

山地小流域に関する陸水学的研究 (Ⅲ)

谷頭部に形成される地下水の特性

奥 西 一 夫・江 角 周 一

HYDROLOGICAL STUDIES ON SMALL MOUNTAINOUS DRAINAGE BASIN (III)

Characteristics of Local Groundwater Formed at the Heads of the First-order Valleys

By *Kazuo OKUNISHI and Shuichi ESUMI*

Synopsis

The base flow from Takigatani experimental basin in the Tanakami mountain range, Shiga prefecture, occurs mainly from the local unconfined aquifers at the heads of the two first-order valleys. The investigation of the aquifers and the continuous observation of the groundwater level were carried out to elucidate the characteristics of the water balance of the aquifers. The three mathematical models, the nonsteady linear model, the quasi-steady nonlinear model and the numerical model, were used at the processing of the observational data. The time variation and the quantity of the groundwater recharge were correctly estimated through the nonsteady linear model and quasi-steady nonlinear model, respectively.

It was found that the aquifer of A-valley transforms the surface runoff from the mountain slopes to somewhat similar to the subsurface runoff, and that it does not eventually modify the subsurface runoff and the base flow from the mountain slopes. It was also found that the characteristics of the sediment production from this basin can be explained by the sediment balance at the sand deposits associated with the water balance at the heads of the first-order valleys.

1. ま え が き

第1報¹⁾ および第2報²⁾ において、滋賀県田上山地の滝ヶ谷実験流域における観測結果にもとづいて、同実験流域の陸水学的な特性を解明した。その中で溪流の流出解析によって地下水流出の特性を明らかにし、地下水流出は直接的には2つの支溪の谷頭部のたい砂の中に形成された地下水の流出に起因するが、地下水位が地面から120cm以浅の場合は、地下水流出は地下水貯留の放出だけでは説明できないことを示し、山腹斜面からの流入の存在を示唆した。しかし、たい砂地の地下水自体に対しては十分な調査・観測ができなかったため、推論は大胆な仮定にもとづいており、定性的な結論しか得られないなど、不十分な点が多かった。

その後昭和46年に Venetis³⁾ の方法にもとづいて自記地下水位計の記録を解析し、地下水かん養量の相対値を計算した⁴⁾ が、この方法の基礎になっている仮定のうち不透水基盤が水平である、および上流端からの流入がない、の2点は明らかに実状に合わないので、得られた結果の正しさに若干の問題があった。

昭和47年度には簡易貫入試験器による帯水層の構造の調査と地下水検層、地下水追跡、および注水試験による透水層の性質の調査をおこない、その結果にもとづいて、現実の帯水層にかなり合致した帯水層のモデルを作り、それによって観測結果を整理・解析して、地下水の収支特性を定量的に解明することを試みた。

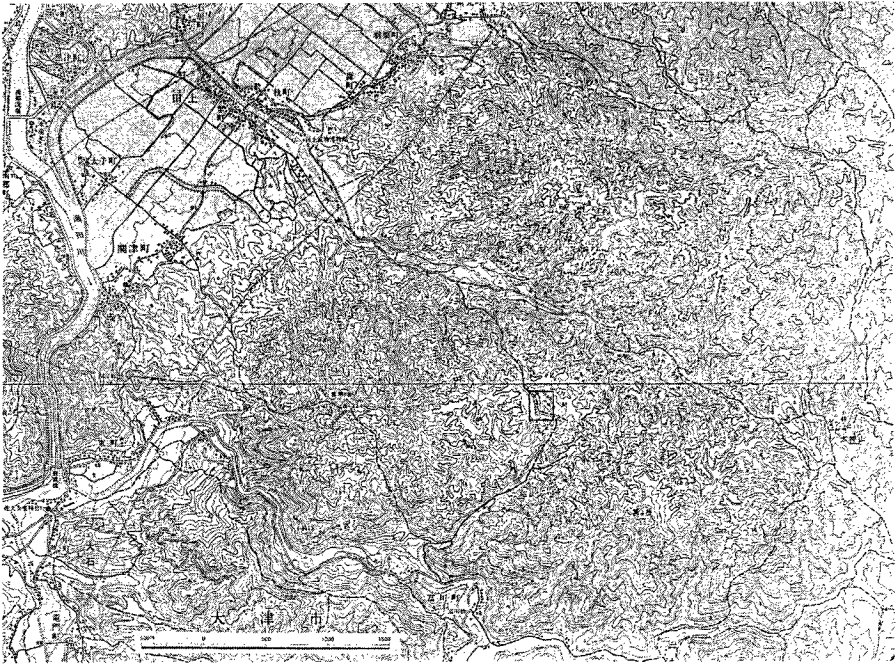


Fig. 1 Location of Takigatani experimental basin (shown by the rectangle).

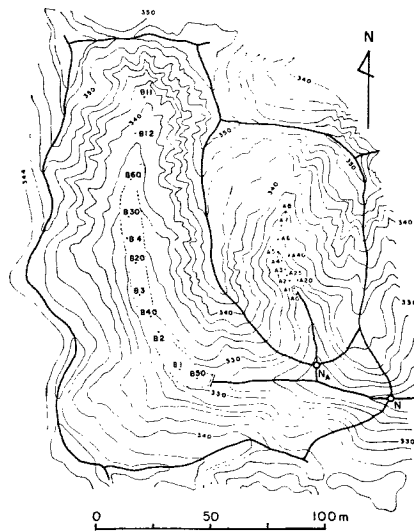


Fig. 2 A map of Takigatani experimental basin. N and N_A are the gauging stations, A1 etc. and B1 etc. are the auger holes at the sand deposits in A-valley and B-valley, respectively.

