

地下水の水みちにおける流速測定

奥山武彦*・芝野和夫**・加藤 誠***

Measurement of the Flow Rate in a Groundwater Vein stream

Takehiko OKUYAMA*, Kazuo SHIBANO**, Makoto KATO***

* National Research Institute of Agricultural Engineering

** National Institute of Agro-Environmental Sciences

*** Tokyo University of Agriculture and Technology

Abstract

Groundwater flow system was investigated at a upland field in the central part of Ibaraki Prefecture. Underground temperature survey was conducted to locate the groundwater vein streams and to determine the place for test boring. The depth down to the top of the groundwater vein stream was estimated to be 2.5m from the ground surface at the boring point. Groundwater flow rate was measured by means of the groundwater surveyor and tracer test. It was also calculated using the hydraulic conductivity determined by in situ permeability test or effective grain size. The flow rate was less than 10^{-4} cm/s down to the depth of 3 m, greater than 10^{-4} cm/s at the depth deeper than 3 m. The flow rate at the depth of 3.6 m outside the groundwater vein stream was one-third of that at the same depth inside it. These results show the location and the depth of the groundwater vein stream estimated by means of the underground temperature survey were correct, and groundwater flows at higher flow rate in the groundwater vein stream than another part of the ground.

Key words : groundwater, groundwater vein stream, underground temperature survey, groundwater flow rate, boring

1. はじめに

地下水は礫質土層や断裂などの透水性の大きな個所で水みちを形成して流れ、物質移動を考える上で無視できないことはよく知られるようになった。地下水の量的な管理に加えて質的な保全が求められるようになった今日、地下水の流れの実態を解明することの重要性はますます高まった。地下水流速は、井戸の孔内水位に基いて描いた等水位線から求めた動水勾配と、揚水試験などで決定した帯水層の透水係数によって算定する方法が一般的である。しかし、限られた点の情報だけでは局所的に存在する水みちにおける流れを把握することは困難である。まず対象範囲における水みちの状態を明らかにしてから試掘、流速の算定を行うことが望ましい。水み

ち位置の調査法としては深度1mの地温を測定する地温探査が面的な展開も容易で有力な方法である。本研究では地温探査によって特定した水みち位置で試掘を行い、5種類の方法によって測定した地下水流速の比較検討を行った。

2. 調査地区の概要と水みちの存在状況

調査地区は茨城県中部、八郷町H地区の標高30m前後の台地上の畑地である(図-1)。南側には標高100m余の尾根が、北側には小河川とそれに沿った低地がある。1.5m前後の厚さのローム層の下はシルト、細砂、小礫を含む粗砂の互層になっており、地下水位は-1.5m程度にある。一帯では下末古海進期の海面上昇によって入り江ができ、砂層、泥層が堆積して形成された(池

