海岸地下水における淡塩水境界面

モデルと分散モデル*

柿沼忠男**・岸 洋介**・井内国光**

Fresh Water-Salt Water Interface Model and Hydrodynamic Dispersion Model in Coastal Aquifers

Tadao KAKINUMA**, Yosuke KISHI** and Kunimitsu INOUCHI**

The problem of the seawater intrusion into confined coastal aquifers is analysed with the use of two different models; a fresh water-salt water interface model and a hydrodynamic dispersion model. First, the outline is given of the fresh water-salt water interface model, describing the unsteady motion of the groundwater level and the interface through approximate equations, and of the three-dimensional hydrodynamic dispersion model, including the effect of pumping of groundwater. These models are then applied to the confined groundwater in the estuaries of the Naka and Kiki Rivers in Japan and phenomena of the seawater intrusion in both estuaries are simulated rather well by these two models. Finally, the two-dimensional model computations are presented in the vertical cross section of aquifer on the salt concentration distribution and velocity profile based on the dispersion model with both constant and velocity-dependent dispersion coefficients.

I 緒 言

近年、わが国の臨海地域においては都市開発や産業の急速な発展に伴って淡水の需要が増大し、地表水と共に地下水が大量に使用されるようになった。その結果、地下水位の低下と共に帯水層内に海水が侵入する地下水の塩水化現象が発生し、水質を悪化させ地下水の利用に重大な支障をきたす例がし

ばしば見られるようになった(村下、1982)。そうした地域において地下水の適正揚水量の評価や合理的な利用方法の検討を行なうためには、この現象の解析と将来予測を行なうことができる水理学的なモデルの開発が必要となってくる。

地下水塩水化現象を解析してゆく代表的なモデルとして、淡塩水境界面モデルと分散モデルが挙げられる。前者は淡水と塩水の混合を無視するというか

* 本論文は昭和60年度文部省科学研究費自然災害特別研究(1)課題番号6002037(研究代表者柿沼忠男)の補助を受けた。

** 愛媛大学工学部 Faculty of Engineering, Ehime University

なり理想化したモデルであるが、その解析手法が簡単であり、任意の平面形状を有する被圧帯水層内の非定常淡塩水境界面を容易に算出できる近似的な方法が開発されて現地の塩水化現象の解析に用いられている(柿沼ほか, 1984a, b; Inouchi *et al.*, 1985)。後者は淡水と塩水の混合を考慮したより現実的なモデルであり、海岸近くの地下水の流れや水質の場所的あるいは時間的な変動を詳細に把握してゆこうとする場合にはこのモデルはきわめて有用であると思われる。しかしながら淡塩水境界面モデルに比べて解析手法がやや複雑であり、現地に適用された例はあまり多くないようである。柿沼ほか(1985)は分散モデルを現地に適用し、分散係数が場所的に一定の値をもつとした場合について分散係数の大きさを見積っている。しかし、分散係数が地下水の局所的な流速に依存している場合にはその結果がどのように異なるのかという問題や、さらにいろいろな規模を有する帯水層において分散係数や地下水流入量の大きさが塩水化現象をどのように規定しているのかといった問題についても検討をすすめてゆく必要があるであろう。

本研究では、淡塩水境界面モデルと分散モデルについてその定式化とモデル解析例および現地に適用した結果の概略を述べ、特に分散モデルにおいては分散係数に種々の値を与えて両モデルの適用性と有効性について総括しようとする。

II 淡塩水境界面モデル

この節では、初めに淡塩水境界面モデルについて柿沼ほか(1984a)および Inouchi *et al.* (1985)によって導かれた近似方程式に基づく定式化を示し、次のこのモデルの適用例として、鉛直二次元における帯水層内の非定常淡塩水境界面の解析と徳島県那賀川河口および愛媛県喜木川河口の被圧地下水塩水化現象の解析(柿沼ほか, 1984b; Inouchi *et al.*, 1985)に

ついてその結果の概要を述べる。

1. 近似方程式および境界条件

解析領域として図-1(a)に示すような水平な底面上に一定の厚さ d を有する均質で等方的な被圧帯水層を考える。帯水層の透水係数を k 、間隙率を n 、貯留係数を S とする。地下水は断面 $CC'D'D$ から単位幅当り Q の流量で流入し、断面 $AA'B'B$ から海へ流出する。一方、海水は断面 $AA'B'B$ を通して帯水層内に侵入する。帯水層上面 $ABCD$ 、下面 $A'B'C'D'$ および側面 $AA'D'D$ 、 $BB'C'C$ は不透水壁とする。 x 軸と y 軸を水平方向に、 z 軸を帯水層底面を原点として鉛直上方にとる。

図-1 被圧帯水層；(a)帯水層の概略図、(b)断面図(淡塩水境界面モデル)、(c)断面図(分散モデル)。

Fig. 1 Confined aquifer; (a) schematic diagram, (b) cross-section (fresh water-salt water interface model) and (c) cross-section (hydrodynamic dispersion model).