2. 帯水層の性質

調査をおこなった地域を Fig. 1 および Fig. 2 に示す。Fig. 3 に A 支溪 (Fig. 2 の実験流域の中の東側の支溪) でおこなった土研式貫入試験器による簡易貫入試験の結果その他を、谷中心線に沿う断面図として示す。6 地点で土質柱状図が示されているが、これは N 値 (10cm の貫入に必要な打撃回数；打撃は 5kg のおもりを 50cm 落下させる) によって区分されている。地面 (A) から 1 m ほどは平均粒径が約 2mm の粗砂で N 値は 4~12 である (記号 1)。その下に N 値が 4 以下の平均粒径約 1mm のシルト質砂の層がある (記号 2)。これはレンズ状の N 値が 4~15 の部分を含んでいる。さらにその下に漸移的部分 (記号 3) があって、N 値が 50 以上の風化花崗岩 (記号 4) に続く。これは風化花崗岩が侵食されてできた V 字状の谷に、はじめにシルト質の砂が、次に (おそらくはげ山化と共に) 粗砂がたい積してできたものである。A 支溪の西にある B 支溪 (Fig. 2 参照) についてもほぼ同様であった。ただしここではたい砂地の中に遷急点があるため、水平方向には少し複雑な構造を呈している。

地下水検層の結果、粗砂層では他の層と比較してダルシー流速がはるかに大きいことが判明した。追跡試験の結果、地下水流速 $0.2 \sim 0.4 \text{ m/h}$ 、透水係数 $3 \sim 6 \text{ m/h}$ という値が得られた。この値は粗砂層の中の地下水の水深と水位勾配、および溪流流量から計算された透水係数の値とほぼ一致する。したがって地下水面が粗砂層の中にある限りはシルト質砂は近似的に不透水層として取り扱うことができる。風化花崗岩は尾根

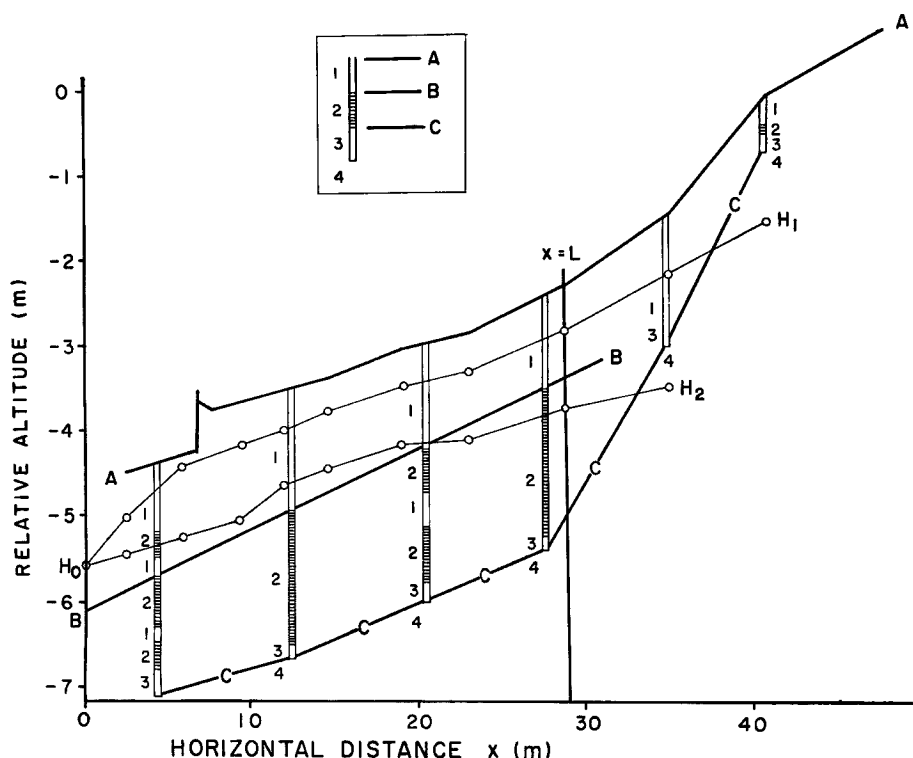


Fig. 3 A cross section of the unconfined aquifer in A-valley. The line A-A is the ground surface, B-B the interface between the coarse sand (1) and the silty sand (2), and C-C the surface of the weathered granite (4), the mark 3 being a transient zone. The lines H_0-H_1 and H_0-H_2 represent the water tables on July 19 and on November 8, 1972, respectively.

部で測定した地表面での最終浸透能が数十 mm/h であることから不透水層と考えてよい。ただしシルト質砂に接しているN値の比較的小さい部分 (Fig. 3 の記号3) では地下水検層によって若干の地下水流の存在が示唆されている。

帯水層の水平的な広がりについては、谷中心線に沿う長さが横幅の10倍以上であるので横断方向の諸量の変化は無視し、一次元問題として取り扱ってもよいと考えられる。

3. 地下水位の分布

A支溪の各観測井 (Fig.2 参照) における地下水位の変化を Fig. 4 に示す。自記記録のあるもの (A25 と A4) については毎日正午の値をプロットした。その他については約7日に1回の測定値がプロットされているため、短周期の変化は正しく表現されていない。全体的な水位変化のパターンは浅層地下水の降雨に対する応答としては普通のものである。注目されることは下流側ほど水位変動が少ないことで、外挿によって水位変動がゼロであるような位置を想定することができる。その付近で地下水が溪流に湧出しており、湧出点の位置はほとんど不変であるから、溪流がヘッドタンクの役割を果たしているものと考えられる。Fig. 3 の水位断面からわかるように、これは高水時にはドレインとして、低水時には地下水ダムとして作用する。観測井 A7 の中の水面は7月の水位上昇時を除いて風化花崗岩の中にあり、たい積物の中に水面をもつ他の観測井の水位と同一に扱うことはできない。観測井 A8 の中に一時的に存在する水面についても同様である。したがって以下に述べる解析においては、水位変動がないと想定される地点から観測井 A6 の位置までの間を対象とする。粗砂層とシルト質砂層の境界面は Fig. 3 の B-B 線で近似する。ここで左端の柱状図では

