

沿岸都市域における地下水総合管理のための  
地下水涵養モデルの構築

(研究課題番号 14350261)

平成 14 年度～平成 16 年度科学研究費補助金 (基盤研究 (B))(1))

研究成果報告書

平成 17 年 3 月

研究代表者 村 岡 浩 爾

(大阪産業大学人間環境学部 教授)

平成 14 年度～平成 16 年度科学研究費補助金（基盤研究(B)(1)）

研究成果報告書

1 課題番号：14350261

2 研究課題：沿岸都市域における地下水総合管理のための地下水涵養モデルの構築

3 研究組織：

研究代表者	村岡 浩爾	(大阪産業大学人間環境学部 教授)
研究分担者	阿部 信晴	(大阪大学大学院工学研究科 助教授)
〃	青木 一男	(大阪工業大学工学部 教授)
〃	神谷 浩二	(岐阜大学産官学融合センター 助教授)
〃	楠見 晴重	(関西大学工学部 教授)
〃	田中 勉	(神戸大学農学部 教授)
〃	陳 活雄	((株)ニュージェック 顧問)
〃	三田村宗樹	(大阪市立大学大学院理学研究科 助教授)
〃	中屋 真司	(信州大学工学部 助教授)
〃	與田 敏昭	((株)ニュージェック 主任)
〃	田中 誠	((財)地域 地盤 環境研究所 主任研究員)
〃	飯田 智之	((財)地域 地盤 環境研究所 主任研究員)

4 交付決定額（配分額）：

	直接経費	間接経費	合 計
平成 14 年度	8,900 千円	0	8,900 千円
平成 15 年度	2,700 千円	0	2,700 千円
平成 16 年度	3,300 千円	0	3,300 千円
総 計	14,900 千円	0	14,900 千円

5 研究発表：

(1) 学会誌等

- ・村岡浩爾：21 世紀における都市の水循環と水環境，下水道協会誌，Vol.40, No.483, pp.4-5, 2003.
- ・Mitamura, M：Evaluation of regular depth distribution and geologic structural mapping of Quaternary marine clay beds in the Osaka Plain, Japan. Geoinformatics, Vol. 14, pp.5-11, 2003.
- ・三田村尚樹・橋本真由子：ボーリングデータベースからみた大阪平野難波累層基底礫層の分布，第四紀研究，43 卷，pp.253-264, 2004.
- ・Nakaya, S., T. Yoshida and N. Shioiri：Percolation condition in binary fractal fracture networks: applications to rock fractures, and active and seismogenic faults, J. Geophysical Research, 108 (B7), ECV 8-1-13, 2003.
- ・小宮洋行・中屋真司・益田晴恵・日下部実：酸素および水素同位体比と水質から見た長野県松本盆地中・南部地域の広域地下水流動系，日本地下水学会誌，45 (2), pp.145-168, 2003.
- ・Honjo, Y., Kazumba, S. and Kamiya, K：Inverse analysis on regional groundwater by tank model: A case study of Osaka plain aquifer, Journal of Applied Mechanics, Vol.7, pp.175-184, 2004.
- ・田中勉，坂井田貴士：美園立抗における掘削地盤の浸透破壊に対する安定性，神戸大学都市安全研究センター研究報告，第八号，印刷中，2004.

(2) 口頭発表

- ・地下水涵養研究有委員会：大阪平野地下水涵養機構に関する研究Ⅰ．地下水涵養研究委員会活動の総括，地下水地盤環境に関するシンポジウム 2003 発表論文集，pp. 53-64，2003.
- ・地下水涵養研究有委員会：大阪平野地下水涵養機構に関する研究Ⅱ．涵養モデルの作業報告，地下水地盤環境に関するシンポジウム 2003 発表論文集，pp. 65-78，2003.
- ・阿部信晴・中川誠司：大阪平野における広域地下水流動シミュレーション解析，土木学会関西支部年次学術講演会概要集，2003.
- ・阿部信晴・中川誠司：大阪平野地下水盆を対象とした 3 次元地下水流動解析，土木学会関西支部年次学術講演会概要集，2004.

- ・阿部信晴・中川誠司：大阪平野地下水盆における広域地下水流動解析，土木学会第59回年次学術講演会講演概要集，3-307, pp.613-614, 2004.
  - ・阿部信晴・中川誠司・望戸健雄：大阪平野堆積盆地の広域地下水流動特性，第40回地盤工学研究発表会（投稿中）
  - ・三田村宗樹：大阪平野地下における沖積層の分布の再検討と地下水理特性．日本地質学会第109回年学術大会講演要旨，p.44, 2002.
  - ・三田村宗樹：大阪平野の沖積層下部に関わる問題点とその再検討．地球惑星科学関連学会2003年合同大会講演要旨集，Q0615, 2003.
  - ・三田村宗樹・橋本真由子：大阪平野における難波累層（沖積層）の岩相層序の再検討．日本第四紀学会講演要旨集，33, 206, 2003.
  - ・Nakaya, S., A. Ikeuchi, I. Ohmiya, H. Komiya, H. Masuda and M. Kusakabe : Field investigation of groundwater contamination on nitric acid in Matsumoto Basin, Nagano, Japan, Proceedings of the International Symposium on Groundwater Problems related to Geo-Environment, Okayama, Japan, pp.387-391, 2003.
  - ・神谷浩二：観測値から診た地下水位への降水・揚水影響，地下水地盤環境に関するシンポジウム2004 発表論文集，pp.129-134, 2004.
  - ・Tutomu Tanaka and Toyoaki Yokoyama : Effects of jet grouting under sheet piles on seepage failure stability of soil, Proceedings of the 5th international Symposium on Geotechnical Aspects of Underground Construction in Soft Ground (IS-Amsterdam 2005), in printing, 2005.
  - ・三田村宗樹：大阪平野地下の第四紀層からなる帯水層の地質構造モデル，地下水地盤環境に関するシンポジウム2004—地下水の涵養と流動保全—発表論文集，pp.121-128, 2004.
  - ・中屋眞司：地下水溶存成分から推定される大阪平野浅層地下水の涵養経路，地下水地盤環境に関するシンポジウム2004 発表論文集，pp.135-140, 2004.
  - ・興田敏昭他：大阪平野地下水涵養モデルを用いた涵養機構の検討，第39回地盤工学研究発表会発表講演集，pp.1167-1168, 2004.
  - ・興田敏昭：大阪平野における地下水涵養・流動シミュレーション，地下水地盤環境に関するシンポジウム2004 発表論文集，pp.141-146, 2004.
  - ・興田敏昭他：大阪平野の地下水涵養・流動機構に関する研究，第40回地盤工学研究発表会（投稿中）
  - ・宮本尚人，楠見晴重：三次元浸透解析による広域地下水の揚水シミュレーション，平成16年度土木学会関西支部年次学術講演会概要集，III-6, 2004.
  - ・H, Kusumi and N. Miyamoto : Pumping Simulation using 3D Groundwater Flow Model of Southern-Yamashiro District at Kyoto Basin, EIT-JAPAN-AIT Workshop on Geo-Engineering in Groundwater Land Subsidence, Exploration Geophysics and Underground Rock Engineering, Paper2, 2004.
  - ・宮本尚人，楠見晴重：京都府南山城地方における3次元浸透流解析による揚水シミュレーション，土木学会年次学術講演会，II-074, 2004.
  - ・宮本尚人，楠見晴重：京都府南山城地方における3次元浸透流解析による揚水シミュレーション，地下水地盤環境に関するシンポジウム論文集，pp.103-108, 2004.
  - ・宮本尚人，楠見晴重：上水道用揚水井群における3次元揚水シミュレーション，土木学会関西支部年次学術講演会，2005.
  - ・飯田智之：大阪平野における地下水情報のデータベース化，地下水地盤環境に関するシンポジウム2004 発表論文集，pp.115-120, 2004.
- (3) 出版物
- ・村岡浩爾：第7章「都市・地域の水環境」（分担執筆），pp.131-148，丹保・丸山編「水文大循環と地域水代謝」，技報堂，222ps, 2003.

平成14年度～平成16年度科学研究費補助金（基盤研究（B）（1））  
沿岸都市域における地下水総合管理のための地下水涵養モデルの構築  
研究成果報告書

目 次

1. はしがき（村岡 浩爾）	1
2. 大阪平野における地下水利用と地下水総合管理	2
2.1 都市域の水循環と地下水利用の在り方について（村岡 浩爾）	2
2.2 地下水総合管理のための地下水涵養モデル（村岡 浩爾）	11
3. 大阪平野の地下水流動特性・涵養機構	13
3.1 統計学的手法による地下水位への降水・揚水等の影響度分布（神谷 浩二）	13
3.2 地下水の溶存成分濃度分布から推定される大阪平野の地下水流動経路（中屋 真司）	23
3.3 降水浸透・河川水からの地下水涵養機構のモデル化（青木 一男）	35
3.4 大阪平野泉州地区の地形形成と沿岸部地下水塩水化（陳 活雄）	43
4. 大阪平野の地下水盆構造と地下水情報	54
4.1 大阪平野地下の第四紀層からなる帯水層の地質構造モデル（三田村 宗樹）	54
4.2 大阪平野における地下水情報と地質モデルを関連させたデータベースの構築（飯田 智之）	64
5. 地下水環境保全とその対策	72
5.1 地下水にかかわる諸問題と地下構造物施工における地盤の浸透破壊安全性（田中 勉）	72
5.2 イラン・テヘラン市における地下水汚染について（田中 誠）	82
6. 広域地下水流動解析システム	92
6.1 大阪平野の水循環モデルによる地下水涵養・流動シミュレーション（與田 敏昭）	92
7. 地下水管理のための広域地下水流動シミュレーション	104
7.1 京都盆地を対象とした地下水管理システムの構築（楠見 晴重）	104
7.2 大阪平野における広域地下水流動シミュレーション解析（阿部 信晴）	114
8. あとがき（阿部 信晴）	126



## 1. はしがき

本報告書は、平成14年度～平成16年度の科学研究費補助金基盤研究(B)(1)(研究課題番号14350261)により実施された「沿岸都市域における地下水総合管理のための地下水涵養モデルの構築」の最終報告書である。

本研究は大阪市域を中心とする周辺都市域を対象域とし、水環境・地下水涵養モデル(広域3次元浸透流モデル)によって健全な水循環を基本として対象域の地下水利用及び新たな水資源確保に係わる地下水の総合管理に資するシミュレーション解析モデルの構築を目的とした。

21世紀を迎えた今日、20世紀の水問題の中で都市域の地下水問題は大きく変貌しつつある。具体的に体験したイベントは、1995年の阪神淡路大震災後の地盤・地層情報の拡大、2001年の政府による都市再開発プロジェクト(第3次決定)の発表、2002年の土壌汚染対策法の制定、2003年の第3回世界水フォーラムの開催などである。一方で、都市域を中心として体験した地盤沈下、現在の地下水位の回復現象、地下水汚染、各種の地下水障害、新たな水資源としての井戸揚水等を目の当たりに見、今後の地下水に関する対応は、従来の制度ではなく、広範な視野に立って行うべき総合管理にあると判断している。しかしながら、そのような総合的対応には各種の地下水現象に係わる諸課題に応えるためのシミュレーション解析が行える地下水涵養モデルの構築が必要である。

幸い、十分とは言えないまでも最近充実されてきた地下水に関する観測資料の活用と解析力の駆使によって、その広域基本モデルの構築までは到達したといえる。降水を入力とし、涵養域及び海域の境界条件の設定のもと、地盤沈下の沈静化に伴う地下水位の回復の復元に成功し、今後のこのモデル実用的な対応の前段階知識を集約することができた。

都市域における将来の地下水のあり方に関係する各位によって、この研究成果を十分にご批判頂ければ幸いである。

## 2. 大阪平野における地下水利用と地下水総合管理

### 2. 1 都市域の水循環と地下水利用のあり方について

#### (1) はじめに

世界には水が多すぎる問題 (too much water) と水が少なすぎる問題 (too little water) とがあると言われている。2003年3月、京都で開催された第3回世界水フォーラムは、まさにこの問題が国際的に論議された会議であった。水は降水に発し、地表面とその地下に貯留される実態をみると、当然水の存在は地域的な片寄りを見せる。だからこそ水の資源的価値の確保および水災害の防御に関し、地域を越えた技術協力とガバナンスの在り方が問われてくる。ここで水資源の重要な源である地下水について考えてみると、地下水の存在と利用の形態から一層地域性が強く、古来、雨の少ない地域は地下水への依存性が高いが、雨の多い地域は水資源や水防災に関しては表流水に関心が高く、地下水への依存性は少ない場合が多い。

都市における地下水問題は、都市そのものの立地条件とその地域の気候条件によって特徴づけられる。言うまでもなく、都市は人口の集中する地域であって、それだけに水は必須の資源として必要量を確保されなければならない。しかし、その都市域へ水を供給する水源が何であるかにより、地下水への対応の仕方が随分と変わってくるものである。例えば、熊本市の水道水源は豊富な地下水に100%頼っているが、その利用水量に似合う地下水涵養量の不足により水収支にひずみが生じているという問題が提起されている。一方、大阪市の飲用水源は100%表流水(琵琶湖から流れる淀川の水)に依存しており、地下水を水源とはしていない。だからといって地下水に関心が薄いということではなく、後に論議するように、数々の地下水障害が問題になっているのである。大阪市周辺の大阪平野部においても、山沿いの地域では一部において溪流水や地下水を利用しているが、水道水源を表流水に大きく依存している点には変わりがない。

以上のことから、大阪市とその周辺地域では水道水源をほとんど地下水に依存していないという事実があるにも拘わらず、地下水に関する各種の障害が顕在化されており、その障害の改善だけではなく、新たな地下水の利用を可能にする地下水管理システムの在り方の模索が始まっており、この状況の整理と今後の展望に向けての分析を試みようとするものである。

#### (2) 「健全な水循環」概念と地下水の関連性

都市への人口や産業の集中、都市域の拡大や近年の気象変化等を背景に、平常時河川流量の減少、湧水の枯渇、不浸透面積の拡大による都市型水災害の頻発の問題が顕著になっている。この問題は、地球上の水が降水、表流水、地下水、海洋といった連続性のもとに一体的な水循環系を構成している点から見て、一種の連続性の破壊あるいは断続性の発現と見ることができる。水文学的な一体的空間の単位は一つの河川の流域と見ることができるから、流域全体を視野に入れた水循環系の健全性が支障を来していると考えられる。

このような問題の提起と課題のまとめは、これまでに河川審議会答申、社会資本整備審議会都市計画部会下水道・流域管理小委員会報告、中央環境審議会意見具申の中で基本的な考え方が提示されているほか、中央環境審議会意見具申を受けて閣議決定された「新環境基本計画」においても、今後重点的に取り組むべき戦略的プログラムの一つとして位置づけられ、流域を単位とした水循環計画の策定の必要性が示されている。

更にこれらを受け、厚生労働省、農林水産省、経済産業省、国土交通省、環境省の水行政に係わる5省によって「健全な水循環系構築に関する関係省庁連絡会議」が構成され、平成15年10月に「健全な水循環系構築のための計画づくりに向けて」が取りまとめられた<sup>1)</sup>。これは全国の様々な地域で流域の水循環系健全化に向けた取り組みを実践している主体者(住民、NPO、事業者、国や地方自治体の行政)を対象として、目標を立てて必要な事業を推進していく必要のあることを述べている。

流域を単位とした水循環過程は図-1のように示され、この過程での人間、生物の係わりも視野に入れた健全な水循環系の定義は「流域を中心として一連の水の流れの過程において、人間社会の営みと環境の保全に果たす水の機能が、適切なバランスのもとに共に確保されている状態」とされる。この定義に異存があるはずもないが、特に人間社会の営みのポイントである水需要が都市に集中していることに係わって、都市域の水循環の健全性とはどういうことを言うのかはつきりさせなければならない。特に図-1において「取水」「排水」は太陽エネルギーによる循環系でなく、人間が化石エネルギーを人為的に加えて強制循環させる経路であることにしやく目する必要がある。これを踏まえ、大阪市域を想定した都市域の水の動きは基本的には図-2のように示されよう。

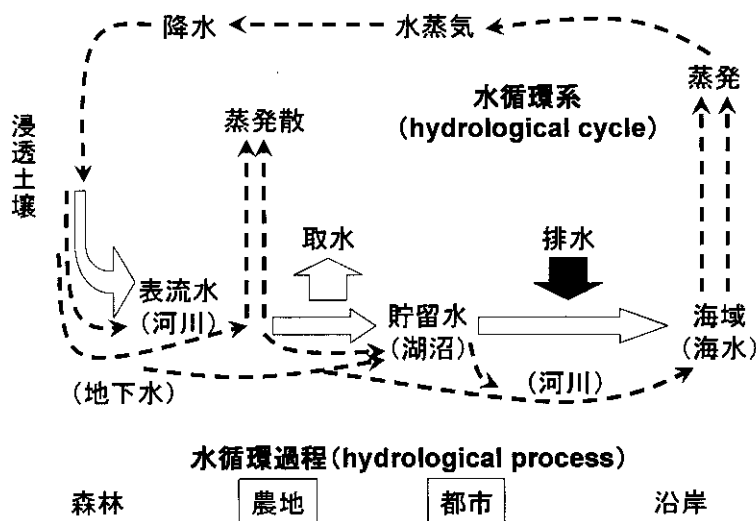


図-1 水の循環過程

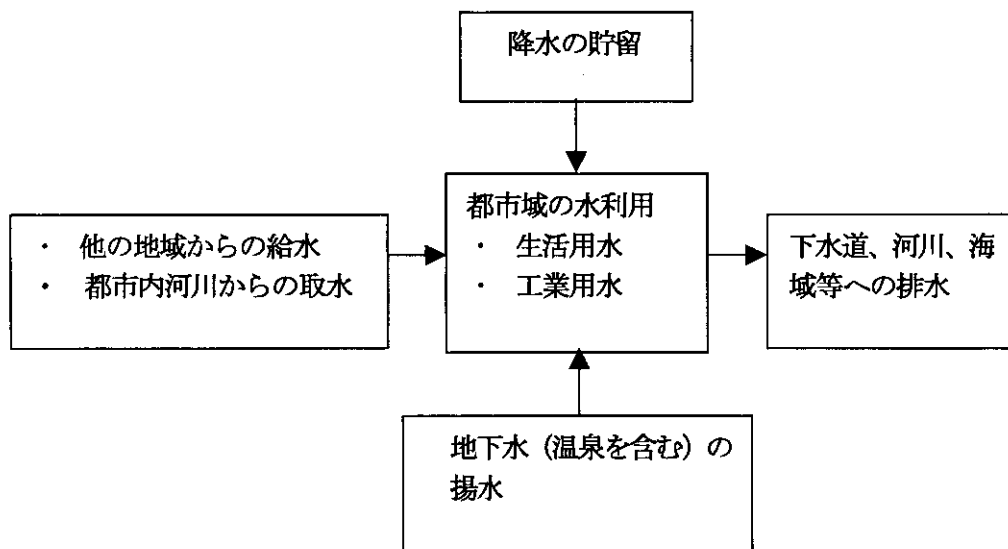


図-2 都市域の水循環 (大阪市域を想定した場合)

ここで留意すべきは、水循環経路としては考えられるものの、降水の貯留による利用、都市内河川からの取水、地下水からの揚水は、全体の利用量から見ると現在では微量だということである。少なくとも飲用水の地下水からの揚水はない。しかし、都市域の地下には当然地下水があり、地下水も水循環系の中の一員であるならば都市域の地下水も含めて水循環系の健全性をどう位置づけたらいいのであろうか、という課題が生じてくる。現実に使っていない地下水を健全な存在と言えるのか、こういった命題に答えていかなければならない。この場合、大阪市域の地下水は次のような状態にあることを踏まえなければいけない。

- 地下水は溜まっておれこそすれ、流動状態は活発ではない

- 地下水の水質は、長年の工業生産活動とその汚染物質の不適切な処置により、重金属等の有害物質で汚濁されている状況にある。

### (3) 都市における地下水利用の形態と実態

地下水の利用用途は

- 生活用水（飲料用，調理用，浴用）
- 工業用水（飲食品製造業，原料用，洗浄用，冷却用）
- 農業用水（農作物栽培用，温調等用）
- 養魚用水
- 建建物用水（冷暖房用，消雪用）

と分類されるのが普通である。なお、生活用水と工業用水を合わせて都市用水と称している。用水源は地下水のほかには表流水（主として河川水）があり、全体の用水量で地下水が占める割合は我が国で12.3%である。用途別地下水利用の状況（平成10年頃）は、表-1のごとく都市用水に偏っている。

表-1 全国の地下水使用状況（国土交通省，農林水産省の資料より）

用途	地下水使用量 (億m <sup>3</sup> /年)	地下水用途別割合 (%)	全水使用量 (億m <sup>3</sup> /年)	地下水依存率 (%)
1. 生活用水	37.6	28.4	164	22.9
2. 工業用水	41.4	31.1	137	30.3
3. 農業用水	30.6	23.1	586	5.2
1~3 合計	109.6	82.8	887	12.3
4. 養魚用水	13.2	9.9	—	—
5. 建築物用等	9.6	7.3	—	—
1~5 合計	132.4	100.0	—	—

都市域における地下水利用の状況はどうであろうか。大阪市を対象にしてみると、飲用の水源としての地下水利用は少なくとも統計資料上ゼロである。他の利用として、温泉の揚水，建設工事に伴う地下水揚水などがあるが、量的に見て微量と考えられる。しかし最近，小口径のボーリングによる揚水の病院，ホテル等での使用が取りざたされているが，実態が明らかでないので，ここでは詳しくは取り上げない。

このように地下水の利用は見られないが，記述した都市用水とはいささか用途が異なる都市ならではの用水として以下のような用途が注目されている。

#### 1) 修景・親水用水

池，堀，せせらぎ，噴水，壁泉等のアメニティ高揚のために供される水で，人体との接触を前提としないものを修景用水，人体との接触を前提とするものを親水用水と言っている。ここでいう人体との接触とは，せせらぎに手足を浸す程度の，身体の部分的な接触による水との交わりを指しており，水浴のように全身的な接触を指していない。

大阪市では公園のほかでは大型ビルや地下街での噴水や壁泉は通常見られるところであるが，最近では屋上緑化等のビオトープでのせせらぎ，道頓堀川のような市街地河川の水質改善やその水辺環境の整備の一環としてせせらぎ等の計画がなされている。いずれも都市用水や表流水がその用水源であり，地下水の利用には至っていない。

#### 2) 洗車用水，清掃用水

文字通り洗車や街路等の清掃水として利用する水で，雑用水という言い方もある。大抵は都市用水を使用するが，ねらいとしては貯留された雨水や風呂の残り湯等の利用が目されている。

#### 3) 河川浄化用水

汚濁の激しい都市河川や水路の洗浄(flush out)水や希釈用水として，下水の処理水の利用が実用化されつつある。特に高次処理を行った処理水は修景や親水の用水としても利用されようとしている。

#### 4) 冷暖房用蓄熱用水

いわゆるビル用水として冷暖房用に利用する地下水でなく、地下水と外気との温度差を熱交換器としてのヒートポンプで採熱するための用水溜めで、この対象として都市の地下水の利用をねらったものである。地下水を揚水したあと、その水を涵養する（地下に戻す）という点で、新たな地下水汚染や地盤沈下等の障害を生ぜしめないことが原則である。

以上の1)～4)をまとめて環境用水ということが出来る。このように、都市域では生活用水や工業用水の利用の方法のなかには、都市特有の水需要形態があることがわかる。そのような水源をいかに合理的に得るか、どこまで再利用や再生利用ができるかが今後の新たな水利用の手法開発のポイントになる。そこでこの水資源を地下水に求めるとしたら、何を考えなければならないだろうか。この点で次の課題が浮かび上がる

- ・ 都市域の地下水はどの程度の存在量があるのだろうか。
- ・ それを利用するとして、それに似合う涵養量はあるのだろうか。
- ・ 利用資源としての都市域の地下水が具備しないといけない要件は何だろうか。
- ・ 利用することによって新たな地下水障害が生ずることにならないだろうか。

#### (4) 都市における地下水・地盤障害と環境問題

##### 1) 地下水・地盤障害の概況

地下水を利用することによる障害といえば、まず最初にあげなければいけないことは典型7公害の一つである地盤沈下である。確かに地盤地下は重要であるが、地下水や地盤で生ずる障害は必ずしも地下水を利用するためだけでなく、地下水を利用しないために起こる問題もあり、地下水の利用量の多寡に係わって障害になったり逆に障害を防止する役目が働いたりすることもある。都市域において一般的な観点から地下水利用と障害の関係をまとめると以下のようになる。

- ① 多量の揚水による影響：水位低下、地盤沈下
- ② 揚水規制による水位回復に伴う影響：地震時液状化発生の可能性、建築物基礎の浮き上がり、工事中の施工難度の増加
- ③ 揚水をしないことによる影響：地下水流の沈滞、地下水汚染の長期化

このような状況を、大阪低平地を背景に整理するためには、基本的な研究資料として大阪平野全体を対象空間とした地下水の涵養機構の解明が必須であろうと考えられる。この判断に立ち、精巧な3次元モデルに立脚した涵養基本モデルの作製が最近まとめられた<sup>2)</sup>。現段階ではまだ応用面での検討モデルの追究までには至っていないが、上記の地下水利用に向けての関連課題に挑戦するためには不可欠の解析モデルと言えよう。

##### 2) 地盤沈下

大阪府内での地盤沈下は、昭和10年頃からの工業用水の汲み上げにより先ず大阪市内臨海部で始まり、次いで昭和30年代からの経済成長期に合わせ北摂地域、東大阪地域でも沈下が進み、昭和40年代には泉州地域でも著しい地盤沈下が観測されるようになった。大阪臨海地域での沈下量は最大4mにもおよび、臨海部を含む大阪市域の1/3の面積が1m以上沈下したと記録されている。このことによるビルの抜け上がりや道路の破損が見られたのに加え、高潮による浸水、氾濫被害は甚大であった。

