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

福尾 義昭・柿沼 忠男・岸 洋介・伊福 誠

Studies on the Salinization of Coastal Ground Water

I. Confined Ground Water in the Naka River Estuary

Yoshiaki FUKUO, Tadao KAKINUMA, Yosuke KISHI and Makoto IFUKU

Abstract

In this paper, we first present a theoretical model on the phenomena of the sea water intrusion into coastal aquifers. With the use of this model, the spatial distribution of fresh and salt water interface in steady state is easily determined either in the confined or unconfined aquifer which has arbitrary plane boundaries. We next apply this model to the confined ground water in the estuary of the Naka River, Tokushima Pref. The variation of spatial distribution of fresh and salt water interface is investigated in detail in connection with the changes in pumping amount or in inflow rate of ground water.

1. 緒 言

近年、都市開発や工業開発の急速な進展に伴って水需要が増大し、それとともに地下水が工業用水、農業用水、生活用水といった多方面にわたり大規模に利用されるようになった。わが国では、地下水利用が行なわれている平野部が海に面していることが多く、そういった地域においては地下水中に海水が混入してくる、いわゆる“地下水の塩水化”の現象が見られる。

この現象の発生状況は、それぞれの地域における地形、地下の帯水層の構造、帯水層に関する水理定数、雨量などといった種々の自然条件に規定されるとともに、その地域における地下水の揚水場の分布や揚水量のような人為条件と密接に関係しているものと思われる。実際、揚水量の増大に伴って帯水層内への海水の浸入状態が次第に内陸部へと拡大し、地下水利用に重大な支障をきたしている地域も数多く見られる。こうした地域においては、地下水の適正揚水量の評価を行ったり、地下水利用に関する将来計画を検討するに際して、地下水揚水量と塩水化の進行状況との相互の関連をできるだけ正確に把握しておくことが必要になってくる。

地下水の塩水化に関する最初の現象論的研究は、

BADAN GHYBEN (1888-1889) と HERZBERG (1901) によってなされた。彼らは、海岸近くの帯水層内に浸入する海水はその比重が淡水より大きいため、淡水の下に潜り込んで楔状の塩水層を形成するものと考え、定常状態における淡水層と塩水層の厚さを関係づける式を見出した。地下水の塩水化を、このように帯水層内部へ塩水層が浸入する現象としてとらえるモデルをもとに、以後この淡水・塩水境界面の変動に関する多くの研究がなされている。BEAR and DAGAN (1964) は、被圧帯水層内を流動する淡水の流量が急激に変化した場合について淡水・塩水境界面を近似的に求め、その時間的変動を考察している。TAMAI and SHIMA (1967) は、不圧地下水について地下水が海へ接続する境界で、淡水層の厚さが有限な開口部を有している場合の淡水・塩水境界面の形状を近似的に求め、上流部の水位が急激に変化したときの時間的変動について考察を行なっている。SHAMIR and DAGAN (1971) は、被圧および不圧地下水の両者について非定常状態における塩水化の方程式を定め、淡水の流量が急激に変化した場合についてこの方程式を数値的に解いて淡水・塩水境界面の時間的変動を考察している。KAWATANI (1975) は、不圧地下水に関して局所的な降雨による鉛直浸透がある場合について、同様な方程式を数値的に解くことに

より淡・塩水境界面の変動について考察を行っている。福尾 (1972) および出井・福尾 (1975) は、被圧および不圧地下水に関して定常状態における塩水化の方程式の解析的な解を求め、上流部からの地下水流入量および各場所での地下水揚水量の変動と淡・塩水境界面の移動との相互関連について詳しく論じている。

これらの一連の研究ではいずれも、帯水層内の地下水は水平方向に流れるものとして鉛直方向の流れを無視し、さらに流れはある鉛直断面に平行に流れる場合、すなわち地下水流についての一次元モデルをもとに考察を行なっている。鉛直流れを無視する取扱いは、多くの場合地下水が緩やかな勾配 ($1/100 \sim 1/1000$) で流れることを考慮すれば妥当な近似であると思われる。

しかし、さらに一つの鉛直断面に平行な流れだけを考える (すなわち、鉛直断面に直角方向の流れを考えない) 一次元モデルが適用できるのは帯水層の平面的形状が非常に細長い場合、すなわち地下水の主流方向の帯水層の長さに比べてそれに直角方向の帯水層の横幅がかなり狭い形状をもつという特別な場合であって、もっと一般的な形状の場合にそのまま適用することはできない。

したがって、実際に対象となる地域の地下水塩水化の解析を行なうに有意義な結果を得るためには、塩水化のモデルを地下水流についての二次元モデルへと拡張し、それにもとづいてその地域の帯水層の形状をとり入れた形の考察を行なう必要があるであろう。

KISHI and FUKUO (1977) は、被圧地下水に関して定常状態における淡・塩水境界面を容易に算出できる便利な二次元モデルを開発し、扇状を有する帯水層の場合について解析的な解を見出している。

この研究では、まず KISHI and FUKUO による二次元モデルを、定常状態における被圧および不圧地下水の両者に適用でき、かつ帯水層が一般的な平面形状を有する場合にも適用できるように拡張を行い、さらにこのモデルを徳島県那賀川河口の被圧地下水に適用してその地域の地下水塩水化の解析を行なうものである。

2. 地下水塩水化の定常モデル

地下水帯水層の海への出口が開いている場合には、海水が帯水層中に浸入して海岸近くでは淡水の下に潜り込んだ形の塩水層が形成されているものと思われる。塩水層の浸入状態は、帯水層の形状、帯水層に関する水理定数、地下水流入量や地下水揚水量などに関係して定まってくるものと思われるが、ここでは定常状態

における塩水層の形状をこれらと関係づけて算出するための理論モデルについて述べる。このモデルは被圧地下水および不圧地下水の両者について同様に取扱えるので、以後この両者について並列に話をすすめることにする。

Fig. 1 (a) に帯水層の平面図形を模式的に示す。地下水は境界線 DC を通って外部から流入し、境界線 AB から海へ流出する。他の境界線 AD および BC

Fig. 1. Geometry of coastal aquifer.