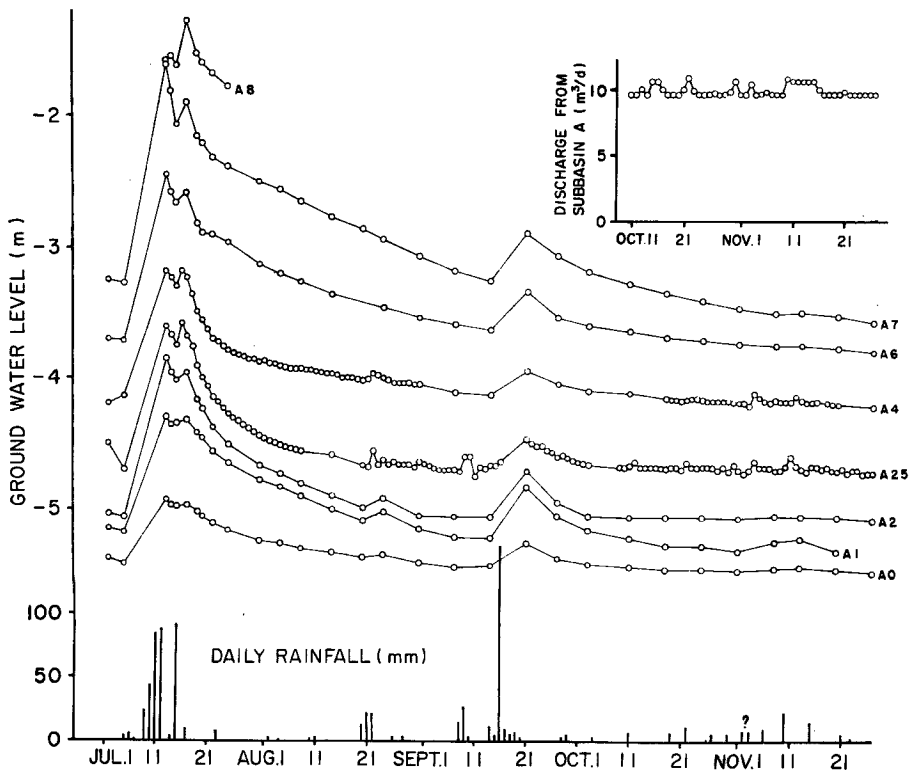


Fig. 4 A long term variation in the groundwater level at different stations in A-valley. The datum level is common with Fig.3.

B-B 線より上にシルト質砂の層があるが、地下水流量の連続性を考慮すると、2 番目のシルト質砂層の上面を B-B 線が通るようにするのが合理的である。最上部のものはおそらく局所的に存在するものであろう。

B 支溪についても大むね同様のことが言えるが、上述の帯水層の遷急点は地下水面の遷急点にもなっており、これを境にして上下流の地下水は互いに独立である（流量の連続性による結合はある）ことと、下流端では粗砂層の表面から地下水が浸出して溪流の源になっており、ヘッドタンク効果が少ないという点で A 支溪と事情が異なる。そのため、解析にあたっては少し異なった方法によらなければならないが、B 支溪については地下水位の自記記録がないので、以下の定量的な解析は A 支溪のみを対象とする。

4. 理論式の誘導

ここでは Fig. 3 の断面図を単純化して Fig. 5 に示すようなモデルを考え、これについて 1 次元問題と

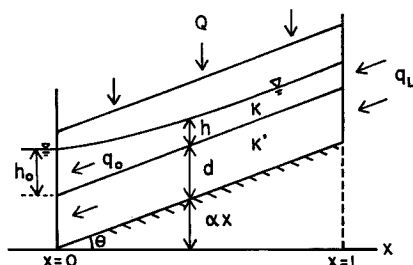


Fig. 5 The geometric model of the aquifer in A-valley simplified from Fig. 3 for the establishment of the basic equations.

して理論的考察をおこなう。地下水面は大むね不透水層の表面と平行であるので、地下水流は後者に平行であると考えると、流量の式と連続の式は、

$$q = B(Kh + K'd) \frac{\partial}{\partial x} (h + d + \alpha x) \quad (1)$$

$$BS \frac{\partial h}{\partial t} = -\frac{\partial q}{\partial x} + Q(x, t) \quad (2)$$

ここに q は下流向きを正とした流量、 K と h および K' と d はそれぞれ粗砂層およびシルト質砂層における透水係数と地下水水深、 α は帯水層の勾配 ($\tan \theta$)、 B は帯水層の幅、 S は粗砂層の貯留係数、 Q はたい砂地の両側からの流入量（地表面からの浸透も含むが量的にはわずか）である。(1) 式の $Kh + K'd$ には厳密には $\cos \theta$ を掛けなければならないが、 $\cos \theta \doteq 0.99$ であるのでこれを省略した。(1) 式と (2) 式から q を消去して $h' = (K'/K)d$ とおくと、

$$BS \frac{\partial h}{\partial t} = BK \frac{\partial}{\partial x} \left\{ (h + h') \left(\frac{\partial h}{\partial x} + \alpha \right) \right\} + Q(x, t) \quad (3)$$

