

多摩川における伏流機構と水質 浄化機能評価に関する調査研究

2000年

山田 啓一

法政大学工学部教授

目 次

第1章 多摩川中流左岸域における河川水と地下水の関係	
1.1 対象地域と水文観測	1
1.2 水収支モデルによる伏流量の推定	2
1.2.1 河川水位と地下水位の関係	2
1.2.2 水収支モデルによる伏流量の推定	3
1.2.3 計算結果とその考察要	7
1.3 伏流機構の検討	10
1.3.1 多摩川流域の旧河道と河床勾配法	10
1.3.2 第一地区における井戸分布	12
第2章 浅川左岸域における河川水と地下水の関係	
2.1 対象流域の概要と水文観測究	14
2.2 河川水位と地下水位による伏流区間の推定法	16
2.3 浅川河川流量の流下方向の変化果	20
2.4 観測井戸の水温変動と伏流水流動経路の推定	22
2.4.1 観測井戸の概要	22
2.4.2 水温の垂直分布とその季節変化	23
2.4.3 水温変化のモデル化	26
2.4.4 一次元熱移流拡散方程式による遅れ時間と振幅の関係	28
2.4.5 CCDカメラによる流向流速測定と流動経路の推定	30
2.4.6 遅れ時間及び流向流速による流動経路の推定	33
参考文献	34

第1章 多摩川中流左岸域における河川水と地下水の関係

1.1 対象地域と水文観測

浅川合流点から下流の多摩川は、幅2kmの狭長な沖積地を流れる。北岸は、青柳段丘または立川段丘によって画され、南岸は多摩丘陵に接している(図1)。平均河床勾配は1/250とかなり大きい、沖積地の境界は図2のように地形的に明瞭であるため、この範囲で流路を変えながら現在に至っている。多摩川沖積地には、伏流水を利用して大規模な食品工場などが立地し、東京都の水源にもなっている。

建設省京浜工事事務所により、多摩川沖積地に8本の自記地下水観測所が設置されている。そのうち6本は、図-1に示す0~5に位置する。

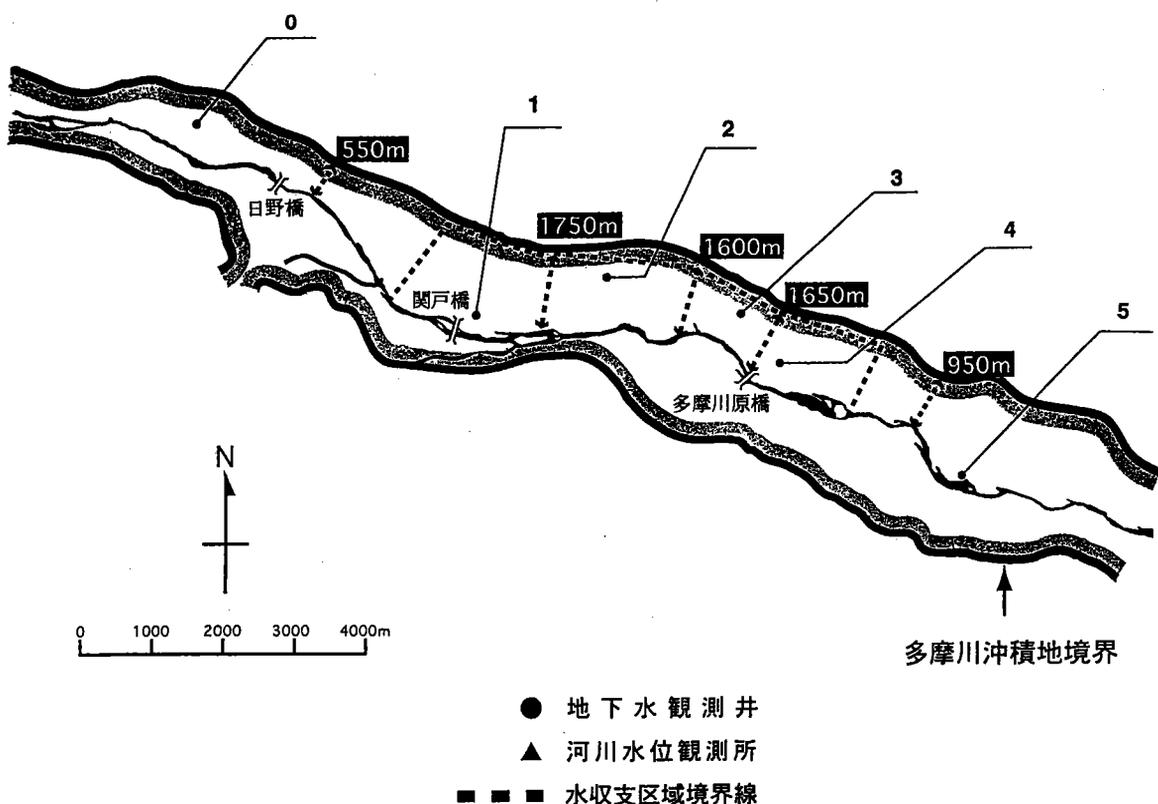
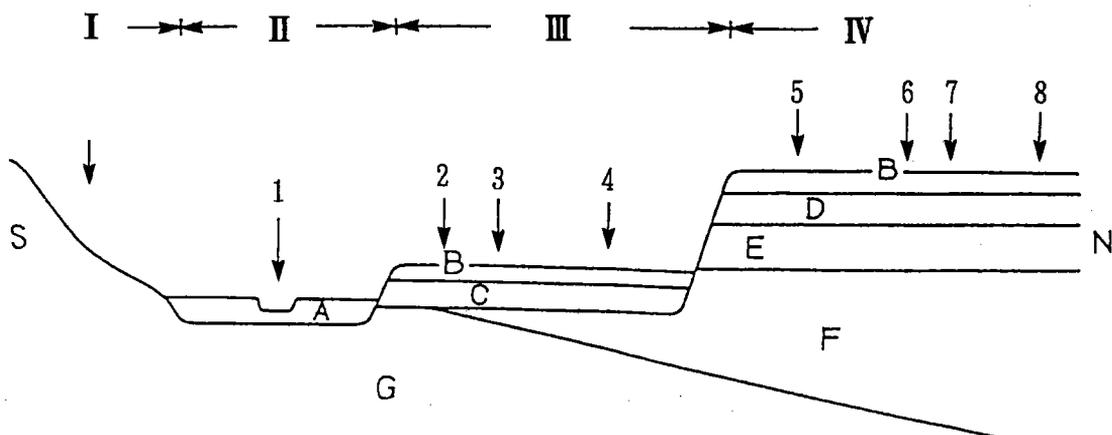


図1 多摩川対象地域



- | | | |
|----------|-----------|--------|
| I 多摩丘陵 | A 沖積地 | 1 多摩川 |
| II 沖積地 | B 立川ローム層 | 2 国立町 |
| III 立川段丘 | C 立川礫層 | 3 府中市 |
| IV 武蔵野段丘 | D 武蔵野ローム層 | 4 調布市 |
| | E 武蔵野礫層 | 5 国分寺市 |
| | F 東京層群 | 6 三鷹市 |
| | G 三浦層群 | 7 小金井市 |
| | | 8 武蔵野市 |

図2 対象地域断面図

1.2 水収支モデルによる伏流量の推定

1.2.1 河川水位と地下水位の関係

1990～1993年における、日平均地下水位と河川水位との関係を検討した。観測井戸から河川に対して垂線を引き、その交点の河川水位を直線近似で求めた。両者の関係を図-3に示す。武蔵野段丘あるいは立川段丘にある地下水位は、おおむね緩やかな年周期を持つが、沖積地では河川水位に強く影響されていることがわかる。変動状況は井戸により異なるが、以下の諸点が指摘できる。

- ① 地下水位の年変動幅は2 m程度である。
- ② 年間を通じて河川水位が地下水位よりも高く、河川から地下水帯への流入が推定される。

③ 河川水位の急上昇時には、地下水位も上昇するが、引き続き水位低下は緩やかである。

1.2.2 水収支モデルによる伏流量の推定

6つの地下水位及び河川水位記録から、図-1のような4地区の水収支計算を実行する。空間的には十分とはいえないが、4年間の長期に及ぶ主要な関係を検討することにした。

水収支計算にあたっての仮定は以下のようである。

- ① 計算時間単位は一日とする。
- ② 水収支区域として、第一地区から第四地区とし、各観測水位が地域を代表するとした。また地下水流動はダルシー則に従うものとする。
- ③ 降雨量の地下浸透はその日のうちに達するとした。また、40mm/日を浸透量の最大値とした。
- ④ 地下水の水平流動は、河川水、沖積地上流、下流で考慮し、段丘及び多摩丘陵の境界では無視した。

水収支モデルとして以下に示す。

$$R_{in} + G_{in} + R_e - G_{out} = G_s \dots\dots\dots(2-2-1)$$

$$R_{in} = \alpha' \{R(t) - H(t)\}$$

$$R_e = \delta' \{P(t+1) - E(t+1)\}$$

$$G_{in} = \beta_1' \{H_u(t) - H(t)\}$$

$$G_{out} = \beta_2' \{H(t) - H_l(t)\}$$

$$G_s = \gamma \{H(t+1) - H(t)\}$$

R_{in} ; 河川からの伏流量

R_e ; 地下水涵養量

G_{in} ; 上流からの地下水流入量

G_{out} ; 下流への地下水流出量

G_s ; 区域内の地下水貯留量 単位は全て m^3/s

$R(t)$ 、 $H_u(t)$ 、 $H(t)$ 、 $H_l(t)$; t 日における河川水位、上流地下水位、当該地下水位、下流地下水位(単位 : m)

$P(t+1)$; $t+1$ 日における日降水量(気象庁府中観測所)、ただし最大値を
40mm/日とした。

$E(t+1)$; $t+1$ 日における日蒸発量(気象庁(千代田区) 蒸発計蒸発量に月
別補正值を乗じた値。)

$$\alpha' = L_r \times D \times k_r / 100 \dots\dots\dots(2-2-2)$$

$$\beta_1' = W_u \times D \times k_u / 100 \dots\dots\dots(2-2-3)$$

$$\beta_2' = W_l \times D \times k_l / 100 \dots\dots\dots(2-2-4)$$

$$\gamma = \gamma_0 \times A \times 10^6 / 86400 = 11.57 \times \gamma_0 \times A \dots\dots\dots(2-2-5)$$

$$\delta' = f \times 10^{-3} \times A \times 106 / 86400 = f \times 0.1157 \times A \dots\dots\dots(2-2-6)$$

($\because 86400 = 24 \times 60 \times 60$)

L_r 、 W_u 、 W_l ; 各収支区域における河川境界長、上流側地下水地下水境界
長、下流側地下水境界長

(単位: m)、1/25000地形図より計測

D ; 平均浅層地下水水深、ここでは一律5mとした。

A ; 水収支区域の面積 (km²)

f ; 浸透域面積比

γ_0 ; 有効空隙率、ここでは一律0.1とした。

k_r 、 k_u 、 k_l ; 当該地区と河川、上流側、下流側における平均透水係数。

試行錯誤により、実測値から再現できるように求める。

2-2-1式を変形して次式を求め、境界条件として河川水位、上流側及び下流側地下
水、降水量、蒸発量を与え、実測地下水位に合うように、透水係数や浸透面積率などを適
当に変化させた。

$$H(t+1) = \alpha \{R(t) - H(t)\} + \beta_1 \{H_u(t) - H(t)\} \\ - \beta_2 \{H(t) - H_l(t)\} + \delta \{P(t+1) - E(t+1)\} \\ \dots\dots\dots(2-2-7)$$