(a) Plan.

(b) Cross section (confined aquifer).

(c) Cross section (unconfined aquifer).

は不透壁とする。この帯水層内に境界線 AB を通して海水が浸入し、これが EF の線まで入り込んでいるとする。境界線 EF より海側の領域を“塩水化域”，それより上流側の領域を“淡水域”と呼ぶことにする。

Fig. 1 (b) に被圧地下水，また Fig. 1 (c) に不圧地下水の場合についての鉛直断面図を示す。いずれの場合も帯水層の底面は水平であるとし、また被圧帯水層については層の厚さは一定で D とする。塩水化域に

おける地下水の水頭を η_1 、淡水域におけるそれを η_2 とする。帯水層内に浸入した塩水層の厚さ ζ は、海との接点 G で被圧地下水の場合は $\zeta = D$ 、また不圧地下水の場合には $\zeta = H$ (H : 平均海面高) になっているものとする。 ζ は内陸部に入るに従って減少し、やがてある点 I で $\zeta = 0$ になる。地下水は帯水層の上面から単位面積、単位時間当り q だけ揚水されるものとする。上流部から流入する地下水流入量は、単位時間当り、境界線 DC の単位長さ当り S_R であるとし、またそこでの水頭を η_R とする。以後、鉛直上方を z 軸、水平方向を x および y 軸に選ぶものとする。

1. 定常塩水化の基本式

定常状態における地下水の基礎方程式は、被圧および不圧地下水のいずれの場合も

$$\left(\frac{\partial^2}{\partial x^2} + \frac{\partial^2}{\partial y^2} + \frac{\partial^2}{\partial z^2} \right) \varphi(x, y, z) = 0 \quad (1)$$

である (DE WIESE, 1965)。 φ は地下水の水頭で

$$\varphi = \frac{p}{\rho g} + z \quad (2)$$

である。ここに p は地下水の圧力、 ρ は地下水の密度および g は重力加速度である。ここで地下水は上部の境界面 $z = \zeta_2(x, y)$ および下部の境界面 $z = \zeta_1(x, y)$ ではさまれる内部を流動している場合を考える。

Fig. 2 に示すように底面が辺長 Δx および Δy の長方形をした鉛直の柱を考え、この柱の上面については $z = \zeta_2$ と水平面とで、また下面については $z = \zeta_1$ と水平面とで切り取られる微小体積に注目すると、定常状態ではこれらの微小体積内の水の量はそれぞれ不変に保たなければならない。したがって上面の微小体積内の水収支の式として

$$v_x \frac{\partial \zeta_2}{\partial x} + v_y \frac{\partial \zeta_2}{\partial y} - v_z + q = 0 \quad (z = \zeta_2) \quad (3)$$

また下面の微小体積については

$$v_x \frac{\partial \zeta_1}{\partial x} + v_y \frac{\partial \zeta_1}{\partial y} - v_z = 0 \quad (z = \zeta_1) \quad (4)$$

を得る。ここに v_x , v_y および v_z はそれぞれ地下水流速 (Darcy 流速) の x , y および z 成分であり、また上面の微小体積については、上面から単位面積、単位時間当り q だけの揚水量があるとした。帯水層の透水係数を k として Darcy 則

$$v = -k \text{ grad } \varphi \quad (5)$$

を用いると、(3) および (4) 式はそれぞれ

$$-\frac{\partial \varphi}{\partial x} \frac{\partial \zeta_2}{\partial x} + \frac{\partial \varphi}{\partial y} \frac{\partial \zeta_2}{\partial y} - \frac{q}{k} = \frac{\partial \varphi}{\partial z} \quad (z = \zeta_2) \quad (6)$$

$$-\frac{\partial \varphi}{\partial x} \frac{\partial \zeta_1}{\partial x} + \frac{\partial \varphi}{\partial y} \frac{\partial \zeta_1}{\partial y} = \frac{\partial \varphi}{\partial z} \quad (z = \zeta_1) \quad (7)$$

Fig. 2. Water balance throughout boundary surfaces.

となる。基礎方程式 (1) を z について ζ_1 から ζ_2 まで積分すれば

$$\int_{\zeta_1}^{\zeta_2} \left\{ \left(\frac{\partial^2}{\partial x^2} + \frac{\partial^2}{\partial y^2} \right) \varphi \right\} dz + \left\{ \frac{\partial \varphi}{\partial z} \right\}_{z=\zeta_2} - \left\{ \frac{\partial \varphi}{\partial z} \right\}_{z=\zeta_1} = 0$$

となるが、この式に (6) および (7) 式を代入すれば

$$-\frac{\partial}{\partial x} \int_{\zeta_1}^{\zeta_2} \frac{\partial \varphi}{\partial x} dz + \frac{\partial}{\partial y} \int_{\zeta_1}^{\zeta_2} \frac{\partial \varphi}{\partial y} dz = \frac{q}{k} \quad (8)$$

