

地下水数理モデルの研究動向

岡 太 郎

1. ま え が き

地下水は次のような特長を有しており、古くから水資源として利用されてきた。(i)水質が良好であり、恒温である。(ii)比較的簡単な施設で採取することができ、経済的である。(iii)我国では地下水は豊富であり、安定した利用ができる。(iv)既得の水利権などの競争がない。その反面、地下水の流動速度はきわめて遅いため、一度地下水に関する障害が発生すると、その復旧には多大な時間と費用を要し、回復が不可能な場合に発展することもある。とくに近年の揚水利用の急激な増加と土地利用の変化は、地下水の流動と涵養に大きな変化をもたらし、全国各地で色々な地下水障害をひきおこしたことは周知のとおりである。

このように、水資源問題や環境問題がますます厳しさを増してゆく中で、地下水障害を防止し、地下水を永続的に利用するためには、地下水流動機構とその収支を解明するとともに、地下水開発の影響を定量的に予測し、その適正規模を明確にすることが肝要である。

地下水流動は地質・水文条件に加え人為的条件が複雑に関与しており、その理論的解析はきわめて困難である。しかし、近年電子計算機の急速な発達に伴って、複雑な地質状態や水文条件を数値的に扱うとともに、基礎式を差分法や有限要素法を用いて解き、実際に近い状態で地下水流動を表す数値シミュレーション法が急速に発達した。このようにして得られる計算結果の解釈については注意を要するところもあるが、地下水の将来を具体的に予測し、当面の問題に解決の手掛りを与える手段としてかなり有効であると考えられる。

本文では、地下水流動を表す数理モデルに関する研究動向を述べてみたい。

2. 地下水利用と障害発生 の概況

2.1 地下水利用

地下水利用の歴史は古く、弥生時代にはすでに井戸が掘られていたといわれている。その後江戸時代中期に本格的な井戸工法である“上総掘り”が生み出され、明治時代に入ると井戸枠にこれまでの石積みや木枠に代って鉄管やコンクリートが使われるようになり、揚水技術もつるべ式から手押しポンプへ改良がなされた。大正時代には深井戸が掘られるようになり、戦後水中ポンプが開発され大量の揚水が可能になった。昭和30年代に入ると経済の高度成長とともに地下水利用が急増し、昭和49年の全国の揚水量は137億 m³/年、すなわち全水供給量779.2億 m³/年の約17.5%に昇るといわれている¹⁾。

2.2 地下水障害

地下水の賦存量を越えた無秩序な揚水は、地下水の異常低下を招き、それに伴って地下水の涸渇、地盤沈下、地下水の塩水化、酸欠による工事中の事故などの地下水障害をひきおこす。とくに地盤沈下は、地下水利用者に対する直接被害の他に、洪水・内水・高潮に対する危険度の増大など間接的な被害を地域住民全体にもたらすため、国土保全上も重要な課題となっている。我国では地盤沈下の問題は古くから提起されていた²⁾ が、昭和30年代の揚水量の増大に伴い、昭和40年頃より全国に急速に広がった。その後、地下水採取規制を実施するなど、地盤沈下を抑制する努力がなされたところ、近年鎮静化の傾向にあるが、いまなお全国で3cm/年以上の地盤沈下地域は30地区、地盤沈下が認められた地域面積は 8580km² にのぼると言われている³⁾。

その他の地下水障害については文献4)に詳しい。

3. 水 文 循 環

水文循環を表す模式図は多くの成書⁵⁾に示されているので詳しい説明は省略するが、地下水部を強調して描くと Fig.1 のようになる。ここで、地下水障害を防止し、地下水利用を永続的に継続してゆくためには、この水循環を大きく攪乱することなく水収支上許される範囲内で利用することが不可欠であることがわかる。

地下水といえばほとんどの場合飽和帯の土中水を指し、不飽和帯の水と区別して取扱われてきた。一方不飽和帯の水は土壤水と呼ばれ主として土壤物理学の分野で研究が進められてきた。しかし、飽和帯と不飽和帯の水は連続しており、地下水の涵養機構を論ずる場合などには、両者を区別して扱うことが不自然になりつつある。ここでは、飽和・不飽和という区別を行わずに、地表面下に存在する土中水のすべてを地下水として考えてみたい。

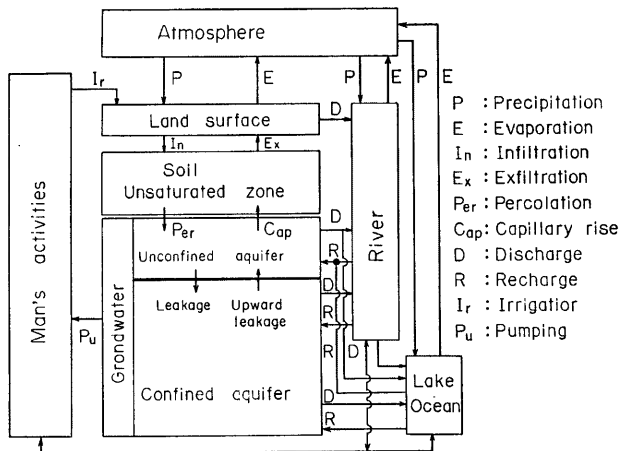


Fig. 1 A system representation of the hydrologic cycle.