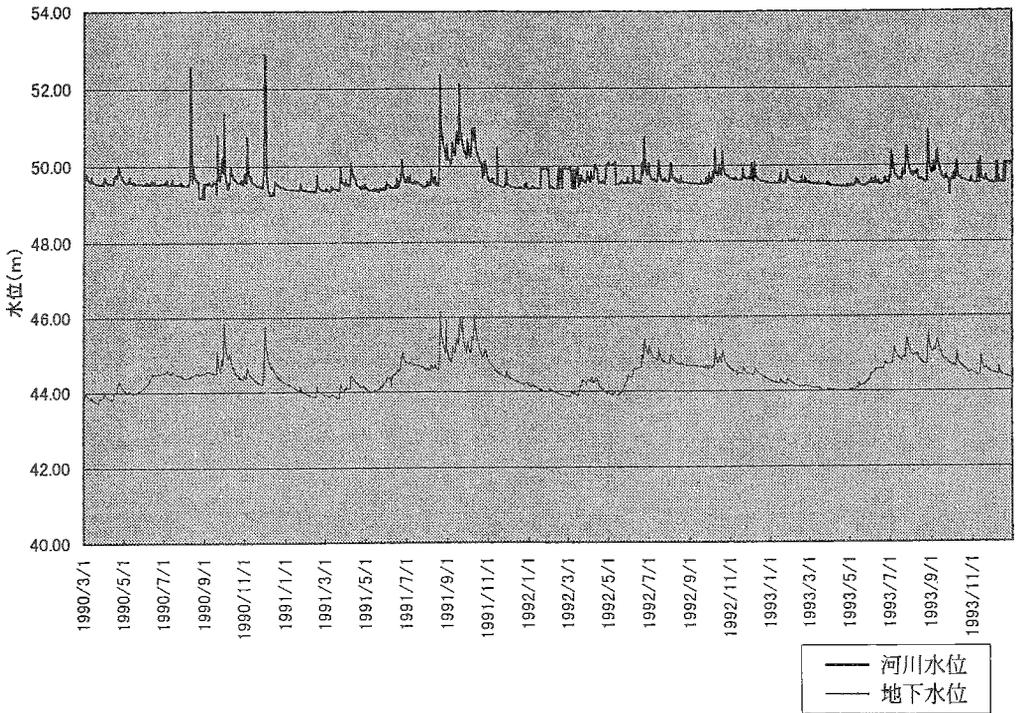


図 3 (1) 河川水位と地下水位の関係 第 1 地区

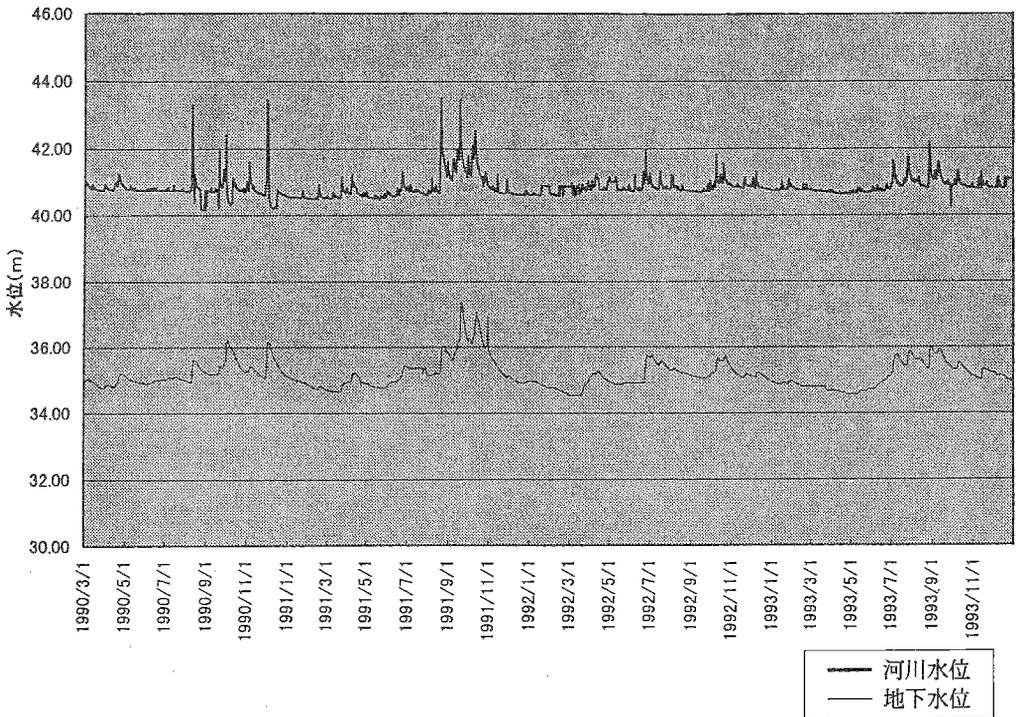


図 3 (2) 河川水位と地下水位の関係 第 2 地区

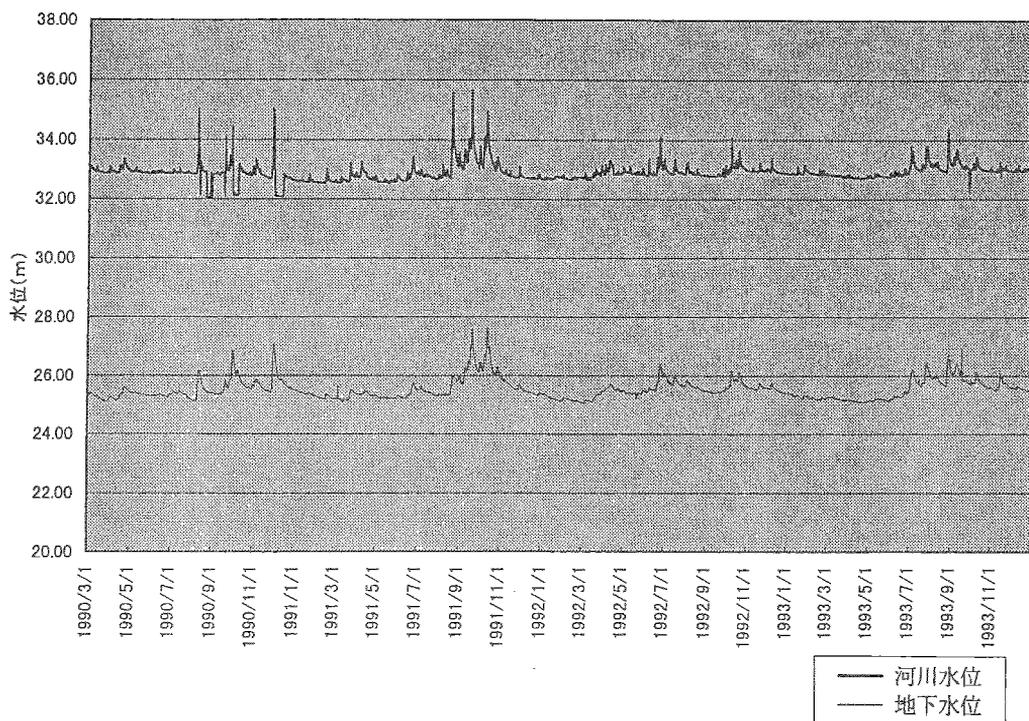


図 3 (3) 河川水位と地下水位の関係 第 3 地区

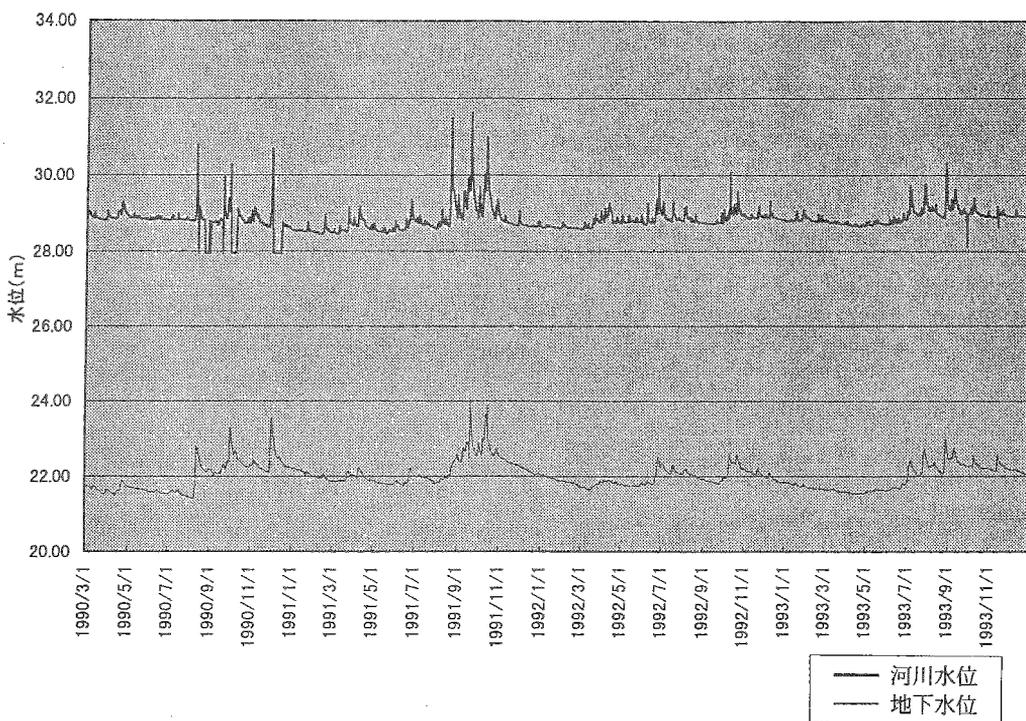


図 3 (4) 河川水位と地下水位の関係 第 4 地区

1.2.3 計算結果とその考察

実測地下水位と計算値の比較を図-4に示す。全体としては計算値は実測値をよく再現している。境界条件である上流及び下流地下水位がほぼ均等な距離にある第二、第三地区では再現性が高い。地下水位低減部で実測水位に対して計算値が高くなっているのは、地下水揚水量の影響と考えられる。府中地区に当たる第一地区で誤差が顕著であるのもその理由と思われる。

各水収支項目とパラメータを表-1に示す。

表1 計算結果及び使用パラメータ

地 域 名	河川からの入流量	地下水流入量	地下水流出量
1 地区 住吉小学校	1.278	1.031	1.691
2 地区 中央高速No.1	0.723	0.174	1.794
3 地区 中央高速No.5	0.156	0.065	0.872
4 地区 多摩川小学校	0.101	0.025	1.747

地 区	α	$\beta 1$	$\beta 2$	δ	f
1	0.05	0.012	0.06	5	0.5
2	0.011	0.06	0.064	5	0.5
3	0.007	0.064	0.19	3	0.3
4	0.001	0.19	0.16	3	0.3

地 区	流域面積 km ²	河川境界 m	地下水境界 (Lu)m	地下水境界 (Ll)m	観測井戸と 河川との距離 (m)
1	3.56	2300	550	1750	350
2	2.5	2200	1750	1500	1100
3	3.38	1600	1500	1650	650
4	2.19	2200	1650	950	550

河川からの総流入量（伏流量）は平均で2.25m³/sで、河川流量が20~50m³/sであるから、河川流量の5~10%が流入していることになる。ただし、第一地区が最も顕著で第三及び第四地区は第一地区の一割程度である。浸透面積率は郊外である第一、第二地区では0.5、都心に近い第三、第四地区では0.3となった。

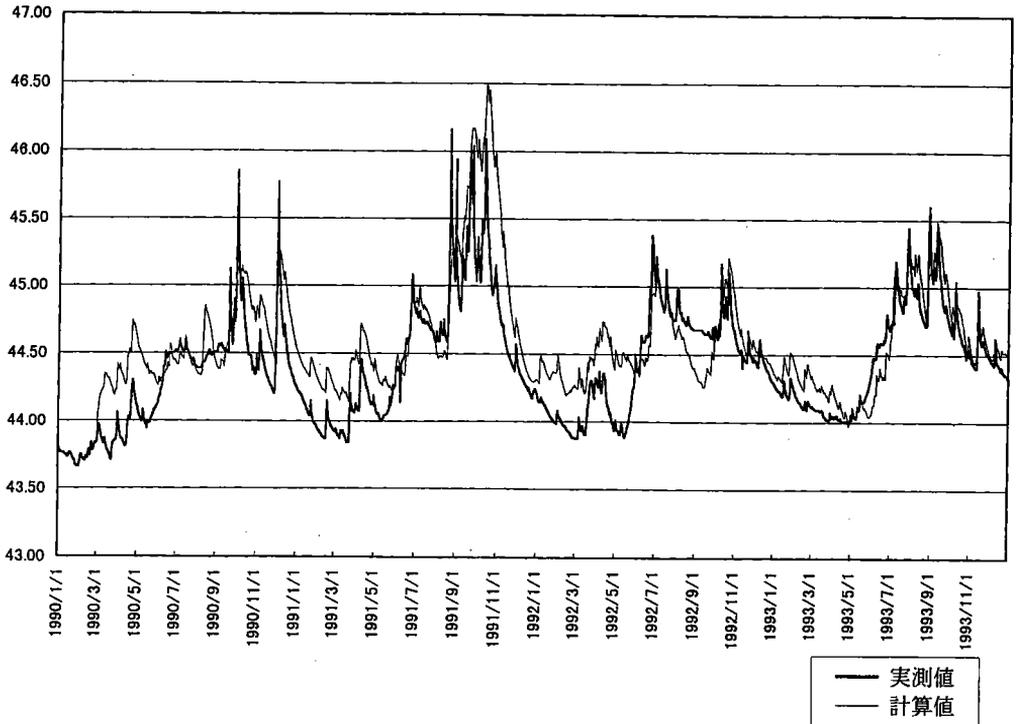


図 4 (1) 計算結果と実測地下水位 第 1 地区

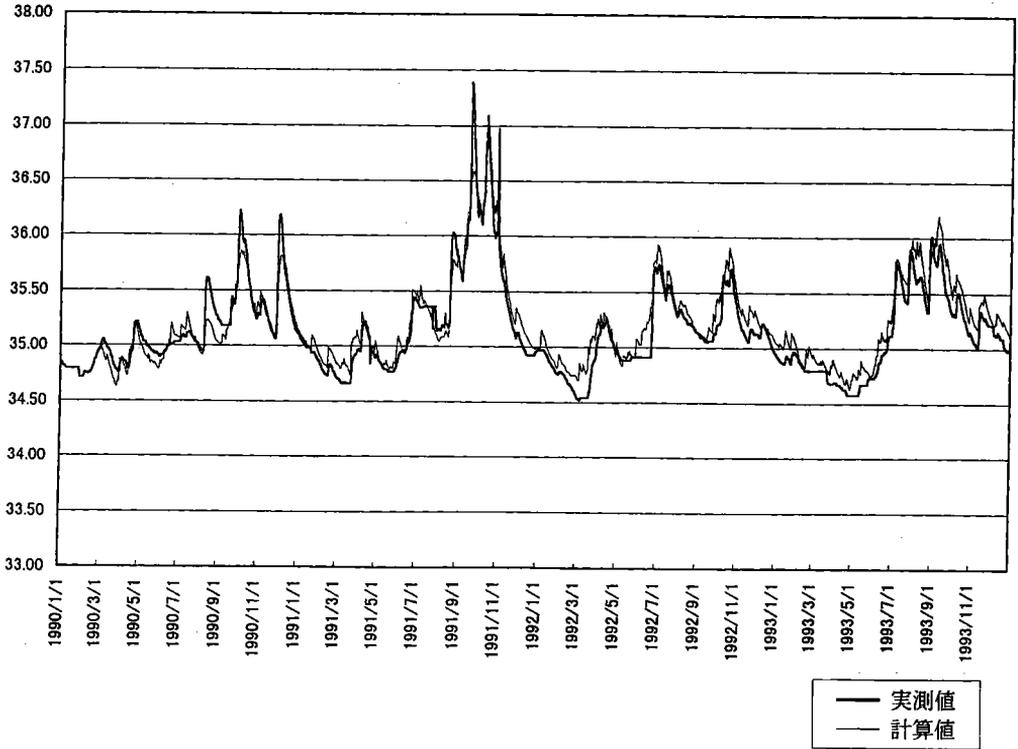


図 4 (2) 計算結果と実測地下水位 第 2 地区

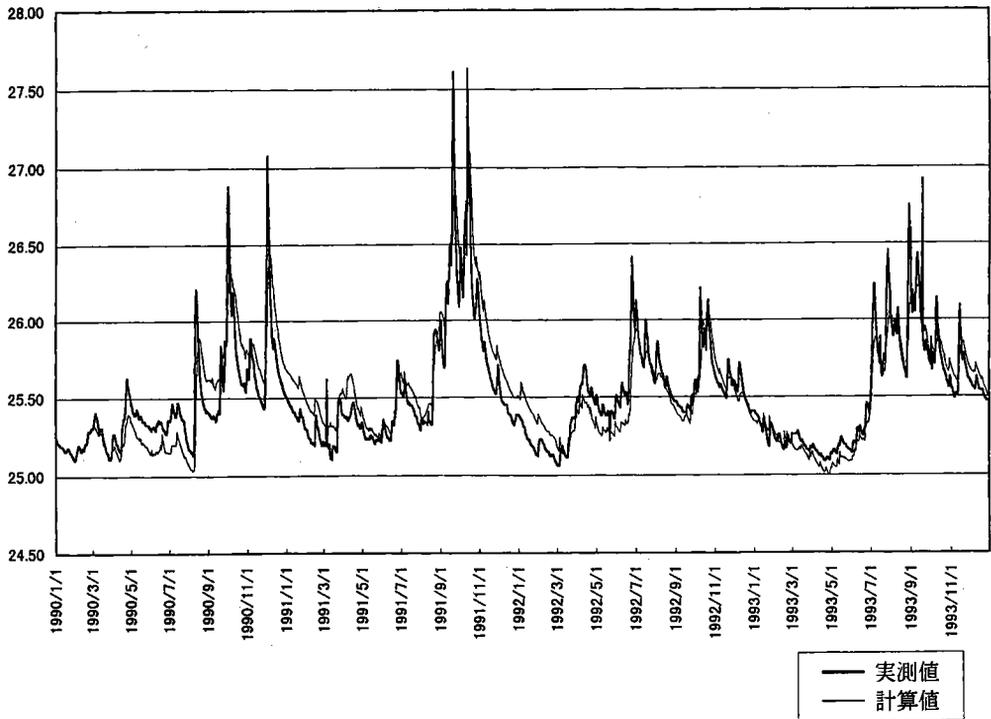


図 4 (3) 計算結果と実測地下水位 第 3 地区

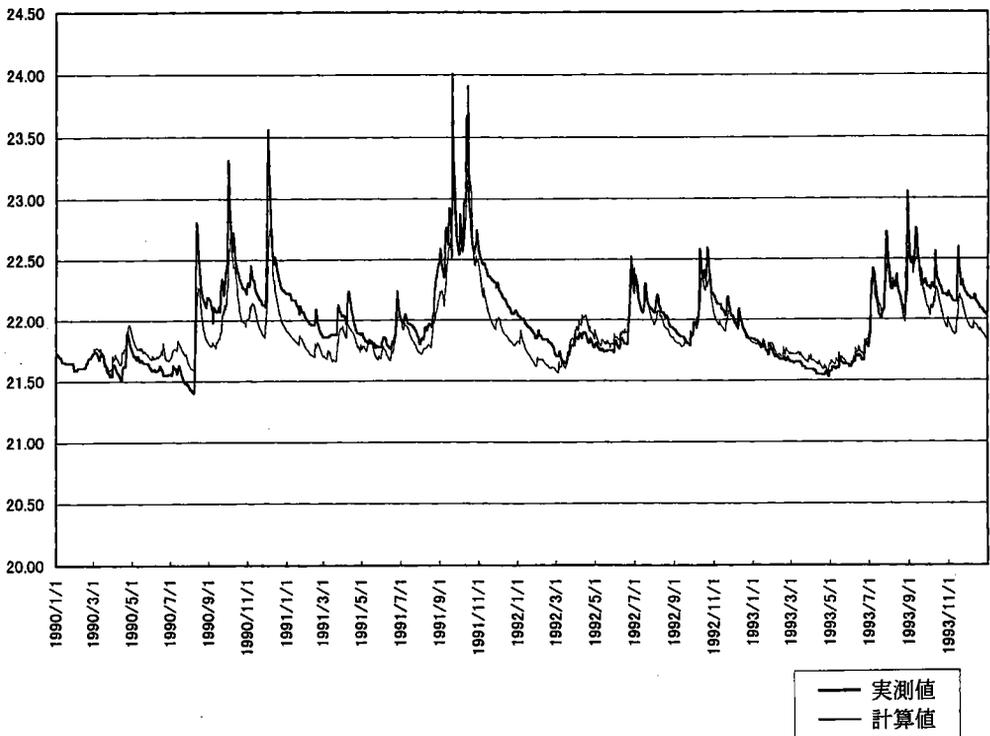


図 4 (4) 計算結果と実測地下水位 第 4 地区

1.3 伏流機構の検討

1.3.1 多摩川流域の旧河道と河床勾配

明治13～19年に作成された迅速図（1/20000地形図（参謀本部測量局））と現河道とを比較して「旧河道」を図-5のように抽出した。この河道は明治時代と比較的新しいが、古くはより北側に発達していたとされている（府中市史）。

