

# 琵琶湖周辺の地質・地下水調査

稲 田 裕\*  
赤 井 浩 一\*\*  
宇 野 尚 雄\*\*\*

## 1. 序

琵琶湖沿岸は洪水時の湖水位上昇により、たびたび浸水被害を受けており、これらの被害防除のため瀬田川洗ぜきによる湖水位の調節、瀬田川しゅんせつ工事による洪水疎通力の増大等によりその成果が上ってきている。琵琶湖の平均水位もこれらの事業により明治以来逐次低下してきており、湖周辺の水田の利用も高度化され、さらに最近では各地区で用排水改良による乾田化にともない、農業経営の機械化がはかられている。これら湖周辺水田の利用の高度化により、最近になって洪水被害の防除が一段と要望されてきている。

一方近畿圏の整備の進展により、圏内の産業特に二次産業の発展が予想され、人口の増大も見込まれる。このため多量の都市用水の需要の発生が想定されている。

これらの情勢に対応するため、建設省では湖岸の治水を促進するとともに、湖水の合理的な操作により淀川上下流の治水の安全度の向上、および増大する水需要に応ずるための琵琶湖総合開発の調査を実施してきた。

すなわち湖岸の治水については、夏季洪水期の湖水位を現状より低くし、洪水時の水位上昇を軽減させるとともに、必要に応じ湖岸堤の築造、流入河川の処理、ならびに内水排除対策等を実施し、湖周辺の土地利用の高度化に資する。一方水需要については、淀川水系において高山ダム、青蓮寺ダム、室生ダム、正蓮寺利水などの事業が実施されているが、これらによる補給のほか琵琶湖の調整により平均毎秒 44 m<sup>3</sup> の供給を行ない、圏内の水需要に対応する。

これにともなう湖水位の変動に対しては必要な補償処置を行なうとともに、この開発は自然湖の開発で規模も大きく、また湖周辺に密着して生活している地域住民に

対する影響も大きいので、これら湖周辺地域の開発も十分考慮する必要がある。特に湖水位の変動にともない周辺の地下水に対する影響が考えられ、各家庭における井戸水の枯渇、工業用水、漁場、観光施設など各種構造物に与える影響や、また乾田化は可能となるが、かんがい用水量の増大にともなう施設改善の必要など、種々の問題が生じるであろう。したがって、開発計画に当っては湖水面の低下にともなう発生する諸現象を適確に予測し、その対策を立てておくことが必要である。

ある地域における地下水の様相が、その地域の地盤構成、すなわち地形や地質に大いに支配されることはいうまでもない。したがって、上述した問題に対しては琵琶湖周辺の地層についてかなり詳細な調査を必要とし、特に地下水の流通を支配する諸性質について明確な資料を得ねばならない。このさい最終的な調査規模は琵琶湖周辺全体であるが、特に沖積平野の開けている米作農業地帯や人口稠密な湖岸の市町村部を主体として調査することにした。

調査の方法はつぎのようである。

### (1) 現地踏査および現地調査

湖周辺全体を踏査し、ボーリングや揚水試験から得られる地質構造と地下水の特性の把握に努める。さらに、これら定量的調査のほか、現地の地下水の実態を知るため聞き込み調査を行ない、解析に必要な資料を収集する。

### (2) 地質構造調査

湖周辺の代表的な地区のボーリング、電気探査、水圧試験等の調査資料をもとにして、湖周辺各地の滞水層を中心とした地質構造調査のとりまとめを行なう。

### (3) 地下水位変動調査

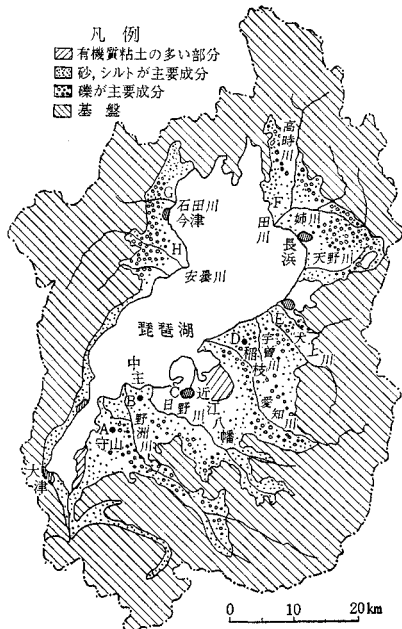
ボーリング孔や家庭井戸などを利用して、現地における地下水位観測を実施するとともに、入手しうる湖周辺地下水位観測資料を利用し、湖水位と地下水位の関係を求めることにより、(2)の地質構造調査の資料をもとに、湖水位低下にともなう地下水位低下の程度とその影