ここで山腹からの流入 Q は斜面長に比例し、 x 方向に一様であると仮定すると、たい砂地の両側の山腹の面積を A_s として、

$$Q = \frac{A_s}{L} R(t) \quad (4)$$

と書くことができる。初期条件と境界条件は、

$$t=0 \text{ で } h = h_i(x) \quad (5)$$

$$t>0 \text{ } x=0 \text{ で } h = h_0 \quad (6)$$

$$t>0 \text{ } x=L \text{ で } BK(h + h') \left(\frac{\partial h}{\partial x} + \alpha \right) = q_L \quad (7)$$

と表現される。ここに q_L は $x=L$ における流量であるが、 $x=L$ における集水面積を A_L として、(4)式と同様に、

$$q_L = A_L R(t) \dots\dots\dots (8)$$

と書くことができる。

(3) 式は非線型の偏微分方程式であるから、その厳密解を得ることは困難である。そこで以下に述べるように 3 種類の近似モデルによって解を求めることにする。

4.1. 非定常線型モデル

線型化のために、

$$K(h+h') = T = \text{const.}$$

と仮定すると (3) 式は、

$$\frac{\partial h}{\partial t} = \frac{T}{S} \frac{\partial^2 h}{\partial x^2} + \frac{A_s}{SBL} R(t) \dots\dots\dots (9)$$

初期条件および境界条件は、

$$t=0 \quad \text{で} \quad h=h_i(x) \dots\dots\dots (10)$$

$$t>0 \quad x=0 \quad \text{で} \quad h=h_0 \dots\dots\dots (11)$$

$$t>0 \quad x=L \quad \text{で} \quad \frac{\partial h}{\partial x} + \alpha = \frac{A_L}{BT} R(t) \dots\dots\dots (12)$$

となる。このような境界値問題はすでに解かれており⁵⁾、その解は、

$$g(x, t) = \int_0^t \Phi(x, t-\tau) R(\tau) d\tau \dots\dots\dots (13)$$

ただし、

$$g(x, t) = h(x, t) - h_A(x, t) + h_B(x, t) \dots\dots\dots (14)$$

$$h_A = \frac{2}{L} \sum_{n=1}^{\infty} \sin \frac{(2n-1)\pi x}{2L} \left\{ \int_0^L h_i(x') \sin \frac{(2n-1)\pi x'}{2L} dx' \right\} e^{-\psi} \dots\dots\dots (15)$$

$$h_B = \frac{8\alpha L}{\pi^2} \sum_{n=1}^{\infty} \frac{(-1)^n}{(2n-1)^2} \sin \frac{(2n-1)\pi x}{2L} (1 - e^{-\psi}) \dots\dots\dots (16)$$

$$\Phi = \frac{2A_s}{SLB} \sum_{n=1}^{\infty} \left\{ \frac{2}{(2n-1)\pi} - (-1)^n \frac{A_L}{A_s} \right\} \sin \frac{(2n-1)\pi x}{2L} e^{-\psi} \dots\dots\dots (17)$$

$$\psi = (2n-1)^2 \pi^2 T t / 4SL^2 \dots\dots\dots (18)$$

(13) 式は Duhamel 積分であるから、観測データにもとづいて $g(x, t)$ を評価し、適当な変換⁶⁾を施せば $R(t)$ すなわち地下水のかん養量を求めることができる。

4.2. 準定常非線型モデル

地下水位は刻々定常値をとるものと仮定する。また上述のように $h \gg h'$ と考えられるので h' を無視すると (3) 式および境界条件 (6), (7) 式は次のようになる。

$$\frac{d}{dx} \left\{ Kh \left(\frac{dh}{dx} + \alpha \right) \right\} + \frac{A_s R}{BL} = 0 \dots\dots\dots (19)$$

$$x=0 \quad \text{で} \quad h=h_0 \dots\dots\dots (20)$$

$$x=L \quad \text{で} \quad BKh \left(\frac{dh}{dx} + \alpha \right) = A_L R \dots\dots\dots (21)$$

(19) 式を積分して (21) 式を代入すると、

$$h \left(\frac{dh}{dx} + \alpha \right) = \frac{(A_L L + A_s L - A_s x)}{BKL} R \dots\dots\dots (22)$$

(22) 式を積分して (20) 式を代入し、無次元表示をすると、

$$(A) \quad A_s^* R^* < \frac{1}{4} \quad \text{のとき、}$$

$$(1 + \bar{R}) \log |h^* - \bar{A}(1 + \bar{R})| - (1 - \bar{R}) \log |h^* - \bar{A}(1 - \bar{R})| = \text{const.} \dots\dots\dots (23)$$

(B) $A_s^* R^* = \frac{1}{4}$ のとき,

$$\log |h^* - \bar{A}| - \frac{\bar{A}}{h^* - \bar{A}} = \text{const.} \quad (24)$$

(C) $A_s^* R^* > \frac{1}{4}$ のとき,

$$\log \sqrt{(h^* - \bar{A})^2 + \bar{A}^2 \bar{R}^2} + \frac{1}{\bar{R}} \tan^{-1} \left(\frac{h^* - \bar{A}}{\bar{A} \bar{R}} \right) = \text{const.} \quad (25)$$