地盤沈下の進行を防止する施策は、基本的には地下水の採取をやめる以外にない。実際には地下水の揚水規制として昭和37年に「建築物用地下水の採取の規制に関する法律（ビル用水法）」が大阪市域全体に対して施行され、同年には「工業用水法」も改正されて府下の地下水採取規制地域を広げていった。規制の内容は

- ① 法律により規制する地下水採取用のポンプの口径を小さくすること
- ② 地下水採取規制の深度をより深くすること

である。その反面、不足する工業用水や生活用水は淀川を水源とした代替水の開発が推進され、揚水を必要とする関連事業者も地下水から工業用水等への転換が図られた。この結果地盤沈下はてき面に効果が現れ、大阪地域の地盤沈下の進行は沈静化し、揚水により低下していた地下水位も十分に回復してきている。

##### 3) 地震時の液状化

新潟地震で顕著な地盤液状化の現象が見られて以来、大きな地震のある度に震災地域で液状化による地盤被害が出ている。1995年の阪神淡路大震災でも、神戸においては埋立て地の路面で大規模な液状化が起り、地下の土砂の吹き上げが一面に観測された。大阪でも淀川の河口部で堤防の堤内地側で数百メートルにわたって液状化

による崩壊があったほか、臨海部の各地で小規模ながら多くの液状化が見られた。

この現象は、地震の震動で地下水を含む地盤が流動化し、水圧がかかって地上に土砂が吹き上がるものであるが、流動化状態では構造物を支持する力が失われ、建築物の斜傾や倒壊のおそれがある。すなわち土壤に地下水が飽和していることが液状化の原因になるので、地下水位が高いと液状化が起りやすいということになる。このことからすると、地盤沈下が沈静化し、地下水位が回復して高くなること自身が危険な状態になるわけである。また、地震が起こらなくても地下水位が高くなってくると、ビルのような建物の浮き上がり現象が起り、構造上不安定な状態に導かれる。更に地下水位が高いと各種の基礎工事において施工が困難になり、それを回避する技術や工法が求められることになる。

このように地下水位が必要以上に上がることにより、都市域では新たな障害が生じてくる。こういった状態に対し、適正な地下水位はどの程度なのか、また適正な水位にするために新たな揚水が必要なのかどうかという問題が出てくる。

#### 4) 危機管理と地下水

阪神淡路大震災の時、ライフラインと呼ばれる電気、電話、ガス、水道のシステムが破壊され、このような直接的な被害のほか、下水道、防火用水においても十分な対応が出来なかったという問題を残した。この反省から震災時のような危機的な状態においていかに安全と防災機能を確保するかが大きな課題になったが、このうちで地下水がどのように活用できるかも一つの課題である。

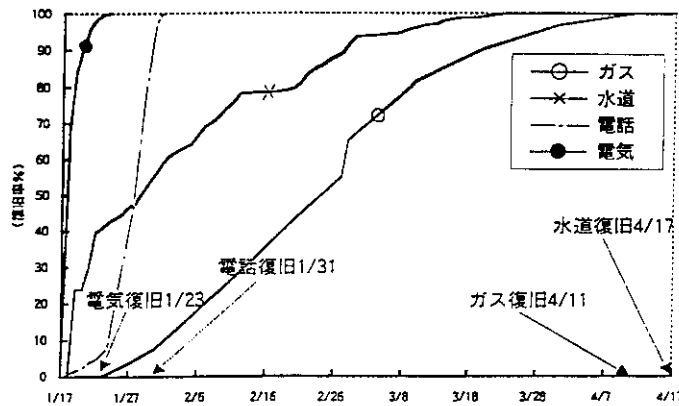


図-3 阪神淡路大震災時のライフライン回復状態<sup>4)</sup>

図-3は阪神淡路大震災時のライフライン回復の状態を示したものである。これによると、電気、電話の復旧は比較的早い段階で復旧を見たが、水道、ガスの復旧はかなり遅れている。しかしながら、震災時の水不足は緊急時においてはあくまで飲料水であり、この点に関しては水道の復旧というより一時的な飲み水が問題になる。現実には破壊された水道管から流れ出す水を容器にとって飲むという状態もあったが、災害緊急対策の立場からは少なくとも生命に必要な水の支給は短時間で行われたと見られる。従って都市災害においては緊急時の飲用水供給に対し、地下水の常時完備は大きな意味を持たないと考えられる。それでは地下水はどのようなことに役立つのであろうか。

#### 5) 地下水汚染

揮発性有機塩素化合物(VOC)による地下水汚染が全国大都市の井戸水調査から明らかになったのは1982年のことである。VOCは人工化合物であるので、従来の有害重金属による汚染にもまして都市域の地下水汚染の発覚にショックを受けたものである。電子産業部品の洗浄剤として、またドライクリーニングの溶剤として有用であったこの物質は、発ガン性物質であるとの認定で有害化学物質に指定され使用禁止になったあとも、工場等の跡地から続々と汚染が見つかり、有害重金属の汚染と共に都市域における負の遺産として大きな社会問題となっている。この汚染による健康への被害の防止をねらった水質汚濁防止法、土壤汚染対策法によって新たな汚染は発生しないとしても、現在存在する地下水汚染に対しどのような対策を講じていくかが問題になっている。

大阪市域の地下水は、浅層地下水はもちろん、被圧地下水についてもかなり局地的な地下水汚染が存在するものと見られる。大阪市域では地下水を飲用にする井戸が存在していないこと、小口径で規制のかからない井戸、

あるいは温泉の利用は水質の検査により利用上支障のない地下水であることが確認された限られた地下水利用であることから、今後広域的に地下水の利用を進めることになった場合、地下水汚染がどのように取り扱われるか問題になるものと思われる。

## 6) 新たな地下水問題

最近、規制基準の口径以下の井戸による地下水の汲み上げが増加の傾向にある。その理由は以下のような点が考えられる。

- ・水道料金が安い。日本の水道料金はフランスの1.5倍、米国の2.3倍とみられている。更に、家庭用水道水に比べ、大口利用の水道料金が割高な料金システムになっている。

- ・一般の水道システムでは大地震等の災害時に使用不能になる危険があるが、専用井戸ではその心配がない。

その一方で専用水道の水質管理が困難になる可能性があること、自治体の水道事業の経営に影響が及ぶこと、などの問題も生ずる。

大阪府生活環境の保全等に関する条例（「ビル用法」「工業用法」に係わる上乘せ規制）によれば、地下水採取規制の規制対象となるポンプの吐出口断面積は6cm<sup>2</sup>を超え、かつ動力を用いるものとされているから、6cm<sup>2</sup>以下の動力付き揚水井戸は規制の対象でない。最近のポンプは小型でも性能がよくなっており、このような小口径の井戸でも容易に地下水を汲み上げることができる。しかし揚水量は約100m級の深度で200～300m<sup>3</sup>/日であるから、かつての大口径による工業用水用の揚水量に比べると大きいものではないが、ホテル、病院、食品工場等では結構十分な供給量となっている。

ここで問題になるのが、このような未規制の揚水が今後増加するとすると、再び地盤沈下が生じてこないかという懸念、あるいは水質管理が行き届かない点で新たな健康障害が生じてこないかというようなことである。利用できるのなら極力有効利用しようという観点と、新たな障害の発生懸念との間で、新たな地下水管理が望まれるところである。

## (5) 都市における新しい地下水利用とその課題

### 1) 浅層地下水の環境用水への活用

記述のように、環境用水とは修景、親水、散水、洗車、清掃、河川浄化等の用途に供する水を言う。（この中で散水、洗車、清掃の水を雑用水と言うことがある。）これらには水道水、工業用水の水を使用することは可能であるが、水の再利用という点からビルの屋上に降る雨水を貯めて使用したり、風呂の残り湯を利用するような工夫もなされている。とにかく、都市域では都市のアメニティの整備が盛んになり、各所で環境用水の使用が増加している。これらには水の再利用、循環利用といった用法が好ましいに違いないが、浅層地下水の利用も今後積極的に考えるべきである。その理由は次の通りである。

- ① 環境用水は河川浄化用水などの大口利用を除き、一般に局所的な場所で利用される。そうであればその地点の地下水（浅層地下水）の利用が可能であろう。

- ② 浅層地下水の流動は近傍の河川（都市河川等の小規模河川）との流入・流出によって流動状態を作るが、一般に自然状態では流れが小さく滞留状態にある。地下水を使用することでその循環機能を高めることにより、地下水の自然浄化が図られかつ有用な利用を促進することができる。

一方、利用を高めることによる課題も生じてくる。第1に水質が適正であること、第2に使用後の排水がある場合に新たな汚染が問題になる場合がある。

### 2) 広域的揚水と液状化の防止

地盤沈下の沈静化に伴い地下水位が上昇してきていることは既に述べたが、地下水位の上昇が地震時に地盤の液状化を誘発するということから、液状化の可能性を持つ臨海部において広域的に浅層地下水の揚水により一定量水位を下げることで安全性を確保しようとする提案がなされている。このことは地下水の循環性を促進する点で大変有効であり、かつ揚水した地下水の排水で、例えば汚濁河川の浄化に役立てることができれば一石二鳥である。しかしながら実現に当たっては課題も多い。

まず、液状化を回避するためにどの程度地下水位を下げるべきかは、地質はもちろん構造物の規模や密度により変わるので一概に決定できないが、例えば水位を広域的に1m下げるとすればその状態を保つために常時揚水する量はかなりのものになる。この場合に問題になるのは、その水の最終的な処分に係わり、排水が量的、質的に受け入れられる施設の規模や機能に支障はないかという点であり、これは十分に検討する余地がある。また、

液状化を広域的に防止すること自身に無駄があり、必要な構造物に対してのみ対策を講ずるのなら、その構造物周辺の囲い込み等による防止策も可能であるという考え方もある。

### 3) 建設基礎工事に伴う地下水制御

低平地都市域では地下構造物の建設に当たっては、常に地下水位に対する配慮が不可欠である。一般に止水矢板等によって工事区域を周辺地下水域から遮断し、止水壁内部の揚水によって地下水位を低下させ一定水位に保つ工法を行う。工事期間中は常時地下水位の差異による完全性の監視が必要であるが、同時に揚水した水量の排水管理も重要である。工事はある一定の期間で行われるが、水質に問題ない場合あるいは必要な処理を行った水はその期間直接河川等へ放流される場合が多い。地下水利用の立場からは、このような排水に関し一定の利用方法を指導するようなマニュアルが整備されるべきである。

### 4) 小口径地下水揚水と地盤沈下の関係

小口径を用いた揚水は既に技術的な点で可能になっている。かつて地盤沈下の防止が問題となった時点では、大口径による大量揚水(日量数千 $m^3$ 以上)が規制の対象になったため、小口径による揚水量は多くはなかったが、その揚水総量は地盤沈下を招くほど多くはないと見られるが、今後の揚水量の増加に対して制度上いかに対処すべきかが問題になる。記述のごとく、地盤沈下関連の問題のほか揚水した水の扱いによっては水質管理の適正性が問われることになる。その一方で、この揚水による利水上の利点と地下水の水循環を刺激するような利点が見られることも見逃してはいけない。

### 5) 漏水の利用

大都市には地下鉄、地下街、地下道、多目的地下管路、上下水道施設、大型ビルの地下室など、地表面下に位置する構造物が多々存在する。これらのほとんどは地下水面より低い位置に及ぶため壁面を通して漏水がある。例えば地下鉄ではこうした各所の漏水を側溝に集め排水しているが、この水を有効利用することが考えられる。

平成13年、閣議決定された大深度地下利用に関する法律の施行により、大都会での地下開発がより大きい深度に及ぶことが予想され、それに伴ってその地下構造物からの漏水対策が地下水管理事項の一つに取り上げられている<sup>5) 6)</sup>。このことは漏水の処理をどうすればよいかという問題になり、処理の合理的方法の一つとして漏水の有効利用が検討材料に取り入れられるものと思われる。大深度の地下開発は今後の都市の発展の目指す重要なフロントであり、ここでいう漏水問題だけでなく新たな別の地下環境の問題も引き起こすことになる。

### 6) 地下水の蓄熱利用

地下水が季節を通じて一定の水温を保っている特性を利用して、雪国では冬季の路面積雪の消雪のため地下水を散布することが既に実用化されているが、都市域においては地下水を夏季には冷水として、冬季には温水としてヒートポンプで熱交換し、ビルの冷暖房に利用しようとするのが試みられている<sup>7)</sup>。これはクリーンエネルギーの利用と排熱による都市のヒートアイランド現象の緩和に役立てようとする新しい地下熱の利用技術である。現実に大都市で具体的な設計を試みている研究グループがあるが、それによると地表面から20m深の不浸透層まで100m四方の境界に止水壁を建設し、その中の地下水を一端から揚水し熱交換をしたあと他端に注入することによって、夏は冷房を、冬は暖房をその敷地のビルに適用することが考えられている。利用する地下水については閉鎖系空間での移動であるため、原理的には排水等は生じない。ただし、止水壁の地下水遮断が完璧ではないことなどによる漏水や熱拡散が生ずることを視野に入れなければならない。

以上の新しい地下水の利用法について、主要な論点をまとめたのが表-2である。

表-2 都市における新たな地下水利用形態と関連特性の整理

地下水の利用形態	既往の水源	地下水への転換の可能性	対象地下水帯, 水質問題	法制度対応の難易度	水の循環性	備考 (地下水障害等)
飲用水	水道水	1) 一般に不可 2) 可能性あり	1) — 2) 不圧地下水以深	1) — 2) 地盤沈下, 水質と関連	1) — 2) 揚水量に 関連	1) — 2) 適正揚水の検討
浴用水	水道水, 地下水, 温泉	既に利用	温泉は深層 (800以深)	銭湯法, 温泉法, 条例, 排水規制	無関係	影響圏の検討 排水規制
工業用水	水道水, 工業用水道	業種によって可能	被圧地下水	地盤沈下関連法 規制で厳格	被圧地下水帯 で影響, 涵養機 構に影響	揚水量に対し慎重 な対応, 排水規制
環境用水 (修景, 親水, 散水, 洗車, 清掃, 河川浄化)	水道水, 雨水	可能性大	浅層地下水, 地 下水汚染に注 意	対応可能	局地的な循環 性の改善	下水処理水・雨水の 利用あり, 漏水利 用, ヒートアイラン ド対策
危機用水	水道水, 防火用水	可能であるが必 要性薄	浅層地下水, 飲 用は水質問題 あり	対応可能	ほとんど無関 係	必要地点と必要水 量の設定
液状化防止の広域 揚水	なし	地下水揚水その ものが目的	浅層地下水, 汚 染地下水の可 能性	排水の場合水質 問題あり	非常に良好	常時揚水の要, 揚水 後の水利用可
工専用局地下水 の揚水	—	地下水揚水その ものが目的	浅層から被圧 地下水帯	規模により要検 討	揚水規模によ り影響あり	地下水位低下, 工事 中の地下水管理, 揚 水後の水利用可
地下構造物からの 漏水利用	—	地下水そのもの の利用	構造物の深さ	漏水管理との対 応	微量	漏水の集水技術
地下水蓄熱利用	地下水の循 環利用	一定の地下水量 のみ利用	止水壁内の閉 鎖系空間	熱汚染, 止水壁か らの漏水の検討	周辺地下水と は無関係	止水壁による流動 障害

## (6) 今後の課題

新たな地下水の利用については既に論じたところであるが、このような利用に当たって対応すべき地下水の管理について考えなければならない。低平地の都市でこれまで最も問題になったのは地下水の過剰揚水による地盤沈下の発現であったが、地盤沈下が沈静化した今日、地下水位が復元したことによる新たな地下水障害の可能性が現時点の大きな課題になっている。液状化のポテンシャルがあがっている点などである。この課題と同時に、都市での水環境の改善やより豊かな水環境の享受に向けての施策が、ヒートアイランドの軽減、水辺の環境創造などとともに話題になっている。しかし、こういったことが直ちに推進できるとは限らず、住民の生活環境、社会制度、法制度上等から検討しなければならない問題が多い<sup>8)</sup>。

都市用水の水源としては現時点では琵琶湖総合開発事業の完成に伴い、渇水に対する安全性は一層向上してきており、大阪地域では幸いにも渇水時に市民に大きな影響を及ぼすような事態に至っていない。従って汚染の可能性のある地下水をあえて水源にする必要はないと言える。また、地下水位を広域的に下げることによる水量に似合う排水設備においては、下水道施設が果たして量的に対応できるかどうかとも判らない。社会基盤を大きく変革させないと大量の水量制御ができないとなると、現時点では個々の問題解決に視点を据え、小規模ながら個別に安全対策等を講ずる方が費用効果の点から見て有利であるという見方がある。

それでは都市域の地下水はこのまま放置するのがいいのか、またそうでなければどのようなスタンスで利用を

考えればいいのか。これには都市の環境問題で今すぐにも取りかからねばならない課題に注目し、市民意識に沿いながら環境保全、ひいては快適な環境への誘導を合理的かつ効果的な方法で行うことを考えなければならぬであろう。それは健全な水の循環が本質的に水政策のどの行動にも含有されたものでなければいけないという必然性にあると見られる<sup>9)</sup>。省エネルギー、省資源、豊かで利便性のある満足感のある生活の営み、これらの最大公約数は都市域において水の循環に支障がないこと、そして水循環の一員である地下水もまた同じ概念で取り扱わねばならないものであることに気づくべきであろう。

#### 【参考文献】

- 1) 健全な水循環系構築に関する関係省庁連絡会議：健全な水循環系構築のための計画づくりにむけて、平成15年10月。
- 2) 地下水涵養研究委員会：大阪平野地下水涵養機構に関する研究、Ⅱ。涵養モデルの作業報告、地下水地盤環境に関する研究協議会主催・地下水地盤環境に関するシンポジウム 2003 発表論文集、平成15年11月、pp. 65-79。
- 3) 戸上拓也、橋本正：大阪における地下水問題、地下水地盤環境に関する研究協議会主催・地下水地盤環境に関するシンポジウム 2002—大都市の地下水問題—発表論文集、平成14年12月、pp. 64-75。
- 4) 日本水環境学会特別研究委員会：阪神・淡路大震災による水環境への影響と対策（中間報告）、平成7・8年度特別研究委員会報告、平成8年3月。
- 5) 環境省水環境部地下水・地盤環境室：大深度地下使用に係わる地下水・地盤環境保全に関する調査報告書、平成14年11月。
- 6) 国土交通省都市・地域整備局大都市圏整備課大深度地下利用企画室：平成15年度「大深度地下利用における環境に関する検討調査」報告書、平成16年3月。
- 7) NEDO 新エネルギー・産業技術総合開発機構地熱開発室：地下熱利用システムの特徴と課題—地中地盤地区ね越システム—、2001年1月。
- 8) 色摩勝司：大阪市における地下水・地盤問題へのアプローチ、地下水制御が地盤環境に及ぼす景況評価に関する調査研究委員会：「土木学会関西支部平成14年度地下水制御が地盤環境に及ぼす影響評価講習・研究討論会テキスト、2002、pp. 7-8。
- 9) 地下水・地盤環境懇談会（環境省水環境部諮問会議）：地下水・地盤環境懇談会報告書、平成16年3月。

## 2. 2 地下水総合管理の必要性について

地下水の総合管理についての制度的枠組みは、我が国ではこれまで適用されてきた事例はない。また「地下水の総合管理」についての定まった定義もなされていない。他方、国土の水循環系に関連する総合管理を目的とする施策体系としては、「水資源総合開発」「総合治水」といったものが既に整備されている。なかでも「水資源総合開発」は歴史が古く、国土総合開発法(1950)に基づく水資源開発促進法(1961)に従って全国総合水資源計画(ウォータープラン)が策定され、持続的水利用システムの構築、水環境の保全と整備、水文化の回復と育成を目標とした施策によって適正な水資源の確保が現在も推進されている。単に必要な水の確保といっても、森林の涵養保全、ダムや導水路等の建設、排水システムの整備、自然環境の保全といった事業の対応は複数の流域を包む地域規模で行うものであり、まさに「総合」という語を付さなければ意味をなさないことが容易に理解できる。また「総合治水」に関しても、河川法(1997)の改正によって、治水、利水、環境を一体的に配慮することで流域を単位とする健全な水循環系の形成を基本とした総合的施策がなされる時代になった。これに関連して河川の土砂挙動の安定化を確保する土砂総合管理もまた総合的施策の新しい視点になっている。

地下水は流域を単位とする水循環系の重要な要素であることは認識されながら、これまで総合的な管理の対象から外されてきた経緯は何であろうか。水は生命維持の基本資源であって、安定した水量、良好な水質、恒常的な水温という勝れた資源的価値を持つ地下水が古来容易に得られることを以て、民法207条による地下の私的所有権として認められた私有財産(私水)とされてきたことはよく知られている。その一方で、私水の私用であっても周辺環境に公的な被害や人の健康に係わる影響を与える行為であれば、公害としての地盤沈下、地下水汚染の発生を防止することを目的とした地下水利用の制限が制度上加わることにもなっている。およそそのような枠組みを以てしてさしたる問題が起こらなければ、これはこれで従来型の対応でいいのかも知れない。

しかしながら、我々が本研究で対象としてきた大阪低平地の広域的な地下水涵養モデルの構築過程で、従来型の対応では今後の地下水が決して好ましい形では残らないことに気がついた。それは以下のようなことからである。

- ① 地下水の涵養域、流動域、滞留域のすべてに広がる都市化の進展により、地下水流の断流までは起こらないまでも、涵養力の実態と健全な循環系のもとで水収支が適正であるかどうかの検討が必要になってきている。
- ② 地盤沈下の沈静化により回復してきた地下水位の特性から、海水の呼び込みあるいは残留のある状態が予想されること、あるいは飲用に供していない地下水が多だけに有害物質による地下水汚染など、地下水の水質の面で問題があるようにみえる。
- ③ 小口径の井戸での揚水技術が発達し、揚水規制を受けない方法で取水が可能になるなど、新たな地下水の利用方法が始まっている。

このため、今後は地下水の個々の利用に関する問題の解決だけでなく、広域的な地下水とその中で生じている局所的な地下水挙動にも視野に入れながら総合的な地下水管理を行う必要があると判断する。また地下水の総合的  
管理の必要性は

- ① 地下水の水位や流動の変化により自然環境や社会環境に及ぶ影響を解明すること
- ② 地下水の様々な利用による自然環境や社会環境での弊害を防止すること
- ③ 地下水の資源的、環境的価値の評価および地下水の利用形態を検討すること
- ④ これらを総合的に評価し、流域全体の水循環の健全性を確保しながら持続性のある地下水利用システムを確立すること

であると考え。とは言うものの、地下水の総合管理の基本的考え方を確定し、その管理手法を具体的にどうするかということについて現段階で検討を始めるのは大変困難である。第一、河川や海域、およびその水辺などとは違って、地下水は現実に目に見えない存在であって、地下水の望ましいイメージが湧かない点がある。例えば大阪市民にとって古くから表流水に頼ってきた経緯から地下水への依存性はなく、従って地下水を身近に感ずる習慣はごく限られた場所ではない。

管理とは人間がそれをコントロールできることが前提であることから、地下水の総合管理に関しても地下水実態の把握に必要で十分な情報がまず必要である。また、流域規模の地下水涵養域を含む広域的な地下水涵養モデルを駆使することで、地下水の利用という人為的な地下水への働きかけによって生ずる地下水挙動の予測が可能となるようなモデル解析力も備わっていなければならない。更に、地下水の管理を進めるに当たって、制度上の規制がどのレベルまで必要で可能かを地下水に係わる社会経済ニーズに照らして考察することも欠かせない。

以上のように、地下水の総合管理は、地下水の涵養・流動・滞留域における健全な水循環系の確保を基本としつつ、持続的な地下水利用システムの確立のために不可欠な制度である。

### 3.1 統計学的手法による地下水位への降水・揚水等の影響度分析

大阪平野の地下水位は、地盤沈下の抑制のために'60年代前半に揚水規制がされてから最大で30mほど回復し、近年では微量ながら水位上昇が続いているために地盤災害等への影響が懸念されている。

本節は、地下水位などの“観測値という事実”を探ることによって、地下水位の変動性状を降水量や揚水量との関係で分析するものである。以下では、先ず、大阪市における地下水位の変動特性、大阪市やその周辺市域での降水量、潮位や揚水量の観測値について整理する。そして、統計学的な「単純モデル手法」に基づいて<sup>1)</sup>、地下水位への降水・潮位や揚水の要因の影響度を分析して、地下水位に影響する支配要因をマクロ的に考察する。

#### (1) 地下水位変動の特徴

本節では、大阪市における帯水層を、Ma12層(粘土層)を境にして浅い沖積層(第1洪積砂礫層を含む)と深い大阪層群砂礫層にそれぞれ大別した。そして、観測地下水位データのうちで<sup>2)</sup>、'83年～'98年の16年間を対象に、表-1に示すように、沖積層を対象にした9ヶ所の観測井と大阪層群の16ヶ所のそれぞれにおける地下水位データを用いる。なお、表-1は、沖積層と大阪層群のそれぞれで分類し、更に上町台地を境に西側と東側に位置する観測井にそれぞれ区分して示した。

図-1は、沖積層で上町台地の西側と東側、大阪層群の西と東のそれぞれに区別して、月平均地下水位の経年変化の例をそれぞれ示したものである。地下水位変動の特徴を整理すると次のようである。

#### 沖積層の地下水位

上町台地の西側：図-1(a)に示したように、野田、住之江、南恩加島のそれぞれでの地下水位は夏頃の降水量の多い時期に高く冬場に低くなり、揚水等の人工的影響の少ない変動傾向である。また、長期的にはほぼ一定の水位を維持している。一方、大阪湾近傍に位置する鶴町Bや此花では、周期的(季節的)な水位変動の特徴を認め難く、長期的にも水位変動幅が大きい。

上町台地の東側：図-1(b)に示したように、いずれの観測井地下水位においても人工的影響の少ない(夏場に水位が高く、冬場に低い)変動傾向である。一方で、大宮や生野では長期的に一定の水位を維持しているが、東南部地域の長居や生野Aでは約0.1m/年の水位上昇をする傾向にある。