1) 近似方程式

淡塩水境界面モデルにおいては淡水と塩水の混合を無視し、両者は淡塩水境界面で明瞭に分離されていると仮定する。地下水は通常ほぼ水平に流れるので、Dupuit 近似 (Bear, 1979) を用いることができる。その近似を採用することにすれば、三次元地下水流は実質的に二次元地下水流として取扱うことが可能になる。

図-1 (b) は図-1 (a) の GG'J'J 面に対応する鉛直断面図であり、 H は海面高、 ζ は淡塩水境界面の高さ、 η_1 は淡塩水境界面が存在する領域、すなわち塩水化域の水位、 η_2 は淡水のみが存在する領域、すなわち淡水域の水位、 Q_w は地下水揚水量である。 η_1 、 η_2 および ζ に関する基礎方程式に関し、淡水と塩水の粘性および圧縮率が等しいという近似を用いれば、次の2つの近似方程式が導かれる。すなわち

$$S^* \frac{\partial \eta^{eff}}{\partial t} = \left(-\frac{\partial^2}{\partial x^2} + \frac{\partial^2}{\partial y^2} \right) \eta^{eff} - Q_w^* \quad (1)$$

$$n^* \frac{\partial G}{\partial t} = \frac{\partial}{\partial x} \left[G \frac{\partial}{\partial x} \left\{ \eta^{eff} - \frac{(1-G)^2}{2} \right\} \right] + \frac{\partial}{\partial y} \left[G \frac{\partial}{\partial y} \left\{ \eta^{eff} - \frac{(1-G)^2}{2} \right\} \right] \quad (2)$$

である。ここに、 $S^* = S/kd$ 、 $Q_w^* = Q_w/\gamma kd^2$ 、 $n^* = n/\gamma kd$ 、淡水域では $\eta^{eff} = (\eta_2 - \bar{H} - d)/\gamma d - 1/2$ 、塩水化域では $\eta^{eff} = (\eta_1 - \bar{H} - d)/\gamma d + G^2/2 - 1/2$ 、 $G = \zeta/d$ 、 $\bar{H} = (\rho_s/\rho_f)(H - d)$ 、 $\gamma = (\rho_s - \rho_f)/\rho_f$ であり、 ρ_s と ρ_f は塩水と淡水の密度である。

η^{eff} に関する式 (1) は塩水化域と淡水域を合わせた全領域で成立つもので、揚水量 Q_w^* が存在するときの単一流体の水位を求める式と同形である。従って η^{eff} を“見かけの水位”と呼ぶことができるであろう。式 (1) の解 η^{eff} を式 (2) に代入すれば、この式は塩水化域における無次元塩水層厚 G を求める式になる。

η^{eff} と G の時間微分項にかかる係数 S^* と n^* の

比は $S^*/n^* = \gamma S/n \doteq S/40n$ となり、通常はかなり小さい値となる。従って η^{eff} の時間変動は G に比べてかなり速くなることがわかる。

2) 境界条件

図-1 (a) の平面領域 ABCD において、塩水化域と淡水域の境界は図-2 に示すような曲線 EF を形成するであろう。全領域 ABCD および塩水化域 ABFE の境界上における η^{eff} および G の境界条件を示せば図-2 のようになる。ここに $\partial/\partial n$ は境界での法線方向の微分を意味し、また $Q^* = Q/\gamma kd^2$ である。

図-2 見かけの水位 η^{eff} と無次元塩水層厚 G の境界条件 (淡塩水境界面モデル)。

Fig. 2 Boundary conditions for effective water level η^{eff} and non-dimensional thickness of salt water layer G (fresh water-salt water interface model).

こうした近似方程式に基づく解析方法の妥当性と有効性を検討するために、鉛直二次元淡塩水境界面の時間変動について差分法を用いて直接に基礎方程式から算出したもの (柿沼ほか, 1984a) と近似方程式から算出したものと比較を行なった。その結果、2つの方法で求めた解は非常によく一致し、また近似方程式を解くのに要する計算時間は直接に基礎方程式を解くのに要する計算時間の約40%であった。

2. 適用例

1) 鉛直二次元淡塩水境界面の解析

近似方程式に基づく淡塩水境界面モデルの第1の

解析例として、一次元、無揚水で上流部からの地下水流入量が時刻 $t = 0$ で Q_i から突然 Q_f に変動する場合を考える。このとき式 (1)、(2) から近似的な解析解を見出すことができ、 $t \geq 0$ における無次元塩水層厚は次のようになる (柿沼ほか, 1984a)。

$$G(x, t) = 1 - \left[\frac{2Q_f^* x}{1 + |(Q_f^* - Q_i^*)/Q_i^*| \exp(-Q_f^* t/n^* x)} \right]^{1/2} \quad (3)$$

ここに、 $Q_i^* = Q_i / \gamma k d^2$ 、 $Q_f^* = Q_f / \gamma k d^2$ である。

図-3 に Hele-Shaw モデルによる淡塩水境界面の時間変動について、式 (3) から計算したものと Sá da Costa & Wilson (1979) による有限要素法および Liu *et al.* (1981) による境界要素法を用いた計算結果との比較を示す。式 (3) の解析解は両数値解析結果とよく一致していることがわかる。

図-3 淡塩水境界面の時間変動に関する Sá da Costa & Wilson (1979) および Liu *et al.* (1981) による数値解と柿沼ほか (1984a) による解析解 (柿沼ほか (1984a) による)。

Fig. 3 Fresh water-salt water interfaces obtained by the numerical methods of Sá da Costa & Wilson (1979) and Liu *et al.* (1981) and the analytical method of Kakimura *et al.* (1984a) (after Kakimura *et al.*, 1984a).

