

被圧地下水圧の変動と地盤沈下 に関する水理実験 (Ⅰ)

速水 頌一郎・赤井 浩一

A HYDRAULIC EXPERIMENTAL RESEARCH OF THE VARIATION OF GROUND-WATER PRESSURE IN ARTESIAN AQUIFERS AND THE SUBSIDENCE OF GROUND (II)

by Dr. Sci. Shōtirō HAYAMI and Dr. Eng. Kōichi AKAI

Synopsis: The subsidence of ground due to pumping up the ground-water is assumed to occur by the accumulation of a partial residual of the compressive strain in artesian aquifers during each cycles of pumping. This paper is described concerning a hydraulic experimental research for this problem, using a large scale model of artesian sand aquifers consisting of two layers.

The following experiments have been performed by this model:

- 1) Determination of aquifer constants by means of separate drawdown tests from each aquifer.
- 2) Measuring the variation of water pressure and the settlement of layers during the drawdown test from both aquifers.
- 3) Measuring the variation of water pressure and the rebound of layers during the recharge test into both aquifers.
- 4) Measuring the behaviour of each layer during the repetition of drawdown.

The effect of recharging water into the ground to decrease the subsidence is also treated in this paper.

1. 緒 論

海岸の都市及び諸種の生産施設を高潮から護るために、海岸線及び河川感潮部に沿つて、長大な防潮堤が築造されている。しかしこれらの海岸地帯は、いわゆるデルタ地帯として、地史的に非常に若い堆積土によつてその地表が構成されており、そのために地盤沈下が甚しい。その最も顕著な例は、西大阪及び尼崎の臨港地帯であつて、年間の沈下量は最大約 15 cm にも及ぶところがあり (昭和30年尼崎西海岸)、巨額の費用を投じて築造した防潮堤が、数年を経ずしてその機能を失うおそれがある。

第二次大戦後約10年間にわたる各方面の調査研究により、大阪・尼崎地帯の地盤沈下の大部分は、地下水の過剰揚水による地下水圧の低下に原因することが認められた。すなわち大阪湾港湾技術調査会の資料によれば、沈下の甚しい地域では地盤沈下量と揚水量との間には、相関係数がほとんど1に近い強度の直線相関関係が存在し、特に工業用水のための地下水の多量揚水が、地盤沈下に大きい影響を及ぼしていることが知られる。¹⁾²⁾

工場の冷却用水として深い井戸で汲み揚げる地下水は、自由水面をもたない被圧地下水であり、一般の浅い井戸のように、地表に近い自由水面をもつ地下水とは、地質学的にも水理学的にも透水機構が異なり、水温は季節による変化がなく、大阪の場合は年間 17~18°C を示し、その賦存量の大なることとともに、工業

用水の供給源としての性格を備えている。

西大阪及び尼崎の地下水の補給源は、広大な淀川水系の流域であるから、この地帯は古くから水の都と呼ばれ、豊富な地下水を利用して各種の近代工業が発展し、工業国としての本邦の国勢の伸長に寄与するところが甚大である。しかるに最近は、上述のように過剰揚水による地下水圧の低下が著しく、このため井戸自体についていえば、揚水能力の減少、水質の塩水化、水量の涸渇、土砂による閉塞、ストレーナーの破損など種々の故障が生じて、井戸の生命を短縮するとともに、大局的には前記の地盤沈下による高潮の危険性を増大させている現状にある。このように、過去に水の都として栄えたこの地帯が、今やその水のために苦境に立つという皮肉な宿命を負うことになり、早急に地盤沈下の具体的防止対策を確立するの必要に迫られている。

2. 模型実験における基礎的考察

地下水の揚水による地下水圧の低下と地盤沈下との関係については、従来もつばら現地を対象にして観測、測量が行われ、またそれに基づいて理論的考察がなされてきた。しかし現地の地下構造や、その物理性質については不明な点が多く、また現地揚水実験そのものが種々の制約を受けて、満足な実験を行うことは至難であり、地盤沈下防止対策に要求される技術的、具体的な問題処理に対しては不十分な点が多い。このためわれわれは、さきに宇治川水理実験所内に、地下水に関する水理実験施設を完成し、これを用いて被圧帯水層が一層の場合の揚注水実験を行い、弾性帯水層理論の適合性から、この種の水理模型実験の可能性を実証した。その詳細についてはすでに発表したが、³⁾ 要点のみを記すとつぎのようである。

実験施設は長さ 5 m、幅 2.7 m、高さ 1.5 m の鉄筋コンクリート製矩形槽を主体とし、側壁の一方側には、地下水に水頭を与える水槽が直結され、実験中絶えず溢流させて、一定水頭が保たれている。この実験における帯水層の厚さは 50 cm、これに使用した川砂の密度は 1.46 g/cm³、被覆粘土質ローム層の厚さは約 1 m、被圧水頭は帯水層の上面より約 75 cm の高さにある。揚注水用井戸は、直径 50 mm の鉄管の帯水層に接する部分にストレーナーを切つたもので、揚水には実験槽の容量を考慮してギア・ポンプを用い、つぎの各種の実験を行つた。

- (1) 地下水の定流量揚水実験
- (2) 地下水の定流量及び定水頭注水実験
- (3) 一つの井戸から揚水し、他の井戸から注水した場合の地下水圧の変動測定
- (4) 繰返し揚水による帯水層の圧縮測定

いま無限に広がった弾性帯水層から、一本の井戸によつて揚水すると、被圧地下水の水圧 ζ は、周知のように次式に従つて低下する。⁴⁾

$$\zeta = \frac{Q}{4\pi kD} \int_{\lambda}^{\infty} \frac{e^{-u}}{u} du, \quad \lambda = \frac{\sigma r^2}{4kt} \dots\dots\dots(1)$$

ここに Q は単位時間当りの揚水量、 D は帯水層の厚さ、 k は透水係数、 σ は圧縮率、 r は揚水井より観測点までの水平距離、 t は時間を表わす。

この模型実験では、矩形槽の三面は固定壁で遮断され、一面において定水頭が維持されているので、水平方向に無限の広がりをもちと考えられる現地地盤とは、水理学的境界条件が異なつている。しかし鏡像井戸の効果を補正することにより、これら固定壁の影響を排除して現地の状況に還元することが、理論的にも実際的にも可能であることを明らかにした。

すなわち式 (1) は、 $\lambda \ll 1$ の場合にはつぎのように書くことができる。

$$\zeta = \frac{2.303Q}{4\pi kD} \left(\log \frac{t}{r^2} - \log \frac{\sigma}{2.25k} \right) \dots\dots\dots(2)$$

ここに log は常用対数を表わす。従つて半対数紙上に ζ を t/r^2 に対してプロットすれば、揚水開始より相当時間たてば両者の関係は直線で表わされ、揚水率 Q 及び帯水層の厚さ D が既知ならば、この直線の傾斜から透水係数が得られ、 $\zeta=0$ なる t/r^2 の値から圧縮率 σ が求められる。⁵⁾ この水理模型実験の場合には、これに鏡像井戸の効果を補正すればよいわけであるが、個々の鏡像井戸の効果も式(2)の形で表わされるはずであり、ただこの場合距離 r の値が異なるだけであつて、 Q, D, k, σ の値は同一であるから、側壁の効果を補正した結果は、つぎの式(3)で表わされる。

$$\left. \begin{aligned} \zeta &= \frac{2.303}{4\pi kD} \left(\sum Q_i \log \frac{t}{r_i^2} - \sum Q_i \log \frac{\sigma}{2.25k} \right) \\ &= \frac{2.303}{4\pi kD} \left(\sum Q_i \log t - \sum Q_i \log \frac{\sigma}{2.25k} - \sum 2Q_i \log r_i \right) \end{aligned} \right\} \dots\dots\dots(3)$$