* 農業工学研究所, ** 農業環境技術研究所, *** 東京農工大学
 キーワード: 地下水, 水みち, 地温探査, 地下水流速, ボーリング

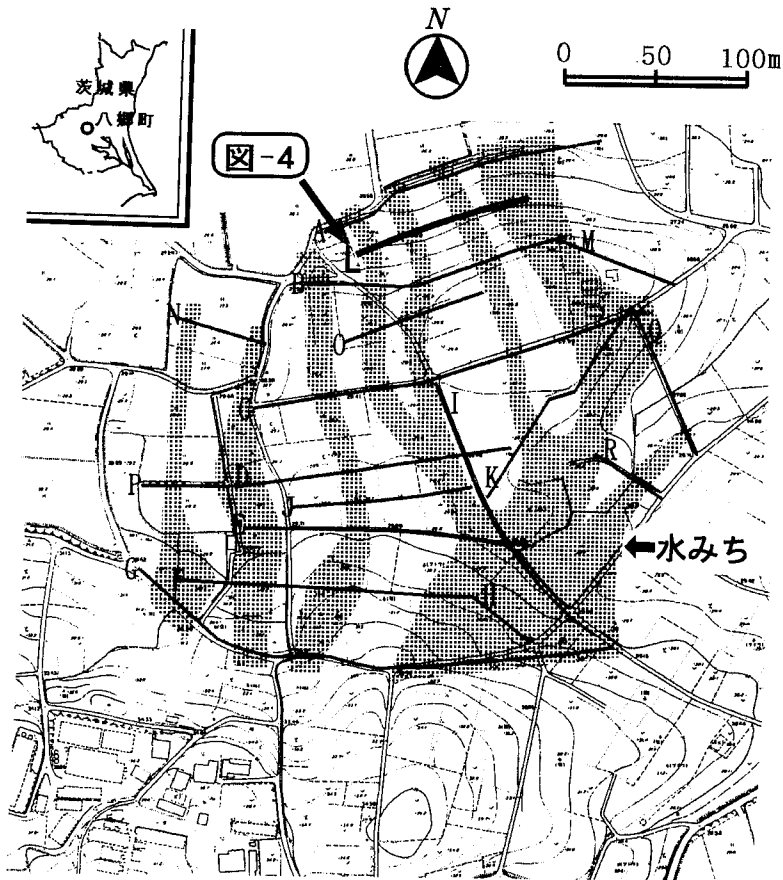


図-1 地温探査測線の配置と推定された水みち位置

Fig.1 Survey line arrangement for underground temperature survey and location of groundwater vein strams.

田・宮本 1986) とされており、河道跡が脈状に残って水みちとなっていることは十分に考えられる。

地温探査は局所的な水みちの近傍では深さ 1 m 程度の地温に異常が生じる現象を利用した方法であり、竹内 (1983) が地すべり調査での有用性を明らかにした。水みちの影響をうけていない地温 (平常 1 m 深地温) と地下水温との差によって生じる地温異常を検出するために、調査適期は夏 (8~9 月)、冬 (2~3 月) であり、水みち近傍では夏には地温低下、冬には地温上昇が生じる。対象深度は概ね 10 m 以内である。円形断面をもつと仮定した水みちの中心深度及び半径、水みちの水温と平常 1 m 深地温をパラメータとして計算した 1 m 深地温分布と実測地温分布をパーソナルコンピュータの画面に図示して、両者が良く一致するようなパラメータとしての水みちの位置と規模を決定する (奥山, 1989)。

調査は 1995 年 9 月に図-1 に示すように約 300×300

m の範囲に 18 測線を設定して実施した。1 m 深地温は各測線上 4 m 間隔でエンジンドリルを用いて直径 2 cm、深さ 1 m の孔をあけ、白金測温抵抗体温度センサーによって分解能 0.01℃で測定した。各測線上での土地利用の違いはあまりなかったため、地温の地況補正は行っていない。

各測線の低温異常部から推定した水みちの分布を図-1 中に示す。水みちは傾斜に沿って北側の低地に向かって分岐しながら流れている。測線 L の推定断面を図-2 に示す。測線西端から 9 m 付近を通る水みちは上縁深度 2.5 m、半径 7.5 m と算定されたが、地盤は地下深くなるほど圧密がすすみ、風化を受けにくくなるために水みちができにくいことを考慮して、水みちは上半円形として示してある。この地点を通る水みちの縦断面を図-3 に示す。

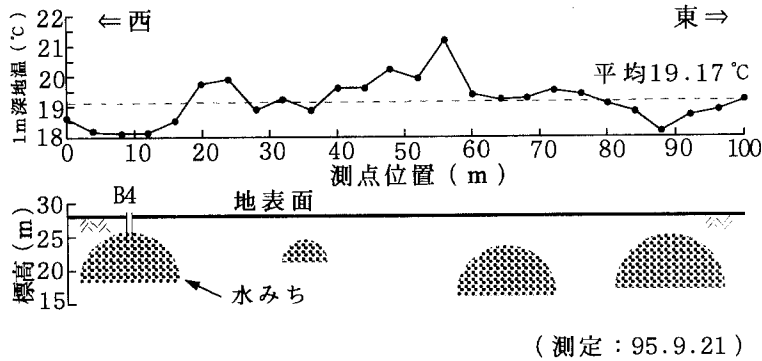


図-2 測線 L の推定断面
Fig. 2 Cross section of survey line L.

