

地下水位観測とその結果の水理学的評価法

Groundwater observation and hydraulic evaluation for their results

埼玉大学工学部

○佐藤邦明

“ ”

渡辺邦夫

はじめに

周知のように、地下水はその水理性格・挙動を直接人間の感覚で正確に知ることが出来にくいわけであり、何らかの手段でそれを把握しようとするのが観測の意味に含まれる。観測の手段、たとえば観測井のようなもので一つの水理量である水位が知れたとしても、それで当面の目的となる工学的判断に対して十分であるかどうか、また他の量が必要となるか、あるいはそれらがどの程度有効かなど、問題に対する総合的な観測手法とそれらの結果の判断法を十分検討しておくことが大切となろう。従来、地下水観測はいろいろな目的や場所でなされてきており、内容は別にして多く行なわれているが、観測結果が十分に役立ったかどうか不明であり、地下水計測・観測の意義を考え直してみることは必要である。

本論文では、論述の都合上、一応末固結沖積地盤における観測と固結岩盤におけるそれを分けて、従来のそれらの方法を概説しつつ、観測の意義、さらに水理学的評価法について考えてみることにする。したがって、個々の事柄について詳細にのべられなかったが、総合的に大づかみにしてみた。

1 地下水観測・計測の範囲と方法

地下水観測は目的によって観測量も方法も違うことは明らかであって、その意義は目的と評価の仕方で必ずしも決めつけ難い。いま、この事について整理しつつ考えてみることにしよう。

最近、地下水観測は多くの分野でいろいろな事柄を対象に広く行なわれるようになってきているが、表-1は観測種別、対象・目的、内容・項目、方法および観測の期間について、大略分けて掲げたものであり、必ずしも全部を網らしているとは言えないように思われるが、概略を判断することができ、地下水位の観測が地下水観測の基本となっていることがよくわかる。

従来、地下水観測は表-1のように種別、対象・目的、内容・項目、方法、期間で行なわれ、表中明らかのように、水位や水頭の計測は最も大切なものであるが、大概の問題を解決しようとする際は地形・地質、水質などを併せて、総合的な評価・判断を取入れつつ地盤水理的な答えを提示している。通常、地下水の計測・観測はあまり行なわれていないように思われている面もあるが、地下水そのものが肉眼視しにくいことと時間的にも空間的にも複雑な構造・挙動をするため、河川・湖沼など地表水の計測・観測に比べればずいぶん多く実施されている。また、そうでないとなかなか適切な判断・評価はしにくい。

従来、地下水位観測といえば大がかりなものとしては地盤沈下対策のための深層地下水を対象としたものがあげられてきたが、最近では土木工事に伴う地下水環境の保全・管理のため工事に付して多くの地下水観測が実施されるようになっており、トンネルや地下空洞などでは相当深い井戸がほられている。しかし、岩盤中の水圧や水頭を計るためには必ずしも鉛直井戸のようなものでなく、地下構造物から水平ボーリングを行なったりして、主に水圧を計る形となり、井戸というイメージは少ない。

水理試験を前提に地下水計測・観測を行なう場合は水位・水頭、水圧、揚水量・湧水量を問題とすることが多く、計測値の精度が要求され、必ずしも試験期間は長くないが、水理定数の設定がなされた理論式や概念に応じた条件が現地で守られていなければならない。従来の水理定数を決める現地試験は当然先に理論や概念があって、それを軸とした試験法が確立されているものであるから、計測もそれに沿ったものとなる。

最近では地震予知に地下水計測・観測がかなり組織的に行なわれており、水理量に限らず、水質・自然放射性物質濃度の変化（たとえば、ラドン）も長期にわたってデータ集積されている。