表-1 地下水位観測井の諸元

	沖積層			大阪層群砂礫層		
	観測井	地盤高 (O.P.m)	スクリーン深度 (G.L.-m)	観測井	地盤高 (O.P.m)	スクリーン深度 (G.L.-m)
上町台地の西側	野田	0.46	2.2～10.2	大和田	-0.24	40.1～48.6
	住之江	3.69	2.9～10.5	天保山B	3.58	96.0～100.5
	南恩加島	2.12	2.9～6.9	姫島	1.47	63.0～68.0
	鶴町B	3.70	25.0～30.0	十三	4.34	96.6～100.0
	此花	—	23.0～28.0	中之島A	4.02	91.0～96.0
				中之島B	3.99	178.0～183.0
				港II A	2.51	348.0～353.0
				港II B	2.50	441.0～446.0
				港II C	2.51	183.0～188.0
上町台地の東側	長居	7.37	2.2～20.2	新森小路	2.66	51.2～68.2
	大宮	3.79	2.7～8.7	鴨野	2.49	23.2～27.2
	生野	5.49	2.2～18.2	加美東	8.26	32.6～45.4
	生野A	5.90	13.5～16.5	蒲生	2.44	91.0～96.0
				生野B	6.00	170.0～180.0
				柴島	4.85	170.0～175.0
				馬場町	25.31	144.7～149.7

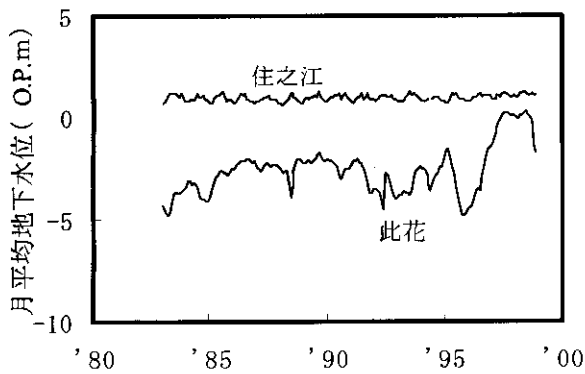


図-1(a) 地下水位変動の例(沖積層・西側)

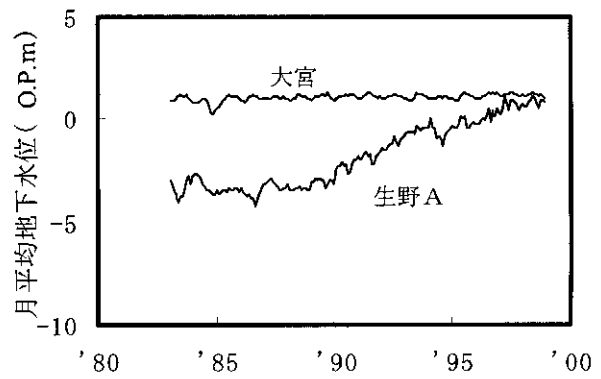


図-1(b) 地下水位変動の例(沖積層・東側)

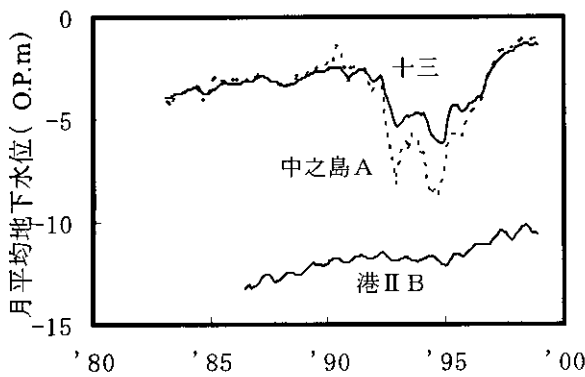


図-1(c) 地下水位変動の例(大阪層群・西側)

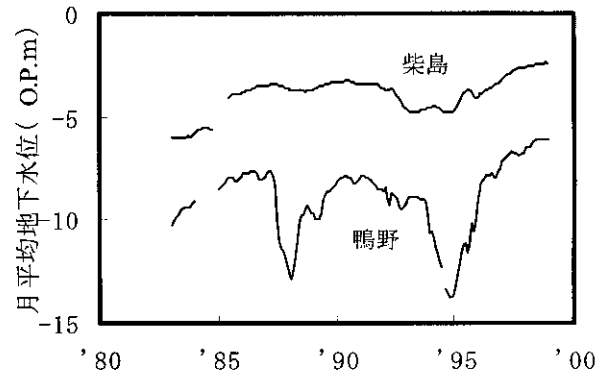


図-1(d) 地下水位変動の例(大阪層群・東側)

### 大阪層群砂礫層の地下水位

上町台地の西側：図-1(c)に示したように、スクリーン深度が最も深い港II Bでは人工的影響の少ない変動傾向であるが、その他の観測井では様々な人工的影響を受けているとみられ規則性が認め難い。一方、港II Bを除いた観測井では'90年代前半の大規模な工事揚水の影響とみられる水位低下が認められるが、全体的には約0.2m/年の水位上昇をする傾向である。

上町台地の東側：図-1(d)に示したように、生野Bや加美東では、春から夏にかけて水位が高くなり秋から冬に水位が低くなる傾向である。その他の観測井では規則性が認め難い。一方、'80年代後半(渇水年頃)や'90年代前半に水位低下が認められるが、西側と同様に0.1~0.2m/年程度の水位上昇をする傾向にある。

即ち、浅い沖積層の地下水位は、大阪湾近傍の観測井を除くと、夏場に地下水位が高く冬場に低くなり揚水等の人工的影響の少ない季節変動をする。また、長期的には地下水位は一定もしくは若干の上昇傾向である。一方、深い大阪層群砂礫層の地下水位は、平均的に、様々な人工的影響を受けているともみられる季節変動をし、長期的には0.2m/年程度の水位上昇をする傾向にある。

さて、地下水位に影響する代表的な要因として降水量、潮位や揚水量が挙げられ、以下では、これらの要因のそれぞれの経年変化等を整理する。

### (2)降水量、潮位

図-2は、大阪管区気象台・大阪観測所および生駒山観測所のそれぞれにおける観測降水量を用いて、'83~'98年の期間での月総降水量(mm)の経年変化および年総降水量(mm)の経年変化をそれぞれ示したものである。

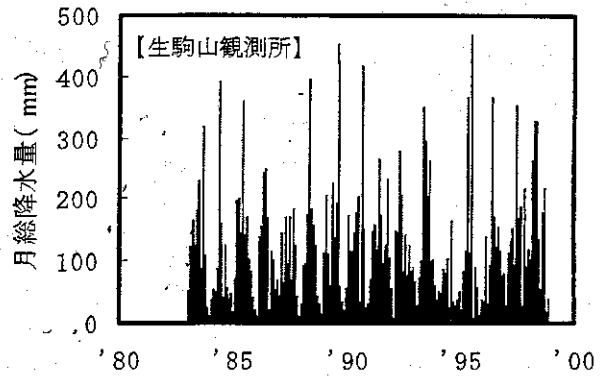
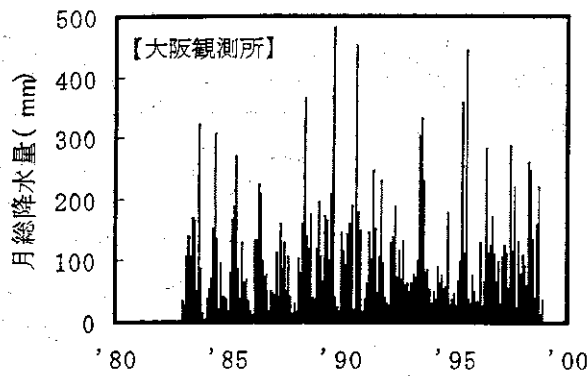


図-2(a) 月総降水量の経年変化(大阪観測所および生駒山観測所)

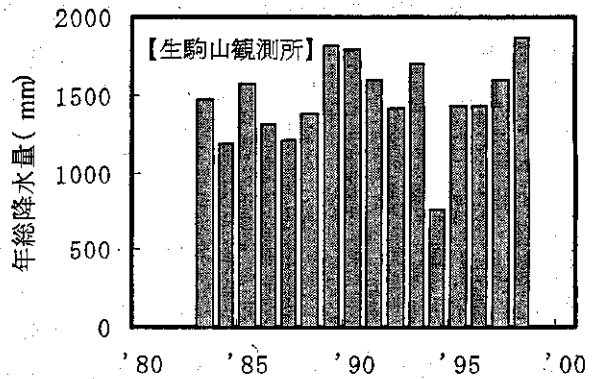
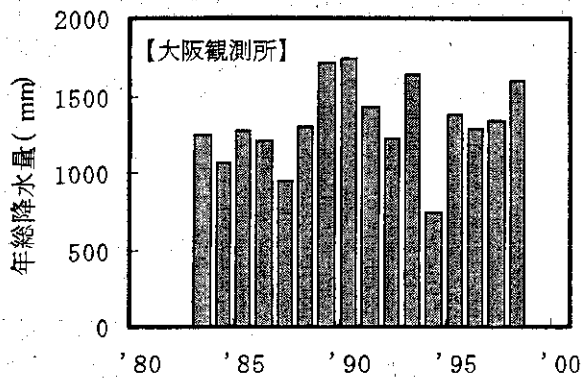


図-2(b) 年総降水量の経年変化(大阪観測所および生駒山観測所)

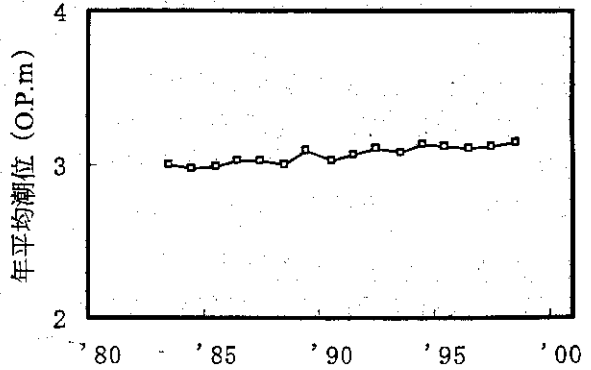
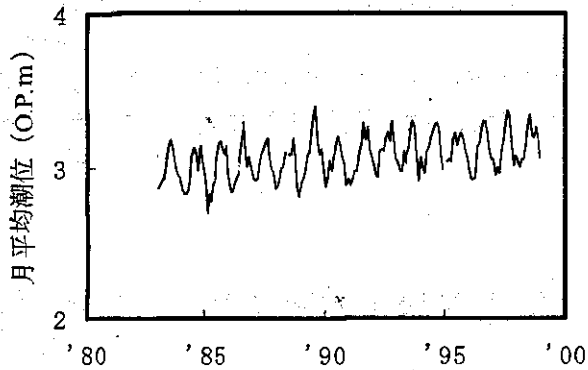


図-3(a) 月平均潮位の経年変化

図-3(b) 年平均潮位の経年変化

いずれの観測所においても月総降水量は夏頃に多くなり、その時期の降水量は豊水年で最大 500mm 程度、渇水年で最大 200mm 程度である。一方、年総降水量は、豊水と渇水年の間に最大で 1,000mm ほどの差があるが、この期間での平均値は大阪観測所で約 1,300mm、生駒山観測所で約 1,500mm である。なお、生駒山観測所の降水量は大阪観測所でのものに較べ 2 割程度多い傾向にあるが、両者の月総降水量や年総降水量のそれぞれの変動傾向は類似している。

次に、大阪管区気象台・大阪検潮所による'83年～'98年までの月平均潮位および年平均潮位のそれぞれの経年変化を示したものである。図-3(a)によれば、月平均潮位は夏場に高くなり冬場に低くなる傾向にある。また、図-3(b)によれば、年平均潮位は'83年の O.P.3.0m から毎年 0.01m の上昇傾向にあることが認められる。

### (3) 揚水量の状況

公表されている市別の日平均揚水量データを用いて<sup>3)</sup>、大阪市とその周辺の北部地域(豊中市, 吹田市, 摂津市(淀川以北の市)), 東部(門真市, 守口市, 大東市, 東大阪市, 八尾市(淀川と大和川に挟まれた市)), 南部(松原市, 堺市(大和川以南の市))のそれぞれに大別して, '83~'98年の期間における月別の日平均揚水量( $\text{m}^3/\text{日}$ )の経年変化をそれぞれ示したのが図-4であり, 深度 30m以浅と 30m以深のそれぞれからの揚水量に区分して示した。

図-4によれば, いずれの地域・深度においても揚水量は夏場に増加し冬場に減少する傾向にある。一方, 30m以浅からの揚水量は増加傾向にあり, 近年では大阪市や東部・南部地域で数千 $\text{m}^3/\text{日}$ , 北部地域で 1 万 $\text{m}^3/\text{日}$ 程度の揚水量である。また, 30m以深からでは, 揚水量が減少している傾向であり, 大阪市や東部地域に較べると北部・南部地域での揚水量が多い。

### (4) 単純モデル手法による分析

「地下水位は, 降水があれば上昇し揚水があれば低下するので, 近似的に降水量等の各影響要因によって線形重回帰式で近似的に表現できるとする単純モデル手法」に基づく<sup>1)</sup>、大阪市における地下水位  $h(\text{O.P.m})$  は, 降水量  $R_f(\text{mm})$ , 潮位  $S(\text{O.P.m})$  大阪市とその周辺地域でのそれぞれの揚水量  $Y_i(\text{m}^3)$  のそれぞれを用いて次式によって表すことができる。

$$h = aR_f + bS - \sum(c_i Y_i) + d \quad (1)$$

ここで,  $a(\text{m/mm})$  は降水影響係数,  $b(\text{m/m})$  は潮位影響係数,  $c_i(\text{m/m}^3)$  は揚水量影響係数,  $d(\text{m})$  は定数である。

この式(1)に従い, 地下水位, 降水量, 潮位, 揚水量の各観測値を用いて最小二乗法により回帰分析を行って, 各回帰係数(影響係数)を求めるとともにその係数信頼度を  $t$  値から求める。そして, 影響係数( $a, b, c_i$ )の信頼度が 50%未満の場合には, 式(1)からその説明変数( $R_f, S, Y_i$ )を取り除いたときの回帰式に書き改めて, その式により再度回帰分析する手順を繰り返す。

次に, 「降水があつたり潮位が上昇すれば地下水位は上昇する(降水量影響係数  $a$  や潮位影響係数  $b$  が正值となる)」、「揚水があれば地下水位は低下する(揚水量影響係数  $c_i$  が負値となる)」ことがそれぞれ考えられたため, その条件を満たさない影響係数が得られた場合, その説明変数を取り除いたときの回帰式に書き改めて, 再度回帰分析する手順を行った。これによって, 地下水位に影響する支配要因(説明変数)を抽出する。なお, この分析作業で, 沖積層の地下水位を対象にするときは深度 30m以浅の揚水量を用い, 大阪層群地下水位では 30m以深の揚水量を用いた。

#### 月平均地下水位を用いた分析

前述の式(1)に基づき, 大阪市における月平均地下水位, 月総降水量(生駒山観測所), 月平均潮位(大阪湾), 大阪市および北部・東部・南部地域にそれぞれ区分したときの月別日平均揚水量の各観測値をそれぞれ用いて, 単純モデル手法によって分析を行った。

図-5(a)~(f)のそれぞれは, その回帰分析によって得られた降水影響係数  $a$ , 潮位影響係数  $b$ , 大阪市と北部・東部・南部地域のそれぞれの揚水影響係数  $c_o, c_n, c_e, c_s$  の値をそれぞれ示したものであり, 沖積層と大阪層群のそれぞれの観測井に分類し, 更に上町台地の西側と東側に位置する観測井を区分して示してある。また, 図中の×印は繰返し回帰分析で説明変数が取り除かれたことを表す。一方で, 回帰分析で得られた定数  $d$  の値を図-5(g)に, 重相関係数の値を図-5(h)にそれぞれ示した。

#### 年平均地下水位を用いた分析

前述の月単位での観測値での分析に対比して, 年平均地下水位, 年総降水量, 年平均潮位, 各年の日平均揚水量の各観測値をそれぞれ用いて, 年単位での観測値による単純モデル分析を行った。

図-6(a)~(f)のそれぞれは, その回帰分析によって得られた降水影響係数  $a$ , 潮位影響係数  $b$ , 大阪市と北部, 東部, 南部地域のそれぞれの揚水影響係数  $c_o, c_n, c_e, c_s$  の値をそれぞれ示したものであり, 図中の×印は繰返し回帰分析で説明変数が取り除かれたことを表す。一方で, 回帰分析で得られた定数  $d$  の値を図-6(g)に, 重相関係数の値を図-6(h)にそれぞれ示した。

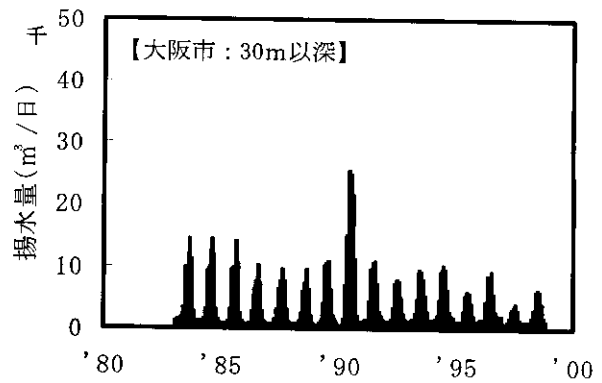
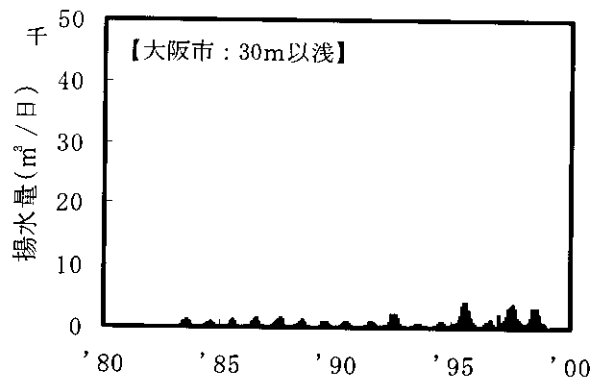


図-4(a) 大阪市における月別日平均揚水量(30m以浅と以深)

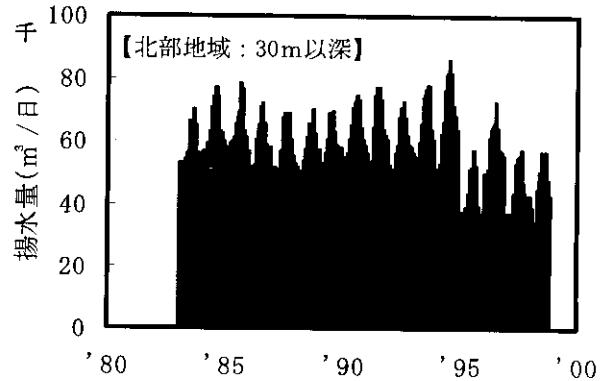
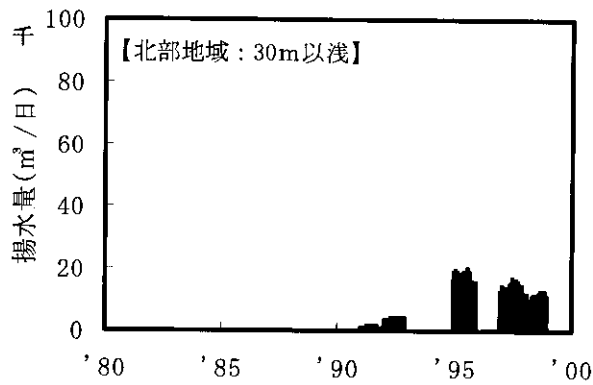


図-4(b) 北部地域における月別日平均揚水量(30m以浅と以深)

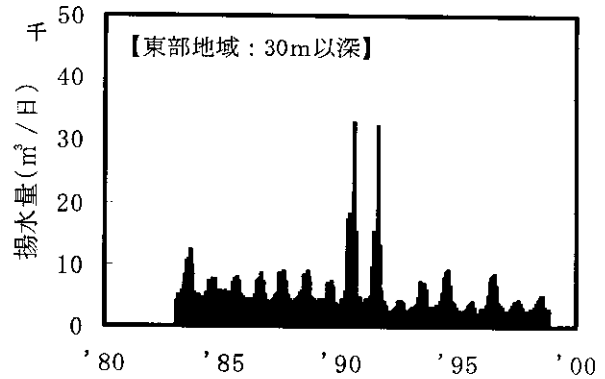
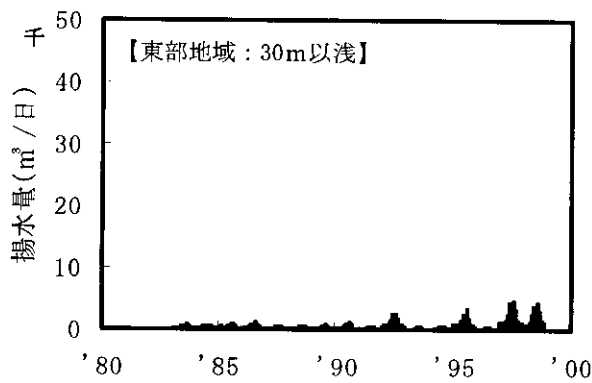


図-4(c) 東部地域における月別日平均揚水量(30m以浅と以深)

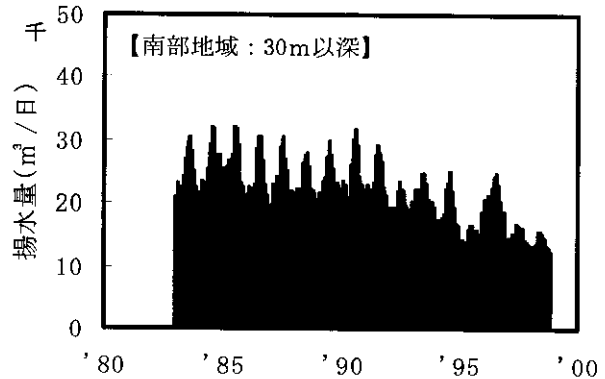
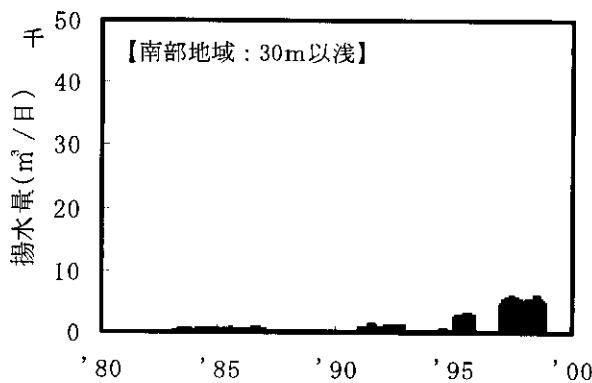
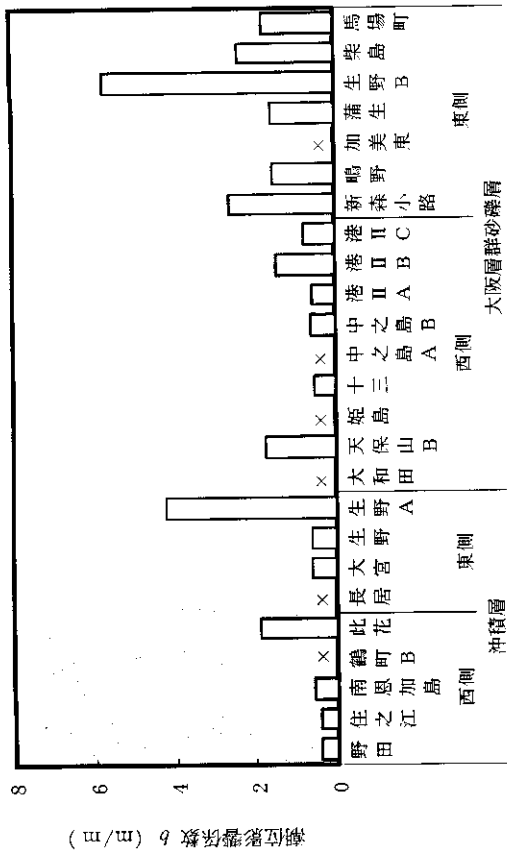
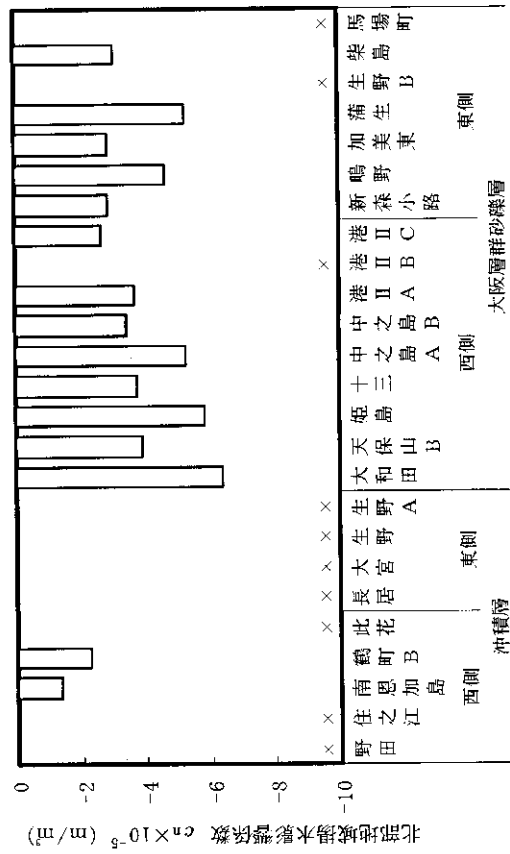


