

武蔵野台地における水循環機構に関する研究 Study on hydrological cycle in Musasino Terrace

住友建設株式会社 正会員 〇水谷 淳
東京大学生産技術研究所 正会員 虫明功臣

1. はじめに

武蔵野台地の上部は、関東ローム層で覆われた段丘砂礫層で構成されており、浸透性の良いローム層と透水性、帯水性の優れた砂礫層によって特殊な水循環の場を形成している。この特殊性は、この地域における水利用や家庭下水の処理など人間と水との係りの中にも強く反映している。具体的には、ローム層中の宙水や砂礫層の不圧地下水が比較的地表から浅い所にあり、それらが古くからの集落の重要な立地条件になっていた。また、台地に発する河川上流域の段丘崖には、所々に湧水やそれをたたえる池が分布し、河川の平常時の水源をなすとともに、上水道の水源となっているものもある。いっぽう、公共下水道がなく近くに適当な排出先がない段丘面では、家庭下水をいわゆる“逆さ井戸”によって浸透処理する方法が広く採用されている。都市域の拡大にともない、家庭下水の地下水への影響も無視できない要素になっていると考えられる。

本稿では、都市化による人為的な影響を含めて、武蔵野台地の水循環機構 — とくに、不圧地下水の涵養源ならびにその流出特性 — を明らかにすることを目的とする。

2. 対象流域の概要と研究方法

研究の対象とした流域は、荒川水系新河岸川支川黒目川の上流部である。図中……線は、黒目川に流出すると推定される下圧地下水の流域界である。この地下水流域界は、細野の作製による武蔵野台地の地下水面等高線図を基に推定した。流域は東久留米市と小平市が大半を占めている。

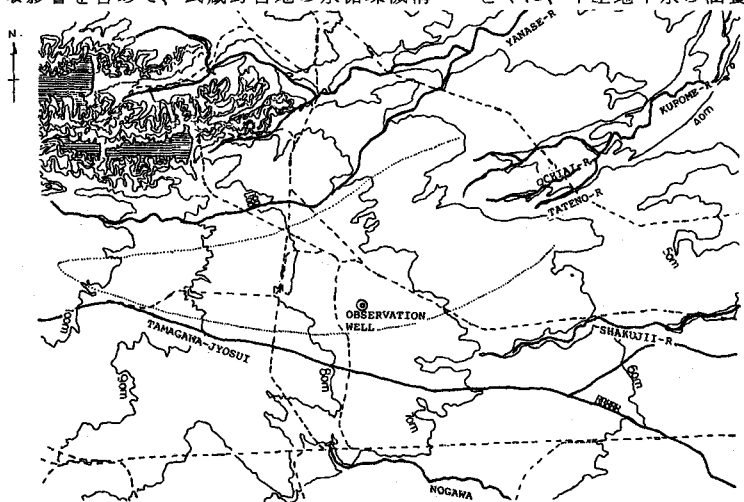


Fig. 1. Treated area

流域内段丘部の地下構造を地質柱状図から概観すると、地表から5 m前後の厚さでローム層が覆い、その下位に10 m前後の厚さで段丘砂礫層が連なり、さらにその下に砂、シルト、粘土の互層よりなる海成東京層上部が広がっている。この東京層上部が難透水層を形成し、その上の砂礫層およびローム層に不圧地下水が存在する。これらの地層は、地形勾配とほぼ同様に東北東下りの傾斜をもっている。

黒目川とその支流落合川、立野川の上流沿川を踏査すると、河道に沿って砂礫層の

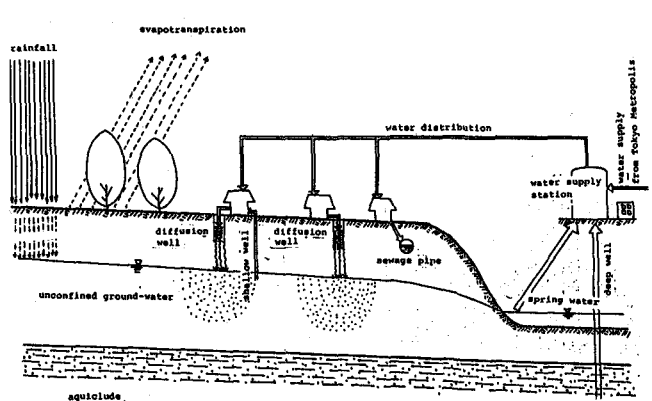


Fig. 2. Conceptual diagram of hydrological cycle

露頭が観察され、大小の湧水ヶ所が数多く点在しているのが見られる。

図2に、この地域で想定される水循環を模式的に示す。台地表面上に降った雨は、ローム層中を浸透して不圧地下水を涵養する。加えて、各家庭からの下水も吸込槽を通してローム層中に放出され、不圧地下水の一部となる。この地下水は、砂礫層の露頭部で湧水となって地表に流出する。ここで注目したいのは、東久留米市ではこの湧水を上水源として取水しているという事実である。また、家庭用水として浅井戸により不圧地下水を利用しているケースも多数ある。これらの上水は使用後に吸込槽を通して再び地下水に還元される。すなわち、この地域では、無意識のうちに循環再利用システムを採っていると言える。