表一1 地下水観測の概略

観測種別	対 象 ・ 目 的		内 容 ・ 項 目	方 法	期 間
地下水資源 地盤沈下 油田・天然ガス	地下水資源, 河川伏流水, 湖沼周辺, 温泉, 天然ガス田,	地下水障害調査 ・ 賦存量・水位, 地下水管理, 開 発・保全, 流動 量水質調査・汚 染	水位・水頭, 水 質, 水温, トリ チウム, 水分濃 度, 孔内流速	観測井, 揚水井, ボーリング孔, 既設井戸	一般に長期間
建設工事・構 造物管理	トンネル・地下 空洞, 開削工事, 排水工法, ダム, 埋立地, 斜面, 路盤	地下水流動調査, 遮水・止水効果, 漏水, 地下水障 害調査, 汚染調 査, 管理・保全	水位・水頭, 湧 水圧, 漏水量, 間隙水圧	観測井, 揚水井, ボーリング孔 (水平, 鉛直, 傾斜)	概ね短期間, 場合により長 期間
水理試験	地盤・岩盤, 地 山など	水理定数の決定 (透水係数, ル ジオン値, 貯留 係数)	水圧・水頭・水 位, 流量, ピエ ゾメータ水頭分 布	揚水, 注水, ル ジオン試験, J F T	短期間
その他(地震予 知・地質調査な ど)	広域地下水,	地震予知, 陸水 調査など	天然放射性元素, 水温, 水質, 水 位・水頭	観測井, 浅井戸	長期・短期

2 地下水位測定・観測

1でのべたように, 地下水調査・観測は広く行なわれ, 従来, これらの結果は多く集積されているが, 中でも地下水位の測定・観測が基幹となっていることは周知のことである。そこで, ここでは地下水位測定・観測について若干詳しく考えてみることにしよう。

一般に地下水位の測定・観測は大別して, 浅層水位と深層水位のそれらで方法がかなり違うし, 利用の重要度によってもデータの質が違うわけで, 目的によってもいろいろである。

いま, ここでは浅層, 深層, さらに岩盤の場合に分けてそれぞれのべてみる。

(1) 浅層地下水位測定・観測

地表下20~30m以浅に水位がある浅層の地下水位は, 気象, 水理・水文, 地物, 人為要因に敏感であり, 地形にも左右されるが, 一般に水位の変動は降雨に最も強く依存し, 水位変動幅はさほど大きくないのが特徴である。したがって, 水位測定や観測は地表水, たとえば河川, 湖沼水のそれと類似の考え方で行なわれるのが通常であり, 方法は比較的容易で最も一般的には既設井戸, ボーリング孔中でフロート式, または測深尺で計るのがほとんどである。地下水帯への涵養量を知ることが水収支を考えようとする際は重要となつて, 現地中性子水分計やテンションメータによる計測が行なわれ, さらに直接地面よりの蒸発量測定も行ない, 浅層地下水位変動機構を知る補助資料に加えることができる。今後の問題としては浅層地下水計測はその記録結果をいかに早く, 経済的に回収するかを電送システム上考えて行く必要がある。

(2) 深層地下水位計測・観測

深層地下水位の計測は浅層のものに比べるとかなりめんどようとなり, 観測井も専用で掘られたものと既設井戸の再利用したものがあるが, 専用のものは費用の面でも工事の面でも大がかりとなる。たとえば, 地盤沈下観測井を設けるとなると, 通常, 井戸を設ける前に地質調査(物理検層, コア試験, 室内試験, 微化石

分析, 現地試験など)を行ない, 二重管式井戸の施工に十分な精度が要求される。また, 深度も $100\text{m} \sim 700\text{m}$ とかなり深い。多くの場合, 水位の計測は自記で記録され, フロート式でフロートとワイヤーの重量をバランスさせるためカウンターウエイトを設けている。深層地下水位の測定結果は現状では一週間～数カ月で自記記録され, 一定の時期にそれを回収して整理するという手順をふむのが大概であり, 目的によってはもっと早期に解析し, それらを実際に現場に適用することが要る。そのような際も含め, 今後は出来るだけデータの電送システムを経済的にかつ精度よく開発しなければいけない。問題は末端装置にある。