第2の解析例として、上流部からの地下水流入量は一定で地下水揚水量が $t = 0$ で突然変動する場合を考える。帯水層モデルとして、長さ2,500m、幅1,000m、厚さ20mの直方体を考え、透水係数および貯留係数を $1.0 \text{ cm} \cdot \text{sec}^{-1}$ および0.01とする。地下

水流入量は $16,000 \text{ m}^3 \cdot \text{day}^{-1}$ であり、揚水は地下水流出口から上流1,500m および2,000m の2地点において $t < 0$ では $4,600 \text{ m}^3 \cdot \text{day}^{-1}$ および $5,400 \text{ m}^3 \cdot \text{day}^{-1}$ 、 $t \geq 0$ では $7,000 \text{ m}^3 \cdot \text{day}^{-1}$ および $8,500 \text{ m}^3 \cdot \text{day}^{-1}$ の量だけ行なわれたとする。こうした揚水量の変動に対応する近似方程式 (1) および (2) の一次元の解を得るために、差分法を用いた数値解析を行った。図-4は初期状態から10,000日間の淡塩水境界面の変動を示したものである。時刻 $t = 0 \text{ day}$ と $t = \infty \text{ day}$ の解は初期状態と最終状態における定常解を示す。揚水量の増大により淡塩水境界面が内陸部に向って侵入してゆき、1,100~1,200日後に淡塩水境界面の足の位置は流出口から1,500mにある揚水地点を通過する。それ以後の時刻における淡塩水境界面はこの揚水地点で折れ曲った形状となり、また境界面の足の移動速度はそれ以前の時刻のときに比べてかなり遅くなっていることがわかる。

図-4 淡塩水境界面の時間変動。

Fig. 4 Transient simulation of fresh water-salt water interface.

2) 那賀川河口における地下水塩水化現象の解析

この河口において1967年頃から海岸付近の地下水に塩水化現象が現われ始め、その後塩水化した領域は次第に内陸部へと拡大していった。河口平野部における地下水利用の大きな特徴は、被圧地下水が鮎や鰻の養殖のために大量に使用されてきたことである。図-5に那賀川河口における被圧帯水層の平面領

域と鮎および鰻養殖のための揚水井の位置を示す。以後の解析では、被圧帯水層の水理定数として $d=25\text{m}$ 、 $k=1.11\text{cm}\cdot\text{sec}^{-1}$ 、 $S=0.0484$ 、 $n=0.3$ とし、また $\rho_f=1.0\text{g}\cdot\text{cm}^{-3}$ 、 $\rho_s=1.025\text{g}\cdot\text{cm}^{-3}$ とする(防災研究協会、1975; 福尾ほか、1980)。

図-5 那賀川河口における帯水層平面図および揚水井の位置。(●)鮎養殖用、(○)鰻養殖用(福尾ほか(1980)による)。

Fig. 5 Plane shape of aquifer and location of pumping wells in the estuary of the Naka River. (●) for Ayu (*Plecoglossus altivelis*), (○) for Eel (after Fukuo *et al.*, 1980).

近似方程式に基づく淡塩水境界面モデルをこの河口の被圧地下水に適用し、地下水塩水化現象の時間変動を解析する。初期時刻 $t=0$ day を1971年8月に選び、初期状態は地下水総揚水量 Q_{WT} が $3.35 \cdot 10^5 \text{m}^3 \cdot \text{day}^{-1}$ 、上流部からの地下水流入量 Q_T が $3.65 \cdot 10^5 \text{m}^3 \cdot \text{day}^{-1}$ であるときの定常状態であるとする。そして Q_{WT} が直後に $\Delta Q_{WT} = 2.5 \cdot 10^4 \text{m}^3 \cdot \text{day}^{-1}$ だけ増加して $Q_{WT} = 3.60 \cdot 10^5 \text{m}^3 \cdot \text{day}^{-1}$ になった後の η^{eff} や G の時間変動を、近似方程式(1)および(2)を数値的に解いて求めた。数値解法としてガラーキン有限要素法を用い、平面領域を多数の三角形要素に分割して各節点上の η^{eff} や G の値を算出した。淡塩水境界面モデルにおいては、塩水化し

た領域の帯水層内部では下部に厚さ d の塩水層が、上部に厚さ d の淡水層が明瞭に分離して存在していることになる。ところが地下水中の塩素イオン濃度の観測値は地下水を揚水して測定したものであるが、その鉛直分布はわからない。そこで算出した塩水層と淡水層を鉛直方向に一樣に混合したときの平均濃度がこうした観測値と比較しうるものであると仮定することにする。

図-6は初期時刻の1971年8月および1,100日後の1974年8月における海岸部における塩素イオン濃度の地域的分布について、計算値(破線)と観測値(実線)を示したものである。なお、淡塩水境界面モデルにおける塩水と淡水の塩素イオン濃度は18,000ppm および20ppm であるとした。各等濃度線の観測値は全体として3年間に500m 程内陸側に侵入しているが、これは計算結果と割合よく一致している。

3) 喜木川河口における地下水塩水化現象の解析

1967年頃から海岸近くに塩水化現象が見られ始め、やがて海岸から500~700m 入った扇形の領域は高濃度の塩水汚染された地帯として永らく存在していた。ところが、1976年秋頃から井戸水中の塩素イオン濃度は急激に低下し、その後現在に至るまで塩水汚染した地帯はほとんど消失するという経緯をたどっている(岸ほか、1983)。図-7に被圧帯水層の平面形状と揚水井の位置を示す。地下水は、水道水、食品工場の用水、かんがいなどに使用されている。以後の解析で用いる被圧帯水層の水理定数は、 $d=20\text{m}$ 、 $k=0.0374\text{cm}\cdot\text{sec}^{-1}$ 、 $S=0.0137$ 、 $n=0.3$ であり、また $\rho_f=1.0\text{g}\cdot\text{cm}^{-3}$ 、 $\rho_s=1.025\text{g}\cdot\text{cm}^{-3}$ とする(Inouchi *et al.*, 1985)。

淡塩水境界面モデルを適用し、初期時刻 $t=0$ day を1974年2月、初期状態を $Q_{WT}=1.585 \cdot 10^4 \text{m}^3 \cdot \text{day}^{-1}$ および $Q_T=1.6 \cdot 10^4 \text{m}^3 \cdot \text{day}^{-1}$ のとき定常状態とし、直後に Q_{WT} が $\Delta Q_{WT} = -2.25 \cdot 10^3 \text{m}^3 \cdot \text{day}^{-1}$

(a)

(b)

図-6 塩素イオン等濃度線；(a)1971年8月、(b)1974年8月。(—)観測値、(---)計算値(淡塩水境界面モデル)(柿沼ほか(1984b)による)。

Fig. 6 Contours of the chloride ion concentration; (a) August 1971 and (b) August 1974. (—) observed, (---) computed (fresh water-salt water interface model) (after Kakinuma *et al.*, 1984b).