を得る。

ここで地下水はほぼ水平に流れるとして、地下水の圧力を静水圧で近似する。すなわち、被圧地下水の場合は Fig. 1 (b) から淡水の圧力を

$$p_1 = \rho_1 g (D + \eta - z) \quad (9)$$

また塩水の圧力を

$$p_2 = \rho_2 g (D + H - z) \quad (10)$$

とする。ここに ρ_1 および ρ_2 はそれぞれ淡水および塩水 (海水) の密度である。淡・塩水境界面 $z = \zeta$ においては p_1 と p_2 は等しいはずであるから

$$\rho_1 g (D + \eta_1 - \zeta) = \rho_2 g (D + H - \zeta)$$

あるいはこれを書き直して

$$D - \zeta = (\eta_1 - \tilde{H}) / \gamma \quad (11)$$

を得る。ただし

$$\begin{cases} \gamma = (\rho_2 - \rho_1) / \rho_1 \\ \tilde{H} = (\rho_2 / \rho_1) H \end{cases} \quad (12)$$

である。不圧地下水の場合も Fig. 1 (c) から同様に

$$p_1 = \rho_1 g (\eta - z), \quad p_2 = \rho_2 g (H - z) \quad (13)$$

であり、また境界面 $z = \zeta$ において p_1 と p_2 は相等しいという関係から

$$\eta_1 - \zeta = (\rho_2 / \rho_1) (\eta_1 - H) / \gamma \quad (14)$$

を得る。

(8) 式の水頭 φ を上に示した静水圧近似を用いて表現すれば、定常塩水化に関する基本式を得る。まず被圧地下水の場合は、(9) 式を用いると (2) 式の水頭 φ は

$$\varphi = \begin{cases} D + \eta_1 & (\text{塩水化域}) \\ D + \eta_2 & (\text{淡水域}) \end{cases} \quad (15)$$

となる。また、上下の境界面 $z = \zeta_2$ および $z = \zeta_1$ は Fig. 1 (b) から

$$\begin{aligned} \text{塩水化域では} & \begin{cases} \zeta_2 = D \\ \zeta_1 = \zeta \end{cases} \\ \text{淡水域では} & \begin{cases} \zeta_2 = D \\ \zeta_1 = 0 \end{cases} \end{aligned} \quad (16)$$

となるから、(8) 式は

$$\frac{\partial}{\partial x} \left\{ (D - \zeta) \frac{\partial \eta_1}{\partial x} \right\} + \frac{\partial}{\partial y} \left\{ (D - \zeta) \frac{\partial \eta_1}{\partial y} \right\} = \frac{q}{k} \quad (\text{塩水化域}) \quad (17)$$

$$D \left(\frac{\partial^2 \eta_2}{\partial x^2} + \frac{\partial^2 \eta_2}{\partial y^2} \right) = \frac{q}{k} \quad (\text{淡水域}) \quad (18)$$

となる。(17), (18) 式が定常状態における被圧地下水の塩水化に関する基本式である。

不圧地下水の場合は、(13) 式から

$$\varphi = \begin{cases} \eta_1 & (\text{塩水化域}) \\ \eta_2 & (\text{淡水域}) \end{cases} \quad (19)$$

となり、また Fig. 1 (c) から

$$\begin{aligned} \text{塩水化域では} & \begin{cases} \zeta_2 = \eta_1 \\ \zeta_1 = \zeta \end{cases} \\ \text{淡水域では} & \begin{cases} \zeta_2 = \eta_2 \\ \zeta_1 = 0 \end{cases} \end{aligned} \quad (20)$$

となるから、(8) 式は

$$\frac{\partial}{\partial x} \left\{ (\eta_1 - \zeta) \frac{\partial \eta_1}{\partial x} \right\} + \frac{\partial}{\partial y} \left\{ (\eta_1 - \zeta) \frac{\partial \eta_1}{\partial y} \right\} = \frac{q}{k} \quad (\text{塩水化域}) \quad (21)$$

$$\frac{\partial}{\partial x} \left\{ \eta_2 \frac{\partial \eta_2}{\partial x} \right\} + \frac{\partial}{\partial y} \left\{ \eta_2 \frac{\partial \eta_2}{\partial y} \right\} = \frac{q}{k} \quad (\text{淡水域}) \quad (22)$$

となる。(21), (22) 式が定常状態における不圧地下水の塩水化に関する基本式である。

2. 境界条件

Fig. 1 (a) に示した帯水層の平面図形の境界において次のような境界条件が満たされねばならない。

A) 地下水流入口における条件

境界線 DC 上の各場所から流入する地下水流入量を指定する場合は、被圧地下水について

$$kD \frac{\partial \eta_2}{\partial n} = S_R \quad (23)$$

また、不圧地下水について

$$k\eta_2 \frac{\partial \eta_2}{\partial n} = S_R \quad (24)$$

となる。ただし、 n に関する微分は曲線 DC の外向き法線方向の微分である。DC 上の境界条件として、流入する地下水量を与える代わりに、そこにおける地下水頭を与えてもよい。このときは

$$\eta_2 = \eta_R \quad (25)$$

である。

B) 海への流出口における条件

境界線 AB 上では、被圧地下水の場合は $\zeta = D$ であるから (11) 式より

$$\eta_1 = \tilde{H} \quad (26)$$

不圧地下水の場合は $\zeta = H$ であるから (14) 式より

$$\eta_1 = H \quad (27)$$

となる。

C) 不透壁における条件

境界線 AD および BC は不透壁としているから

$$\frac{\partial \eta_1}{\partial n} = \frac{\partial \eta_2}{\partial n} = 0 \quad (28)$$