(3) 岩盤地下水頭計測・観測

岩盤中の水頭・水圧を計ることは従来岩盤力学の分野ではルジオンテストやボーリング孔内湧水圧試験によってなされてきたし, 地上に湧泉として噴出した水頭によっても計られる。したがって, 地上から観測井かボーリングを行ないフロート式で記録するものと孔内圧力を割れ目や断層のある層に限って, パッカーを用いて水圧計で計るものに分けられる。鉛直ボーリング孔中でフロートを用いて水位を計る際, ししば孔曲りのため難しいことが多く, しかも孔径が小さくなるとさらにむづかしいため特殊水位計が用いられる。

岩盤中の水理量を計ることは, 水圧であれ, 流速であれかなりむづかしいのは, 一つに割れ目や裂か中の水を測ろうとするため, その探知の予想が立ちにくいからボーリングにせよ観測井にせよこれでよいという判断がしにくいことと孔径が大きくなるとほりにくく, かつ適切な測定法があまり見当たらないためである。

3 観測結果の性質と諸特性

水位・水頭の計測・観測結果は大別して, 一時点の記録と継続したものに分けられ, 前者が簡便で後者は帯水層の動的な挙動を捉えるのに有用であり, いくつかの興味ある性格をもっている。まず, 浅層の場合の水位は,¹⁾ (a)変動が降雨と相関をもつことが多く, 変動振幅は高々数 m である。(b)気圧・天候変化による微小変動を含み, 雨季に水位が高く, 乾季に低く, 気象変化による応答が速い, (c)地形の形態に支配され易く, 地質・地層形成の遍歴関係で地点水位時系列相関が高いグループが表われる。(d)河川・田畑など表流水の影響を受け易い, (e)深層地下水に比べると被圧性が弱く, 水位拡散速度は小さく, 広範でない。

深層地下水の場合には, 水位・水頭の実測結果は特性として, (a)自然状態で変動は少ないが, 人為的な地下水揚水によって変動が支配される, (b)変動は地層のどの帯水層まで深度があるか, またストレナへの設け方で大きく影響をうける, (c)揚水型の帯水層では夏季に変動が大きく, 冬季は小さい, (d)気象の影響はほとんど短期に受けず, 挙動は極めて緩慢である, (e)水位は浅層より揚水のため大きい振幅で変動(数十 m もまれでない)し, 水頭の拡散速度は浅層より大きく, 広範である。したがって, 観測に要するタイムスケールは浅層のものより大きくないと動的性格は捉えにくいわけである。²⁾

岩盤内の水では水位・水頭というより, むしろ水圧という方がふさわしく, 裂か・割れ目・断層など空隙構造そのものの形態に支配され, 水圧変動は岩質と空隙構造の連続性の影響を強く受け, 裂か・割れ目をもつ岩盤を考えれば, 硬いほど水圧変動の外力に対する応答性は良く, かつ応答速度が大きい。つまり, 変動の非定常性が強く, 岩盤の水頭拡散率が大きくなるのが特色であり, したがって変動の振幅も大きく観測される。しかし, 岩盤が軟かく, かつ破碎しているような場合は岩自体の弾性が乏しいため, 非定常性は弱くなって, 水位変動は緩慢である。

4 水理的判断と解釈

一般に, 観測井を浅層であれ, 深層であれ設け, そこで水位の継続観測を行なうと, 一連の水位変動時系列を得ることができるが, そういった水位・水頭変動=長期変動成分+周期変動成分+短期変動成分に分けて考えることが可能である。このような形で変動が与えられる事は自然あるいは人為的な変動要因が加わったためであることはすでにのべた。水位・水頭変動が観測されたとき, それをどのように水理的に判断するか考えてみるに, 大別して二つの方法が採られている。つまり, 一つは水理学的立場であり, 他は変動その