ここに Q_i は絶対値を等しく、揚水の場合には正、注水の場合には負をとる。従つて、実測の水圧低下量 ζ を半対数紙上で時間 t に対してプロットすれば、揚水あるいは注水開始より相当時間が経過した後は、両者の関係は直線になる。図-1には揚水実験の結果の一例として、揚水時の単位流量当りの水圧変動量 $\zeta^* = \zeta/Q$ と $\log t$ との関係を示したが、明らかにこの両者は直線関係にあることが知られる。実験(1)、(2)の一連の揚水実験より得られた諸数値は、つぎのごとくである。

全期間を通じ

$$k = 1.10 \times 10^{-1} \text{ cm/sec}$$

揚水による水圧低下期間

$$\sigma = 6.66 \times 10^{-5} \text{ cm}^{-1}$$

揚水停止後の水圧上昇期間

$$\sigma = 6.60 \times 10^{-5} \text{ cm}^{-1}$$

注水による水圧上昇期間

$$\sigma = 6.44 \times 10^{-5} \text{ cm}^{-1}$$

注水停止後の水圧低下期間

$$\sigma = 7.26 \times 10^{-5} \text{ cm}^{-1}$$

これらの結果から、この実験に使用した帯水層はほぼ弾性的であり、現地地盤の場合と同様に弾性帯水層理論を適用しうることが明らかとなつた。また帯水層の圧縮率が水圧低下期間に大きく、水圧上昇期間に小さいことは、揚水-揚水停止のサイクルの間に、層内に残留圧縮歪を生じていることを示している。実験(4)は約1カ月にわたつて揚水を繰返した後、帯水層の圧縮を測定したもので、つぎの結果を得た。

沈下板番号	1	2	3	4	5	6
揚水井よりの距離 (cm)	37.5	12.5	12.5	37.5	75.0	175.0
沈下量 (mm)	1.0	1.0	0.9	0.9	0.5	0.3

これより揚水井に近いところほど水圧低下量が大きく、さらに繰返し揚水による水圧変動も顕著なため

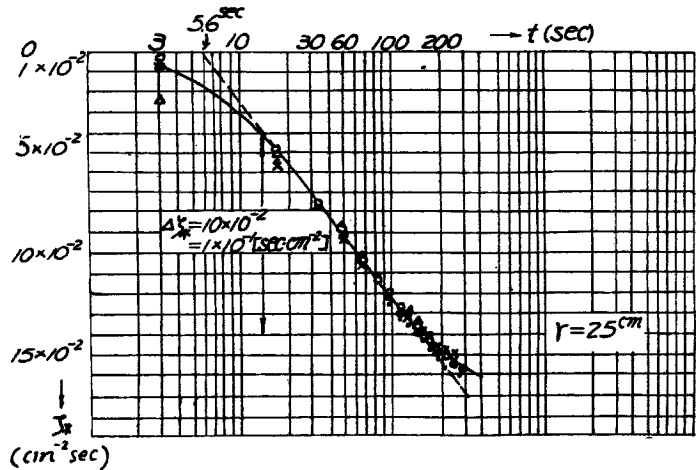


Fig. 1 Correlation between ζ^* and $\log t$ in the decreasing period of aquifer pressure caused by pumping water

に、残留圧縮歪の蓄積としての沈下量が大きくなることが知られた。

実験（3）は揚水と同時に、その近傍で注水した場合を扱ったものであつて、理論的に予想される通り、究極の水圧分布は揚水による水圧低下と、注水による水圧上昇の代数和に等しいこと、及び注水井近傍の地点の水圧を揚水開始前の水圧に維持するためには、揚水井に近づくほど注水量を増加させるべきことを実証した。

3. 帯水層が二層の場合の揚注水実験

工業用水として地下水を利用する場合、単一の帯水層のみから揚水することは稀であつて、できるだけ多くの揚水量を確保するために、井戸の深さに応じて、二個以上の帯水層より同時に揚水できるように、ストレーナーを切るのが普通である。たとえば大阪市内の井戸は、深さ約 200 m までのものが大部分であるが、地盤沈下の大部分が地表からこの深さまでの間で生じていることが観測されている。地盤沈下の特に激しい市内海岸部、中央部及び北東部の沖積層においては、その土質構成は表-1に示すように、粘土層と砂礫層とが交互に堆積しており、北東部を除き第1帯水層から第5帯水層まで存在することが明らかにされている。⁶⁾

Table 1 The depth of the center of strata from the ground surface in subsiding regions in Ōsaka city

Strata Regions	Sub- surface	No. 1		No. 2		No. 3		No. 4		No. 5	
		Aqui- clude	Aqui- fer	Aqui- clude	Aqui- fer	Aqui- clude	Aqui- fer	Aqui- clude	Aqui- fer	Aqui- clude	Aqui- fer
Coastal	5 m	20	35	45	60	80	100	120	130	150	175
Central	5	15	30	40	55	75	95	115	130	145	165
North- East	1	15	20*	35*	45	65	75	(No datum)			

* These strata were diminished.

第1帯水層は、通常100尺の帯水層といわれるもので、この層の厚さは海岸部で2～12 m、中央部で15 m、北東部で5～10 mである。この層は五つの帯水層の中で最も薄く、透水能力も悪い。つぎに第2帯水層は、200尺の帯水層といわれるものであつて、層厚が最も大きく、海岸部で25 m、その他の地域では18 m程度である。また第3帯水層は、その生成年代が上記の二つのものより相当古く、この層の上部には約20 mの厚さの厚い粘土層がある。この帯水層の層厚は7～20 mであつて、深さ約200 mまで達する井戸の中、約2/3がこの層より揚水している。第4、第5の帯水層の性状は不明である。

以上のように、現実には多くの帯水層よりの揚水が行われているので、このような同時揚水による各帯水層内の水圧変化や、帯水層別の圧縮量、及び全揚水量の中に占める各帯水層よりの流出量の割合など、単一帯水層の場合に比して究明すべき事項が少なくない。2.で概説したように、水理模型実験の実用性が充分実証されたので、この施設を用いて、さらに現地の実状に近い帯水層が二層の場合について、揚注水による水圧並びに地層の変動を測定することにした。

4. 実験施設及び測定器具

(1) 実験槽 実験槽としては、2.で述べたのと同じものを用いたが、各層の配置及び揚注水井、観測井、沈下測定棒の位置は図-2に示すごとくである。まず実験槽の下部に、径2.5 mmの篩を通過する川砂を空気が混入しないようにして水締めし、厚さ45 cmの第Ⅱ帯水層とした。この上に粘土質ロームをよく突き固めて、厚さ30 cmの第Ⅲ粘土層とし、さらにその上に第Ⅱ帯水層に用いたのと同じ砂をなるべく緩い状態に敷き詰め、厚さ30 cmの第Ⅰ帯水層とした。最上部には被覆層として、第Ⅲ粘土層に用いたのと

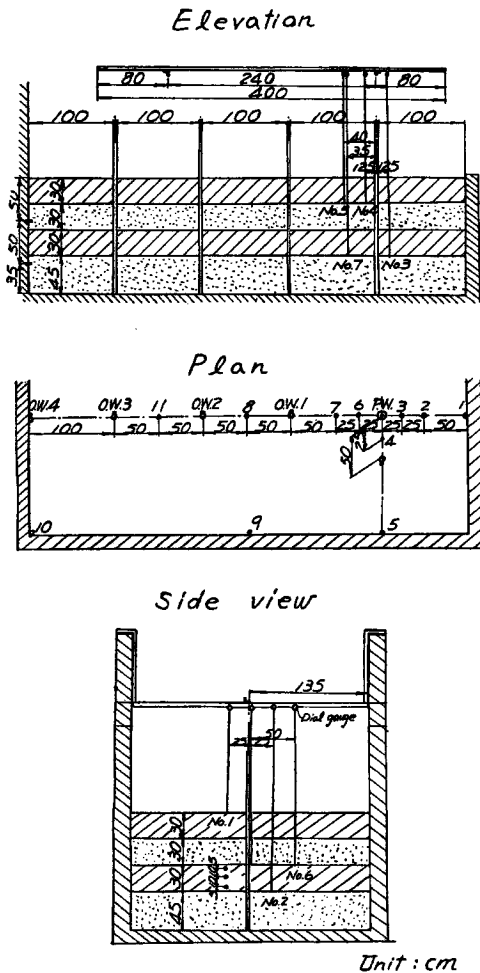


Fig. 2 Location of the model wells and the settlement rods in the experimental apparatus