4. 地下水流動理論

4.1 不飽和帯の土中水流動

不飽和状態にある土壤水に関する研究は古く、約一世紀の歴史を有するが、現在の不飽和浸透流の基礎式(1)は Richards⁶⁾の研究によって確立されたと言って良からう。

$$\frac{\partial \theta}{\partial t} = \Delta(K(\theta) \Delta \phi) \dots \dots \dots (1)$$

ここで、 θ : 体積含水率、 $\phi = z + p/\rho g$: 水分ポテンシャル、 g : 重力の加速度、 ρ : 密度、 z : 規準面からの高さ、 $K(\theta)$: 不飽和透水係数、 t : 時間、 p : 圧力、なお p は飽和領域では正、不飽和領域では負の値をとり、土壌水分の吸引力を表す。

Klute⁷⁾ は(1)式に拡散係数を導入し、土壌水分の拡散方程式と呼ばれる(2)式を誘導した。

$$\frac{\partial \theta}{\partial t} = \Delta(D(\theta) \Delta \theta) + \frac{\partial K(\theta)}{\partial z} \dots \dots \dots (2)$$

ここで $D(\theta) = K(\theta) \partial p / \partial \theta$: 土壌水分拡散係数。

(1), (2)式は非線形であり、その解析は容易でなかったが、数値解法が Klute によってはじめて示された。また、Philip は(2)式の級数解⁹⁾を示すとともに浸透能式を提案した⁹⁾。これらによって水文学の分野で不飽和浸透流理論の応用が始まったといえよう。なお、不飽和透水係数、土壌水分拡散係数の測定法は Gardner¹⁰⁾及び Bruce と Klute^{11), 12)}によって示されている。

1960年代に入ると、電子計算機が進歩したこともあって、数値計算法が数多く提案され1次元問題¹³⁾のみならず2・3次元問題^{14), 15)}の解析も可能になった。その中で Freeze は水と土の圧縮性を考慮して、(1)式を(3)式の形で取扱い不飽和一飽和領域の土中水を一体として解析することを提案した。

$$\left[\frac{\theta}{n} (\alpha' + n\beta') + C \right] \frac{\partial p}{\partial t} = \Delta \cdot (K(p) \Delta p) + \frac{\partial K(p)}{\partial z} \dots\dots\dots(3)$$

ここで、 n : 間隙率, α' : 土の圧縮率, β' : 水の圧縮率, $C = \partial\theta / \partial p$: 比水分容量。

また、Neuman¹⁶⁾ は、有限要素法を用いて、フィルダム中の浸透流、谷部の地下水、井戸による揚水などを二次元的に解析した。次に、Frind と Verge¹⁷⁾ は(3)式を本格的な地下水問題に適用し、三次元有限要素法の解析が精度的に有利であり、計算コスト的にもそれほどの問題でないことを示した。

このように、不飽和浸透流理論は、地表面下の土中水を不飽和、飽和の区別なく一体として取扱えるため、地下水解析にますます応用される傾向にある。

4.2 飽和帯の土中水流動

飽和帯の土中水流動すなわち地下水流動を表す基礎式は古くから完成されており、不圧地下水には Darcy 則と Dupuit-Forchheimer の仮定¹⁸⁾にもとづく Boussinesq の式¹⁹⁾、被圧地下水には弾性理論にもとづく Jacob の式²⁰⁾が有用である。これらの理論の詳細は専門書にゆずり、ここでは(3)式よりこれらの基礎式の誘導を試み、不飽和領域と飽和領域の土中水の関連性を考察する。

(a) 不圧地下水の基礎式

Fig. 2 の不圧滞水層において、滞水層の圧縮性を無視し、圧力 p のかわりに全ポテンシャル $\phi (=p+z)$ を用いると、(3)式は(4)式となる。

$$C \frac{\partial \phi}{\partial t} = \frac{\partial}{\partial x} \left(K \frac{\partial \phi}{\partial x} \right) + \frac{\partial}{\partial y} \left(K \frac{\partial \phi}{\partial y} \right) + \frac{\partial}{\partial z} \left(K \frac{\partial \phi}{\partial z} \right) \dots\dots\dots(4)$$

ここで Dupuit-Forchheimer の仮定のもとに、(4)式を $z=0$ より $z=D$ まで積分し、物理的に意味のある部分のみを取出すと(5)式を得る。

$$\int_0^D C dz \frac{\partial \phi}{\partial t} = \frac{\partial}{\partial x} \left\{ K(H-z) \frac{\partial \phi}{\partial x} \right\} + \frac{\partial}{\partial y} \left\{ K(H-z) \frac{\partial \phi}{\partial y} \right\} \dots\dots\dots(5)$$

ここで $\lambda = \int_0^D C dz$, $\phi = H$ とおき、上層よりの水供給量 ε を考慮すると Boussinesq の式と呼ばれる(6)式を得る。

$$\lambda \frac{\partial H}{\partial t} = \frac{\partial}{\partial x} \left\{ K(H-z) \frac{\partial H}{\partial x} \right\} + \frac{\partial}{\partial y} \left\{ K(H-z) \frac{\partial H}{\partial y} \right\} + \varepsilon \dots\dots\dots(6)$$

なお(6)式は H が十分大きく、その変動が小さいとき、線形化され(7)式となる。

$$\lambda \frac{\partial H}{\partial t} = KH_0 \left\{ \frac{\partial^2 H}{\partial x^2} + \frac{\partial^2 H}{\partial y^2} \right\} + \varepsilon \dots\dots\dots(7)$$

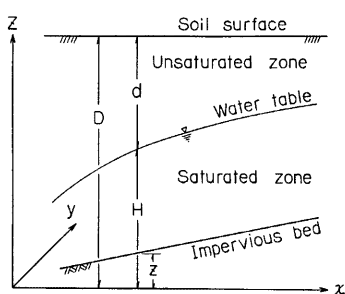


Fig. 2 Schematic diagram of an unconfined aquifer.

