

帯水層の常数とその測定についての考察

村下 敏夫*

On the Hydrological Properties of Aquifers and its Determining Methods

by

Toshio Murashita

Abstract

It is very important on the study of charge, movement and discharge of ground-water to determine the hydrological properties of aquifers.

In this paper, the writer explains on the coefficient of transmissibility and storage of aquifers which is closely connected with the well hydraulics. The coefficient of storage is not the constant of aquifer indicated the storage of ground-water, but the constant indicated the compressibility of aquifer.

The writer has two equations in the determining of the constants of aquifer. One is nonequilibrium equation, and other is equilibrium equation. These equations have respectively many dissolved methods. Theis' and Jacob's dissolved methods in the nonequilibrium equations and Thiem's and Rorabaugh's dissolved methods in the equilibrium equations are very good for the writer's field measurement.

The writer explains on the equations and these dissolved methods with field examples.

要 旨

帯水層の常数の決定は、地下水の涵養・流動・排泄の機構を研究するうえに、きわめて重要なことである。

本文においては、帯水層常数のうちとくに井戸の水利公式と密接な関係がある透水係数と貯留係数とについて説明し、貯留係数が帯水層の貯留を表現する常数ではなく、圧縮を表現する常数であることを明らかにしている。また影響圏および水位降下についての見解をも述べている。

常数決定の試験方法には、非平衡式と平衡式とがある。このうち野外試験において便利な方法は、非平衡式では Theis, Stallman, Chow, Jacob の解析法、平衡式では Thiem, Rorabaugh の解析法である。筆者は、これらの公式について簡単な説明を加えるとともに、その解析法を各地における地下水調査のデータを用いて説明している。

1. 緒 言

地下水の研究においては、その涵養・流動・排泄の機

構についての究明が、きわめて重要である。とくに定量的な判断を行なううえには、それらの機構を支配する帯水層の水文的性質(常数)の決定が必要である。

野外における帯水層常数の決定は、一般には揚水試験の方法によって行なわれる。揚水試験法は、すでに地下水学・水理学などの専門書によって紹介されている。しかし従来取り扱われてきた揚水試験法は、井戸の揚水公式の応用にすぎないので、野外試験法として用いるには不適當である。そのおもな点は、揚水試験が揚水井について行なわれることにある。

帯水層の常数を決定するにもっとも適當と考えられる観測井利用の方法は、山本莊毅¹⁾(1953)によって紹介されている。このなかにある非平衡式は、今日地下水調査に広く用いられている。しかしその後より実用的な解析方法が発表されている。

筆者は多くの揚水試験結果の解析を試みたが、そのなかでとくに便利な方法を選んでここに紹介し、あわせてこれらの試験を通じて考察される帯水層の常数の意味について述べている。ただし帯水層の常数は、地下水の汲み揚げに対してとくに重要と考えられるものについてふ

* 地質部

れている。なお本論における地下水関係の用語は、筆者がさきに日本地下水学会誌第 3 号に発表した“地下水に関する用語”によっており、また地下水は地層水をさし、裂か水についてはふれていない。

2. 帯水層の常数

不圧(自由面)帯水層および被圧帯水層に達している井戸の水理公式は、一般式としてつぎのように表わされる。

$$Q = \frac{\pi \left(\frac{m_1 + m_2}{m_1} \right) T_s}{\log_e \left(\frac{R}{r_w} \right)}$$

- Q : 揚水量
- m₁ : 揚水前における帯水層の飽和した厚さ
- m₂ : 揚水中における帯水層の飽和した厚さ
- T : 透水量係数
- s : 水位降下
- R : 影響圏
- r_w : 井戸の半径

帯水層の常数のなかでもっとも重要なものは、透水量係数と貯留係数とであって、貯留係数は上式では影響圏 R のなかに含まれている。

2.1 透水係数・透水量係数

透水係数(Coefficient of permeability) は、岩石の透水性を表わす常数で、“水温 60°F, 動水勾配 1:1 のもとで単位断面積を通過する水量”と定義されている(Meinzer unit)。次元は CGS 単位では cm/s, USGS の表現方法に従うと m³pd/m² あるいは m³/d/m² である。

JIS では、透水係数は浸透流速と動水傾度が比例する場合の比例定数と定義され、符号は k である。油層工学では darcy の単位が用いられ、1 darcy = 0.966 × 10⁻⁸ cm/s (20°C) である。これは、透水係数が小さい帯水層についての数的取り扱いを簡便にすることができる。

軟弱な含水堆積物は、透水性の大小によって帯水層(aquifer)と難帯水層(aquiclude)と非帯水層(aquifuge)とに区別される。しかしこれらの間には明瞭な境界が存在するというものではなく、地下水採取の難易を表現するために便宜上与えられた名称にすぎない。あえて定義すれば“帯水層は評価しうる重力水を産出する層、難帯水層は評価しえない重力水を産出する層、非帯水層は重力水を有しない層”である。

帯水層は礫・砂で構成されていて、その透水性は礫の方が大きいということは概念的には正しい。しかし堆積物はつねに均質・均等ではないから、この概念は多くの

場合通用しない。

透水性は、一般には帯水層の間隙率よりも均等係数と相互関係にある。間隙率は細粒物質ほど大きいから、粘土と礫とを比較すると粘土の間隙率が大きい。しかし有効間隙率は礫 20~25%, 砂 10~15%, 粘土・シルト 3~5% と、逆に礫の方が大きい。間隙率は、土粒子の均等係数と負の相関にある。均等係数は、土の粒度試験からえられる最小粒径 60% の粒径と 10% の粒径との比率をいい、これが小さいほど土粒子の淘汰がよい。したがって同じ砂であっても均等係数の小さい帯水層の透水性は大きく、係数の大きいほど透水性が小さい関係がなりたつ。細粒物質を混える礫層の透水係数が、砂単独からなる帯水層のそれよりも小さいことがしばしばあるが、これは均等係数の相違によるものである。