測定は、前述の測定盤に集めたピエゾメーターの読みを一定時間ごとに読みとる方法と、自記水位計による方法とを併用した。後者の方法は、各観測井からくるビニール管を電気抵抗式水位計に導き、前置増幅器、直流増幅器を経て、6成分ペンオツシログラフで自記せしめる方式である。この水位計は今回特に試作したものであつて、図-3のように、約1 cmの間隔に張られた径0.3 mmのステンレス線(Mo添加, 18-8NiCr)間の水の電気抵抗を測定するもので、図-4の電橋により約20 cmまでの水位変化に対して、この水位に比例した電圧に変換される。供給電氣は交流1.5 KC, 最大出力電圧は引加電圧1 Vに対して、水位変化が20 cmの場合4 mV程度である。

この種の水位計の使用上、第一に問題となるペンオツシログラフの読みと実際の水位変化との間の直線対応には、各水位計によつて良否があつたが、これは前置増幅器のCR-バランスのとり方などに種々の改良を加えて、実際上差支えない状態で使用することができた。図-5は水位計に2 cmごとの水位変化を与えた場合のペンオツシログラフの記録より得られた較正曲線を示し、この場合ほとんど完全に直線対応が成立し

同様の粘土質ロームをよく突き固め、厚さ30 cmの第I粘土層とした。第I帯水層及び第II帯水層の乾燥密度は、それぞれ1.55 g/cm³及び1.58 g/cm³であり、層厚比は1:1.5である。

帯水層に与える被圧水頭は、この実験では揚水の場合第I帯水層上面より約20 cm上方、注水の場合同じく約10 cm上方の高さに一定した。揚注水用井戸は径50 mmの亜鉛引鉄管で、各帯水層に接する部分にストレーナーを切つたものを用い、別に観測用井戸として、第II帯水層に径50 mmのもの1本、径30 mmのもの3本、第I帯水層には径22 mmのもの4本を図-2に示したように、実験槽の長さの方向に1 m間隔に配置した。これらの観測井のほか、両帯水層にそれぞれ10個ずつ、計20個の水圧測定用ビニール管チップを埋設し、これを1個の測定盤に集めて、帯水層内各点の水圧変動を測定した(写真-1)。

(2) 測定器具及び測定方法

1) 地層変動の測定 帯水層及び粘土層の圧縮または膨脹量を測定するために、図-2に示すような配置で、アルミニウム製の沈下測定板(10 cm×10 cm)を第I粘土層、第I帯水層、第II粘土層及び第II帯水層の各層上面より約5 cmの深さに埋設した。これらの上に乗せた沈下測定棒の頭部と実験槽の左右両壁にその両端を固定された山形鋼との間に7個のダイヤルゲージを取りつけた(写真-2)。この沈下測定棒は内径15 mmのアルミニウム管で、その外周に内径22 mmのシールド用アルミニウム管を設けて、上部の層の摩擦の影響を除外した。

2) 帯水層内水圧変動の測定 帯水層内水圧変動の

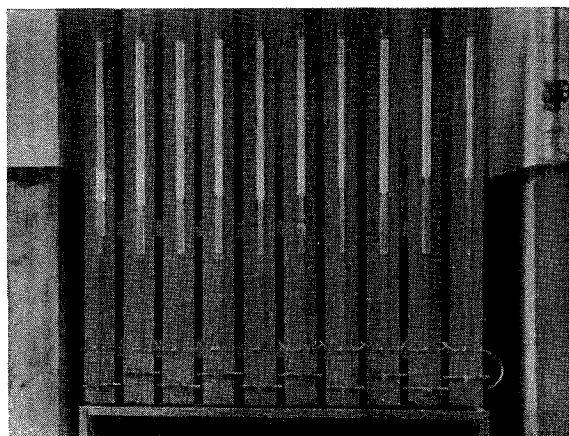


Photo. 1 Indicating board of water pressure in the aquifers

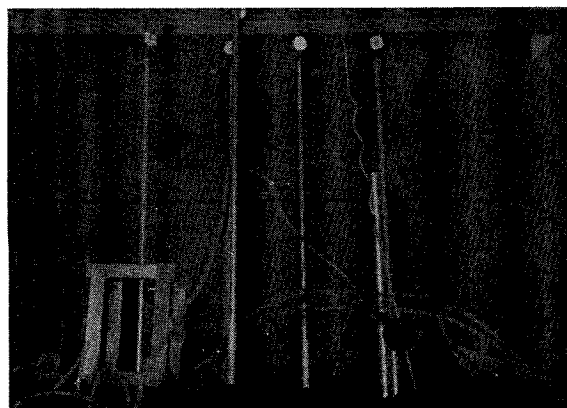


Photo. 2 Measuring apparatus of settlement

ている。また第二に問題となる点は水位計の感度が内部の水の不純度に著しく影響されて変ることであるが、これもいつたん新しい水を水位計及びこれに接続するビニール管内に充填しておけば、二、三日の間は充分正しい測定を行いうることが判明した。なお増幅及び記録など一連の計測装置は、宇治川水理実験所中央計測室のものを使用した。⁷⁾

3) 粘土層内間隙水圧の測定 図-2に記入したように、第Ⅱ粘土層内の間隙水圧を揚水水井から25 cm離れた位置に設けたピエゾメーターを用いて測定した。ピエゾメーターは銅製二重管式のものを用い、第Ⅱ粘土層上面より5 cm下、層の中央、層の下面より5 cm上の3個所にそのチップを埋設し、水銀マンオメーターによつて水圧を読んだ。

4) 揚水及び注水方法 井戸よりの揚水にはギア・ポンプを用い、これに直結した1/16 HPの可変速モーターで駆動した。揚水量の調整はモーターの回転速度と、揚水井とポンプの間に挿入したベンチュリメーターのバルブの開度によつた。一方井戸への注水は定圧方式をも併用し、流量の測定には、やはりベンチュリメーターを用いた。

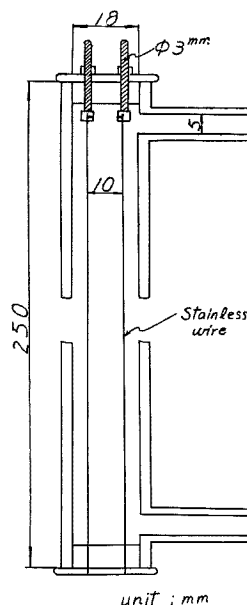


Fig. 3 Pic-up part of the automatic aquifer pressure gauge

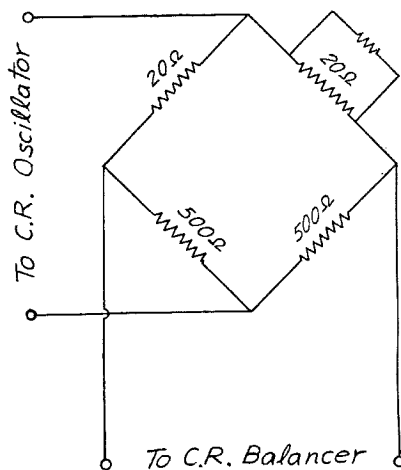


Fig. 4 Bridge circuit of the pressure gauge

5. 実験結果とその吟味

以上の実験装置によつて、つぎの実験を行った。

- (1) 各帯水層別の揚水による帯水層常数の決定
- (2) 両帯水層からの同時揚水による水圧並びに地層の変動測定
- (3) 両帯水層への同時注水による水圧並びに地層の変動測定
- (4) 繰返し揚水による水圧並びに地層の変動測定