水循環のこうした定性的特性を考慮して、研究に当たってまず第一に、不圧地下水中に占める家庭下水成分を定量的に把握することから始めた。そのために、既存資料を集収するとともに、湧水ならびに吸込槽内の水質分析を行い、塩素イオン濃度に着目して雨水成分と下水成分を分離した。次に、この結果を踏まえて、たまたま東久留米第一給水場で2カ年間実施された湧水量観測資料を基に、降雨に対する不圧地下水流出の応答関数を求めた。さらに、得られた応答関数の適否を、長年にわたって実測記録がある地下水位で対応・検証するために、“流域内貯留雨量”なる概念を定義・導入した。そして、実測雨量と流出応答関数より計算される貯留雨量と、実測地下水位から家庭下水成分を除いた地下水位とを対比することによって、本研究で適用した不圧地下水流出モデルの妥当性について議論した。

3. 不圧地下水に占める家庭下水量の定量化

3. 1 混合方程式

不圧地下水は、雨水と家庭下水の2者により涵養されているとし、土層中を通過しても変化しない安定な水質指標を選べば、次式が成り立つ。

$$Q_g = Q_w + Q_r \quad (1)$$

$$C_g Q_g = C_w Q_w + C_r Q_r \quad (2)$$

ここで、 Q_g ：地下水量、 Q_w ：地下水中に混入した家庭下水量、 Q_r ：雨水により涵養された地下水量、 C_g ：地下水の水質濃度、 C_w ：下水の水質濃度、 C_r ：雨水の水質濃度、である。(1)式は、地下水総量は、下水ならびに雨水によって涵養された地下水量の和であるという関係であり、(2)式は、地下水中に含まれる水質成分の総量は、混入下水中に含まれる水質成分量と、雨水に含まれる水質成分量の和になるという関係式である。

上式では、 Q_w と Q_r が未知量であり、 Q_g も実測が難しい量である。Tab. 2. Cl^- concentration of unconfined ground-water in Musasino Terrace, surveyed in 1935 by N. Yazima

$$1 = g_w + g_r \quad (3)$$

$$C_g = C_w g_w + C_r g_r \quad (4)$$

となり、 C_g 、 C_w 、 C_r はすべて測定可能な量であり、 g_w と g_r を容易に決定することができる。求まった g_w 、 g_r を流域の地下水量との対応で議論する場合には、不圧地下水中に占める下水と雨水の比率は流域内でほぼ一様な状態にあると考え、また、地下水位が地下水総量を代表するものと考えた。

3. 2 雨水、家庭下水および不圧地下水の塩素イオン濃度

既往の試験研究成果を参考にし、土壤中において安定な水質指標とし

Tab. 1. Cl^- concentration of rain water and unconfined ground-water in Tama Upland

SAMPLE	DATE	Cl^- (mg/l)
rain water	1977 10 21	2.7
		3.6
		2.7
unconfined ground-water in Tama Upland	1977 7 7	1.03
	11 4	1.8
	11 16	1.8

SAMPLING SITE	Cl^- (mg/l)
Kodaira-mura Ogawa	1.5
Mikasima-mura Utide	2.5
Murayama-mura Yabusiki	18.7
Sayama-ike	0.2
Tokyo-tenmondai	0.9
	0
Sunagawa-mura Kyuban	1.4
Nagaoka-mura Simomurooka	1.3
Hukuo-mura	0.5

ここでは塩素イオンを採用することにした。塩素イオンは、土壤コロイドによって吸収され難く、濃度はほとんど変化しないと言われている。そこで、Cr、Cw、Cgを既知量にするために、雨水、家庭下水および地下水のそれぞれについて、塩素イオン濃度の測定を行った。

雨水の塩素イオン濃度を求めるために行った水質試験結果をTab. 3. Cl⁻ concentration of domestic sewage sampled in diffusion tanks