土粒子の透水係数と帯水層・難帯水層の区分は、土質工学会²⁾(1959)によるとつぎのように表示できる。

透水係数 k, cm/sec			
10 ²	10	10 ⁻³	10 ⁻⁷
礫	砂または砂礫	細砂・シルト シルトと砂の混合物	不透水土 たとえば風化帯
帯水層		難帯水層	(非帯水層)

透水量係数(Coefficient of transmissibility) は、Theis³⁾(1935) によって提唱され、岩石全体の透水性を表現する場合に用いられる。これは透水係数と飽和岩石の厚さとの相乗積であって、水温 60°F, 動水勾配 1:1 のもとで飽和層全体の厚さに及ぶ単位幅の断面積を通過する水量と定義される。次元は CGS 単位で cm²/s, USGS の表現方法に従うと m³pd/m あるいは m³/d/m である。

一つの井戸の採水層が多層にわたっているとき、地下水がいずれの層からも均等に排出されるというものではない。井戸の性質としてポンプのフートバルブにもっとも近い位置にある採水層がよくはたらくものと考えられる。したがって多層採水の井戸の揚水試験から k を算出するとき、帯水層の厚さを採水層の長さの合計と考えることは危険である。また地下水は、採水層のみでなく被覆層またはそれを通して他の帯水層からも補給されることがある。これらの理由から帯水層の透水性を表現する常数は透水量係数を用いた方が、より適切であろう。

2.2 貯留係数

貯留係数(Coefficient of storage) は Theis (1935) によって提唱され、被圧帯水層に対する常数である。不圧帯水層に対する類似の常数は産出率(specific yield) すなわち有効間隙率である。これは、被圧帯水層の表面に

加えられる正常な水頭圧に対応した単位変化に対して、帯水層の表面に相当する貯留のなかから出てくる(なかに入る)水量と定義されている。

被圧帯水層における地下水貯留の概念は、不圧帯水層と異なっている。不圧状態においては、揚水によって地下水位が降下すると帯水層の厚さが減少するが、被圧状態においては、水位が被覆層の基底まで降下しないかぎり帯水層は水で充満されている。しかし帯水層の一部が水位上に露出するようになると、被圧帯水層の一部は不圧の性質を帯びてくる。

貯留係数は、不圧状態においては有効間隙率にひとしいから、おおむね 0.25 以下の値であるが、被圧状態においてはその 1/100~1/1,000 あるいはそれ以下の値を示す。被圧状態が不圧状態に近づくと、貯留係数は大きくなるであろう。

貯留係数の概念が、不圧と被圧とでかくも相違することには肯定しかねる点がある。この矛盾について Jacob⁴⁾(1950) は、貯留係数が帯水層と水の圧縮性に関する常数であると説明している。

$$S = \theta \gamma b (\beta + \alpha / \theta)$$

S: 貯留係数

θ : 帯水層の間隙率

γ : " 単位重量

b: " 平均厚

β : 水の圧縮率

α : 帯水層の圧縮率

$\theta \gamma b \beta$ は、水の膨脹に由来する貯留の函数、 $\gamma b \alpha$ は帯水層の圧縮に由来する函数である。

野満隆治⁵⁾(1938) は、井戸理論の研究において Theis と同様な非平衡公式を提唱しているが、貯留係数に相当する係数は κm (κ : 単位体積の圧縮率) である。

$$\kappa \equiv \rho g (\alpha + \lambda \beta)$$

ρ : 水の密度

g: 重力の加速度

$\lambda = \theta$

被圧帯水層が弾性的性質をもっていることは、すでに多くの地下水学者によって発表されており、また大阪・尼崎などにおける地盤沈下の地球物理学的研究によって弾性帯水層の性質が究明されている。

2.3 透水係数と貯留係数との関係

貯留係数が帯水層の貯留を表わす常数であるという Theis の考え方に対して、筆者は多くの地下水調査の結果から疑問をもっている。そのおもな理由は、

1) 貯留係数は、揚水井において最大の値を示し、その中心から遠ざかるに従って小さくなる傾向を示す。

2) 水位の降下・上昇の過程における貯留係数は、揚

水井の近くで相違する。

3) 不圧帯水層の透水係数が大きい場合には、貯留係数が有効間隙率よりも小さく、被圧帯水層のそれと同じ程度の値となる。

4) 透水係数と貯留係数とは、負の相関にある。

帯水層を構成する砂礫は、均質、均等ではないから、観測井の位置によって帯水層の常数が異なるということは考えられる。しかし多くの場合、求められる透水係数は、観測井の位置に無関係にほとんど同じであるにもかかわらず、貯留係数はかなり相違している。

この例は、竹原市における花崗岩質の礫混り砂の貯留係数の値である(透水量係数 3,000 m³/d/m)。

揚水量	r=15m		r=30m	
	S(降下)	S(上昇)	S(降下)	S(上昇)
4,500 m ³ /d	4.5×10 ⁻²	2.4×10 ⁻²	1.6×10 ⁻²	2.2×10 ⁻²
6,700 "	5.8×10 ⁻²	6.1×10 ⁻³	1.9×10 ⁻²	6.1×10 ⁻³