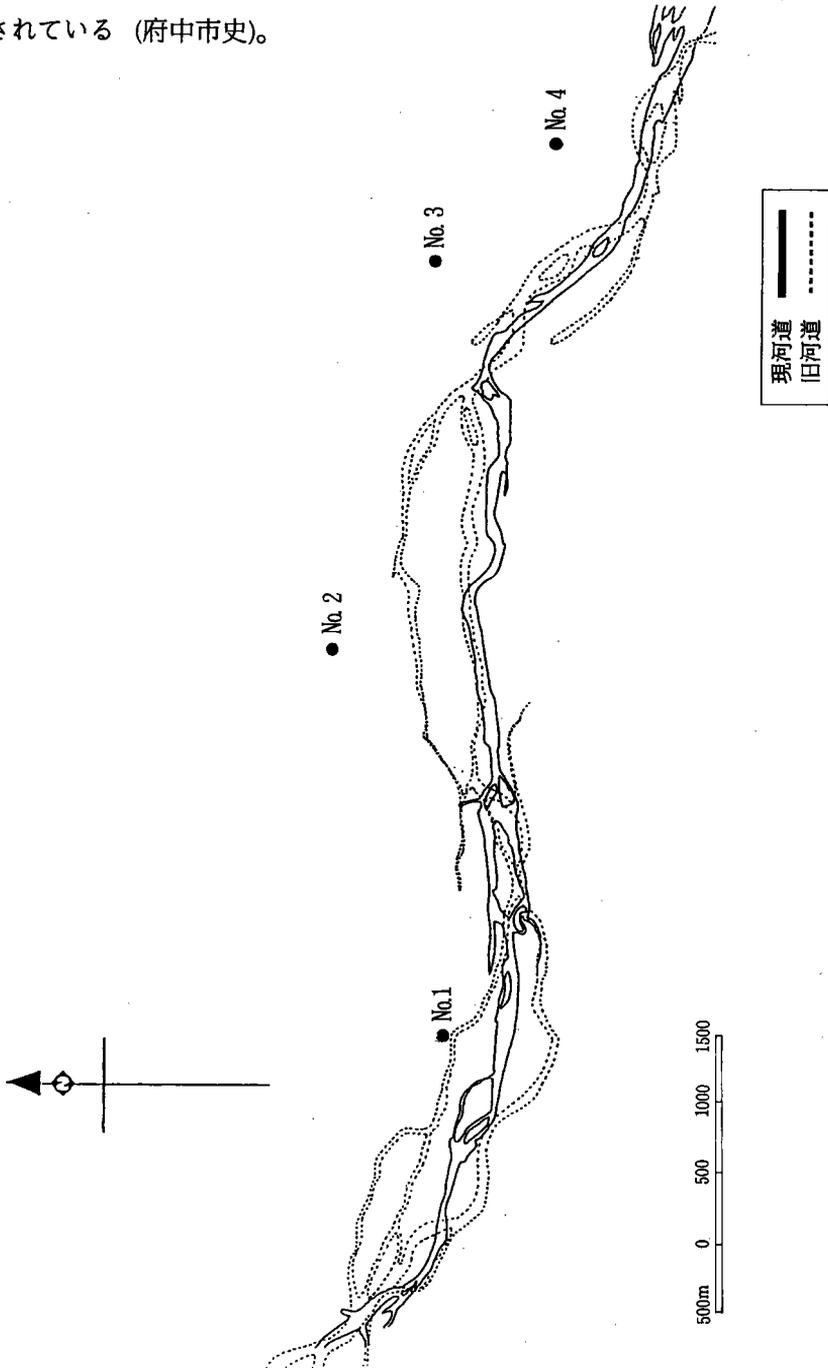


図5 多摩川旧河道図

最深河床縦断面図（1997年建設省測量）を図-6に示す。

旧河道及び河床勾配については、以下の点が指摘される。

- ① 旧河道は全体的に現河道の北側（北岸側）にあり、特に第一、第二地区に顕著である。
- ② 特に、第一区間の観測井戸は旧河道にきわめて近い。
- ③ 河床高さは第一地区、第二地区で特に深い区間が認められる。

これらは旧河道の位置と関係が深く、地表面下の浅い部分で旧河道とのつながりを推定させる。

水収支計算による河川からの伏流量が第一、第二地区に顕著であることは、旧河道の発達に関係すると判断される。

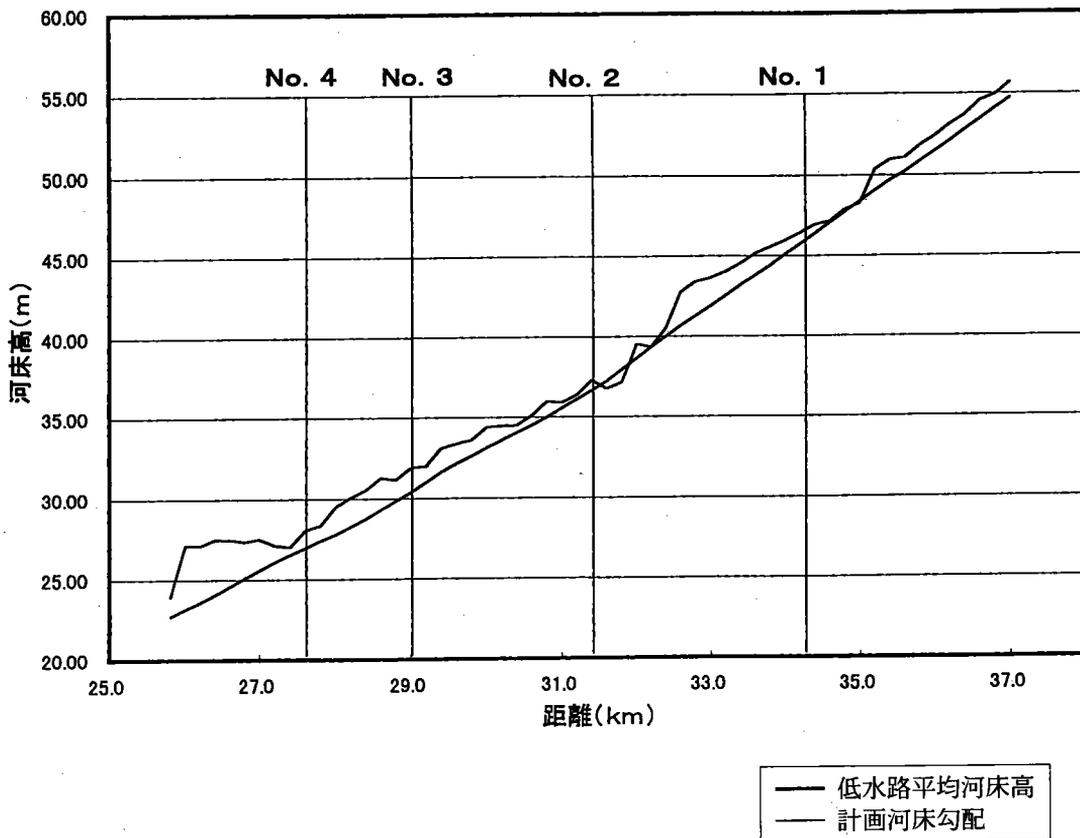


図6 多摩川最深河床縦断面図

1.3.2 第一地区における井戸分布

第一地区（住吉小学校観測井戸）周辺の建設省によるボーリング資料80本より礫層上端面図を作成し、図-7に示す。本来礫層下端面が旧河道を特定するには必要であるが、資料不足であった。上端面図はかなり起伏に富んでいる。現在は適当な埋め土をしてあるので、地表面からは判然としない。同図によると、北西から観測井戸に向かって谷が

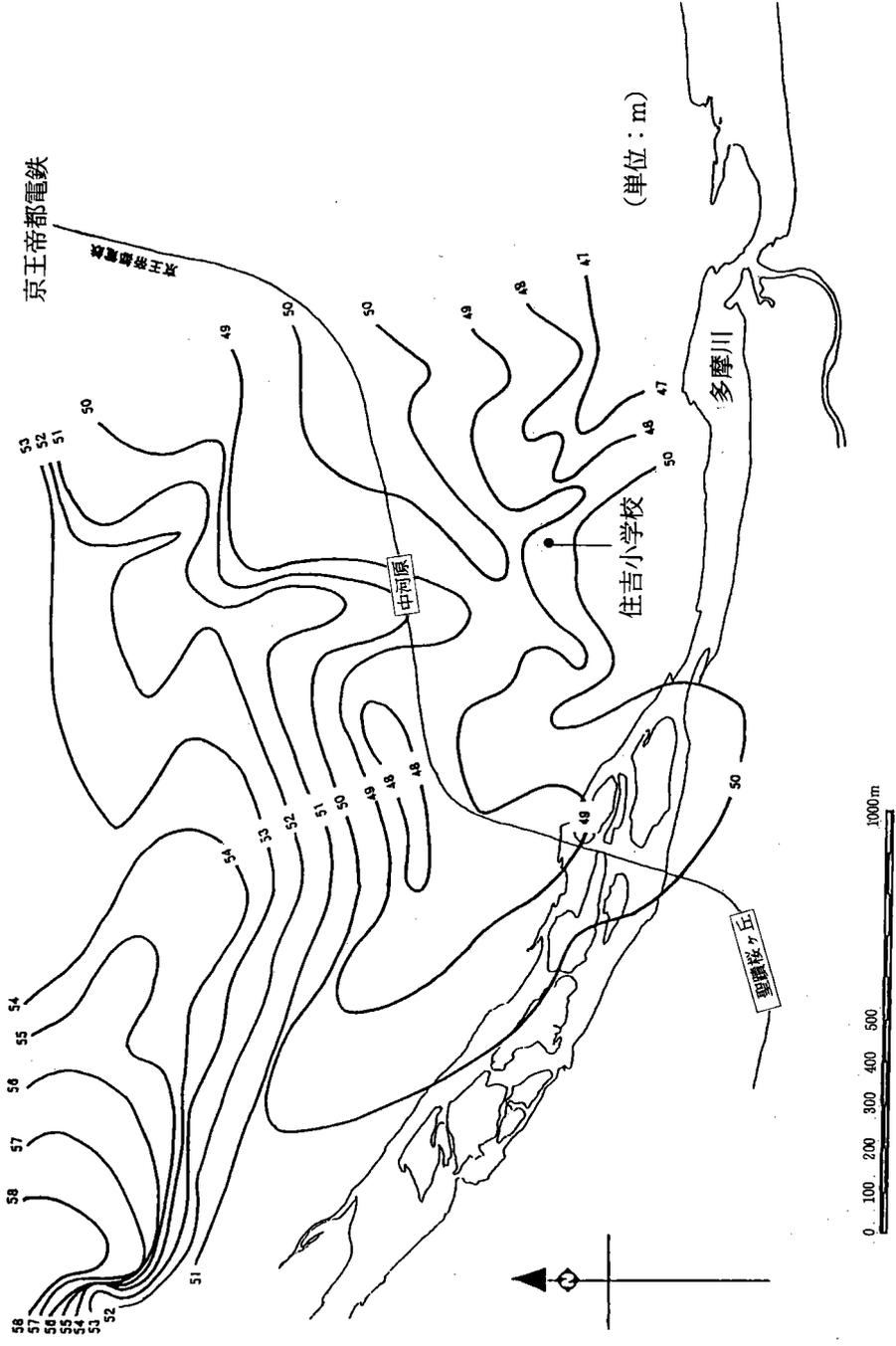


図7 第一地区礫層上端面図

発達し、その谷は観測井戸付近で北東と南西方向に分岐している。東京都環境保全局による当地域の井戸分布を図-8に示す。図-7と比較すると、谷筋に沿って井戸が分布していることがよくわかる。

