熊本平野における降雨に対する地下水位の応答

末包昭彦*・榎根 勇**

I はじめに

地下水位の変動が降雨にどのように対応しているかを調べる方法の一つに、現象を線型と仮定して応答関数を求める方法がある。この方法では、土壌水帯を一つのシステムと考え、このシステムへの入力(降雨)と出力(地下水位または地下水涵養量)の関係を数学的に表現することによって、システムの内部機構に立入ることなしにシステムの特性を明らかにすることができる。

このような観点から、平田(1971)は本郷台、白山における不圧地下水の涵養機構を解明する一手段として、Tsuboi(1941)の提案した重価平均法¹⁾を用いて、降雨と地下水位間の応答特性を求めた。鈴木(1971)も豊島台の地下水について同様の研究を行なった。

しかし、これらの研究について二つの問題点を指摘することができる。第1は、Tsuboi(1941)の提案による重価平均法は、入出力が周期関数であることを前提条件としているにもかかわらず、上記の研究では地下水位が周期的に変動している短い期間のみを取り出して解析を行なっていることである。

このように、ある限られた期間のみを取り出して行なった解析では、得られる解はこの期間を基本周期とする現象を仮定していることになり、現実の現象とは異なったものになる。

第2は、実質である降雨量を入力としているにもかかわらず、状態である地下水位を出力にしていることである。地下水位は実質である涵養量と関連づけられるべき状態であり、地下水については一般に実質から状態への移行に時間的遅れが伴う。

以上の二つの問題点を考慮しつつ、重価平均法を用いて降雨と地下水間の応答特性を熊本平野の深層不圧地下水について求め、地下水の涵養機構解明の一助にすることが本研究の目的である。

II 地形・地質と地下水

熊本平野は広義には、阿蘇外輪山の西麓から有明海まで東西約30 km、宇土半島から菊池盆地まで南北約25 km、面積約775 km²を有する九州第2の平野である(第1図)。この平野は、阿蘇火山を水源として有明海に注ぐ白川、およびその南を西流する緑川によって形成された沖積低地(狭義の熊本平野)と、阿蘇山の噴火による火砕流堆積物からなる洪積台地

第1図 研究地域

* 筑波大学・研究生 ** 筑波大学・地球科学系

(肥後台地)とに分かれる。この肥後台地表層は厚さ数m以下の黒色または褐色火山灰層に覆われている。

年降水量は約2,000 mmと多く、これが上記の地形・地質的特徴とあいまって豊富な地下水の涵養源となっており、生活用水、農業用水、工業用水等に活発に利用されている。肥後台地末端部では湧水帯がみられ、特に江津、水前寺一帯の湧水量は2~3億m³/yearに達する。

本研究で対象とした深井戸は標高110~120mの洪積台地に、白川をはさんで南北に位置する道明、古閑原の両地点にあり、降水量データは益城の値を用いた(第1図)。これらの深井戸の深度は道明で150m、古閑原で100mであり、管頭から地下水面までの深さはいずれも70~80mである。両井戸の1975~1977年の3年間の旬別平均地下水位と旬別降水量の変化を示したものが第2図である。地下水位は両地点とも5月下旬から6月上旬に最低水位、9月下旬から10月上旬に最高水位を記録し、明瞭な年変化を示す。その変動幅は10m程度である。降水量は梅雨期にあたる6月頃が最大で、冬季は少ない。

したがって、地下水位、降水量とも1年を周期とした周期関数であるとみなして差支えないであろう。

また第2図では、降水のピークと地下水位のそれとの間に3~4ヵ月のずれがみられる。

III 水収支

この地域においては、表面流出がほとんどないため²⁾、水収支は次式によって表わされる。

$$P = E + \Delta G + \alpha \cdot \Delta H - W + \Delta M \quad (1)$$

ここで、 P ；降水量、 E ；蒸発散量、 ΔG ；正味の地下水流出量、 α ；有効空隙率、 ΔH ；地下水位の変化、 W ；人為による地中水への正味の涵養量³⁾、 ΔM ；土壌水帯中の水分量の変化⁴⁾である。