貯留係数は、観測井の位置と揚水量とによって相違しているが、水位の降下・上昇の過程においても貯留係数が異なる場合がある。しかし井戸からある距離はなれたところでは、その差がほとんど認められなくなる。

水位上昇の公式は 3.13 のように非平衡式から発展したものであり、揚水停止後の回復水量は仮想揚水量として取り扱われている。これが水位降下時の実際揚水量にひとしいという点については疑問の余地があるが、松山市の例では r=200~300m においては、降下・上昇の値がほぼひとしい。

すなわち揚水井の影響圏内における貯留係数は、揚水井の中心において最大、揚水井からの距離に比例して小さくなり、この傾向は透水係数の小さい帯水層においてよく認められる。このことは、透水性の小さい帯水層からの地下水排出が大きい水位降下を必要とするので、弾性帯水層の考え方に従えば、帯水層に働く圧力が弾性限界を超えるような状態になりやすいので、帯水層内に残留圧縮が生じるためと考察される。

貯留係数の定義に従えば、不圧帯水層のそれは有効間隙率にひとしく、被圧帯水層のそれはさらに小さいことになる。しかし不圧帯水層の貯留係数は、小さい水位降下で揚水が可能な透水係数の大きい帯水層においては、被圧帯水層のそれと同じ程度の値を示す。芦田川堤外地の砂礫層の貯留係数は 1.6×10⁻³、沼田川においては 9.9×10⁻⁴、また竹原市の例も同様である。なおこれらの帯水層は、揚水によってそれぞれ河川表流からの浸透補給を受けやすい水文的環境にある。

求められる貯留係数がしばしば有効間隙率をはるかに

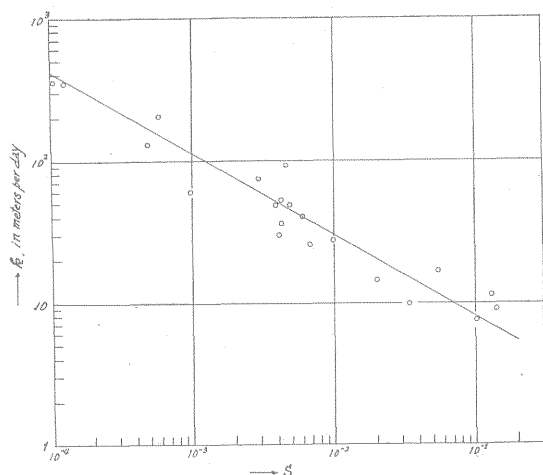


Fig. 1 Relation between coefficient of permeability and coefficient of storage

超えて1に近い値を示すのは、測定上あるいは公式の採用が妥当性を欠いていることにあるものと考えられる。そして貯留係数は、不圧状態でも有効間隙率より小さい値を、また被圧状態でもそれに近い値を示すことがある。

帯水層の透水係数と貯留係数とは、多くの事例から考察すると、第1図のような相関にある。貯留係数は観測井の位置によって異なるので、真の値を求めることが困難であるが、この図におけるデータは $r=10\sim 15\text{m}$ のものを選んである。

透水係数と貯留係数とが負の相関をもつことは、貯留係数の定義と矛盾するが、野満および Jacob に従い圧縮に関する常数と考えれば、この相関には重大な意義がある。そして圧縮は揚水井の影響圏内、すなわち水位降下の生じる範囲内において起こり、水位降下の程度によって井戸の周辺に圧縮に可逆的・非可逆的な境界が存在する、と考えられる。この境界の大きさは、帯水層の常数・揚水量によって決定されるものであろうが、筆者はその定量的な算定方法についてはまだ定見をもたない。

2.4 影響圏

影響圏は揚水によって生じる水位降下の範囲をいうが、一般にはあたかも揚水井が他の井戸に故意に影響を与えるかのように考えがちである。しかし井戸の理論においては、揚水量は水位降下によってはじめてえられるのであって、水位降下なしで地下水をえようと考えるのは間違いである。

影響圏は帯水層の常数によって決定される。非平衡式においては、任意の時間における影響圏は透水量係数が大きく、かつ貯留係数が小さいほど大きい。さらに Jacob⁶⁾ (1946) によれば、影響圏は揚水時間に比例して

拡大し、任意の距離における t 時間後の水位降下は揚水量に比例する。

井戸の水理公式における影響圏の取り扱い、きわめて面倒である。一般には $500\sim 1,000\text{m}$ あるいは井戸の深度にひとしいとされているが、いずれも適切ではない。山本荘毅は、野満の考え方に従い測定可能な水位降下の生じる点までの距離を影響圏としている。この取り扱いは、もし水位降下 1cm あるいは 10cm がそれほど大きな干渉とならないときには、その値をもって影響圏と算定することができる。

2.5 水位降下

水理公式における水位降下は、井戸の半径が井戸の中心から管の外壁までの長さであると同様に、井戸管外の長さをさす。井戸管内の水位降下はストレーナの損失(井戸損失)によって管外のそれよりも大きい。管外と管内の水位降下の比率は井戸効率といわれているもので、わが国においてはストレーナの有孔面積が小さいので井戸効率は $40\sim 50\%$ となっている。すなわち管内の水位降下は、管外の $2\sim 2.5$ 倍である。したがって実揚水量の計算にあたっては、理論揚水量に井戸効率を乗じなければならない。