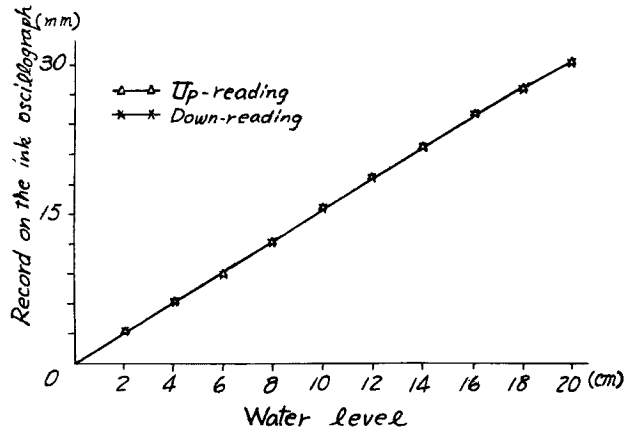


Fig. 5 Calibration curve of the pressure gauge

二層以上の帯水層からの同時揚水による各帯水層内の水圧変化や圧縮量を知つて、それらを解析するためには、各帯水層の常数をあらかじめ知つておく必要がある。実験(1)はこの目的のために特に行われたものであつて、この実験中は図-2の揚水井は、第Ⅰ帯水層または第Ⅱ帯水層のいずれか一方のみより揚水するように、ストレーナーのあけ方を調節した。

第Ⅰ帯水層のみよりの揚水実験においては、被圧水頭をこの帯水層上面より約25 cmの高さに保ち、一方第Ⅱ帯水層のみに対する実験では、同じく約50 cmの被圧水頭で実験を行った。揚水量はいずれも25.0~46.0 cm³/secの範囲で、5分間揚水、10分間回復の水圧変動を測定した。2.で述べた解析法により、おのおのの帯水層常数を求めると、つぎの値を得る。

	第Ⅰ帯水層	第Ⅱ帯水層
透水係数	1.06×10^{-1} cm/sec	4.65×10^{-2} cm/sec
揚水時の圧縮率	9.00×10^{-5} cm ⁻¹	8.23×10^{-5} cm ⁻¹
回復時の膨脹率	8.45×10^{-5} cm ⁻¹	7.21×10^{-5} cm ⁻¹

これより両帯水層とも、水圧変化に対してはほぼ弾性的な挙動を示すこと、及び第Ⅰ帯水層は第Ⅱ帯水層よりも緩いのでその透水係数や圧縮率が大きいことが知られる。またいずれの層においても、回復時の水圧上昇期間の膨脹率は、揚水時の水圧低下期間の圧縮率よりも小さく、揚水-揚水停止の往復過程の間に残留圧縮歪を生ずることが予想される。

実験(2)は両帯水層から同時に揚水した場合、帯水層及び粘土層内の水圧と、各地層の時間的な変動の様子を調べるために行われた。この場合、被圧水頭を第Ⅰ帯水層の上面より約20 cmの高さに保ち、揚水量は25.0~40.0 cm³/secの範囲で、15分間揚水、15分間回復の水圧変動を揚水井より25 cm、1 m及び2 mの距離にある観測井において測定した。

揚水による地層の圧縮及び注水による膨脹を実際に測定したのは、図-2の7個の沈下測定板の中、揚水井より25 cmの距離で第Ⅰ粘土層上のNo. 1、同じく12.5 cmの距離で第Ⅰ帯水層上のNo. 4、50 cmの距離で第Ⅱ粘土層上のNo. 6、及び25 cmの距離で第Ⅱ帯水層上のNo. 2の4箇所である。2.で述べたように、地層の変位量は揚水井からの距離に関係するが、この実験の場合、揚水井より12.5 cmの距離で第Ⅰ帯水層上にある沈下板No. 4と、同じ層上で40 cmの距離にあるNo. 5とを比較すると、後者の変位量は前者のそれよりも平均5%程度小さいだけであつた。また揚水井より50 cmの距離で第Ⅱ粘土層上にあるNo. 6も、実験槽の横方向側壁に近い位置にあつて、この点における水圧低下量は、実験槽の長さの方向にあるNo. 5の箇所におけるものよりも大きいと考えられるので、これらのことを勘案して、揚水井よりの距離の

相違による実験値の補正は行う必要がないと考えた。従つて No. 1, No. 4, No. 6 及び No. 2 の各沈下板の変位量をもつて、それぞれ第Ⅰ粘土層上, 第Ⅰ帯水層上, 第Ⅱ粘土層上及び第Ⅱ帯水層上の揚水井近傍の水圧変動による地層の変位量を代表するものとして、以下の考察を行うことにする。

図-6(a)は第Ⅰ, 第Ⅱ両帯水層から同時に揚水した場合の帯水層内水圧曲線, 中間粘土層内間隙水圧曲線及び各沈下板の沈下曲線を示す。揚水量は $30.0 \text{ cm}^3/\text{sec}$, 揚水時間は15分間とし、各層の水圧変動は揚水井より25 cm 離れた観測井 No. 6 (図-2 参照) で測定した。まず水圧曲線を見ると、つぎのことがいえる。

1) 水圧低下量は、第Ⅱ帯水層の方が第Ⅰ帯水層よりも若干大きい。しかし流量比を適当に割振つても、実験(1)の帯水層別の揚水実験の場合のような解析によつて、帯水層常数を決定することはできない。最も妥当と考えられる配分法は、各層の透水係数に層厚を乗じた、いわゆる伝達係数 ($T=kD$) の比に流量を分ける方法であるが、この実験の場合、このようにして計算した水圧変動は実測のもの約半分となり、結局実際には計算の約2倍もの水圧変動が各帯水層内に生じていることになる。

この理由は、ある帯水層内の水圧変動が、単にその層内の水の流出によつて起るだけでなく、他の帯水層内の水圧変動が、中間の粘土層を介してその帯水層にも影響を及ぼし、これらの効果が重積するためと考えられる。これは2)で述べるように、中間粘土層内の間隙水圧が上下両帯水層の水圧と、ほとんどそのままの追隨を示していることから肯定できる。実際さきの実験(1)の各帯水層別揚水実験においても、揚水による一つの層の水圧変動が他層の水圧に、水の流通なくして影響していることが認められた。よつて両帯水層を隔離する中間の粘土層が、その境界面での水圧変動を自身の内部で全部負担するほど充分厚くない場合には、揚水量を適当に配分して二つ以上の帯水層の水圧低下を計算することは、正しくないと考えられる。

2) 中間粘土層内の間隙水圧は、その層の中央高さで測定したものであつて、上述のように上下両帯水層の水圧とはほぼ同様な変動を示すが、変動量は後者よりわずかに小さく、また少し速く回復する。この実験に用いた粘土層は、4.(1)で述べたように、粘土質ロームをよく突き固めて製作されており、現地の粘土層ほど不透水性ではないが、それでも上下の帯水層の透水係数よりは、 $10^{-2} \sim 10^{-3}$ 倍程度に小さいと考えられる。2.の単一帯水層の場合の実験で、表層粘土層の透水係数は $7.46 \times 10^{-4} \text{ cm/sec}$ であつた。