だけ変化して $Q_{WT}=1.330 \cdot 10^4 \text{ m}^3 \cdot \text{day}^{-1}$ となった後の淡塩水境界面の時間変動を算出した。図-8に初期時刻と300日後の200ppm 塩素イオン等濃度線について計算値(破線)および観測値(実線)を示す。観測値の等濃度線は海側に後退してゆくが、その速さは計算値とよく合っている。計算値の等濃度線は940日後の1976年9月に海岸線に到達するが、これは塩水汚染された地帯が消失した時にはほぼ合致している。

図-7 喜木川河口における有限要素分割および揚水井の位置(淡塩水境界面モデル)(Inouchi *et al.* (1985)による)。

Fig. 7 Finite-element grid for computation and location of pumping wells in the estuary of the Kiki River (fresh water-salt water interface model) (after Inouchi *et al.*, 1985).

Ⅲ 分散モデル

この節では、初めに分散モデルについて Segol & Pinder (1976)の方法を地下水揚水量が存在する場合に拡張した柿沼ほか(1985)の三次元定常分散モデルの定式化を示し、次にこのモデルを那賀川河口および喜木川河口の被圧地下水に適用して両河口における地下水塩水化現象を解析した結果(柿沼ほか、1985)の概略を述べるとともに淡塩水境界面モデルとの比較・検討を行ない、最後に分散係数が定数である場合および地下水の流速に依存する場合についてモデル解析を行ない分散係数や分散長の違いによる濃度や流速分布の比較を行なう。

1. 基礎方程式および境界条件

1) 基礎方程式

分散モデルでは淡水と塩水との混合を考慮し、帯水層内の流体を両者の混合流体であるとして取扱う。混合流体の密度は混合の程度に応じて ρ_f から ρ_s まで変化し、またこれに対応して塩の濃度 c は

図-8 200ppm塩素イオン等濃度線；(a)1974年2月、(b)1974年12月。(—)観測値、(---)計算値(淡塩水境界面モデル)(Inouchi *et al.* (1985)による)。

Fig. 8 Contours of 200 ppm of the chloride ion concentration; (a) February 1974 and (b) December 1974. (—) observed, (---) computed (fresh water-salt water interface model) (after Inouchi *et al.*, 1985).

0 から海水の濃度 c_s まで変化する。

図-1(c)に図-1(a)のGG'JJ'面に対応する鉛直断面図を示す。地下水はJJ'から流入し、流出口GG'では海水の密度と濃度をもって流出するものとする。地下水は帯水層内の単位体積当たり単位時間に Q'_w の量が揚水されるものとする。

三次元定常状態における基礎方程式は次のようになる。

(1) 地下水の流れに関する方程式

地下水の流れについてはダルシー則

$$\mathbf{q} = -\frac{k'}{\mu} (\nabla p + \rho g \nabla z) \quad (4)$$

を用いる。ここに

$$\mathbf{q} = \begin{bmatrix} q_x \\ q_y \\ q_z \end{bmatrix}, \quad \nabla = \begin{bmatrix} \partial/\partial x \\ \partial/\partial y \\ \partial/\partial z \end{bmatrix}$$

であり、 q_x 、 q_y 、 q_z は流速の x 、 y 、 z 成分、 k' は流体の特性に無関係な固有透過度 (intrinsic permeability)、 μ は粘性係数、 p は圧力、 g は重力加速度である。

(2) 地下水流に関する連続の式

揚水を考慮した場合の混合流体の質量保存則は次式で示される。

$$\nabla \cdot (\rho \mathbf{q}) - \rho Q'_w = 0 \quad (5)$$

(3) 移流分散方程式

移流分散方程式は Fick の式

$$c \mathbf{q}_s = c \mathbf{q} - \mathbf{D} \cdot \nabla c \quad (6)$$

を塩についての連続の式

$$\nabla \cdot (c \mathbf{q}_s) - c Q'_w = 0 \quad (7)$$

に代入した次式で示される。

$$\nabla \cdot (c \mathbf{q}) - \nabla \cdot (\mathbf{D} \cdot \nabla c) - c Q'_w = 0 \quad (8)$$

ここに、 q_D は塩の流速、 D は分散係数であり次の9つの成分を有するテンソルで表わされる。

$$D = \begin{bmatrix} D_{xx} & D_{xy} & D_{xz} \\ D_{yx} & D_{yy} & D_{yz} \\ D_{zx} & D_{zy} & D_{zz} \end{bmatrix} \quad (9)$$

(4) 密度と濃度の式

密度と濃度の間には次の実験式が近似的に成立する。

$$\rho = \rho_f + (1-E)c \quad (10)$$

ここに、 E は定数で海水程度の濃度では0.3である。

2) 境界条件

図-9に図-1(a)に示した各境界面上における境界条件を示す。ここに q_n と q_{sn} は境界面上における流体と塩の外向き方向の流速であり、 c_0 は境界CC'D'Dから流入する地下水の濃度である。

図-9 境界条件(分散モデル)。

Fig. 9 Boundary conditions (hydrodynamic dispersion model).