ここで H_0 : 主要平均水深, λ : 有効間隙率, K : 透水係数。

(b) 被圧地下水の基礎式

Fig. 3 の被圧滞水層において, $C=0$, $S_s = \frac{\theta}{n} (\alpha' + n\beta')$ 及び $\phi = \rho + z$ とおくと, (3)式は(8)式となる。

$$S_s \frac{\partial \phi}{\partial t} = \frac{\partial}{\partial x} \left(K \frac{\partial \phi}{\partial x} \right) + \frac{\partial}{\partial y} \left(K \frac{\partial \phi}{\partial y} \right) + \frac{\partial}{\partial z} \left(K \frac{\partial \phi}{\partial z} \right) \dots \dots \dots (8)$$

ここで z 方向の流速成分を無視して, (8)式を被圧滞水層について積分すると, Jacob の式と呼ばれる(9)式を得る。

$$S \frac{\partial H}{\partial t} = T \left(\frac{\partial^2 H}{\partial x^2} + \frac{\partial^2 H}{\partial y^2} \right) + \varepsilon \dots \dots \dots (9)$$

ここで $S = S_s B$: 貯留係数, $T = KB$: 透水量係数, S_s : 比貯留係数, B : 被圧滞水層厚。

このように, 不圧・被圧地下水の基礎式は, それぞれ不飽和土壌水流動の基礎式から誘導される。このことより, 地表面下に存在するすべての水を地下水として不飽和・飽和, 不圧・被圧の区別なく(3)式を用いて統一的に扱えることが理解できる。しかし, 実流域を対象とした場合, (3)式による解析は計算の煩雑さ及びモデル定数の決定に問題があるため必ずしも実用的でなく, 現段階では特殊な問題に限って有効であると言わざるを得ない。そこで, 解析目的や計算手段に適合した実用的経済的な地下水数理モデルが必要となってくる。

5. 地下水数理モデルの発展

1960年以前の地下水研究は地下水現象を定性的に扱ったものが多く, 定量的には浸透流理論や井戸理論を用いて局所的に解析する程度であった。しかし, 揚水量の増加や河川改修, 都市開発など地下水への人為的影響が強まるにつれ, 局所的議論からしだいに平面的・三次的な広がりをもつ地下水へとその扱え方が変化した。

ここでは, 定常一次元モデルから水平二次元モデルまでの地下水数理モデルの発展過程を概観する。

5.1 定常流モデル

1960年代に入るとすぐ, 琵琶湖総合開発に伴う諸問題が提起されたのを契機として, 琵琶湖周辺部で地質・土質及び水環境とくに地下水について各種調査が実施された。それらと平行して, 松尾・河野²¹⁾は準深の概念を導入した一次元定常流の解析法を示すとともに, 琵琶湖水位変動と周辺地下水との関係を予測した。なお準深とは, 透水層厚, 透水係数などの地下水流動に及ぼす諸要素を包含する等価水深である。この解析は, はじめて電子計算機を用いて行われており, その後の地下水研究に大きな影響を与えることになる。

1964年に大橋²²⁾は不圧地下水の水平二次元定常流を S. O. R. 法を用いて解析し, 甲府盆地の地下水と周辺部河川水位との関係及び河川改修の地下水への影響を明らかにした。また, 大型計算機の利用が容易になると, 鉛直二次元もしくは三次元解析が行われるようになり, Dupuit-Forchheimer の仮定が成立しない場合の地下水流動について検討が加えられた²³⁾。この問題に関連した解析研究としては Toth²⁴⁾の研究が著名である。しかし, 地下水は常に自然的・人為的影響を受けて時間的に変化しており, 定常解析による再現には自ら限界があった。したがって定常モデルの開発・改良にはあまり力が注がれず, 非定常流モデルへと移行する。

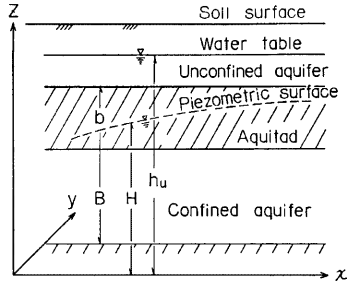


Fig. 3 Schematic diagram of a leaky aquifer.

5.2 非定常流モデル

我国における広域地下水の非定常流モデルによる解析は、定常流モデルの場合と同様に琵琶湖周辺部の地下水を対象として開始されたといえる。すなわち、松尾・河野²⁵⁾は、準深の概念を導入し準不透面の位置を求めたのち(6)式を(10)式の形で表し、不圧地下水の一次元非定常解析を行った。

$$\frac{\lambda}{K} \frac{\partial H}{\partial t} = H_0(x) \frac{\partial^2 H}{\partial x^2} + \frac{\partial H_0(x)}{\partial x} \frac{\partial H}{\partial x} \dots\dots\dots(10)$$

ここで H_0 : 準深, H : 地下水位。

また稲田・赤井・宇野²⁶⁾は、琵琶湖周辺部でボーリング資料を収集・整理し、滞水層分布を明確にしたのち、地盤条件を実際に近づけて解析を行った。ここでは不圧・被圧地下水流動の基礎式をそれぞれ(11)、(12)式のように展開し、一次元的に解析が行われた。

$$\begin{aligned} \frac{\partial H(x, t)}{\partial t} = & K'(x) \{H(x, t) - g(x)\} \frac{\partial^2 H(x, t)}{\partial x^2} + K'(x) \frac{\partial H(x, t)}{\partial x} \left\{ \frac{\partial H(x, t)}{\partial x} - \frac{\partial g(x)}{\partial x} \right\} \\ & + \frac{\partial K'(x)}{\partial x} \{H(x, t) - g(x)\} \frac{\partial H(x, t)}{\partial x} \dots\dots\dots(11) \end{aligned}$$