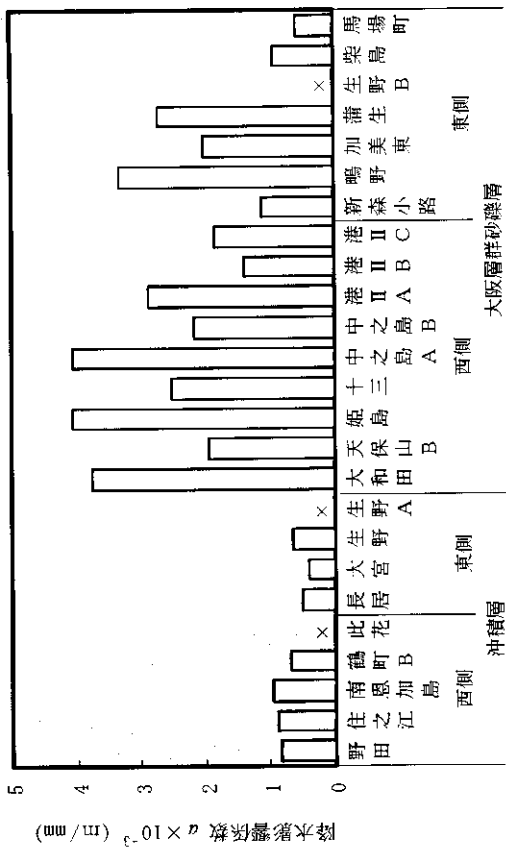
図-4(d) 南部地域における月別日平均揚水量(30m以浅と以深)



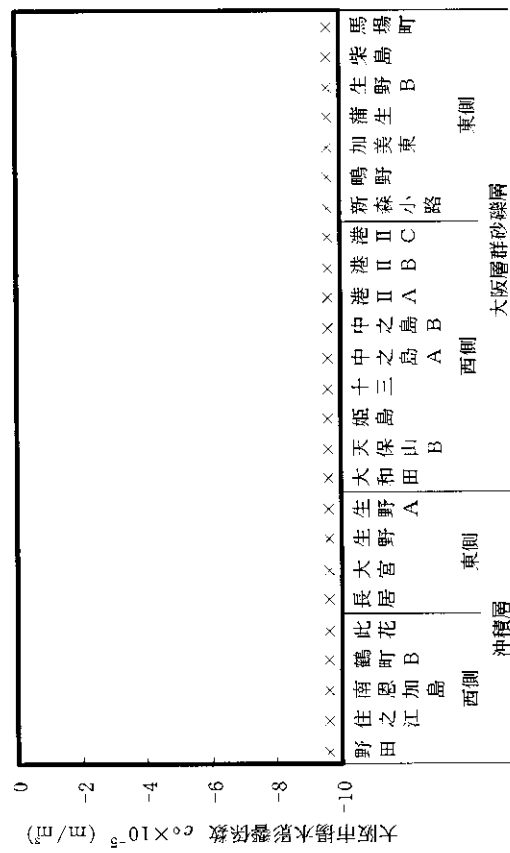
図一5(b) 潮位影響係数：月平均地下水水位



図一5(d) 北部地域揚水影響係数：月平均地下水水位



図一5(a) 降水影響係数：月平均地下水水位



図一5(c) 大阪市揚水影響係数：月平均地下水水位

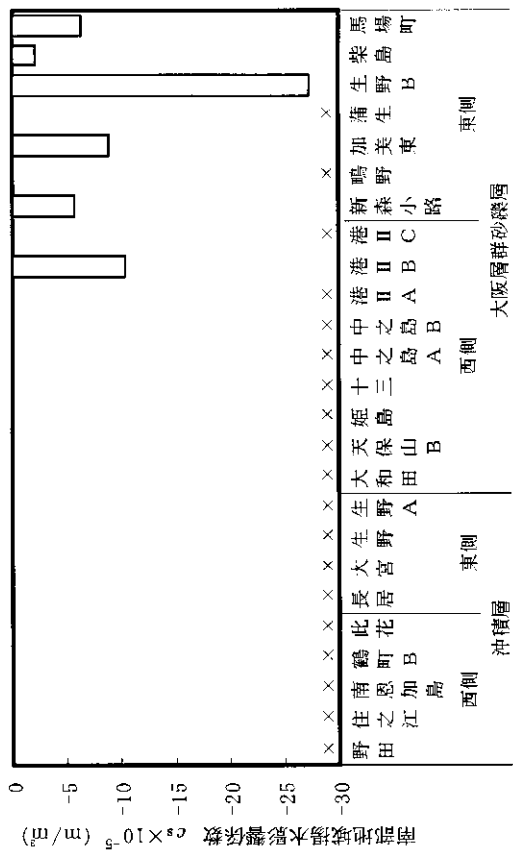


図-5(f) 南部地域揚水影響係数：月平均地下水位

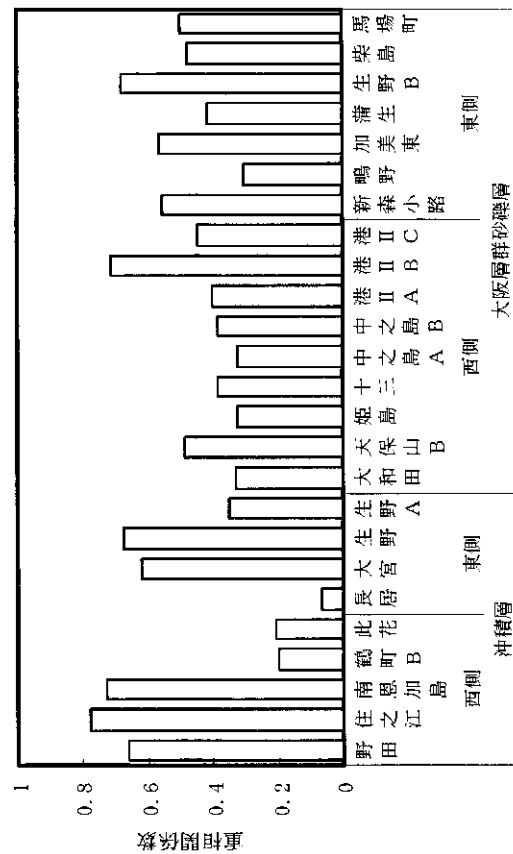


図-5(h) 重相関係数：月平均地下水位

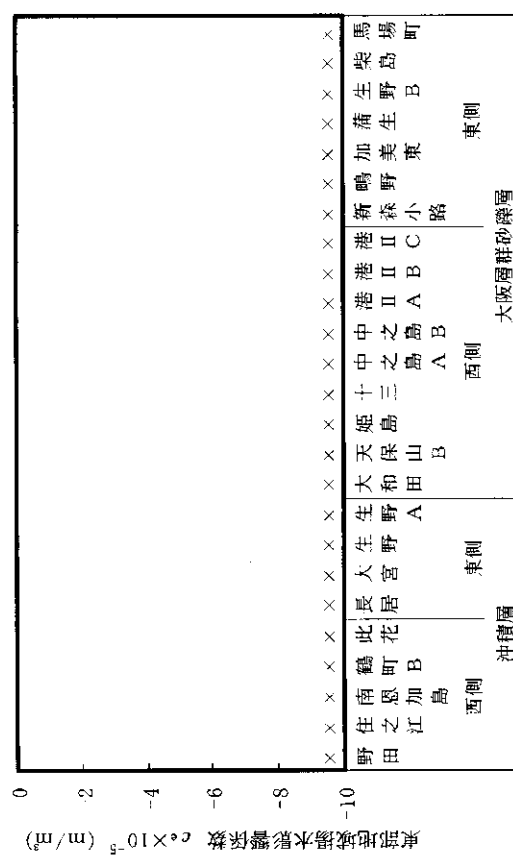


図-5(e) 東部地域揚水影響係数：月平均地下水位

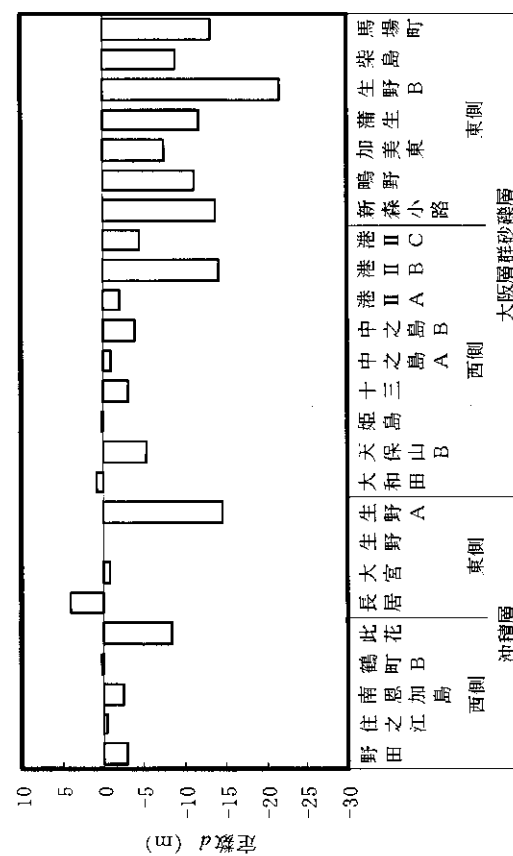
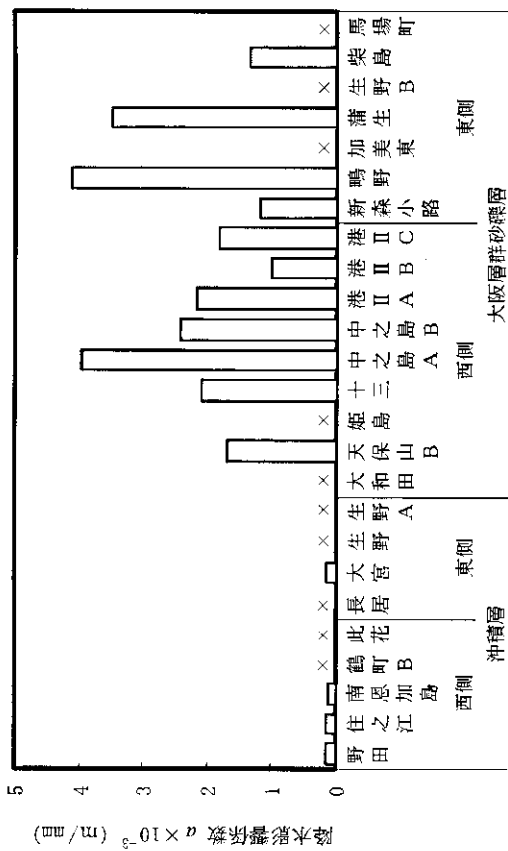
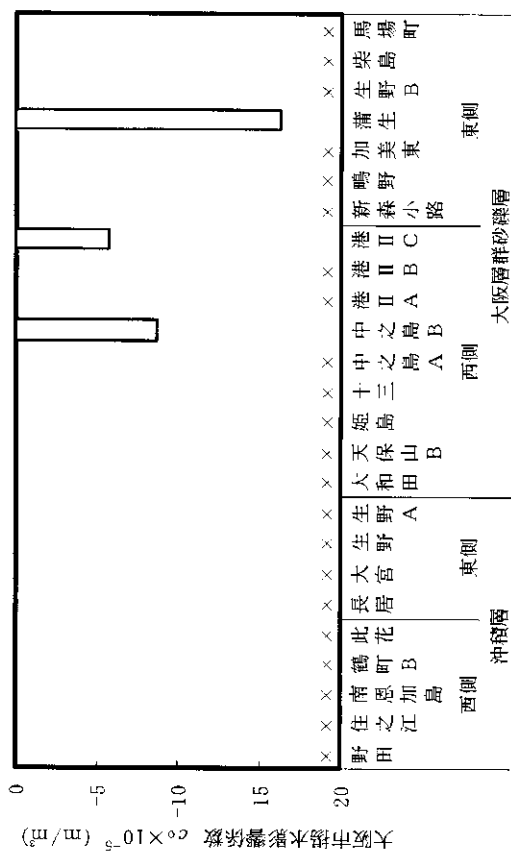


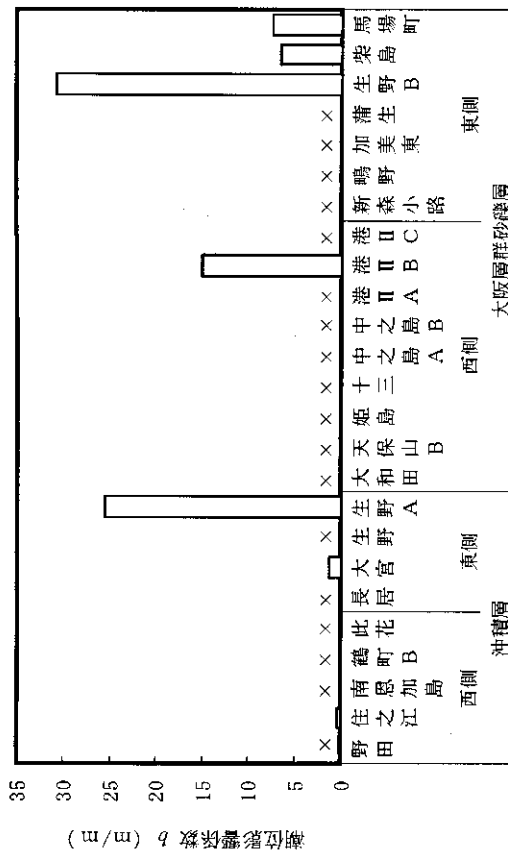
図-5(g) 定数：月平均地下水位



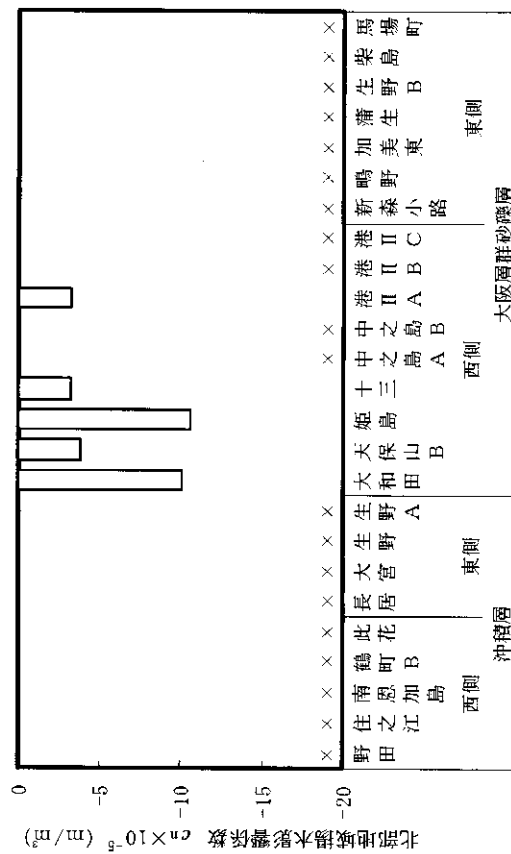
圖一6(a) 降水影響係數：年平均地下水水位



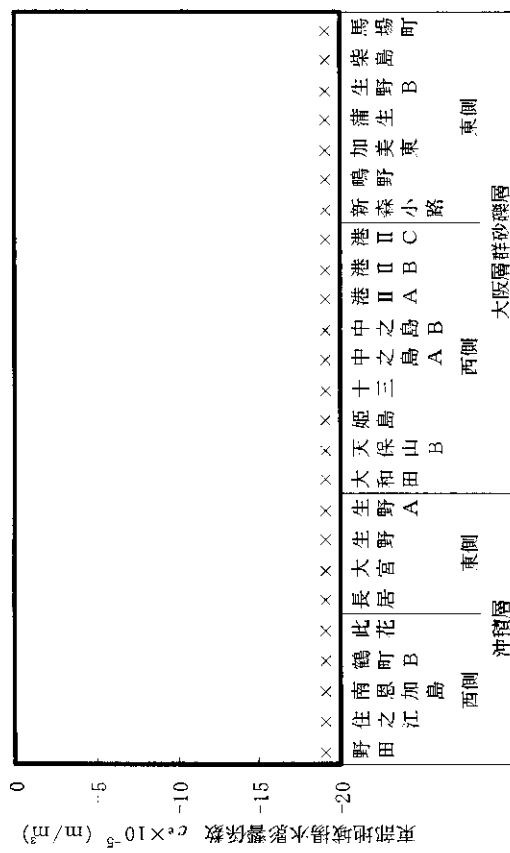
圖一6(c) 大阪市揚水影響係數：年平均地下水水位



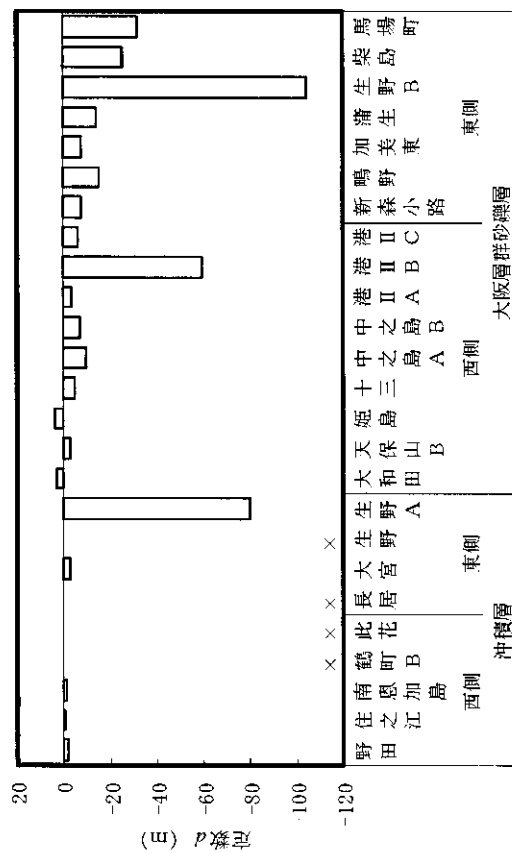
圖一6(b) 潮位影響係數：年平均地下水水位



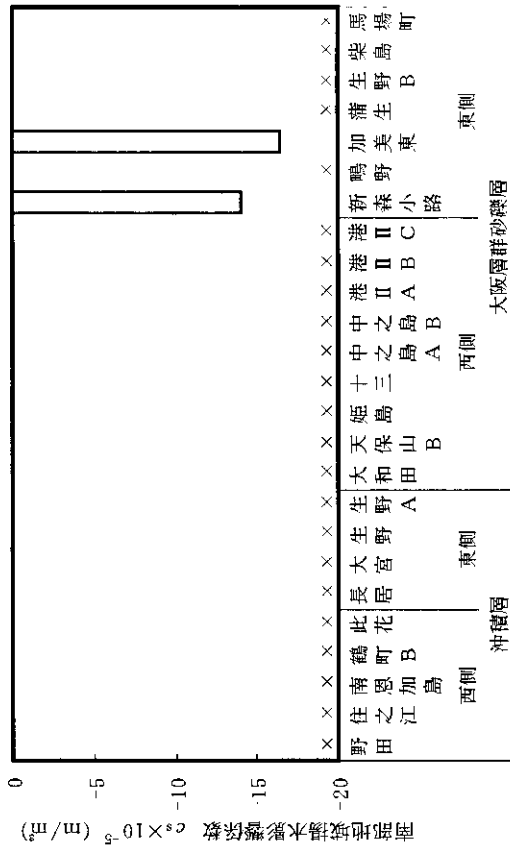
圖一6(d) 北部地域揚水影響係數：年平均地下水水位



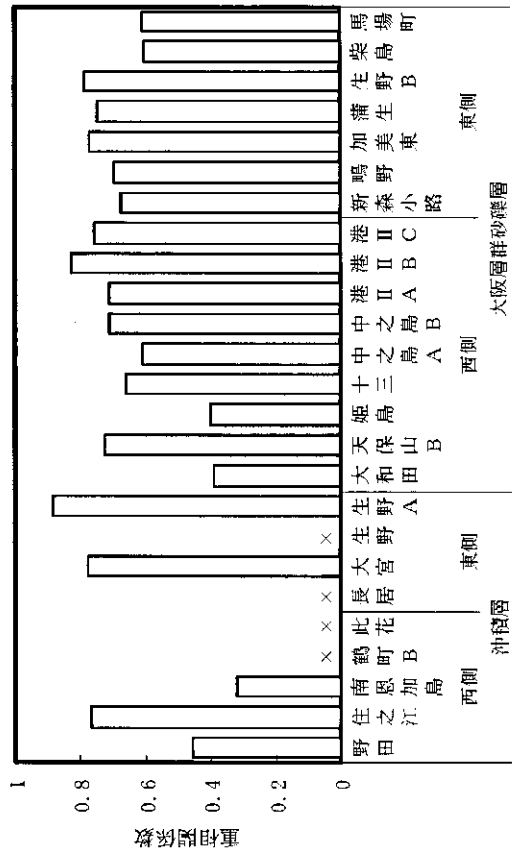
図一6(e) 東部地域揚水影響係数：年平均地下水位



図一6(g) 定数：年平均地下水位



図一6(f) 南部地域揚水影響係数：年平均地下水位



図一6(h) 重相関係数：年平均地下水位

## (5) 地下水位への降水・潮位および揚水の影響度

### 月平均地下水位への影響(短期的影響)

月平均地下水位に関する単純モデル分析結果を示した図-5によれば、浅い沖積層で上町台地の西側と東側、深い大阪層群砂礫層で上町台地の西側と東側にそれぞれ区分して、地下水位への降水・潮位および揚水のそれぞれの短期的な影響関係は以下のように推定される。

**降水影響**：沖積層の西側や東側のいずれでも地下水位は降水の影響を受け易い傾向である。降水影響係数は  $a=0.5 \times 10^{-3} \sim 1.0 \times 10^{-3} (\text{m/mm})$  であり、これは、月総降水量が 100mm のとき月平均地下水位は 0.05~0.1m 上昇することを表す。一方、大阪層群の西側や東側でも降水の影響を受け、係数  $a=1.0 \times 10^{-3} \sim 4.0 \times 10^{-3} (\text{m/mm})$  であり、月総降水量が 100mm のとき地下水位は 0.1~0.4m 上昇する。大阪層群では沖積層に較べると降水の影響度が数倍高い。

**潮位影響**：沖積層や大阪層群のいずれでも潮位の影響を受ける傾向である。沖積層では潮位影響係数は大よそ  $b=0.5 (\text{m/m})$  前後であり、月平均潮位が 0.1m 変化するとき地下水位は 0.05m 変動する影響である。それに較べると、大阪層群では、大よそ  $b=0.5 \sim 2.0 (\text{m/m})$  前後であり、潮位が 0.1m 変化するとき地下水位は 0.05~0.2m 変動する。

**揚水影響**：沖積層の地下水位は、大阪市、北部・東部・南部地域のそれぞれの揚水の影響を受けないようである。一方、大阪層群の西側では北部地域の揚水の影響を受け、東側では北部や南部地域の揚水の影響を受ける傾向にある。その西側では、北部地域揚水影響係数は  $c_n = -3.0 \times 10^{-5} \sim -5.0 \times 10^{-5} (\text{m/m}^3)$  であり、「1ヶ月間の日平均揚水量が 5 万  $\text{m}^3/\text{日}$  あれば、地下水位は 1.5~2.5m 低下」する。東側では、北部揚水の影響は西側と同程度であり、また、南部揚水の係数  $c_s = -5.0 \times 10^{-5} (\text{m/m}^3)$  前後で、「揚水量 1 万  $\text{m}^3/\text{日}$  のとき地下水位は 0.5m 低下」する。

### 年平均地下水位への影響(長期的影響)

上述の結果に対比して、年平均地下水位に関する図-6によれば、地下水位への降水・潮位および揚水のそれぞれの長期的な影響関係は以下のように推定される。

**降水影響**：沖積層や大阪層群地下水位のいずれも降水の影響を受ける傾向にある。沖積層では、降水影響係数は  $a=0.1 \times 10^{-3} (\text{m/mm})$  程度であり、年総降水量が 1000mm のとき年平均地下水位は 0.1m 上昇する。大阪層群では、係数  $a=1.0 \times 10^{-3} \sim 4.0 \times 10^{-3} (\text{m/mm})$  であり、年総降水量が 1000mm のとき地下水位は 1.0~4.0m 上昇する。

**潮位影響**：上述の月平均地下水位の場合に較べると、沖積層や大阪層群地下水位のいずれも長期的には潮位の影響を受け難い傾向にあるとみられる。

**揚水影響**：沖積層の地下水位は、揚水の影響を受けないようである。一方、大阪層群の西側では北部地域の揚水の影響を受け、その揚水影響係数は  $c_n = -3.0 \times 10^{-5} \sim -10.0 \times 10^{-5} (\text{m/m}^3)$  であり、1年間の日平均揚水量が 5 万  $\text{m}^3/\text{日}$  あれば、地下水位は 1.5~5.0m 低下する。東側では南部地域の揚水の影響を受けるところがあり、その影響係数  $c_s = -15.0 \times 10^{-5} (\text{m/m}^3)$  程度で、揚水量 1 万  $\text{m}^3/\text{日}$  のとき地下水位は 1.5m 低下する。

## (6) まとめ

本節では、沖積層と大阪層群砂礫層に大別し、大阪市における地下水位への降水・潮位や揚水の影響関係を統計学的に分析した。その結果、1) 沖積層や大阪層群のそれぞれの地下水位は、降水による影響を支配的に受け、また、地下水位の季節的変動には潮位の影響も受けること、また、2) 特に大阪層群の地下水位は、上町台地の西側では大阪市の北部地域における深層からの揚水の影響を受け、東側では南部地域の深層からの揚水も支配的に影響を受けることがそれぞれ抽出された。

## 参考文献

- 1) 宇野尚雄：岐阜・大垣における地下水位変動を表現する「単純モデル」、地下水技術、Vol.35, No.2, pp. 38-46, 1993.
- 2) 地下水地盤環境に関する研究協議会：平成 12 年度地下水情報に関する報告書, pp. 2-34, 2001.
- 3) 大阪府環境農林水産部環境指導室：地下水採取量総括報告書, 2000.