ただし,

$$h^* = h / \alpha L$$

$$x^* = x / L$$

$$\bar{A} = (1 + A_L / A_s - x^*) / 2$$

$$A_s^* = A_s / B L$$

$$R^* = R / K \alpha^2$$

$$\bar{R} = \sqrt{|1 - 4 A_s^* R^*|}$$

で, const. はいずれも,

$$h^* = h_0^* = h_0 / \alpha L$$

$$\bar{A} = \bar{A}_0 = (A_s + A_L) / 2 A_s$$

と似た時の左辺の値である。この解を用いて地下水かん養量 R がある一定値をとる場合の地下水位分布を計算したり, ある地点の地下水位から R の値を逆算することができる。

4.3. 非定常非線型数値モデル

(3) 式を差分方程式で近似し, explicit 法によって前進型の公式を作ると,

$$\begin{aligned} h_{r,t+1} = & h_{r,t} + \frac{A_s \Delta t}{2 S B L} (R_t + R_{t+1}) \\ & + \frac{K \Delta t}{4 S \Delta x^3} \{ (h_{r+1,t} - h_{r-1,t})^2 + 2 \alpha \Delta x (h_{r+1,t} - h_{r-1,t}) \\ & + 4 (h_{r,t} + h') (h_{r-1,t} + h_{r+1,t} - 2 h_{r,t}) \} \quad (26) \end{aligned}$$

ただし, $r=1, 2, \dots, m$

境界条件は,

$$h_{0,t+1} = h_0 \quad (27)$$

$$B K (h_{m,t} + h') \left(\frac{h_{m+1,t} - h_{m-1,t}}{2 \Delta x} + \alpha \right) = A_L R_t \quad (28)$$

となる。これらの式を使うと, 初期値から出発して水位変化の時間的変化を stepwise に求めることができる。すなわち, ある時刻 t における水位分布 $h_{r,t}$ ($r=0, 1, 2, \dots, m$) が既知である時, (28) 式から仮想的な水位 $h_{m+1,t}$ を求めておくと, (26) 又は (27) 式から $h_{r,t+1}$ ($r=0, 1, 2, \dots, m$) を計算することができる。この方法では地下水位から地下水かん養量 R を逆算することはできないので, 上の2つの方法で求められた R の値をチェックするのに用いることにする。

5. 観測データにもとづく数値計算

地下水位の自記記録から降雨に対する応答が明りょうにあらわれている3つの部分（7月17日～25日, 8月21日～23日, 11月10日～14日）を取り出して解析をおこなうことにする。

下流端水位を決定するため, Fig. 4 に示した水位変化を適当な時間区間に分割し, 各時間区間における水位変化量を水平距離 x に対してプロットすると Fig. 6 が得られ, 水位変動がゼロになる地点の位置は7月以外では常に同じであることがわかった。7月は地下水流量が大きいため, 溪流のヘッドタンク効果が十分でなく, 通常は水位変動が起らない地点においても少し水位が上昇したものと解釈することができる。そ

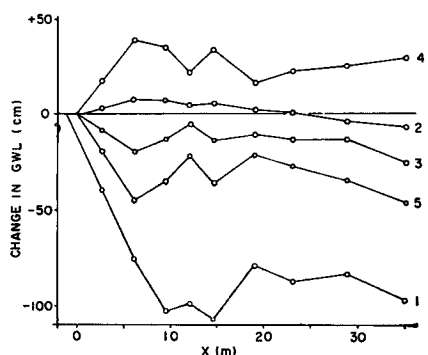


Fig. 6 The spatial distribution of the time change in the groundwater level in A-valley. The position of the downstream boundary is determined by the linear extrapolation as the point where no change in the groundwater level is found. 1-Jul. 17~Aug. 20, 2-Aug. 20~Aug. 24, 3-Aug. 24~Sept. 7, 4-Sept 7~Sept. 21, 5-Sept. 21~Oct. 18.

のため7月のデータの解析に際しては下流端の位置を 2.3m 移動させる。下流端水位は水位分布を直線的に外挿することによって求めた。7月以外は常にほぼ同じ値であった。

透水係数 K および透水性係数 T の値は A 支溪の流量のデータがある10月および11月で、定常状態に近いと思われる時の地下水位と流量を (1) 式に代入し、 $K'=0$ と仮定して求めた。 K の値はほぼ一定であるので、それらの平均値を採用した。貯留係数 S の値を求めるため、8月に観測井 A3 において注水試験を実施した。Jacob の理論を変形した公式⁷⁾ によってデータを解析し、 T/S の値を得た。その結果 S の値は約 0.01 となり、粗砂のものとしては小さ過ぎる感じであるが、他により合理的なデータがないので、この値を採用した。 T と T/S の値は8月と11月のデータの解析に際してはそのまま使ったが、7月のデータについては、それらが観測井 A0~A6 の水深 h の平均値に比例すると考えて修正をおこなった。このようにして決定したパラメーターの値を Table 1 に示す。2, 3のものは帯水層の幅 B (約 3 m) との積で示されている。

Table 1 The values of the parameters of the aquifer of A-valley.

	July	August and November
L	31.3 m	29.0 m
α	0.09357	0.09357
h_0	0.425 m	0.508 m
A_s	1,810 m ²	1,810 m ²
A_L	2,490 m ²	2,490 m ²
BK	14.3 m ² /h	14.3 m ² /h
BT	11.9 m ³ /h	3.66 m ³ /h
T/S	363 m ² /h	112 m ² /h
BS	0.033	0.033
K/S	436 m/h	436 m/h

7月のデータについては、地下水位のピーク時の自記記録が取れなかったため、減水期のデータについて解析した。地下水の水深 h を Fig. 7 に、計算された地下水かん養量 R を Fig. 8 に、またその R の値を用いて 4.3. の方法で復元した地下水の水深 h を Fig. 7 に示す。ここで R の値は A25 における h から求めた