ここに $K'(x) = \frac{K(x)}{\lambda}$, $g(x)$: 不透層の規準面よりの高さ。

$$\begin{aligned} \frac{\partial H(x, t)}{\partial t} = & K''(x) \frac{\partial^2 H(x, t)}{\partial x^2} + \frac{K''(x)}{f(x) - g(x)} \left\{ \frac{\partial f(x)}{\partial x} - \frac{\partial g(x)}{\partial x} \right\} \frac{\partial H(x, t)}{\partial x} \\ & + \frac{\partial K''(x)}{\partial x} \frac{\partial H(x, t)}{\partial x} \dots\dots\dots(12) \end{aligned}$$

ここに $K''(x) = \frac{K(x)}{\beta}$, β : 滞水層の圧縮率, f : 上部不透層の標高,

これらの研究は先の準深を用いた一次元定常流解析とともに、初期の電子計算を用いて行われており、広域地下水解析の先駆的な役割をはたしたといえる。

その後、1965年より IHD 計画が開始され、その事業の一環として、琵琶湖北東部の姉川～高時川に田川調査流域が設定され、主として広域地下水の挙動と収支を定量的に表示する数理モデルが検討された。

そのうち1969年に提示された数理モデル²⁷⁾は、河川水位・揚水量・湧水挙動及び水田・ため池などのたん水域よりの地下水供給量を考慮して、(7)、(9)式を差分法を用いて平面的に解析するものであった。山地部と非たん水域よりの水供給量が考慮されておらず、山地部との境界付近では再現性に問題があったが、大局的にはこの地域の地下水現象をうまく再現した。その後、各種水文観測・調査が継続され、またモデルの局所的改良が加えられたが、1979年には、それまでの成果を集大成して、初期の数理モデルの全面的な改訂が行われた²⁸⁾。すなわち、丘陵地からの地下水涵養量をタンクモデルを用いて推定する方法及び非たん水域からの鉛直涵養量を不飽和浸透流理論に基づくモデルを用いて表す方法が検討され、数理モデルへ導入された。加えて数値解析法にはガラーキン法に基づく有限要素法が採用され、地形、境界形状等の近似がいろいろ正確になった。なお計算結果はこの地域の地下水挙動を良好な状態で再現しており、ここで水収支を考慮している地下水平面モデルが一応提示されたといえる。

6. 地盤沈下地域の地下水モデル

1960年代の後半より地盤沈下が全国的に広がり社会問題を引き起こしたが、その対策のため地質・地下水調査及び地下水解析が国内外で積極的に行われた。これらの解析では多くの数理モデルが検討された^{29),30)}が、準三次元モデル、三次元モデルが有用なモデルとして注目される。

6.1 準三次元モデル

準三次元モデルは、Hantush³¹⁾ や Neuman と Witherspoon³²⁾ などの基礎研究のもとに Bredehoeft と

Pinder³³⁾ が提案したモデルである。このモデルでは透水係数の大きな滞水層では水平方向の流れのみが生じ、その上下の難透水層では鉛直方向の流れのみが生ずると考え、両者を組合せて本来の三次元流動を近似的に表している。なお水平方向の地下水流動には(9)式、鉛直流動には次式が適用される³⁴⁾。

$$\left\{ \frac{\partial}{\partial z} \left[k' (x, y, z) \frac{\partial h'}{\partial z} \right] - S' \frac{\partial h'}{\partial t} \right\} = 0 \dots\dots\dots(13)$$

ここに、 h' : 難透水層中の地下水頭、 k' 、 S' : それぞれ難透水層の透水係数と比貯留係数。

いま、難透水層の貯留係数を無視し、 $z=B$ で $h'=H$ 、 $z=B+b$ で $h'=h_u$ とすれば、(13)式より(14)式が得られる。

$$q = k' \frac{\partial h'}{\partial z} \Big|_B = k' \frac{\partial h'}{\partial z} \Big|_{B+b} = \frac{k'}{b} (h_u - H) \dots\dots\dots(14)$$

ここで、 h_u : 上部滞水層の地下水水位、 b : 難透水層厚。

実流域への適用に際しては、難透水層の鉛直流動を(14)式すなわち q 水量を用いて表し、滞水層の地下水流動を二次的に解析する場合が多い。なお、難透水層の貯留効果が無視できない場合には、(9)式と(13)式を同時に解析する必要がある³⁵⁾。

準三次元モデルは我国では七尾湾周辺の地盤沈下地域の地下水解析にはじめて用いられた³⁶⁾。

6.2 三次元モデル

三次元モデルは基礎式に(8)式を用い、地下水流動を三次元的に解析しようとするものであり、濃尾平野の地下水を対象として、植下・佐藤³⁷⁾によって開発された。なお、この三次元モデルでは境界条件に(15)~(17)式が用いられている。

- (i) 地下水水位が一定に保たれている境界 : $\phi = \text{const.} \dots\dots\dots(15)$
- (ii) 外周と地下水流がしゃ断状態にある境界 : $q = 0 \dots\dots\dots(16)$
- (iii) 外部との水位差により流入量が決まる境界 : $q = \alpha(\phi - h_0) \dots\dots\dots(17)$