### 3.2 地下水の溶存成分濃度分布から推定される大阪平野の地下水流動経路

#### (1) はじめに

都市域の地下水の涵養・流動経路や貯留、流出系とそれらの変化を把握することは、地下水資源の持続可能な利用と維持・管理を進めるためにきわめて重要な課題である。都市域とそれを取り囲む大阪平野全域を対象とした地下水の涵養・流動状態については、例えば、準三次元モデル(大阪府, 1983)<sup>1)</sup>、三次元モデル(地下水涵養研究委員会, 2003)<sup>2)</sup>による浸透流解析、水位観測変化を月毎の降水量または河川水位、揚水量の一次関数で近似する単純モデルによるシミュレーション<sup>3),4)</sup>による解明が試みられている。これらの結果を要約すると以下ようになる。1) 地下水涵養域として平野を取り囲む山地が考えられるが、千里丘陵、生駒山麓、泉南地域の山麓での年間地下涵養量が多い。これらの涵養域には上部洪積層や大阪層群が地表に露出している。2) 上部洪積層以深の帯水層の地下水流速ベクトルは、山側から平野の揚水量の大きな地点へ向かっている。3) 海底下の帯水層から平野部の揚水地点への地下水の引き込みが推定される。4) 山側から海底下の帯水層へ向かう流れは、北西部六甲山麓地域、南西部和泉山脈山麓地域に限られる。5) 沖積層の地下水は、湾岸部から内陸へ向かって下部の大阪層群へ流入する傾向がある。

中屋・三田村(2002)<sup>5)</sup>は、既存の地下水主要溶存成分濃度データに地球統計学手法<sup>6)</sup>を適用して予察的に推定した塩素イオン濃度と総陰イオン濃度の空間分布から、大阪平野中・北部沖積層、上部洪積層地下水の流動状態に関して以下の結果を報告している。1) 塩素イオン濃度と総陰イオン濃度の分布は空間的に相関構造を有している。2) 上町台地の東側に半化石的塩水<sup>7)</sup>と考えられる高濃度の地下水が南北にひろがって滞留している。上町台地の西側へ向かって海から塩分濃度の高い地下水が流入している。しかし、上町台地が透水バリアーとなって分布域を分けている。3) 上町台地の南東部に北北西向きの低濃度地下水の流動経路が識別される。石川の伏流水が旧大和川の旧流路に沿って移動していると推定される。4) 北摂地域の地下水に東西方向の低濃度帯が形成されている。

本節では、地下水総合管理のための基礎データを提供する目的で、大阪平野全域の浅層地下水(深度~200 m)について、溶存成分のうち保存量と考えられる塩素イオン濃度や、酸素および水素の安定同位体比の空間分布、トリチウムによる年代測定、滞留時間測定結果から涵養経路や流動・貯留状態について得られた知見を報告する。

#### (2) データおよび方法

地下水試料の採取は、湧水や常時稼働している既存の井戸を対象として実施した。大阪平野における建設省所轄の30ヶ所の観測井について収録された「水質年表」から抜粋、整理された地下水情報に関する報告書<sup>8)</sup>(地下水地盤環境に関する研究協議会, 1998~2002)から得た30ヶ所に加え、

2002年9月~10月、2003年9月~10月に各々、27ヶ所ずつ、合計54点の井戸で採水した。図-1に採水点位置(試料番号:1~84)を示す。更に、山地部の13点(A~M)で湧水を採取している。試水は主要溶存成分濃度、酸素および水素の安定同位体比、トリチウム濃度を測定した後、Ma12層以浅、Ma12層~Ma9層、Ma9層以深の3つのグループに分け、各々、第1層、第2層、第3層として区分して示す。調査点が少ないため、第1層、第2層をまとめて考える。なお、

2004年度に採取したおよそ60地点の地下水については野外での採水に時間を要し、現在、分析中である。酸素と水素の安定同位体比は標準平均海水(Standard Mean Oceanic Water:SMOW)を対照とする千分偏差(‰)として、式(1)、式(2)のように $\delta^{18}\text{O}$ 、 $\delta\text{D}$ を用いて表した。ここに、x:試料、ST:標準試料(標準平均海水)である。

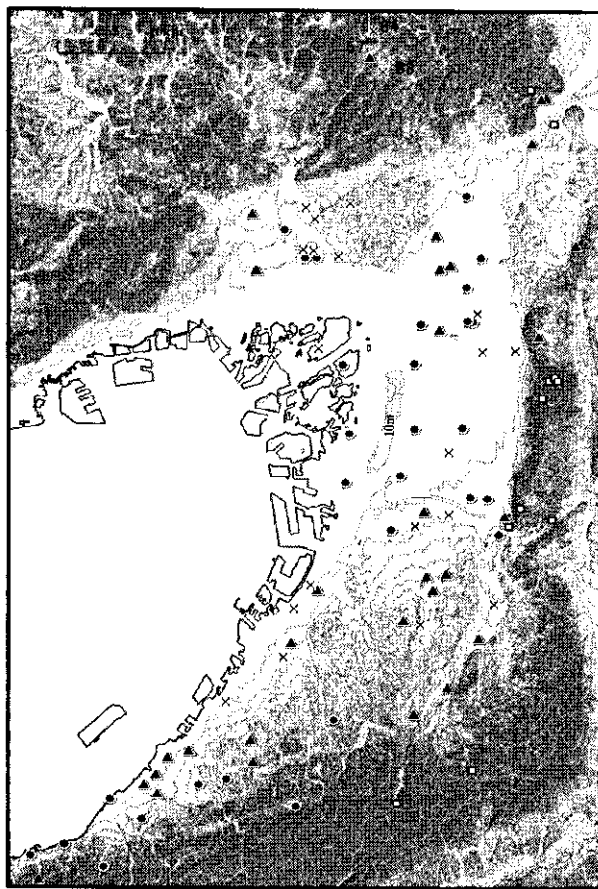


図-1 大阪平野の地下水採取点位置 (●:第1層, ×:第2層, ▲:第3層, □:山地部の湧水点および河川)

$$\delta^{18}O = \left\{ \frac{\left( \frac{^{18}O}{^{16}O} \right)_x}{\left( \frac{^{18}O}{^{16}O} \right)_{ST}} - 1 \right\} \times 1000\text{‰} \quad (1)$$

$$\delta D = \left\{ \frac{\left( \frac{D}{H} \right)_x}{\left( \frac{D}{H} \right)_{ST}} - 1 \right\} \times 1000\text{‰} \quad (2)$$

また、トリチウム濃度は、水素原子( $^1\text{H}$ ) $10^{18}$ 個中のトリチウム原子数(Tritium Unit:TU)で表す。

### (3) 結果と考察

#### 1) 酸素および水素の安定同位体比

大阪平野を取り囲む山地域は、地下水の主な涵養域となっている。山地域で採取した表層水について、その酸素の安定同位体比と標高との関係を、中部地域で得られた標高100mにつき0.25パーミルの高度効果の関係<sup>9),10)</sup>とともに図-2に示す。涵養域の表層水中の酸素の安定同位体比に高度効果が認められる。しかし、この点に関しては今後、さらにデータを増やし再確認する必要があるが、涵養域の天水起源の水は $\delta^{18}O$ にして $-7.1\text{‰}$ より小さい。図-3に採取した地下水の酸素の安定同位体比と水素のそれとの関係を天水線<sup>11),12)</sup>とともに示す。大阪平野内で採取した地下水の $\delta^{18}O$ と $\delta D$ の関係を天水線と比較すると、大阪平野の浅層地下水は天水線に沿って広い範囲に分布していることから、ほとんど天水起源の水の混合と考えられる。しかし、天水線よりもやや緩やかな傾きを持つこと、 $-7.1\text{‰}$ より大きな値をもつ地下水が1/4程度存在し、他の起源の水、例えば、海水との混合が暗示される。分析した主要溶存成分の空間分布からは塩水化した地下水が多点で認められる。

#### 2) 主要溶存成分のヘキサダイアグラム

地下水の主要溶存成分のヘキサダイアグラムを第1層と第2層について図-4に、第3層については図-5に示す。

第1層では、成分組成および濃度の違いから上町台地の東側と西側、平野北部、南西沿岸部の4地域が識別される(図-4)。上町台地の西側の試料には $\text{Ca}^{2+}-\text{HCO}_3^-$ 型の特徴が見られる。海塩を起源とする $\text{Cl}^-$ と $\text{SO}_4^{2-}$ の陰イオンが多い試料がある(No.7,8)。また大和川沿いのNo.3は $\text{Na}^+$ 、 $\text{Cl}^-$ 、 $\text{HCO}_3^-$ 濃度が高く、海水の影響で塩水化が進行していると考えられる。上町台地の東側の地域には $\text{Na}^+$ 、 $\text{Cl}^-$ 濃度の高い地下水が分布している。このグループの水は半化石水的塩水と考えられる<sup>7)</sup>。平野北部の地下水は溶存成分濃度が低く、 $\text{Ca}^{2+}-\text{HCO}_3^-$ 型の特徴がみられる。北摂山地などの高地や千里山丘陵を涵養にしているものと考えられ、地層との相互作用はあまり進行していない。南西沿岸部の地域の試料では西沿岸部のような海水の浸入による水質の変化(No.3)はほとんど見られず(No.60,65,32)、海水の影響を受けていない。また、No.35,36,38は涵養域に近い地域ながら溶存成分濃度がやや高い。これは

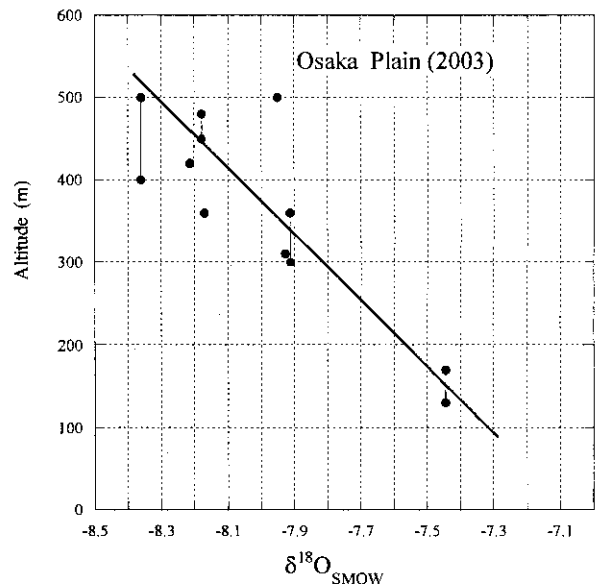


図-2 大阪平野涵養域の表層水の酸素の安定同位体比と標高との関係。(図中の直線は、0.25‰/100mの高度効果<sup>9),10)</sup>を示す。)

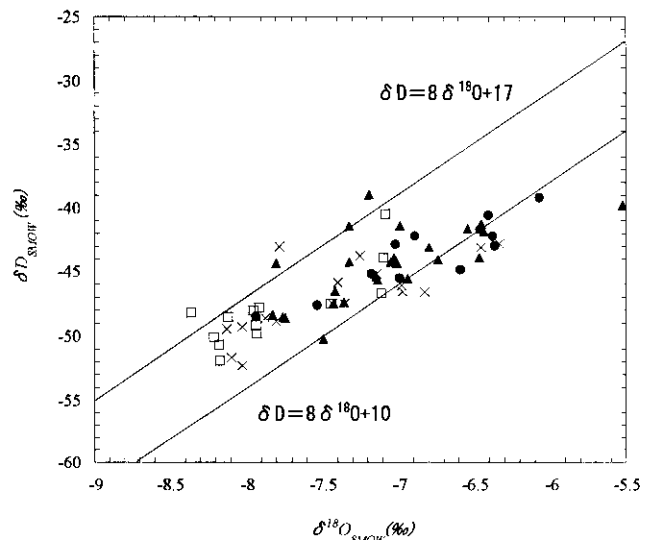


図-3 採取した地下水の酸素と水素の安定同位体比の関係(実線は天水線<sup>11),12)</sup>を示す。●:第1層, ×:第2層, ▲:第3層, □:山地部の湧水点および河川)

揚水の影響で揚水地点に流動が集中することが影響している可能性がある。

第2層も第1層と同様のことが言える。No. 9, 51 は  $\text{Na}^+$ ,  $\text{Cl}^-$  濃度が高く、塩水化している。しかし、No. 51 は上述のように半化石水的塩水と推定される。なお、No. 27 の  $\text{Cl}^-$  濃度が高いのは何らかの人為的汚染があったと考えられている<sup>7)</sup>。No. 44 は、調査地域東南部の涵養域の地下水で溶存成分濃度が低い。No. 71 は No. 44 と似た組成をしている。したがって、No. 44 を通る地下水は大和川、石川の合流地点に向かい流動していると推察される。

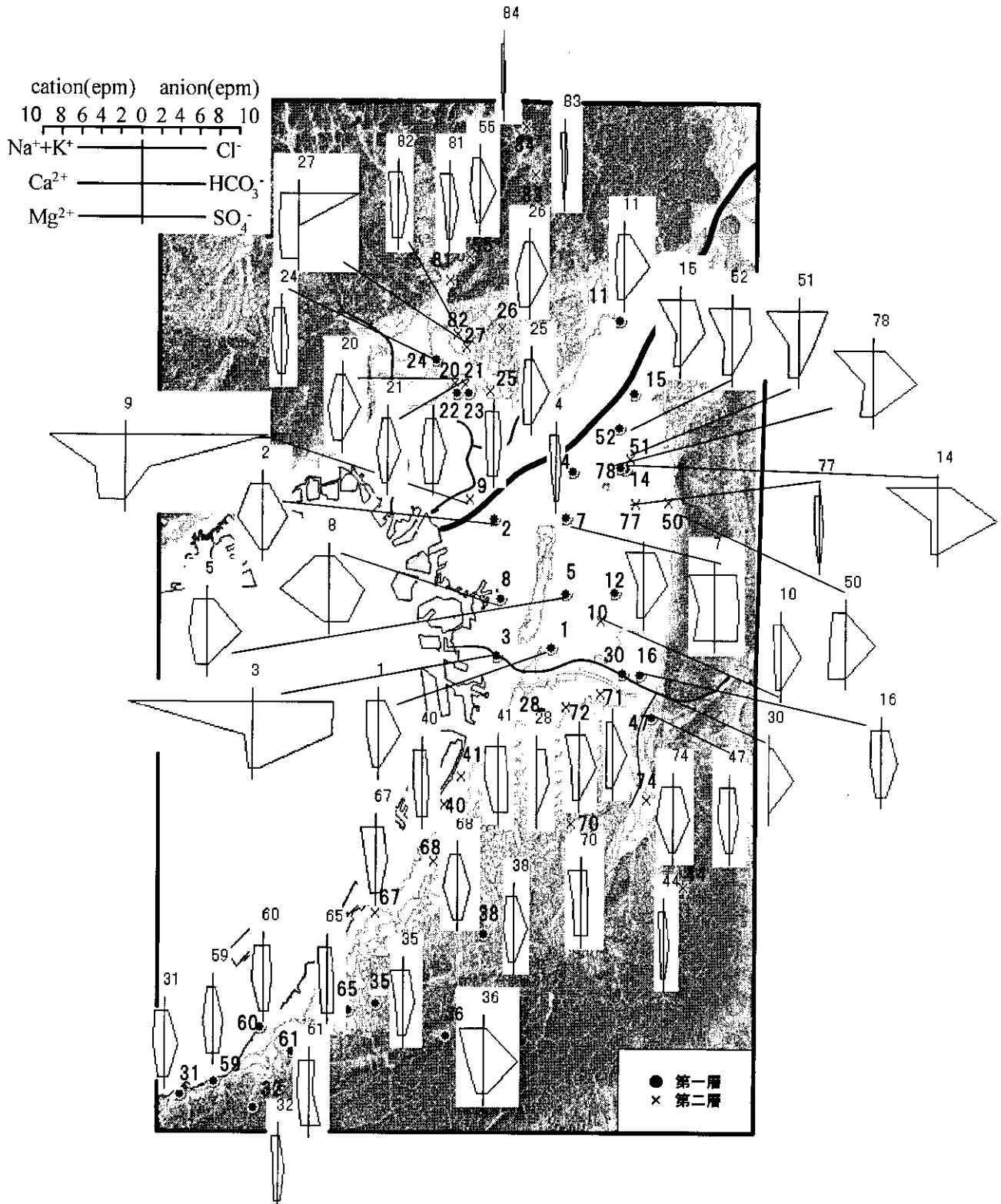


図-4 第1, 第2層の地下水の主要溶存成分のヘキサダイアグラム

以上のことから上町台地を境に水質組成の違う地下水が分布していることがわかる。また、第1層、第2層の水質分布は似ているという点から、流動経路を考える上で合わせて検討できると考えた。

第3層は上位2層とは違い、溶存成分濃度が相対的に低くかつ  $\text{Ca}^{2+}-\text{HCO}_3^-$  型で、No. 6, 17を除くと比較的似かよった組成を持っている(図-5)。No. 6, 17の2点については、特徴的な組成を呈している。No. 6は第1層のNo. 7, 14, 52, 78と似た組成をしている。また、上町台地を境として帯水層が東西に分断されていることから<sup>5)</sup>、No. 6の地域の地下水は滞留していると推察される。また、No. 17は第2層のNo. 9と酷似しているので、同じ淀川沿いである点から、海水の遡上が原因の塩水化の可能性が考えられる。

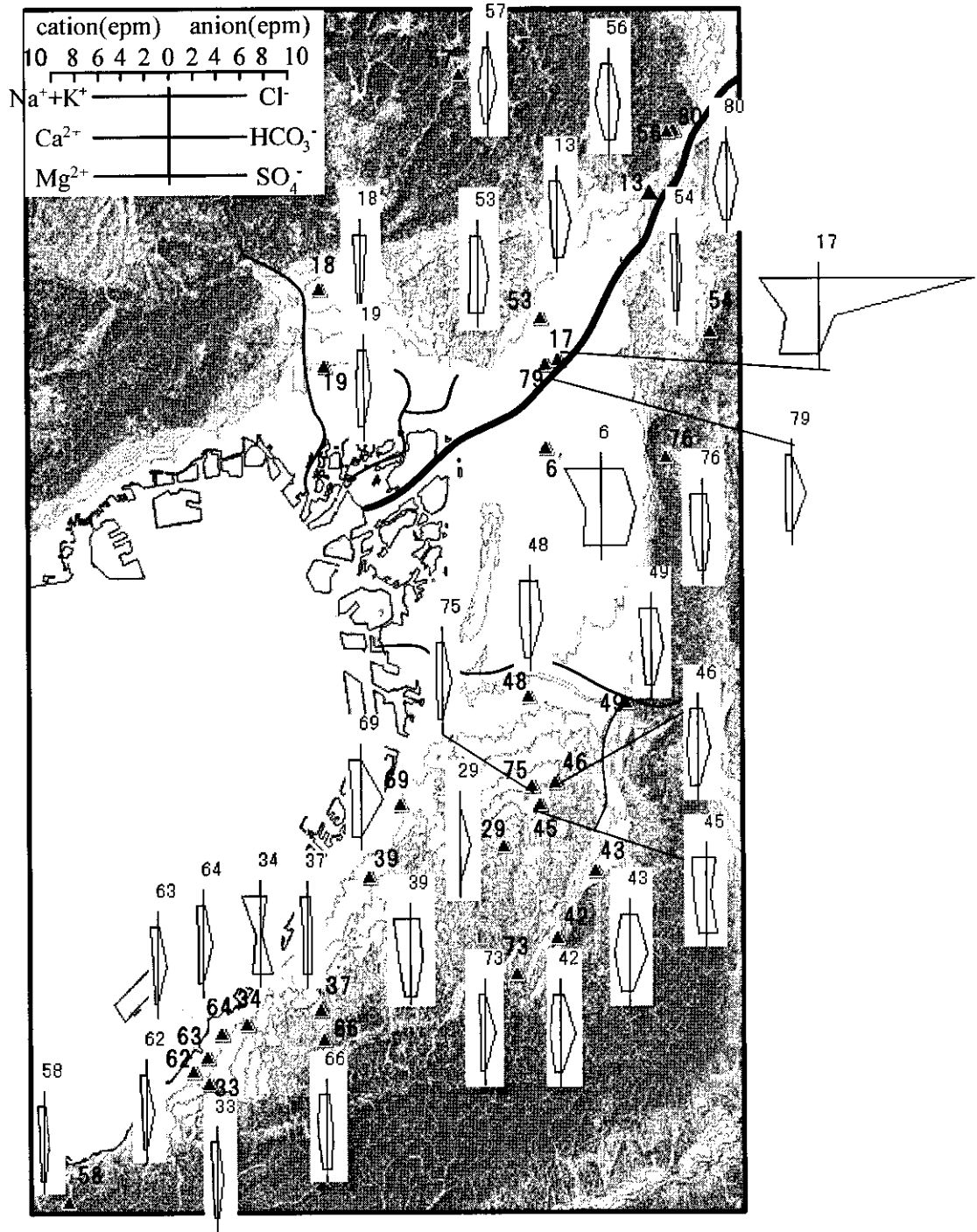
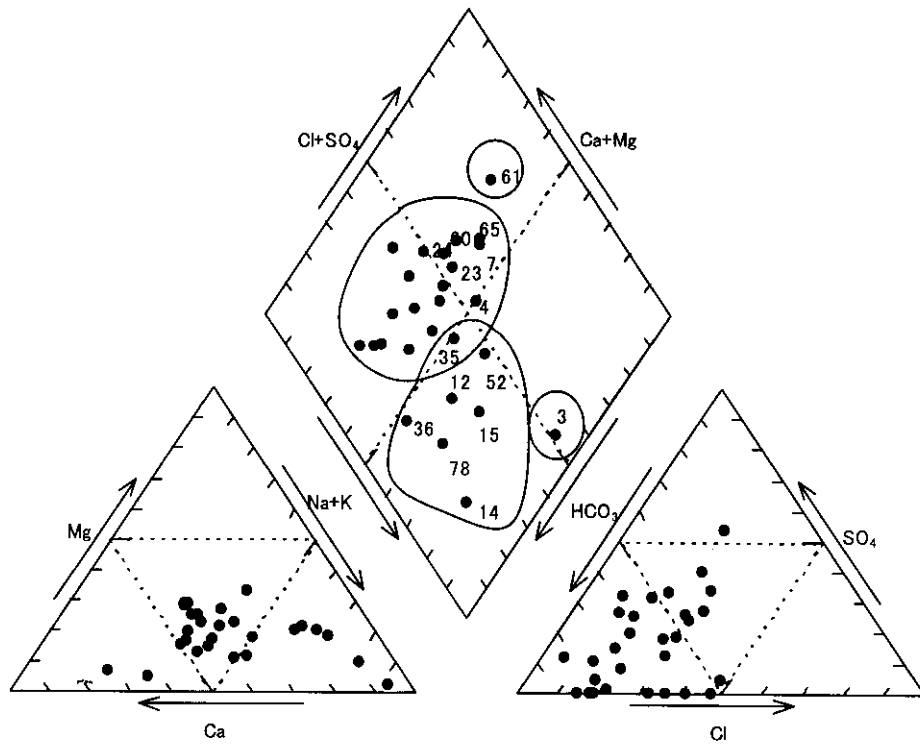


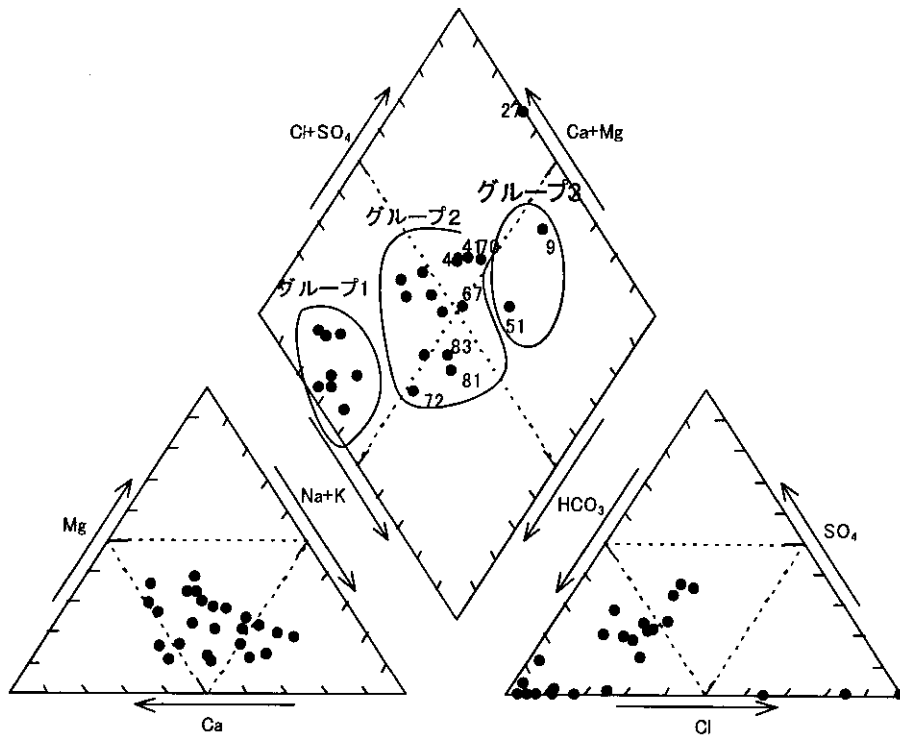
図-5 第3層の地下水の主要溶存成分のヘキサダイアグラム

### 3) 主要溶存成分のトリリニアール・ダイアグラム

第1層および第2層の地下水のトリリニアール・ダイアグラムを図-6に、第3層のトリリニアール・ダイアグラムを



第1層



第2層

図-6 第1層および第2層の地下水のトリリニアール・ダイアグラム

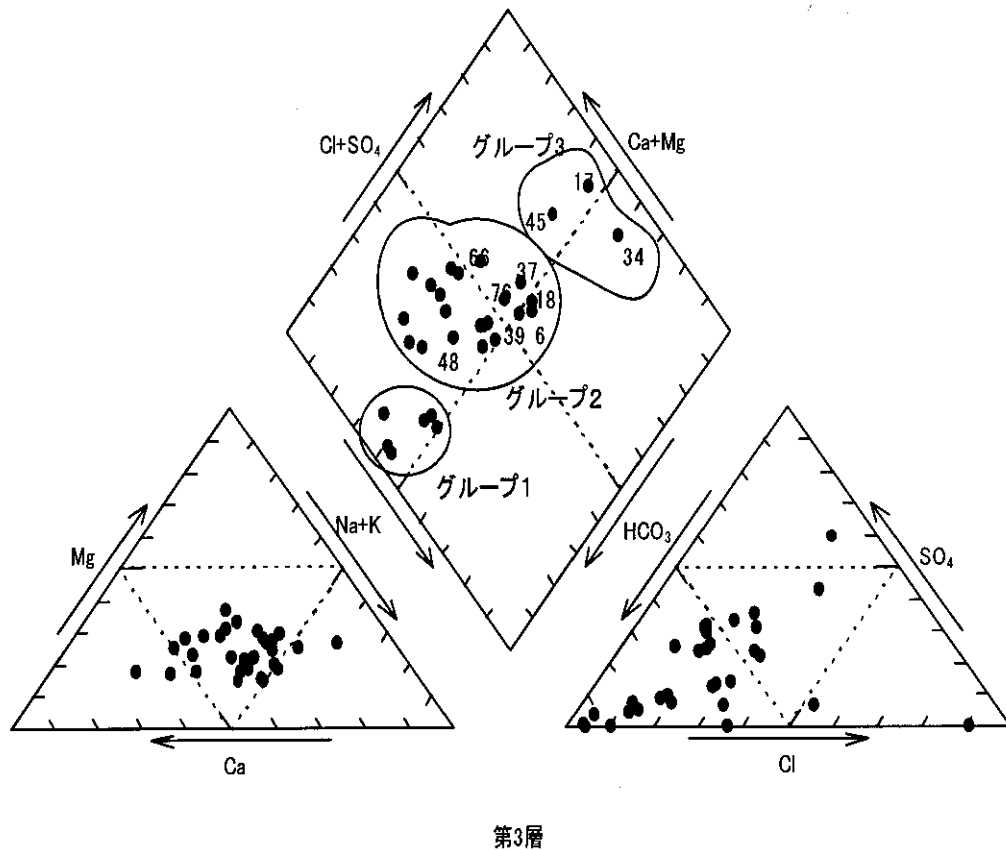


図-7 第3層の地下水のトリリニア-ダイアグラム

図-7に示した。

第1層の地下水はばらつきがやや大きい。明瞭にグループ分けはできないが、普通の地下水と塩水との混合、滞留性の地下水が混在している。No. 3とNo. 61が分布を異にしている。No. 12, 14, 15, 36, 52, 78は停滞地下水、または停滞地下水に近い中間組成域に分布する地下水で、上町台地の東側の地域に属する。No. 3は海水、停滞地下水に近く海水の影響で塩水化が進行しているといえる。それは図-4のヘキサダイアグラムにも現れている。また、停滞地下水に近いことは塩水化地下水が浸入してくる過程で上町台地が流動バリアとなり、その西側でせき止められているのかもしれない。また、海水、化石水側の中間組成に属する試料はNo. 7を除きCl<sup>-</sup>濃度がそれほど高くなく海水の影響かどうかは定かではない。