2. 適用例

1) 那賀川河口における地下水塩水化現象の解析

三次元定常分散モデルをこの河口の被圧地下水に適用し、その解析結果と1975年3月における地下水中の塩素イオン濃度の観測値の比較を行なってみ

る。分散係数が場所的に変わらない場合、すなわち定数分散係数の場合を考え、さらに簡単のため分散係数の非対角項を無視し、また水平方向の2つの分散係数 D_{xx} と D_{yy} は等しいものとする。基礎方程式(4)、(5)、(8)、(10)の数値解を得るためにガラキン有限要素法を用い、三次元被圧帯水層を20個の節点を有する多数の平行六面体要素で分割して各節点上の濃度や流速の値を求めた。 Q_{WT} や Q_T として、定常淡塩水境界面モデルにおいて見積った1975年3月当時の $3.60 \cdot 10^5 \text{ m}^3 \cdot \text{day}^{-1}$ および $3.65 \cdot 10^5 \text{ m}^3 \cdot \text{day}^{-1}$ を用いた。2つを分散係数 D_{xx} と D_{zz} のいろいろな値について計算を行ない、1975年3月の海岸付近における塩素イオン濃度の観測値と比較した。なお、各地点における塩素イオン濃度の計算値は、帯水層内で鉛直方向に一樣に混合したときの平均濃度であるとした。

図-10は $D_{xx}=D_{yy}=10D_{zz}=5\text{ cm}^2 \cdot \text{sec}^{-1}$ としたときの計算結果(点線)と観測結果(実線)を示したものである。計算結果と観測結果は割合よく一致している。 $D_{xx}=D_{yy}=D_{zz}=5\text{ cm}^2 \cdot \text{sec}^{-1}$ のときも同様に一致をみた。水平方向分散係数の値がこの値より大きいと等濃度線は内陸側に進み、小さいと海側に後退して観測結果と合わなくなる。こうしたことから、この河口における分散係数の大きさは $D_{xx}=D_{yy}=5\text{ cm}^2 \cdot \text{sec}^{-1}$ 、 $D_{zz}=5 \sim 0.5\text{ cm}^2 \cdot \text{sec}^{-1}$ であると結論できる。

地下水の主流方向に沿った鉛直断面において分散モデルにより算出した濃度分布をみると、等濃度線がほぼ鉛直に向いたいわゆる強混合型の濃度分布を示しており、淡塩水境界面モデルとは著しく異なる濃度の鉛直分布を有している。また、流速分布をみると、帯水層下部において海側から上流に向かう流れが約2.7km入った地点で上昇し反転して帯水層上部から海へ流出してゆくような流速分布を示し、帯水層出口付近にはいわゆる循環流が存在していることがわかった。

図-10 塩素イオン等濃度線; $D_{xx}=D_{yy}=10D_{zz}=5\text{cm}^2\cdot\text{sec}^{-1}$. (—) 観測値, (····) 計算値 (分散モデル) (柿沼ほか(1985)による).

Fig. 10 Contours of chloride ion concentration; $D_{xx}=D_{yy}=10D_{zz}=5\text{cm}^2\cdot\text{sec}^{-1}$. (—) observed, (····) computed (hydrodynamic dispersion model) (after Kakinuma *et al.*, 1985).

2) 喜木川河口における地下水塩水化現象の解析

三次元定常分散モデルによる解析結果と1974年2月の観測値と比較を行ってみる。簡単のため解析領域を海岸から1 km 入った地域に限ることにする。図-11に $D_{xx}=D_{yy}=D_{zz}=0.2\text{cm}^2\cdot\text{sec}^{-1}$ (実線) および $D_{xx}=D_{yy}=10D_{zz}=0.2\text{cm}^2\cdot\text{sec}^{-1}$ (点線) としたときの塩素イオン等濃度線の計算値を1974年2月の観測値とともに示す。計算値は観測値と割合うまく対応している。従ってこの河口における分散係数の大きさは $D_{xx}=D_{yy}=0.2\text{cm}^2\cdot\text{sec}^{-1}$ 、 $D_{zz}=0.2\sim 0.02\text{cm}^2\cdot\text{sec}^{-1}$ であると結論できる。那賀川河口の場合と同様に、計算して得た濃度分布は強混合型でありまた帯水層出口付近に循環流が存在する流速分布を得た。

以上、分散モデルを用いて2つの河口における地下水塩水化現象の解析を行ない、塩素イオン濃度の地域的分布について観測結果と比較的よい一致を得た。一方、II-2で述べたように淡塩水境界面モデルは、両河口の塩素イオン濃度の地域分布について

図-11 塩素イオン濃度の観測値と計算値の比較. (—) $D_{xx}=D_{yy}=D_{zz}=0.2\text{cm}^2\cdot\text{sec}^{-1}$, (····) $D_{xx}=D_{yy}=10D_{zz}=0.2\text{cm}^2\cdot\text{sec}^{-1}$ (分散モデル) (柿沼ほか(1985)による).

Fig. 11 Observed chloride ion concentrations and computed contours of chloride ion concentration. (—) $D_{xx}=D_{yy}=D_{zz}=0.2\text{cm}^2\cdot\text{sec}^{-1}$, (····) $D_{xx}=D_{yy}=10D_{zz}=0.2\text{cm}^2\cdot\text{sec}^{-1}$ (hydrodynamic dispersion model) (after Kakinuma *et al.*, 1985).