地下水位が年周期関数であるとみなせることから、3年間の平均値として年間の水収支を考えると、式(1)の各項の値は次のようになる。

$$P = 2,122 \text{ mm}, E = 777 \text{ mm}, \alpha \cdot \Delta H = \Delta M = 0$$

$$W = 1,020 \text{ mm (6月上旬~9月上旬)}$$

科学技術庁の特別研究調整費による調査では $E = 700 \text{ mm}$ を得ている(樫根, 1979 MS)が、ここでは E の値として熊本の気象データからベンマン法によって求めた値を用いた。 W については上記報告書の値(10 mm/day)を用いた。これらの値を式(1)に代入すると $\Delta G = 2,365 \text{ mm}$ となる。この帯水層からの

第2図 旬別降水量(益城)と旬別平均地下水位の変化

流出量は、帯水層の厚さが場所によっては100m以上にもなることに比べ、地下水位の変動幅は最大でも10m程度と小さいため、年間を通じてほぼ一定と考えて差支えないであろう。

IV 重価平均法を用いた解析法

ある現象をあるシステムへの入出力の関係として取り扱う場合、入力を $f(x)$ 、出力を $F(x)$ とすると、その関係は次式で表わすことができる。

$$F(x) = \int_a^b f(x+\zeta)u(\zeta)d\zeta \quad (2)$$

上式はたたみこみ積分と呼ばれる式で、 $u(\zeta)$ は応答関数、すなわちシステムの特性を表わす関数である。Tsuboi(1941)は入出力が周期関数である場合、応答関数を求める方法を提案している。つまり、式(2)を周期関数の仮定で変数変換することによって次式が得られる。

$$F(t) = \int_0^{2\pi} f(t+\tau)u(\tau)d\tau \quad (3)$$

入出力を周期関数と仮定していることから $F(t)$ 、 $f(t)$ 、 $u(t)$ はフーリエ級数に展開できる。

$$F(t) = \sum_m A_m \cos mt + \sum_m B_m \sin mt \quad (4)$$

$$f(t) = \sum_m a_m \cos mt + \sum_m b_m \sin mt \quad (5)$$

$$u(t) = \sum_m \alpha_m \cos mt + \sum_m \beta_m \sin mt \quad (6)$$

$$\text{ただし, } A_m = \frac{1}{\varepsilon_m \pi} \int_0^{2\pi} F(\lambda) \cos m\lambda d\lambda,$$

$$B_m = \frac{1}{\pi} \int_0^{2\pi} F(\lambda) \sin m\lambda d\lambda,$$

$$a_m = \frac{1}{\varepsilon_m \pi} \int_0^{2\pi} f(\lambda) \cos m\lambda d\lambda,$$

$$b_m = \frac{1}{\pi} \int_0^{2\pi} f(\lambda) \sin m\lambda d\lambda,$$

$$\alpha_m = \frac{1}{\varepsilon_m \pi} \int_0^{2\pi} u(\lambda) \cos m\lambda d\lambda,$$

$$\beta_m = \frac{1}{\pi} \int_0^{2\pi} u(\lambda) \sin m\lambda d\lambda$$

で表わされる係数であり、 ε_m は $m=0$ のとき2、 $m \geq 1$ のとき1である。

式(3)に式(5)を代入し、式(4)と対比することによって次式が求まる。

$$\alpha_m = \frac{1}{\varepsilon_m \pi} \cdot \frac{a_m A_m + b_m B_m}{a_m^2 + b_m^2} \quad (7)$$

$$\beta_m = \frac{1}{\pi} \cdot \frac{b_m A_m - a_m B_m}{a_m^2 + b_m^2} \quad (8)$$