またこのことは、帯水層の常数測定にあたって揚水井を利用することの不合理を暗示するものである。なお井戸管外の理論的水位降下は、非平衡式から計算することができる。

水理公式において、揚水量は水位降下に比例するから、任意の揚水量をえようとすればそれに応じて水位降下を大きくしなければならない。

水位降下は帯水層の圧縮と関連しているので、その性質に応じて一定の限界がある。したがって帯水層個々の限界水位を揚水量の算定に用いることが必要である。

また海岸近くでは、海水準との関係において、揚水中の海水侵入を防ぐために、海水準面をもって限界水位とすることがある。

3. 帯水層試験とその方法

3.1 帯水層試験

一般に揚水試験と称せられる方法は、井戸の揚水によって生じる水位降下を記録し、刻々の水位変化はほとんど測定されていない。このような試験が、井戸の水理、帯水層の常数を決定するに充分なものであるかは疑わしい。とくに新井についての試験は、ややもすれば工事期間の節約によって帯水層に浸入した粘土の除去が不十分な状態で行なわれ、かつ揚水時間がきわめて短い。帯水層にさく井中の粘土が浸入したことによって生じる揚水量の減少については、柴宮博⁷⁾ (1961) によって報告さ

れている。この障害は、水位降下としてあらわれる。わが国における水井戸の掘さくでは、粘土についての吟味がほとんどなされておらず、また帯水層の判断に“逸水”現象が高く評価されているので、帯水層の洗浄には相当の時間が必要であろう。

揚水試験は、その目的によって帯水層試験と井戸試験とに区分することができる。帯水層試験は透水(量)係数、貯留係数などの常数を算定するための揚水試験である。この試験は観測井を必要とするが、これは揚水井の採水層と同じ帯水層に達して、水位降下が充分にあらわれる距離になくなくてはならない。

井戸試験は、井戸の水利を算定するための揚水試験である。おもな井戸水利は、限界(適正・弾性)揚水量、井戸の損失、比湧出量などである。この試験方法は、あらためて発表する予定である。

3.2 帯水層試験の方法

帯水層の透水量係数・貯留係数の算定公式には、非平衡式と平衡式とがある。公式の採用は、帯水層および井戸の水文的環境によって決定される。

帯水層試験においては、つぎの事項が要求される。

- 1) 揚水井と観測井との距離
- 2) 揚水時間
- 3) 揚水量
- 4) 観測井の水位の時間的变化

非平衡式および平衡式とそのおもな解析方法は、つぎ

のとおりである。

非平衡式

- 1) Theis の標準曲線解析法
- 2) Jacob の直線解析法

平衡式

- 1) Thiem の解析法
- 2) Rorabaugh の解析法

3.2.1 非平衡式

Theis³⁾ (1935) は、無限に広がった同一層厚を有する均質・均等な帯水層から揚水したときの、時間に対する水位降下をつぎの式であらわしている。

$$s = \frac{Q}{4\pi T} \int_u^\infty \frac{e^{-u}}{u} du \quad (3.1)$$

$$u = \frac{r^2 S}{4Tt} \quad (3.2)$$

s: 貯留係数

この式から、第2図のような理論(標準)曲線を作図することができる。この曲線は、さらに 1) 揚水井は最小の口径で、帯水層を完全に貫いている。 2) 水の補給が起らない。 3) 帯水層の貯留水は水頭が低下すると同時に排出される。 4) 透水量係数はすべての箇所ですべての時間において一定である。という仮定において構成されている。

[標準曲線解析法]

3.1 における指数の積分を u の井戸函数 W(u) でお

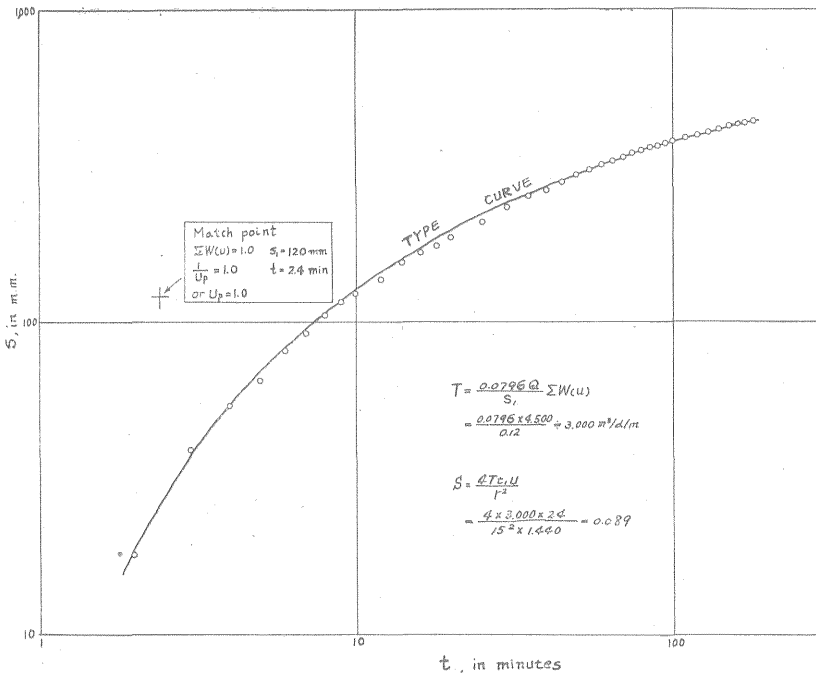


Fig. 2 Stallman method of superposition for solution of the nonequilibrium equation

きかえると,

$$s = \frac{Q}{4\pi T} W(u) \quad (3.3)$$

$$W(u) = -0.5772 - \log_e u + u - \frac{u^2}{2.2!} + \frac{u^3}{3.3!} - \frac{u^4}{4.4!} \quad (3.4)$$

