

吉野川下流域自由地下水帯における流況と 塩分挙動に関する準三次元解析

Hydraulic Analysis on Groundwater Flow and Saline Intrusion in Unconfined Aquifer
of Estuary Basin of the Yoshino River

福山大学工学部 正員 尾島 勝
鹿島建設 正員 鐘江 敏樹

The behaviors of unconfined groundwater and saline intrusion in the estuary basin of the Yoshino River are investigated by computer simulation method based on observations. The objective region is nearly rectangular with an area of about 50km². The monthly field survey of the groundwater levels and the chlorine-ion concentrations in 31 wells was continued for about 3 years from October, 1983. The contents of this study are 1) the hydraulic and stochastic analysis of the groundwater levels, 2) the identification of aquifer constants and the simulation of water balance based on the Tyson-Wever's equation, 3) the flow simulation by FEM and 4) the time-dependent analysis of the saline intrusion by FEM. The behaviors of groundwater and its salinity were estimated in the quasi-three dimensional analysis. The most suitable aquifer constant, $T=986.2 \text{ m}^2/\text{day}$, was calculated and the present state of groundwater flow was reproduced with good agreement. The salinity movement was discussed by using the FEM.

Keywords: groundwater, field observation, simulation, water balance, saline intrusion

1. まえがき

地下水使用量の増大や土木工事の大型化などに伴って、海岸部自由地下水帯における水位低下や塩水化などの問題が各地で顕在化してきており、その将来予測や対応策が急務とされている。とくに海岸部低平地における塩分の地下水侵入は、地下水の利用価値を極端に低下させたり使用不可能にしてしまう危険性がある。したがって、地下水の塩水化を防止し、その流況を保全することは極めて重要な課題である。しかしながら、海岸部低平地における地下水挙動を定量的に解析しようとするとき、地下水利用の実態が複雑であるために数理モデル上の境界条件や付加条件があいまいとなり、なかなか確信のもてる結果を得ることが難しい。将来予測や再現性の精度を高めるためには、複雑な地盤構成と土地利用状況下にある解析対象域における水理定数をできるだけ正しく推定すること、地下水変動ならびに流況変化に及ぼす影響要因を把握すること、淡水と塩水の密度流動ならびに分散現象を解明することが必要であろう。

著者らは、吉野川河口部低平地における自由地下水を対象として、その水位変動、水収支、流況および塩分挙動を総合的に解析してきた^{1), 2)}。ここでは、とくに地下水流況と塩分挙動の再現性に関して詳しく報告する。本研究では、解析対象域の地質構成を考察し、31個の観測井戸（水位、塩分濃度）を中心とする多角形領域多層モデルを基本的な解析モデルとし、さらに解析目的に応じて細分割やブロック化を行っている。

2. 解析対象域の概要

解析対象域は図-1に示したように、徳島市をほぼ東西に貫流している吉野川の北岸側河口域の面積約50 km²の低平地である。吉野川は河口から14.5km上流の第十堰（汐止め堰）までは感潮部であり、平常時の河川流量は第十堰門により解析対象域内を蛇行流下している旧吉野川、今切川へと導かれる。したがって、大きな出水がない場合には第十堰より下流の河川水の塩分濃度はほぼ海水塩分濃度値に等しく、強混合の密度流

形態を呈している。対象域は全体的には河川の流下方向に沿って緩やかな地形勾配をもち、北部を阿讃山地、南側を吉野川、東部を海に接している。地下地質は砂質土と粘性土が比較的良く互層を成しており、既往の資料³⁾によればA層と呼ばれる自由地下水帯の層厚は15m程度であり、水量の豊富なC層と呼ばれる被圧層はほぼ30mの層厚をもっている。

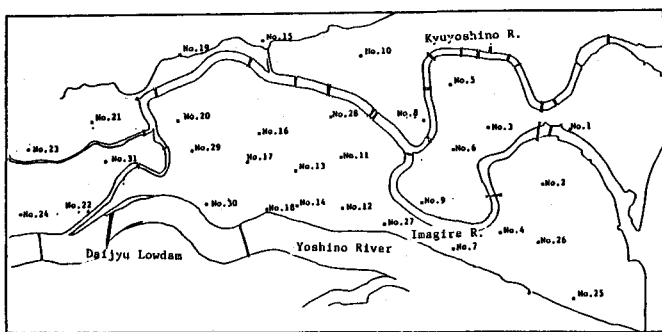


図-1 解析対象域と観測井戸

本解析に用いた観測井戸は、図中に示した31個の浅井戸であり、その利用水深は3～7mである。観測は、昭和58年10月から昭和61年3月までの毎月1回の定期観測である。なお、No.25～No.31の7ヶ所では、自記水位記録が得られている。これらの観測データに基づき、各観測井戸における地下水位ならびに塩分濃度の経時変化図を作成した。さらに、地下水位等高線図ならびに等塩分濃度線図を作成した。これらより、次のような現況を把握できる。