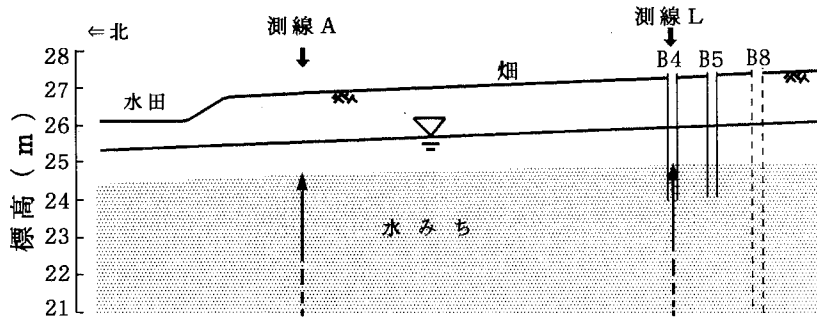


図-3 試掘地点を通る水みちの縦断面
Fig. 3 Longitudinal cross section of a groundwater vein stream.

3. 地下水流速の測定

1) 試掘・透水試験

地温探査で明瞭な地温異常が認められ、水みちの中心にあたると思われる測線 L の 9 m 地点周辺と、その西方の水みちからはずれた地点で B4~8 の 5 本の試掘を行った。各孔の位置を図-4 に、諸元を表-1 に示す。

B8 では掘削途中で深度 2, 4, 6 m で現場透水試験を実施した。透水試験は所定深度まで掘削して止水用の鋼管を打ち込み、さらに 0.5 m 掘削してから孔内水位を低下させて水位回復法で行った。7 m まで掘削後は、地下水の流出入をできるだけ阻害しないようにケーシング(保孔管)として開口率が 13.5% と大きい排水暗渠用ポリエチレン管(外径 71 mm)を挿入し、管の外側は珪砂で埋め戻して仕上げた。

2) 地下水流向流速計

1 本の孔内で水平な水の流れの方向と流速を直接的に測る地下水流向流速計は各種の形式が 1980 年代前半を中心に開発された。本調査では電位差方式である L 型

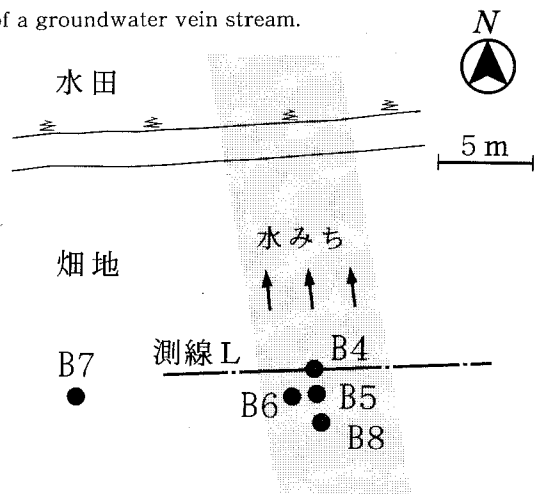


図-4 試掘孔の配置
Fig. 4 Arrangement of boring holes.