ここで、 q : 境界面上の単位面積を通過する流量、 h_0 : 一定と仮定できる領域外の水頭、 $\alpha = K/L$: 漏水係数。

植下・佐藤はこのモデルを用いて濃尾平野の面積1164km²、深さ 400m の領域について解析するとともに、適正揚水量を検討するなど多くの興味ある結果を示した。

また Freeze らは^{38,39)}、三次元系を円筒座標を用いて鉛直二次元断面に変換したのち、ベニスの地下水を解析した。

以上のように、地盤沈下地域の地下水を対象として、ここ10年間に地下水数値モデルは高度に発展した。しかし、これらの数値モデルで共通していることは、地下水を水循環の一過程として捉えることを忘れてきていることである。すなわち、今後の課題として、外部からの地下水流入・出機構及び地表面からの涵養機構などを水文学的に解明するとともに、水循環と水収支を表す単純な数値モデルの提示が必要である。

これらの反省に基づき、大阪南部の地盤沈下帯では地下水収支の解明が試みられた。

6.3 地下水収支モデル

大阪南部の泉州地域 (Fig. 4) では、1960年代に入ると揚水量が急増し (Fig. 5)、それに伴って泉大津市、岸和田市を中心に地盤沈下が発生した。この地域の地盤沈下問題に対処するため、調査研究委員会が設置され、広い分野にわたって調査研究が行われた⁴⁰⁾。以下にそこでの検討結果の一部を述べる。なお泉州地域の累積沈下量は泉大津市で 51cm、岸和田市で 34cm に達し、20cm を越える地域は 18km² に及ぶといわれている⁴¹⁾。Fig. 6 に1977年の地盤沈下分布を例示する。

泉州地域は雨が少い(年平均雨量1100mm)うえ、河川規模が小さく、水資源とくに地表水に恵まれない地

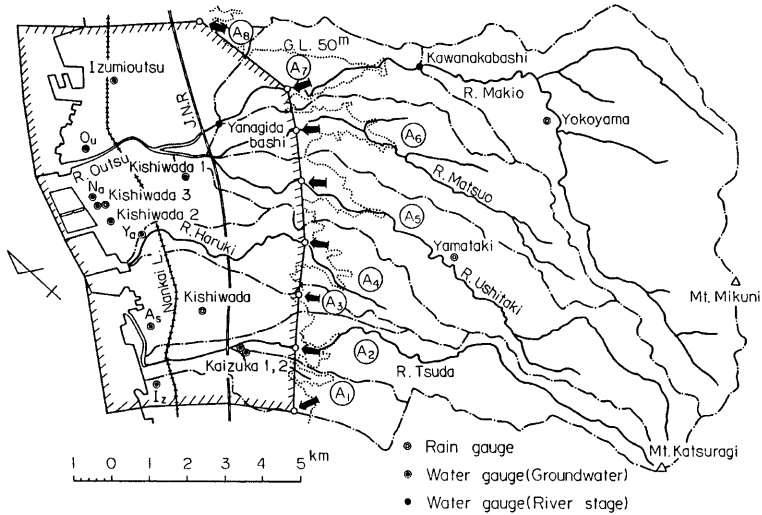


Fig. 4 Map of the Senshu-district and location of the study area.

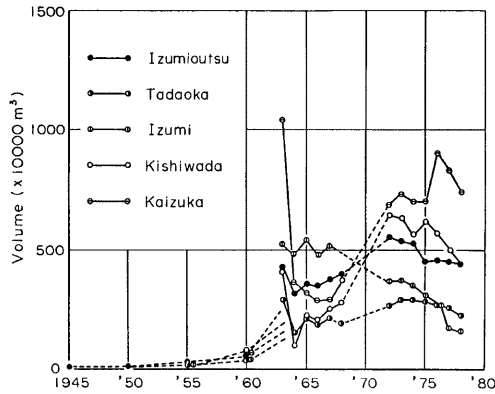


Fig. 5 Changes of annual groundwater withdrawals.

域である。このようなところでは水文環境を十分考慮して地下水解析を行う必要がある。そこで、まず対象領域内外の深層・浅層地下水位、雨量、河川水位・流量、蒸発量などの水文観測資料が積極的に収集・整理された。次にこれらの水文資料を有効に使用して背後地と地表面よりの地下水涵養量が推定されるとともに、準三次元モデルを用いて地下水解析が行われ、この地域の地下水の全容とその収支が明らかにされた。

(1) 背後地よりの地下水涵養量の推定

解析領域を Fig. 4 の斜線を施した枠内(59km²)とすると、境界条件として背後地よりの涵養量を知る必要がある。ここではタンクモデルによる流出解析と多角形多層モデル⁴²⁾による地下水解析を組合せた次の試

算により求められた。

- (i) タンクモデルを用いて河川流量を再現する。
- (ii) 最下段タンクの底面孔よりの流出量を用いて背後地よりの涵養量を求める。
- (iii) 多角形多層モデルに上述の背後地よりの涵養量を考慮して、地下水解析を行う。
- (iv) 計算結果が河川流量と地下水位の観測値をうまく表すまで、(i)~(iii)の計算を繰返す。

Fig. 7 に地下水解析で用いられた多角形多層モデルの分割図と地層モデル⁴³⁾を、Fig. 8 に旗尾川について最終的に得られたタンクモデルを示す。また Fig. 9 にこのようにして得られた背後地よりの涵養量を例示する。

(2) 地表面よりの地下水涵養量の推定

地表面よりの鉛直涵養量は、水田やため池などのたん水域と畑や裸地などの非たん水域に分けて求められた。

a. たん水域よりの涵養量

たん水域よりの涵養量は、準三次元モデルにおける漏水量と同じく(4)式で求められた。ここで(4)式の h_w は水田もしくはため池などの水位となる。

b. 非たん水域よりの涵養量

非たん水域については、雨水浸透を不飽和浸透流理論を用いて解析し、その結果より涵養量を表すことができる。しかし、(2)式又は(3)式の解析は煩雑であるうえ、解析に必要な諸係数が簡単に得られないなど、現