\* 正会員 建設省河川局河川計画課長補佐

\*\* 正会員 工博 京都大学教授 工学部

\*\*\* 正会員 工修 岐阜大学講師 工学部

図一 琵琶湖周辺地質図および地下水調査地区



A. 守山地区（野洲川）、B. 中主地区（日野川）、C. 近江八幡地区（日野川）、D. 稲枝地区（愛知川・宇曾川）、E. 犬上川地区（犬上川）、F. 姉川地区（姉川）、G. 石田川地区（石田川）、H. 安曇川地区（安曇川）

響範囲の推定を行なう。

なお、調査地区と水系は 図一1 に示すとおりである。

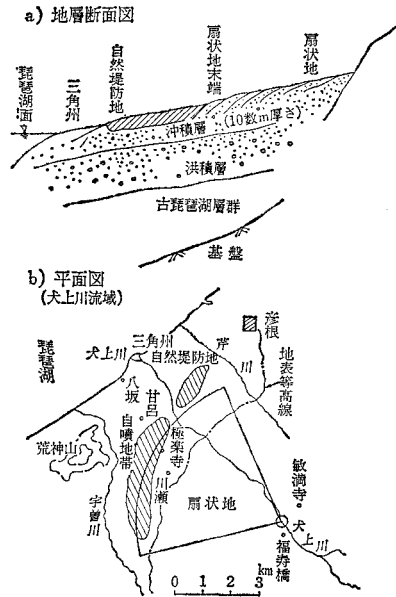
## 2. 琵琶湖周辺の土層の構成と地下水の流況

琵琶湖周辺平野の地勢は、湖東側と湖西側ではかなり相違する。それは琵琶湖が湖西の山腹斜面に沿って地盤が陥没した断層の上にてできていることによる。このような地盤構造を反映して、西側から湖に流入する河川は勾配が急なものが多い。琵琶湖への流入河川の出水の特徴は、総じて季節的変動が非常に大きいことであって、春から初夏にかけての出水時の河川水位は高いが、日照りが続く盛夏には湖周辺の河川は一般に枯れてくる。このような河川付近の地下水位の年間変動はかなり大きい。

琵琶湖周辺の土層の構成を模式的にみると、縦断的には

基盤——古琵琶湖層群——洪積層——沖積層  
 となっている（図一2 a）参照）。古琵琶湖層群は基盤岩類の上部にあって透水性は低いが、不透水層とみなされるような粘土が少ない上層と、優勢な粘土が発達している下層とからなっている。古琵琶湖層群の上位にある洪積層は、別名段丘れき層ともよばれる透水性がきわめて大きい層であり、玉石まじりの砂れきが主体となっている。洪積層の上部には粘土が若干混在していて、特に沖積層との境界付近には有機質の腐食物が混じった粘土層

図二 琵琶湖周辺地層の模式図



が非常に優勢に発達している。表層の沖積層は砂質土と粘性土が入り混じった複雑な成層をしている。しかしその複雑な成層も概観すると、洪積層との境界にあつて鍵層となる腐食物混じりの厚い粘土層の上には砂れき層があり、また湖東では湖岸から

上流へ1 km ないし3 km 付近にかけて地表に厚い粘土層がみられる。この沖積層の厚さはほぼ十数mであつて、それより下部に粗粒の洪積層が存在する。

これらの地層の地下水の性状についてみると、沖積層の滞水層の地下水圧は一般に静水圧状であるが、洪積層の滞水層の水圧は地表面より約十数 cm 高く被圧されていて水量も豊富である。洪積層でも、湖岸から上流へ1 km ないし3 km 付近の地域で、表層が比較的厚い粘土層でおおわれているところでは、地下水はかなり被圧されている。この種の影響で、湖周辺平野には多くの自噴地帯が構成されることになる。

つぎに土層の構成を平面的に模式化すると、

山地——扇状地——自然堤防地——三角州  
 となる（図一2 b）参照）。山地からの掃流土砂により、平地への出口付近から扇状地が形成される。この堆積過程における扇状地の末端での傾斜は地表の傾斜よりかなり急である。琵琶湖周辺の河川は急勾配のため扇状地はかなり大規模に発達していて、その末端付近は小高く自然堤防地を形成し、三角州を通して湖に注ぐ。その典型的な例を湖東の彦根の南方にある犬上川流域にみる事ができる。ここでは扇の半径約6 km、弧の長さ約6 kmにおよび、扇状地の末端から湖岸線まで約3 kmは自然堤防地となっている。山地から流出する地下水は、扇状地を放射状に流下して、その末端で比較的急傾斜で堆積した地層にあたる。地下水は下へ潜るか、う回するか、地表へ自噴するかである。実際この扇状地末端付近ではかなりの地下水かん養のあることが期待され、浅層における自噴地帯となっていることが観測されている。

このように考えると、扇状地末端付近の地下水位は上流からの地下水補給によって保たれ、年間を通じてほぼ定水頭とみなすことができるであろう。後述するように、湖面変化にとまらぬ周辺地下水位の変動の計算に当って、上流側の境界を湖岸から有限な距離にとり定水頭の条件を採用した理由の一つは、上述のような土層の構成と地下水の流況の特殊性にある。