ただし、 n に関する微分は境界線の外向き法線方向の微分である。

D) 塩水化域と淡水域の境界における接続条件

塩水化域と淡水域の境界線 EF 上では、 η_1 と η_2 とは滑らかに接続していなければならない。すなわち

$$\begin{cases} \eta_1 = \eta_2 \\ \frac{\partial \eta_1}{\partial x} = \frac{\partial \eta_2}{\partial x}, \quad \frac{\partial \eta_1}{\partial y} = \frac{\partial \eta_2}{\partial y} \end{cases} \quad (29)$$

3. 塩水化域と淡水域の方程式の結合

塩水化域および淡水域における 2 つの方程式は以下のような考察により結合させることができ、単一の方程式に帰着する (KISHI and FUKUO, 1977)。まず被圧地下水の場合は (11) 式の関係を用いれば

$$(D-\zeta) \frac{\partial \eta_1}{\partial x} = \frac{1}{\gamma} (\eta_1 - \tilde{H}) \frac{\partial \eta_1}{\partial x} = \frac{1}{\gamma} (\eta_1 - \tilde{H}) \times \frac{\partial}{\partial x} (\eta_1 - \tilde{H}) = \frac{\partial}{\partial x} \left\{ \frac{1}{2} \frac{(\eta_1 - \tilde{H})^2}{\gamma} \right\}$$

同様に

$$(D-\zeta) \frac{\partial \eta_1}{\partial y} = \frac{\partial}{\partial y} \left\{ \frac{1}{2} \frac{(\eta_1 - \tilde{H})^2}{\gamma} \right\}$$

したがって、塩水化域での方程式 (17) は

$$\left(\frac{\partial^2}{\partial x^2} + \frac{\partial^2}{\partial y^2} \right) \left\{ \frac{1}{2} \frac{(\eta_1 - \tilde{H})^2}{\gamma D} \right\} = \frac{q}{\gamma k D^2} \quad (30)$$

と書き直せる。また淡水域での方程式 (18) を書き直して

$$\left(\frac{\partial^2}{\partial x^2} + \frac{\partial^2}{\partial y^2} \right) \left\{ \frac{\eta_2 - \tilde{H}}{\gamma D} - \frac{1}{2} \right\} = \frac{q}{\gamma k D^2} \quad (31)$$

したがって、両方の領域の方程式は同形の方程式

$$\left(\frac{\partial^2}{\partial x^2} + \frac{\partial^2}{\partial y^2} \right) \eta_1^* = q^* \quad (\text{塩水化域}) \quad (32)$$

$$\left(\frac{\partial^2}{\partial x^2} + \frac{\partial^2}{\partial y^2} \right) \eta_2^* = q^* \quad (\text{淡水域}) \quad (33)$$

になる。ただし

$$\eta_1^* = \frac{1}{2} \left(\frac{\eta_1 - \tilde{H}}{\gamma D} \right)^2 \quad (34)$$

$$\eta_2^* = \frac{\eta_2 - \tilde{H}}{\gamma D} - \frac{1}{2} \quad (35)$$

$$q^* = \frac{q}{\gamma k D^2} \quad (36)$$

と置いた。不圧地下水の場合も、同様に (14) 式の関係を用いれば塩水化域での方程式 (21) は

$$\left(\frac{\partial^2}{\partial x^2} + \frac{\partial^2}{\partial y^2} \right) \left\{ \frac{1}{2} \left(\frac{\eta_1 - H}{\gamma H} \right)^2 \right\} = \frac{\rho_1}{\rho_2} \frac{q}{\gamma k H^2} \quad (37)$$

となり、また淡水域での方程式 (22) を書き直して

$$\left(\frac{\partial^2}{\partial x^2} + \frac{\partial^2}{\partial y^2} \right) \left\{ \frac{(\rho_1/\rho_2) \eta_2^2 - H^2}{2\gamma H^2} \right\} = \frac{\rho_1}{\rho_2} \frac{q}{\gamma k H^2} \quad (38)$$

となる。したがって両方の領域の方程式は被圧地下水の場合と同じく同形の方程式 (32) および (33) となる。ただしこのときは

$$\eta_1^* = \frac{1}{2} \left(\frac{\eta_1 - H}{\gamma H} \right)^2 \quad (39)$$

$$\eta_2^* = \frac{(\rho_1/\rho_2) \eta_2^2 - H^2}{2\gamma H^2} \quad (40)$$

$$q^* = \frac{\rho_1}{\rho_2} \frac{q}{\gamma k H^2} \quad (41)$$

である。 η_1^* と η_2^* はそれぞれ塩水化域および淡水域における変形された無次元量の水頭に対応するが、この2つの量は両領域の境界、すなわち Fig. 1 (a)

に示した曲線 EF 上で滑らかに接続する事が容易に分かる。すなわち被圧地下水の場合は (11) 式、不圧地下水の場合には (14) 式を用い、また境界条件 D) ((29) 式) を用いれば曲線 EF 上では ($\zeta=0$ であることに注意して)

$$\eta_1^* = \eta_2^* = \frac{1}{2} \quad (42)$$

$$\frac{\partial \eta_1^*}{\partial x} = \frac{\partial \eta_2^*}{\partial x}, \quad \frac{\partial \eta_1^*}{\partial y} = \frac{\partial \eta_2^*}{\partial y} \quad (43)$$

となる。すなわち η_1^* と η_2^* は境界 EF 上で滑らかに接続し、かつそこでは値が $\frac{1}{2}$ になることが分かる。したがって、被圧地下水および不圧地下水のいずれの場合も、方程式 (32) および (33) は全領域で共通な単一の Poisson 方程式

$$\left(\frac{\partial^2}{\partial x^2} + \frac{\partial^2}{\partial y^2} \right) \eta^*(x, y) = q^*(x, y) \quad (44)$$