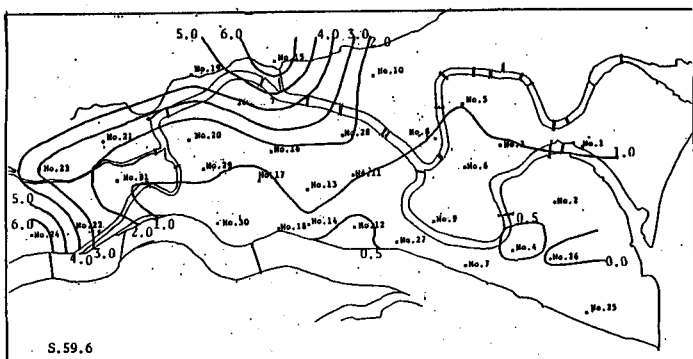


図-2 地下水位等高線図

1) 地下水流動は、図-2に示したよ

うに、大局的には第十堰の上流から北東（内陸部方向）へ向かう流れと西北部山地から東南（旧吉野川河道方向）へ向かう流れに代表される。したがって、対象域の中央部に向かって地下水が集中することになる。このことは、中央部での揚水量が大きいことを意味している。

2) 季節的に若干の違いはあるが、No.10～No.17を結ぶ線の東側と西側では地下水流況が異なる。すなわち水位レベルの高い西側では水位等高線は密であり、流動量も非常に多いと推定される。一方、東側では水位レベルがT.P.0～1mであり、地下水等高線の間隔が粗く、また不規則である。したがって、自然流動よりも揚水などの人為的な影響が強いと推測できる。

3) 塩素イオン濃度値が200ppmを超えている既塩水化井戸はNo.1, No.4, No.26, No.27であり、濃度値が100ppmを超えている井戸は旧吉野川と今切川の分流点より下流部を中心に8個である。

4) 図-3に示すとおり等塩分濃度線はかなり複雑に曲折している。とくに100ppm以下の等濃度線が毎月大きく変動し、また河道沿いに東方に突出していることが注目される。このことは降雨量ならびに河川流量の変動に伴って侵入塩分が流動ならびに希釈されていることを示している。

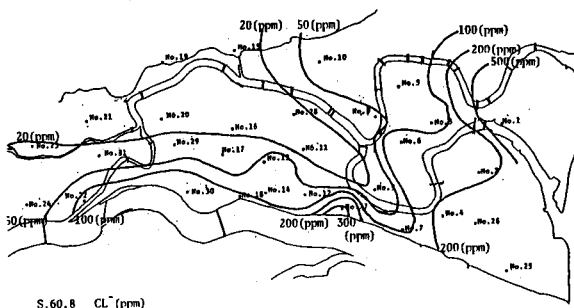


図-3 等塩分濃度線図

3. 地下水変動のスペクトル解析

解析データは自記記録が得られている7測点（No.25～No.31）の地下水位、第十（堰上流水位）と沖ノ州（潮位）の河川水位および徳島の降雨量であり、日観測データならびに月平均量である。解析期間は、昭和57年

1月1日～61年12月31日であり、計算手法はFFT法とした。この解析より得られた地域特性を総括的に述べれば次のようである。

1)各井戸における水位変動の自己相関係数値および月平均水位より求められたパワースペクトルより、No.26、No.31を除く5観測地点では明確な1年周期性が認められる。また、日変動のパワースペクトルはその一例を図-4に示すように、どの地点においても0.2～0.3 (cycle/day)よりも長周期成分(地下水流)による影響が支配的であることがわかる。

2)日観測データに基づく降雨量と地下水位の相互相関性はいずれの測点においてもそれほど強くないが、No.25、No.26、No.27の3測点ではラグタイム2日程度でピーク値をもつ。