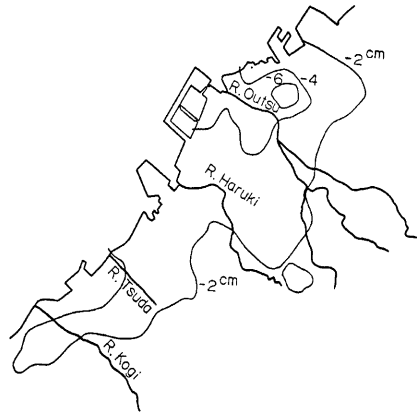


Fig. 6 Contours of equal subsidence, 1977.

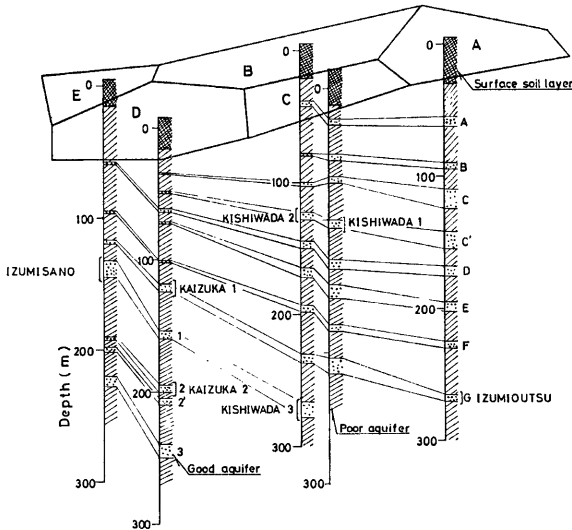


Fig. 7 Hydrogeological profile.

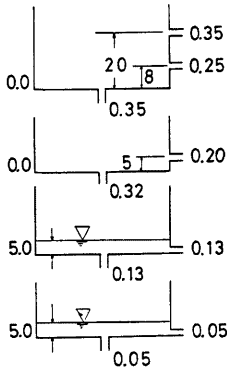


Fig. 8 The series tank model in the River Makio basin.

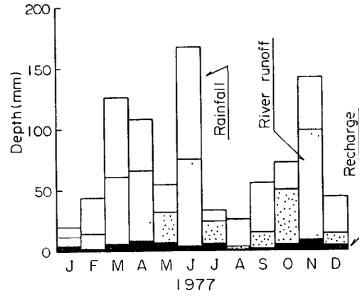


Fig. 9 Monthly river runoff and recharge from the mountain area.

地へ適用する場合残された問題は少くない。したがってここでは丘陵地の雨水流出モデルに関して検討されてきた不飽和浸透流の単純化モデル⁴⁾が用いられた。

このモデルは、まず地表面下の不飽和帯を浅層部と深層部に分け、浅層部の土壌水分量を考慮して、地表面に到達した雨水を表面流出成分と浸透成分に分離する。次に土壌水分量と流量との関係式及び連続式を用いて浸透成分を浅層部より深層部及び地下水帯へ流下させ、最後に地下水涵養量を求めようとするものである。

Fig. 10 にこのようにして求められた非たん水域よりの涵養量を示す。ここで得られた涵養量は、Fig. 4 の N. 地点における浅層地下水変動と対比され、その妥当性が確認された。

(3) 準三次元モデルによる地下水解析

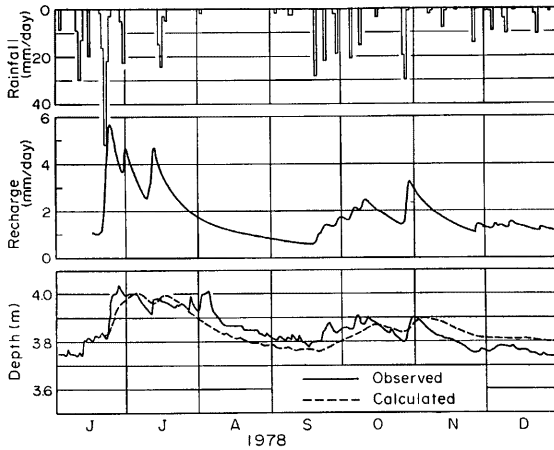


Fig. 10 Hydrographs of the recharge from soil surface and the observed and calculated groundwater levels.

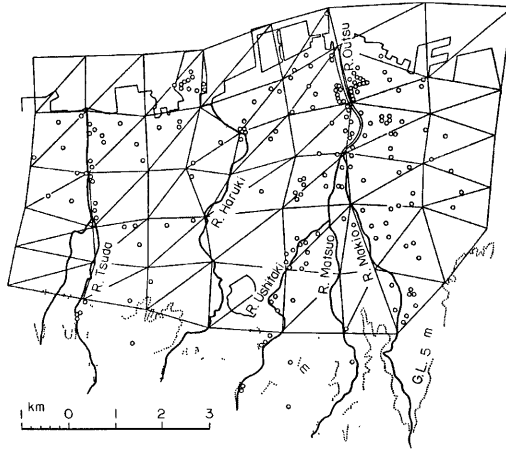


Fig. 11 Finite element grid and location of pumping stations.