以上は琵琶湖周辺の土層の構成と地下水の流況を模式的に考察して、そこに共通する特徴について述べたものである。実際には各地区について種々の条件の変化があるので、この点に注意を払わねばならない。上記で例とした湖東の犬上川流域に対し、湖西の安曇川流域では地勢がきわめて急峻なため、扇状地と三角州が重なり合うような形になっている。この三角州における沖積層は、巨大なれきを含む砂層が支配的であり、地層の境界面の傾斜も急である。

このように湖東と湖西では地層の生成条件が大いに異なっているため、地下水の流況においてもいちじるしい相違がある。すなわち地下水流の傾斜は湖東の愛知川流域で 1/750、平均約 1/500 に過ぎないのに対して、湖西の石田川流域では実に 1/150 であって、地下水流の勢力は非常に大きい。また湖西の各地区の特色は、湖岸近くで被圧地下水が容易に得られることである。図-3 に安曇川三角州地帯における浅層と深層の被圧地帯の分布を示すが、これらはいずれも地形的には地層および地下水

面の傾斜が変化する扇状地の裾に相当する。すなわち、この扇状地の末端でかなりの地下水補給のあることが期待できる。

このような特性は湖西・湖東を問わず、地下水の自噴地帯となっている場所において顕著にみられる。したがって、安曇川、石田川、犬上川流域のように多少とも扇状地が発達した地区では、地下水の水理計算においてこの付近を上流境界として定水頭と置くことができるものと考えられる。これに反して、姉川、愛知川、日野川、野洲川流域では、このような水理境界を考えるよりも、むしろ各河川による側面からの地下水補給を想定したほうが実情に近い場合が多い。

### 3. 滞水層定数の決定

地下水の流動を支配するのは地層の構成であるが、その数量的表現は滞水層定数をもって行なわれる。滞水層定数とは伝達係数  $T$  と貯留係数  $S$  の二つをいうが、被圧地下水にあつては、前者は滞水層の透水係数  $k$  と層厚  $b$  との積 ( $T=kb$ ) であり、後者は滞水層の圧縮率  $\epsilon$  と  $b$  との積 ( $S=\epsilon b$ ) である。一方不圧状態の地下水の場合には、滞水層の底面から地下水の自由水面までの初期高さを  $H$ 、滞水層の有効間げき率を  $\beta$  とすれば、 $T=kH$  および  $S=\beta$  となる。すなわち伝達係数  $T$  については、被圧と不圧とで大差はないが、貯留係数  $S$  は両者の間に大きい意義の相違がある。これは被圧地下水では揚水などによる水圧伝ばが滞水層の圧縮性に支配されるのに対し、不圧地下水では貯留係数は揚水によって滞水層の単位容積中から排出される水量を示し、これが有効間げき率  $\beta$  に等しくなる。

前述した各調査地区において揚水試験を実施し、滞水層定数を算出した結果を表-1 に総括した。揚水試験結果の解析は、Theis の非定常解および Thiem の定常解の両者により行なったものである。表-1 から地層条件を反映して、湖西の安曇川地区はきわめて大きい滞水層定数を示すことが知られる。表-1 で得られる定数は、滞水層の水平方向の特性を表わすものであるが、別途実施したボーリング孔を利用する水圧試験の結果によれば、鉛直方向の透水係数は、水平方向のものよりも総じて 1 オーダー程度小さいことが判明した。

上記の揚水試験や水圧試験は、概して沖積層堆積物としての滞水層の特性を把握するために行なわれたものであるが、湖水面の変動による影響を直接受ける表層地下水の挙動を調べることもまた必要不可欠であるといわねばならない。これに関しては、犬上川地区と稲枝地区の両地点で調査を行なった。本文では紙数の都合で詳細を省略するが、結論的には波動の伝ば速度を支配する定数