その時間変動も含めて同様に観測結果とよい一致をもたらした。このように、観測結果との比較を行なう限りでは、両モデルの優劣はつけ難い。ところで両モデルの解析手法を比較してみると、境界面モデルの方がはるかに簡単であり数値計算に要する記憶容量や計算時間もかなり少なくて済む。その理由は、境界面モデルの方が解くべき未知関数の数が少ないこと、さらに分散モデルが位置座標に関して三次元解析を必要とするのに対し境界面モデルは二次元解析を行なえばよいためである。こうしたことから、淡塩水境界面モデルは分散モデルに比べて非常に簡単であり地下水塩水化現象の概略を知る上でかなり有効なモデルであるといえる。

しかしながら、両河口において2つのモデルから算出した帯水層出口付近の濃度あるいは流速の鉛直分布について比較するとそれらは著しく異なっている。すなわち、淡塩水境界面モデルでは淡水と塩水が明瞭に分離した濃度分布を示した定常状態では塩水は静止しているのに対し、分散モデルでは強混合型の濃度分布を示した循環流が存在している。このような濃度と流速の鉛直構造を現地において知るためには、従来よりもっと精度のよい観測を行

なっていく必要がある。今後、そうした観測などによって濃度や流速分布についてさらに多くの情報を得ることができるようになるとすれば、それらを解析していくモデルは淡塩水境界面モデルよりもっと一般性を有する分散モデルの方が適しており、従って分散モデルの重要性が増してくるものと思われる。

分散モデルにおいては、塩水化現象の状況を支配する重要なパラメータとして分散係数がある。この解析で得られた両河口の分散係数は実験室において得られるものに比べてかなり大きな値である。そこで帯水層のスケールと分散係数の大きさとの間に成り立つ関係を見出すために、分散モデルの基礎方程式(4)、(5)、(8)、(10)に水理学的相似則(岩垣、1961)を適用してみる。その結果

$$D_{xx}/k \propto \ell \quad (11)$$

を得る。ここに ℓ は帯水層のスケールである。図-12は諸研究における主流方向の分散係数と透水係数との比 D_{xx}/k と帯水層厚 d との関係を示したものであり、Harleman & Rumer (1963)、Bruch (1970)、岩崎・江塚 (1981) および尾島 (1984) は実験室での値、Segol & Pinder (1976) は現地での値である。この図をみると D_{xx}/k は d の一乗に比例し式(11)を満足しているようである。言い換えれば、無次元量 D_{xx}/kd は帯水層のスケールの違いにかかわらずほぼ一定の値であり、図-12からその値はおよそ 10^{-3} であることがわかる。こうした関係は、いろいろなスケールにおける分散係数の概略値を知るうえで有効であると思われる。

両河口における地下水塩水化現象の解析および分散係数に関する以上の考察はいずれも定数分散係数に基づくものであったが、分散係数が地下水の局所的な流速に依存する場合についても同様な解析や考察をすすめていく必要がある。さらに上述した

図-12 分散係数—透水係数比と帯水層厚との関係(柿沼ほか(1985)による)。

Fig. 12 Relationship between ratio of dispersion coefficient to hydraulic conductivity and thickness of aquifer (after Kakinuma *et al.*, 1985).

D_{xx}/kd のような無次元量は塩水化現象を支配する重要なパラメータであることを示唆しているが、こうした無次元量に基づいて現象を整理し分類していくことは有益であろう。このように、淡塩水境界面モデルに比べて分散モデルには未解決の問題が多く残されており、理論・観測両面にわたる一層の展開が望まれるところである。

3. 分散係数の違いによる検討

——モデル解析——

ここでは分散モデルにおける分散係数が定数である場合および地下水の流速に依存する場合について鉛直二次元における長方形帯水層を設定してモデル解析を行なう。

二次元モデルにおいては、分散係数 D は

$$D = \begin{bmatrix} D_{xx} & D_{xz} \\ D_{zx} & D_{zz} \end{bmatrix} \quad (12)$$

のように4つの成分を有するテンソルで表わされる。分散係数が局所的な地下水の流速に依存する場合には、均質で等方的な帯水層では分散係数を流れ方向の分散長、すなわち縦分散長 a_L と流れに直角な方向の分散長、すなわち横分散長 a_T を用いて次のように表わすことができる (Scheidtger, 1961)

$$\begin{aligned} D_{xx} &= a_L q_x^2 / q + a_T q_z^2 / q \\ D_{zz} &= a_T q_x^2 / q + a_L q_z^2 / q \end{aligned} \quad (13)$$

$$D_{xz} = D_{zx} = (a_L - a_T) q_x q_z / q$$

ここに、 $q = \sqrt{q_x^2 + q_z^2}$ である。

いろいろなスケールを有する帯水層に共通した結論を導き出すためには、Ⅲ-1の基礎方程式を無次元方程式に書き直し、無次元パラメータを用いた解析を行うのが便利である。図-9に示した境界条件のもとで、帯水層内の濃度分布や流速分布を規定する主要なパラメータは無次元流入量 Q/kd および無次元分散係数 D/kd であることが予想される。定数分散係数を用いた解析では簡単のために D の非対角成分を無視し、無次元パラメータを無次元水平方向分散係数 D_{xx}/kd 、分散係数比 D_{xx}/D_{zz} および無次元流入量 Q/kd に選んだ。分散係数が速度に依存する場合には、これに対応して無次元縦分散長 a_L/d 、分散長比 a_L/a_T および無次元流入量 Q/kd をパラメータとした。