表1に示す。上段は受水した雨そのものの濃度であり、下段は人為的影響がないと考えられる多摩丘陵長池試験流域の不圧地下水の試験結果である。表2は、1935年矢嶋が武蔵野台地の地下水調査に際して実施した不圧地下水の塩素イオン濃度の試験結果である。1935年当時では、家庭下水の混入による影響はきわめて少なく、ほぼ雨水に近い水質と考えられる。表1と2より、算術平均(山村村藪敷は除く)して、雨水の濃度Cr = 1.7 mg/lとする。

表3は、家庭下水の水質濃度Crを求めるために、いくつかの家庭の吸込槽内の汚水を採水し、塩素イオン濃度を分析した結果である。値に多少のバラツキはあるが、全サンプルを平均して、Cr = 8.8.7 mg/lとする。

表4は、1977年に実施した不圧地下水の塩素イオン濃度分析結果である。約40年前の表2の結果と比較すると、現在、地下水への下水の混入の影響が大きいことが顕著に読み取れる。

以上の水質濃度のうち、雨水の値Crと下水の値Cwは変化しないものと仮定する。そうすれば、その時々地下水の塩素イオン濃度Cgを知ることにより、地下水中に占める家庭下水の混入比を求めることができる。

3. 3 家庭下水混入量の季節的変動

家庭の水利用には季節変化がある。ここでは、その影響が不圧地下水にどのように現われるかを問題にする。資料としては、1968～69年の2ヶ年、東久留米市の自由学園がその飲料用井戸を対象に行った水質試験結果と地下水位記録を用いた。水質試験は、1～4ヵ月置きに2年間に合計17回実施されている。

前項で定めたCrとCwを適用し、水質試験結果の塩素イオ

DATE	SAMPLING SITE	Cl ⁻ (mg/l)	TESTING METHOD
1977 7 1	Higasikurume-si Yanagikubo	65.3	Hg(NO ₃) ₂
	Simosato	110.2	
	Simosato	75.4	
	Simosato	70.1	
11 16	Minami-tyo	73.1	ion meter
	Minami-tyo	92.2	
	Maesawa	109.2	
	Maesawa	101.2	
	Maesawa	102.3	
12 25	Minami-tyo	74.9	Hg(NO ₃) ₂
	Minami-tyo	73.9	
	Minami-tyo	86.7	
	Maesawa	96.3	
	Maesawa	111.3	

Tab. 4. Cl⁻ concentration of unconfined ground-water in Musasino Terrace, surveyed in 1977

DATE	SAMPLING SITE	Cl ⁻ (mg/l)	TESTING METHOD
1977 7 1	Higasikurume-si Tikurin-kōen	27.3	Hg(NO ₃) ₂
	Daiiti-kyūsuisyō	28.5	
9 23	Tikurin-kōen	26.0	AgNO ₃
	Sengen-tyō	22.6	
	Daiiti-kyūsuisyō	26.0	
	Minamisawa	24.5	
	Tyūō-tyō	23.0	
	Niiza-si Musasino-zinzya	29.1	
10 4	Higasikurume-si Tikurin-kōen	30	ion meter
	Daiiti-kyūsuisyō	31	
10 23	Tikurin-kōen	33	
	Daiiti-Kyūsuisyō	34	
11 15	Tikurin-kōen	34	

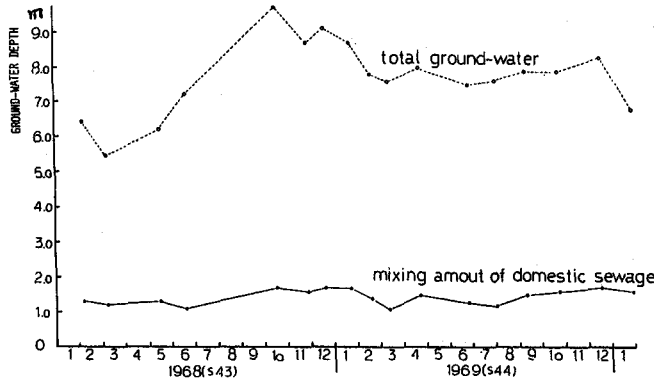


Fig. 3. Seasonal fluctuation of mixing amount of domestic sewage

ン濃度とその時点の地下水位記録を用いて、式(3)と(4)により、家庭下水量を分離した。結果は図3の通りである。図中、地下水高は、不透水性基盤上の地下水位をとり、その値に g_w を乗じて下水混入量を表わしている。