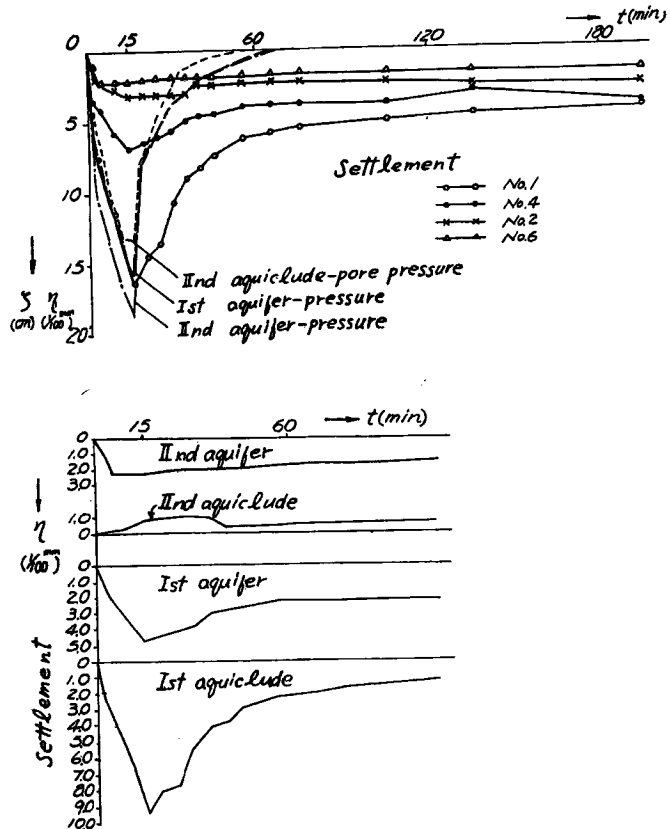


Fig. 6 Aquifer pressure curves, pore pressure curve in the aquiclude, and settlement curves of each layer during the drawdown test ($Q_p=30.0 \text{ cm}^3/\text{sec}$)

つぎに 図-6(a) の沈下曲線を各層別に分けて 図-6(b) を描くと、つぎのことがいえる。

- 1) 沈下板の沈下，すなわち各層の圧縮は，さきの水圧変動と同様の挙動を示すが，水圧が約65分後に完全にもとに回復するのに反し，変形は短時間内には回復せず，実験(1)で予想したように，揚水-揚水停止のサイクルの間に変形が残留することが明らかに見られる。
- 2) 第Ⅰ帯水層の水圧変動が第Ⅱ帯水層のものより小さいにもかかわらず，圧縮量は前者が大きい。これは実験(1)で知られたように，前者の圧縮率が後者のものより大きいためである。
- 3) 第Ⅱ粘土層上の沈下板(No.6)の沈下量よりも，第Ⅱ帯水層上の沈下板(No.2)の沈下量の方が大きく出ている。この両層の境界面で隙間が生じないと仮定すると，中間粘土層は引伸ばされたと考えられる。しかしその量はわずかである。
- 4) 表層粘土層は揚水時に非常に大きい圧縮を生ずるが，回復は帯水層のそれに比べて速く，時間が充分たてばほとんど元の状態にまで回復する。

図-7(a)，(b) は実験(3)の一例で，実験(2)とは逆に第Ⅰ，第Ⅱ両帯水層へ同時に注水した場合の記録である。この実験では，30.5 cm³/sec の定流量注水を15分間継続し，各層の水圧変動を注水井より25 cm 離れた観測井 No.6 (図-2 参照) で測定した。図-7(a) より明らかなように，注水時の水圧変動は，図-6(a) の揚水時のものの符号を逆にしたものと全く同一であり，一方 図-7(b) の各層別の膨脹曲線よりつぎのことがわかる。

- 1) 第Ⅰ帯水層の膨脹量は第Ⅱ帯水層のそれより小さい。これは揚水時の圧縮量において見られたこととは逆の現象であつて，緩い砂層は水圧低下により圧縮しやすいが，注水時の水圧上昇によつて回復し難いことを示している。
- 2) 中間粘土層はその上下の両帯水層と逆相で，注水時に圧縮する。これは両帯水層が共に膨脹するので，両方から押されるためと解釈できる。しかし変位の絶対量は，表層粘土層のものに比べて非常に小さい。
- 3) 表層粘土層の膨脹の回復は，帯水層のそれに比べて速やかである。

以上の実験(1)，(2)，(3)により，2.で述べた帯水層が一層の場合の実験結果と同じく，揚水-揚水停止のサイクルの間に，両方の帯水層内に残留圧縮歪を生ずること，及び注水による水圧並びに地層の変動は，その挙動が揚水の場合の全く逆であることから，地下注水が上記の圧縮歪を消去させる効果を有すること

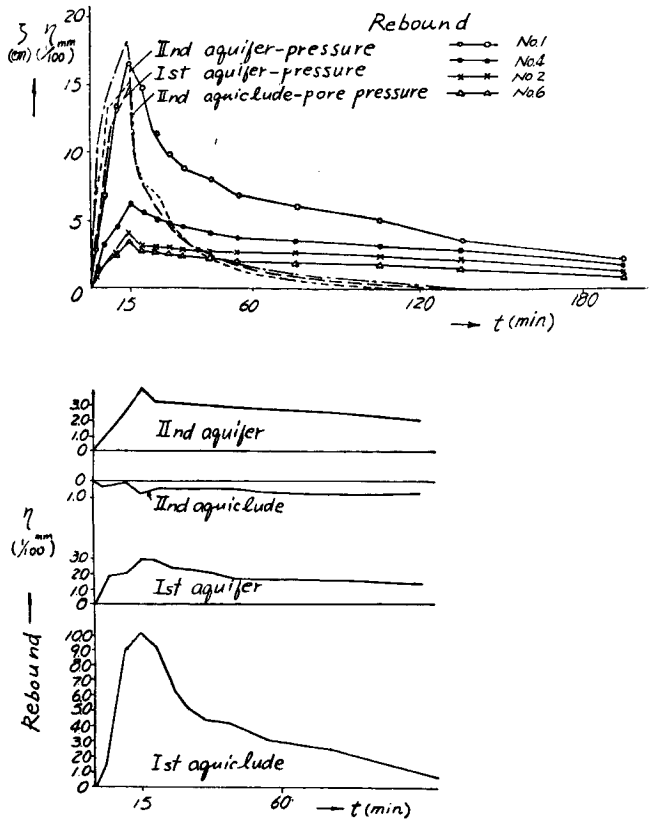


Fig. 7 Aquifer pressure curves, pore pressure curve in the aquiclude, and rebound curves of each layer during the recharge test ($Q_r=30.5 \text{ cm}^3/\text{sec}$)

などが知られた。そこで以下に、繰返し揚水による地層の変動と地下注水の効果について、節を改めて述べることにする。

6. 繰返し揚水を受ける地層の挙動

繰返し揚水の方法としては、全揚水及び回復期間を1時間とし、(a) 5分間揚水、2分30秒回復(繰返し回数8回)、(b) 5分間揚水、5分間回復(繰返し回数6回)、(c) 5分間揚水、10分間回復(繰返し回数4回)、(d) 5分間揚水、5分間定水頭注水(繰返し回数6回、注入水頭は地表面に一致)の4種類を採用した。