に帰着する。

境界条件 A) ~ C) は、変形された無次元の水頭 η^* について書き改めれば次のようになる。

A') 地下水流入口における条件

Fig. 1 (a) の境界線 DC から流入する地下水流量を指定する場合は

$$\frac{\partial \eta^*}{\partial n} = S_R^* \quad (45)$$

ただし S_R^* は

$$S_R^* = \begin{cases} \frac{S_R}{\gamma k D^2} & (\text{被圧地下水}) \\ \frac{\rho_1}{\rho_2} \frac{S_R}{\gamma k H^2} & (\text{不圧地下水}) \end{cases} \quad (46)$$

あるいは、DC 上の地下水頭を指定する場合には

$$\eta^* = V^* \quad (47)$$

ただし

$$V^* = \begin{cases} \frac{\eta_R - \tilde{H}}{\gamma D} - \frac{1}{2} & (\text{被圧地下水}) \\ \frac{(\rho_1/\rho_2) \eta_R^2 - H^2}{2\gamma H^2} & (\text{不圧地下水}) \end{cases} \quad (48)$$

B') 海への流出口における条件

境界線 AB 上で

$$\eta^* = 0 \quad (49)$$

C') 不透壁における条件

境界線 AD および BC 上で

$$\frac{\partial \eta^*}{\partial n} = 0 \quad (50)$$

これらの境界条件を Fig. 3 に示す。

以上ここに示した定常塩水化の二次元モデルにおいては、まず Fig. 3 に示す境界条件の下で Poisson 方

Fig. 3. Boundary conditions for η^* .

程式 (44) を解けばよいことが分かる。この方程式は、平面図形 ABCD が簡単な形状のとき、たとえば非常に細長い長方形で地下水流が一方向に流れると見なしてよい場合、あるいは地下水流入口を頂点とする扇形の場合には解析的な手法で解を求めることができる (KISHI and FUKUO, 1977)。一般の複雑な図形のときは、たとえば領域 ABCD を多数の三角形要素に分割して数値解を得る有限要素法などを用いればよい (ZIENKIEWICZ, 1971)。方程式の解 $\eta^*(x, y)$ が求まれば、条件式

$$\eta^*(x, y) = \frac{1}{2} \quad (51)$$

から塩水化域と淡水域の境界線 EF が定まる。水頭 η_1 および η_2 は被圧地下水の場合は (34) および (35) 式から、また不圧地下水の場合は (39) および (40) 式から求めることができる。塩水層の厚さ h は、被圧地下水の場合は (11式)、不圧地下水の場合は (14) 式から求めることができる。

3. 那賀川河口における被圧地下水塩水化の解析

1. 概況

徳島県那賀川下流域は、那賀川 (流路延長 112.1 km, 流域面積 781.2 km²) が紀伊水道に流れ出る河口附近に面積約 40 km² の扇状形をした沖積層の平野部を有し、この平野部は那賀郡那賀川町、羽ノ浦町および阿南市北部を覆っている (Fig. 4)。この平野部の地下水は、工業用水や生活用水の他に最近鮎養殖や鰻養殖のための用水として大規模に利用されるようになった。海岸部の那賀川町出島・大野地区では、昭和 42, 43 年頃から地下水の塩水化が見られ、最近ではその領域が次第に内陸部へと拡大している状況である。平野部における井戸は浅井戸および深井戸に大別されるが、浅井戸の深度は 10 m 以下であり、深井戸のそれは 20~30 m である。後述する地層構造から判断すれば、浅井戸は不圧帯水層から、また深井戸は被圧帯水層から揚水していると考えられる。この平野部における揚水量のかかりの部分は深井戸からの揚水によるものであり、また塩水化の急激な進展は主に深井戸に見られることから、以後この地区の塩水化の問題を被圧地下水に焦点を合わせて考察することにする。

2. 観測資料

この地区の地下水塩水化に関する観測資料として、昭和 44 年 10 月の徳島県による調査報告書 (1969) (資料 I とする) および昭和 53 年 3 月の防災研究協会による調査報告書 (1975) (資料 II とする) がある。以下、これらの資料をもとに塩水化の解析に必要な事

Fig. 4. Topographic map of Naka River delta.

項を列記する。

(1) 地層構造

那賀川町および阿南市の海岸地帯の地層構造が電気探査法を用いて調べられている(資料Ⅱ)。Fig. 5に

電気探査の観測点の位置を、また Fig. 6 に観測結果の解析から得られた推定地層断面図を示す。これによると、海岸地帯の地層は上から A, B, C, D の4層に分かれており、A層は層厚約 10 m の上部砂礫層、

Fig. 5. Location of the sites for electric prospecting (after DPRA, 1975).

Fig. 6. Cross section of strata obtained by electric prospecting (after DPRA, 1975).

B層は層厚 10~20 m を有する粘土層, C層は層厚 25 m 前後の下部砂礫層, D層は下部粘土混り砂礫層になっている。したがってこの地域の不圧地下水はA層, 被圧地下水はC層に存在すると考えてよいようである。

(2) 透水係数

那賀川町海岸地帯にある深度 60 m の井戸 (位置は Fig. 5 に示す) を用いてC層からの取水による揚水試験がなされている (資料Ⅱ)。その結果, 被圧地下水の透水係数として

$$k=1.11 \text{ cm/sec} \quad (52)$$

の値が得られている。

(3) 地下水揚水量

この地区の地下水は, 簡易水道, 工業用水, 民家の井戸による生活用水の他に, 最近鮎養殖や鰻養殖の用水として盛んに利用されるようになった。養殖のための井戸は被圧帯水層に達する深井戸が多く, またその揚水量はこの地区全体の被圧地下水揚水量のかんりの部分を占めているものと思われる。Fig. 7 にこれらの揚水位置を示す (資料Ⅰ)。鮎養殖の揚水位置はこ

Fig. 7. Location of pumping wells.
●: for Ayu, ○: for Eel (after Tokushima Pref., 1969).