不圧地下水中に占める下水量の混入割合 g_w は、15～23%の間で変動を示すが、混入量で表わすと図のように変動は少なくなる。この結果より、家庭下水の混入量には季節的に有意な変動は認められないと判断した。すなわち、下水の混入量は不圧地下水中で基底量的な性格をもち、地下水位の年間変動は、雨水による涵養によって支配されると考えて、以下の議論を進めることにする。

3. 4 家庭下水混入量の経年変化

この項では、経年的な家庭下水混入量の変化について検討する。そのためには、長年にわたる不圧地下水の水質試験結果が必要である。資料として、小平市が1971年から77年にかけて、防災用指定井戸を対象に実施してきた水質調査結果を用いた。小平市は、防災用に約80本の井戸を指定している。そのすべては、掘抜き式の浅井戸であり、武蔵野砂礫層を帯水層としている。

図4は、それらの井戸水の水質分析成果から、塩素イオン濃度の各年の頻度分布を経年的に並べたものである。図中、各年の横棒の長さが、横軸の塩素イオン濃度を示す井戸の度数を表わし、点線は年平均濃度の推移を示している。この平均値を各年の不圧地下水の水質濃度 C_g とした。

不圧地下水総量を代表させる地下水位資料としては、小平市仲町において消防研究所細野義純氏が継続して観測を行っている井戸(図1中◎印)の記録を使わせていただいた。

これらの資料を用いて、年ごとに不圧地下水中に占める家庭下水量を分離した結果が、図5である。下水混入量は、1971年から75年頃までは、漸増ないしは横ばいの傾向にあり、75年以後増加が目立っている。

流域内の家庭用吸込槽の数など、下水混入量と直接関連が付く資料が入手できなかったので、参考として、小平市と東久留米市における人口の推移を図6に挙げる。図5と6を対比すると、いずれも増加傾向にはあるが年ごとには必ずしも一致しない。下水の影響が地下水に現われるのに時間遅れがあるとも推察されるが、確かなことはわからない。

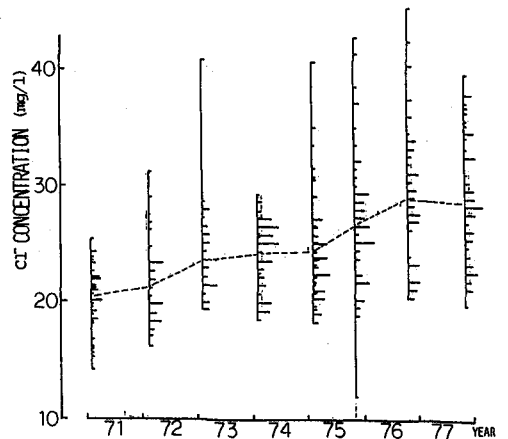


Fig. 4. Secular change of Cl^- concentration

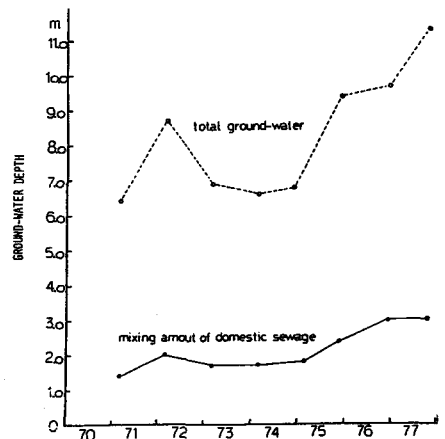


Fig. 5. Secular change of mixing amount of domestic sewage

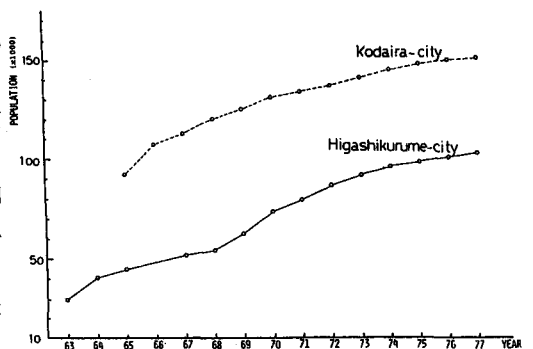


Fig. 6. Secular change of population in Kodaira and Higashikurume-city

4. 不圧地下水の流出機構

研究対象流域内には、河川流量の継続的な観測資料はない。しかし、幸いにして筆者らは、東久留米市第一給水場が上水道の水源としている湧水の日流出量資料（図7）を入手することができた。観測は1973年と74年の2カ年で打ち切られている。この湧水は武蔵野砂礫層中の不圧地下水の流出である。これと、東京大学田無農場内の日雨量記録（図8）をもとに、不圧地下水流出特性を解析する。つぎに、得られた流出モデルを、“流域貯留雨量”を媒介として長期間記録がある地下水位と対応させることにより、その妥当性を検証する。さらに、これらの結果より武蔵野砂礫層の平均的な有効空隙率について言及する。