図-3 安曇川三角州地帯における地下水の性状

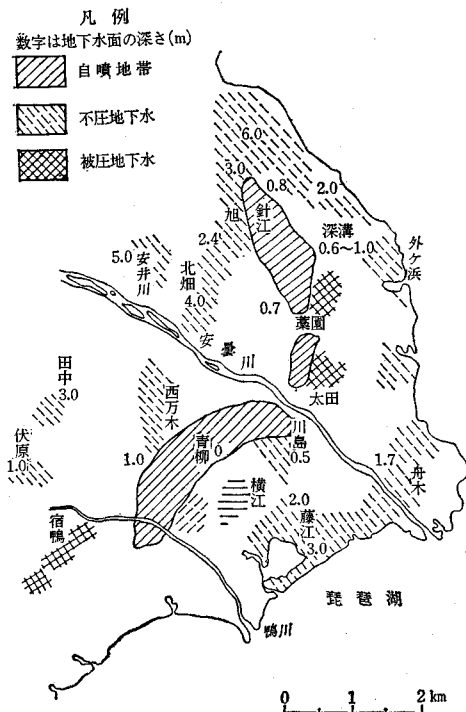


表-1 琵琶湖周辺の滞水層定数総括表

	伝達係数 $T$ ( $\text{cm}^2/\text{sec}$ )	貯留係数 $S$	透水係数 $k$ ( $\text{cm}/\text{sec}$ )	圧縮率 $\kappa$ ( $\text{cm}^{-1}$ )	滞水層厚さ $b$ (被圧) $H$ (不圧) ( $\text{m}$ )	比	
						$k/S$ ( $\text{cm}/\text{sec}$ )	$k/\kappa$ ( $\text{cm}^2/\text{sec}$ )
守山・中主・ 近江八幡地区: 牧 (被圧) 菟 (不圧)	7.32	$2.96 \times 10^{-3}$	$1.40 \times 10^{-2}$	$5.65 \times 10^{-6}$	6.60	4.73	$2.48 \times 10^3$
	$1.72 \times 10$	$2.05 \times 10^{-2}$	$1.49 \times 10^{-2}$	—	7.50	0.475	—
稲枝地区: 柳川 (不圧) 下西川 (被圧) 野良田 (不圧)	$7.74 \times 10$	$6.38 \times 10^{-2}$	$5.53 \times 10^{-2}$	—	12.90	0.866	—
	5.61	$1.77 \times 10^{-3}$	$1.27 \times 10^{-2}$	$4.03 \times 10^{-5}$	6.20	7.18	$3.17 \times 10^3$
	$6.01 \times 10$	$7.16 \times 10^{-2}$	$2.62 \times 10^{-2}$	—	9.90	0.316	—
犬上川地区: 八坂 (不圧) 大蔵 (被圧)	$3.38 \times 10$	$1.14 \times 10^{-1}$	$2.92 \times 10^{-2}$	—	11.31	0.256	—
	$1.07 \times 10^2$	$2.40 \times 10^{-2}$	$1.59 \times 10^{-2}$	$3.53 \times 10^{-5}$	6.80	6.62	$4.50 \times 10^3$
姉川地区: 川道 (不圧) 八木浜 (不圧)	$1.03 \times 10$	$1.55 \times 10^{-2}$	$7.63 \times 10^{-3}$	—	12.30	0.462	—
	8.86	$1.20 \times 10^{-2}$	$1.74 \times 10^{-2}$	—	7.30	1.45	—
石田川地区: 今津 (被圧) 貫川 (不圧)	$4.28 \times 10$	$1.27 \times 10^{-2}$	$3.37 \times 10^{-2}$	$1.00 \times 10^{-5}$	11.90	2.65	$3.37 \times 10^3$
	$2.80 \times 10$	$2.32 \times 10^{-2}$	$4.00 \times 10^{-2}$	—	9.80	1.73	—
安曇川地区: 藤江 (被圧) 菓園 (不圧) 安井川 (不圧)	$5.17 \times 10$	$2.32 \times 10^{-2}$	$6.90 \times 10^{-2}$	$3.10 \times 10^{-5}$	7.00	2.97	$2.23 \times 10^3$
	$2.45 \times 10^2$	$1.38 \times 10^{-1}$	$3.60 \times 10^{-1}$	—	6.20	2.61	—
	$5.40 \times 10^2$	$9.48 \times 10^{-2}$	$4.43 \times 10^{-1}$	—	16.70	4.67	—

$c = kh/\beta$  (ただし  $h$  は考えている点での水頭) だけについていえば、表層が砂質土でも粘土質土でもほぼ同じ次数であり、しかも、表-1 で求めた深い滞水層のものよりなお1オーダーほど小さいといえることができる。

#### 4. 湖面変動にともなう周辺地下水の挙動

##### (1) 概 説

湖水面の変動に応じて周辺内陸の地下水位がどのような変化をするかという対応関係を調べるには、何よりもまず既往の観測記録が有用となるであろう。しかしこの場合、内陸の地下水は単に琵琶湖の水面の変動のみに支配されて水位変化をするのではなく、降雨、上流山地ま