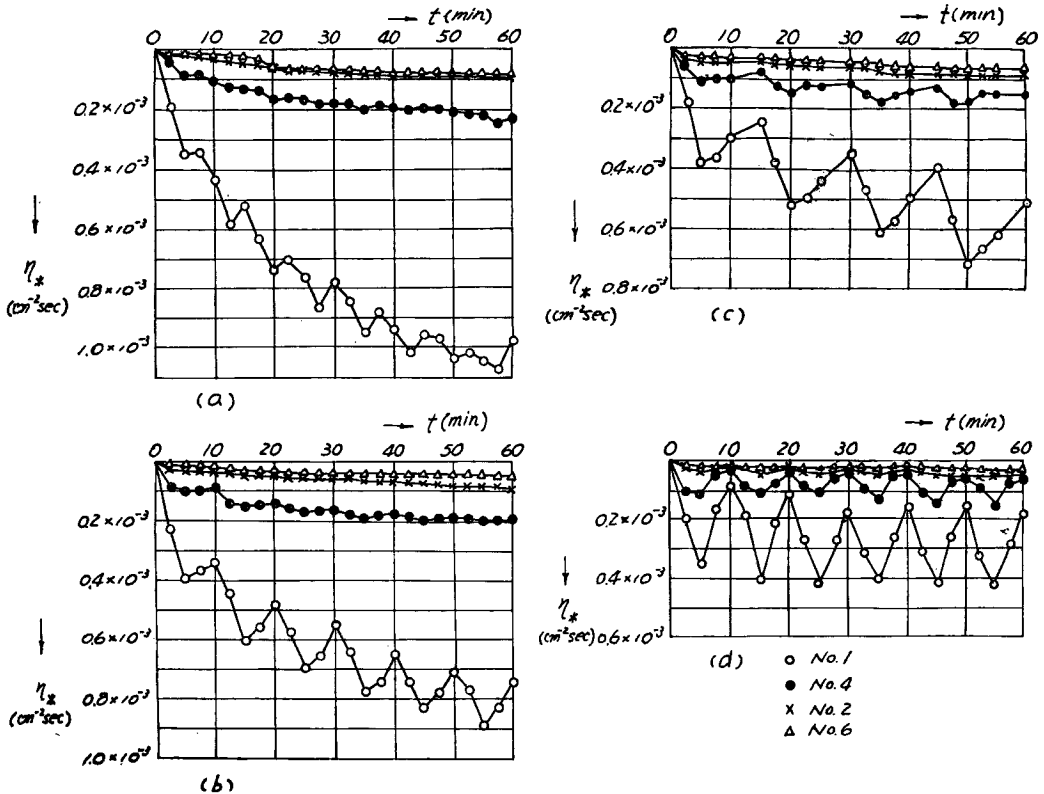


Fig. 8 Behaviour of each layer during the repetition of drawdown; (a) 5 min-drawdown and 2.5 min-recovery, (b) 5 min-drawdown and 5 min-recovery, (c) 5 min-drawdown and 10 min-recovery, and (d) 5 min-drawdown and 5 min-recharge (constant head)

図-8(a). (b), (c), (d) はこれらの実験の結果を示す。各層の圧縮量は帯水層内の水圧変動と同じく、揚水量に比例することが知られたので、図-8の縦軸には単位流量当りの地盤沈下量 $\eta^* = \eta/Q$ をとつた。この図からつぎのことが判明する。

- 1) 表層粘土層は、一定時間(1時間)内の繰返し揚水回数が多いほど圧縮量が大きくなる。回復過程において定水頭注水を行うと、圧縮量は約1/3に減少する。中間粘土層では、この傾向は明らかでない。
- 2) 両帯水層の圧縮量も、一定時間内の繰返し揚水回数に左右される。定水頭注水によって、圧縮量は第I帯水層で約1/3、第II帯水層で約1/2に減少し、注水の効果が著しい。

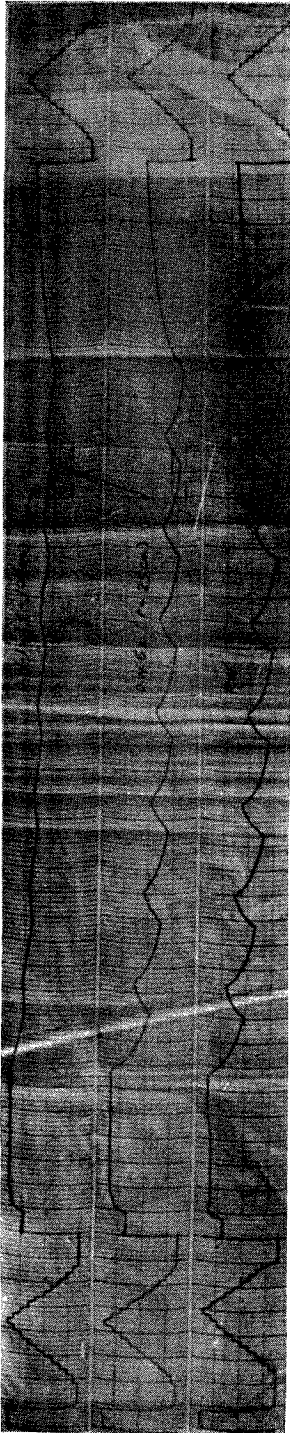
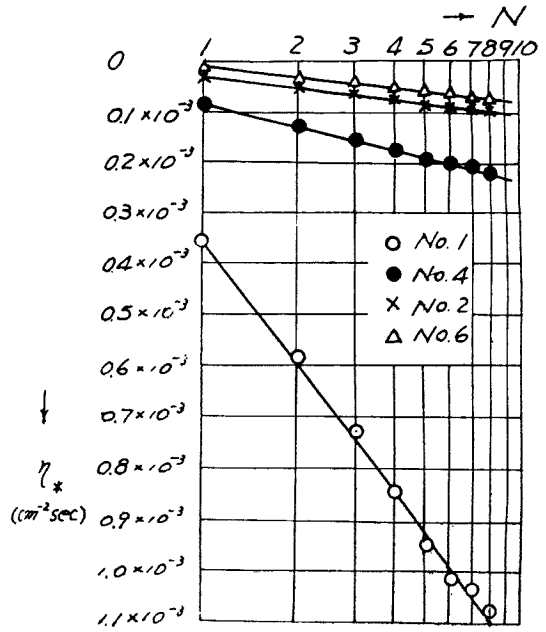
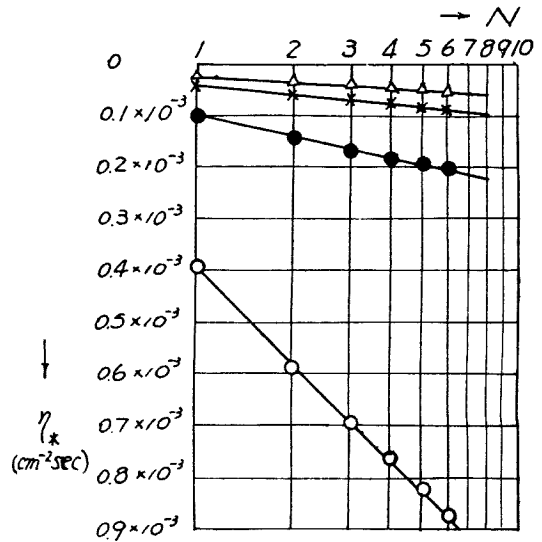


Photo. 3 Records of aquifer pressure on the inx-writing oscillograph during the repetition of drawdown (5 min-drawdown and 2.5 min-recovery, $Q_p=23 \text{ cm}^3/\text{sec}$)



(a)



(b)

Fig. 9 Correlation between η^* and $\log N$ during the repetition of drawdown; (a) 5 min-drawdown and 2.5 min-recovery, and (b) 5 min-drawdown and 5 min-recovery

写真-3は図-8(a)の実験に相当する帯水層内の水圧変化を、自記水位計とペンオツシログラフで測定した記録である。

図-9は図-8(a), (b)の二つの場合を、横軸に1時間内の繰返し揚水回数をとつてプロットしなおしたものであつて、5分間揚水、2分30秒回復(図-9(a))及び5分間揚水、5分間回復(図-9(b))の両者を比較すると、両帯水層及び表層粘土層の最大圧縮量は、半対数紙上で N と直線関係にあり、その直線の傾斜すなわち一回の揚水ごとの圧縮量は、一定時間内の繰返し回数が多いほど大きくなることが知られる。