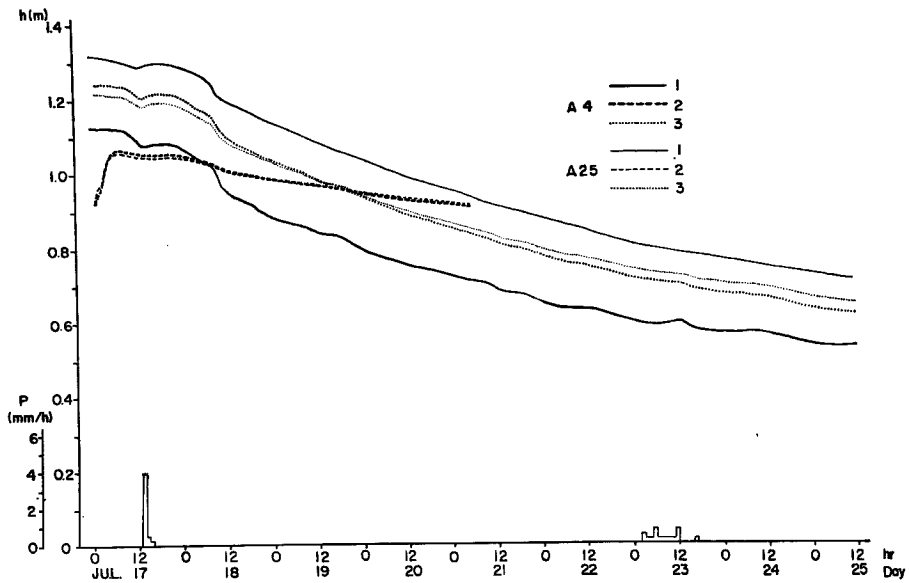


Fig. 7 The depth of the groundwater in the coarse sand layer (h) at A25 and A4 in July 1972. 1- the observational value, 2- the value calculated according to the curve 1 in Fig. 8, 3- the one according to the curve 2 in Fig. 8.

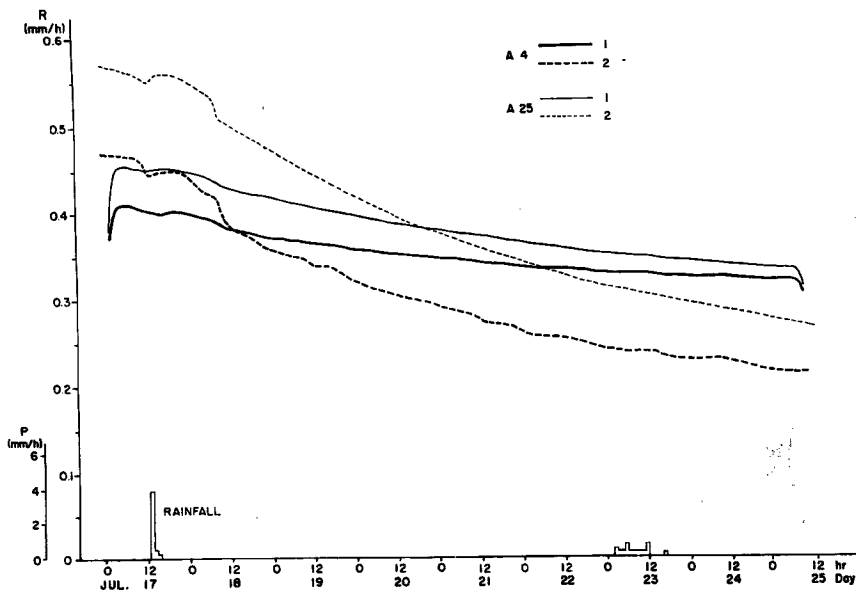


Fig. 8 The groundwater recharge (R) calculated from h at A25 and A4 in July 1972. 1- through the equation (13), 2- through the equations (23)~(25).

ものと A4 における h から求めたものがあるが、 h の復元に際してはそれらを平均したものをを用いた (以下でも同様)。Fig. 7 に示された h の実測値と復元値の比較から、4.1. の線型モデルによる R の値よりも 4.2. の準定常モデルによる R の値の方がより真の値に近いと考えられる。これは h の変化が比較的緩慢であるため、準定常の仮定が成立しているためと考えられる。7月17日の降雨の影響を除くと、Fig. 8 の R は基底流出の時間的変化を示しているものと考えられる。

8月のデータについて同様の計算をおこなった結果を Fig. 9 および Fig. 10 に示す。降雨強度には4つのピークがあらわれているが、 h については単一ピークで、降雨の重心から半日ほどおくれて発生している。線型モデルによって計算した R の値は時間区間の両端で計算上の不安定による振動を示している。降雨強度のピーク時に R にはピーク又は急増が見られる。これは山腹斜面からの表面流出を反映したものであろう。しかし全体としては雨量曲線よりも数時間おくれた曲線になっており、地下水位の上昇は主として山腹斜面からの中間流出に起因していることがわかる。この R の値を用いて復元した h は Fig. 9 に見られるように時間特性は正しいので、上に述べたことは正しいが、 h の値そのものはかなり食い違っているので、 R の絶対量はこれからは判断できない。これは水位上昇時には T の値が初期の値よりもはるかに大きくなるにも

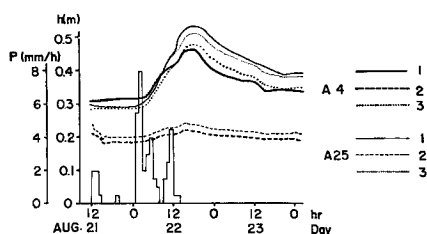


Fig. 9 The depth of the groundwater in the coarse sand layer (h) at A25 and A4 in august 1972. See Fig. 7 for the legend replacing "Fig. 8" with "Fig. 10".