3)河川水位と地下水位の日観測データには相互相関性は認められない。しかし、月変動についてみれば、すべての測点においてコヒーレンスが1に近い周波数帯をもつことから線形性、相関性が顕在化してくる。したがって、長期的にみれば両者には相関性があるといえる。

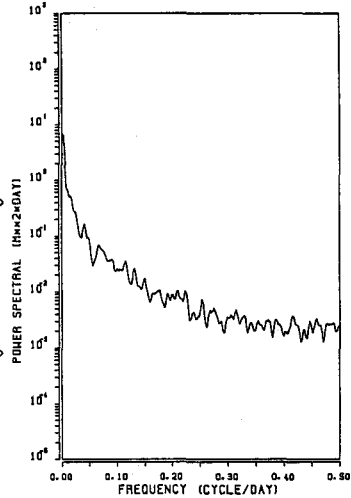


図-4 日変動パワースペクトル(No.27)

4. 地下水水収支解析

Tyson-Weberの水収支式に基づき、帯水層定数の同定と地下水流動量の算出を行った。差分法による定式化と計算手順については既報⁴⁾を参照。対象域の多角形領域分割は、各観測井戸を含むティーセン分割とした。さらに、3.で述べた水位変動解析結果と既存のボーリング調査資料⁵⁾に基づき作成した各領域の地層柱状モデルとを考慮して、図-5に示すように対象域をA～Eの5ブロックに大別した。なお、No.32～No.35は実際には井戸は無いが、解析上の外縁境界である。またブロックEは河川堤防堤体を考慮した外縁境界である。

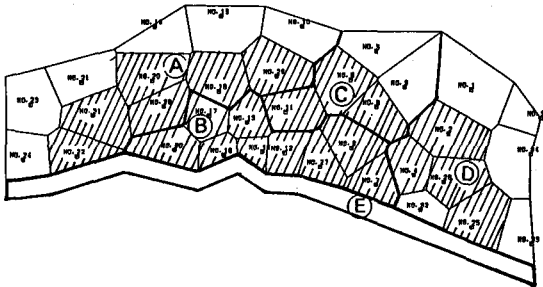


図-5 多角形領域分割とブロック化

水収支を計算する中心領域は図-5で斜線を施した22領域であり、周辺領域は境界条件設定領域である。河川境界(図のE)では、第十堰より上流は月平均河川水位、堰より下流では河川水位と地下水位の応答は極めて微少であることから、河川境界に接する中心領域と同水位とした。下流側海岸境界(No.33,34,35)でも同じ理由から隣接中心領域と同水位とした。その他の周辺領域では観測水位を用いる。

帯水層定数は、既存の地質調査資料を参考にして各ブロック毎に各地層の透水係数(k)と有効空隙率(λ)に平均的な代表値を与え、各領域の地層柱状モデルから各層の層厚を算出し、これらの値に基づき各領域毎の初期設定値を仮定する。その一部を表-1に示した。

このようにして算出された初期設定値をもとに、評価基準である水位残差(RES)が最小となるように試行錯誤的に諸定数を変えていき、変動波形を再現しているものを探す。

$$RES = \sqrt{\sum_i \sum_j (h_{cal}^{i,j} - h_{ob}^{i,j})^2}$$
 (h_{cal}:計算水位、h_{ob}:観測水位、i:領域、j:時間ステップ) その結果、対象域全体の平均的な透水量係数(T)は、986.6m³/day (k=0.046cm/sec)となり、

表-1 帯水層定数の初期設定

領域(No)	砂質シルト	砂	砂礫	合計
28	k λ d	0.0005 0.15 13.5	0.0035 0.15 10.5	0.5 0.3 10.0
(A)				469.6 0.16 25.0
29	k λ d	0.0005 0.15 6.5	0.0035 0.15 17.5	0.5 0.3 1.0
(A)				487.7 0.16 25.0
30	k λ d	0.0005 0.15 14.5	0.0035 0.15 10.5	0.02 0.3 2.0
(B)				72.8 0.16 27.0
31	k λ d	0.0005 0.15 16.0	0.0035 0.15 9.0	0.5 0.3 1.0
(A)				466.1 0.16 26.0
33	k λ d	0.0005 0.15 18.5	0.0035 0.15 19.0	0.002 0.3 0.5
(D)				62.0 0.15 28.0
34	k λ d	0.0005 0.15 9.0	0.0035 0.15 21.0	0.002 0.3 1.0
(D)				66.5 0.15 25.0
35	k λ d	0.0005 0.15 7.5	0.0035 0.15 17.0	0.002 0.3 0.5
(D)				55.5 0.16 25.0
(E)の 平均値	k λ d	0.0005 0.15 9.6	0.0035 0.15 3.3	0.002 0.3 13.7
				37.8 0.23 26.6

