

徳島大学工学部 正 員 工 博 尾 島 勝
 徳島大学大学院 学生員 ○ 兼 島 方 昭
 滋賀県庁 山下 和 幸

1. まえがき

近年、過剰取水による地下水位低下、地盤沈下、海岸地域での塩水化など人為的障害と誘発するにいたり、深刻な社会問題となってきた。本研究はこのような諸問題に対処するための基本的研究として行なうものである。本研究の目指すところは地下水の変動特性の解析ならびに地下水流動の速度である。地下水変動の特性を知るには現在自記記録がもっともよいと思われる¹⁾。そこで、対象域内に設置された地下水位観測井の年間月記記録と、地下水変動の要因と考えられる河川水位、降雨量の記録と資料とし、河川水位と地下水位、降雨量と地下水位などと相関分析することにより、地下水位の変動特性を検討し、また、短時間スケールにおける地下水位と河川水位との応答と非定常浸透流とを基礎方程式は熱伝導方程式と採用し、地下水流動の特性を明らかにしてみた。

2. 吉野川下流部地下水の変動特性

対象流域は徳島県の吉野川流域下流部である。吉野川流域面積は3653km²で、流域の形は月状流域であり、礫、砂、シルト、粘土からなる沖積層で形成されている。本研究で用いた地下水位観測井ならびに、河川水位量水標の位置は図-1に示すとおりである。解析に用いた資料は、昭和43年10月から昭和44年9月までの各井水位記録および各量水標の水位記録ならびに上板雨量観測所における時間雨量である。河川水位記録は図に示したとおり中央橋と高瀬橋の2地点で得ることができた。地下水位は図に示すように、水NO1、水NO2の自記記録と水位変動のピーク値と正確に採るために2時間毎にその記録を読み取っている。その例を図-2に示した。

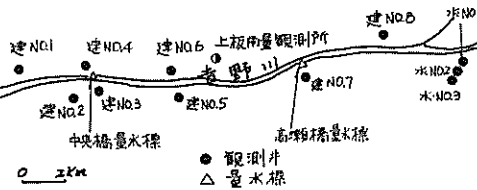


図-1

この図からわかるように短時間スケールでみた地下水位変動は、河川水位変動とかなり高い相関性が認められる。しかし、地下水位の短期変動に強く影響する要因としては、河川水位のほかに降水、気圧などが考えられるが、これらの個々の影響度を定量的に把握しようと試み、対象地点への直接的な降雨の影響を除き、河川水位の変動量による地下水位の変動量を検討した。対象域への直接降雨はなく、河川水位のみの変動量による地下水位の変動量を示したのが図-3である。それによると河川水位上昇高と地下水位上昇高はかなり高い一次相関性を示している。

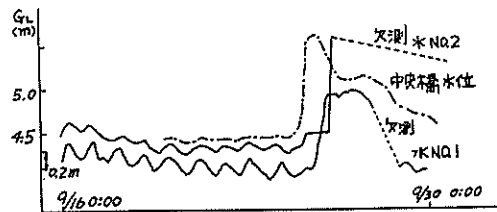


図-2

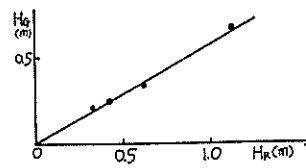


図-3

図-4は上に述べた短期変動要因をできるだけ取り除くために、

毎日0時の水位の月平均値を計算して長期変動を示したものである。このようにみると地下水かん養源である降水量と地下水位とはかなり高い相関性がみられる。

3. 地下水と河川水の応答解析

短時間スケールでみた地下水位変動は、河川水位と高い相関性がみられたが、各戸によつてその応答が異なることは、滞水層厚さ、河川からの距離などによるものが大と考えられる。短時間変動における河川水位と地下水位の応答は、非定常浸透流と考えるとすれば、一次元非定常浸透流の基礎式は、浸透量係数 T 、貯留係数 S 、地下水位変動量 $H(x,t)$ とちいてつぎのように表わされる。

$$\partial H(x,t)/\partial x^2 = (S/T) \cdot \partial H(x,t)/\partial t \quad (1)$$

この偏微分方程式と解くためには、初期条件および境界条件を与えねばならぬ。そこで境界と河川の水位変動 $F(t)$ とし、初期条件および境界条件とつぎのようになる。

$$H(0,t) = F(t), \quad x=0, \quad \partial H(x,t)/\partial x = 0, \quad x=\infty, \quad H(x,0) = 0 \quad (2)$$

この式において、 x は地下水にもっとも影響をおよぼすと考えられる河川のある地点から戸までの平面的距離、 $F(t)$ は $x=0$ における河川水位である。現実の河川水位の変化 $F(t)$ は、それぞれ初期時間を t_i 、この配分をもつ直線区間で表わされるものとする(図-5)。図-5のように定義された $F_i(t)$ に対して、 $H(x,t)$ はつぎのようにあらわされる。

$$H(x,t) = \sum_{i=1}^n \{ (C_i - C_{i-1})(t - t_i) 4T \operatorname{erfc}(u_i) \} \quad (3)$$

ここに、 $\operatorname{erfc}(u_i)$ は余誤差関数であり、 $u_i = x/\sqrt{4(T/S)(t - t_i)}$
 $4T \operatorname{erfc}(u_i) = (1 + 2u_i^2) \operatorname{erfc}(u_i) - 2u_i \operatorname{erfc}(u_i)$, $\operatorname{erfc}(u_i) = 0 \quad t - t_i \leq 0$
 t_i は、河川水位波形の初期時間である。式(3)で与えられる $H(x,t)$ と決定するためには、 T/S と決定する必要がある。ここで²⁾は地下水位観測値から比較的簡単な T/S と決定する方法を用いた。表に示した各戸の T/S の値は、場所によってかなり異なることがわかる。

4. あとがき

低平地地下水の変動特性を考察し、さらに発展して地下水の流動と河川水と関連して検討し(5)たが、地下水位変動量 $H(x,t)$ の数値計算と実際の変動量とは、ここに示さなかったがかなりのへだたりがあった。本研究においては、河川より地下水への応答経路の距離 x の決定がまだ十分に研究されておらずそれに起因するものと考えられる。

1) 尾島・清水, 他; 河川水位との応答からみた浅層地下水の挙動; 昭和46年度関西支部年次学術講演会講演集, 昭和46, 5.

2) E.C. Poggie; Mechanics of Bank Seepage during Flood Flows. University of Iowa, 1966.

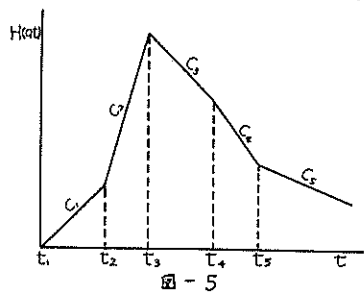
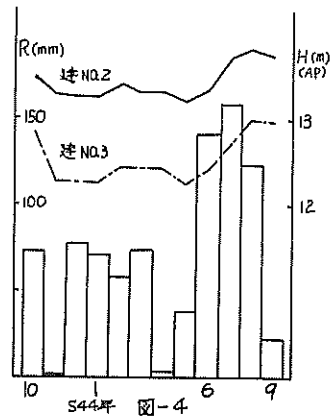


表 T/S の値 ($\times 10^5$ m²/hour)

WELL	DURATION	T/S
NO.1	昭和43年 10/4 - 19/6	0.1012
	昭和44年 8/31 - 9/2	0.107
NO.2	昭和44年 4/4 - 4/24	0.031
	昭和44年 8/1 - 8/10	0.036