第2層では3つのグループが識別される。グループ1は普通の地下水、グループ3のNo. 9, 51は海水の影響があるといえるだろう。グループ2はグループ1と3の中間型で両者の混合型である。No. 27については前述したように人為的汚染が原因のものである。

第3層も3つのグループが識別される。また、トリリニア-ダイアグラムからは停滞地下水に分類されるものは見あたらない。グループ1は普通の地下水、グループ3は塩水化～化石塩水、グループ2は両グループの中間型である。グループ3のNo. 17はCa<sup>2+</sup>, Mg<sup>2+</sup>, Cl<sup>-</sup>の濃度が比較的高く、トリリニア-ダイアグラムからも塩水化が確認され、第1層のNo. 9とよく似ている。したがって、No. 9とNo. 17の起源は同一であると考えべきである。No. 34はCl<sup>-</sup>濃度は高くないが海水の影響を受け、塩水化しているとみられる。

以上より、大阪平野の地下水は塩水化の影響を受けて、多様性に富んでいることが伺える。それは、大阪平野が海に面した開放型であることに加え、上町台地の流動バリアとしての存在が大きいと考えられる。

#### 4) 塩素イオン濃度と環境同位体の空間分布

トリチウム濃度の測定結果を表-1 に示す。多機関で測定されたトリチウム濃度の経年変化(図-8)に比較すると、大阪平野の浅層地下水に 0.3 トリチウムユニット(TU)以下の少なくとも 50 年以上経過した古い水、 $3.2 \pm 0.2$ TU および  $4.3 \pm 0.2$ TU の平均滞留時間が現在~およそ 20 年程度の比較的新しい水の 2 種類の地下水が識別される。中間的な水は、新しい地下水と古い地下水の混合の結果であろう。

図-9および図-10に各々、第1, 2層の地下水の酸素の安定同位体比と塩素イオン濃度の空間分布をトリチウム濃度とともに示す。同様に、図-11 および図-12 に第3層のものを示す。酸素(および水素)の安定同位体比の空間分布から、平野の中央部に  $\delta^{18}O$  が  $-7.1\text{‰}$ よりやや重い(同位体比の大きい)~重い地下水がいくつかの地域に分かれて分布している。塩素イオン濃度のやや高い~高い地域の分布とおおむね一致している。これらは、同心円状の分布を呈している。また、塩素イオン濃度の低い地域と軽い地下水の分布地域もおおむね一致している。

さらに地下水系の分布特性について述べると、上町台地を挟んで、西側の第1, 2層に海水浸入の影響による塩水化域、北東側の第1, 2層に重い半化石塩水<sup>7)</sup>の分布する地域が同心円状に滞留している。また、第3層では平野南東部と南西部にやや塩素イオン濃度の高く、やや重い~重い地下水の滞留した分布域が存在する。第3層のこれらの地域は、第1, 2層の中で比較すると塩素イオン濃度は低く、重い地下水の滞留した分布域となっている。これらの地域はかつての揚水量の大きな地域と一致する。したがって、例えば、海成粘土層中の化石塩水の搾り出しや海水の引き込みなどが揚水量の多かった時期に生じ、それらの塩素イオン濃度の高い地下水が現在まで滞留しつづけていると考えられる。

第1, 2層の平野北部に、南~南東方向に向かう年齢の新しい地下水の涵養経路および上町台地東側、上町台地と平行した南北方向に軽くて塩素イオン濃度の低い地下水の流動経路が存在する。上町台地東側の流動経路は、旧大和川の伏流水かもしれない。重い半化石塩水の広がりを制限している。また、第3層では平野南部から北北西から北

表-1 地下水のトリチウム濃度の測定結果

第2層		第3層	
サンプルNo.	TU	サンプルNo.	TU
71	< 0.3	66	$3.2 \pm 0.2$
82	$4.3 \pm 0.2$	73	< 0.3
		79	< 0.3

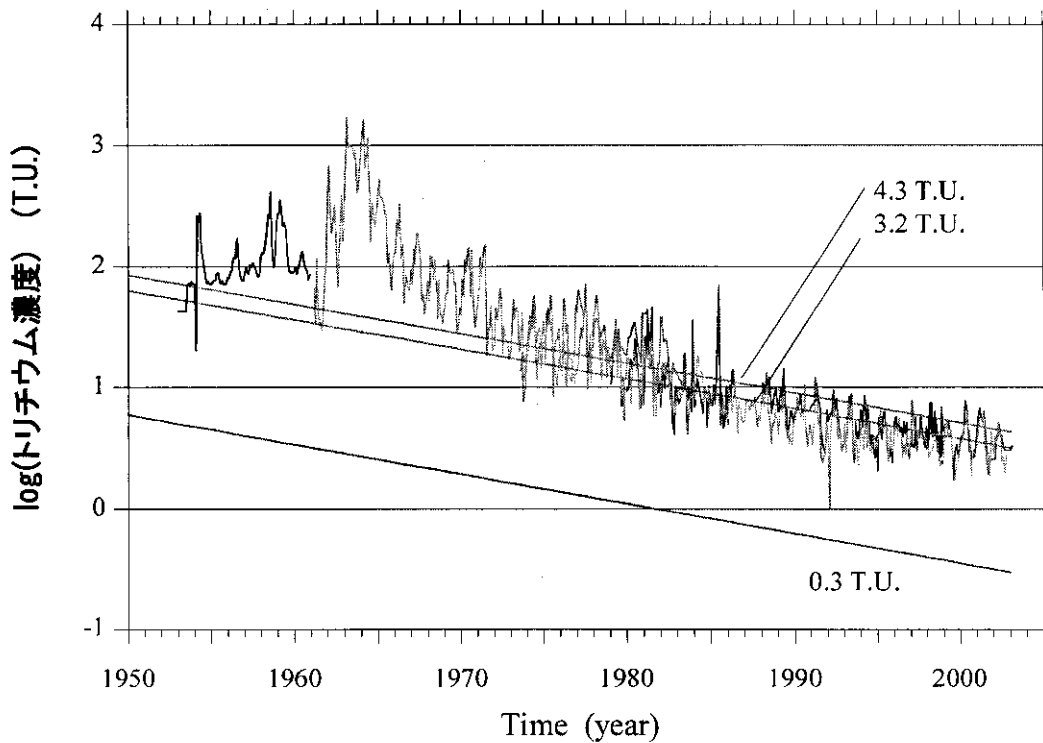
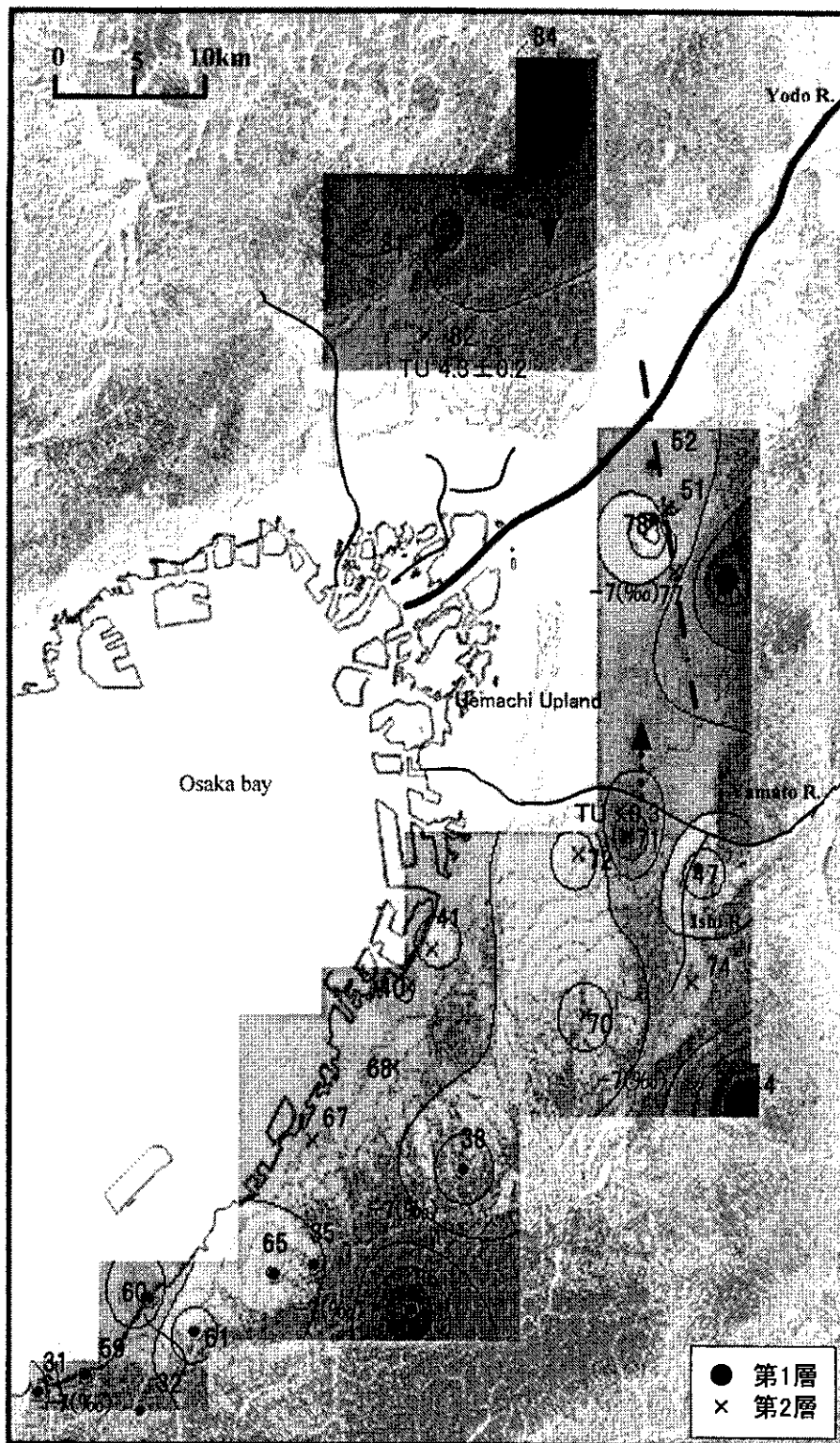


図-8 トリチウム濃度の経年変化



$\delta^{18}\text{O}$  (‰)

図-9 第1, 2層の地下水の酸素の安定同位体比

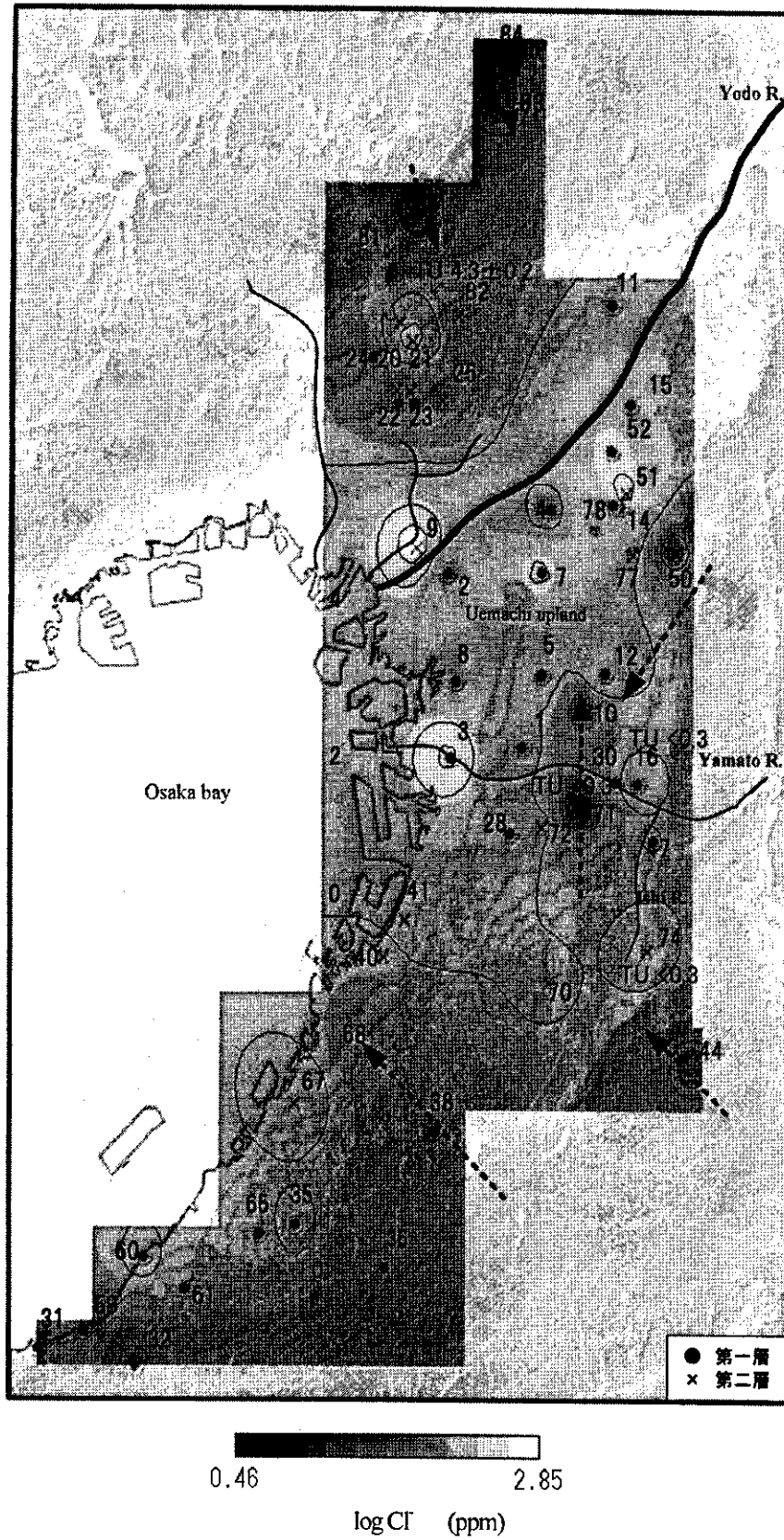


図-10 第1, 2層の地下水の塩素イオン濃度

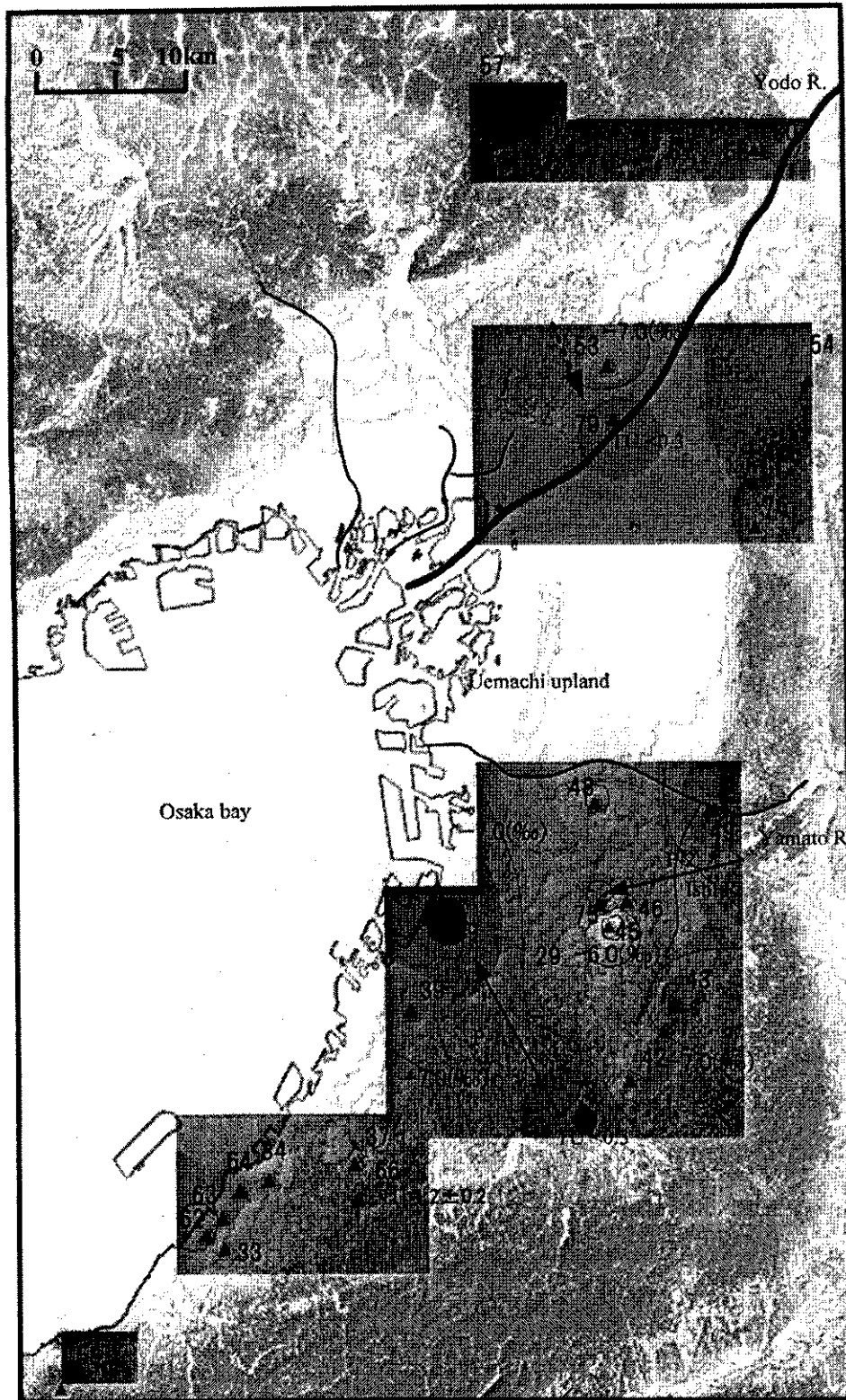


図-11 第3層の地下水の酸素の安定同位体比

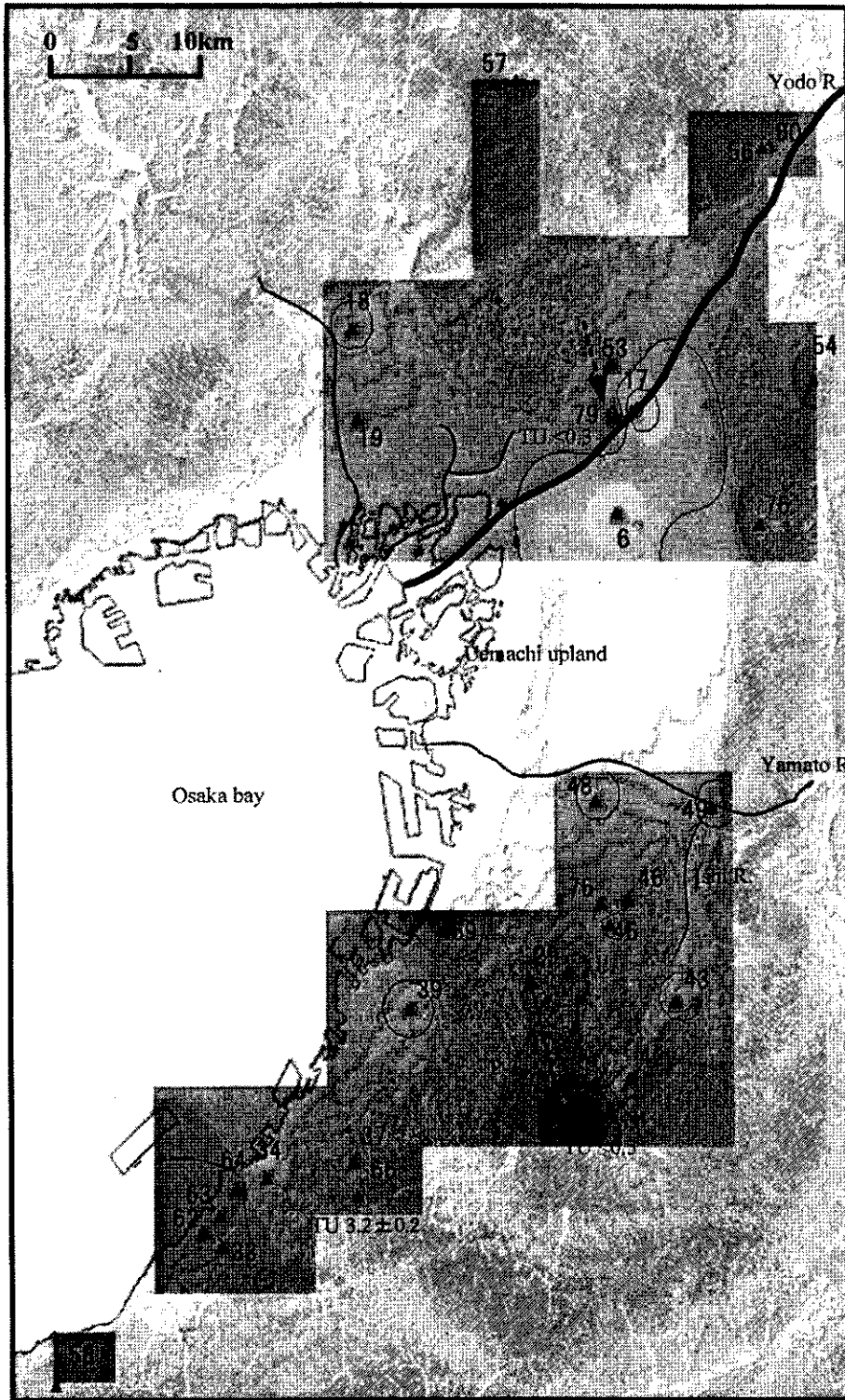


図-12 第3層の地下水の塩素イオン濃度

西へ向かう軽くて塩素イオン濃度の低い、50年以上経過した古い地下水の涵養・流動経路が存在する。

大阪平野には過去の過剰な揚水が行われた地域を中心に、その影響を強く受けた地下水が現在も停滞した状態にあることが地化学的に推察された。しかし、平野の南半部のMa9以浅の帯水層では、山地からの涵養を受けて塩素イオン濃度が低下する傾向にある。大阪平野の浅層地下水系においては、概ね、塩素イオン濃度が低く、軽い地下水は涵養・流動系地下水に相当し、塩素イオン濃度が高く、重い地下水は滞留系地下水に相当すると考えられる。

## 謝 辞

地下水の採取の多くは、大阪府環境情報センターに協力いただいた。水質および同位体に関する測定は、岡山大学地球固体センターの日下部実教授、野儀多鶴恵氏、大学院生板井啓明氏、大阪市立大学理学研究科の益田晴恵助教授、信州大学大学院工学研究科院生の上杉健司氏、地球科学研究所の浅井氏に協力いただいた。日本地下水理化学研究所の鶴巻道二先生には、水質に関する資料の提供とともに有益なコメントをいただいた。大阪産業大学の村岡浩爾教授には地下水採取をはじめ、研究全般に便宜を図っていただいた。大阪平野の地下構造について、大阪市立大学理学研究科三田村宗樹助教授に資料を提供していただいた。地下水涵養委員会メンバーには種々の配慮をいただいた。以上の方々に感謝の意を表します。

## 参考文献

- 1) 大阪府生活環境部：「大阪府地盤沈下広域予測モデル作成調査」，大阪府報告書129p, 1983.
- 2) 地下水涵養研究委員会：大阪平野地下水涵養機構に関する研究 II. 涵養モデルの作業報告，地下水地盤環境に関するシンポジウム2003 発表論文集 pp. 65-79, 2003.
- 3) 宇野尚雄，神谷浩二，飯田智之：降水量や河川水位との関係で診た大阪平野の地下水流動の考察，地下水技術，Vol.39(9)，pp.39-52, 1997.
- 4) 神谷浩二，宇野尚雄：大阪平野における地下水位の回復から，地下水技術，Vol.44(2)，pp.44-50, 2002.
- 5) 中屋眞司，三田村宗樹：水質からとらえた大阪平野の浅層地下水流動経路(予察的解析)，地下水地盤環境に関するシンポジウム2002 発表論文集 pp.17-20, 2002.
- 6) Nakaya S., T. Yohmei, A. Koike, T. Hirayama, T. Yoden and M. Nishigaki : Determination of anisotropy of spatial correlation structure in a three-dimensional permeability field accompanied by shallow faults, *Water Resour. Res.*, Vol.38(8), pp.35-1-14, 2002.
- 7) 鶴巻道二：大阪盆地の地下水と温泉，関西の大深度地盤特性講演シンポジウム，pp.29-44, 1991.
- 8) 地下水地盤環境に関する研究協議会：地下水水質情報について，地下水情報に関する報告書，pp.90-115, 1999.
- 9) 早稲田 周，中井信之：中部日本・東北日本における天然水の同位体組成，地球化学，pp.17, 83-91, 1983.
- 10) 小宮洋行，中屋眞司，益田晴恵，日下部実：酸素および水素同位体比と水質から見た長野県松本盆地中・南部地域の広域地下水流動系，日本地下水学会誌 Vol.45(2)，pp.145-168, 2003.
- 11) Craig H. : Isotopic Variations in Meteoric Waters, *Science*, 133, 1702, 1961.
- 12) Matsubaya O., Sakai H., Kusachi I., and Satake H. : Hydrogen and oxygen isotopic ratios and major element chemistry of Japanese thermal water system, *Geochemical Journal*, Vol.7, pp.123-151, 1973.