ものの統計的立場である。それぞれの特色・取扱はつぎのようである。

(1) 統計的・多変量解析的立場

水資源を対象とした広域地下水にせよ建設工事におけるそれにしても当該地域で多数の水位・水頭観測が行なわれることが多い。そのような場合、地形・地層の複雑性のため個々の観測結果を捉えて水理的判断を下すことがむづかしいため、水位・水頭変動の統計的、さらに多変量解析による評価が有効である。従来、しばしば行なわれている方法は、(a)水位・水頭の相関解析(自己, 相互, 地点相関) (b)変動スペクトル解析, (c)多変量解析(数量化解析, クラスタ分析)である。こういった評価はむしろ数十km程度の地下水盆を対象とする際はかなり有効である。

(2) 水理的立場

地下水位や水頭がある点で観測された時、上述のように統計的・多変量解析的立場をとると同時に決定論的に思考することが大切である。岩盤中の割れ目・裂か中の水頭や水圧、あるいは地盤中のそれらにしても変動をもつことはその原因が何かという事と同時にそれらが地盤の水理定数によっていかに伝達されるかを考えねばならない。その事は丁度地震波の伝播によって地下探査を行なうように、一つは地下水変動を知ることによって地下地層構造を間接的に知ることができる。この点をふまえて、ここでは理論的に、帯水層に外力水理入力が付加された時、基本的に水位・水頭拡散するモデル解を示し、それらの性格を明らかにしておくこととしよう。

4・1 水平一様帯水層の入力波拡散

図-1に示したように、水平一様帯水層の一端で長周期水位・水頭の変動があった場合、帯水層中では距離と共に変動振幅は拡散伝播する。

基礎式は連続式とDarcy則より、

$$\frac{\partial \eta}{\partial t} = \kappa^2 \frac{\partial^2 \eta}{\partial x^2} \quad (1)$$

η ; 平均水深 h_0 よりの
水位・水頭
 x ; 距離

となる。ここで、 κ^2 は被圧帯水層では T/S , $T=km$; 透水量係数, k ; 透水係数, m ; 透水層厚さ, S ; 貯留係数であり、不被圧帯水層では $\eta \ll h_0$ と考えれば, $m \approx h_0$, $S \approx \lambda e$, λe ; 有効空隙率である。

式(2)は初期・境界条件, $x=0$, $\eta = \eta_0 \cos \sigma t$, $x \rightarrow \infty$, $\eta = 0$ として解けば、良く知られているように、

$$\eta/\eta_0 = e^{-\sqrt{\sigma/2\kappa^2} x} \cos(\sigma t - \sqrt{\sigma/2\kappa^2} x) \quad (2)$$

$\sigma = 2\pi/T$, η_0 ; 振幅
 T ; 入力波の周期

となる。³⁾ 理論解は適当な水理定数を与えて性質を調べたものが図-4であるが、被圧の場合に比べて不被圧の場合には水頭拡散率の値が実際に大きく違うため、遠くに伝播しない。

4・2 水平一様帯水層の不規則入力波拡散

図-2のように、水平一様帯水層の一端で長周期不規則水位・水頭の入力変動があった場合の帯水層中の波動拡散を考える。初期・境界条件として、 $x=0$ での η は、

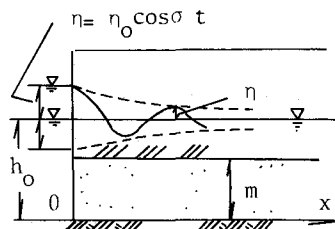


図-1 水平一様伝播モデル
(規則)

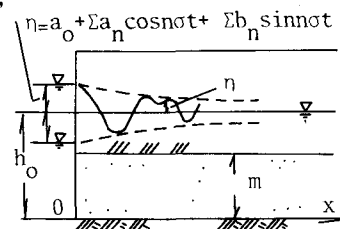


図-2 水平一様伝播モデル
(不規則)