(大成基礎設計(株))を使用して B5 と B7 の孔底で 1995 年 10 月に測定した。同型は、電極をゾンデ(孔内測定装置)の開閉部内の円周上に 12 本とその中心に配置

表-1 試掘孔の諸元

位 置	記号	目 的	直径 mm	深さ m	ケーシング
水みち内	B4	トレーサ試験	66	3.3	暗渠用多孔管
	B5	流向流速測定	100	3.7	硬質塩ビ管
	B6	地下水位測定	100	2.0	〃
	B8	透 水 試 験	86	7.0	暗渠用多孔管
水みち外	B7	流向流速測定	100	3.7	硬質塩ビ管

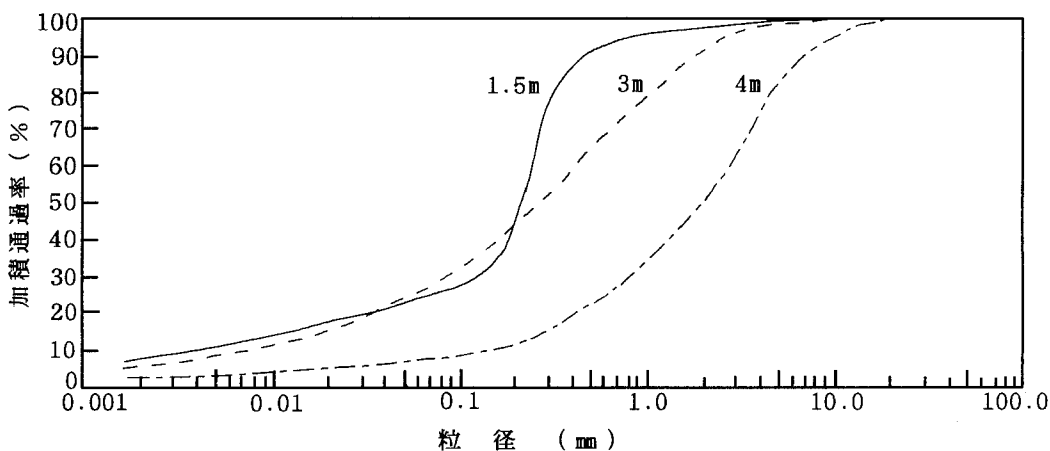


図-5 粒度分布曲線

Fig. 5 Grain size accumulation curve.

し、中心電極と対向電極対の間の電位差を測定する。ゾンデを孔底に設置後、電極群の中心から微量の蒸留水を放出すると、蒸留水塊が地下水流によって移動するにつれて電位差のバランスが変化する。この変化を解析することによって地下水流動の方向と速度を求める(加藤ら, 1988)。しかし、地盤中にボーリングのような空洞があると流線の集中によって孔内流速は地盤中の流速より大きくなる。この現象を軽減するために、電極部にはガラスビーズを充填してあり、ゾンデと孔壁との隙間には珪砂を投入する。さらに、電極部の上部に取り付けてあるバッカー(ゴム袋)をふくらませて水の動きを遮断するとともにゾンデを固定する。電極部で測定された流速から地盤内流速へ換算する係数が地盤の粒度によって求められている(平山ら, 1985)。

3) トレーサ試験

トレーサ追跡による地下水の流動経路の調査では、流動経路が長くなると多量のトレーサ物質の投入を必要とし、投入孔、観測孔が水みちののっているか否かで結果が左右される。本調査では水みち上のB5とB4との間(1m)を試験区間として、B5に飽和食塩水を15l投入した。B4にはステンレス板電極を20cm間隔に取り付

けて隣接電極間の電導度を測定するための地下水検層用テープ状電極を設置して、深度別の電導度変化を1995年10~11月に経時的に測定した。

4) 地下水検層・温度検層

地下水検層は地すべり地における地下水の流動層を把握することを目的として開発された方法である(渡・酒井, 1965)。孔内水に食塩等を溶解させて比抵抗を低下させた後に、深度別に比抵抗を測定して、比抵抗変化の大きな所を地下水流動層の深度とする。本調査ではB8において孔内水量の約0.07%にあたる15gの食塩を溶解させて実施した。測定には自作のテープ状電極と電極切替器、電導度測定器を使用した。テープ状電極は電極定数の較正をしていないので、測定したものは正確に言えば電導度でなく20cm離れた電極間のアドミタンスであり、その逆数はインピーダンスになる。しかし、ここでは食塩濃度の絶対値ではなく経時変化を知ることが目的であるので、それぞれ電導度、比抵抗と呼び、食塩溶解直後の比抵抗とその後の比抵抗との比を比抵抗比とする。