4. 1 降雨 — 不圧地下水流出系の線形性と流出応答関数

武蔵野段丘面では、市街化にともなって雨水排水路が河川へ直結された区域を除いて、表面流出は河川にほとんど出てこない。武蔵野台地につくられた住宅公団の多くの団地では、近くに排出すべき河川がないことと、あっても下流の河川改修が進んでいないことのため、雨水のすべてを浸透井などによって地下浸透処理を行っており、10数年を経過した浸透井も過去にそれから雨水が溢れた経験は一度もない。筆者らが、1977年8月から9月にかけて落合川に自記水位計を設置して観測した経験によれば、降雨開始と同時に水位が立上り、終了とともに速やかにもとの水位にもどる。そして、降雨時の流出量は段丘と段丘の間の谷地部に降った雨に相当すると推定される。すなわち、段丘面に降った雨のほとんどすべてが、浸透性のよいロームとその下の砂礫層を通して一担地下水になった後に流出するというプロセスが想定される。

こうした降雨—流出の関係は線形性が強いと推察されるが、それを確かめる意味で、前記の日湧出量と日雨量のコヒーレンスを求めた。

$$\gamma_{uv}^2(f) = \frac{|P_{uv}(f)|^2}{P_{uu}(f)P_{vv}(f)} \quad (5)$$

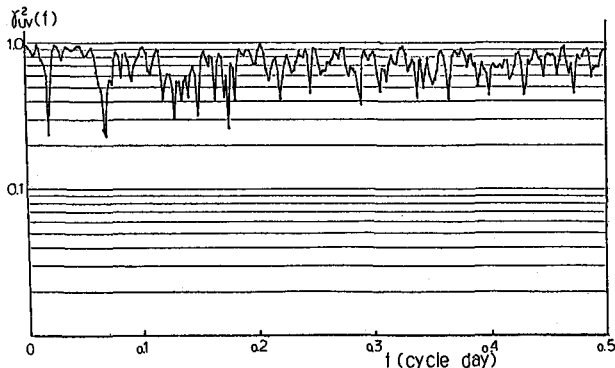


Fig. 9. Coherence between rainfall and unconfined ground-water runoff records

ここに、 $P_{uv}(f)$ ：雨量と流出量のクロス・スペクトル、 $P_{uu}(f)$ 、 $P_{vv}(f)$ ：

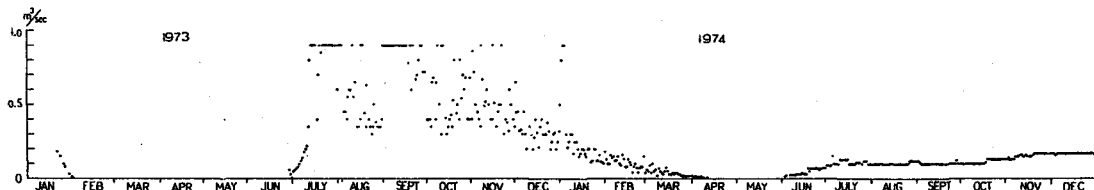


Fig. 7. Unconfined ground-water runoff record at Dai-iti Water-supply Station of Higasikurume-city

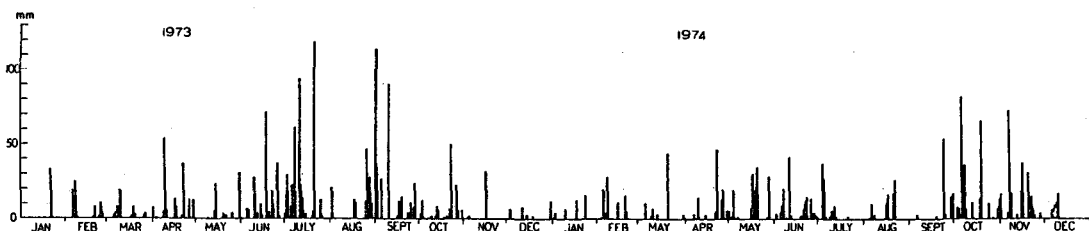


Fig. 8. Rainfall record at Tanasi Development Farm of Tokyo University

それぞれ、雨量と流量のスペクトルである。

結果を図9に示す。すべての周波数領域にわたって線形性の強いことが認められる。そこで、この降雨-地下水流出を線形応答系として取り扱うことにする。すなわち、湧出量を $v(t)$ 、降雨を $u(t)$ 、応答関数を $h(\tau)$ として、