Wenzel⁹⁾ (1942) によると, 解析方法は対数座標の X 軸に $1/u$, Y 軸に $W(u)$ をプロットした標準曲線を使用する。いまこれと同じ大きさの対数座標の X 軸に揚水時間 t , Y 軸に水位降下 s をとって試験データから $t-s$ 曲線を作る。この2つの曲線を重ねて match point を求め, その点における $t, s, 1/u, W(u)$ を読むと,

$$T = \frac{0.0796Q}{s} W(u) \quad (3.5)$$

$$S = \frac{4Tt}{r^2(1/u)} \quad (3.6)$$

この方法は match point の選択にかなりの経験を必要とし, 比較的個人誤差が大きい欠点をもっており, また標準曲線が使用できないような $t-s$ 曲線がえられることがあるので, つぎのような便法がとられる。

[Stallman の方法]

Stallman⁹⁾ (1952) は, Theory of image-well for two-well system に基づいた解析方法を考案した。いま2つの曲線を重ねたとき, 標準曲線の $1/u=1, W(u)=1$ の点における t_1, s_1 を読むと, T, S が簡単に求められる。

$$T = \frac{0.0796Q}{s_1} \quad (3.7)$$

$$S = \frac{4Tt_1}{r^2} \quad (3.8)$$

野外測定から求められる $t-s$ 曲線が標準曲線と偏倚

した曲線であることが, しばしばある。たとえば $t-s$ 曲線の勾配が標準曲線のある点から急に下向きになる場合と上向きになる場合とがある。下向きになるのは, 揚水によって生じる円錐状の水位低下が拡大されて, ある外側の水源から帯水層に補給が誘導されるような場合である。上向きになるのは, その水位低下が不透水性の境界にまで広がったような場合である。不透水性境界の状態は, たとえば水位低下が帯水層の露頭などの末端にまで到達してそれ以上横の方向に広がらない, あるいは拡がり方がいぶくなる時にあらわれる。またその状態は, 井戸からある距離にある帯水層の岩石学的性質の変化によって, 帯水層の透水性が顕著に減少していることを示すことがある。

[Chow の方法]

帯水層の常数は, 揚水中に徐々に変化することがある。この現象は, 揚水によって間隙水圧が急に低減して常数に影響を与えるほどの帯水層の圧縮が起きるような状態のもとで行なわれた試験のときにみられる。これが起きると, $t-s$ 曲線は標準曲線のどの点をも満足しなくなる。Chow¹⁰⁾ (1952) は, このような場合における任意の時間における見掛け上の帯水層常数の計算方法を考案した。

片対数座標に観測データから $t-s$ 曲線を描き, 任意の点を選んでその点における t, s を読む。つぎにその点の切線を引いて $\log t$ の 1 cycle における水位降下を Δs とする。

$$F(u) = \frac{s}{\Delta s}$$

$F(u)$ に相当する $u, W(u)_1$ を計算図表から求めると,

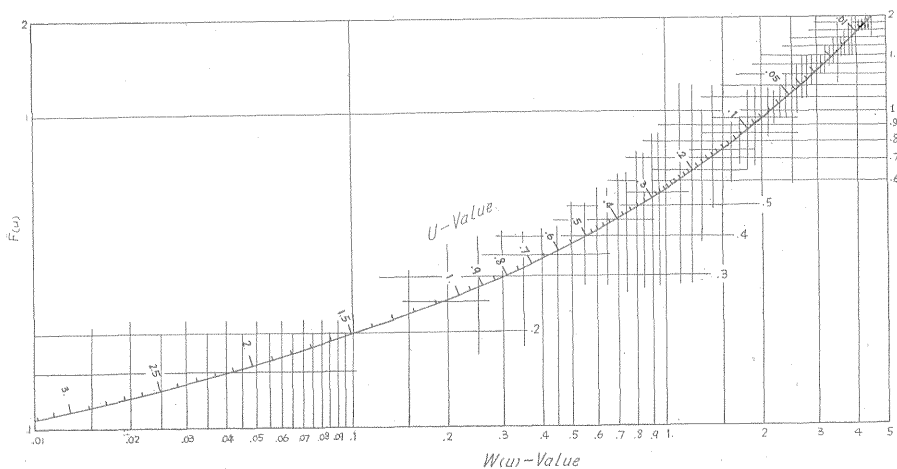


Fig. 3 Relation among $F(u), W(u)$, and u (after Chow)

