河谷の地下水(第1報)

矢作川舉母盆地の地下水について*

山本壯毅・片山朝興

緒言 河谷にどの位の地下水があるかを知る事は實用的に重要な問題である。河谷の地下水量は河谷の斷面に於ける地下水量を知ればよい。斷面の地下水量は斷面の地質(水理學的性質も含めて)、その面積、各々に於ける流速とを知れば計算する事ができる。故に原理は甚だ簡單であるが實際には中々困難でこの様な研究はあまりない。本邦でも類似の研究は若干ある。河谷の斷面に於ける流速を調べたものには Slichter の立派な研究⁽¹⁾があり以後之に比肩すべき研究はない。筆者は矢作川畔からどの程度の地下水を採りうるかを明かにする必要に逼られてこの研究を行つた。調査に際して種々御助言を賜り且つ協力された堀田正弘、小貫義男兩理學士、電探を擔當された志村馨工學士、小澤武雄氏、種々御世話下さつた愛知縣松田技師、稻垣技師、舉母農業協同組合田村氏、鈴木技師等に厚く感謝する。

地域の地形地質 舉母盆地は南北5軒東西3軒の略々矩形の盆地である。盆地面の標高は概ね35m内外で周圍は50m内外の丘陵である。矢作川は盆地の東北端から流入し盆地の中央より稍々東部を貫流し南東隅より盆地外に排出している。尚盆地の北西端から支流の籠川が流入している。盆地の成因については早急に斷じ難いが、周圍には數段の段丘が附着して居り最近に於ける隆起を物語っている。矢作川が盆地を出る處は先行性の河流をなしゴルヂを形成している。地質は花崗岩、新第三系、洪積統、冲積統

* 昭和24年9月12日 日本地理學會例會に於て發表

(1) 遠藤六郎; 地學雜誌 50—591 1938, 野滿, 佐々木, 玉田; 地球物理 6—2 1942.

(2) Slichter, C.S; The Rate of Movement of Undergroundwaters, 1905

から成つている。花崗岩は東方の丘陵地を形成して廣範圍に露出し尙盆地の西縁にも一部露出している。新第三系は時代不詳で花崗岩を不整合に被覆し、砂岩、礫岩、粘土等の五層より成り亞炭を夾在する。一般に固結せず盆地の北、西及び南方の丘陵地を形成している。層向は北西南東で南西に緩く傾いている。洪積統は主として礫層より成り猿投、上原、樹木及び下市場、寺部等に段丘状を呈して分布している。沖積統は砂礫粘土等より成

第 1 圖 舉母盆地の地質断面

り盆地の平坦部を構成している。地質の断面及び基盤の位置を知る爲電試型電気探鉱装置を使用して比抵抗法により電探を行つた。測點は梅坪から野見迄の間に 40 點を選んだ。本地域には電車電流の影響がある爲測定は電車運轉終了後初電車迄の間に行つた。えられた結果を解析して第 1 圖をえた。沖積層の厚さは 15~35m で、夫れ以下は西半部の一部に洪積層らしきものをレンズ状に夾有する以外大部分は新第三紀層である。第三紀層の厚さは 25~65m でその下底は花崗岩となつている。舉母盆地の他の断面も之と同巧異曲である。沖積層と新第三紀層とでは透水性が甚だ異り、後者は前者に比して甚だ透水性が悪いから新三系をもつて不透水性の基盤と見做して差支えない。

地下水の流動状態 地下水の流動方向及び傾度を知る爲盆地内にある既設井 110 を用いて測水調査を行つた。調査は昭和 23 年 10 月 3 日から 10 月 7 日迄の間小貫理學士が行いその後山本が補足した。測水には井戸の水位及水深を測り、後にレベルで地盤高度を算出し地下水面海拔高度を計算した。第 2 圖は地下水の等高線圖で、之を見て直ぐ氣の付く著しい特徴は、

第 2 圖 舉母盆地の地下水面

1) 盆地の地下水は周囲から中心に向つて集つている。

2) 盆地内に現矢作川と平行して矢作川の舊河床と推定される著しい地下水面の谷があり盆地の地下水を排出している事である。河川水と地下水との交流関係は地質及水位観測の資料からも兩者の連絡が知られているが、地下水面を見ると矢作川左岸の地下水は矢作川に流入して之を養つているが右岸の地下水は河水が伏流して之を養つている。盆地の排出口では地下水が河川に排出している。