温度検層はB8で孔内水を乱さないように温度センサーを降下させて、孔内水温を0.25m間隔で測定した。

地下水検層・温度検層は1996年3月に実施した。

4. 流速測定結果

1) 透水試験・粒度によって求めた透水係数

B8のボーリング記録によると深度0.75~4.5mは礫混じり粗砂、4.5~5.9mは細砂、5.9m以深はシルト質細砂層になっている。現場透水試験では以下のような透水係数が得られた。

深度 2~2.5m	2.9×10^{-3} cm/s
深度 4~4.5m	2.7×10^{-3} cm/s
深度 6~6.5m	6.1×10^{-3} cm/s

6~6.5mは細砂層であるのに大きな値になっている点が注目される。

B5を掘削した際の土の粒度分布を図-5に示す。粒度から透水係数を推定するHazenの式

$$k = C_h (0.7 + 0.03t) D_{10}^2 \quad (1)$$

を用いて、 $C_h = 60$ 、温度 $t = 15^\circ\text{C}$ として計算した透水係数は、以下のとおりである。

深度 1.5m	1.1×10^{-5} cm/s
深度 3m	4.4×10^{-6} cm/s
深度 4m	1.6×10^{-2} cm/s

細粒分が多い深度1.5, 3mでは現場透水試験の結果

表-2 地下水流向流速の測定結果

地点 (深度 3.6m)	流向	測定流速 cm/s	ダルシー流速 cm/s 換算係数 $\beta = 0.25$
B5 (水みち内)	N 30°E	6.13×10^{-4}	1.53×10^{-4}
B7 (水みち外)	N 8°E	2.10×10^{-4}	5.3×10^{-5}

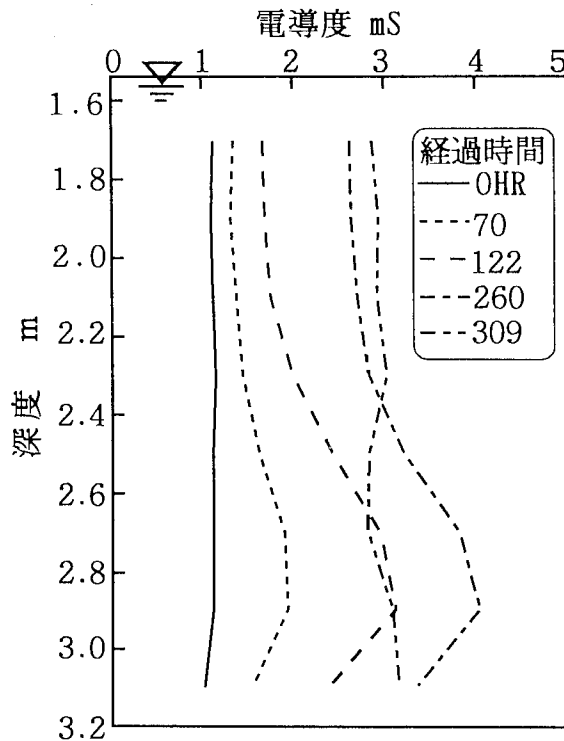


図-6 トレーサー試験におけるB4の電導度変化

Fig. 6 Change of electrical conductivity at B4 in tracer test.