「旧河道」について、明治時代の迅速図は有力な手がかりになるが、礫層の堆積状況などにより詳細な地形地質的検討が必要である。

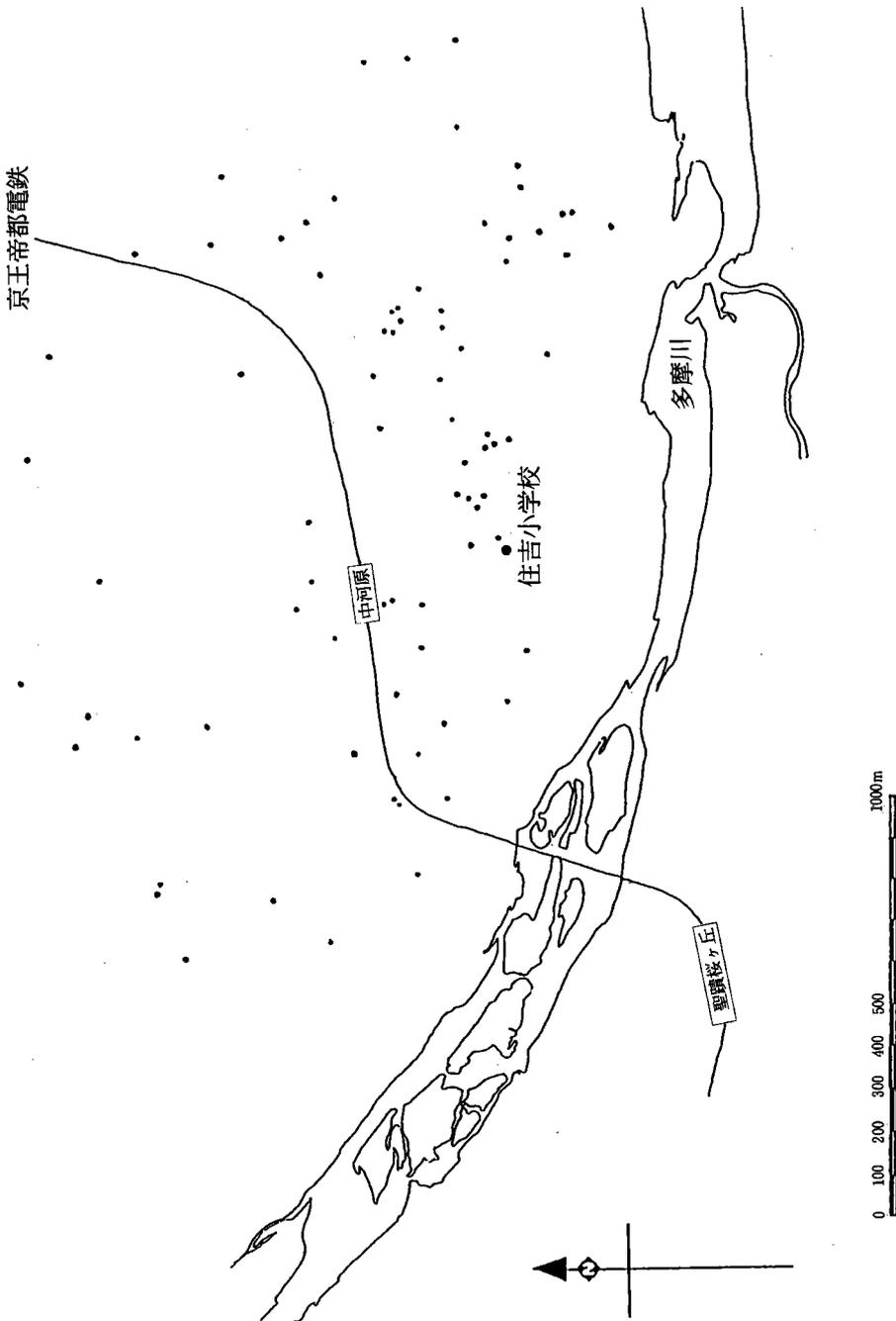


図8 第1地区井戸分布図

第2章 浅川左岸域における河川水と地下水の関係

2.1 対象流域の概要と水文観測

浅川は多摩川の右支流で、八王子市、日野市を貫流している。図-9のように沖積地は左岸日野台地、右岸多摩丘陵にそれぞれ画されている。中央部で河道は日野台地に接する

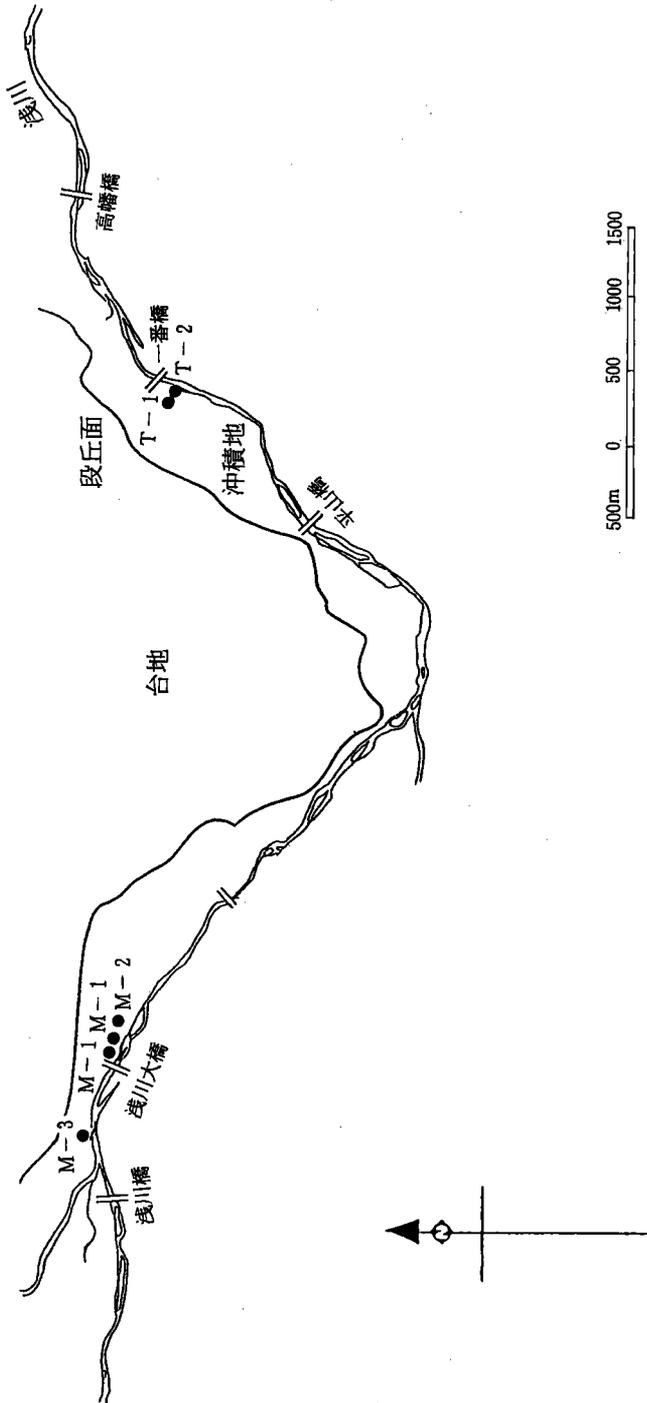


図9 浅川 対象地域図

ように流れ、この区間で河床に段丘礫層が露出していることから、河川水はこの区間で日野台地に流入し段丘崖から湧出する湧水群の重要な涵養源とみなす報告もある。河川と段丘地下水、湧水との関係について当該自治体も関心が深く、河川管理者はM1、M2、T1、T2の観測井戸により調査中である。図-10に明治17年の迅速図より求めた河道を示す。旧河道は、M地区の下流及びT地区付近に発達している。

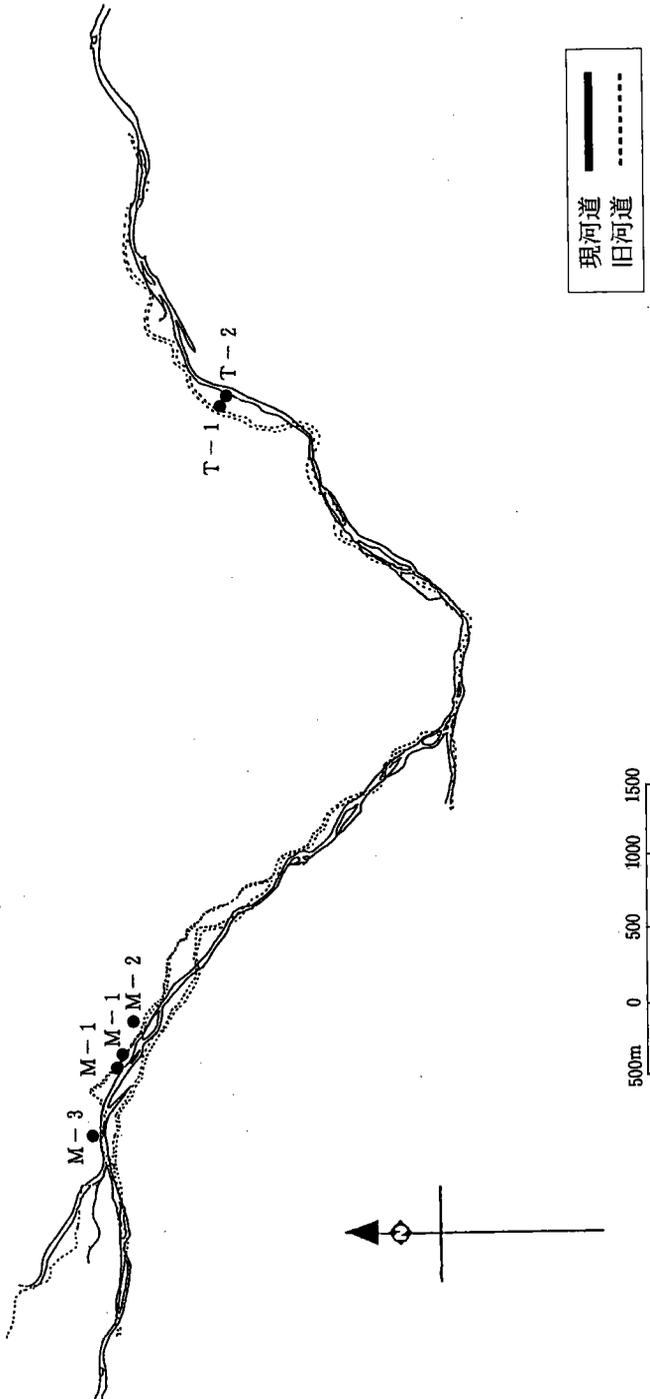


図10 浅川旧河道図

2.2 河川水位と地下水位による伏流区間の推定

1997年から建設省により図-9に示す4本の観測井戸で自記水位が測定されている。河川水位は当該区間の上流（浅川橋）、下流（高幡橋）で測定されている。観測井戸近傍の河川水位と地下水位の関係を、図-11に示す。M地区、T地区の地下水位の関係を図-12に示す。河川水位と地下水位は、多摩川本川同様類似した変動を示すが、その関係はM地区、T地区では以下のように異なっている。

• M地区

- ① 地下水位の年間変動幅は70cm程度である。
- ② 河川水位と地下水位の水位差は年間を通じて一定で、河川>M1>M2の順である。即ち、年間を通じて河川水が地下水帯に流入していると考えられる。

• T地区

- ① 地下水位の年間変動幅は1~1.5mである。
- ② 通常は地下水位が河川水位より高く、T1>T2>河川の順である。即ち、地下水が河川へ流出していると推測される。
- ③ 高水時には3者の関係が接近し、河川水位が1m以上上昇するときは通常時と逆転する。即ち一時的に、地下水からの流出は無くなる。