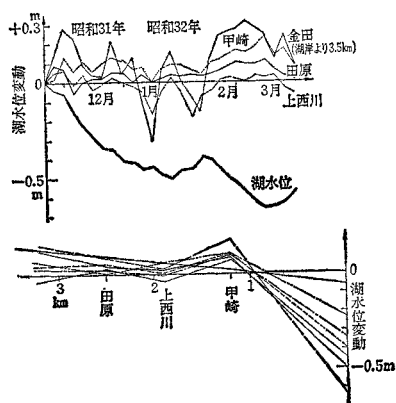
たは河川からの伏流かん養、蒸発、流出、人為的取水などの影響を受けて、複雑に変動しているものと考えねばならない。たとえば 図-4 に示したのは、愛知川沖積三角州の湖岸線に垂直な測線に沿った湖岸から 3.5 km にわたる水位観測記録であるが、図-4 では湖水位変化に対応した関連性がみられず、周辺内陸の地下水位は湖岸から約 1 km も入ると湖水位低下に何ら無関係に変動していることが知られる。これはこの付近の地下水が愛知川の伏流によって側面からかん養されていたり、あるいは現存するクリークによって地下水位が高所に維持されているためと考えられる。

##### (2) 地層構成からみた湖周辺地下水の動き

一般に地下水の性状は、地層構成を抜きにしては論ぜられるべきものではない。そこで地層構成をあわせ述べながら、湖周辺地下水の動きを概観することにする。

湖西と湖東では、地質構造の相違からうかがうことができるように、地下水の性状も、かなり異なるようである。すなわち湖西の地下水は、あらい砂れき層を主とするかなり急傾斜した地層内を割合速く琵琶湖へ流入しており、場所によっては今津地点のように、かなり不透水性の表土層が湖岸付近を被覆して、湖岸に沿って小さい被圧地帯を形成している。また安曇川三角州 (図-3 参照) については、湖岸から 1~2 km 付近の間に地下数十 m の深さまで透水性のよくない地層があって、この区間の表層は不圧地下水となっており、2 km より上流山間部に至る 5 km までの地区は粘土層がほとんどない状

図-4 愛知川三角州地帯における地下水の性状



態の地層からなっている。このため上流地域(2~5 km)では地下水面勾配はゆるやかではあるが、あらい地質のため水流の勢いはかなり激しいようである。そして安曇川地区では、湖岸から1.5 km付近に地下水面の傾斜が最急な地域の生じていることが家庭井戸水位の調査から判明しているが、この湖岸から1.5 km付近というのは常に地下水位の高い地帯であって、これは下流部に現われる粘土層の地質構成に起因するものと想像される。

さらに興味深いことに、この地域での湖水位と地下水位の変動の対応を調べてみると、湖水位の低下にもかかわらず地下水位のほうは逆に上昇する傾向も現われている。この原因はあまり明らかでないが、湖水位低下ともなう地下水流出の増大によって、地下水面が下流側へ押し出されることによるものではないかということも考えられる。

このように湖西の沖積地帯は、概して地下水が豊富である。たとえば安曇川流域の針江(湖岸から2 km上流の地点)においては、地下約1 mの地層から清浄な湧水が多量に得られ、池を作ったり、また浅層からの掘抜井戸もある。石田川流域でも、湖岸から数百mの田畑で自噴してくる生水(ショウズ)を得ている。

一方湖東では地形は一般にゆるやかであり、地質もあまりあらい砂れきはみられないが、地層構成はかなり複雑である。このため地下水の性状にも一貫した傾向がない点が多い。

まず姉川流域では、右岸北側と左岸南側とで地質や地下水の様子がかなり相違している。支川高時川の影響下にある右岸流域は、湖岸付近は厚さ数mないし10 mの浅い滞水層内の溜まり水的な地下水であるが、上流ではシルトや粘土のような粘性土が地層の主成分となって、地下水はあまり豊富でない。姉川左岸約1~2 kmの範囲は右岸北部と同様に比較的細粒土の地質であるが、長浜平野部に至る地域はほとんど砂れき層よりなっている。この流域一帯の被圧地下水の分布は、長浜北の測線に沿って深度40~60 mの層から得られており、かなり広く分布している。しかし北部右岸地帯では、田川を境いに南側は姉川南部流域と似ており、北側ほど地下水の流量が少なくはないようである。

つぎに犬上川流域と愛知川流域に共通した点は、地表面下十数mの深さまで厚い不透水層がかなりの範囲に分布していることである。犬上川流域では湖岸から1~4 kmに、愛知川流域では1~5 kmに、それぞれ厚さ10 m以上の表土層をもつ被圧砂れき層が存在している。しかしこの両地区を分ける宇曾川と湖岸の荒神山の存在が境界となって、両者の間に少し相違がみられる(図-2 b)参照)。

すなわち犬上川は前述したように典型的な扇状地平野

をつくり、その扇の末端付近を結ぶ地帯に沿って地下水位が高く、湖水位の昇降にともなう水位変動の計算に当たって、ここが上流側の境界条件を決める一つの重要な点であると考えられる。これに反し愛知川流域の稲枝地区では、被圧地帯が湖岸から1~5 kmの距離のところまでおよんでいるのに、浅層は透水性の低い地層が厚く、地表水の動きと直結していないようである。この地区の被圧井戸も深く、深度約80 m程度のものが多い。