龍川では上流で地下水が河水を養っているが鐵橋附近では補給関係が見られず、合流點附近では河水が地下に伏流して地下水となつている。湧水試験井の周圍に打込んだ管井の水位（第4圖及第1表）から知られる地下水流動の方向も、地下水面圖から知られる夫れに一致している。

これらの地下水は既にのべた沖積層中を流れているが、この層は主として砂礫から成り時には粘土をレンズ状に夾んでいる事がある。又表面及び1~2m下には厚さ20cm内外の腐植交り粘土層が普遍的に存在している。表面の粘土層は西部の丘陵下に行くとき厚さを増し、沖積層中の地下水に壓力を與えている。従つて西部の丘陵下では粘土中の水が水質悪く而も量が貧弱で使えないのでこの種の被壓地下水を使用している。この被壓地下水は丘陵上の第三紀層と關係なく沖積層の自由地下水と連續している。

滲透係数の決定 地下水の動水勾配は地下水面圖からえられるので、滲透係数がえられれば地下水の流速を決定する事ができる。滲透係数の決定

第3圖 テイムの式(左)とフォルとハイマーの式(右)

方法には種々の方法があるが、湧水試験による所謂テイムのイプシロン法が最も正確であるとされている。

これは第3圖に

示す如く、中央に不滲透層（又は地下水床）迄達する井戸を掘り地下水は側壁から自由に入る様にして置く。その周圍に鐵管を打込んで水位觀測井を作る。中央の試験井戸から揚水して井水位が定常状態になつた時各觀測井の水位を測る。然る時は所謂テイムの公式から滲透係数 k を算出する

事ができる。今回の調査では3眼の試験井(Ⅰ, Ⅱ, Ⅲ)をつくりその周圍に観測井を打込んだ。(第2圖及第4圖)。揚水は4時の渦巻ポンプを用いた。Ⅲ井に於ては動力として電動機を用いたから調子がよかつたが、Ⅱ

第4圖 湧水試験井の配列

井及Ⅰ井に於ては石油發動機を用いたので調子が悪く殊にⅠ井に於て甚しかつた。揚水量は水を水路に導きその斷面積と流速とから計算した。揚水狀況をⅢ井を例

No.	OI		OII		OIII	
	First	End	First	End	First	End
W.H. St.						
0	36.279m	34.928m	35.570m	34.130m	34.298m	32.591m
1	36.358	36.173	35.587	35.289	34.288	33.748
2	36.339	36.212	35.559	35.260	34.263	33.705
3	36.320	36.182	35.542	35.216	34.281	33.707
4	36.318	36.173	35.530	35.218	34.238	33.686
5	36.267	36.206	35.520	35.242	34.240	33.728
6	36.303	36.227	35.554	35.276	34.248	33.762
7	36.403	36.310	35.677	35.300	34.273	33.757
8	36.394	36.324	35.637	35.304	34.292	33.759
9	36.323	36.272	35.641	35.597	34.331	33.977
10	36.288	36.168	35.663	35.453	34.298	33.933
11	36.223	36.213	35.598	35.581	34.346	34.324
12	36.223	36.179	35.477	35.280	34.163	33.871
13	—	—	35.560	35.412	34.316	33.948
14	—	—	—	—	34.268	34.061
15	—	—	—	—	34.150	33.948
Ref.	14h00m—15h20m (insufficient) Q=0.0072m ³ /sec		10h00m—12h00m Q=0.0184m ³ /sec		12h30m—15h00m Q=0.0344m ³ /sec	

第1表 テイーム法に於ける各井の h

にとつて述べれば、11時0分揚水開始、5分で水位は1m低下し20分で1m30cm低下した。これ以後の水位低下は極めて徐々に12時50分には1m50cmに達したが、突如13時に水位は1m40cmに上昇した。その後尚揚水を繼續すると14時に再び1m50cmとなり、15時に至るも殆んど水位の降下が見られなかつた。そこでポンプを休止せず揚水を繼續しつつ各水位観測井の水位を測定した。この様にしてえられた記録は第1表の如くである。

