平均的な表現では不十分であること、また一方、長期的な流出に於ては、山腹土中水分状態の長期的変動による蒸発散量の変動による効果が無視できないことがわかった。すなわち、山腹土が比較的乾燥している時期には影響

関数で仮定しているよりも蒸発散量が大きいので、実際の流出は影響関数による計算よりも小さくなり、また逆に、山腹土が湿っている時期には蒸発散量が仮定よりも小さいので、実際の流出は影響関数によるものよりも大きくなる。

また、ヒューミセンサーによる山腹土中水分に対する suction の観測は、それによって定性的には土中水分状態を推定することはできるが、さらに定量的な測定によってこの部分の土中水分状態と中間流、基底流との関係をあきらかにするためには、今後より詳細な検定及び suction と水分量との対応を確立しなければならない。

今後、山地に於る陸水循環について、さらに深まった定量的な議論を展開するために、山腹斜面の土中水についてより詳細な測定・観測をすすめて、土中水の移動機構を物理的な実態に即して解明すること、そしてそれらにもとづいてそこの水収支の様相を定量的に把握することが必要である。

参 考 文 献

- 1) 奥西一夫・夏川享子：山地小流域に関する陸水学的研究（Ⅰ），京都大学防災研究所年報，第11号 B，昭43，pp. 89-101.
- 2) 奥西一夫：山地小流域に関する陸水学的研究（Ⅱ），京都大学防災研究所年報，第13号 A，昭45，pp. 587-599.
- 3) 奥西一夫・江角周一：山地小流域に関する陸水学的研究（Ⅲ），京都大学防災研究所年報，第16号 B，昭48，pp. 411-423.
- 4) Okunishi, K.: In Situ Measurement of the Free Energy of Soil Moisture by Small Hygrometers (I) Bulletin of Disaster Prevention Research Institute, Kyoto University, Vol. 18, Part 3, No. 142, 1969, pp. 17-27.
- 5) Okunishi, K.: Inverse Transform of Duhamel Integral for Data Processing in Hydrology, Bulletin of Disaster Prevention Research Institute, Kyoto University, Vol. 22, Part 2, No. 201, 1973, pp. 51-66.
- 6) 山崎不二夫監修：土壤物理，養賢堂，昭46，p. 85.
- 7) 井上栄一他編：農業気象ハンドブック，養賢堂，昭46，pp. 52-53.