無次元量で表わした基礎方程式の数値解を得るためにガラーキン有限要素法を用い、解析領域を8つの節点を有する四角形要素で分割して各節点上の濃度や流速の値を算出した。また、こうして求めた濃度分布と比較するために同じ流入量に対応する淡塩水境界面モデルによる境界面の位置を求めてみる。非定常淡塩水境界面を表わす式(3)において、 $t=0$ とおけば定常状態での無次元塩水層厚を得る。すなわち

$$G = 1 - \sqrt{(2/\gamma)(Q/kd)(x/d)} \quad (14)$$

ただし、 $Q_i \equiv Q$ と置いた。

図-13に、定数分散係数の場合についてパラメータの値が $D_{xx}/D_{zz}=10$ で $D_{xx}/kd=5 \cdot 10^{-3}$ 、 $5 \cdot 10^{-4}$ および $Q/kd=1 \cdot 10^{-2}$ 、 $3 \cdot 10^{-3}$ のときの $c/c_s=0.1$ 、 0.3 、 0.5 、 0.7 、 0.9 の等濃度線を示す。同図には、対応する無次元流入量 Q/kd について式(14)から算出した淡塩水境界面を点線で示してある。無次元の水平方向分散係数 D_{xx}/kd が小さいほど各等濃度線は集中し、かつ全体として鉛直線から傾いた分布を示ようになる。言い換えれば、水平方向分散係数が大きいと濃度分布は強混合型になるのに対し、分散係数が小さくなるにつれて緩混合型に移行してゆくことがわかる。無次元流入量 Q/kd の減少に従って各等濃度線は全体的に内陸側に侵入しているが、これは流入量の減少に伴って淡塩水境界面が内陸側に延びてゆく傾向と同じである。等濃度線と淡塩水境界面の形状を比較してみると、境界面は帯水層上部では D_{xx}/kd が小さいときの緩混合型の等濃度線に割合よく似ていることがわかる。しかし帯水層下部では境界面は等濃度線より深く内陸側に侵入しており、いわゆる塩水楔の先端付近での濃度分布については両モデルはかなり異なる結果を与える。

図-14に図-13と同じパラメータの値のときの流速分布を示す。これらの流速分布の注目すべき点は、いずれも帯水層出口付近において循環流が存在していることである。 D_{xx}/kd が小さいほど循環流の規模は大きく、それにつれて帯水層出口上部における海側への流速は増大する。また Q/kd の減少に従って流速の大きさは全体的に減少しているが、それとともに循環流が存在している範囲が拡大して内陸深くまで及ぶようになる。

帯水層出口付近におけるこうした循環流は分散モデルから導かれる特有な現象であって、淡塩水境界面モデルの場合には海側から楔状に淡水の下に潜り込んだ塩水層は静止しており、その塩水層の上を淡水が流れて海へ流出してゆくことになる。淡塩水境

図-13 濃度分布(定数分散係数) ; $D_{xx}/D_{zz}=10$. (—) 等濃度線、(····) 淡水境界面。

Fig. 13 Concentration distributions in the case of the constant dispersion coefficient; $D_{xx}/D_{zz}=10$. (—) Contours by dispersion model. (····) fresh water-salt water interface.

図-14 流速分布(定数分散係数) ; $D_{xx}/D_{zz}=10$.

Fig. 14 Velocity distributions in the case of the constant dispersion coefficient; $D_{xx}/D_{zz}=10$.

界面モデルでは塩水と淡水はいつまでも混り合わないを考えるわけであるが、もしこうした塩水層から淡水層への拡散がいくらかでも存在すると仮定した場合には、両層の境界面を通して塩が淡水層に入り込み淡水の流れによって海へ流出する。こうして減少した塩の量を補償するために海側から帯水層の下部を通して塩の流入が起こり、全体として循環流が形成されるようになると思われる。また、こうした拡散の効果は塩水楔の先端の濃度を減少させ、さら

に流れの連続性から循環流は楔の先端まで到達するのが困難でその手前で反転し塩を楔の先端まで運べなくなる。図-13に示された塩水楔の先端付近での濃度分布が両モデルでかなり異なるのはこういった理由によるものと考えられる。

図-15に、速度依存分散係数の場合についてパラメータの値が $a_L/a_T=10$ で $a_L/d=5.0 \cdot 10^{-1}$ 、 $5.0 \cdot 10^{-2}$ および $Q/kd=1.0 \cdot 10^{-2}$ のときの濃度分布を示す。同図には、対応する無次元流入量について式(14)から算

出した淡塩水境界面を点線で示してある。 a_L/d の値が小さいときの緩混合型の濃度分布は、定数分散係数の場合(図-13)とは異なった特徴ある分布形態をしている。すなわち、各等濃度線がほぼ平行に並びかつ互いに集中して、淡水と塩水とをかなり明瞭に分離するような分布形態となっており、塩水楔の先端付近を除けば淡塩水境界面と良く似ているのが注目すべき点である。

図-16に $a_L/a_T=20$ で $a_L/d=1.7$ 、 $1.7 \cdot 10^{-1}$ および $Q/kd=3 \cdot 10^{-3}$ のときの流速分布を示す。 a_L/d の値が小さいときは、流速分布には流れが滑らかでなく場所的に波打ったり、あるいは局所的な渦が発生するといった定数分散係数の場合には見られなかった複雑な様相が現われている。

このように、速度依存分散係数の場合には定数分

散係数の場合とは異なるかなり特徴のある濃度分布や流速分布を示す。これは分散係数が式(13)に示すように局所的な流速に依存している場合には、移流分散方程式において流速分布が移流項のみならず分散項にも関係して濃度分布を与えることになり、逆にそうして決められた濃度分布は式(10)の密度分布を介して流速に影響を与えるといった具合に流速分布と濃度分布とが相互に強く影響し合うようになるためであろうと思われる。

IV 結 語

以上、著者らは海岸地下水の塩水化現象を解析してゆくための代表的なモデルである淡塩水境界面モデルと分散モデルを採り上げ、両モデルの解析方法

図-15 濃度分布(速度依存分散係数); $a_L/a_T=10$. (—) 等濃度線、(····) 淡塩水境界面.