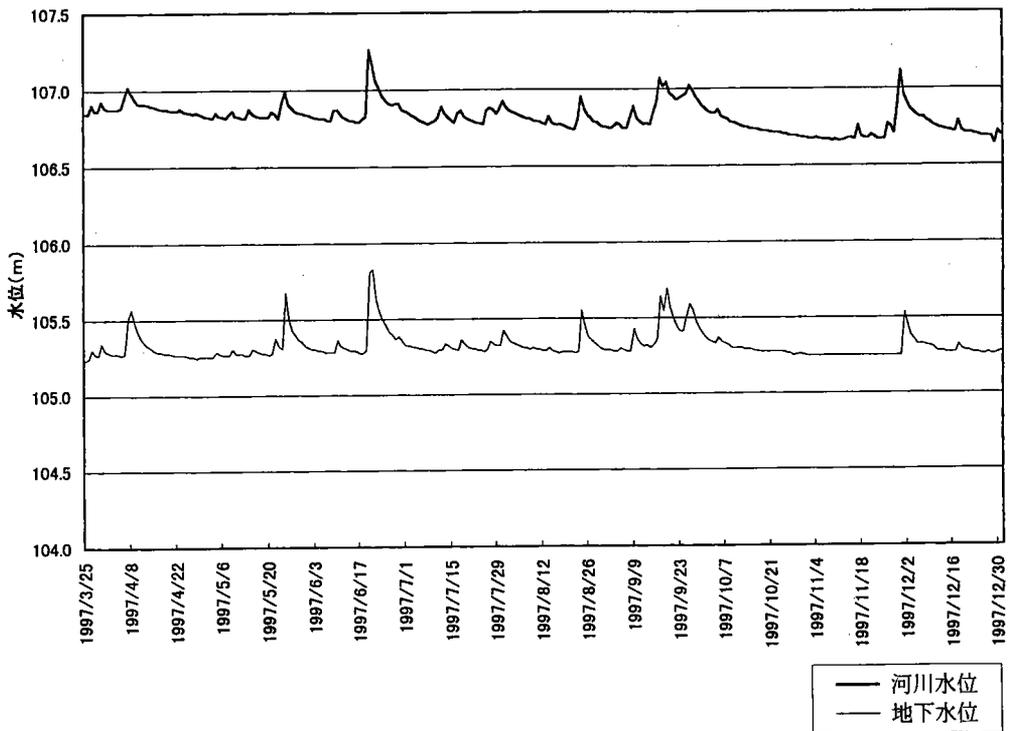


図11 (1) 地下水位と河川水位の関係 M 1

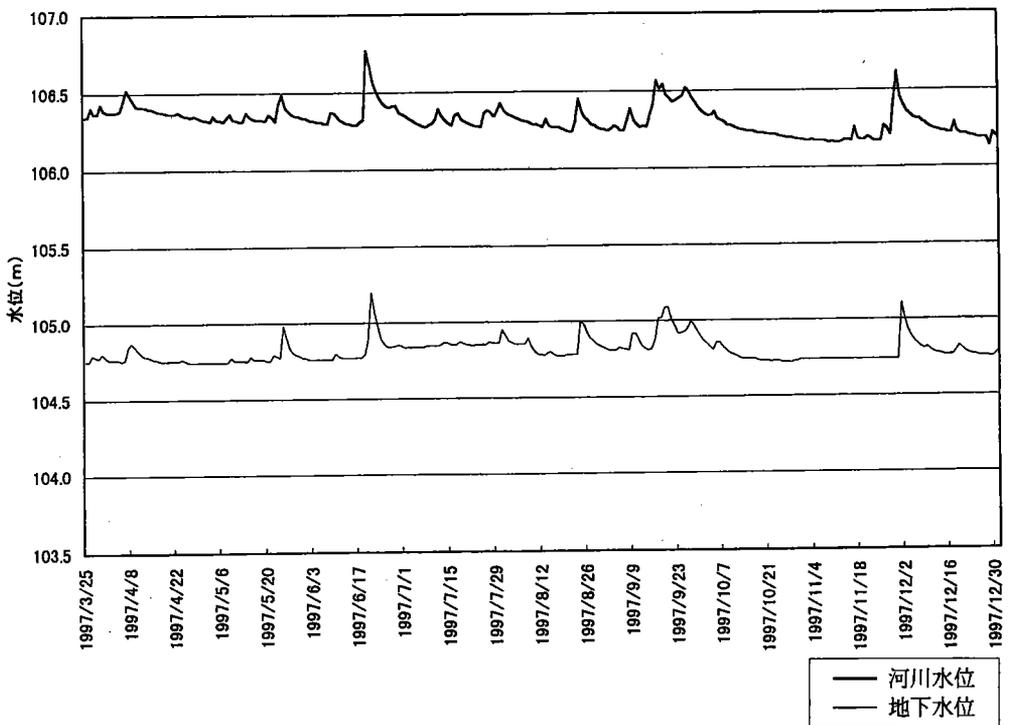


図11 (2) 地下水位と河川水位の関係 M 2

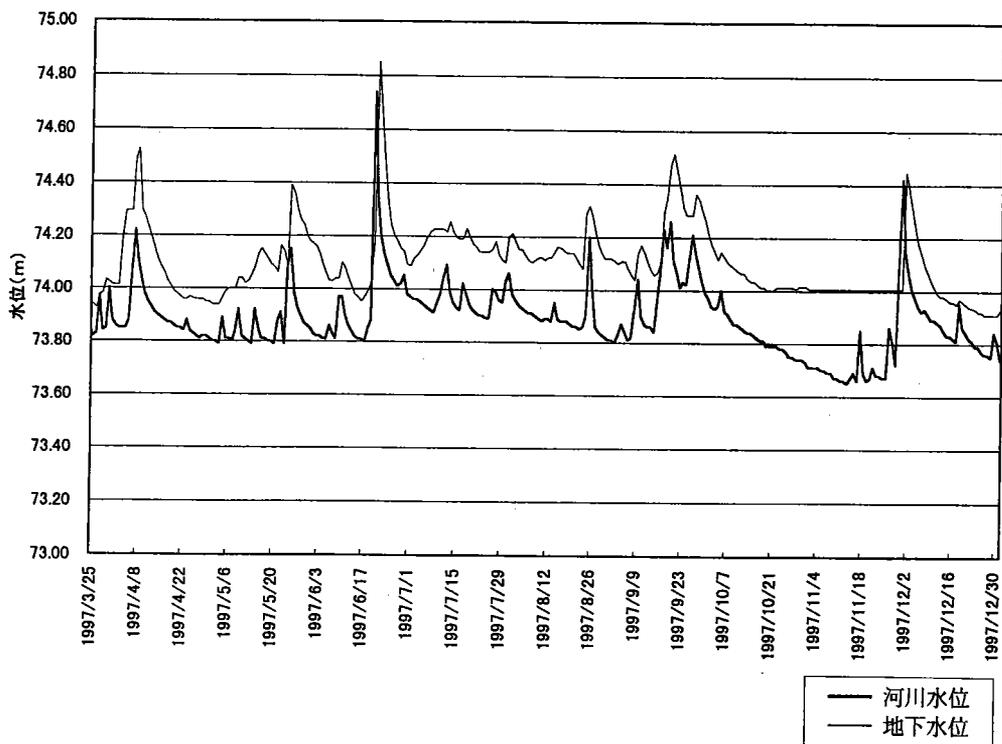


図11 (3) 地下水位と河川水位の関係 T 1

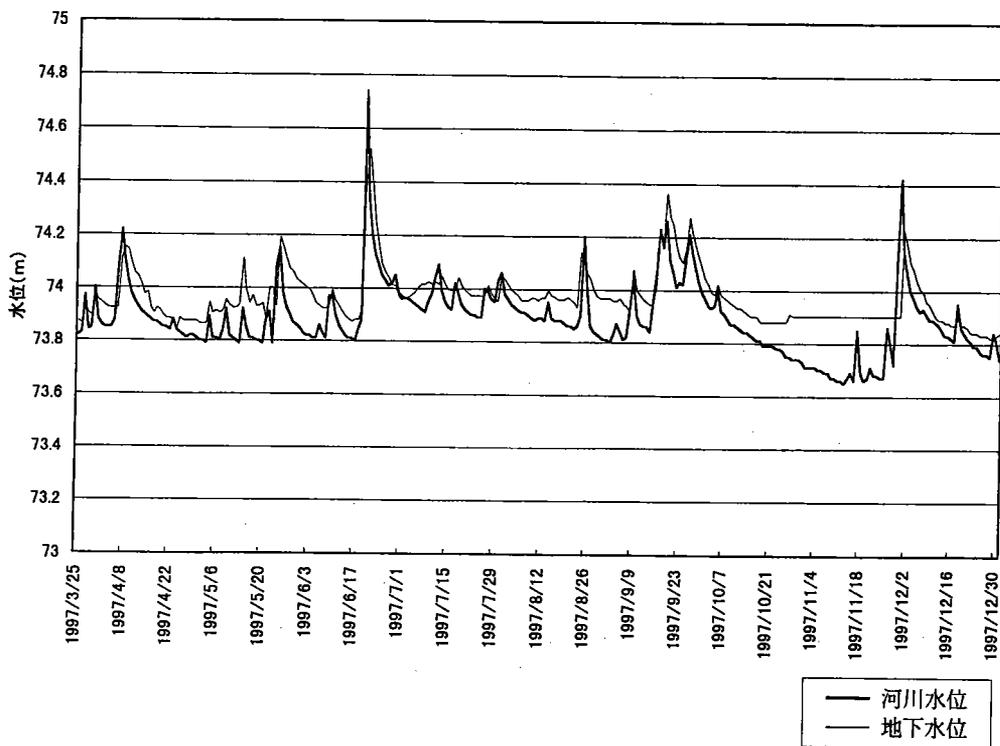


図11 (4) 地下水位と河川水位の関係 T 2

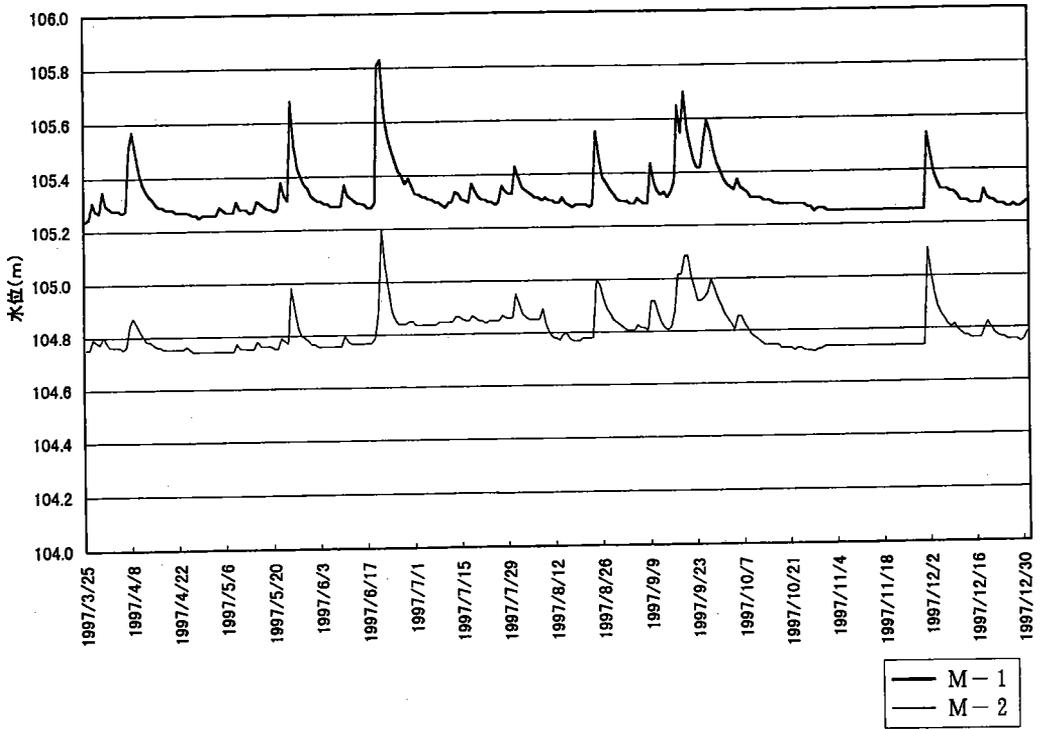


図12 (1) M地区における地下水位

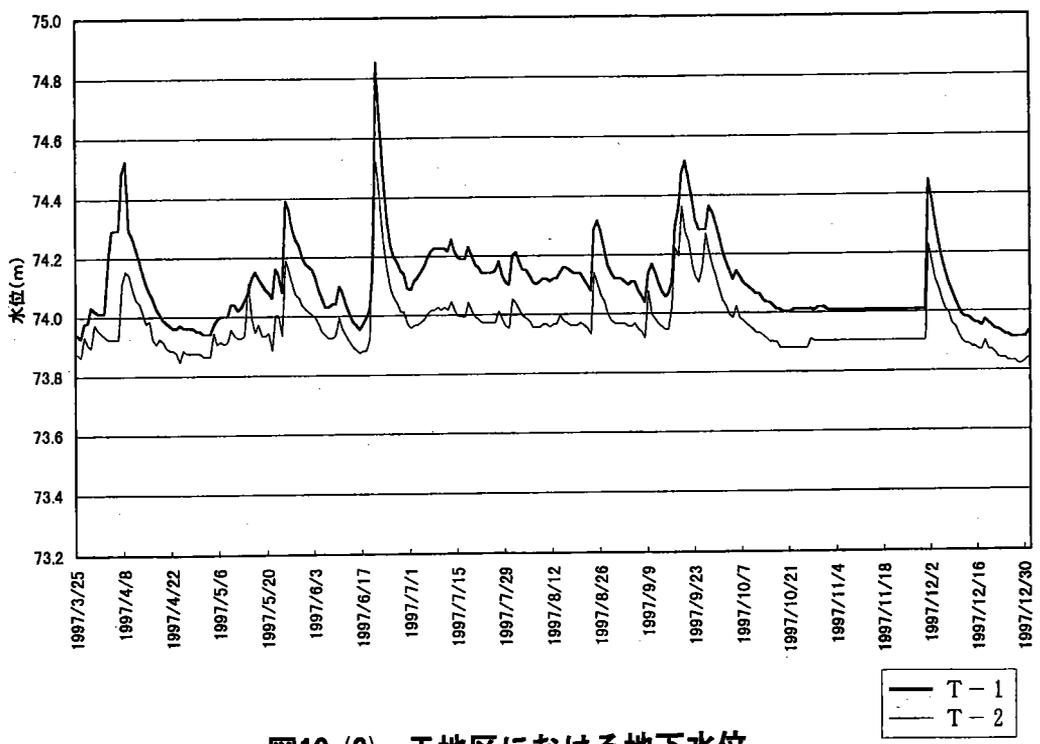


図12 (2) T地区における地下水位

2.3 浅川河川流量の流下方向の変化

建設省は浅川の河川流量の実態を明らかにするため、浅川本川16地点を含む、同区間に流入・流出する用水排水等44地点で同時流量観測を実施した（1996年1月22日及び26日）。測定結果を図-13に示す。

同区間12km全体では流量は $0.6\sim 1.8\text{m}^3/\text{s}$ と増加しているが、流量が急減～急増と大きく変化する区間が2カ所あり、M地区とT地区が関係している。さらに詳しく検討すると以下のようなのである。

・M地区

同地区の直前から流量は減少し、用水取水もないことから地下水への伏流と推定できる。その量は $0.4\text{m}^3/\text{s}$ である。地下水位M1、M2と河川水位の関係は、この流量変化と符合している。

・T地区

直前で減少し始め、増加に転じた直後である。直前の減少に関係する用水取水量は $0.163\text{m}^3/\text{s}$ であり、これを差し引いても $0.23\text{m}^3/\text{s}$ の増減がある。地下水位T1、T2と河川水の関係は、直前で地下水帯に流入した河川水が再び河川に流出する状態を示している。

流量変化と旧河道との関係を示すと、図-14のようなのである。A区間で流量は急減しB区間では急増し、C区間では急減と急増が見られる。

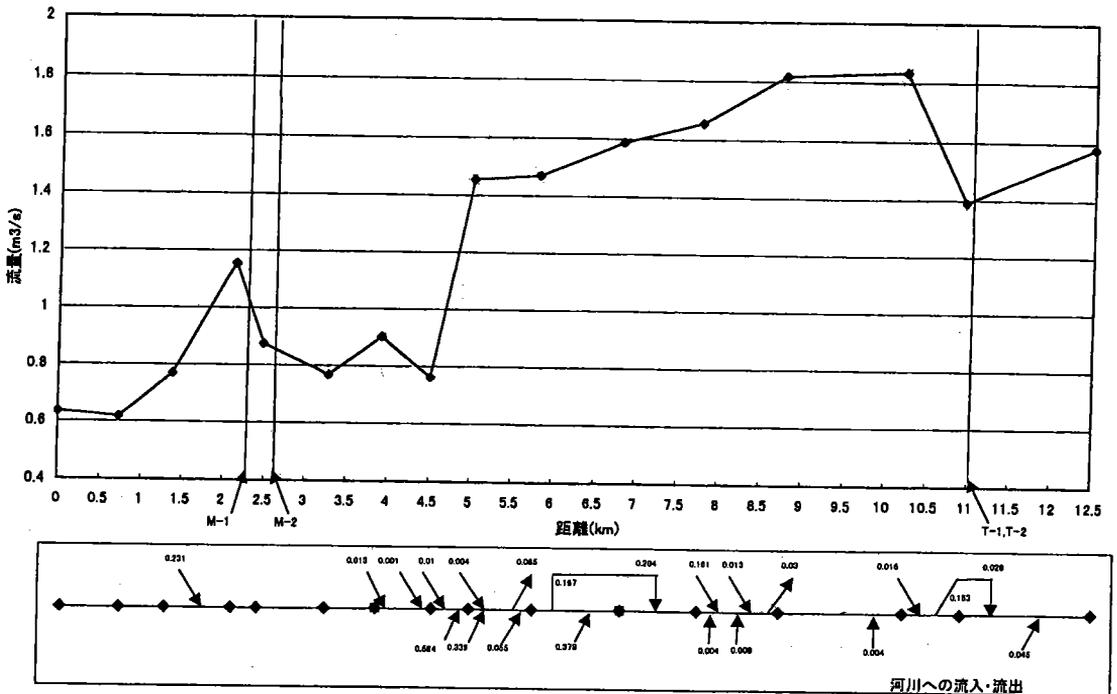


図13 浅川同時流量観測結果

旧河道との関係を見ると、河川水は旧河道に沿って流出入を繰り返しているようである。地質的に段丘礫層が河床に露出し、河川水が日野台地に流入するとされていたD区間では、流量は一定率で増加している。従って、D区間からの河川水の流入は認められない。

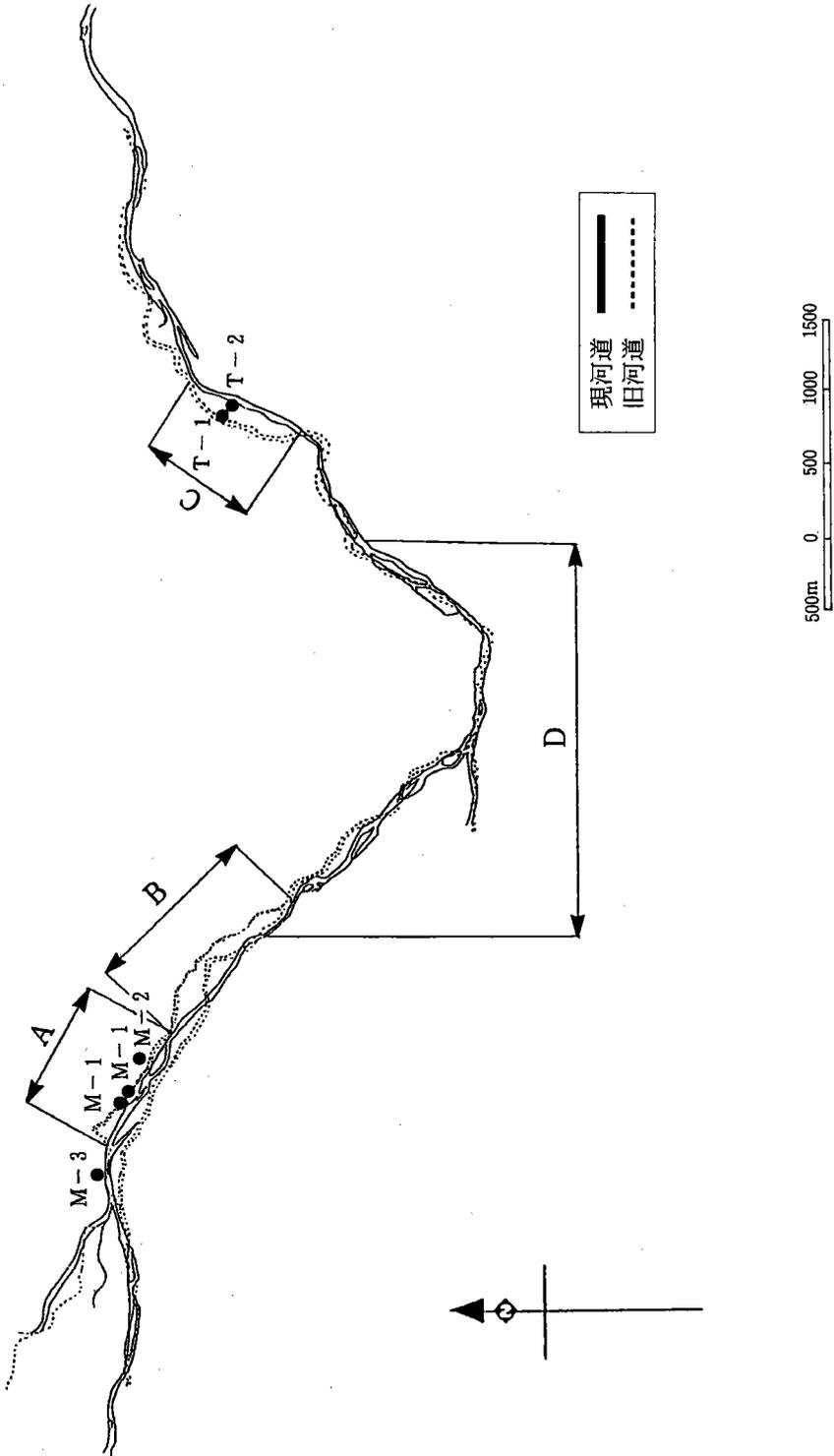


図14 浅川河道区間図

2.4 観測井戸の水温変動と伏流水流動経路の推定

2.4.1 観測井戸の概要

既設の観測井戸に加えて、各種測定が可能な観測井戸M3、M4、T3、T4を設置した（1999年1月～11月、図-15）。M地区の旧河道上には適当な場所が無く、河川近傍