したがって、犬上川流域は上流からの地下水の補給量の多少が重要な要素となるが、愛知川流域稲枝地区では、宇曾川と愛知川の側面からの地下水補給を受けることになるので、これらの詳細な検討が必要である。しかしながら現存の資料で大勢を推察すると、犬上川地区は湖岸から約2 km付近の地帯が扇状地の末端に相当し、年間を通じて地下水位の変動も少なく、この地帯がいわゆる影響圏の終端と考えられる。一方稲枝地区ではこのような一つの区切りを示すものが見あたらないが、最大の影響圏は湖岸から5~6 km程度であろうと考えられる。

近江八幡地区は日野川流域に属し、第一に浅層の被圧井戸が少ないこと、第二に粘土、シルト、細砂などの細粒土が主であること、第三に比較的小規模な面積で地下水が豊富とはいえないことなどが特徴である。この地区では湖岸から約3 km地点の上流側と下流側とで、おのずから地下水の性格が違っている。すなわち、上流側は日野川などの伏流水の影響を大きく受けるが、湖岸側の地下水はう回してくる地下水や湖水により維持補給されているものと思われる。

野洲川流域は面積がかなり大きく、中主地区、守山地区一帯がこの河川の影響を受けている。中主地区は近江八幡地区の地層構成に似ているが、守山地区は湖岸付近がかなりの表層被覆層からできており、中主の湖岸付近地下水は不圧であるが、守山地区は被圧地下水の形となっている。

以上は琵琶湖周辺の地下約20 m以浅の地下水の様子を述べたものであるが、さらに深い洪積層内の地下水の状況は、水圧試験の結果によると水圧はそれほど大きくない模様である。先述したように一般に湖周辺の浅層地下水は静水圧分布をしているが、洪積層の水圧は水頭にして十数cm程度大きいことが観測されている。ただし犬上川地区では、この被圧度はかなり大きいようである。

### (3) 電子計算機による地下水位変動の計算

これまでに述べてきたように、湖周辺の地下水の挙動は各地域の地勢、地層構成の特殊性と密接な関連性をもっていることが判明した。そこで上流端境界条件として

表-2 地下水位変動計算に用いた上流端境界条件と距離間隔および時間間隔

地区	計算番号	上流端境界条件	$\Delta x$ (m)	$\Delta t$ (day)
守山	1	水位一定	200	1.0
中主	2	補給なし(溜まり水)	200	2.5
近江八幡	3	補給なし(溜まり水)	200	1.0
稲枝	4	水位一定	200	0.5
犬上川	5-1	水位一定	400	0.5
〃	5-2	流量一定	400	0.5
姉川	6	補給なし(溜まり水)	200	5.0
石田川	7	水位一定	200	1.5
安曇川	8-1	水位一定	200	1.5
〃	8-2	流量一定	200	1.5

図-5 琵琶湖の経年水位変動記録

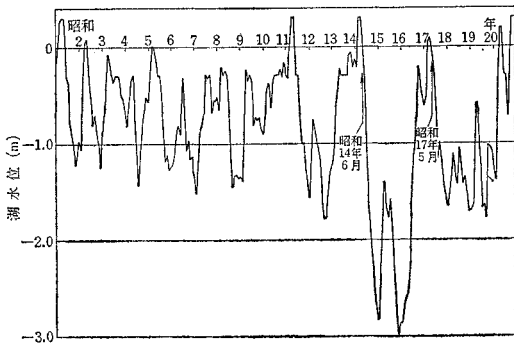
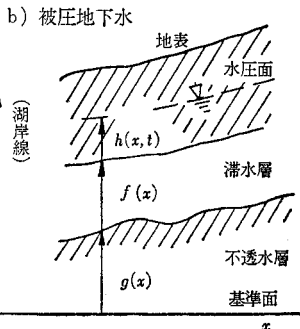
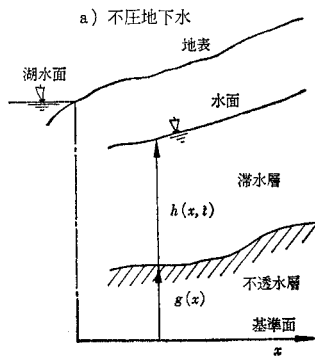


図-6 滞水層条件の表示



は、表-2 に示すように水位一定、流量一定および溜まり水という三種類の条件を用いて、電子計算機により地下水位の変動計算を行なった。すなわち滞水層定数は表-1に示した値を用い、地盤条件としての滞水層の諸元はボーリングより得られた地層図にもとづいて決定した。与えるべき湖水位変動は、昭和元年からの既往の水位

記録を計算しなおした計画水位変動であって、本計算に用いたのはその中で最低水位(鳥居川量水標原点 T.P. 84.371-3.06m)を示す昭和14年6月始めから昭和17年5月末までの3カ年間にわたっている(図-5参照)。