式(7)、(8)を式(6)に代入することによって、 $u(\tau)$

が求まる。

計算に際して、式(4)～(6)を数値積分するときの Δt は観測精度や式(3)を解く場合に用いたいくつかの計算上の利点を考慮して旬 ≈ 10 日とし、 $F(t)$ および $f(t)$ の値として、前述の水収支式から求めた値を用いる。すなわち、

$$F(t) = \Delta G + \alpha \cdot \Delta H \quad (9)$$

$$f(t) = P - E + W \quad (10)$$

式(9)において ΔG は一定と考えられるが、この場合 $F(t) = \alpha \cdot \Delta H$ として計算しても、Tsuboi(1941)の結果から $u(\tau)$ の傾向は変わらないことが知られているため、計算では $F(t) = \alpha \cdot \Delta H$ ($\alpha = 0.04$)を用いる⁵⁾。

蒸発散の値はペンマンの方法で求めた値を用いる(第1表)。

第1表 熊本の旬別蒸発散量
(mm/decade)

decade month	1	2	3
1	5	6	7
2	7	10	8
3	16	16	19
4	27	18	22
5	28	33	32
6	34	34	23
7	34	36	58
8	42	41	40
9	31	32	20
10	17	17	23
11	11	6	8
12	5	6	5

このようにして求めた旬別の入出力の値、すなわち、 $f(t)$ は3年間の平均値、 $F(t)$ は古閑原、道明の2地点3年間の平均値を第3図に示す。

V 解析結果と地下水の応答特性

解析は、 $F(t)$ に涵養量($\alpha \cdot \Delta H$)および地下水位(H)を用いた二つの場合について行ない、これらの結果をそれぞれ第4図および第5図に示す。重価平均法のようにフーリエ級数を用いた解析では、それぞれの調和項が、その示す周期成分における応答関係を示している。それゆえ、3旬程度以上の応答を考えれば、第6調和項($m=6$)ぐらゐまでとれば十分である。図では2旬程度以上の応答も考慮して、第9調和項($m=9$)についても示してある。第4図の場合、 $u(\tau)$ がかなり大きな負の値を示しているが、

第3図 入力($P-E+W$)と出力($\alpha \cdot \Delta H$)

第4図 地下水涵養量で求めた応答関数

第5図 地下水位で求めた応答関数

これは涵養量として($\alpha \cdot \Delta H$)を用いたために生じたものである。 $(\Delta G + \alpha \cdot \Delta H)$ を用いても $u(\tau)=0$ の線が平行移動するだけであり、 $u(\tau)$ の傾向が変わらないことは前述のとおりである。

この両図を比較すると、 $F(t)$ に涵養量を用いた場合は、約10日前の降雨が地下水に最も影響を及ぼしており、 $F(t)$ に地下水位を用いた場合のそれよりも約3ヵ月早く地下水に影響が現われ、降下浸透速度は1桁大きな値となる。このことは、1周期を基準とした場合、理論的には涵養量と地下水位の間に $\pi/2$ の位相のずれがあることと一致する。

また、この地域では地表面から地下水面までの70~80mの層は主として火砕流堆積物からなっているが、この堆積物の上部には厚さ数m以下の黒色または褐色の火山灰が分布している。トレーサーに環境トリチウムを用いて得られた関東ローム層中の土壤水の降下浸透速度は1.26 m/yearであることが知られているが(樫根ほか, 1980)、この地域でも地表を覆っている火山灰層中の土壤水の降下浸透速度は、関東ローム層中のそれと大差ないと考えられる。したがって、火砕流堆積物中の土壤水の降下浸透速度が火山灰層中のそれよりも1~2桁大きいと仮定しても、降雨が地下水面に到達するまでには数年を要すると考えられ、本研究で得られた約10日の到達時間とは大きな隔たりがみられる。このことは、本研究で得られた対応がみかけの対応であることを示しており、この地域の涵養の特性を表わしている。

トレーサーで確認された土壤水の遅い降下浸透速度と降雨に対する地下水位の早い対応を結びつける機構には、(1)大間隙説、(2)圧力伝播説、(3)非ダルシー流説の三つがあるが、樫根ほか(1980)はトレーサーとして環境トリチウムを用いた研究結果から、この現象は、基本的には圧力伝播説に基づくピストン流モデルで説明できるとしている。本研究では、出力に地下水への涵養量を用いると、地下水位を用いた場合よりも地下水の対応が約3ヵ月早いという結果が得られている。地下水面までの地層の厚さが70~80mということのを併せて考えると、大間隙説はよりいっそう考えにくくなり、本研究の結果は間接的に圧力伝播説を支持することになる。