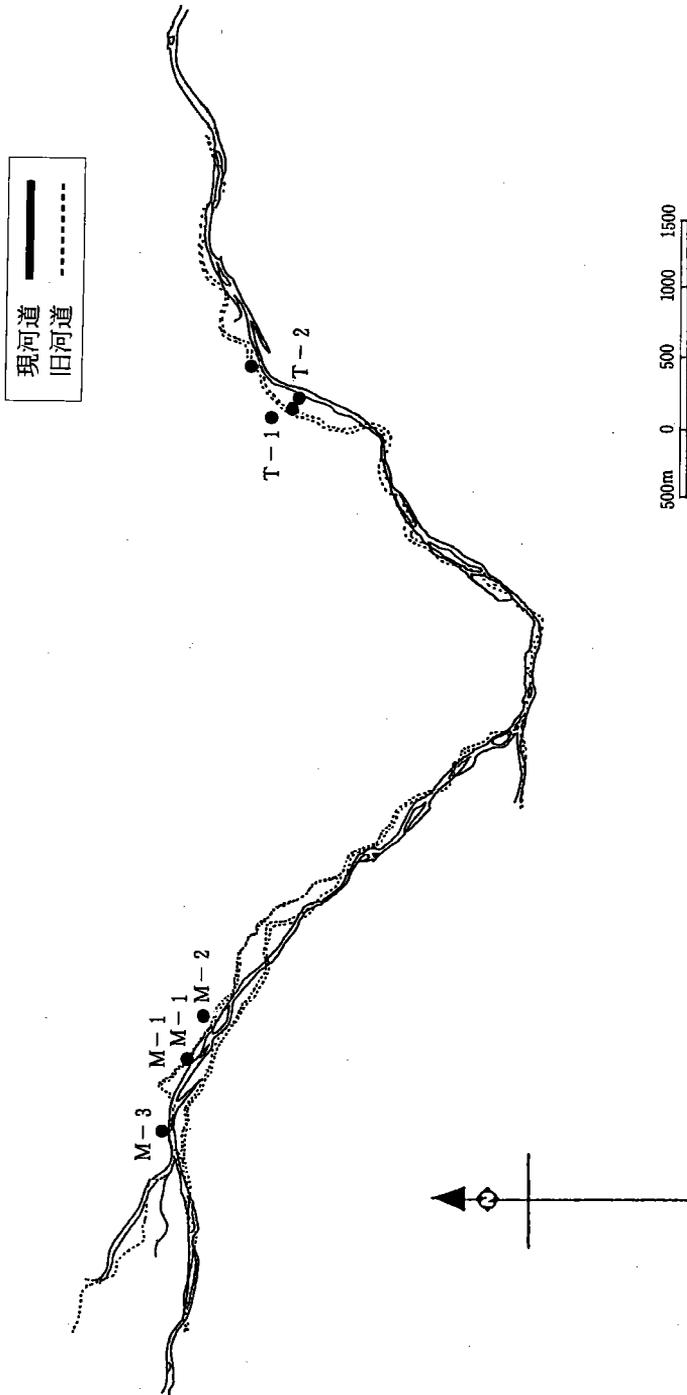


図15 浅川観測井戸位置図

の公園に設置した。T地区は旧河道に近い箇所である。観測井戸は内径65mm、ストレーナーはステンレス又は亜鉛メッキ鋼板製スリット型で、開口率は30%である。

2.4.2 水温の垂直分布とその季節変化

通常、浅層地下水の水温は水面付近で地表からの熱伝導により年変化が大きく、10m付近で年平均気温に近い温度となり、それ以深では地熱の影響を受け0.5°C/10m程度で上昇する。主として、熱源が地表及び地下深部にあるときの場合である。観測井戸の水温の垂直分布及びその季節変化を図-16に示す。水温変動最大の深度は、水面でなく水面下2～3mの位置にあり、この付近の水温が全深度の水温を方向付けている。河川水温との関係を検討するため当該区間の河川水温及び、当該区間下流の高幡橋における1998年の水温を図-17に示す。1999年と1998年は概ね対応するので、1998年の連続記録を河川水温として扱う。観測井戸における水温最大変動深度の水温の季節変化を図-18に示す。同図によれば、河川水温が一定の遅れ時間の後、地下水温が変化しているように思える。

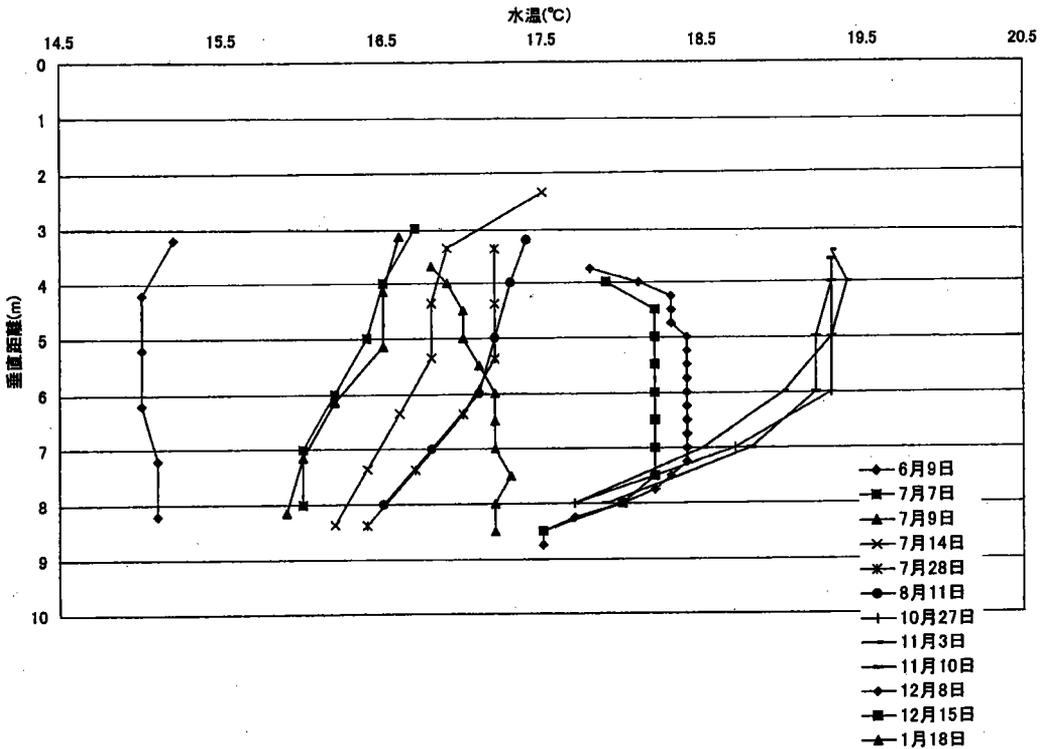


図16 (1) 地下水温垂直分布部 M3

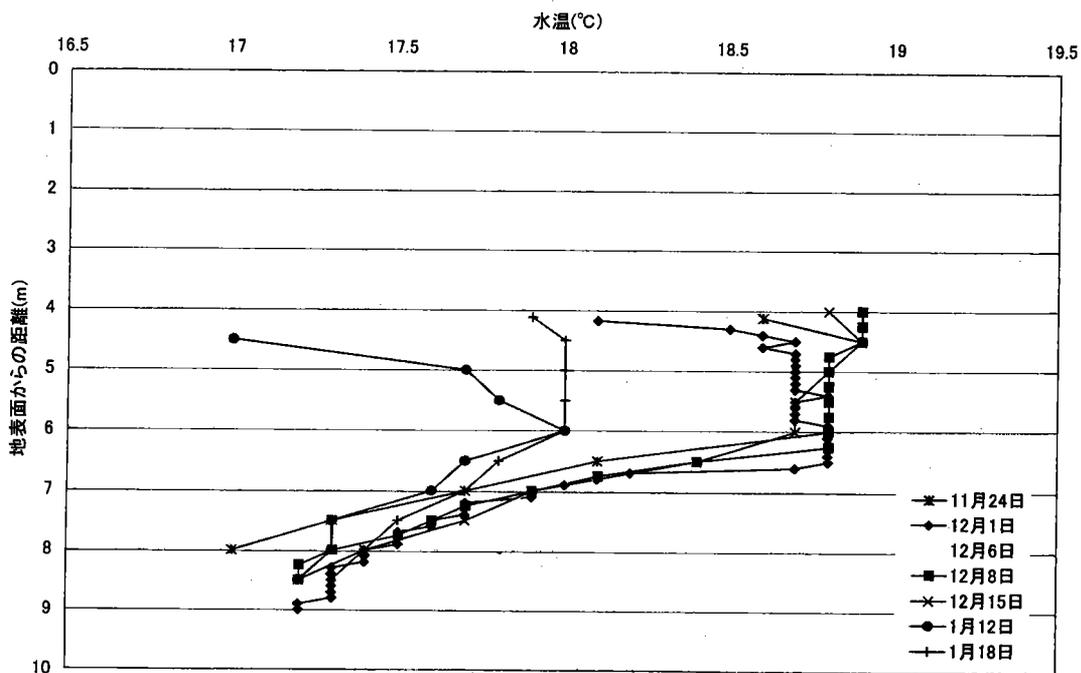


図16 (2) 地下水温度垂直分布部 T 3

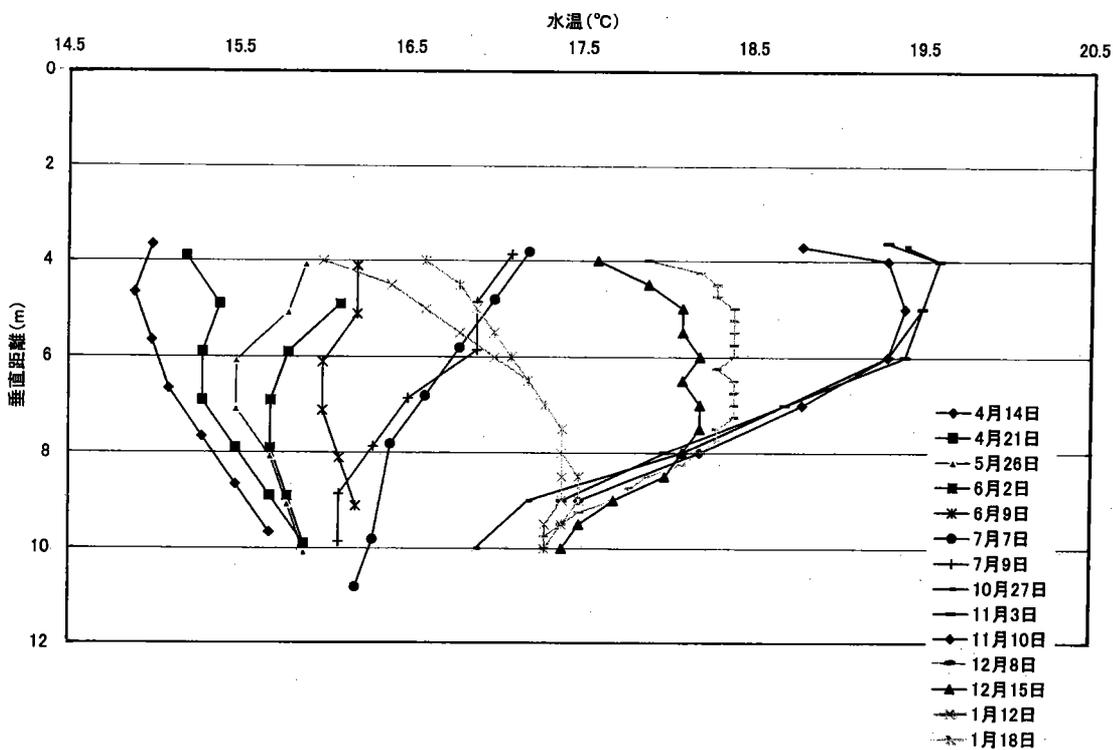


図16 (3) 地下水温度垂直分布部 T 4

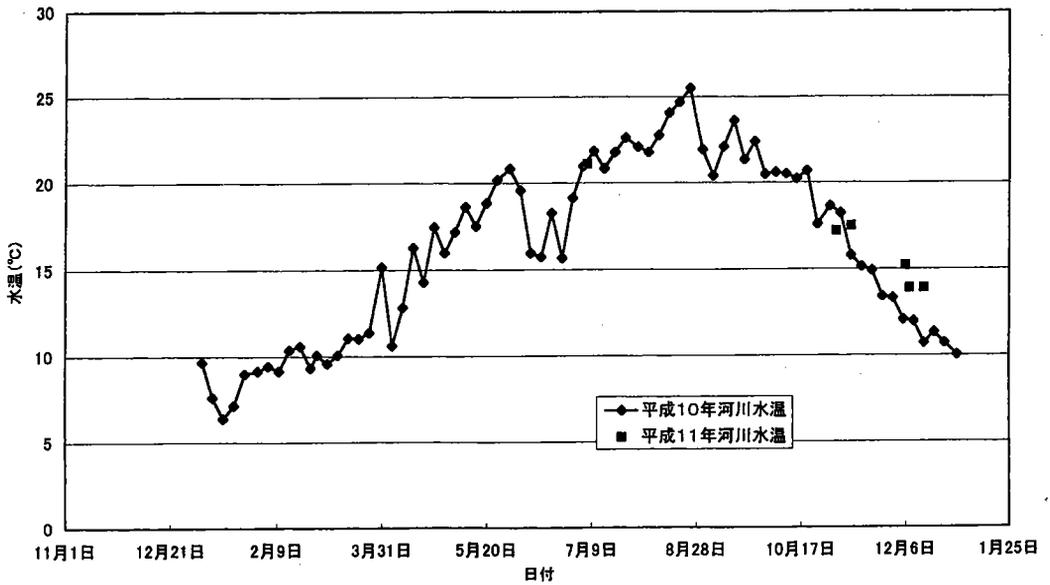


図17 河川水温の年変化 (高幡橋)