の平野部に広く分布しており, 揚水量は平均して1箇所につき1日 10,000 m³ 程度で全部合わせると1日約 340,000 m³ に達する。揚水期間は一年のうち3月~11月の9カ月間で12月~2月は停止期間である。一方, 鰻養殖の揚水位置は那賀川町の海岸地帯に集中しており, その揚水量は全部合わせて1日最大 20,000 m³ 程度である。

(4) 井戸水中の塩素イオン濃度

那賀川町の海岸地帯にある多数の深井戸から採取した水の塩素イオン濃度の観測として, 福尾らによる昭和46年から49年に至る毎年8月および50年3月,

8月における観測, また52年8月には著者らによる阿南市の海岸地帯も含めた観測がある。これらのうち, 昭和46年8月, 48年8月および50年3月における観測結果をそれぞれ Fig. 8 (a), (b) および (c) に示す。これを見ると, 被圧地下水の塩水化は昭和46年から年を追って内陸部に向って拡大しており, たとえば塩素イオン濃度 1,000 ppm の等濃度線は昭和50年3月には昭和46年8月当時のそれに比べて 400~500 m も内陸部に入り込んでいる。

(a)

(b)

(c)

Fig. 8. (a)~(c) Contours of the concentration of chloric ions in deep wells.

3. 定常塩水化モデルによる解析

以上 (1)～(4) に述べた観測資料をもとに前節の定常塩水化モデルを適用してこの地区の被圧地下水の塩水化を解析してみる。

那賀川下流平野部における被圧帯水層の平面的拡がりを Fig. 9 のように限定した。すなわち地下水流入口として那賀川が山地から平野部に流れ出る附近に DC 線、側壁の線は AD および BC 線、また被圧帯水層が海底へと接続する地下水流出口として AB 線を定めた。側壁の線はほぼ平野部と山地との境界としたが、北側の AD 線の一部は羽ノ浦町中庄地区あたりから海岸に向かって平野部を横切っている。これはこの線から北側の地域では地下水が非常に乏しいことから、その領域は不透水層であると解釈してこのような境界線を設けた。地下水流出口 AB は、Fig. 6 に示した地層断面図並びに建設省計画局・徳島県による地層構造図の資料 (1964) と海図とを比較して被圧帯水層が海底へ接続する境界線の位置を推定した。その境界線は地形上の海岸線よりかなり沖合に位置している。被圧帯水層の厚さは Fig. 6 から

$$D=25 \text{ m} \quad (53)$$

と定め、また透水係数は (52) 式の値を用いた。被圧地下水の揚水は Fig. 7 に示すように 34 地点の鮎養

殖および 76 地点の鰻養殖によるものとした。その揚水量は鮎養殖では 1 地点につき均等に $10,000 \text{ m}^3/\text{day}$ 、また鰻養殖では全体の $20,000 \text{ m}^3/\text{day}$ を均等に割りふって 1 地点につき $260 \text{ m}^3/\text{day}$ とした。するとこの地域の総揚水量 Q は $360,000 \text{ m}^3/\text{day}$ になる。次に地下水流入口 DC における境界条件として、そこから流入する地下水流入量 S_R 、あるいはそこでの水位 η_R を定める必要がある。資料 II では地下水流入量 S_R として最大 $400,000 \text{ m}^3/\text{day}$ 程度と見積っている。しかしこの量を正確に指定するのは困難であるので、この解析ではこの量をパラメータとして扱い、種々の S_R の値について計算を行なった。最後に γ の値は

$$\gamma = (\rho_2 - \rho_1) / \rho_1 = 0.025 \quad (54)$$

とした。

前節で述べた定常塩水化モデルでは、ここに定めた領域 ABCD 内で Poisson 方程式 (44) を Fig. 3 に示した境界条件の下で解くことに帰着する。そこで Fig. 9 に示したようにこの領域を多数の三角形要素に分割して数値解を得る方法、いわゆる有限要素法を用いて方程式の解を求めた (ZIENKIEWICZ, 1971)。計算の結果、三角形要素の各節点上での η^* の値を得るが、以下これを (34) おたび (35) の関係式を用いて無次元化した水頭

Fig. 9. Finite element grid for numerical calculation (216 elements, 125 nodes).

$$\phi = (\eta - \bar{H}) / \gamma D \quad (55)$$

の値に引き写して考察してゆくことにする。すると、 $0 \leq \phi \leq 1.0$ となる領域は塩水化域、 $\phi > 1.0$ となる領域は淡水域である。塩水化域での塩水層の厚さは (11) 式から

$$\zeta = D(1 - \phi) \quad (55)$$

となる。

以下、地下水流入量 S_R および総揚水量 Q の種々の値について計算を行ない、次のような結果を得た。

(1) 無揚水 ($Q=0$) の場合

まず、仮想的にこの地区の揚水量が全く無い ($Q=0$) とした場合を考えてみる。地下水流入量 S_R が 420,000, 390,000 および 360,000 m^3/day の値について計算を行なった。これらのうち、Fig. 10 に $S_R=390,000 \text{ m}^3/\text{day}$ のときの結果を示す。塩水化域と淡水域の境界線 ($\phi=1.0$ となる線) は地下水流出口に非常に近く、わずか 200 m 程入ったところにある。他の S_R の値についても結果はほとんど同じである。この境界線は地形上の海岸線よりはるか沖合に位置していることから、もし地下水の揚水を行なわなければこの地区の被圧地下水の塩水化は全く起こらないと結論づけてよいようである。