k:透水係数cm/sec, λ:有効空隙率, d:層厚m,
kの合計値は透水量係数m/day

既往の算出結果⁴⁾に比べれば若干小さめな値である。これをブロック毎にみれば、A：1399.1 m^3/day (0.065 cm/sec)、B：1205.4 m^3/day (0.056 cm/sec)、C：446.7 m^3/day (0.02 cm/sec)、D：459.3 m^3/day (0.048 cm/sec)である。

この最終推定値に基づき、各領域における鉛直方向移動量を算出した。その結果の一部を示せば図-6のようになる。

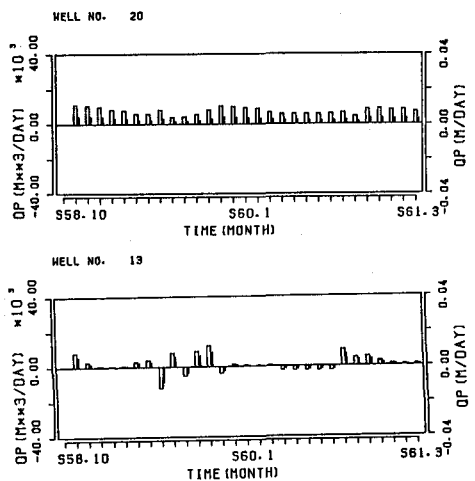


図-6 鉛直方向移動量(No.20, No.13)

5. FEMによる地下水流況の再現計算

本研究では、4.で解析した対象域の地層柱状モデルと滯水層定数を用い、流況の再現性の検討を行った。対象域の有限要素分割は、観測井戸位置、河川堤防、山地側境界を考慮して図-7のように節点を配置した。その節点総数は368、要素総数は651である。この解析対象域では地下水流量が既知な境界は存在せず、すべて水位を境界条件として与える。

すなわち、第十堰より上流の河川境界では月平均河川水位、下流感潮区間の河川境界と海岸境界では最近5ケ年の平均潮位、山地側境界および上流側境界では観測水位に基づく比例配分値とした。鉛直方向移動量は不明な点も多いが、前節の水収支解析結果として算出された各分割領域の単位面積当りの移動量を、その領域内に含まれるすべての節점에配分した。なお、FEM浸透解析プログラムの作成にあたっては河野・西垣の研究⁶⁾を参考にした。

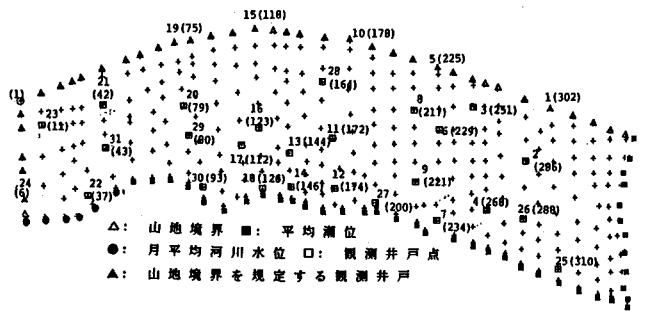


図-7 有限要素節点と水位境界条件

湧水期としてa)昭和59年1月、b)昭和61年1月の2ケース、かんがい期としてc)昭和59年8月、d)昭和59年10月の2ケースについて検討した。解析結果の一部を表-2および図-8に示した。