より2オーダー小さな透水係数になった。粒度分布からは土壌マトリックスの透水係数を推定することはできても、水みちとなる粗大間隙の存在を表現することはできないので、柱状図や粒度分布、攪乱試料の透水試験などだけでは局所的な水みちの透水性を判断することに限界がある。

2) 地下水流向流速計

B5, B7の両孔の深度3.6mにおける流向流速計による測定結果を表-2に示す。水みちの中では水みち外より約3倍速い流速が得られた。流向は北～北東向きであるが、図-1ではB5地点における水みちの方向はN25°Wとなっていて差が生じた。地温探査は数m以上の大きさの水みちを対象とするのに対して、流向流速計は孔内での数～数十cmスケールでの測定であるために、流向流速計の周囲の透水構造の差違が流向の違いとして現れたのではないかと考えられる。

3) トレーサ試験

トレーサ試験におけるB4孔内の電導度の変化は図-6に示すように深さによる差が見られた。深度2.4～3.1mの間では70時間経過後には電導度の増大が進行し、ピーク到達時間を260時間とすると流速は 1.1×10^{-4} cm/sになる。2.4m以浅ではピーク到達時間は309時間なので、流速は 9.0×10^{-5} cm/sになる。

4) 地下水検層・温度検層

地下水検層と温度検層の結果を図-7に示す。各時点の比抵抗は食塩投入・攪拌の5分後の値に対する比（比抵抗比）として表してある。比抵抗比は深度2, 3, 3.8mで増大が大きく、これらの深度に流動層があると考えられる。3.8m付近は徐々に比抵抗が増大する、水平流の流入による回復パターンを示しているが、3m以浅では浅いほど比抵抗比の増大が著しい。このことから、孔内水面付近に周囲から地下水が流入して降下流が発生したことによる濃度低下が現れていることが考えられる。

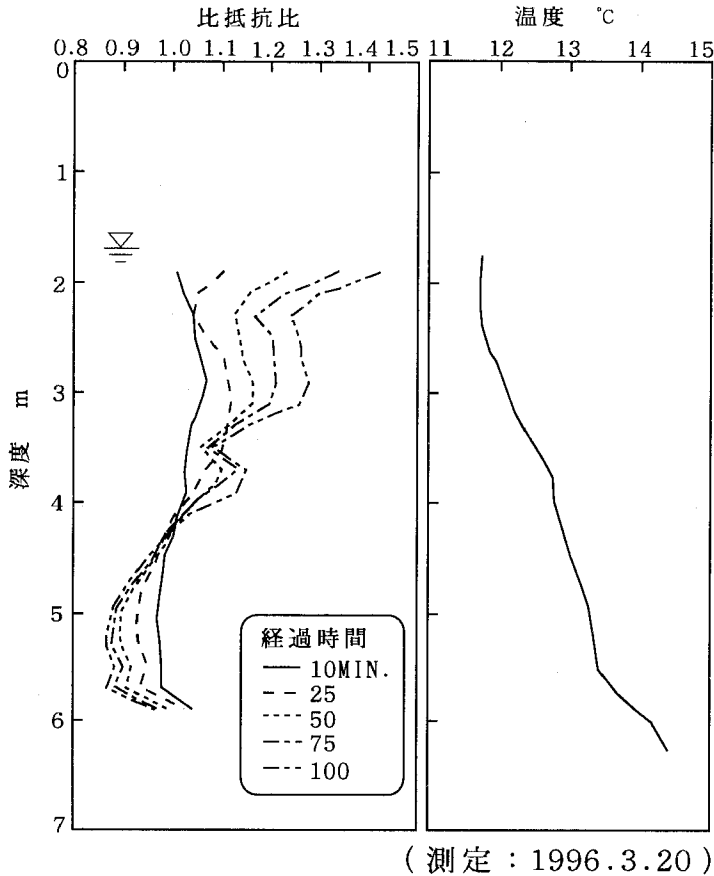


図-7 B8における地下水検層と温度検層の結果

Fig. 7 Results of conductivity logging and temperature logging at B8.