以上のようにして得られた背後地及び地表面よりの涵養量及び河川水位・揚水量などを考慮し、準三次元モデルを適用して地下水解析が行われた。なお滞水層については Fig.7 に示されている A~I の9層と表層部の2砂層の計11層が対象とされた。Fig.11 にこの解析で用いられた要素分割と揚水利用事業所の位置を示す。

Fig.12 に計算結果より得られた1977年9月1日の滞水層 G の地下水位分布、Fig.13 に1977年の水収支を示す。

Fig.12 の地下水位分布と Fig.6 の地盤沈下分布を対比すると、地下水が低下している部分で地盤沈下が大きくなっているなど、両者はうまく対応している。また Fig.13 より第2~11滞水層の水収支を見ると、揚水量は 1162.5万 m^3 であったが背後地より 567万 m^3 、第1滞水層より 755万 m^3 の涵養量があり、159.5万 m^3 貯留されたことになる。この値は各滞水層の地下水位を約1.4m 上昇させるものであるが、当年の地

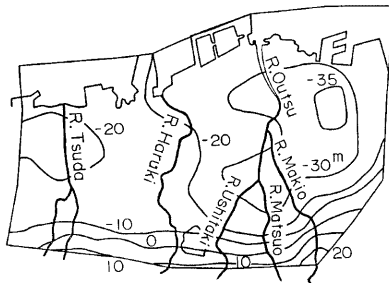


Fig. 12 Contours of equal groundwater level in aquifer G on September 1, 1981.

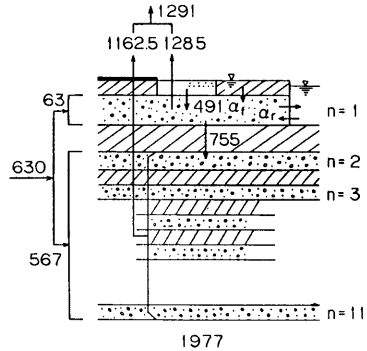


Fig. 13 The annual water balance, 1977.

下水位が上昇傾向にあったことを考慮すると、計算結果は本地域の水収支をうまく表しているといえる。

以上のように、計算結果は対象領域中の地下水流動と地下水収支をうまく表しており、ここで提示した一連のモデル化の試みは一応成功したといえよう。

7. あとがき

近年地下水は水資源としてますます重要になっており地下水に関する研究は各方面にわたって行われている。そのうち本文では地下水流動に関する数値モデルを中心に最近の研究動向の一端をまとめてみた。

とくに、従来の地下水解析では飽和帯の土中水流動のみが対象にされていたが、不飽和帯のいわゆる土壤水を含めて地下水解析が行われる傾向にあることを強調した。加えて、地下水流動を水循環の一過程として把握、水収支を考慮して解析する必要があることを指摘し、背後地と地表面よりの涵養量を考慮する数値モデルについて議論した。

地下水の研究については、さらに攻究されるべき問題が多く残されており、今後さらに多くの研究努力を続けねばならないと考えている。

参 考 文 献

- 1) 国土庁水資源局：水資源便覧，1978，pp. 27-36.
- 2) 和達清夫：地盤沈下と地下水（大阪の地盤沈下につつまる当時の研究），土と基礎，Vol. 8，No. 8，1970，pp. 51-53.
- 3) 西村安裕：全国の地盤沈下状況まとめ，土と基礎，Vol. 30，No. 3，1982，p. 10.
- 4) 原 雄・吉野邦雄・安達栄一：講座・建設工事と地下水，4 地盤条件と地下水障害，土と基礎，Vol. 25，No. 12，1977，pp. 75-82.
- 5) 例えば，Todd, D. K.：Groundwater Hydrology, second edition, John Wiley & Sons, 1980, p. 356.
- 6) Richards, L. A.：Capillary conduction of liquids through porous mediums, Physics, 1, 1931, pp. 318-333.
- 7) Klute, A.：A numerical method for solving the flow equation for water in unsaturated materials, Soil Science, Vol. 73, 1952, pp. 105-116.
- 8) Philip, J. R.：The theory of infiltration. 1. The infiltration equation and its solution, Soil Sci., Vol. 83, 1957, pp. 345-357.
- 9) Philip, J. R.：The theory of infiltration. 2. The profile at infinity, Soil Sci., Vol. 83, 1957, pp. 435-448.
- 10) Gardner, W. R.：Calculation of capillary conductivity from pressure plate outflow data, Proc. of Soil Sci. Soc. of Amer., Vol. 20, 1956, pp. 317-320.
- 11) Bruce, R. R. and A. Klute：The measurement of soil moisture diffusivity, Proc. of Soil Sci. Soc. of Amer., Vol. 20, 1956, pp. 458-462.
- 12) Bruce, R. R. and A. Klute：Measurements of soil moisture diffusivity from tension plate outflow data, Proc. of Soil Sci. Soc. of Amer., Vol. 27, 1963, pp. 18-21.
- 13) 例えば，Hanks, R. J. and S. A. Bowers：Numerical solution of the moisture flow equation for infiltration into layered soil, Proc. of Soil Sci. Soc. of Amer., Vol. 26, 1962, pp. 530-534.
- 14) Rubin, J.：Theoretical analysis of two-dimensional, transient flow of water in partly unsaturated soils, Proc. of Soil Sci. Soc. of Amer., Vol. 32, 1968, pp. 607-615.
- 15) Freeze R.A.：Three-dimensional, transient, saturated-unsaturated flow in a groundwater basin, Water. Resour. Res., Vol. 7, No. 2, 1971, pp. 347-366.