表-2 定常解析結果

昭和59年1月		単位:T.P(m)		
NO. No.	Well No.	(a) 観測水位	(b) 定常解析	(a)-(b)
302	1	-0.253	境界条件	—
286	2	-0.623	-0.550	-0.073
251	3	-0.183	-0.178	-0.005
268	4	-0.783	-0.768	-0.015
225	5	-0.053	境界条件	—
229	6	-0.043	-0.301	0.248
234	7	-0.053	-0.849	0.806
217	8	-0.103	-0.004	-0.099
221	9	-0.113	-0.676	0.563
178	10	0.429	境界条件	—
172	11	0.067	0.686	-0.619
174	12	-0.803	-0.469	-0.334
144	13	0.027	0.990	-0.963
146	14	-0.153	-0.613	0.460
118	15	4.317	境界条件	—
123	16	0.967	1.617	-0.650
112	17	0.677	1.289	-0.612
126	18	0.027	-0.719	0.737
79	19	4.827	境界条件	—
42	20	0.757	2.957	-2.200
37	21	1.337	4.711	-3.374
37	22	2.313	3.802	-1.489
11	23	3.597	4.902	-1.310
6	24	6.387	境界条件	—
310	25	-0.133	-0.873	0.740
288	26	-0.363	-0.748	0.385
200	27	-0.153	-0.801	0.648
164	28	0.367	1.388	-1.021
80	29	0.887	2.013	-1.126
93	30	-0.053	-0.438	0.385
45	31	1.747	3.900	-2.153
平均誤差				0.840

ここに定常解析とは、4.で算出した鉛直方向移動量(揚水量、蒸発量、排水量、直接降雨量)などを無視して定常状態と仮定した解析であり、非定常解析とは、上述の定常解析結果を初期状態として、これに鉛直方向移動量を付加して非定常解析を行い、ほぼ水位変動がなくなる時間(約15日後)まで計算した結果である。これらの解析に基づく考察結果を

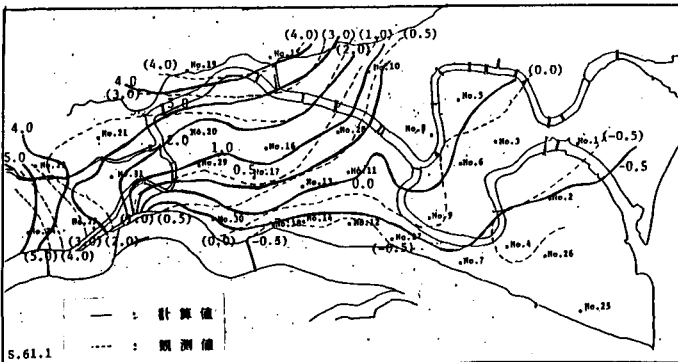


図-8 非定常解析結果(ケースb)

簡潔に述べれば次のようになる。

1) 定常解析における各観測井戸の実測水位と計算水位との差の平均誤差はa)~d)の各ケースに対して、それぞれ0.840m、0.783m、0.857m、0.718mである。一方、鉛直方向移動量を考慮した場合の値は、それぞれ0.254m、0.282m、0.578m、0.519m、である。したがって、対象域を全体的にみた地下水流況の再現性は当然のことではあるが、鉛直方向移動量を考慮したほうが良いといえる。とくにa)、b)のように渇水期(冬季)の解析ケースにおいてその傾向が顕著である。

2) 揚水量などの鉛直方向移動量を無視した解析では、実測水位よりも計算水位の方が高くなる井戸が多く、とくにNo20~No23の4つの井戸における水位差が過大すぎる。揚水量を考慮すれば表-2でも明らかなように、個々の実測水位と計算水位との差は、どこもかなり小さくなっていることがわかる。しかしながら、No20~No23での水位差は、なおかなり大きな負値を示しており、当該地区における揚水量は本解析で算出した値よりも実際にはかなり大きな値であることが推察される。

3) 実測水位および計算値に基づく水位等高線の比較によれば、対象域中央部の一致度は比較的良好なもの、上流部、下流部の一致度は劣っている。

4) 各節点における地下水流速ベクトルを各節点の計算水位に基づきダルシー則から計算した。この値は次節6.で塩分挙動解析を行うときの入力データの一つである。

算出結果の一例を図-9に示した。平均流速値は1~2m/day程度となり、従来の研究資料と比較してもほぼ妥当な値である。



図-9 流速ベクトル図(ケースc)