計算に当っては、滞水層が不圧地下水であるか被圧地下水であるかにより、計算式を変えなければならない。つぎに、それぞれの解析方法を述べる。

a) 不圧地下水の計算式

自由水面の標高を  $h(x,t)$ 、不透水底面の標高を  $g(x)$ 、地盤の透水係数を  $k$ 、有効間げき率を  $\beta$  とする。 $k$  と  $\beta$  は距離  $x$  の関数として、Darcy の法則と連続の式からつぎの基本方程式を得る(図-6 a)参照)。

$$\begin{aligned} \frac{\partial h(x,t)}{\partial t} &= K(x) \{h(x,t) - g(x)\} \frac{\partial^2 h(x,t)}{\partial x^2} \\ &+ K(x) \frac{\partial h(x,t)}{\partial x} \left\{ \frac{\partial h(x,t)}{\partial x} - \frac{\partial g(x)}{\partial x} \right\} \\ &+ \frac{\partial K(x)}{\partial x} \{h(x,t) - g(x)\} \frac{\partial h(x,t)}{\partial x} \end{aligned} \quad (1)$$

ここに、 $K(x) = k/\beta$

式(1)をつぎに示す記号を用いて階差式にすると式(2)を得る。

記号  $h_i^j = h(x_i, t_j) = h(\Delta x \times i, \Delta t \times j)$

$K_i = K(x_i) = K(\Delta x \times i)$

$f_i = f(x_i) = f(\Delta x \times i)$

$g_i = g(x_i) = g(\Delta x \times i)$

$$\begin{aligned} \left[ \frac{\partial h(x,t)}{\partial t} \right]^j &= \frac{K_i}{(\Delta x)^2} \left[ (h_i^j - g_i)(h_{i+1}^j - 2h_i^j + h_{i-1}^j) \right. \\ &+ \frac{1}{4} (h_{i+1}^j - h_{i-1}^j) \{ (h_{i+1}^j - h_{i-1}^j) - (g_{i+1} - g_{i-1}) \} \\ &+ \frac{1}{4(\Delta x)^2} (K_{i+1} - K_{i-1})(h_{i+1}^j - h_{i-1}^j)(h_i^j - g_i) \end{aligned} \quad (2)$$

b) 被圧地下水の計算式

被圧地下水圧面の標高を  $h(x,t)$ 、被圧滞水層の上部境界面の標高を  $f(x)$ 、下部境界面の標高を  $g(x)$  とする。また滞水層の透水係数を  $k(x)$ 、滞水層の圧縮率を  $\kappa(x)$  とし、Darcy の法則と連続の式とからつぎの基本式を得る(図-6 b)参照)。

$$\begin{aligned} \frac{\partial h(x,t)}{\partial t} &= K'(x) \frac{\partial^2 h(x,t)}{\partial x^2} + \frac{K'(x)}{f(x) - g(x)} \\ &\cdot \left\{ \frac{\partial f(x)}{\partial x} - \frac{\partial g(x)}{\partial x} \right\} \frac{\partial h(x,t)}{\partial x} \\ &+ \frac{\partial K'(x)}{\partial x} \frac{\partial h(x,t)}{\partial x} \end{aligned} \quad (3)$$

ここに、 $K'(x) = k/\kappa$

さきの記号を用いて式(3)を階差式にすると、

$$\begin{aligned} \left[ \frac{\partial h(x,t)}{\partial t} \right]^j &= \frac{K_i'}{(\Delta x)^2} \left[ (h_{i+1}^j - 2h_i^j + h_{i-1}^j) \right. \\ &+ \frac{h_{i+1}^j - h_{i-1}^j}{4(f_i - g_i)} \{ (f_{i+1} - f_{i-1}) - (g_{i+1} - g_{i-1}) \} \end{aligned}$$

$$+\frac{1}{4(\Delta x)^2}(K_{i+1}^j - K_{i-1}^j)(h_{i+1}^j - h_{i-1}^j) \dots\dots\dots(4)$$

式(2)と式(4)の左辺の差分のとり方は

Euler 法:  $h_i^{j+1} = h_i^j + \Delta t \left[ \frac{\partial h}{\partial t} \right]_i^j \dots\dots\dots(5)$

台形公式:  $h_i^{j+1} = h_i^j + \frac{\Delta t}{2} \left\{ \left[ \frac{\partial h}{\partial t} \right]_i^j + \left[ \frac{\partial h}{\partial t} \right]_i^{j+1} \right\} \dots\dots\dots(6)$

の二つを併用するフィードバック回路によって計算を行なった。また上流端境界条件としての水位一定は

$$h(x_N, t) = h(x_N, 0) = \text{const.}$$

として与えられ、流量一定の条件は

$$q = -k \frac{\partial h}{\partial x} (h - g) = \text{const.}$$

により与えられ、さらに溜まり水の条件は

$$h_{N+1}^j = h_{N-1}^j$$

により与えられた。

計算結果の一例として大上川地区の地下水水位変動の時間的な様子を図-7に示した。またさきに述べた地層の構成と地下水の挙動の特性を考慮に入れて、湖水水位低下にともなう周辺地下水位の最大低下量の分布を算定した結果が、等低下量線として図-8に示されている。これより結論としてつぎのことがいえるであろう。