- 16) Neuman, S. P.: Saturated-unsaturated seepage by finite elements, Proc., A. S. C. E., Vol. 99, HY-12, 1973, pp. 2233-2250.
- 17) Frind, E. O. and M. J. Verge: Three-dimensional modeling of groundwater flow systems, Water Resour. Res., Vol. 14, No. 5, 1978, pp. 844-856.
- 18) 例えば, Todd, D. K.: Groundwater hydrology, first edition, John Wiley & Sons, 1959, p. 79.
- 19) 例えば, Luthin, J. N.: Drainage Engineering, Robert E. Krieger Publishing Company, 1973, p. 224.
- 20) 例えば, Jacob, C. E.: Flow of ground water, in H. Rouse(ed.), Engineering Hydraulics, Chap. 5, John Wiley & Sons, 1950.
- 21) 松尾新一郎・河野伊一郎: 湖水面などの変化に起因する自由地下水の水位変動の解析に関する研究, 土木学会論文集, 第139号, 1967, pp. 24-30.
- 22) 大橋行三: 甲府盆地地下水の水面解析について, 明渠排水の水理について(2), 京都大学防災研究所年報, 第9号, 1966, pp. 615-630.
- 23) 岡 太郎: 自由水面を有する浸透流の三次元解析法の適用例とその考察, ——河川構造物の浸透問題(4)——, 京都大学防災研究所年報, 第14号 B, 1971, pp. 179-187.
- 24) Tóth, J.: A theoretical analysis of groundwater flow in small drainage basin, Jour. Geophys. Res., Vol. 68, 1963, pp. 4795-4812.
- 25) 松尾新一郎・河野伊一郎: 地下水変動の非定常解析についての考察, 土質工学会研究発表会論文集, No. 1, 1966, pp. 23-27.
- 26) 稲田 裕・赤井浩一・宇野尚雄: 琵琶湖周辺の地質・地下水調査, 土木学会誌, Vol. 52, No. 4, 1967, pp. 24-30.
- 27) 岡 太郎・角屋 睦: 扇状地地下水の平面的挙動——田川流域の地下水に関する研究(3)——京都大学防災研究所年報, 第13号 B, 1970, pp. 161-169.
- 28) 岡 太郎: FEM による扇状地地下水の平面解析——田川流域の地下水に関する研究(4)——, 京都大学防災研究所年報, 第22号 B-2, 1979, pp. 257-270.
- 29) 環境庁水質保全企画課: 地盤沈下予測手法調査報告書, 1978.
- 30) 水収支研究グループ: 地下水盆の管理 [理論と実務], 東海大学出版会, 1976.
- 31) Hantush, M.S.: Analysis of data from pumping tests in leaky aquifers, Trans. Amer. Geophysical Union, Vol. 37, No. 6, 1956, pp. 702-714.
- 32) Neuman, S. P. and P. A. Witherspoon: Theory of flow in a confined two aquifer system, Water Resour. Res., Vol. 5, No. 4, 1969, pp. 803-816.
- 33) Bredehoeft, J. D. and G. F. Pinder: Digital analysis of areal flow in multiaquifer groundwater systems—A quasi three-dimensional model—, Water Resour. Res., Vol. 6, No. 3, 1970, pp. 883-888.
- 34) Chorley, D. W. and E. O. Frind: An iterative quasi-three-dimensional finite element model for heterogeneous multiaquifer system, Water Resour. Res., Vol. 14, No. 5, 1978, pp. 943-952.
- 35) 例えば, Fujinawa, K.: Finite-element analysis of groundwater flow in multiaquifer systems, I. The behavior of hydrological properties in an aquitard while being pumped, Jour. of Hydrology, Vol. 33, 1977, pp. 59-72.
- 36) 柴崎達雄・鎌田 烈・村上雅博・原田和彦: 石川県七尾湾周辺の地盤沈下シミュレーション, 七尾湾周辺地盤沈下対策協議会, 1972.
- 37) 植下 協, 佐藤 健: 濃尾平野の適正揚水量に関する研究, 土木学会論文報告集, No. 287, 1979, pp. 137-146.

- 38) Gambolati, G. and R. A. Freeze: Mathematical simulation of the subsidence of Venice, 1. Theory, Water Resour. Res. Vol. 9, No. 3, 1973, pp. 721-733.
- 39) Gambolati, G., P. Gatto and R. A. Freeze: Mathematical simulation of subsidence of Venice 2. Results, Water Resour. Res. Vol. 10, No. 3, 1974, pp. 563-577.
- 40) 村山朗郎編：泉州地域の洪積層における地盤沈下に関する調査研究，土質工学会関西支部，1981.
- 41) 例えば，大阪府生活環境部公害水質課編，昭和54年地盤沈下・地下水位観測年報，1979，pp. 54-78.
- 42) 例えば，Tyson, H. N. and E. W. Weber: Groundwater management for the nation's future, Computer simulation of ground-water basin, Proc. A. S. C. E., Vol. 90, HY-4, 1964, pp. 59-77.
- 43) 中川要之介：泉州地域の地下地質の解析，泉州地域の地盤沈下に関する調査報告書，土質工学会関西支部，1978，pp. 4-35.
- 44) 岡 太郎・角屋 睦：丘陵地斜面域における雨水の浸入・流出過程（2），京都大学防災研究所年報，第16号 B-2, 1976, pp. 153-165.

THE TREND OF THE RESEARCH ON NUMERICAL GROUNDWATER FLOW MODELS

By *Taro OKA*

Synopsis

Numerical modeling of groundwater flow is a relatively new field which was not extensively pursued until the mid-1960's. Since that time, significant progress has been made in the development and application of numerical groundwater flow models.

In this paper, the recent investigations on numerical groundwater flow models are outlined.