$$v(t) = \int_{-\infty}^{\infty} h(\tau) u(t-\tau) d\tau \quad (6)$$

が成り立つとする。

予測値と実測値の誤差の2乗平均を最小にするという条件から、周知のWiener-Hopf 方程式；

$$C_{uv}(\tau) = \int_{-\infty}^{\infty} hopt(t) C_{uu}(\tau-t) dt, \quad \begin{array}{l} C_{uu} : \text{降雨の自己相関関数} \\ C_{uv} : \text{降雨と流出の相互相関関数} \end{array} \quad (7)$$

が得られ、これを解くことによって最適応答関数 $hopt$ を求めることができる。

いっぽう、池淵らは、降雨の自己相関関数は $\tau \geq 1$ で無相関としてよいとして、最適応答関数の簡易推算法を(8)式のように提案している。

$$\left. \begin{aligned} hopt(\tau) &= (C_{uv}(\tau) - b\xi) / (a - b) \\ a &= C_{uu}(0) = \frac{1}{N} \sum_{i=1}^N \{u(i)\}^2 \\ b &= \text{対象期間内の平均降水量} \\ \xi &= \sum_{k=0}^m h(k) ; \text{流出率に相当} \end{aligned} \right\} \quad (8)$$

ここでは、(8)式をさらに次のように簡略化して応答関数を定める。1973年～75年の日雨量資料によれば、 $a = 143.5$ 、 $b = 2.9$ という値を得る。いま仮に ξ として1と仮定しても $b\xi = 2.9$ であり、 $C_{uv}(\tau)$ に比べて小さいので省略することになれば、応答関数 $h(\tau)$ は相互相関関数の波形で近似することができる。

図10に、雨量と流出量の相互相関係数を示す。相関係数は、 $\tau = 0$ から低減傾向を示すが、250日付近で再び上がり始めている。これは降雨の年周期成分の影響と考えて、応答波形としてはこれ以後も低減を続けるものと見なすことにする。このプロットを見ると、相関係数として $e^{-\alpha t^2}$ の関数形を適用できそうである。これはHortonが提案した流出通減式 $Q = Q_0 e^{-c t^n}$ の一つの形でもある。試行錯誤により適合性のよい α の値として、 $\alpha = 2.5 \times 10^{-5}$ を採用した。以上より、給水場の湧出量の応答関数を次式で表わす。

$$h(\tau) = \beta e^{-\alpha t^2}, \quad \alpha = 2.5 \times 10^{-5}, \quad \beta : \text{係数} \quad (9)$$

給水場の湧出量は、流域からの不圧地下水流出の一部にすぎないので、ここでは β の値を決めることはしない。しかし、(9)式の形が全流域からの不圧地下水流出にも適用できると仮定して次節の議論を進める。

4. 2 “貯留雨量”の導入と実測地下水位との対応

流域に単位の降雨があったとすると、それから t 日後までの流出量は $\beta \int_0^t e^{-\alpha t^2} dt$ であり、未流出分 $\beta \int_t^{\infty} e^{-\alpha t^2} dt$ は流域内に貯留されている(図11)。ここで、ある降雨による総流出量に対する、各時刻での貯留量の割合を、貯留率 $r(\tau)$ と呼ぶことにして、次式で定義する。

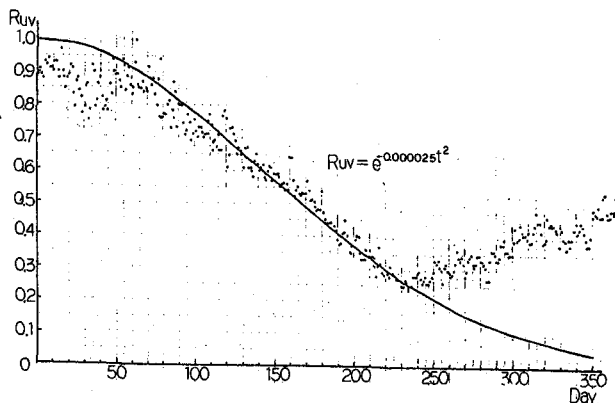


Fig. 10. Cross-correlation coefficients between rainfall and unconfined ground-water runoff records