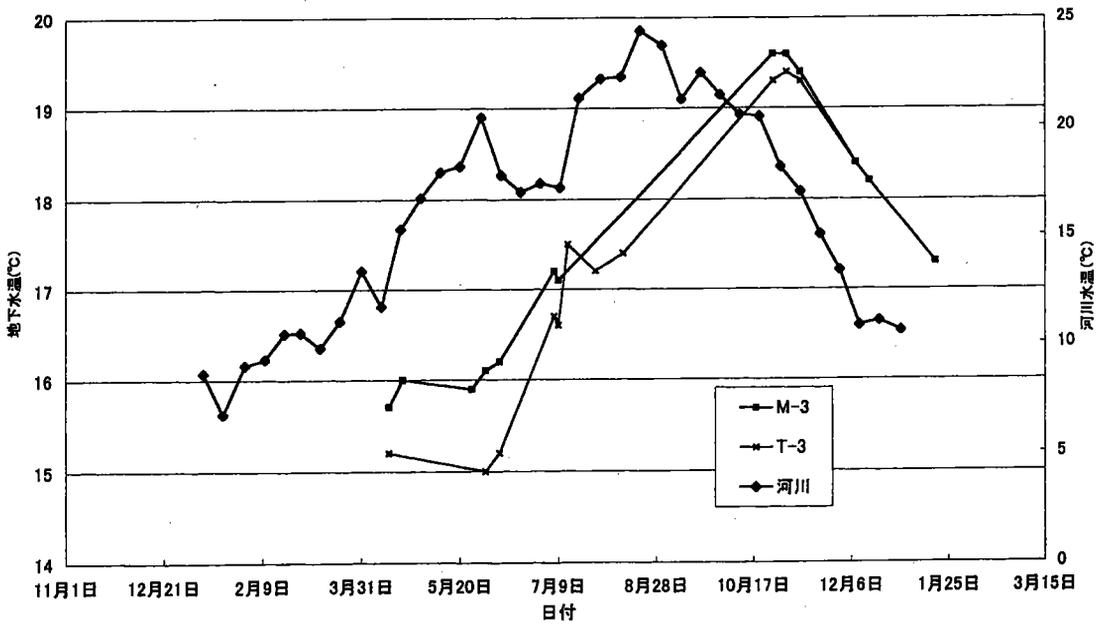


図18 河川水温の観測井戸水温の季節変化

2.4.3 水温変化のモデル化

流入水温に注目して、流入水温の年変化を検討する。観測井地下水温の流入水温の年変化グラフを図-19に示す。これらの観測値をもとに水温変化を正弦関数にモデル化し、比較検討した。モデル化した式を以下に示す。

$$T = H/2 \sin\{2\pi/365(t - t')\} + T_0$$

H : 最大温度

t : 経過日数 (日)

t' : 平均水温までの到達日数 (日)

T₀ : 平均水温 (°C)

モデル化計算の前提として以下に示す。

- (1) 計算時間単位を1日とする。
- (2) 周期を1年とする。
- (3) サンプル水温は、観測井水温で河川の影響があると思われる水温を使用した。
- (4) 地盤による熱伝導率の違い及び放射・対流は無視する。

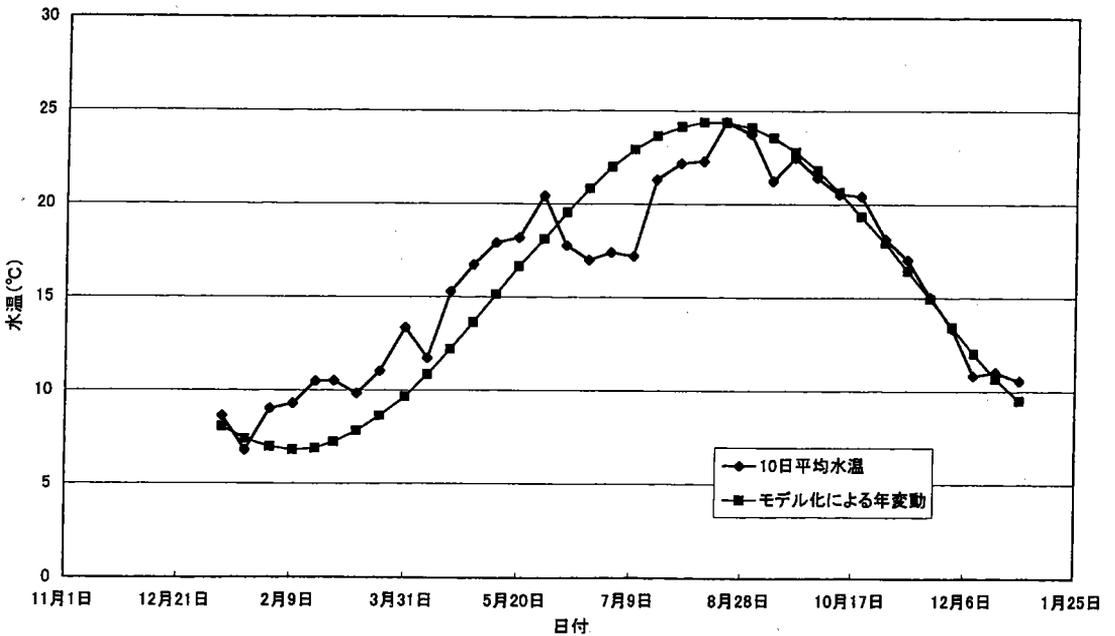


図19 (1) 温度変化の正弦波近似 河川

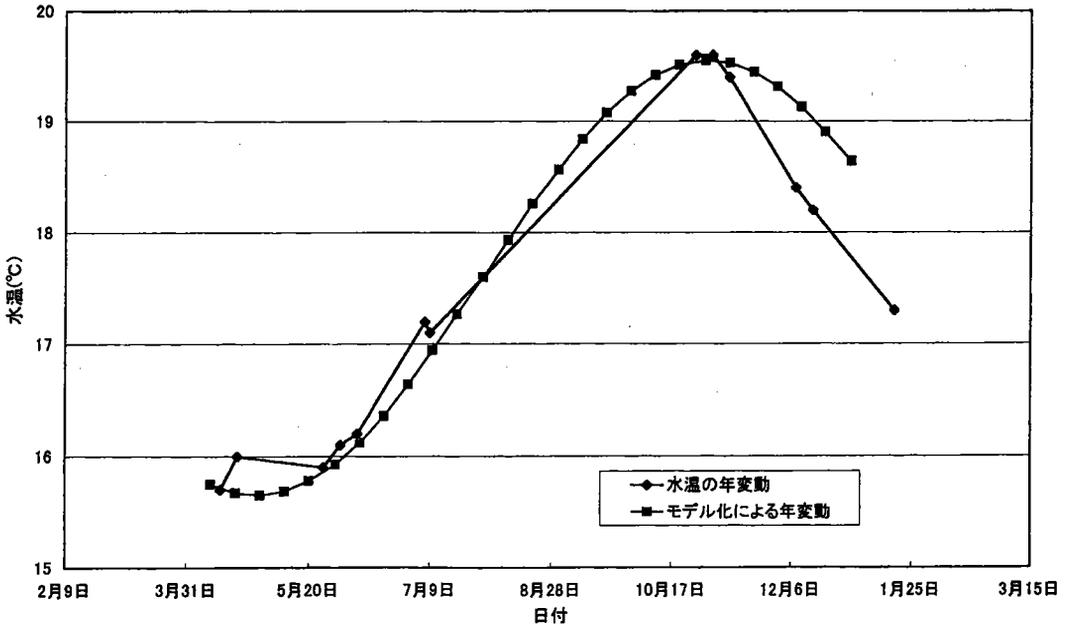


図19 (2) 温度変化の正弦波近似 M 3

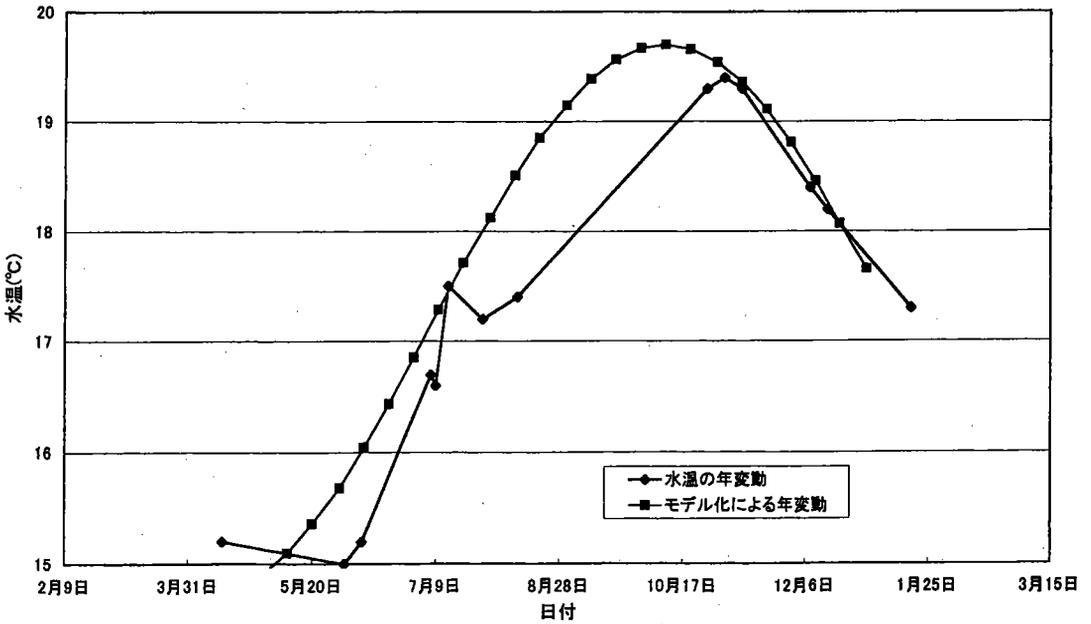


図19 (3) 温度変化の正弦波近似 T 3

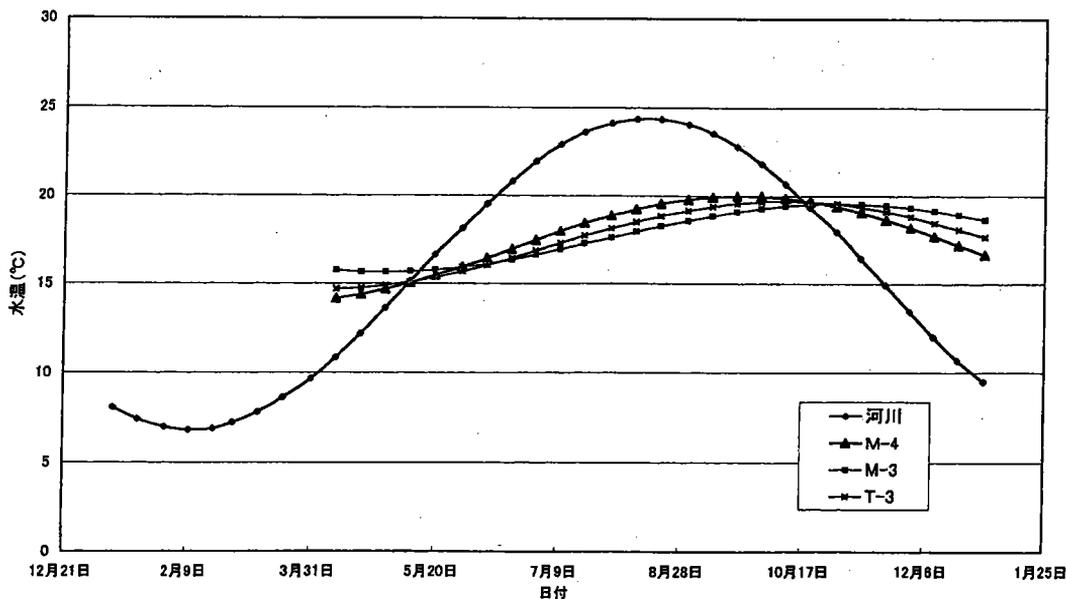


図20 河川水温と地下水水温の正弦波比較

表2 水温変化モデル正弦波

河 川	$T = 8.80 \sin\{0.0172(t-123)\} + 15.6$
M - 3	$T = 1.95 \sin\{0.0172(t-110)\} + 17.6$
M - 4	$T = 3.00 \sin\{0.0172(t-71)\} + 17.0$
T - 3	$T = 2.50 \sin\{0.0172(t-88)\} + 17.2$

2.4.4 一次元熱移流拡散方程式による遅れ時間と振幅の関係

地下水の流動に伴う地下水温度変化を明らかにするために、地下水流動の卓越方向と考えられる地下水面に水平な方向における熱・水輸送について考える。非圧縮性、均質、多孔質媒体中の水・熱輸送に関する一次元の熱移流拡散式は、次式で表される。

$$c\rho(\partial T/\partial t) = k(\partial^2 T/\partial x^2) - v_x c_0 \rho_0 (\partial T/\partial x) \dots\dots\dots (1)$$

ここで、 $c\rho$ 、 $c_0\rho_0$ はそれぞれ地層及び水の熱容量、 k は地層の熱伝導率、 v_x は水平流フラックス（ダルシー流速）を表す。 $x=0$ における境界条件を周期関数（周期 τ 、振幅 ΔT_0 ）で与え、 $x=\infty$ における温度を T_{Ax} とすると、 $x=0$ から距離 x の地点に

おける任意の時間の水温は次のように与えられる。

$$T = T_{Ax} + \Delta T_0 e^{-ax} \sin(2\pi t/\tau - bx) \dots\dots\dots (2)$$

$$a = \{(K^2 + V^4/4)^{1/2} + V^2/2\}^{1/2} - V \dots\dots\dots (3)$$

$$b = \{(K^2 + V^4/4)^{1/2} + V^2/2\}^{1/2} \dots\dots\dots (4)$$

$$K = \pi c \rho / k \tau \dots\dots\dots (5)$$

$$V = v_x c_0 \rho_0 / 2k \dots\dots\dots (6)$$

水温変動の振幅の減衰率 ($x = 0$ における振幅 ΔT_0 に対する $x = x$ における振幅 ΔT_x の比) と (2) 式中の a との関係、及び位相のずれ (t_1) と b との関係は次のように表せる。

$$a = -\log(\Delta T_x / \Delta T_0) / x \dots\dots\dots (7)$$

$$b = 2\pi t_1 / \tau x \dots\dots\dots (8)$$

上述の(4)式、(5)式を(2)式に代入し、さらにこれを(6)式に代入して $x = x$ における水温季節変動幅の計算を試みた。温度変動幅の計算には、帯水層が主に砂礫質であることから、 $c\rho = 0.6 \text{ cal/cm}^3 \times \text{C}$ 、 $k = 4.5 \times 10^{-3} \text{ cal/cm} \times \text{s} \times \text{C}$ とし、一年間の水温変動幅を求めたいので、 $\tau = 1 \text{ year}$ とする。観測井の平均動水勾配が 0.01 であり、透水係数が 10^{-1} cm/s のオーダーと考えられるので、ダルシー流速 $v = (\text{cm/s})$ を (1) $v = 2 \times 10^{-3}$ (2) $v = 10^{-3}$ (3) $v = 5 \times 10^{-4}$ と 3 通りに与えて計算を行った。図-21 に遅れ時間と振幅の相関を示す。