孔内のトレーサ濃度変化から地下水の流入速度を求め
る方法としてポイントディリュージョン法（以下PD法
と略記する）がある（地下水ハンドブック，1989）。同法
では，トレーサの初期濃度を C_0 ， t 時間後の濃度を C ，
井戸の直径を d とすると，断面平均流速 V は，

$$V = \pi d \ln(C_0/C) / 8t \quad (2)$$

で表される。トレーサ濃度と電導度が比例するならば，
 C を電導度 (G) で置き換えることができる。地下水の
バックグラウンド電導度 (G_0) が無視できない場合は電
導度から差し引くことによって(3)式になる。

$$V = \pi d \ln [(G_0 - G_b) / (G - G_b)] / 8t \quad (3)$$

深度 4 m 以深では比抵抗が低下する現象がみられた
ので，深度 2~4 m の区間で(3)式を適用して流速の計算
を行った。

図-7 の孔内温度分布は深度 2，3.8 m 付近で温度勾配
が小さく，深度 5.6 m 付近で温度勾配が大きくなって
いる。孔内水面に近い深度 2 m 付近では低温の地下水が流
入し，3.8 m には卓越した水みちでの流動があると考え
られる。また，地下水流動が緩慢な深部のシルト層に対
して，冬季の低温水が浸透している砂層では温度低下が
大きいことが，5.6 m 付近の温度境界として現れたので
あろう。

5. 考 察

地下水流速の表わし方には，間隙の中での実際の流速
である実流速，実流速のばらつきを平均視した平均間隙
流速，地下水浸透を定量的に扱うための浸透流速があり，
浸透流速は平均間隙流速に有効間隙率を乗じて得ら
れる。

今回試みた各方法の結果を浸透流速に統一して比較を
行った。平均間隙流速であるトレーサ流速は粒度から有
効間隙率を 0.25 と類推して浸透流速に換算した。透水試
験と粒度から求めた透水係数は 1995 年 10 月時点の試験
地点における動水勾配 0.016 を乗じて浸透流速を算出
した。また，地下水検層を行った時の動水勾配は 0.004
であったので，条件をそろえるために PD 法で計算した流
速は 4 倍した。以上の処理を行った結果を図-8 に示す。

深度 3 m までは透水試験とトレーサ法による流速は
 $2.3 \sim 4.6 \times 10^{-5}$ cm/s ではほぼ一致したが，粒度からの計算
結果は 2 オーダー小さくなった。その理由は前述のと
おりである。深度 3.5~4.5 m では流向流速計と粒度による
流速が 2×10^{-4} cm/s 前後で一致したが透水試験の結果
はそれらよりやや小さい。PD 法の結果は深度 3.5~4 m
ではほかの方法と調和的だが，それ以浅で大きな値に
なった原因はやはり孔内垂直流の発生にあると考えら
れる。PD 法は地下水検層の結果から流速を簡単に計算で

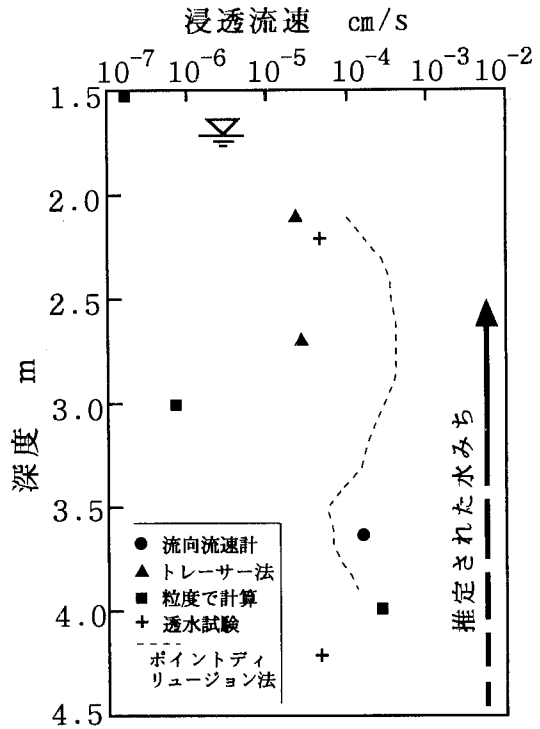


図-8 浸透流速の比較

Fig. 8 Flow rate at the boring point.