6. FEMによる地下水塩分の挙動解析

平面2次元の移流分散方程式を有限要素法により定式化し、5.で算出した節点流速を用いて塩分挙動の再現性について検討した。平面2次元移流分散方程式は、 $\lambda \frac{\partial C}{\partial t} + u \frac{\partial C}{\partial x} + v \frac{\partial C}{\partial y} = \frac{\partial}{\partial x} (D_x \frac{\partial C}{\partial x}) + \frac{\partial}{\partial y} (D_y \frac{\partial C}{\partial y}) \dots (1)$ と表される。全境界はS1とS2とにより構成され重複しないものとして、境界条件としては濃度Cが与えられる場合、 $C = \hat{C} : S1 \dots (2)$ 、と濃度フラックスtが与えられる場合、 $t = (\rho c u - \rho D_x \frac{\partial C}{\partial x}) n_x + (\rho v D_y \frac{\partial C}{\partial y}) n_y = \hat{t} : S2 \dots (3)$ が考えられる。また、分散項のみを設定すれば $b = D_x \frac{\partial C}{\partial x} n_x + D_y \frac{\partial C}{\partial y} n_y \dots (4)$ となる。

式(1)を上記の境界条件ならびに初期条件の下に解くことになる。ここでは $D_x = D_y = D_L$ と仮定し、重み付き残差法方程式を作成し、形状関数を導入して有限要素法による定式化を次のように行った。

$$M_{\alpha\beta} \frac{\partial t}{\partial t} (c \lambda)_{\beta} + (B_{\alpha\beta} + S_{\alpha\beta}) C_{\beta} = \hat{\Omega}_{\alpha} \dots (5)$$

さらに時間に関して離散化し、次式のようにCrank-Nicolson法によって収束計算を行う。

$$\{M_{\alpha\beta} \lambda + \Delta t / 2 (B_{\alpha\beta} + S_{\alpha\beta})\} C_{\beta}^{n+1} = \{M_{\alpha\beta} \lambda - \Delta t / 2 (B_{\alpha\beta} + S_{\alpha\beta})\} C_{\beta}^n + \Delta t \hat{\Omega}_{\alpha}^{n+1} \dots (6)$$

解析対象域への適用にあたり、次のような諸条件を与える。

濃度境界条件としては観測濃度値に基づき次のように与えた。

I) 河川側境界：第十堰より上流80ppm、下流1000ppm、II) 海岸部：1000ppm、III) 山地側および上流側境界：観測井戸の濃度値に基づき比例配分値、なお境界条件をフラックスとして設定するか分散項のみとするかについては両者の解析結果の比較によって決定する。

分散係数値については、以下のような考え方の下に設定した。

5. で解析した4ケースの全領域におけるダルシー流速の平均的な値は $1.88\text{m/day}=2.18\times 10^{-3}\text{cm/sec}$ であった。したがって空隙流速(実質流速) U はその10倍とした。対象域の地質構成は砂質シルト、砂、砂礫であるが、その平均粒径 d をそれぞれ、 $0.01\sim 0.05\text{mm}$ 、 $0.1\sim 0.25\text{mm}$ 、 $0.5\sim 1.0\text{mm}$ の中間値とした。

分散係数の算定式は $D_L=1.5U'd\cdots\cdots(7)$ および $D_L=5.1U'd\cdots\cdots(8)$ を用い表-3に示す4タイプを設定した。

今回の解析例は5. で解析した4ケースのうち、昭和59年10月と昭和61年1月の2ケースとし、表-4に示すように各ケース8通りの条件に対し、その再現性を検討した。なお、河川部境界条件および海岸部境界における分散係数値は表-3に示した値の1/10とした。

ケースaの再現計算の結果、現況を比較的良く再現しているのはa-2とa-6であった。実測値と計算値を表-5に対比して示した。ケースbの再現計算の結果では、b-2とb-5が再現性が良い。したがって、今回の解析例では両ケースとも分散項のみを境界条件として設定したほうが良い。

対象域の有限要素分割(651)を、地質構成を検討して36の小ブロックに区分し、その分散係数値を求めれば $0.01\sim 0.04\text{m}^2/\text{day}$ の範囲にあり、河川堤防境界を除く平均値は $0.025\text{m}^2/\text{day}$ ($2.89\times 10^{-3}\text{cm}^2/\text{sec}$)となった。この値は他の研究者^{7),8)}らが現地観測結果として示している値よりもやや小さい。