(2) 揚水量 $Q=360,000 \text{ m}^3/\text{day}$ の場合

被圧地下水の揚水として、Fig. 7 に示した鮎養殖および鰻養殖による総揚水量 $Q=360,000 \text{ m}^3/\text{day}$ が揚水されている場合を考察する。 S_R が 420,000, 390,000, 380,000, 370,000 および 365,000 m^3/day の値について計算を行なった。これらのうち Fig. 11 および 12 に $S_R=420,000 \text{ m}^3/\text{day}$ および $S_R=365,000 \text{ m}^3/\text{day}$ のときの結果を示す。塩水化域と淡水域の境界線 ($\phi=1.0$ の線) は、地下水流入量が減少してその量が総揚水量に近づく急激に内陸部に向かって進行する。たとえば $S_R=420,000 \text{ m}^3/\text{day}$ のときは $\phi=1.0$ の線は地下水流出口から 0.5~1.0 km 入ったところにあるが、 $S_R=365,000 \text{ m}^3/\text{day}$ になるとその線は 3~4 km も内陸部に入り込む。これを地形上から見れば、 $S_R=420,000 \text{ m}^3/\text{day}$ のときは、塩水化した領域 ($\phi \leq 1.0$ となる領域) は海岸線より沖合に出てしまって塩水化は実際上ほとんど問題にならない。一方、 $S_R=365,000 \text{ m}^3/\text{day}$ のときは那賀川町の出島・大野地区および阿南市の海岸線から 4 km 程入った海岸地帯が塩水化した領域となり、那賀川町北部の今津浦周辺の海岸地帯は塩水化していない領域 ($\phi > 1.0$ となる領域) になる那賀川町海岸部のこの

Fig. 10. Contours of normalized water head ϕ ($S_R=390,000 \text{ m}^3/\text{day}$, $Q=0 \text{ m}^3/\text{day}$).

Fig. 11. Contours of normalized water head ϕ ($S_R=420,000 \text{ m}^3/\text{day}$, $Q=360,000 \text{ m}^3/\text{day}$).

Fig. 12. Contours of normalized water head ϕ ($S_R=365,000 \text{ m}^3/\text{day}$, $Q=360,000 \text{ m}^3/\text{day}$).

塩水化した領域は、昭和50年3月の塩素イオン高濃度地帯 (Fig. 8 (c)) にほぼ一致している。したがってその当時の地下水揚水量を $Q=360,000 \text{ m}^3/\text{day}$ とすれば、地下水流入量 S_R はそれよりわずか $5,000 \text{ m}^3/\text{day}$ 程上回る量であったと推定できる。

(3) 揚水量を少し減少させた場合

上述の (2) で行なった計算では、昭和50年3月当時の塩水化地帯は、揚水量 $360,000 \text{ m}^3/\text{day}$ のときの塩水化域にほぼ一致していることがわかった。そこで次に、流入量はそのままにしておいて揚水量を地域全体で少しずつ減少させていった場合、塩水化域がどのように変動するかについて検討してみる。揚水量 Q を $360,000 \text{ m}^3/\text{day}$ から $340,000 \text{ m}^3/\text{day}$ まで $5,000 \text{ m}^3/\text{day}$ きざみで減少させたときおよび $60,000 \text{ m}^3/\text{day}$ だけ減少させて $Q=300,000 \text{ m}^3/\text{day}$ としたときについて計算を行なった。揚水箇所は Fig. 7 に示した鮎養殖および鰻養殖による揚水点と同一で、全体の揚水量の減少分は各揚水点に同率に配分した。揚水量が減少すると塩水化の領域の境界は次第に海側に後退してゆく。Fig. 13 にその一例として揚水量を $25,000 \text{ m}^3/\text{day}$ だけ減少させた $Q=335,000 \text{ m}^3/\text{day}$ のときの結果を示す。塩水化した領域は那賀川町の出島・大野地区および阿南市の海岸地帯となるが、Fig. 12 に示したものに比べてその領域の境界線は海側に $500 \sim$

700 m 程度後退している。那賀川町海岸部のこの塩水化した領域は、昭和46年8月当時における塩素イオン高濃度地帯 (Fig. 8 (a)) にほぼ一致している。したがって仮に地下水流入量を一定としたまま、昭和50年3月における概算の地下水揚水量 $360,000 \text{ m}^3/\text{day}$ をその約7%にあたる $25,000 \text{ m}^3/\text{day}$ 程減少させれば、塩水化の領域は昭和46年8月当時のそれにほぼ対応したものになることがわかる。さらに揚水量を $60,000 \text{ m}^3/\text{day}$ 減少させて $Q=300,000 \text{ m}^3/\text{day}$ としたときは、塩水化の領域は地形上の海岸線より沖合に出たしまい、実際上塩水化は無くなってしまう。

(4) 地下水中の塩素イオン濃度

最後に、地下水中の塩素イオン濃度を概算してみる。2章に述べた定常塩水化モデルでは、帯水層内の淡水層と塩水層は明瞭に分離しているとして取扱ったが、ここで仮に両層を鉛直な水柱内で混合したときの平均濃度が、その場所での地下水中の塩素イオン濃度の観測値に相当するものと考えてみる。すなわち、塩水 (海水) の塩素イオン濃度を Cl_s 、淡水のそれを Cl_0 とすれば平均の塩素イオン濃度 $\bar{Cl}$ は

$$D \bar{Cl} = \zeta Cl_s + (D - \zeta) Cl_0 \quad (57)$$

となる。(55) 式を用いれば上式は

$$\bar{Cl} = Cl_s - (Cl_s - Cl_0) \phi \quad (58)$$

となり、塩水化域における無次元化した水頭 ϕ を知れ

Fig. 13. Contours of normalized water head ϕ ($S_R=365,000 \text{ m}^3/\text{day}$, $Q=335,000 \text{ m}^3/\text{day}$).