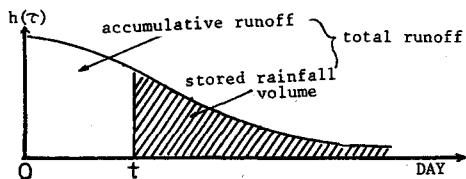
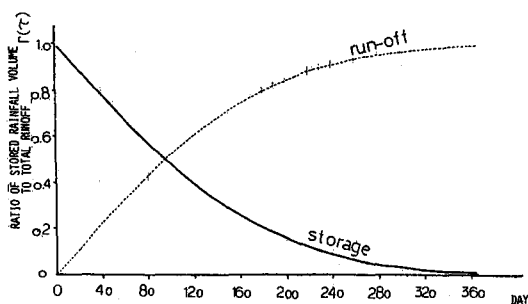


Fig. 11. Relation between accumulative runoff and stored rainfall volume after t -days from a rainfall

$$r(\tau) = \int_{\tau}^{\infty} e^{-\alpha t^2} dt / \int_0^{\infty} e^{-\alpha t^2} dt \quad (10)$$

未流出分は帯水層内に滞留している量であり、流域内の不圧地下水を形成しているものとする。そこで、「ある時点において、それ以前の各降雨に対する未流出分の合計量」を流域内の「貯留雨量」 $S(t)$ と定義すれば、貯留率を用いて次式で表わされる。

$$S(t) = \int_{t-\infty}^t u(t) \cdot r(t-\tau) d\tau \quad (11)$$



(11)式によって、1968年から77年までの日雨量資料を用いて、1969年1月から77年12月までの時々刻々の貯留雨量を計算した。この計算貯留量を、

前出の実測地下水位（図1中◎印）と対比する。この場合、3.4の結果より、家庭下水による地下水成分を除いて実測地下水位としてある。結果の例を図13に挙げる。変動傾向はほぼ一致しており、湧出量から求めた応答波形を流域に適用しても妥当であると推論される。

4. 3 貯留雨量と実測地下水位との相関 — 帯水層の平均的有效空隙率の推定

前節で計算した貯留雨量とそれに対応する実測地下水位をプロットすると、図14のようである。これに直線を当てはめると、

$$L = 18.6 - 1.4 S \quad (12) \quad L: \text{地表からの地下水位 (m)}, S: \text{貯留雨量 (mm)}$$

18.6という値は、不透水層までの深さを意味するが、観測井地点での武蔵野砂礫層基底の深さが約19mであり、この流域の砂礫層までの厚さが15~20m前後であることを考えれば、この値は妥当なものと判断される。ここで、不透水層を基準として地下水位を表わすために、 $L' = 18.6 - L$ と置けば、

$$L' = 1.4 S \quad (13) \quad L': \text{不透水層上面から上向きの地下水位 (m)}$$

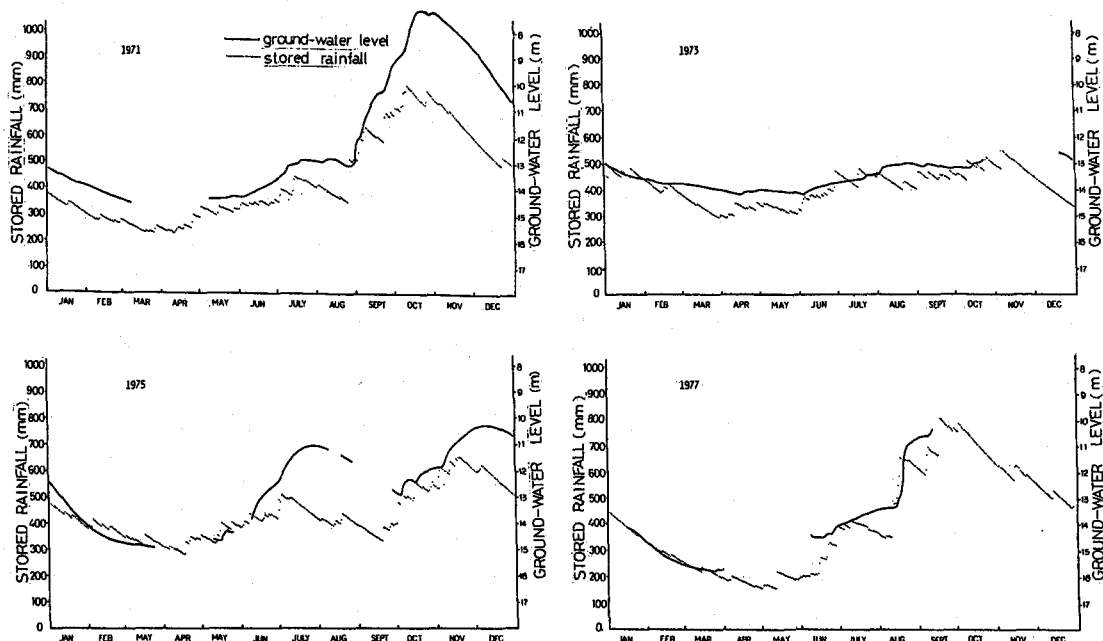


Fig. 13. Examples of comparison between observed ground-water level and computed stored rainfall