IV ま と め

重価平均法は、入出力が周期的であるとみなされる現象についてのみ適用できる方法であり、その出

力には物理的に考えて、これまでの研究のように地下水位ではなく涵養量を用いるべきである。この考えに基づき、降雨が地下水に影響を及ぼすまでの時間的遅れについて考察した。その結果、以下の知見が得られた。

1. 熊本平野における古閑原、道明両地点では、約10日前の降雨が地下水に最も強く影響を及ぼしている。この結果は、出力に地下水位を用いる場合よりも約3ヵ月早く降雨が地下水に影響を及ぼしていることになり、降雨の地下水への影響を考える上でこの時間差を無視することはできない。

2. 上記の結果は間接的にはあるが、地下水の涵養機構として圧力伝播説を支持する。

本研究の基礎資料は科学技術庁特別研究調整費による「地下水の水収支の解析手法に関する総合研究」(昭和51~53年度)の過程で得られたものである。研究を進められた科学技術庁資源調査所をはじめとする関係機関の各位に御礼申しあげる次第である。

(投稿 1980年1月31日)

(受理 1980年6月7日)

注

- 1) Weighted Mean は、一般に重みつき平均、あるいは加重平均といわれているが、Tsuboi(1941)の論文では、これを重価平均としてある。このため、本論文では重価平均を用いた。
- 2) 九州地方建設局が肥後台地上の合志で行なった散水実験によると、この台地の表面流出量は年降水量の約10%にすぎない(川合ほか, 1979 MS)。
- 3) 揚水量調査によると道明および古閑原周辺の揚水量はまったくないか、あっても少量であり、Wの大部分は水田から地中水への涵養によって占められる。
- 4) ここでいう土壤水帯とは地表面から地下水面までの間を示す。
- 5) 樫根(1979 MS)による。

文 献

- 樫根 勇(1979 MS):『地下水の水収支の解析手法に関する総合研究のまとめ』科学技術庁資源調査所, 92ページ
- 樫根 勇・田中 正・嶋田 純(1980):環境トリチウムで追跡した関東ローム層中の土壤水の移動。地理評, 53, 225~237.
- 川合恒孝・下津昌司・北川 明・松尾芳博(1979 MS):『モデル地区における地下水涵養機構の研究』九

州地方建設局, 63ページ.
鈴木裕一(1971): 降水による地下水位上昇について
——豊島台における観測結果から——. ハイドロ
ロジー, No. 4, 10~14.

平田重夫(1971): 本郷台, 白山における不圧地下水
の涵養機構. 地理評, 44, 14~46.
Tsuboi, C.(1941): A Problem of Weighted Mean.
Bull. Earthq. Res. Inst., 19, 458~475.

RESPONSE OF GROUNDWATER TABLE TO RAINFALL IN KUMAMOTO PLAIN

Akihiko SUEKANE* and Isamu KAYANE**

Response of groundwater table to rainfall in a diluvial upland is analyzed by the weighted mean method developed by Tsuboi (1941). This method employs the Fourier series based on the assumption of periodic waves of the input and output. The groundwater level has been used as an output for analysis in previous studies (e. g. Hirata, 1971). The authors employ the amount of groundwater recharge as the output because it is the amount of groundwater recharge that directly causes changes in groundwater level. The analysis is also carried out using the groundwater level as the output and the results are compared with that using the amount of groundwater recharge.

Results obtained are as follows:

1. The time lag between the rainfall and the amount of groundwater recharge is about 10 days for wells whose groundwater levels are about 70 to 80 meters below the surface.
2. The groundwater level is affected by rainfall with a time lag of about 3 months. This coincides with a theoretically derived phase difference of $\pi/2$.
3. It may be said that results mentioned above give support to the pressure transmission theory as one of the important groundwater recharge mechanisms.