(1) いわゆる影響圏は全域にわたり湖岸からせいぜい3~5kmの程度である。  
 (2) 近江八幡・中主地区では、湖岸近くで地下水位の低下がかなり大きい。  
 (3) 姉川・安曇川地区では湖岸線に平行な等高線となる。  
 (4) 犬上川地区では湖岸近くで水位低下が大きく、約2.5kmの地点で急に減少する。これは上流端境界条件がきいているものと考えられる。これに反して愛知川流域の稲枝地区では等高線間隔はほぼ一様であり、河川からの伏流かん養をよく表現しているといえる。

図-7 地下水水位変動計算結果 (犬上川地区)

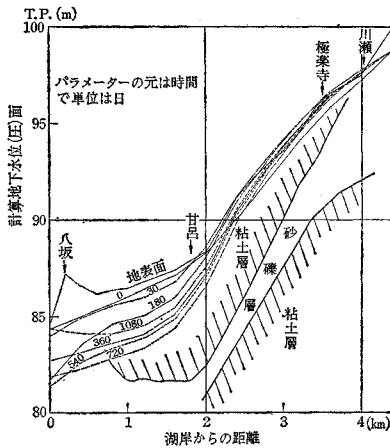
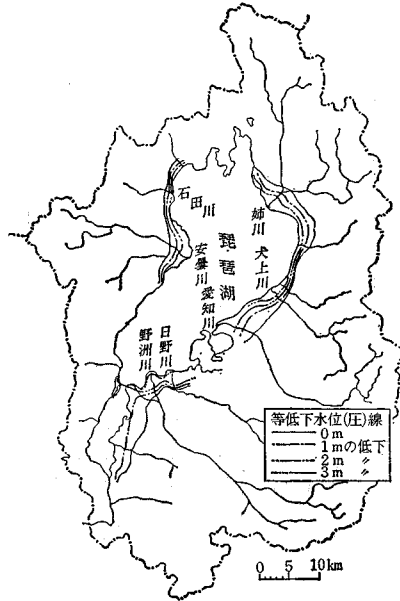


図-8に示されている。これより結論としてつぎのことがいえるであろう。

- (1) いわゆる影響圏は全域にわたり湖岸からせいぜい3~5kmの程度である。
- (2) 近江八幡・中主地区では、湖岸近くで地下水位の低下がかなり大きい。
- (3) 姉川・安曇川地区では湖岸線に平行な等高線となる。
- (4) 犬上川地区では湖岸近くで水位低下が大きく、約2.5kmの地点で急に減少する。これは上流端境界条件がきいているものと考えられる。これに反して愛知川流域の稲枝地区では等高線間隔はほぼ一様であり、河川からの伏流かん養をよく表現しているといえる。

図-8 地下水位の等低下量線図



### 5. むすび

本文では、琵琶湖の水資源を十分活用しようとする開発計画にともなう周辺内陸地域の地下水問題について、主に地質学的・地下水理学的考察を加えた。もとより湖水水位変動にともなう周辺地下水位の低下は、各地区での地下水流の性状や地層条件とも関連してかなりの相違がみられるが、湖東では平均して湖岸から3~5km付近までの範囲が影響を受けること、また湖西ではその影響はせいぜい湖岸から約2kmの範囲に止まることが予想される。なお、被圧地下水帯において問題となる表層の透水性については、波動伝ばに関する定数はより深層のものよりかなり小さいことが判明した。

この調査結果をまとめるに際し、建設省琵琶湖工事事務所長 金屋敷忠儀氏をはじめ調査課の諸氏から多大の便宜をいただいた。また現地調査や室内実験に当っては、京都大学工学部学生 西村伊久夫、山内勇喜男、磯浦克敏の諸君の助力を受けた。ともに付記して深甚の謝意を表するものである。

#### 参考文献

- 1) 松尾新一郎編:「琵琶湖周辺の土質・地質・地下水の性状に関する研究」, 琵琶湖総合開発協議会, 昭和37年3月および同別冊, 昭和37年11月
- 2) 赤井浩一・宇野尚雄:「琵琶湖岸稲枝地区土層調査報告書」近畿地方建設局琵琶湖工事事務所・財団法人防災研究協会, 昭和39年12月および昭和40年3月
- 3) 赤井浩一・宇野尚雄:「琵琶湖岸土層調査報告書」, 近畿地方建設局琵琶湖工事事務所・財団法人防災研究協会, 昭和41年3月 (1967. 2. 1. 受付)