式(13)は、実質水量の14倍が地下水位になることを意味し、 $1/14 \approx 0.07$ は有効空隙率を表わす。

平田が本郷台・白山において、中性子水分計により武蔵野砂礫層の有効空隙率を測定した結果は、0.05と報告されている。場所も離れており、直接的な比較の対象とはならないが、この流域の砂礫層の有効空隙率として、0.07という値は妥当なものであらうと考えられる。

この有効空隙率を用いて、3節の地下水位による地下水成分に関する議論を、水量の絶対値に直して検討することが可能になるが、それについては紙数の関係で割愛する。

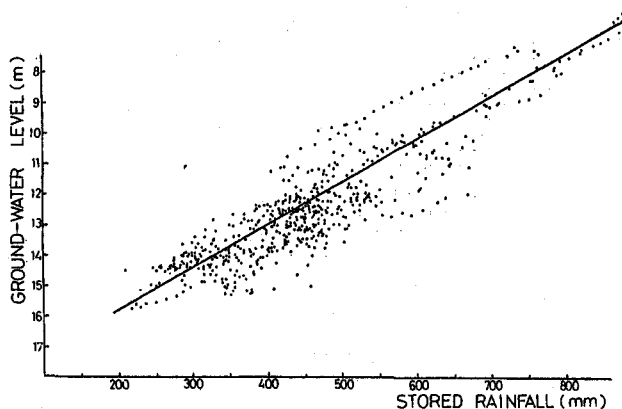


Fig. 14. Relation between computed stored rainfall and observed ground-water level

5. まとめ

以上、武蔵野台地の黒目川上流域を対象にして水循環機構の特性を検討したが、要点は次の通りである。

- (1) 雨水、家庭下水および不圧地下水の塩素イオン濃度を指標として、混合方程式により不圧地下水中に占める各成分の分離を試みた。
- (2) 不圧地下水中に占める混入下水量は、年々増加しており、無視できない量になっている。しかし、季節的に見た場合には、有意な変動は認められない。したがって、地下水位の変動は降雨によって支配されると考えられる。
- (3) 流域内の日雨量と東久留米市第一給水場の湧水量の時系列資料より求めたコヒーレンスの結果より、この流出系は線形性が強いと判断される。これを前提として、線形応答関数を $h(\tau) = \beta e^{-\alpha \tau^2}$ と定めた。
- (4) 得られた応答関数より、“貯留雨量”なる概念を定義・導入し、日雨量記録より推算される時々刻々の貯留雨量と実測地下水位を対比することによって、この応答関数の流域への適用性を検討した。結果は良好なものと判断される。
- (5) 計算貯留雨量と実測地下水位より、この地域の武蔵野砂礫層の平均的有效空隙率を推定し、7%というほぼ妥当な値を得た。
- (6) 以上、一連の研究を通して、武蔵野段丘における不圧地下水を中心とした水循環の構造がかなり明らかに、将来の流域変化に対する水循環の質的、量的予測に基礎的知見を与えることができたと考えられる。

謝辞：本研究の遂行にあたって、貴重な資料を提供いただき、格別の御好意を賜りました自治省消防研究所細野義純氏に心より感謝いたします。また、研究の意図を御理解いただき、心よく資料を提供して下さいました東久留米市水道局、小平市防災課の方々、ならびに自由学園藤田朋子先生はじめ化学部の方々に心よりお礼申し上げます。また、機にふれて御討議、御協力をいただいた東京大学工学部高橋裕教授ならびに安藤義久氏に感謝の意を表します。

参考文献と資料

- 1) 自治省消防研究所技術資料、第1～3号、 2) 同左、第3号、 3) 矢嶋仁吉：武蔵野台地の地下水、陸水学雑誌 Vol. 5、 4) 池淵周一：河川流況の長期間予測に関する水文学的研究、1971、
- 5) Linsley and others : Applied Hydrology, McGraw-Hill pp. 396, 1949.
- 6) 平田重夫：本郷台・白山における不圧地下水の涵養機構、地理学評論、44-1、1971、
- 7) 日野幹雄：データ処理の手法、応用水理学 下II 1971、