きる点が魅力的であるが，孔内の垂直流などの影響につ
いての検討を要する。

地温探査では試掘地点において水みちが深度 2.5 m 以
下に存在するという結論が得られたが，この結論は深度
2.5~4.5 m の範囲で流速がその上部より 1 オーダー大き
く，水みち外の同深度より 3 倍大きいという測定結果に
よって裏付けることができた。本事例の 10^{-4} cm/s オ
ーダーの流速は地すべり地で測定された $10^0 \sim 10^2$ cm/s
という値（竹内，1983）に比べて小さいが，地すべり運
動によって亀裂などの水みちが形成されやすく，集水面
積や勾配が大きい山地との違いであると考えられる。

ボーリングや井戸で特定帯水層の水頭を測定するた
めには対象深度にだけ開口部をもつ構造が望ましいが，地
下水検層や流向流速計による測定を行うためには，裸孔
であるかケーシングの開口率が大きいことが必要であ
る。しかし，オールストレナ構造のボーリングによ
って水頭の異なる帯水層が連通すると孔内に垂直流が発
生し，孔内水位の意味も不明確になる。1本のボーリ
ングを多目的に使うとするならば，開口率が大きく，か
つ任意深度で閉塞することができるような構造をもつこ
とが理想的である。

6. おわりに

地下水の流れは地盤の不均一性を最も反映している現象であろう。これからは対象が不均一であることを前提として調査・解析に取り組むことがますます重要になる。小松田(1991)は流向流速計が点での測定にすぎないという理由での過小評価と、流速流向を直接測定できないという理由での過大評価をうける傾向があることを指摘している。試験実施点が全体の中でもつ位置付けをはっきりさせた上で測定を行ってこそ、その点のデータを活かすことができる。現在のところ地下水流速の測定は試掘と原位置試験によらなければならない、多数の地点や深度で測定するためには時間や経費の面での制約が大きい。従って、地上探査や孔内検層によって地下水流動の状況をできるだけ把握してから試験を行う地点や深度を絞り込んでいくように調査を計画することが合理的かつ能率的である。

現地調査を実施するにあたって、農業環境技術研究所ならびに農業工学研究所の方々から多大なご協力を頂いたことに末筆ながら深謝する。

引用文献

- 地下水ハンドブック編集委員会(1989): 地下水ハンドブック, p621, 建設産業調査会, 東京.
- 平田洋一・鹿野快男・日野 努(1985): 流速流向計L型の原理と特徴について, 原位置透水試験法および地下水調査に関するシンポジウム発表論文集, 土質工学会, 115~122.
- 池田 宏・宮本幸治(1986): 恋瀬川流域における水循環機構の解明, グリーンエネルギー計画昭和60年度研究報告: 3~11.
- 加藤 誠・鹿野快男・平田洋一・平山光信(1988): 比抵抗式孔内地下水流向流速計の原理と測定例, 土壌の物理性, 58: 56~67.
- 小松田精吉(1991): 地下水調査における流速流向測定の意義, ハイドロロジー, 21(1): 5~18.
- 奥山武彦(1989): 浅部地温測定による地下水流脈調査, 農土誌, 57(4): 11~16.
- 竹内篤雄(1983): 地すべり 地温測定による地下水調査法, 196 p. 吉井書店, 東京.
- 渡 正亮・酒井淳行(1965): ボーリング孔を利用した地下水垂直探査について, 地すべり, 2(1): 1~9.

受稿年月日: 1996年4月30日

受理年月日: 1996年8月21日