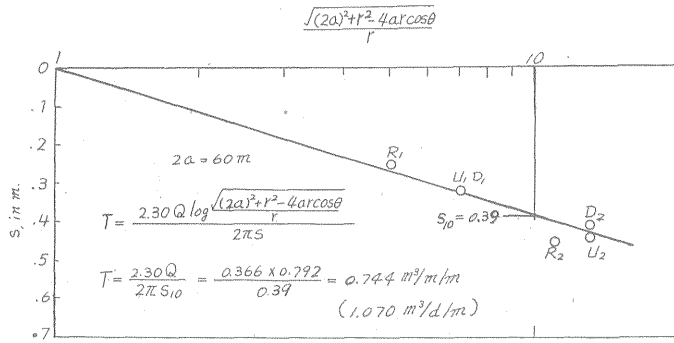


Fig. 4 Chow method for solution of the nonequilibrium equation

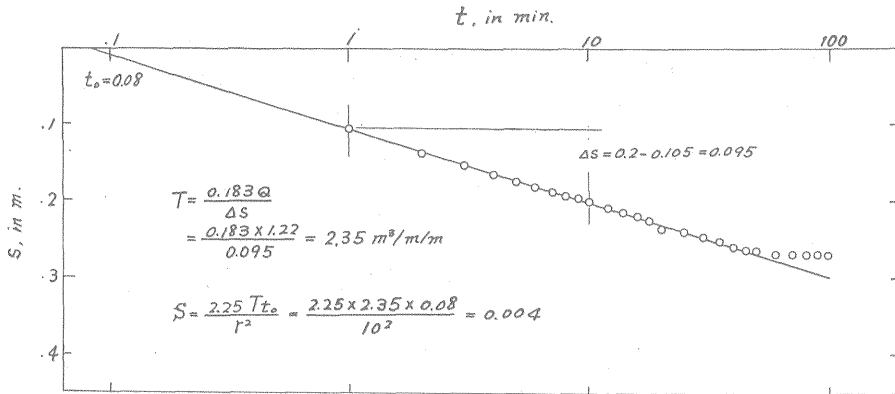


Fig. 5 Jacob method for solution of the nonequilibrium equation

$$T = \frac{0.0796Q}{s} W(u_1) \quad (3.9)$$

$$S = \frac{4Tt u_1}{r^2} \quad (3.10)$$

[直線解析法]

Jacob⁹⁾(1946) は、 r が小さく、 t が大きいと u が小さくなるから ($u < 0.01$)、 t の大きい値に対しては $W(u) = -0.5772 - \log_e u$ で満足されるとして、(3.3) からつぎの式を誘導している。

$$s = \frac{Q}{4\pi T} W(u) = \frac{Q}{4\pi T} [-0.5772 - \log_e u]$$

(3.2) を代入して変形すると

$$s = \frac{Q}{4\pi T} \left[\log_e \left(\frac{4Tt}{r^2 S} \right) - 0.5772 \right]$$

t_1 t_2 における水位降下を s_1 s_2 とし、上式に代れて式をまとめると

$$\begin{aligned} s_2 - s_1 &= \frac{Q}{4\pi T} \log_e \left(\frac{t_2}{t_1} \right) \\ &= \frac{0.183Q}{T} \log_{10} \left(\frac{t_2}{t_1} \right) \end{aligned}$$

片対数座標の対数尺に t 、算術尺に s をとって作図さ

れる $t-s$ 曲線は、 $u < 0.01$ においては直線となるから、 $\log t$ の 1 cycle における水位降下を Δs とすると、

$$s_2 - s_1 = \Delta s = \frac{0.183Q}{T}$$

$$\therefore T = \frac{0.183Q}{\Delta s} \quad (3.11)$$

$t-s$ 曲線が $s=0$ の軸と交る点 t_0 を求めると、 S を算定することができる。

$$s=0 = \frac{Q}{4\pi T} \left[\log_e \left(\frac{4Tt_0}{r^2 S} \right) - 0.5772 \right]$$

$$\log_e \left(\frac{4Tt_0}{r^2 S} \right) = 0.5772$$

$$\therefore \frac{4Tt_0}{r^2 S} = e^{0.5772}$$

$$S = \frac{4Tt_0}{r^2 e^{0.5772}} = \frac{2.25Tt_0}{r^2} \quad (3.12)$$

この解析法は、操作が比較的簡単で、かつ標準曲線解析法に比較して個人誤差が少ない。

2つの解析法の選択は、片対数座標の $t-s$ 曲線が直線状となるときには直線解析法、曲線状となるときには標準曲線解析法とする。

[水位上昇による T, S 測定方法]

非平衡式は、揚水井の水位上昇の解析にも応用することができる³⁾。井戸の揚水が既知の時間行なわれて後中止されると、水位が上昇する。この場合の回復水量は揚水量にひとしいと考える。

残留水位降下と揚水量との関係式は、

$$s_r = \frac{Q}{4\pi T} \left[\int_{r^2 S/4Tt}^{\infty} \frac{e^{-u}}{u} du - \int_{r^2 S/4Tt'}^{\infty} \frac{e^{-u}}{u} du \right]$$

r が小さく t' が長いと、 T はつぎの式で与えられる。

$$T = \frac{2.30Q}{4\pi s_r} \log_{10} \frac{t}{t'}$$

s_r : 残留水位降下 (静水位-水位降下)

t : 揚水開始後の時間

t' : 揚水停止後の時間

解析方法は、片対数座標の算術尺に s_r 、対数尺に t/t' をとって、 $t/t'-s_r$ 曲線を作図する。つぎに直線解析法と同様な操作を行なって Δs_r を求めると

$$T = \frac{0.183Q}{\Delta s_r} \quad (3.13)$$

$$S = \frac{2.25T}{r^2} (t/t') \quad (3.14)$$

(ただし観測井の場合)

3.2.2 平衡式

[Thiem の方法]

Wenzel⁹⁾ (1942) は、Theis の非平衡式を展開して、Thiem の公式を修正している。これは、井戸の揚水量と揚水井から異なった距離にある2つの観測井の水位降下を基本としている。

$$T = \frac{2.30Q}{2\pi(s_1 - s_2)} \log_{10} \frac{r_2}{r_1}$$

s_1, s_2 : 揚水井から r_1, r_2 の距離にある観測井の水位が安定したときの水位降下

片対数座標を用いて、対数尺に r 、算術尺に s をとって $r-s$ 曲線を作図し、 $\log r$ の1 cycle における水位降下を Δs とすると、

$$T = 0.366Q/\Delta s \quad (3.15)$$

[Rorabaugh の方法]