著者の一人はさきに、地下水の揚水に伴う地盤沈下の機構を数学的に表現し、帯水層の圧縮が揚水-揚水停止のサイクルの間に一部残留することによつて生ずるとの推定から、この残留圧縮量 R が次式で与えられるとした。⁸⁾

$$R = \int S d\zeta \dots\dots\dots(4)$$

ただし ζ は水圧低下量、 S は帯水層の全圧縮率であり、貯水係数とも呼ばれる。すなわち帯水層の厚さを D 、その単位体積の圧縮率を σ とすれば、

$$S = \sigma D \dots\dots\dots(5)$$

となる。この水理模型実験を通して明らかにされたように、式(5)の S または σ は揚水による水圧低下期間に大きく、揚水停止後の水圧回復期間に小さい。ゆゑに式(4), (5)により、

$$R = \int S d\zeta = S_1 \int_0^{\zeta_p} d\zeta - S_2 \int_{\zeta_p}^0 d\zeta = \zeta_p (S_1 - S_2) \left. \begin{array}{l} \dots\dots\dots(6) \\ \text{ただし } S_1 = D\sigma_1, \quad S_2 = D\sigma_2 \end{array} \right\}$$

ここに ζ_p は最大水圧低下量、 S_1, σ_1 は S, σ の水圧低下期間の平均値、 S_2, σ_2 は同じく水圧回復期間の平均値である。式(6)の ζ_p は、式(1)よりつぎの形で表わされる。

$$\left. \begin{array}{l} \zeta_p = AW(\lambda) \\ \text{ただし } A = \frac{Q}{4\pi kD}, \quad \lambda = \frac{\sigma_1 r^2}{4kt_p} \\ W(\lambda) = \int_{\lambda}^{\infty} \frac{e^{-u}}{u} du \end{array} \right\} \dots\dots\dots(7)$$

ここに t_p は揚水開始後、最大水圧低下までの時間である。

以上の諸式より、一地点における帯水層の全残留圧縮量は

$$\sum_{i=1}^N \sum_{j=1}^M \frac{(\sigma_1 - \sigma_2) Q_{ij}}{4\pi k} W\left(\frac{\sigma_1 r^2 t_j}{4kt_{pij}}\right) \dots\dots\dots(8)$$

に等しい。ここに N は揚水回数、 M は揚水井の数である。

つぎに、地盤沈下量は上記の帯水層の圧縮量に比例するが、いま地表面における地盤沈下量を Z_0 とすると、近似的に次式が成立する。⁹⁾

$$Z_0 = \sum A_i \bar{\zeta}_i + \sum \int_0^t B_i m_i \delta \zeta_i dt \left. \begin{array}{l} \dots\dots\dots(9) \\ \text{ただし } A_i = \alpha_i \sigma_i D_i, \quad B_i = \beta_i \delta \sigma_i D_i \end{array} \right\}$$

ここに $\bar{\zeta}_i$ は地下水の水圧低下量 ζ_i の平均値、 $\delta \zeta_i$ は ζ_i の変動振幅、 m_i は単位時間内の変動回数、 $\delta \sigma_i$ は水圧低下時の帯水層の圧縮率 σ_i と水圧上昇時の σ_i との差、 α_i, β_i は比例常数を表わし、脚符 i は各帯水層、 \sum は各帯水層による累加効果を指示する。

本節で述べた繰返し揚水実験は、これらの理論式の検証となりうるものであつて、

- 1) 地盤沈下量は揚水率に比例すること、
 - 2) 地盤沈下量は揚水時間とともに増大するが、その関係は水圧低下量と同様に非線型であること、
 - 3) 地盤沈下量は一定時間内の揚水回数と半対数紙上で直線関係にあること、
 - 4) 地下注水によつて、揚水期間に生じた地盤沈下量を大いに回復、軽減せしめうること、
- などの重要な事項を明らかにすることができた。

7. 地下水の揚水による地盤沈下機構の土質力学的考察

以上述べてきた水理模型実験結果の吟味によつて、地下水の揚水による水圧変動と地盤沈下との関係が明らかになつたが、最後にこの問題を土質力学的に見なおして、この面から帯水層の圧縮率 σ または貯水係数 S に対して考察を試みることにする。

帯水層を構成している土が受けている全垂直圧力 p は、有効圧力 p' と間隙水圧 w との和である。元来土の圧縮は、単に土の粒子から粒子へと直接受け渡される力だけによつて支配されるので、全作用応力の中のどれだけが間隙水圧として負担され、従つてその残部が粒子間圧力となるかを考えることが必要である。この意味で、粒子間圧力のことを有効圧力または有効応力といい、これに対して間隙水圧は、土の変形にとつて直接何らの役割をも果さないのので、中立圧力または中立応力と呼ばれている。さて上述のことにより、

$$p = p' + w \quad \dots\dots\dots(10)$$

である。いま揚水後の全垂直圧力 p が一定とすると、 $\delta p = 0$ より

$$\delta p' = -\delta w \quad \dots\dots\dots(11)$$

地下水の水頭を h で表わすと、

$$\delta w = \gamma_w \delta h \quad \dots\dots\dots(12)$$

となるから、これを式(11)へ代入すると、

$$\delta p' = -\gamma_w \delta h \quad \dots\dots\dots(13)$$

を得る。ここに γ_w は水の単位体積の重量である。いま土粒子の構造骨格の圧縮率を κ とすると、このものは全体の初期容積を V として、

$$\kappa = -\frac{1}{V} \frac{\delta V}{\delta p'} \quad \dots\dots\dots(14)$$

で示されるから、式(13)、(14)より $\delta p'$ を消去すると、

$$\delta V/V = \gamma_w \kappa \delta h = \sigma \delta h \quad \dots\dots\dots(15)$$

なる形で容積変化率 $\delta V/V$ が表わされる。

式(15)より式(1)の帯水層の圧縮率 σ [cm^{-1}]は、式(14)の土質力学で慣用されている構造骨格の圧縮率 κ [cm^2/g]に、水の単位重量 γ_w [g/cm^3]を乗じたものに等しいことが知られる。 κ は有効応力 p' の微小な変化の範囲では常数と見なして差支えないが、一般に応力の変化が大きい範囲にわたると、 κ は p' の函数となり、かつまた p' の変化の符号の正負によつても、その値が異なるのが普通である。その特性は丁度、土の圧縮試験の際の間隙比-圧力曲線の接線の勾配が漸次変化して行くのと同様に示される。ゆえに先述のように、揚水による水圧低下期間と揚水停止による水圧上昇期間とで、式(1)の帯水層の圧縮率 σ の値が異なることに加えて、さらに地下水の大量揚水によつて、地下水圧に大きい変動を与えるような場合には、 σ はもはや常数ではあり得ず、揚水量とともに増大する傾向をもつ。

この実験的裏づけとして
 図-10に示したのは、著者の一人が大阪市北区堂島川河岸で、地表面下17.0~24.5 mのいわゆる第1帯水層に対して実施した被圧地下水の揚水実験¹⁰⁾において、伝達係数 $T=kD$ 及び貯水係数 $S=\sigma D$ (D は帯水層の厚さ)と、揚水率 Q との関係をプロットしたものである。この図により、 T すなわち帯水層の透水係数 k は Q に無関係に一定値をとるのに反し、 S すなわち