	I			II			III		
	Y	M		Y	M		Y	M	
Thiem	k13.3	0.00044	0.00102	k 9.8	0.00060	0.00155	k 9.8	0.00176	0.00606
	k 6.3	0.00144	0.00338	k12.5	0.00474	0.01253	k10.7	0.00219	0.00737
	k 5.4	0.00197	0.00463	k11.6	0.00053	0.00150	k11.6	0.00067	0.00222
	k 7.2	0.00066	0.00153	k13.6	0.00208	0.00544	k14.6	0.00203	0.00691
	k 8.1	0.00043	0.00100	k10.7	0.00116	0.00303	k12.5	0.00271	0.00948
	—	—		—	—		k15.12	0.00161	0.00523
	—	—		—	—		k13.1	0.00193	0.00666
	km	0.00098	0.00231		0.00183	0.00481		0.00258	0.00627
Forche- mer	k	0.00156			0.00338			0.00190	

第2表 湧水試験による k. Y は山本法, M は松田法

この資料を利用して前記公式から k を計算した (第2表)。この際の不透水層の位置は電探の結果を用いて 24.00m としてある。こゝに k3.13 は観測井 13 と 3 とを利用して計算した k の値で他も之に準ずる。この値を見ると I 井では 0.0004~0.002m/sec, II 井では 0.0005~0.005m/sec, III 井では 0.0006~0.003 を示している。0.0005~0.0006m/sec の様に特に小さい値を示すのは、観測孔の底附近に粘土層のレンズが存在する場合である。

全體の平均は 0.002m/sec で、汲出井を中心にして各方向共略々等しい事がわかる。括弧内の數値は松田技師の行つた如き井底を不透水層と見なし(3)た場合の k の値で、この値は眞の値より過大に出る事は簡単に證明出来る。この様にしてえられた値は極めて眞に近いと思われるが、揚水井戸は完全でない爲多少過少になつてゐるかも知れない。この量を推定する爲には他の公式又は實驗から k をえて之を比較する必要がある。底が不滲透層に達しない不完全井の湧水量の公式には、物部長穂のものとフオルビハイマーのものがある。今フオルビハイマーの式(第3圖)から計算してみる。
 I に於て $Q=0.0072$, $R=300$, $r=0.45$, $H=12.279$, $h=10.928$, $t=0.493$ として、II 井に於ては $Q=0.0184$, $R=300$, $r=0.45$, $H=11.57$, $h=10.13$, $t=0.714$ として、III 井に於ては $Q=0.0344$, $R=300$, $r=0.75$, $H=10.928$, $h=8.591$, $t=3.07$ として、各々計算した結果は第2表の下段の如くであつて、略々我々の得た値と一致している。又砂の粒径構成等から k を計算する式がいくつかある。それには砂の有効径、齋粒係數、孔隙率、粘性係數がわかればよい。タイラーのメッシュで砂を篩分けした結果、10%に應ずる粒径(之が有効径)は 0.4mm で60%に應ずる粒径は 1.7mm であつたから、齋粒係數は $1.7/0.4=4.25$ である。空隙率は眞比重 ρ と假比重 $\bar{\rho}$ とから $p=\rho-\bar{\rho}/\rho$ として計算する事ができる。 $\rho=2.75$, $\bar{\rho}=1.65$ であつたから孔隙率として39.5%をうる。(4)水溫は 16°C としたから粘性係數は0.0112である。これ等の數値を利用してヘイゼン、シュリヒター、テルザルギー、ツンカー、吉田の各式から計算した k の値は第3表の如くである。
 トールマンによれば各式の中で最も眞に近い値をうるのはシュリヒター(5)

(3) 山本莊毅；地下水調査法の再検討 水道協會誌 1950

(4) 松田氏は $\rho=3.3$ をえているが之は明かに過大で實驗操作の不備に基いてゐる。石英砂であるから $\rho=2.75$ とした。

(5) C. A. Tolman, Groundwater.

又はテルザルギーであるという。我々の得た値が極めて之に接近している

Formula	k m/sec	のは注目さるべきである。(松田技師の値と
Hazen	0.0017	何と異つている事よ！) 野滿隆治 ⁽⁶⁾ の他は管
Slichter	0.0016	て下流岡崎附近の矢作川畔からえた試錐資料
Terzaghi	0.0013	のkを實驗により算出し、0.00038~0.0247
Zunker	0.0031	m/sec, 平均0.0015m/secをえている。岡崎
Yoshida	0.0058	