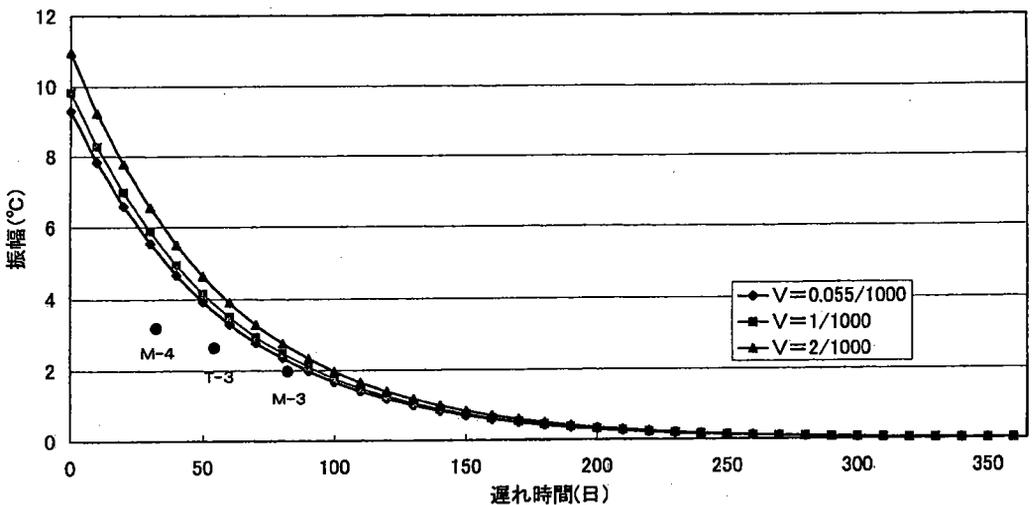


図21 遅れ時間と振幅に関する理論値と実測値の関係

2.4.5 CCDカメラによる流向流速測定と流動経路の推定

水温解析により各井戸にそれぞれの遅れ時間を持って河川水が到達したと推定された。井戸における流向流速を測定することにより流動経路を推定できる。

図-22に測定結果を示す。測定は各井戸3～4回、十分な揚水洗浄を繰り返しながら実行した。流速は1.5～0.034mm/sと広く分布し、井戸間で差があった。即ち、T3が最も大きく、M3が最小である。

流向は概ねM3、M4が河川からの流入方向、T3は流出方向に位置する。なお、T4は河川に近く井戸設置時に護岸工事が始まり、地下水流に変化が生じたと思われるので検討から除外する。

速度ピークは、水温最大変動深度に対応する水面下2～3mの深度に現れ、水位上昇に伴って流速が大きくなる点も注目される。

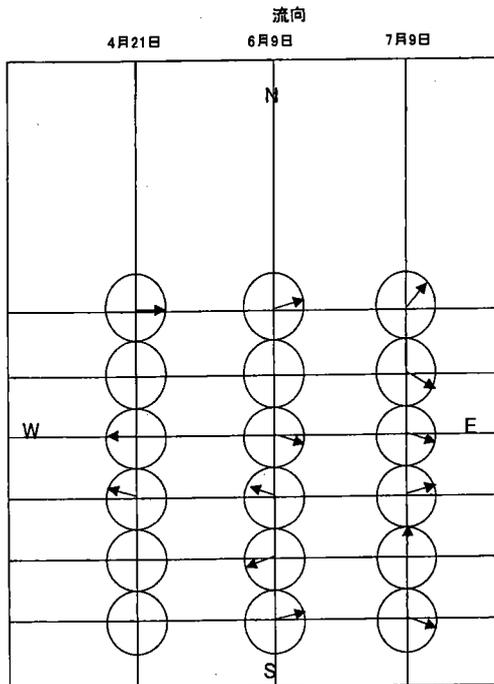
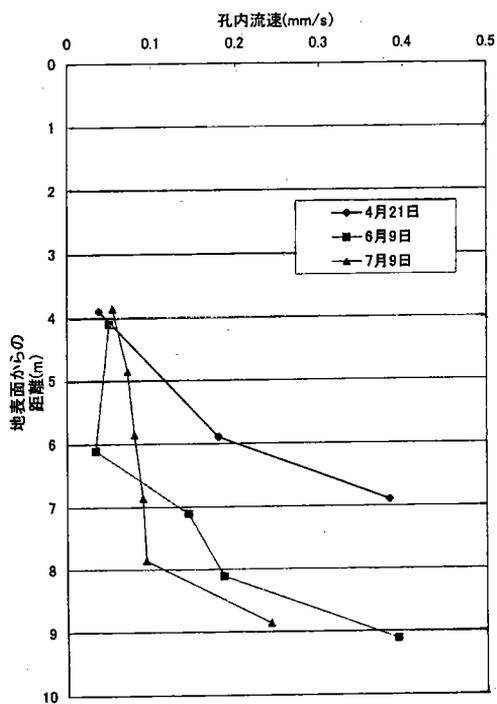


図22 (1) 流向流速測定結果 M 3

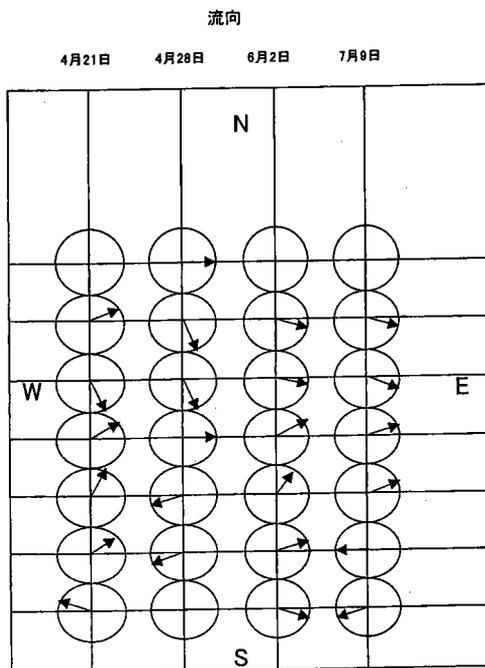
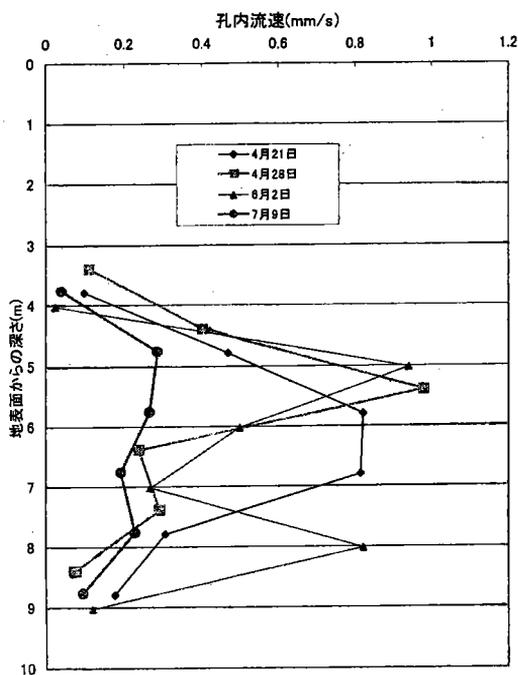


図22 (2) 流向流速測定結果 M 4

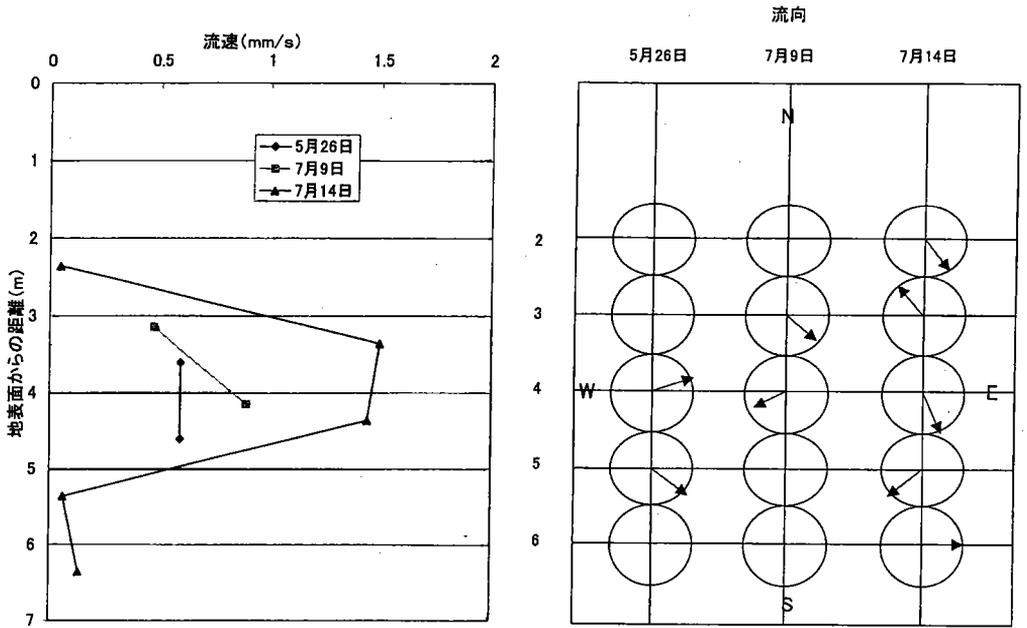


図22 (3) 流向流速測定結果 T 3

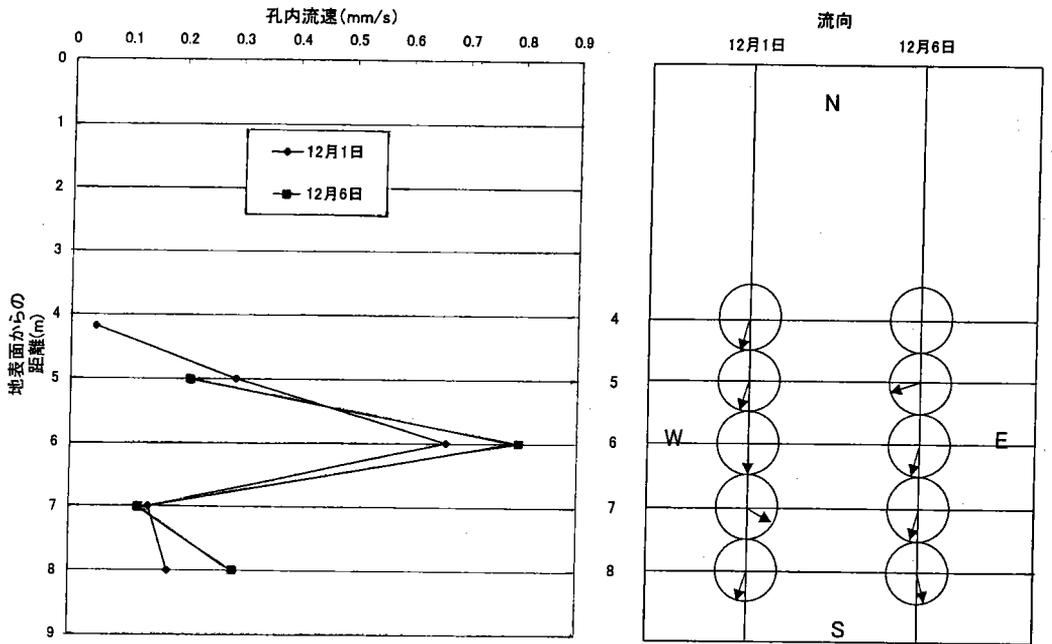


図22 (4) 流向流速測定結果 T 4

2.4.6 遅れ時間及び流向流速による流動経路の推定

CCDカメラによる流向流速の測定値と温度解析による遅れ時間より、流下距離及び推定経路を表-3、図-23に示す。M3、T3は、ほぼ旧河道に沿った自然な流路が推定できた。M4は実測値が十分でなく、正弦波の当てはめにも無理があったので、更に検討する必要がある。

表3 流下距離の推定

	M-3	M-4	T-3
遅れ時間(日)	82	36	61
流速(mm/s)	0.068	0.183	0.2
流下距離(m)	482	569	1054
流向(°)	94.3	85.5	49.7

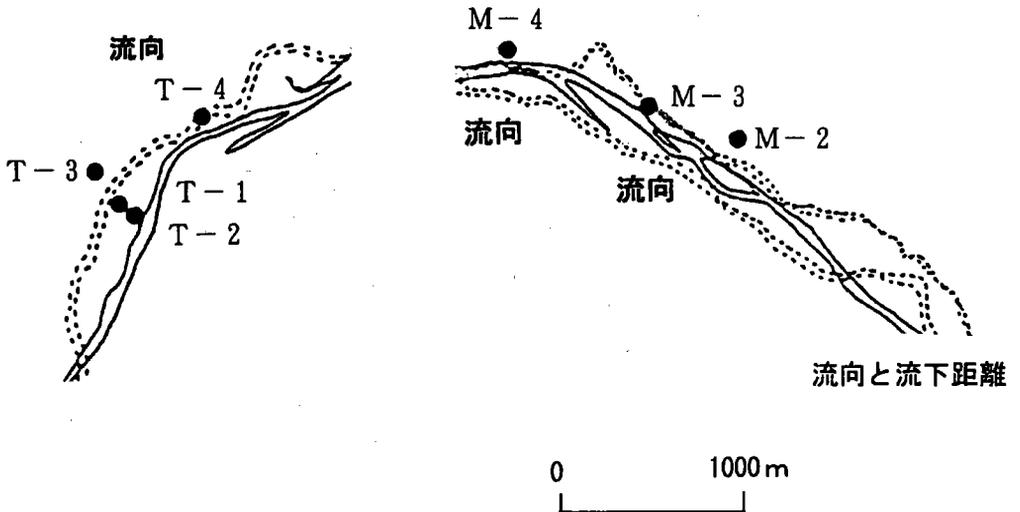


図23 推定流流動経路

参考文献

- 1) 建設省京浜工事事務所(1995)：浅川流域地下水調査報告書
- 2) 府中市(1968)：『府中市史』
- 3) 東京都水道局(1980)：東豊田緑地内水脈調査報告書
- 4) 東京都土木技術研究所(1988)：東京都の地盤(2)
- 5) 市川 新(1997)：『多摩川 そのエコバランス』、ソフトサイエンス社、pp.150-157.
- 6) 土壌物理研究会(1979)：『土の物理学』、森北出版、pp.279-292.
- 7) 榎根 勇(1990)：『実例による新しい地下水調査法』、山海堂、pp.105-113.
- 8) 建設産業調査会(1979)：『地下水ハンドブック』、pp.121-123.
- 9) 山田啓一、石川雅博(1996)：武蔵野台地における浅層地下水帯形成過程と透水係数の空間分布、地下水技術、38-3、pp.1-9.
- 10) 山田啓一、荒川 創 (1999)：CCDカメラによる孔内流向流速測定と流速の垂直分布、地下水学会誌、41-3、pp.193-201.

「^{た ま がわ}多摩川^{ふりゆうきこう}における伏流機構と

^{すいしつじょうか}水質浄化^{まのうひょうか}機能^{かん}評価^{ちようさけんきゆう}に関する調査研究」

(研究助成・一般研究VOL. 22-No. 210)

著 者 ^{やま だ けい いち}山 田 啓 一

発行日 2001年3月31日

発 行 財団法人 とうきゅう環境浄化財団

〒150-0002

渋谷区渋谷1-16-14 (渋谷地下鉄ビル内)

TEL (03)3400-9142

FAX (03)3400-9141