Fig. 15 Concentration distributions in the case of the velocity-dependent dispersion coefficient; $a_L/a_T=10$. (—) Contours by dispersion model, (····) fresh water-salt water interface.

図-16 流速分布(速度依存分散係数); $a_L/a_T=20$.

Fig. 16 Velocity distributions in the case of the velocity-dependent dispersion coefficient; $a_L/a_T=20$.

およびそれらの適用例を紹介するとともに、分散モデルにおける分散係数が定数である場合および速度に依存する場合についてモデル解析を行なった。その結果、1)両モデルとも現地における地下水中の塩素イオン濃度の地域的分布については観測結果をよく説明するものの両モデルから算出した濃度や流速の鉛直分布は相当に異なっていること、2)淡塩水境界面モデルは解析手法が簡単で塩水化現象の概略を知るのに有効であるのに対し、分散モデルは濃度分布や流速分布について境界面モデルでは得られない詳細な情報を提供してくれること、3)分散モデルにおいて無次元分散係数および無次元流入量をパラメータに選べば強混合型あるいは緩混合型といった濃度分布の特徴や帯水層出口付近に循環流を有する流速分布の特徴を典型的に明らかにすることができること、さらに分散係数が地下水の流速に依存する場合には濃度分布や流速分布にかなり顕著な特徴が現われてくること、などを得た。

海岸地下水の塩水化現象を解析し予測を行なっていく観点から見れば、本研究で紹介したような非定常淡塩水境界面モデルは塩水汚染の地域的分布状況の概略を知る目的にとっては充分に実用性を有する段階に達しているであろう。これに対し、分散モデルについては分散係数をどういった大きさに定めたらよいかといった基本的な問題や、現地における速度依存分散係数を用いた非定常問題を解析してゆくための手法の開発といった未解決の問題が多く残されている。しかしながら、地下水の水質の経時変化や場所的变化を詳細に把握してゆく必要性が増大するにつれて、こうした問題を解析しうるモデルとして淡塩水境界面モデルよりも分散モデルの方が有効であり、今後このモデルに関する残された問題を一つ一つ解決してゆく必要があるものと思われる。

謝 辞

本研究を進めるにあたり、資料の整理や図面の作成に協

力して頂いた愛媛大学工学部の松村和恵技官に心から謝意を表する。

参考文献

- 岩垣雄一(1961): 海岸および港湾の模型実験について、海岸工学の最近の進歩、土木学会関西支部講演会テキスト、21~42。
- 岩崎敏夫・江塚利幸(1981): 移流分散現象と考えた海岸地下水における塩水侵入過程の解析、第28回海岸工学講演会論文集、510~514。
- 尾島 勝(1984): 自由地下水帯への塩分侵入阻止に関する実験的研究、第31回海岸工学講演会論文集、670~674。
- 柿沼忠男・井内国光・銅金裕司(1984a): 被圧帯水層における淡塩水境界面の近似解法について、陸水学雑誌、45-2、100~110。
- 柿沼忠男・井内国光・銅金裕司(1984b): 二次元モデルによる被圧帯水層における非定常淡塩水境界面、陸水学雑誌、45-2、144~152。
- 柿沼忠男・岸 洋介・井内国光・都築克明(1985): 分散を考慮した海岸地下水の挙動に関する研究(I)―那賀川河口および喜木川河口における分散係数と縮尺効果―、陸水学雑誌、46-3、174~184。
- 岸 洋介・柿沼忠男・伊福 誠(1983): 海岸地下水の塩水化に関する研究Ⅱ、喜木川河口における地下水、陸水学雑誌、44-1、36~46。
- 福尾義昭・柿沼忠男・岸 洋介・伊福 誠(1980): 海岸地下水の塩水化に関する研究Ⅰ、那賀川河口における被圧地下水、陸水学雑誌、41-4、235~248。
- 防災研究協会(1975): 那賀川下流地下水調査報告書(水理解析)、1~43。
- 村下敏夫(1982): 本邦における地下水の塩水化、地調月報、33-10、479~530。
- Bear, J. (1979): *Hydraulics of Groundwater*, McGraw-Hill, New York, 567p.
- Bruch, J. C. JR. (1970): Two-dimensional dispersion experiments in a porous medium. *Wat. Resour. Res.*, 6-3, 791~800.
- Harleman, D. R. F. and R. R. Rumer(1963): Longitudinal and lateral dispersion in a porous medium. *J. Fluid Mech.*, 16, 385~394.
- Inouchi, K., Y. Kishi and K. Kakinuma(1985): The regional unsteady interface between fresh water and salt water in a confined coastal aquifer. *J. Hydrology*, 77, 307~331.
- Liu, P. L-F., A. H-D. Cheng, J. A. Liggett and J. H. Lee (1981): Boundary integral equation solutions to moving interface between two fluids in porous media. *Wat. Resour. Res.*, 17-5, 1445~1452.
- Sá da Costa, A. A. G. and J. L. Wilson(1979): A numerical model of seawater intrusion in aquifers. Massachusetts Institute of Technology, Cambridge, 1~245.
- Scheidegger, A. E. (1961): General theory of dispersion in

porous media. *J. Geophys. Res.*, **66**, 3273~3278.

Res., **12**-1, 65~70.

Segol, G. and G. F. Pinder (1976): Transient simulation of saltwater intrusion in Southeastern Florida. *Wat. Resour.*

(受付：1985年9月2日、受理：1985年12月21日)