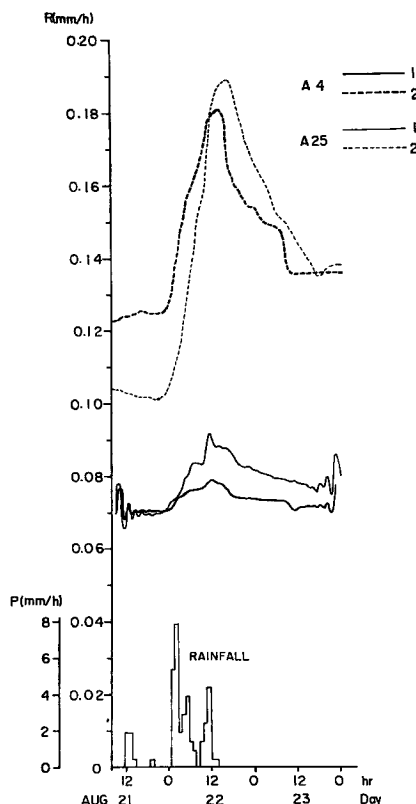


Fig. 10 The groundwater recharge (R) calculated from h at A25 and A4 in August 1972. See Fig. 8 for the legend.

かわらず、線型モデルではこれを一定と見なしているために生じた誤差である。準定常モデルによって計算した R は量的にはほぼ正しいことが Fig. 9 からわかる。しかしここでは地下水の貯留効果を見逃しているため、 R の短周期変動成分の大きさと時間的変化の位相は正しく表現されていない。したがって R の時間特性は線型モデルによって、表面流出成分を除く各流出成分の量は準定常モデルによってほぼ正しく推定されることが考えられる。基底流出成分は7月のデータから得られている値 (Fig. 8) にくらべてかなり小さくなり、期間中は一定値を保っている。

11月のデータについて同様の計算をおこなった結果を Fig. 11 および Fig. 12 に示す。基本的には8月のデータと同様の結果が得られたが、異なる点も少しある。全体的に水位が低いので、A25 における h の実測値の特異性がより大きく表われている。線型モデルにおける T の値は平均値としてほぼ正しいため、線

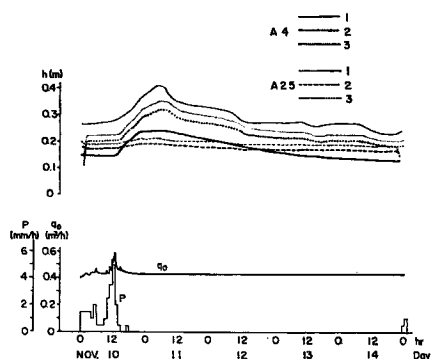


Fig. 11 The depth of the groundwater in the coarse sand layer (h) at A25 and A4 in November 1972. See Fig. 7 for the legend replacing "Fig. 8" with "Fig. 12".

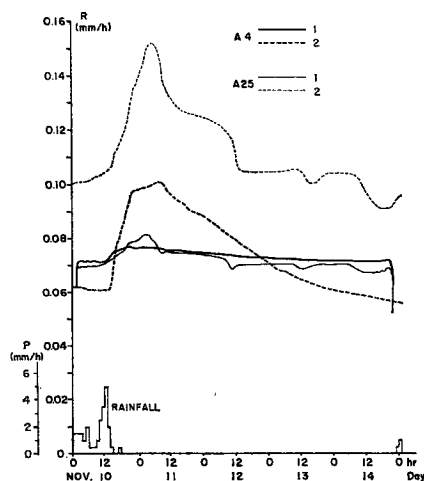


Fig. 12 The groundwater recharge (R) calculated from h at A25 and A4 in November 1972. See Fig. 8 for the legend.

型モデルによる R の基底流出成分は量的にもほぼ正しい。また N_A 地点での溪流流量が Fig. 11 に示されているが、山腹斜面からの中間流出に起因する h のピークに対応する q_0 のピークは量的に小さいため、図には表われていない。 q_0 の曲線に見られる表面流出成分はたい砂地の下流端から N_A 地点までの間の河道に流入する表面流出に起因するものである。

R の値は x に依存しないという前提のもとに解析をおこなったが、計算された R の値は A25 における h の値を用いた場合と A4 における値を用いた場合で差があり、水位が高い時ほどその差は大きくなる傾向がある。今の所それが R の x に対する依存性のためか、あるいは地下水観測地点の局所的な条件の相異によるものかはわからない。地下水位は一般に日変化を含んでおり、天気の良い日には顕著である。この原因についてもたい砂層からの蒸発のためか、山腹からの流入量に日変化があるためかは不明である。

6. 考察と結論

前節の結果にもとづいてこのたい砂地の地下水の特性を論ずる場合、地下水かん養の起源を山腹斜面における表面流出、中間流出および基底流出に分けて、それぞれに対する地下水の応答特性を考えるのが適当であると思われる。

表面流出成分については定量的な評価はできなかったが、山腹斜面で発生した表面流出がたい砂地に流入していることは確実である。この成分は地下水貯留によって平滑化され、地下水位または h のグラフでは中間流出成分による水位上昇と区別できない。したがってこの成分は、溪流に流出する時には中間流出的なものに変換されてしまっていると考えてよい。溪流流量の中の表面流出成分 (Fig. 11 および第1報¹⁾ の Fig. 6 参照) はたい砂地に流入しない山腹斜面からの表面流出を表わしているものと考えられる。