### 3.3 降水浸透・河川水からの地下水涵養機構のモデル化

#### (1) はじめに

土中への雨水浸透現象は、耕地の保水機能などの観点から土壌物理学などの分野での研究が多くなされているが、土質工学との関わりも非常に大きいといえる。たとえば、雨水の浸透は土壌の力学的性質に大きな影響を与える要因であり、山腹斜面の崩壊などの現象に大きく関わっていると考えられる。また、地下水開発においても、人工かん養を含めた雨水の浸透による不圧地下水のかん養量、および地下水変動などを把握するためには、地下水面に至るまでの雨水の浸透現象を明らかにする必要がある。

このような雨水の浸透現象について考える場合、地表面に降雨があったとき降雨のうちどれくらいの量が地中へ浸透するか、すなわち、降雨を浸透させる土壌の能力、すなわち浸透能についてまず議論しなければならない。浸透能は雨水浸透現象における地表面での境界条件となるものであり、浸透解析における重要な項目の一つである。この浸透特性を表現するモデルとして、Horton<sup>1)</sup>あるいはPhilip<sup>2)</sup>により提案されたモデルが代表的であり、従来から多くの流出解析に用いられてきた。また、石原ら<sup>3)</sup>、岡ら<sup>4)</sup>は、これらのモデルの適用性について研究を行っている。さらに、原位置での浸透能特性を測定する研究としては、安藤ら<sup>5)</sup>が種々の地盤条件下で観測した結果を報告している。

しかしながら、浸透能特性は不飽和浸透理論に従うためその挙動が複雑で、十分に評価されているとはいえない。そこで本論文では、浸透能特性を明らかにするため、原位置で行われる浸透能試験を例に、不飽和浸透理論に基づく有限要素解析により浸透能試験のシミュレーションを行い、浸透能特性に対する種々の影響因子の評価を行った。また、浸透能特性を不飽和浸透モデルで表現する場合に問題となる、モデルの構造すなわち不飽和浸透特性の同定手法を示し、簡単な解析モデルおよび原位置で観測された浸透能試験結果にこれを適用し、ここで提案している同定手法の妥当性を検討した。さらに、同定時に選択すべき観測値についても若干の考察を加えた。

#### (2) 不飽和浸透解析による浸透能シミュレーション

##### 1) 基礎方程式および解析条件

地表面から地下水面にいたる領域での水分流動は、不飽和流動が支配的となっており、地表面からの浸透現象はこの領域の水分流動現象と密接な関係を持っている。そこで、鉛直1次元不飽和浸透モデルを用いて浸透能のモデル化を試みる。

均質な地盤における鉛直1次元不飽和浸透は、以下に示すように、単位面積あたりの浸透流量を決定する不飽和領域に拡張されたダルシー則と連続の式を組み合わせた Richards<sup>6)</sup>の式(1)に従うものとする。

$$c(\phi) \frac{\partial \phi}{\partial t} = \frac{\partial}{\partial z} (k(\phi) (\frac{\partial \phi}{\partial z} + 1)) \quad (1)$$

ここに、 $\phi$ : 圧力水頭、 $k(\phi)$ : 不飽和浸透係数、 $z$ : 上向きを正とする鉛直座標、 $t$ : 時間、 $c(\phi)$ : 比水分容量、 $c(\phi) = \partial \theta / \partial \phi$  である。

式(1)を解くためには、水分特性曲線および不飽和浸透係数を設定しなければならない。本論文では、式(2)および式(3)で表される VanGenuchten<sup>7)</sup>の式を用いる。

$$S_e = \left( \frac{1}{1 + |\alpha \phi|^n} \right)^m \quad (2)$$

$$k(\phi) = k_s S_e^{1/2} \{1 - (1 - S_e^{1/m})^m\}^2 \quad (3)$$

ここに、 $S_e$ : 飽和度、 $k_s$ : 飽和透水係数、 $\alpha$ ,  $n$ : 定数、 $m = 1 - 1/n$  である。

式(1)~(3)に対して有限要素法を適用し圧力水頭を求め、これより地表面からの浸透濃度が求められる。

##### 2) 浸透能に与える影響因子の評価

###### a) 地下水位の影響

地表面から地下水面までの距離が変化するとき浸透能にどのような影響が生じるかを考察するため、

冠水型浸透能試験(測定地点に打ち込んだシリンダー内に冠水させ、その水位の変化と外部からの給水量により浸透量を求める試験法)において地下水位を地表面下 1m, 3m, 5m と変化させた各場合についてシミュレーションを行った。各場合とも、初期圧力水頭分布は  $\phi=-z$ , 不飽和浸透特性は表-1 に示す試料 No.1 とした。得られた浸透能曲線を図-1 に示す。最終浸透能に達するのに要する時間は 20~30 分である。この結果は安藤ら<sup>5)</sup>による冠水型浸透能試験の実測値と比べて定性的にはほぼ一致しており、シミュレーション手法の妥当性を示しているといえる。初期浸透能は地下水位が低下するほど大きくなるといえるが、その影響の程度の差は地下水位が低下するほど小さくなっている。またいずれの場合も最終浸透能は一定となり、地下水位は最終浸透能には影響を与えない。このことから、地表面下 3m 程度より地下水位が低い場合、地下水位の浸透能に対する影響は小さいと推定される。この推定を検証するために、同じ設定条件のもとに地表面から深さ方向に 25cm 区間ごとの領域の飽和透水係数に対する浸透能の感度分析を行った。ここで、感度分析とはパラメーターが微小変化した時の浸透能の変化率を求めるものである。得られた結果を表-2 に示す。これによると、地表面から 25cm までの区間における  $k_s$  に対する浸透能の感度値は 600~3600sec までの全ての観測時間において現れているが、25~50cm までの区間では 1800sec 以降にしか現れず、50~75cm までの区間では 3600sec において初めて現れている。従って、この設定条件下では、浸透能試験結果に影響を与えるのは、表層からおよそ 50cm までの領域であるといえ、またシミュレーション結果から得られる浸透能特性は、主としてこの領域のものであると考えられる。

表-1 試料の種類と Van Genuchten 式のパラメーター

試料番号	分類	$k_s$ (cm/sec)	$\alpha$ ( $cm^{-1}$ )	$n$	$\theta_s$	$\theta_r$
No. 1	細砂	$4.000 \times 10^{-3}$	0.0242	1.5476	0.410	0.0
No. 2	標準砂	$2.084 \times 10^{-2}$	0.0522	5.6784	0.300	0.0
No. 3	シラス	$1.000 \times 10^{-4}$	0.0589	1.3480	0.600	0.0

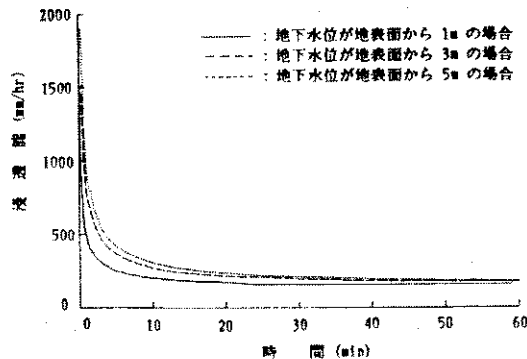


図-1 地下水面位置の違いによる浸透能の変化

表-2  $k_s$  に対する浸透能の感度値

地表面からの深さ (cm)	観測時刻 (sec)	浸透能の感度値	観測時刻 (sec)	浸透能の感度値
0-25	600	1.2892	2400	$6.6060 \times 10^{-1}$
	1200	$9.1260 \times 10^{-1}$	3000	$4.6334 \times 10^{-1}$
	1800	$7.8143 \times 10^{-1}$	3600	$3.6938 \times 10^{-1}$
25-50	600	0.0	2400	$3.9095 \times 10^{-1}$
	1200	0.0	3000	$4.9754 \times 10^{-1}$
	1800	$1.8757 \times 10^{-1}$	3600	$5.0672 \times 10^{-1}$
50-75	600	0.0	2400	0.0
	1200	0.0	3000	0.0
	1800	0.0	3600	$1.1661 \times 10^{-1}$

b) 初期圧力水頭分布の影響

初期圧力水頭分布の影響を考察するため、試験前の圧力水頭が  $\phi=-z, 1\text{mm/day}$  の定常降雨があったときの定常状態、 $10\text{mm/day}$  の定常降雨があったときの定常状態、の各場合についてシミュレーションを行った。各場合とも、地下水位を地表面化  $3\text{m}$ 、不飽和浸透特性を資料 No.1 とした。

冠水型浸透能試験において初期含水状態を変化させた場合の浸透能曲線を図-2 に、各場合の圧力水頭の時間的変化を図-3 に、浸潤域の時間的変化を図-4 に示す。 $\phi=-z, 1\text{mm/day}$  の定常降雨後、 $10\text{mm/day}$  の定常降雨後の順に初期浸透能が低下しているが、違いはわずかである。また、最終浸透能には違いは見られず、最終浸透能に達するのに要する時間は、 $20\sim 30$  分である。また浸潤域の時間による変化は、初期含水状態が、 $\phi=-z, 1\text{mm/day}$  の定常降雨後、 $10\text{mm/day}$  の定常降雨後の順に進行が速くなっている。

以上のことから、定常降雨の降雨強度が大きいほど、すなわち初期圧力水頭の分布が飽和状態に近くなるほど、浸潤域の進行が速くなり、初期の浸透能の低下も速く生じるが、最終浸透能は初期含水状態に影響されないことがわかる。これは、浸透能は地表面付近の含水状態によって決定され、初期含水状態が変化し浸潤域の進行に差が生じても、地表面付近の含水状態はほぼ等しい状態に至ることを示している。

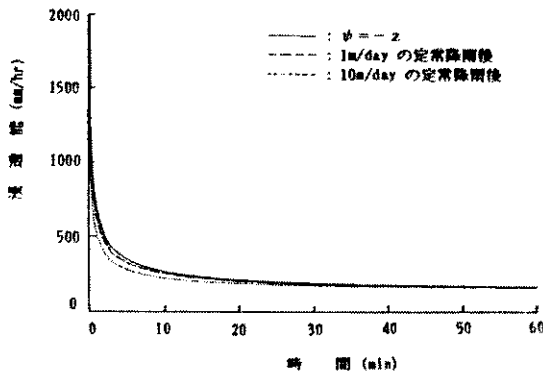


図-2 初期圧力水頭分布の違いによる浸透能の変化

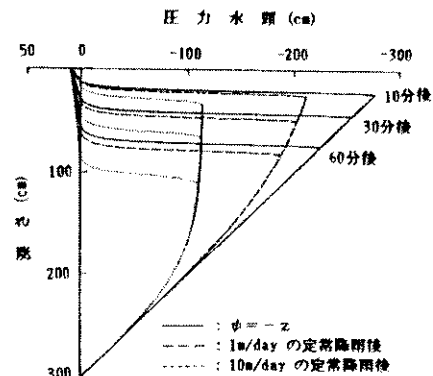


図-3 初期圧力水頭の違いによる圧力水頭の時間的変化

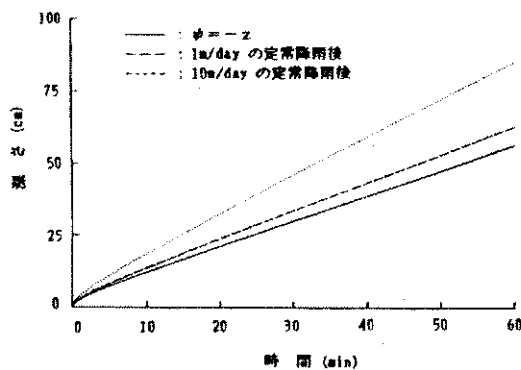


図-4 初期圧力水頭の違いによる浸潤域の時間的変化

C) 不飽和浸透特性の違いによる影響

不飽和特性の違いの影響を考察するため、不飽和浸透特性として西垣ら<sup>8)</sup>が整理した表-1の資料 No. 1~3 を用い、各場合についてシミュレーションを行った。各場合とも試験方法は冠水型浸透能試験とし、地下水面の位置は地表面下 3m、初期圧力水頭分布は  $\phi=-z$  とした。得られた浸透能曲線を図-5 に、浸潤域の深さの時間的な変化を図-6 に示す。不飽和浸透特性が試料 No.2, No.1, No.3 の順に浸透能が大となり、不飽和浸透特性によって浸透能曲線が大きく異なることがわかる。表-1 から考えて、浸透能の違いに大きく影響しているのは  $k_s$  ならびに  $n$  であると推定される。浸透能が  $k_s$  の増加とともに大きくなることから、特に  $k_s$  の影響が支配的であると考えられる。一方、浸潤域の深さの下方への進行は、No.1 と No.3 とでは浸透能と同様に  $k_s$  の支配的な影響が認められるが、No.1 と No.2 とではそのような関係が認められず、浸透能および  $k_s$  が大きく異なるにもかかわらず、浸潤域の進行にはごくわずかな違いしか見られない。No.1 と No.2 の不飽和浸透特性を比較して顕著に異なっているのは  $n$  であり、従って、 $n$  は浸潤域の進行に影響を与えるのではないかと推定される。

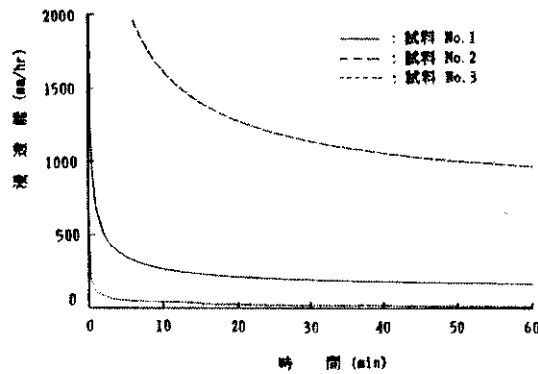


図-5 不飽和浸透性の違いによる浸透能の変化

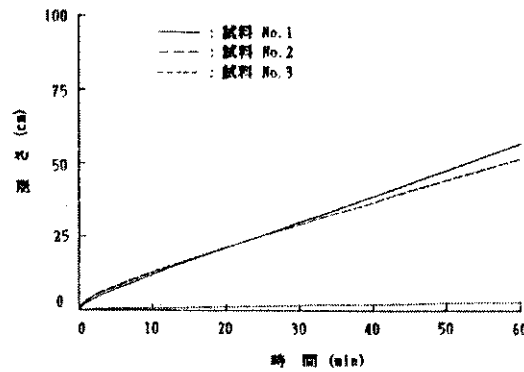


図-6 不飽和浸透特性の違いによる浸潤域の時間的な変化

### (3) 浸透能モデルの同定

#### 1) 間接法逆問題による同定手法

未知パラメーターを同定する手法として、定式化の容易さ、追加情報の処理および誤差評価のしやすさなどから、間接法を用いることにし、観測値としては冠水型浸透能試験により得られた浸透強度を用いる。間接法による同定問題では、式(4)に示すように観測値と未知パラメーター $P$ を仮定して得られた解析値との残差二乗和 $E$ を最小にするパラメーターを推定するという手法が多く用いられる。

$$E(P) = \sum_{i=1}^L ((Q(P) - Q_{ob})^2) \quad (4)$$

ここに、 $L$ :観測値の数、 $Q$ :仮定されたパラメーターに基づき得られた解析値、 $Q_{ob}$ :観測値である。

式(4)は、観測方程式と呼ばれ、推定しようとするパラメーターに対して非線形な関係を持っているため、この問題を解くには、非線形最小二乗法を用いなければならない。

ここでは有限要素法による非定常1次元不飽和浸透解析と式(5)に示す、Gauss-Newton法を組み合わせた間接法逆問題として捉えた。

$$P_{N+1} = P_N + (G^T G)^{-1} G^T (Q(P_N) - Q_{ob}) \quad (5)$$

ここに、 $P_N$ : $N$ 次反復過程における最適パラメーター値、 $G$ :感度行列である。

#### 2) 同定すべきパラメーターと解析条件

不飽和浸透解析時に必要となる土質条件として、体積含水率-圧力水頭関係および体積含水率-不飽和透水係数の関係が必要となる。(2)~(3)に示すようなVan-Genuchtenの式を用いる場合、その式形を規定するパラメーターとして、 $k_s$ ,  $\alpha$ ,  $n$ ,  $\theta_s$ ,  $\theta_r$ が必要となる。これらの全てのパラメーターを同時に同定することは、可能かもしれない。しかし、現地計測、あるいは室内実験から容易に求められるパラメーター、または他の物理定数との関係から推定できるパラメーターは、同定する必要がないと考えられる。そこで、同定すべきパラメーターについて検討する。

まず、不飽和透水係数 $k_s$ は、原位置揚水試験から得ることができるが、岡ら<sup>9)</sup>らが指摘しているように表層の飽和透水係数は、それより以深の値により数オーダー小さい値となる場合がある。従って、揚水試験で得られる帯水層での平均的な値では、十分とはいえない。

次に、 $\alpha$ ,  $n$ に関して、種々の物理定数との相関関係を明らかにする研究もなされているが、十分な精度で推定できるまでには至っていないのが現状である。

$\theta_r$ は対象としている土質が砂の場合ではほぼゼロと見なすことができる。 $\theta_s$ は $\theta_r$ をゼロとした場合、地盤の有効間隙率に等しい値となり、砂の場合あまり変動しない値と考えられる。

以上に述べた事項から判断して、本論文においては $k_s$ ,  $\alpha$ ,  $n$ の3個のパラメーターを同定する。

また、2.で示したように土質条件が浸透能に大きく影響を与える深さは、ほぼ50cmである。その範囲外でのパラメーターは、浸透能にほとんど影響を与えない。従って、本論文では3mの不飽和領域を想定しているが、パラメーターに関しては、表層部分の土質条件が全層にわたり均質にあるものとして取り扱うことにする。

#### 3) 観測値の選択方法

観測値の時間分布、すなわち観測時刻、観測地の中に含まれる各パラメーターの情報量を支配するもので、観測時刻の選択方法は精度のよい同定を行うためには重要な要素である。そこで、同定に用いる観測時刻として、どのデータが適しているかを判断する一つの指標として、各パラメーターに対する浸透能の感度分析を行い検討した。

パラメーター $k_s$ ,  $\alpha$ ,  $n$ に対する浸透能の感度値の時間分布を示したものが表-3である。これによると、各パラメーターに対する感度値は、観測時刻とともに減少している。すなわち、浸透能試験において、試験初期の観測地が同定に対してかなり重要な意味を持つものと考えられる。また、 $\alpha$ ,  $n$ に対する感度値は $k_s$ のそれと比較して全ての時刻において1~2オーダー小さい。従って $\alpha$ ,  $n$ の同定はかなりの困難が予想される。

そこで観測時刻として60sec, 300sec, 600secの3点を選んだ場合については各パラメーターを個々に同定し、観測時刻が同定に及ぼす影響について検討した。同定においては、試料 No.1 を用い、残差二乗和が $1 \times 10^{-4}$ 以下となったとき、同定値が得られたとみなした。その結果を表-4~6に示す。この結果からわかるように、各パラメーターとともに、いずれの観測時間においてもほぼ同じくらいの反復回数により同定値が得られており、600secまでの観測時刻では十分な同定が可能であると考えられる。しかし、同定値の誤差を比較すると、 $\alpha$ は、 $k_s$ ,  $n$ にくらべ精度の悪い同定値となっている。

表-3 各パラメーターに対する浸透能の感度度

時刻	$k_s$ に対する感度値	$\alpha$ に対する感度値	$n$ に対する感度値
30sec	3.7066	$2.3003 \times 10^{-1}$	$1.1724 \times 10^{-1}$
60sec	2.3411	$5.0156 \times 10^{-2}$	$4.3369 \times 10^{-2}$
300sec	2.1927	$2.9680 \times 10^{-2}$	$1.8522 \times 10^{-2}$
600sec	1.2892	$1.6584 \times 10^{-2}$	$1.1659 \times 10^{-2}$

表-4  $k_s$ の同定結果

観測時刻(sec)	$k_s$ の初期値(cm/sec)	$k_s$ の同定値(cm/sec)	誤差(%)	反復回数	残差二乗和
60	$5.000 \times 10^{-3}$	$4.001 \times 10^{-3}$	0.023	10	$6.687 \times 10^{-5}$
300	$5.000 \times 10^{-3}$	$4.002 \times 10^{-3}$	0.058	9	$9.792 \times 10^{-5}$
600	$5.000 \times 10^{-3}$	$4.003 \times 10^{-3}$	0.070	10	$2.695 \times 10^{-5}$

表-5  $\alpha$ の同定結果

観測時刻(sec)	$\alpha$ の初期値( $\text{cm}^{-1}$ )	$\alpha$ の同定値( $\text{cm}^{-1}$ )	誤差(%)	反復回数	残差二乗和
60	$3.000 \times 10^{-2}$	$2.424 \times 10^{-2}$	0.145	10	$5.989 \times 10^{-6}$
300	$3.000 \times 10^{-2}$	$2.423 \times 10^{-2}$	0.140	8	$3.299 \times 10^{-5}$
600	$3.000 \times 10^{-2}$	$2.423 \times 10^{-2}$	0.103	7	$5.132 \times 10^{-5}$

表-6  $n$ の同定結果

観測時刻(sec)	$n$ の初期値	$n$ の同定値	誤差(%)	反復回数	残差二乗和
60	2.0000	1.5478	0.013	10	$9.080 \times 10^{-6}$
300	2.0000	1.5478	0.013	9	$3.334 \times 10^{-5}$
600	2.0000	1.5473	0.019	9	$5.563 \times 10^{-5}$

#### 4) 同定結果と考察

同定手法の妥当性を検討する目的から、試料 No.1 のパラメーターを真値と見なし、その値と異なる初期値から出発して、同定されるパラメーターがいかにか真値に近づくかで検討した。その同定結果を表-7 にまとめた。これによると残差二乗和が  $8.274 \times 10^{-5}$  となり、かなりの精度で同定が可能になっていることがわかる。従って、本研究で示した同定手法の妥当性が明らかになった。

そこで、この同定手法の現地への適応を試みるため、安藤ら<sup>5)</sup>が行った冠水型浸透能試験から得られている浸透強度を観測値と見なし、各パラメーターの同定を行った。その結果を表-8 に示す。さらに同定によって得られたパラメーターを用いて浸透能シミュレーションを行った結果と観測値を図-7 に示す。これによると残差二乗和が  $4.659 \times 10^4$  となり、かなり大きな値を示している。この原因としては、 $\theta_s$  の値を同定していないこと、浸透能試験初期の観測値が用いられていないことに起因しているものと考えられる。

表-7  $k_s, \alpha, n$  の同定結果

	観測時刻 (sec)	初期値	同定値	誤差 (%)	反復回数	残差二乗和
$k_s$ (cm/sec)	30, 60,	$5.0000 \times 10^{-3}$	$4.0001 \times 10^{-3}$	0.0025	13	$8.274 \times 10^{-5}$
$\alpha$ (cm <sup>-1</sup> )	120, 180,	$3.0000 \times 10^{-2}$	$2.4200 \times 10^{-2}$	0		
$n$	200, 300	2.0000	1.5476	0		

表-8 現地計測に基づく同定結果

	観測時刻 (min)	初期値	同定値	反復回数	残差二乗和
$k_s$ (cm/sec)	1, 2,	$5.0000 \times 10^{-3}$	$0.9071 \times 10^{-3}$	19	$4.6589 \times 10^4$
$\alpha$ (cm <sup>-1</sup> )	3, 4,	$3.0000 \times 10^{-2}$	$0.2226 \times 10^{-2}$		
$n$	5, 6	2.0000	2.3270		

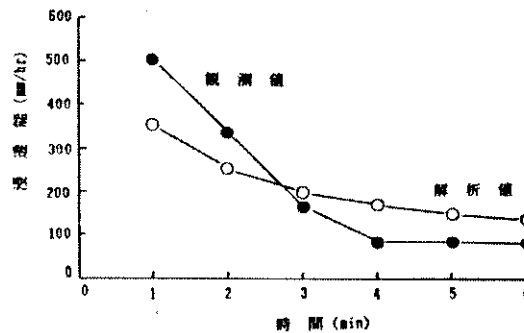


図-7 浸透能の観測値と同定結果に基づく解析値の比較

#### (4) あとがき

本論文では、浸透能特性を明らかにするために、不飽和浸透理論に基づく有限要素解析により浸透能試験のシミュレーションを行い、浸透能に与える影響因子について考察を行った。また、不飽和浸透理論による浸透能のモデル化に際し、問題となるモデル構造の決定手法、すなわち不飽和浸透特性の同定手法を示した。さらに、同定にもちいるべき観測値の選択方法についても考察を加えた。このような同定手法の妥当性を検討する目的から、解析モデルおよび原位置観測値に基づいて同定手法した結果、妥当な同定結果が得られた。

#### 参考文献

- 1) Horton, R.E.: The role of infiltration in the hydrology as determined moisture data, *jour. Geoph. Res.* Vol.67, No.9, pp.3425-3435, 1962.
- 2) Philip, J.R.: The theory of infiltration, 1. the infiltration equation and its solution, *Soil Science*, Vol.83, pp.345-357, 1957.
- 3) 石原藤次郎、石原安雄: 出水解析に関する浸透の進歩-由良川を中心にして-, 京大防災研究所年報第5号 B, pp.33-58, 1962.
- 4) 岡太郎、角屋睦: 丘陵地斜面域における雨水の侵入・流出過程, 京大防災研究所年報第18号 B, pp.469-482, 1975.
- 5) 安藤義久、菅明芳、岡本哲夫、浅羽晴夫: 関東ローム丘陵・台地における土地利用別の浸透能, 水理科学, No.148, pp.1-23, 1982.
- 6) Richards, L.A.: Capillary condition of liquid through porous mediums, *Physics*, Vol.1, pp.318-333, 1931.
- 7) van-Genuchten, M.Th.: A closed-form equation for predicting the hydraulic conductivity of unsaturated soils, *Soil Sci Soc. Am. J.*, Vol.144, pp.892-898, 1980.
- 8) 西垣誠、楠見和紀: 不飽和土の浸透特性の評価に関する研究, 不飽和土の工学的性質研究の現状シンポジウム発表論文集, pp.179-186, 1987.
- 9) 岡太郎、角屋睦: 裸地斜面域における雨水の侵入と地下水流出(2)-流出モデルへのアプローチ-, 京大防災研究所年報17号 B, pp.523-533, 1974.