試験井が河川・湖沼などの地表水体の近くに位置し、帯水層と地表水体とが密接な地下水理の関係にある場合には揚水に伴って地表水体からの浸透補給が活発に行なわれ、揚水後短時間で水位が安定する。

Rorabaugh¹¹⁾ (1956) は、上述の Thiem の式から誘導浸透理論 (Theory of induced infiltration) に基づく平衡式を発表している。水位降下と揚水量との関係式から、 T の算出式は、

$$T = \frac{2.30Q \log_{10} \frac{\sqrt{(2a)^2 + r^2} - 4ar \cos \theta}{r}}{2\pi s} \quad (3.16)$$

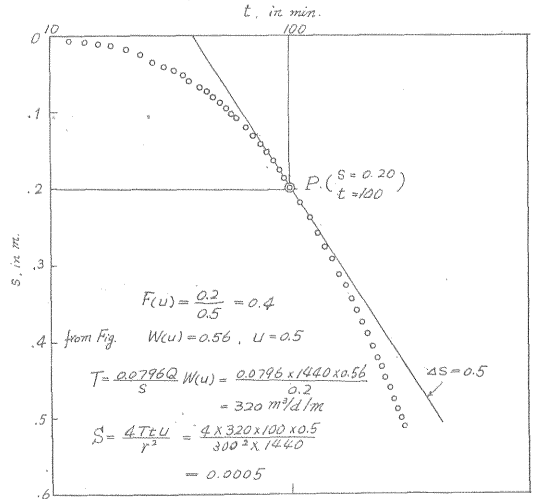


Fig. 6 Rorabaugh method for solution of the equilibrium equation

2a : 揚水井から仮想井戸までの距離 (揚水井から水際までの距離を X_1 とすると、一般には $2a = 2X_1$)

r : 揚水井から観測井までの距離

θ : 揚水井と仮想井戸とを結んだ線と、揚水井と観測井とを結んだ線とのなす角度

もし観測井が水際の方にあると、 $\theta = 0$

$$T = \frac{0.366Q}{s} \log_{10} \frac{2a-r}{r}$$

もし観測井が内陸の方にあると、 $\theta = 180^\circ$

$$T = \frac{0.366Q}{s} \log_{10} \frac{2a+r}{r}$$

もし観測井が水際と平行している、 $\theta = 90^\circ, 270^\circ$

$$T = \frac{0.366Q}{s} \log_{10} \frac{\sqrt{4a^2 + r^2}}{r}$$

観測井が多数あるときには、片対数座標を用いて T を求めることができる。この場合直線は対数尺が 1.0、 $s=0$ の点を通るように作図する。

[Leakage がある場合の解析]

ごく少ない揚水時間で、水位降下が一定となり、非平衡式の利用が困難なときには平衡式の利用が可能であるが、水位降下が一定となる原因には、地表水体からの浸透補給以外に被覆層またはそれを通して別の帯水層からの浸透補給が生じることがある。これは leaky effect と称せられるもので、このような現象が生じる場合には、Hantush¹²⁾ (1956) の方法によって T, S が算定されなければならない。

$$T = \frac{2.30Q}{4\pi m_i} e^{-r/B} = \frac{0.183Q}{m_i \times e^{r/B}} \quad (3.17)$$

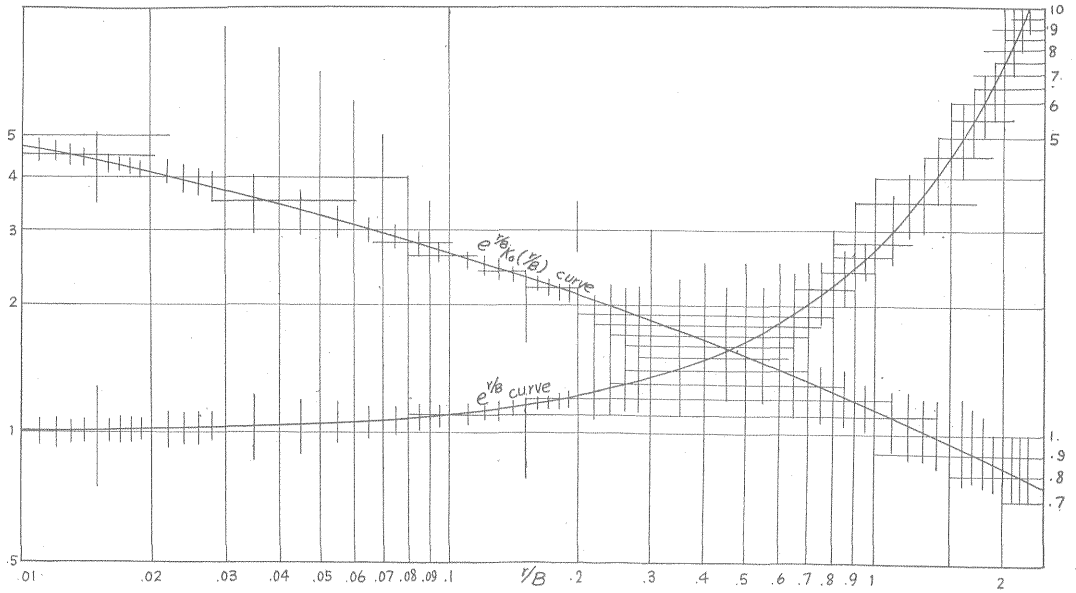


Fig. 7 Relation among $X \cdot e^X \cdot e^{-X} \cdot co(X)$ (after Hantush)