第3表 公式によるkの値。より稍々上流にある舉母でkの平均値として0.002m/secをうる事は極めて妥當である。

河谷断面の地下水量 kの平均値を0.002m/secとして矢作川谷の断面に於ける地下水量を計算してみる。地下水量は斷面積とそれに直角な地下水の流速がわかればよい。流速はkに勾配をかけたものであるからその積として見掛のvを得る。このvは斷面に直角な點のvでないの、この補正をしなければならない。今斷面と流線のなす角度を θ とすれば $v = \sin \theta \times \text{apparent } v$ である。これ等の結果は第4表に示す如くである。斷面は

Division	k m/sec	Gradient	Apparent V m/sec	θ	V m/sec
AB	2×10^{-3}	10×10^{-3}	20×10^{-6}	30°	10×10^{-6}
BC	2×10^{-3}	3×10^{-3}	6×10^{-6}	90°	6×10^{-6}
CD	2×10^{-3}	15×10^{-3}	30×10^{-6}	10°	5×10^{-6}

第 4 表

第2圖のAB線をと第1圖計から算すれば第5表の如き斷面積Aをえ、 $Q = Av$ から地下水量を計算する事ができる。この結果舉母盆地のAB斷面を通過する地下水量 $Q = 0.263 \text{ m}^3/\text{sec} = 22,723 \text{ m}^3/\text{day}$ である事が知られた。矢作川のこの線迄の流域面積は約 1000 km^2 (正しくは 1006.88 km^2)あるか

(6) 野滿, 都々木, 玉田; 矢作川河畔の地下水 地球物理 6—2 1942.

ら 100km^2 當りの比流出量は $2.63\text{m}^3/\text{sec}$ となる。阿部謙夫⁽⁷⁾は嘗て「隧道から湧水があり之が爲地表水が減少する場合、隧道から永續して流出する水

Division	Length	Thickness	Crossectional Area A	Discharge Q
AB	600m	20m	12000m ²	$12 \times 10^{-2}\text{m}^3/\text{sec}$
BC	400	23	9200	$5.5_2 \times 10^{-2}$
CD	650	27	17550	$8.7_8 \times 10^{-2}$
		Total	38750	26.3×10^{-2}

第 5 表

量は、地表水の減少した區域の面積に其地方の單位流域面積當り渴水量を乗じたものに近い値となる事が多い事實から見れば、渴水量程度の水は常に地下水の流出するものによつて供給せらるるものの如くである」と述べた。この様な關係が常に成立するとすれば、逆に地下水量を渴水量から推定する事が可能である。この場合地下水量は多少或いは相當渴水量を上廻る筈である。矢作川の舉母に於ける渴水量は正しく知られていないが、電氣廳流量要覽によれば稍々上流下川口、阿摺に於ける比低水量及び渴水量は各々 $2.70\text{m}^3/\text{sec}/100\text{km}^2$, $1.90\text{m}^3/\text{sec}/100\text{km}^2$ である。我々のえた $2.63\text{m}^3/\text{sec}/100\text{km}^2$ が下川口に於ける渴水量を稍々上廻つた低水量に等しい事は偶然の一致ではなくて、阿部謙夫の假定の正しさを證明する資料となるであらう。(昭和 25 年 1 月 16 日受理)

(7) 阿部謙夫; 水文學, 岩波講座 地質地理

The Ground Water Hydrology of River Valley. (Part 1)

On the Groundwater of Koromo Basin, the Yahagi River Valley.

Sôki Yamamoto, Tomooki Katayama

The writer carried out some investigations in order to estimate the amount of groundwater flow in Koromo Basin, the Yahagi River valley. He surveyed the geology of the basin by means of the electric resistivity method, using an apparatus of the Electro-Technical Laboratory type (Fig. 1). Koromo Basin is drained by Yahagi Valley and is filled up by granite, Tertiary formations and Diluvial(?) and Alluvial deposits. Alluvial sand and gravel layers are of great importance in the study of the groundwater hydrology, for they now constitute the source of most productive and intensively used groundwater supply.

About 110 wells were examined and a groundwater contour map was obtained (Fig. 2). From this map, direction and gradient of the groundwater flow were procured. He evaluated permeability coefficient k by Tiem's E method and discussed its accuracy by other methods. Using these data above mentioned, he calculated groundwater amount through a valley section and obtained 2.63 m^3/sec as the total groundwater discharge through a valley section (Fig. 3. 4. 5. Table 1. 2. 3).

This amount answers to a relative discharge of $0.236m^3/sec/100km^2$. It is not without interest that this sum is almost equal to the relative ordinary discharge of the Yahagi River:- i. e. $0.270m^3/sec/100km^2$.