

鏡川伏流水の調査報告

森 博*
山 田 正 俊**

1. 要 旨

筆者等は高知市水道局の依頼によって鏡川伏流水の調査を行ったが、電気比抵抗法による調査の結果、鏡川の旧河道が明かとなり、伏流水を包含する帯水層の分布を明確にする事が出来た。又ボーリングを引きついで行い電気探査結果に良く一致する事も認める事ができた。此の調査によって旧鏡川の蛇行による洗掘深度と巾は旧河道に沿って著しく変化して居る事が分り適切な地下水採取地点を指適する事が出来た。

2. 地質概況

図-1 に示す様に鏡川は下流では東西方向に走る地質構造線に沿って流れているが、調査地点付近では南北の構造線に沿って南下し、高知市の南を通過して浦戸湾に注ぐ。調査地点の基盤は上部秩父古生層で主として砂岩お

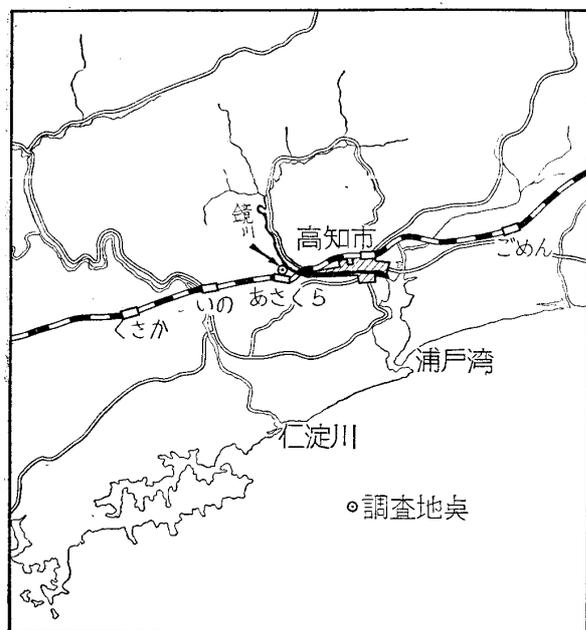


図-1

よび頁岩より成る。基盤は風化が進んで居り、殊に山腹は厚い風化帯で被れている。又調査地点の周囲の山腹には洪積層に属する城山礫層が処々にのっている。

* 株式会社 土質調査所 所長
** 同所 所員

図-2 に示す地形からみると鏡川はかつて現在の河道よりも西の方に蛇行していた事が想像され、従って旧河道に沿って前述の基盤の上に鏡川による砂礫の堆積があって地下水利用の水源となりうる事が考えられる。

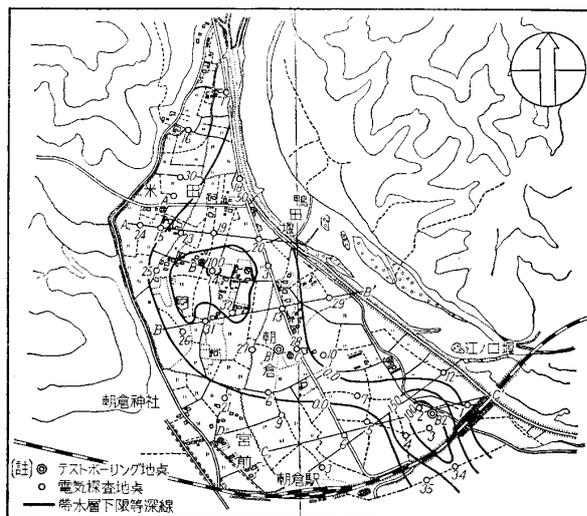


図-2 鏡川地質及び地下水調査図

3. 電気比抵抗法による地下探査とボーリングとの対比

帯水層の深度、層厚を明らかにするため電気比抵抗法による地下探査を行った。測定は横河電機の L-10 メガーを使い、電極の配列はウエナーの 4 極法によった。深度—比抵抗曲線の一例を示せば 図-3、図-4 の通りである。

曲線の解析は標準曲線で行った。図の×印は測定値をプロットしたもので実線は近似的に測定値に一致する標準曲線を示す。⊗印は曲線の原点の坐標である。

調査地域は表面約 1m を粘性の表土で

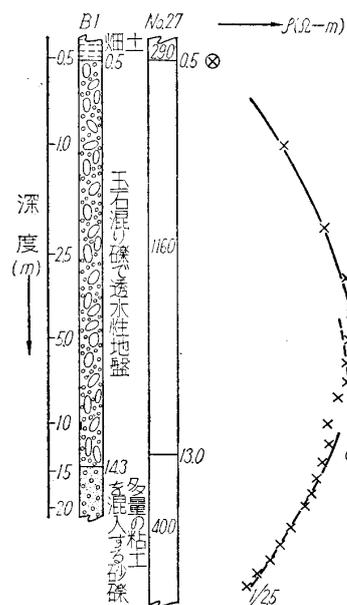


図-3 B₁ と No. 27 の対比

報 文・論 文

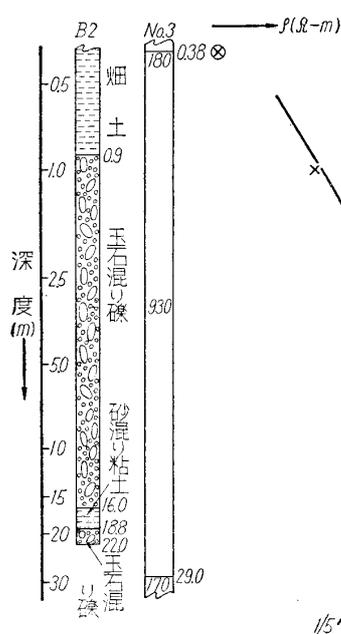


図-4 B₂ と No. の対比

表-1 地層の比抵抗値 (単位 Ω-m)