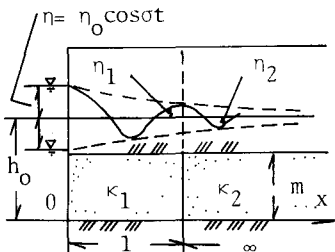


図-3 水平異方帯水層モデル
(規則波入力)

$$\eta|_{x=0} = a_0 + a_1 \cos \sigma t + a_2 \cos 2\sigma t + \dots + b_1 \sin \sigma t + b_2 \sin 2\sigma t + \dots, \quad (3)$$

と $x \rightarrow \infty$, $\eta = 0$ を考え、基礎式は式(1)を用いる。ここで、 $a_0, a_1, a_2, \dots$, および $b_1, b_2, \dots$ は要素波の振幅であるとする。

解は 4)

$$\eta = a_0 + \sum_{n=1}^{\infty} a_n e^{-\frac{x}{\kappa} \sqrt{\frac{n\sigma}{2}}} \cos \left(n\sigma t - \frac{x}{\kappa} \sqrt{\frac{n\sigma}{2}} \right) + \sum_{n=1}^{\infty} b_n e^{-\frac{x}{\kappa} \sqrt{\frac{n\sigma}{2}}} \sin \left(n\sigma t - \frac{x}{\kappa} \sqrt{\frac{n\sigma}{2}} \right), \quad (4)$$

となる。同様に、不規則入力波の伝播について式(4)を規則入力の場合と同様水理定数に対して示したものが図-5である。現象の性質は図-4のものと同様であるが、入力要素波の特性が関与する。

4・3 水平異方帯水層における入力波拡散

図-3のように、水平異方帯水層の一端で長周期規則水位・水頭の入力変動があった場合の帯水層中の波動の拡散について考えよう。この場合、基礎式は、それぞれ、区間 $0 < x < \ell$, $\ell < x < \infty$ の間で、

$$\frac{\partial \eta_1}{\partial t} = \kappa_1^2 \frac{\partial^2 \eta_1}{\partial x^2}, \quad 0 < x < \ell, \quad (5), \quad \frac{\partial \eta_2}{\partial t} = \kappa_2^2 \frac{\partial^2 \eta_2}{\partial x^2}, \quad \ell < x < \infty, \quad (5)'$$

となる。ここで、 η_1, η_2 ; それぞれ、区間 $0 < x < \ell$, $\ell < x < \infty$ における平均水位・水頭からの変動量、 κ_1, κ_2 ; それぞれ $0 < x < \ell$, $\ell < x < \infty$ の間の κ の値である。

条件としては、 $x=0$ で $\eta_1 = \eta_0 \cos \sigma t$, $x=\ell$ で $\eta_1 = \eta_2$, $x=\ell$ で $k_1(\partial \eta_1 / \partial x) = k_2(\partial \eta_2 / \partial x)$ である。いま、 k_1, k_2 ; それぞれ区間 $0 < x < \ell$, $\ell < x < \infty$ での透水係数である。