Fig. 14. Contours of the concentration of chloric ions (upper: calculated, lower: observed).

ば平均の塩素イオン濃度が計算できる。 $S_R=365,000$ m^3/day に対し $Q=360,000$ m^3/day および $335,000$ m^3/day の場合の水位分布図 (Fig. 12 および Fig. 13) を用いて、那賀川町の出島・大野地区について算出した平均の塩素イオン濃度の分布を Fig. 14 および Fig. 15 に示す。ここで $Cl_s=18,000$ ppm および $Cl_0=20$ ppm とした、比較のため、昭和50年3月および昭和46年8月の観測結果 (Fig. 8 (c) および Fig. 8 (a)) を両図に並べて示した。算出した平均の塩素イオン濃度の分布状態は、観測結果と類似した傾向を示している。

摘 要

この研究ではまず第一に、KISHI and FUKUO (1977) によって開発された被圧地下水の塩水化に関する二次元定常塩水化モデルを発展させ、被圧地下水だけでなく不圧地下水にも適用でき、かつ帯水層が一般的な平面図形を有する場合にも適用できるようにモデルの拡張を行なった。次に、このモデルを徳島県那賀川河口の被圧地下水に適用し、定常塩水化モデルにもとづく数値解析を行なってこの地区の被圧地下水塩水化の解析を行なった。この解析ではその正確な算定が困難な

Fig. 15. Contours of the concentration of chloric ions (upper: calculated, lower: observed).

上流部からの地下水流入量をパラメータとして取扱い、種々の値について計算を行なった。その結果、地下水流入量が総揚水量に近づくとき塩水化した領域は内陸部に向かって急激に前進することがわかった。観測資料と比較すれば、塩水化が最も進んだ昭和40年の状況は、地下水流入量がほとんど総揚水量に等しい状態に対応している。また逆にこの状態から総揚水量をわずかに減少させれば、塩水化の領域はかなり急激に海側に後退することもわかった。

このように、定常塩水化モデルを用いた解析によって、地下水塩水化の変動状況を地下水流入量や揚水量の変動とに関連づけて量的に把握することが可能であり、したがって地下水塩水化の予測や適正揚水量を検討したりする場合に有効に活用できるものと思われる。今後に残された問題として、地下水流入量の算定方法の検討および地下水塩水化の非定常的側面についての考察が必要であり、これからの研究の課題としてゆきたい。

最後に、本研究は文部省科学研究費自然災害特別研究による研究の一部であることを付記する。

文 献

- BADAN GHYBEN, W. (1888-1889) : Nota in Verband met de Voorgenomen Putboring nabij Amsterdam. *Tijdschrift van het koninklyk Instituut van Ingenieurs*: 21.
- BEAR, J. and G. DAGAN (1964) : Moving interface in coastal aquifers. *Proc. ASCE, J. Hydraul. Div.*, 901 HY4: 193-216.
- 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.
- DE WIESE, R. J. M. (1965) : *Geohydrology*. John Wiley & Sons, Inc., New York London Sydney: 179-187.
- 出井・紘・福尾義昭 (1975) : 海岸地下水の塩水化について——揚水量分布と淡塩水境界面移動との関係——. 京都大学防災研究所年報, 18(B): 293-303.
- 福尾義昭 (1972) : 被圧地下水の塩水化について——揚水量分布変動と塩水化域との関係——. 日本地下水学会誌, 14(2): 33-44.
- HERZBERG, A. (1901) : Die Wasserversorgung einiger Nordseebader. *Journal Gasbeleuchtung und Wasserversorgung*, 44: 842-844.
- KAWATANI, T. (1975) : Numerical analysis of ground water mound and fresh-salt water interface in a coastal aquifer. *Proc. JSCE*, 238: 89-98.
- 建設省計画局・徳島県 (1964) : 徳島臨海地帯の地盤都市地盤調査報告書, 7: 1-192.
- KISHI, Y. and Y. FUKUO (1977) : Studies on salinization of groundwater I. *J. Hydrology*, 35: 1-29.
- SHAMIR, V. and G. DAGAN (1971) : Motion of the seawater interface in coastal aquifers: a numerical solution. *Water Resour. Res.*, 7: 644-657.
- TAMAI, N. and S. SHIMA (1967) : Salt-water wedge in confined coastal aquifers. *Trans. of JSCE*, No. 139: 31-38.
- 徳島県 (1969) : 那賀川下流地域地下水調査報告書: 1-67.
- ZIENKIEWICZ, O. C. (1971) : *The finite element method in Engineering Science*. McGraw-Hill Pub. Co. Ltd., London: 16-72.
- (著者: 福尾義昭, 奈良教育大学地学教室, 奈良市高畑町; 柿沼忠男・伊福 誠, 愛媛大学工学部海洋工学教室; 岸洋介, 愛媛大学工学部応用物理教室, 松山市文京町; Yoshiaki FUKUO, Department of Geoscience, Nara University of Education, Takabatakecho, Nara 630; Tadao KAKINUMA and Makoto IFUKU, Department of Ocean Engineering, Faculty of Engineering, Ehime University; Yosuke KISHI, Department of Applied Physics, Faculty of Engineering, Ehime University, Bunkyo-cho, Matsuyama 790).

1980年4月28日 受理