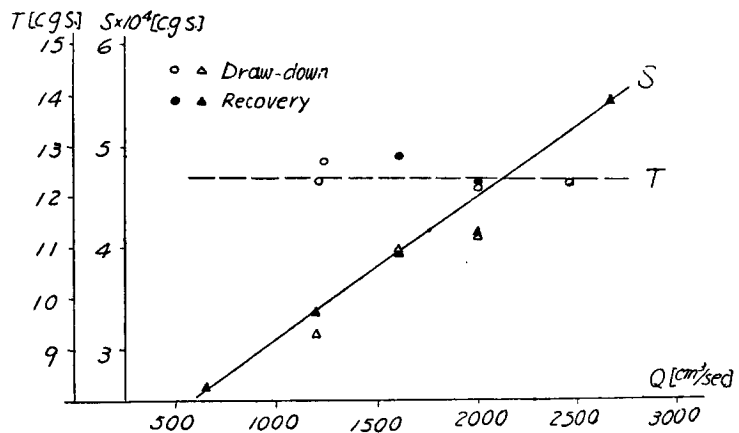


Fig. 10 Correlations between T , S and Q in the field drawdown test in Osaka city

帯水層の圧縮率 σ はほぼ Q に比例して増すことが知られる。これは上述のように、揚水率 Q の大きいところでは、式 (15) の水頭変化 dh も大きく、このため σ が大きくなったものと結論される。

なお土の圧縮性は、予圧縮荷重以上のいわゆる処女圧縮曲線の部分で非常に大きく、先行圧縮曲線の部分では勾配の緩い直線として表わされるので、第一回目の大きい水圧低下が、帯水層の圧縮に対して決定的な効果を与えることが予想され、これはすでに図-8において明らかに見られる。また図-9のような沈下-揚水回数との関係は、土質力学的には一種の土の圧縮疲労線図を表わすものと考えられ、この場合半対数紙上で直線関係が成立したのも納得しうることである。

8. 結 論

本文においては、海岸諸都市の地盤沈下の主要原因が、地下水の過剰揚水による地下水圧の低下にあるとの最近の調査結果にもとづき、早急に有効な地盤沈下の防止対策を樹立するため、基礎的研究を目的とする室内の水理実験の結果と、その吟味を主眼として記述した。この実験の結果明らかになった主要な点を総括すると、つぎの通りである。

- (1) 帯水層が二層からなる場合、同時揚水によつて深層の帯水層の水圧は、浅層のものよりも幾分大きく低下する。中間の粘土層の厚さが大でない限り、井戸よりの揚水量を適当に配分して、各帯水層別の水圧低下量を計算することは正しくない。
- (2) 中間粘土層内の間隙水圧は、上下両帯水層の水圧とほぼ同様な変動を示し、変動量は帯水層のものよりわずかに小さいに過ぎない。
- (3) 各地層の圧縮は、その層内の水圧変動と同様の挙動を示すが、水圧が揚水を停止すれば比較的短時間の内に完全にもとに戻復するのに反し、圧縮は容易に回復せず、従つて揚水-揚水停止のサイクルの間に変形が残留することが明瞭である。
- (4) 緩い帯水層は圧縮率が大きいので、二層の帯水層よりの同時揚水によるその層の水圧低下が他の層に比べて小さい場合でも、圧縮量は大きく出ることがあり、また注水時の水圧上昇によつても容易に膨脹しない。
- (5) 中間粘土層の変形挙動は、上下両帯水層のそれとは逆位相で、揚水時にわずかに膨脹することが認められた。しかし、変形及び回復の時間的位相は両帯水層と同様で、その間に時間遅れがなく、かつ(2)で述べたように、層内の間隙水圧は上下両帯水層の水圧と同程度に減少して、境界面での動水勾配は非常に小

さい。これらの事実より、粘土層の圧密による帯水層への脱水は認められない。

- (6) 二層の帯水層へ同時に注水した場合の水圧並びに地層の変動は、その正負が揚水の場合を全く逆にしたものに相当する。これより、地下注水が揚水による地層の圧縮歪を消去させる効果をもつことが知られる。
- (7) 繰返し揚水を受ける地層の挙動については、表層粘土層は一定時間内の繰返し揚水回数が多いほど、究極の圧縮量が大きくなる。回復過程において定水頭注水を行うと、圧縮量は約1/3に減少する。
- (8) 各帯水層の圧縮量も、一定時間内の繰返し揚水回数に左右される。本模型実験では、定水頭注水によつて圧縮量は、第Ⅰ帯水層で約1/3、第Ⅱ帯水層で約1/2に減少し、注水の効果が著しく認められる。
- (9) 地盤沈下量は揚水量に比例し、一定時間内の揚水回数に対して、半対数紙上で直線的に増加する。本文においてはこの機構に対し、有効圧力と間隙水圧の概念を用いて、土質力学的な検討を加えた。
- (10) 帯水層の圧縮率は、大量揚水の場合には一定でなく、現地揚水実験の結果によると、揚水率にほぼ比例して増加することが認められる。

以上要するに、揚水による被圧地下水圧の変動と地盤沈下に関する基礎的研究を大規模な水理模型実験によつて行い、海岸の都市及び諸種の生産施設を高潮の災害より防護するため、地盤沈下の技術的、具体的防犯対策を樹立する上に必要な諸事項をかなり明らかにすることができ、従来の現地揚水実験では把握することができなかつた重要な結論を得た。

本文に記した一連の実験は、大阪湾港湾技術調査会の事業として、大阪府の委託によつて行つたものである。終りに実験について多大の援助を与えられた大阪府港湾課長 近藤市三郎氏に厚くお礼申し上げるとともに、実験に従事された所員山本順一、谷 泰雄及び元大学院学生鈴木伸彦の諸君の労を謝する。

参 考 文 献

- 1) 大阪管区气象台、大阪府港湾課：大阪市の地盤沈下に関する観測及び揚水量について、大阪湾港湾技術調査会昭和30年度事業報告書、Feb. 1957, pp. 29~39.
- 2) 第三港湾建設局企画課：許容揚水量の決定及び地下水還元の効果について（Ⅰ）——大阪尼崎の地盤沈下対策、大阪湾港湾技術調査会昭和30年度事業報告書、Feb. 1957, pp. 56~70.
- 3) 速水頌一郎、赤井浩一：被圧地下水の揚注水による地下水圧の変動と地盤沈下に関する水理実験、京大防災研究所創立5周年記念論文集、Nov. 1956, pp. 67~74.
- 4) 野満隆治、山下馨：井戸理論の一進展（第2報）——豎井の揚水開始及び停止に伴う付近水位変化と地層の弾性率、地球物理、Vol. 7, No. 1, June 1947, pp. 21~40.
- 5) R.H. Brown : Selected Procedures for Analyzing Aquifer Test Data, Jour. AWWA, Vol. 45, No. 8, Aug. 1953, pp. 844~866.
- 6) 渡辺知喜：大阪の地下水の現状と展望、建築と社会、Vol. 38, No. 7, July 1957, pp. 81~86.
- 7) 国司秀明、樋口明生：宇治川水理実験所概要Ⅲ. 計測装置、京大防災研究所創立5周年記念論文集、Nov. 1956, pp. 303~316.
- 8) 速水頌一郎：大阪市及び尼崎市における地下水圧の変動と地盤沈下（Ⅵ）——地下水の揚水に伴う地盤沈下機構、大阪湾港湾技術調査会昭和28年度事業報告書、Oct. 1954, pp. 88~90.
- 9) 速水頌一郎：大阪市及び尼崎市における地下水圧の変動と地盤沈下（Ⅶ）——大阪市内における地下水の揚水による地下水圧の変動と地盤沈下、大阪湾港湾技術調査会昭和29年度事業報告書、Feb. 1955, pp. 107~109.
- 10) 村山朗郎、赤井浩一、鈴木伸彦：被圧地下水の揚水による帯水層常数の決定に関する二、三の考察、土木学会論文集、No. 49, Oct. 1957, pp. 25~31.