解は、区間 $0 < x < \ell$ と $\ell < x < \infty$ でそれぞれつぎのようになる。⁵⁾

$$\begin{aligned} \eta_1 = & \frac{\eta_0}{A^2 \cos^2 \frac{\ell}{\kappa_1} \sqrt{\frac{\sigma}{2}} + B^2 \sin^2 \frac{\ell}{\kappa_1} \sqrt{\frac{\sigma}{2}}} \left[A \cos \frac{\ell}{\kappa_1} \sqrt{\frac{\sigma}{2}} \left\{ \left(1 + \frac{k_2 \kappa_1}{k_1 \kappa_2} \right) e^{-\frac{\ell-x}{\kappa_1} \sqrt{\frac{\sigma}{2}}} \cos \left(\sigma t + \frac{\ell-x}{\kappa_1} \sqrt{\frac{\sigma}{2}} \right) \right. \right. \\ & + \left(1 - \frac{k_2 \kappa_1}{k_1 \kappa_2} \right) e^{-\frac{\ell-x}{\kappa_1} \sqrt{\frac{\sigma}{2}}} \cos \left(\sigma t - \frac{\ell-x}{\kappa_1} \sqrt{\frac{\sigma}{2}} \right) \} + B \sin \frac{\ell}{\kappa_1} \sqrt{\frac{\sigma}{2}} \left\{ \left(1 + \frac{k_2 \kappa_1}{k_1 \kappa_2} \right) e^{-\frac{\ell-x}{\kappa_1} \sqrt{\frac{\sigma}{2}}} \right. \\ & \cdot \sin \left(\sigma t + \frac{\ell-x}{\kappa_1} \sqrt{\frac{\sigma}{2}} \right) + \left(1 - \frac{k_2 \kappa_1}{k_1 \kappa_2} \right) e^{-\frac{\ell-x}{\kappa_1} \sqrt{\frac{\sigma}{2}}} \sin \left(\sigma t - \frac{\ell-x}{\kappa_1} \sqrt{\frac{\sigma}{2}} \right) \} \right], \quad (6) \end{aligned}$$

$$\begin{aligned} \eta_2 = & \frac{2\eta_0 e^{-\frac{\ell-x}{\kappa_2} \sqrt{\frac{\sigma}{2}}}}{A^2 \cos^2 \frac{\ell}{\kappa_1} \sqrt{\frac{\sigma}{2}} + B^2 \sin^2 \frac{\ell}{\kappa_1} \sqrt{\frac{\sigma}{2}}} \left\{ A \cos \frac{\ell}{\kappa_1} \sqrt{\frac{\sigma}{2}} \cos \left(\sigma t + \frac{\ell-x}{\kappa_2} \sqrt{\frac{\sigma}{2}} \right) + \right. \\ & B \sin \frac{\ell}{\kappa_1} \sqrt{\frac{\sigma}{2}} \sin \left(\sigma t + \frac{\ell-x}{\kappa_2} \sqrt{\frac{\sigma}{2}} \right) \left. \right\}, \quad (7), \quad A = \left(1 + \frac{k_2 \kappa_1}{k_1 \kappa_2} \right) e^{-\frac{\ell}{\kappa_1} \sqrt{\frac{\sigma}{2}}} \\ & + \left(1 - \frac{k_2 \kappa_1}{k_1 \kappa_2} \right) e^{-\frac{\ell}{\kappa_1} \sqrt{\frac{\sigma}{2}}}, \quad B = \left(1 + \frac{k_2 \kappa_1}{k_1 \kappa_2} \right) e^{-\frac{\ell}{\kappa_1} \sqrt{\frac{\sigma}{2}}} - \left(1 - \frac{k_2 \kappa_1}{k_1 \kappa_2} \right) e^{-\frac{\ell}{\kappa_1} \sqrt{\frac{\sigma}{2}}}, \end{aligned}$$

式(6), (7)の解の性質は図-6のようであり, 区間 $0 < x < \ell$ と $\ell < x < \infty$ の定数によって性質が大きく違う。

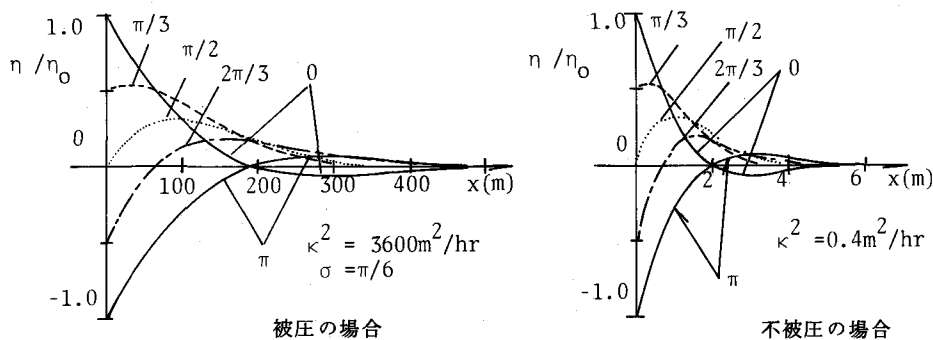


図-4 水平一様伝播モデル (規則)