山腹斜面からの中間流出はたい砂地の地下水の短期変動を起こす主要因である。その量は個々のデータについては評価することができるが、一般的な議論をするためにはさらにデータの集積が必要である。帯水層の時定数は線型モデルによると7月18日ごろの水位に対しては約1時間、8月または11月の水位に対しては約3時間であるから、中間流出成分はたい砂地を通過する際に少し変形させられる程度で溪流に流出するものと考えられる。

基底流出成分については、第 1 報¹⁾ および第 2 報²⁾ では山腹斜面からは発生せず、たい砂地に貯留された地下水の放出によると仮定したが、線型モデルの解析によると、地下水かん養がなくなると地下水は数時間で涸渇してしまうことになる。しかし実際には 1 年中地下水水面が粗砂層の中に存在するわけであるから、常時山腹斜面からたい砂地への水の流入があると考えなければならない。石原らは野州川の支流、西荒川において、山腹からの湧水が川の流量の基底流出と同一の時間変化特性を持っていることから、山腹斜面に不圧地下水が常時存在しているものと推定している³⁾。滝ヶ谷実験流域およびその周辺では山腹斜面においてオーガーホールによる土壌水分調査が何回も実施され、また電気探査など⁹⁾もおこなわれているが、今までの所山腹斜面に地下水水面が存在するらしいという証拠は得られていない。したがって、山腹斜面からの基底流出は不飽和の土壌水の流れとして存在するものなのかも知れない。山腹斜面からたい砂地へ流入した基底流出はそのままの形でたい砂地を通過して溪流に流出すると考えてさしつかえない。前節のデータから 1 年間の基底流出量をだまかに積算すると年降水量の 1/2 ぐらいのオーダーになる。

上述のようにこの帯水層の特性は線型モデルと準定常モデルの併用によってほぼ説明することができる。ただし、表面流出成分に対する応答の量的な評価は線型の仮定が満たされる時（地下水位がかなり高く、水位変動が小さい時）にのみ可能である。通常は地下水の水深が小さいので非定常非線型モデルによらなければならない。しかし 4.3. のような数値的な方法では地下水かん養量を推定することは困難であるから、山腹斜面における浸透雨水の流れを追跡することによって地下水かん養量を推定し、その値を用いて地下水位の変動を説明するという方法を採用しなければならない。

B 支溪の帯水層の特性は基本的には A 支溪のそれと同様であると考えられるが、境界条件の相異と帯水層の長さがかなり大きいということもあるため、詳細については B 支溪の条件に合った解析をおこなう必要がある。

最後にたい砂地の地下水の特性と流域からの土砂生産の関係について述べる。この流域は最近まではその 1/3 がはげ地であったが、山腹砂防工事の結果、現在では山腹からの土砂流出は大幅に減少しているものと考えられる¹⁰⁾。しかし支溪上流端のたい砂地が現在徐々に解体されつつあるため、溪流への土砂流出はかなりはげしい。それは昭和 47 年 7 月に起ったように、山腹斜面からの大量の中間流出のために地下水水面が地表面を越え、地下水の浸出によってたい砂上に生じた地表流がたい砂を侵食して溪流に流出させるためである。その結果、地下水の地表浸出はさらに起こりやすくなり、たい砂地の解体は加速度的に進行する。表面流出成分はたい砂地に流入した時点で粗砂の中にもぐるので、山腹から運んで来た掃流砂（もしあれば）をたい砂に積することはあっても、たい砂地を侵食することはない。以上のことから第 1 報¹⁾における掃流砂流出量の計算値と実測値の相異は次のように説明できる。たい砂地で大量の表面浸出を生じるほどではない程度の中間流出が長時間続くと、当初はその下流の溪床の侵食によって掃流砂が生産されるが、ついには溪床に風化花崗岩が露出して侵食量は大幅に減少し、理論的に予想されるだけの掃流砂が生産されないことになる。また第 2 報²⁾の Fig. 12 は、表面流出によって運搬される浮遊砂と、中間流出量がある限界を越えた時に大量に流出する掃流砂の時間的特性の相異として理解することができる。

この研究の遂行に当っては建設省びわ湖工事事務所からいろいろ便宜を図っていただいた。数値計算に際しては京都大学大型計算機センターおよび京都大学原子エネルギー研究所の電子計算機を使用した。研究費の一部は文部省科学研究費特定研究（水資源）による。

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) Venetis, C.: Estimating infiltration and/or the parameters of unconfined aquifers from ground water level observations, Journal of Hydrology, Vol. 12, No. 2, 1971, pp. 161-169.

- 4) 奥西一夫：山地流域の地下水かん養機構，地下水資源の開発とそれにもなう環境変化に関する研究（経過報告），昭 47，pp. 23-25.
- 5) 甲藤好郎：熱伝導論，応用力学講座第 20 巻，昭 34.
- 6) Okunishi, K.: Inverse transform of Duhamel integral for deta processing in hydrology, Bulletin of Disaster Prevention Research Institute, Kyoto University, Vol. 22, Part 4, No. 195, 1973, pp. 51-66.
- 7) 江角周一：谷頭部地下水の解析による山地流出の考察，京都大学大学院理学研究科修士論文，昭 48.
- 8) 石原安雄・小葉竹重機：荒川流出試験地における水収支について(2)，京都大学防災研究所年報，第 15 号B, 昭47，pp. 321~331.
- 9) 中川 鮮：山地地盤の研究(II)，京都大学防災研究所年報，第 15 号B, 昭 47，pp. 183-196.
- 10) 武居有恒・遠藤隆一：土砂生産源に関する研究，土砂の流出流送に関する河川災害の基礎的研究，昭 44，pp. 109-114.