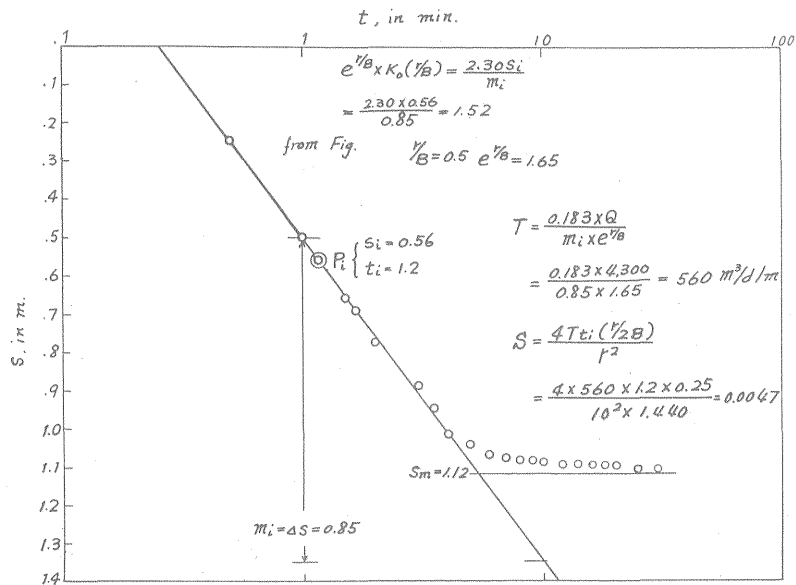


Fig. 8 Hantush method for solution of leaky formula

$$S = \frac{4Tt_1(r/2B)}{r^2} \quad (3 \cdot 18)$$

$$e^{r/B} \cdot K_0(r/B) = \frac{2.30s_i}{m_i} \quad s_i = \frac{1}{2} s_m$$

なお主要帯水層と被覆層との内面の単位断面積を通過する水量と定義される Leakance (漏水係数) は、つぎの式から求められる。

$$\text{Leakance} \frac{K'}{b'} = \frac{T}{B^2}$$

ただし $m_i = \Delta s / \log \text{cycle}$

s_m : 最大水位降下

4. 応用と問題点

帯水層試験の目的は、帯水層の常数を測定することにあるが、それを利用してつぎのような井戸水理の算定、予測に應用することができ、任意の地下水域における地

下水開発の計画に役立たせることができる。すなわち、

- 1) 影響圏
- 2) 任意の距離および揚水時間後における水位降下
- 3) 干渉の度合と井戸間隔
- 4) 井戸効率
- 5) 揚水中井戸の周辺に起きる層流と乱流との境界
- 6) 設計井戸の揚水量
- 7) 還元井の注入量

などである。

既設井を利用して帯水層の常数を求める場合には、多くの困難な問題がある。もっとも重要な問題の一つは、本邦における深井戸の多くが多層採水を行なっていることであり、1つは観測井の設置である。観測井は揚水井と同じ条件を具えておくことが必要である。

非平衡式・平衡式は、地下水の涵養・流動・排出などの水文的状态に関連する多くの量的問題を解析するのに有効であるが、帯水層試験を通じてその帯水層がいかなる地質的・水文的状态にあるかを判断することが、地下水研究にはきわめて重要である。その試験を通じてえられる時間—水位降下曲線には、帯水層の岩石学的・層位学的性質、帯水層の水文・水理的環境などによって生じる種々の現象が、あらわれているからである。

貯留係数の研究は、帯水層あるいはそれを含む堆積物の物理的性質の研究、地層の区分を行なううえの判断に重要であろう。またこれは地盤沈下が被覆層の圧密のみでなく、帯水層の圧縮によっても生じるという最近の研究とも密接な関係をもっている。

(昭和 36 年 9 月稿)

文 献

- 1) 山本荘毅：地下水調査法，古今書院，1953
- 2) 土質工学会：土の試験法（案），土と基礎，1959
- 3) Theis, C. V.: The relation between the lowering of the piezometric surface and the rate and duration of discharge of a well using ground-water storage, Trans. Amer. Geophy. Union, Vol.

16, 1935

- 4) Jacob, C. E.: Flow of ground water, in engineering hydraulics (H. Rouse, ed.), John Wiley and Sons, New York, 1950
- 5) 野満隆治：井戸理論の一進展（第2報），地球物理，7-1, 1938
- 6) Cooper, H. H. & C. E. Jacob: A generalized graphical method for evaluating formation constants and summarizing well-field history, Trans. Amer. Geophy. Union, Vol. 27, No. 5, 1946
- 7) 柴宮 博：Fracturing の効果について，石油技術協会誌，Vol. 26, No. 1, 1961
- 8) Wenzel, L. K.: Methods for determining permeability of water-bearing materials with special reference to discharging-well methods, U. S. G. S. Water-Supply Paper, 887, 1942
- 9) Stallman, R. W.: Nonequilibrium type curves modified for two-well system, U. S. G. S. Open-File Chart (Ground Water Notes No. 3), 1952
- 10) Chow, V. T.: On the determination of transmissibility and storage coefficients from pumping test data, Trans. Amer. Geophy. Union, Vol. 33, 1952
- 11) Rorabaugh, M. I.: Ground water in Northeastern Louisville, Kentucky, U. S. G. S. Water-Supply Paper, 1360-B, 1956
- 12) Hantush, H. S.: Analysis of data from pumping tests in leaky aquifers, Trans. Amer. Geophy. Union, Vol. 37, No. 6, 1956