7. あとがき

本研究は、広域地下水の挙動を総合的に解析する一連の手法として、現場観測値に基づく水理定数の同定と理論的展開を目指したものである。解析モデルとしては深さ方向の地層構造を考慮した準三次元モデルである。帯水層定数の同定および地下水流況の再現性に関してはその信頼性も十分である。しかし塩分挙動解析における境界条件の精度と再現性の評価にやや不明の点が残った。

参考文献

- 1)尾島・友道：低平地自由地下水の流況変化に関する水理解析、第30回水講、1986,2
- 2)尾島・鐘久江：吉野川下流部自由地下水帯における塩分挙動に関する調査・解析、第31回水講、1987,2
- 3)徳島県：地下水利用等基礎調査報告書、1983
- 4)尾島：Field Observations and Hydraulic Analysis of change in Unconfined Groundwater Discharge in An Estuary Basin, Natural Disaster Science, Vol.8,1986
- 5)通産省工業技術院地質調査所：徳島県吉野川下流域水理地質図およびその補説、1983
- 6)河野伊一郎・西垣 誠：有限要素法による広域地下水の準三次元解析、岡山大学 REPORT 82-1, 1982
- 7)Segol,G.and F,Pinder:Transient simulation of saltwater intrusion in Southeastern Florida, Water Rasour. Res. Vol.12, 1976
- 8)柿沼忠男：分散を考慮した海岸地下水の挙動に関する研究(2)、愛媛大学工学部紀要、第10巻、1985

表-3 分散係数値(cm^2/sec)

層タイプ	A	B	C	D
砂質シルト	1.11×10^{-4}	5.56×10^{-4}	3.00×10^{-6}	1.60×10^{-4}
砂	1.11×10^{-3}	2.78×10^{-3}	3.30×10^{-4}	8.20×10^{-4}
砂 礫	5.56×10^{-3}	1.11×10^{-2}	1.64×10^{-3}	3.27×10^{-3}

表-4 解析ケース

	ケース	分散係数	境界条件
昭和59年10月	a-1	Aタイプ	フラックス
	a-2	Bタイプ	フラックス
	a-3	Cタイプ	フラックス
	a-4	Dタイプ	フラックス
	a-5	Aタイプ	拡散項
	a-6	Bタイプ	拡散項
	a-7	Cタイプ	拡散項
	a-8	Dタイプ	拡散項
昭和61年1月	b-1	Aタイプ	フラックス
	b-2	Bタイプ	フラックス
	b-3	Cタイプ	フラックス
	b-4	Dタイプ	フラックス
	b-5	Aタイプ	拡散項
	b-6	Bタイプ	拡散項
	b-7	Cタイプ	拡散項
	b-8	Dタイプ	拡散項

表-5 観測値と計算値の比較(ケースa)

昭和59年10月		昭和61年1月		単位:CL(ppm)	
NODE No.	Well No.	観測濃度	計算値 a-2	誤差	計算値 a-6
302	1	681.0	境界条件	—	境界条件
286	2	122.0	120.0	2.0	107.0
251	3	28.0	53.8	25.8	51.3
268	4	121.0	152.0	31.0	156.0
225	5	82.0	境界条件	—	境界条件
229	6	135.0	118.0	17.0	120.0
234	7	90.0	102.0	12.0	230.0
217	8	24.0	26.5	2.5	26.2
221	9	32.0	10.9	21.1	91.0
178	10	79.0	境界条件	—	境界条件
172	11	22.0	5.7	16.3	13.0
174	12	62.0	77.0	15.0	61.5
144	13	57.0	152.0	95.0	91.9
146	14	37.0	396.0	359.0	215.0
118	15	19.0	境界条件	—	境界条件
123	16	18.0	31.0	13.0	31.0
112	17	37.0	64.5	27.5	70.6
126	18	94.0	28.0	66.0	31.0
75	19	16.0	境界条件	—	境界条件
79	20	94.0	10.9	83.0	34.5
42	21	16.0	24.7	8.7	47.8
37	22	91.0	108.0	17.0	80.7
11	23	23.0	43.5	20.5	54.0
6	24	28.0	境界条件	—	境界条件
310	25	42.0	106.0	64.0	143.0
288	26	7443.0	443.0	—	585.0
200	27	314.0	531.0	217.0	203.0
164	28	18.0	52.3	34.3	39.9
80	29	37.0	51.3	14.3	31.1
93	30	97.0	290.0	19.3	140.0
45	31	41.0	58.0	17.6	31.4
		平均誤差	57.2		43.0