表	土	170~800
砂	礫	795~3,500
基	盤	100~600

留土のためと解釈した。

B₁, B₂ の地点でボーリングを行った結果 0.5~1.0 m の表土の下は径 20 cm 内外の玉石を含む極めて透水性の高い礫層であった。B₁ では、14.3 m, B₂ では 17.6 m から粘土や腐植土を混入する礫となって居り明かに不透水層であった。B₁ の結果を最寄りの電気探査の結果と対比すれば 図-3 の様に両者は良く一致する。B₂ はボーリングが 29 m に達していないので対比し難いが電気抵抗法では 16 m 附近の粘土脈を見出す事は出来なかった。然し此の粘土は基盤ではなく礫層の間にレンズ状に挟った粘土脈であって、その分布は小範囲に止るものと考えられるだろう。此の様に電気探査では局部的な土質の変化は把握し難い。然しその反面ボーリングの結果は局部的な変化の 1 点を示すに過ぎないとも言えるであろう。No. 11 は地中の迷走電流のため測定出来なかった。又今回の調査の場合深くまで比抵抗値の大きい砂礫がつまっていたので 20 m 以上の深度を調査し得たが、比抵抗値の小さい地層がつまつく場合 L-10 では良い精度は得られないことが多い。

4. 鏡川の蛇行と帯水層の分布

調査の結果による帯水層下面の深度を東京湾中等水位を基準とする標高で表せば 図-2 の地形図に記入した様な等高線図が得られる。此の図によって調査の当初予想した鏡川の伏流が確認された。それと同時に伏流河道はその巾と深さが地域的に甚だしく差のある事が分った。

被れ、その下は砂礫層が基盤である風化帯までの間に堆積している事が予想されたので三層の場合として解析した。解析法の詳細は^{1),2)}等を参照されたい。解析の結果各層の比抵抗値として表-1の様な数値を得た。基盤の比抵抗値の甚だ低いのは粘性の風化残

即ち測定 3 及び 14 を中心とした 2 つの深く広い浸蝕谷がある反面、その中間は狭く浅くなっている。朝倉地先の部落が測点 14 を中心とする浸蝕谷の上に乗っているのは此の附近が地下水に恵まれ居住地として適していたためであらうと思はれる。

又ボーリングの結果浸蝕谷底部には粘土レンズの含まれている事が分った。即ち旧河道でも現河川と同じ様に浸蝕され深くなった部分は淵となって平水時に粘性土を堆積した傾向が認められる。

調査の結果地下水利用の採取地点として何処を選ぶかは 図-2 によって明かである。又 図-2 に示す A, B, C, E の既設井戸の水位測定から伏流水の平均動水傾度を計算すれば 表-2 の通りである。

表-2 動水傾度の計算

測点	水位 (m)	水位差 (m)	距離 (m)	動水傾度
A-B	8,525~8,238	0.287	150	1.9×10 ⁻³
B-C	8,238~7,551	0.687	300	2.3×10 ⁻³
C-E	7,551~7,318	0.233	240	1.0×10 ⁻³

表-2 の動水傾度に差のあるのは、伏流水に一定の流動方向があるため、流動方向と一致する方向に測った動水傾度は大きく、その方向からそれるにつれて小さくなると考えられる。B-C の方向は調査の結果明かとなった旧河道の方向に近似し動水傾度も最大を示し、此の地区の平均動水傾度として 1/500 を得た。即ち帯水層は玉石と砂礫より成り空隙が大きく地下水は現河川と大差ない水面傾度で流下して居ることがわかる。測点 3 および 14 を取水地点として揚水試験を行って帯水層の透水係数を測定すれば地下水容量を計算し地下水利用の計画をさらに確定することが可能である。

5. 結 語

此の報文は電気抵抗測定による土質調査が地下水利用に役立った一例である。此の場合帯水層が単一の礫層であったため良い結果を得られたので常に此の報文の様な結果を得られるとは保証し難いが地方都市の上水道源として河川の伏流水利用が重要と思はれるので将来の地下水開発に多少とも此の報文が役立つ処があれば幸いである。

此の調査に関し高知大学地質学教室の秋山教授に色々助言をいただいた。又比抵抗法による伏流調査について大阪市立大学岩津教授の御教示を受ける処が多であった。両先生に深く謝意を表するものである。

参 考 文 献

- 1) 荻原尊礼 物理探鉱法
- 2) M.B. Dobrin, Introduction to Geophysical Prospecting, McGraw-Hill Inc., 1952