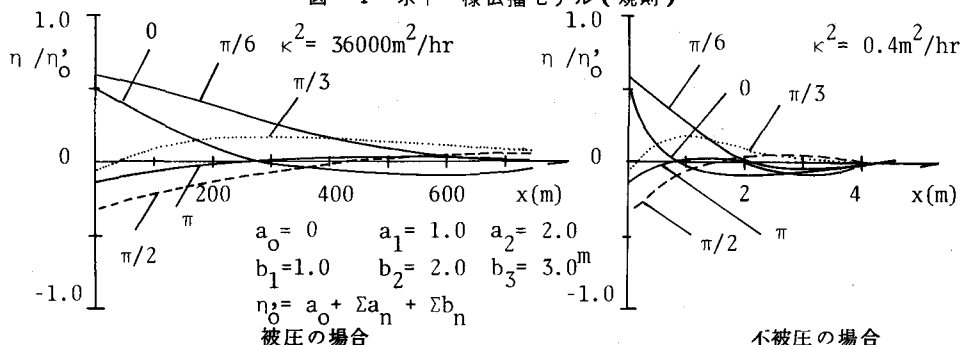


図-5 水平一様伝播モデル (不規則)

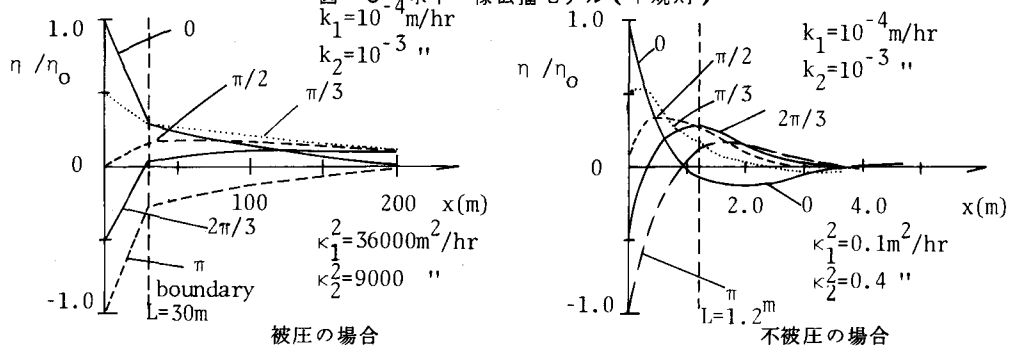


図-6 水平異方帯水層モデル

むすび

地下水計測・観測はいろいろな目的で最近特に活発に行なわれるようになってきている。本論ではこれらのものをまとめて示した積りであるが, 結果をどう評価し, どの程度の信頼度で活用すればよいかは大切であり, また地質的な情報とバランスのとれた判断が不可欠である。水理的判断を行なおうとする際, 今回のべたとき, 最も基本となるのは地盤の水頭拡散率と水頭伝播機構を地盤モデルに併せて明らかにすることと同時に帯水層の規模と観測精度によって統計的处理をも行なう必要がある。

参考文献・資料

- 1) 埼玉県; 中川総合開発・権現堂調節池, 地下水位観測報告書, 昭和51~
- 2) 埼玉県・埼玉大学工学部; 地盤沈下・地下水位観測成果および研究年報, 昭和50~54年3
- 3) 椿東一郎; 水理学Ⅱ, 森北, 昭和54
- 4) 小平吉男; 物理数学・第二巻, 岩波
- 5) 小平吉男; 同上4)参照