### 3.4 大阪平野泉州地区の地形形成と沿岸部地下水塩水化

#### (1) 序

**地下水障害と塩水化問題**：日本の地下水利用も古くからあり，特に問題になり出したのは第2次大戦後でそれ以前，昭和初期から場所によってはトラブルが起こっていた。既に東京や大阪では著しい水位低下，塩水侵入，地盤沈下は問題になっていた。戦後の経済復興と生活向上はこの問題を急速に露呈させ，一挙に社会問題として取り上げられるようになった<sup>1)</sup>。河野<sup>2)</sup>は地下水障害を広域地下水のバランス問題と捉え，それを地下水の水文学的循環とバランスの視点で考察し，循環のプロセスの中で地下水を捉えることの重要性を指摘している。バランスを崩す要因とその影響を吸収する余裕は，涵養可能量，流動可能量に対する揚水量との大小関係で規定されるとして地下水変化と地下水障害の関係性について図-1を示した。水量的要因は過剰揚水，水圧的要因は揚水に伴う自由地下水位の低下・被圧地下水面の低下である。塩水化は水量・水圧の両面に関わる水質問題である。我が国のように海岸沖積地帯に過密な人口と都市化をきたしているところでは，地下水の汚染問題が，生活用水・工業用水の水量不足と水質劣化，農業生産性・養殖漁業生産性の低下など地下水の塩水化と関連する大きな社会問題として存在している<sup>3)</sup>。鶴巻<sup>4)</sup>は，地下水塩水化の定義として，一般には上水道水源を保護する立場から，飲料水として許容される200mg/l未満を重視し，これを超えるものを塩水としている。臨海地域において地下水の汲み上げ量が増加し，海水が淡水の帯水層に混入する現象を塩水(海水)侵入，この現象により地下水のCl濃度が上昇することを塩水化という。塩水源が自然界にあるものを「塩水化」とすることとし，人為的汚染源によるものと区別するのが良いとしている。以下，塩水化という言葉は概ね鶴巻の意味合いで使う。

**本研究の主題**：塩水化現象とその原因について，対象を大阪平野と泉州地区において，従来の調査研究の成果に基づき整理分析を加える。そこでは，現地採水水質観測データをもとに実態把握された経過を述べる。現在大阪平野で問題とされる塩水化には局地性が強いことも明らかになる。塩水化の主原因は地下水揚水であるがどの深度の帯水層における揚水によってどの程度の不具合が生じたことなのかにも注目する。対象とする地下水現象の場は大阪層群生成の年代スケールを有するが，大阪平野沿岸部の大阪層群上部につづく段丘堆積層の一部とその上に乗る沖積地形は，約2万年前からの海水準変動を基本にした地形学的年代スケール/10<sup>3</sup>~4年での形成であって，大阪平野の浅層帯水層の地下水問題を議論する上で重要なバックグラウンドになる<sup>5),6)</sup>。本研究で大阪平野沿岸部の地形形成を取り上げた理由である。

**本文構成**：本研究の報告は次の3項目で構成している：①大阪平野(湾東部)・泉州地区沿岸地形の形成過程を地形学・海岸工学の立場から自然営力(河川・海岸・地質営力)と時間スケールとの関係で調査検討する。海水準の変動の地形形成に及ぶ重要性，海岸漂砂による砂洲地形形成の特性等を明らかにする。②大阪平野における地下水塩水化現象について，地下水利用と塩水化実態の変遷，揚水量分布との関係について調査検討する。特に，泉州地区における沿岸帯水層の塩水化の実態と分析及び対応に関する従来の研究を中心に紹介する。③地下水利用と保全の管理技術の視点から，地下水揚水による沿岸域地下水帯水層の塩水化を検討する。

#### (2) 地形形成と塩水化

##### 1) 大阪平野及び沿岸地区の地形形成

##### 1) - 1 海水準変動と自然営力による地形形成

大阪盆地(大阪湾+大阪平野)の地形形成に関しては，梶山・市原<sup>7)</sup>は「大阪平野の発達史」の研究成果において「大阪平野の沖積層基底等深線図」及び「五面の古地理図」を示し，主に大阪平野に着目して海水準の変化による河内湾，河内潟，河内湖に変遷する様子を地形学的に考察している(図-2)。このような研究は横山<sup>8)</sup>によっても「大阪平野の自然史」としてなされている。いずれの研究においても重要と考えられる視点は，一つには大阪平野の沖積地形の形成を説明するためには海面の変動を同時に考慮しなければならない，二つには海水面の上昇による海面の出現は湾水域の形成にとって不可欠であり，更に三つ目には波浪の侵入

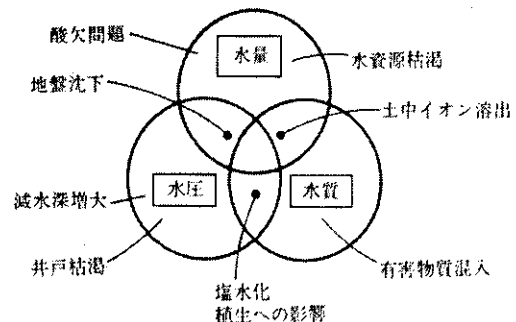


図-1 地下水変化と地下水障害との関係<sup>2)</sup>

が無ければ、またそこへ土砂を流出する河川や海岸の侵食がなければ、砂州や砂嘴形成に寄与する漂砂自体が存在しない、このことから海水面の変化は漂砂をもたらす外力(波浪、沿岸流)はもとより漂砂特性をも変えることになる、等の視点である。このような視点及び沖積層の原地形と目される「大阪平野の沖積層基底等深線図」を念頭に過去1万年間における大阪湾内の海水面変化と漂砂の輸送について考察し、上町台地の北端を起点にした砂嘴の発達過程並びに海水面の侵入状況を海岸工学的に検討を加えて推定した：海水準変動曲線は研究者によって異なるが、杉村<sup>9)</sup>のまとめた結果を図-3に示す。

- (1) 沖積層の始りは一般的には約2万年前とされ<sup>7)</sup> そのときに海水面は現海面より約100m以上低いといわれているので、湾口は遙かに南の紀伊水道沖にあって大阪湾はもとより紀淡海峡を通して紀伊水道の日ノ御碕あたりは陸上であった。その後海水面は上昇を続け、紀淡海峡を海水が北上し大阪湾に侵入したのは1万年前より少し前である。
- (2) 1万年前～9000年前は、海面は-40m～-30m付近であったから、現在の海底地形図や先の「大阪平野の沖積層基底等深線図」から分かるように、現大阪湾の周囲を陸より平均5～10km距岸の位置が汀線で、これで縁取りした中央部にまで海水面が侵入した。但し、湾奥では現在の大阪港から淀川河口付近が汀線であった。
- (3) 8000～7000年前は、大阪湾の海水面は約-20mで約1000年続いた。-20mコンター域は現在の庭窪を汀線とし新大阪駅付近を北端の、大阪城付近を南端の汀線とした水域を形成した。この付近まで海の営力が及ぶようになったといえる。一方、大阪湾の大阪・堺・泉州に到る東岸沿いの汀線はなお数km以上の距岸の位置にあり海の営力が現在の陸地に作用する状況には無かった。
- (4) 7000～6000年前頃は、海面が-20mから現海面の0mまで上昇し、海水面が大阪平野全域を覆い、かつ湾東岸も海岸線と一致することになり、海岸の波浪や潮汐等の営力が陸上に直接作用し、河川による河口土砂を漂砂源とした沿岸漂砂を輸送する道/ベルトが形成され始めたが十分連続したものでは無かったと想像される。他方、大阪平野に入の口元(千里・新大阪・上町台地北端/大阪城付近)は約7kmに拡がり波浪の侵入は容易になった。この時代は梶山・市原のいう「河内湾Iの時代」<縄文時代前期前半>である。
- (5) 6000から3000年前頃は、現海面に達した後、更に上昇して5500年ほど前に最高位(約+2.3m)に達した後、次第に下がって現海面に戻った期間で海面が0～3.0mの時代が約3000年続いたことになる。梶山・市原は約5000～4000年の期間を「河内湾IIの時代」<縄文時代期末から縄文時代中期>として古地理発達史の一葉を描いている。

### 1) - 2 沿岸砂州/砂嘴地形の形成発達

上記(5)の期間は長期に海水面が高かったこと、その間の変化に上昇下降があつて、海の営力及び陸の河川を主とした営力が独立にかつ相互に作用し合い、その結果として海岸や湾形状が非常に活発な変化を示したと考えられる。

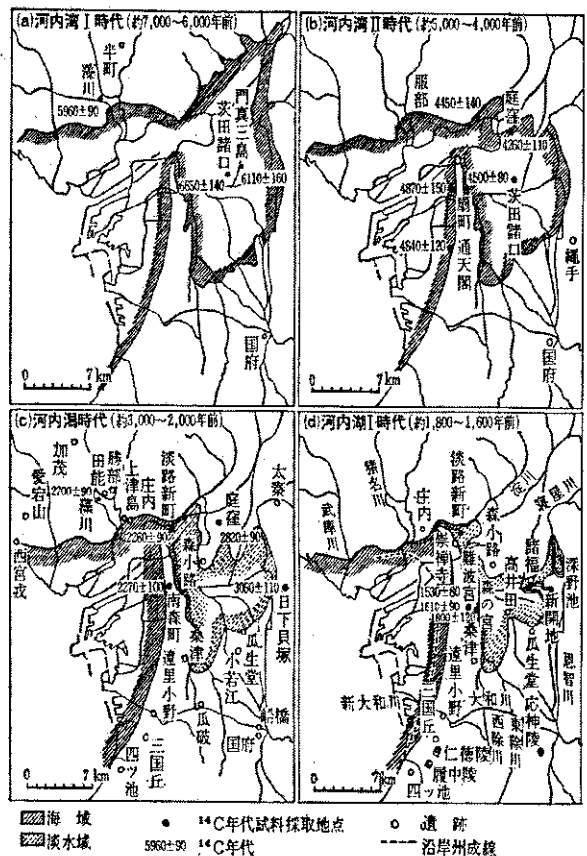


図-2 大阪平野の古地理図<sup>7)</sup>

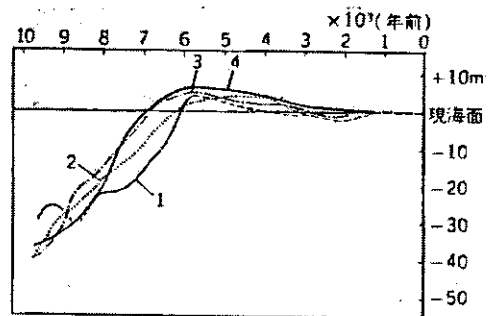


図-3 日本における海面変化曲線<sup>9)</sup>

1. 前田, 1977, 大阪湾 2. Kaizuka et al., 1977, 東京湾 3. Fujii & Fujii 1967, 合成 4. Sugimura & Naruse, 1953, 関東南部 (各国とも横軸は1950年が原点). (杉村新, 科学, 47巻12号, 750頁, 1977)

この点を沿岸砂州の形成特に、上町台地北端より発達した砂嘴地形の形成に着目して海岸工学的に考察すると次のようである：我が国の代表的な砂嘴地形の形成条件に関する研究<sup>10)</sup>によると、条件として(1)漂砂源の存在、(2)沿岸漂砂の卓越方向の明白な存在及び(3)沿岸漂砂の輸送と堆積作用を促す海水準の変動を考慮に入れた水深条件の存在が不可欠である。(1)の条件については陸上営力による河口堆積土砂の存在が求められる。これについては大阪湾東岸部には現在大小色々の15水系の河川が流入していることから往時漂砂源の条件が十分存在したと想定される。(2)の条件は岩垣の研究<sup>11)</sup>により泉佐野以南の泉南海岸に来襲する波浪は如何なる方向であっても南から北に向かう沿岸流を惹起することが分かっている。従って沿岸漂砂が一方向に卓越することは明白である。ただし、来襲波浪は季節風による風波であって吹送距離は大きくないので相対的に波は周期が短く波高の小さいものである。(3)の条件は、一つは河口堆積土砂や海岸自体の波食による土砂が波の運動や砕波によって発生発達する沿岸流によって輸送される条件のことで、ポイントは漂砂が湾の東海岸沿いに北向きに移動し上町台地先端まで到達する条件が形成されなければならないことである。そのためには仮説的になるが漂砂堆積作用による+3mから-10m付近までに段丘が形成されそれが漂砂の連続した輸送路になる一定時間が必要である。もう一つはこの時間を経過した以後は先ず台地先端に砂嘴の芽が水中に生まれる。そして漂砂量の大きさと前面の水深の条件で土砂輸送能力が決まり場に特有の漂砂堆積過程が継続し砂嘴は成長することになる。問題は必要な一定時間をどのくらいにとるかである。推論になるが、梶山らの古地理発達の図を見ると、約7000年前から約3000年前の4000年間に砂嘴は存在したがほとんど伸長しておらず初めの規模と変わらない状態で推移した。この期間は砂嘴が水中にあって波の作用がかなり弱かったことを想起させる。そして一定期間の終わりを約3000年前と考えると、これ以降はいったん海水面が現海面以下(最低-2~-3m前後)になり再び上昇して約1500年前に現海面に到り、ほぼその状態で今日に及んでいる。海水面が現海面以下(最低-2~-3m前後)の期間は約1500年であるがこの期間の最初の時期に水中にあった上町台地先端よりの砂嘴が原海面上に現れ、その後は海の営力が大阪/河内平野には及ばなくなって専ら波浪による漂砂輸送と堆積作用が砂州に集中し砂嘴を著しく伸長させたと考えられる。この期間の大阪平野は河川の営力が卓越し、淀川・大和川の洪水氾濫・流出土砂による蛇行流路・自然堤防の形成を伴った沖積作用により海水は混合希釈及び排除を受け「河内湾の汽水化」と「河内湖の淡水化」が著しく進展した。約1600年前には砂嘴は約7km延びて対岸の千里に達し、河口及び大阪平野を締め切らんばかりの発達を示した。時代は梶山らのいう「河内湖Ⅱの時代」(五世紀頃)であってまもなく大和に王権が誕生する胎動期の大阪平野を彷彿させるものである。参考までに砂嘴の形成スピードについて大ざっぱにいうと、7km伸長するのに1500年かかったので前進速度は4.5m/年となる。日本の代表的な砂嘴地形海岸天橋立の伸長速度<sup>10)</sup>は0.8m/年程度であるから、これと比べると現在の天満から千里丘陵にいたる砂嘴による地形形成過程は非常に早いスピードであったことが窺われる。以上大阪平野の沿岸中央部に注目した地形形成をのべたが、南部の泉州地区についての海岸地形性状については岩垣の考察の一端を述べたに過ぎず、ポイントは海岸工学的には泉州地区沿岸は侵食性の海岸であってその理由は大阪湾の楕円形状にあって宿命的であるということである。これらのことから、泉州地区や男里川河口流域は海からの作用を受けやすい自然条件を有していることがわかった。ここで、地形形成と塩水化の関係、特に塩水源について述べる。上述の地形形成の過程からは、年代的にせいぜい沖積層までの地形学的スケールでの地層構造と塩水化との関係になる。深度の下限は天満礫層の旧埋没谷に沿う埋積礫層までである<sup>6)</sup>。従って浅層海岸帯水層における塩水化が対象になろう。ここで特筆されることは、地盤沈下の激しかった西大阪地区の塩水化が、海水侵入を暗に主因であることを水質の面から実証的に解明した研究の存在である<sup>12)</sup>。基本的な問題は塩水源についてである。大阪盆地の堆積層群は大阪層群が体勢を占めるが、この年代スケールは概ね第3紀の500万年前から第4紀の30万年前という地質年代である。そして、層群に介在する海成粘土層の生成はMa-1の110万年前からMa10の30万年前の期間になる。この期間に12水準の海成粘土層が数えられている<sup>13)</sup>。従って海水侵入以外に考えられる塩水起源としては海成粘土層の中で化石水化した塩化物の存在である。鶴巻<sup>14)</sup>は東大阪地区の揚水井における深層地下水についてこうした存在を指摘した。その原因には大阪盆地の沈降と造山・隆起運動が関係していて、今から約80万年前から生駒山系が少しずつ地表に頭をだし隆起、その後上町台地の北端や千里丘陵、あるいは南の和泉山系が隆起した<sup>15)</sup>。そして山地・台地の西側が急峻、東斜面は緩いという地形特性と河内平野の沈み込みとが連動した変動期に特にMa6相当期/55万年前に海水が残存して化石水として地下水に混入したようである。この場合の塩水源は、通常海水侵入とは明らかに違う。さらに、泉南地域の男里川河口周辺の深層井戸にみられる塩水化の原因は、後述するように、まだ確定的とはいえないが基盤岩付近の温泉・鉱泉の存在が起源とされ

る 16)。

## 2) 大阪平野における塩水化現象

鶴巻<sup>4)</sup>は大阪平野の被圧地下水の塩水化について、三地域を取り上げ、それぞれの地域における塩水化地下水の分布状況とその水質に対して地球化学的視点から注目して、塩水化の機構を解釈している。以下ではその成果を中心に引用し要約的にレビューする。

### 2) - 1 大阪平野中央内陸部の塩水化

大阪平野の海水侵入と地下水塩水化については、谷津・鶴巻<sup>12)</sup>、鶴巻<sup>14)</sup>により地盤沈下にもなう地下水挙動を水質面から観測し分析した先駆的な調査研究があり、それを回顧している<sup>17)</sup>。その成果は、酒井<sup>18)</sup>により塩水楔が侵入した地下水層内部の水質が地球科学的に研究され、組成は海水と同じ、有機物が原因らしい高塩分域 (Cl<sup>-</sup>含有 1000ppm 以上) が存在する、という風に紹介されている。そこでは帯水層別の水質/塩水化は帯水層ごとに進行の度合いが違うはずという視点で、これを実証的に明らかにするために西大阪地域の被圧地下水の塩化物イオン垂直分布図を深度 150m 以浅について作成した (図-4)。結果は、海水侵入により一般のみられる界面形成とかなり違ったものであるが深度別(帯水層別)に塩水化の進行状況が著しく異なることを明らかにした。西大阪における塩水化地下水の形成機構についての鶴巻の考察は次のようである：①被圧水頭の低下により、海底部の帯水層に漏水により Cl<sup>-</sup>濃度と有機物に富む水が供給される。②被圧水頭の低下により進行する粘土層の圧密脱水は地盤沈下の主因であるが、西大阪臨海部の沖積粘土は、海水と同程度の Cl<sup>-</sup>濃度を持った間隙水を保有しており、この間隙水が絞り出しにより帯水層に補給され塩水化が進行する。更に東大阪の被圧帯水層についても同様の分析手法をもとに深度 300 以浅で西大阪と同様な平面及び垂直分布図(図-5)を描いた。そこでは、Cl<sup>-</sup>100ppm コンターが Ma6/約 55 万年前粘土層の上位にレンズ状の帯水層として大きく分布し、沖積形成のはるか以前の化石的な高塩化物地下水の存在を示唆した。しかし、この形成時期は地質年代的な問題であり通常工学的に扱う自然営力的な立場での分析はほとんど不可能であるが、高塩性の原因が単純な海水侵入によるものでないことは明らかである。鶴巻はこのような地下水が化石塩水に近い性質を持っていることに着目し、『河内盆地では、上町台地を形成した基盤の上昇により、淡水化が部分的に進行した状態で停止し、塩分濃度がやや高い状態で残存しているのであろう』と推論している。そしてこの化石塩水的な高塩化物地下水の分布を立体的にとらえ地下水の流動系に対しても考察している。法律、工業用水法(1959 一次指定)及び 1962 年の「ビル用水法」並びに大阪府の条例によって、地下水採取規制が徹底し 1970 年代には地盤沈下は完全に終息した感にあった。最近のモニタリング結果に関しては、大阪府下観測井の水質分析データがある。それによると、①自由地下水の塩水化/Cl<sup>-</sup>>200ppm 現象がみられるのは、神崎川周辺と埋め立て地海岸付近に限定され、東大阪地区は勿論西大阪地区でもほとんど Cl<sup>-</sup><200ppm の淡水である。②大阪平野の自由地下水と河川(海)水とは、全体的に連続していないことが推定される、という結果が述べられている<sup>20)</sup>。

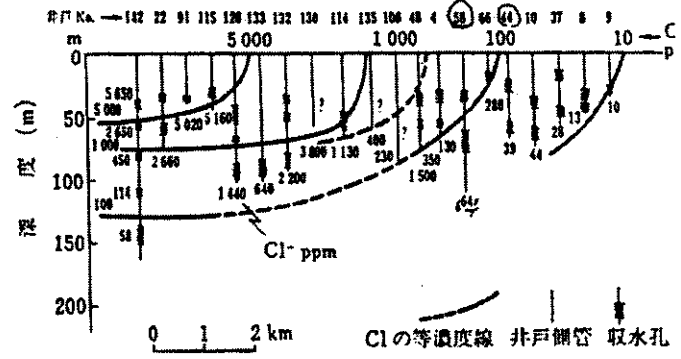


図-4 西大阪地域の被圧地下水の塩化物イオン分布図<sup>12)</sup>

### 2) - 2 大阪平野泉州南部地域の塩水化

最近の大阪平野における地下水塩水化現象については、泉南南部地域 (男里川流域沿岸部) を対象に長年継続している鶴巻、青木ほかからの調査研究がある<sup>4) 16) 20)</sup>。泉州地区の塩水化問題については次項で詳しく述べるのでここでは、検討分析の基礎となった大阪府による現地地下水位及び地下水質の観測・採水並びに水質分析の測定データと整理分析結果である二つの報告書<sup>21) 22)</sup>(大阪府、昭和 59.2 ; 平成 8.3)をあげ調査の経緯に触れるに

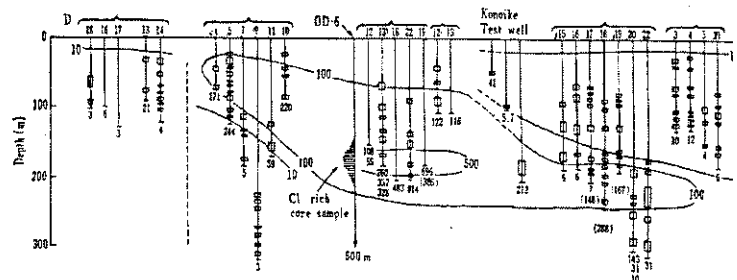


図-5 東大阪の被圧帯水層、深度 300 以浅塩化物イオン垂直分布図<sup>14)</sup>

とどにとどめる。これとほぼ時を同じくして、鶴巻、鶴巻・青木らの研究がスタートしたようで、用いた基礎データや検討内容の多くは上記報告書のものほとんど共通している。対象範囲は市町村でいえば泉佐野市以南の泉南市、阪南市の3市と泉南郡田尻・熊取の2町である。また、泉州地区は、大阪府の行政区分でいうと泉大津市くらいから南の阪南市までを指す。観測調査対象範囲は海岸から5km くらいの陸域、特に男里川河口付近が重点地区となっている。なお、泉州南部と泉南南部はほぼ同等の区域を指す。

【調査の経緯】：S58年の調査は、地下水塩水化現象が当地域で顕著になったのは地盤沈下の前兆ではないかとの認識のもとで、実態把握のために地下水現況調査として実施された。前述した調査範囲において、夏期・冬季の地下水位、水質が調査された。調査地点は浅井戸/10カ所・深井戸/44カ所の計58本の井戸地点である。ストレーナ深度は、浅井戸は10m以下、深井戸はほとんど100m以上である。なお、この頃の泉州南部における累積地盤沈下量は泉佐野市が40mm、泉南市が10mm以下である。以降の沈下はほとんどない状態が今日まで続いている。S58年調査による塩水化確認についてS63年にその進行が認められるとの記述がある。詳しくは不明である。平成7年の調査は、H6.9の開空開港と相俟って、開発地域増大等による地盤沈下・塩水化等の地下水障害が懸念されるところとなり、今後の地下水適正利用を念頭に塩水化進行状況把握のための現地調査並びに分析結果の過去との比較検討、男里川河口域の地下水水質の特殊性等が考察された。現地調査の規模内容はS58年よりも幾分大きい。この段階で塩水化は男里川周辺に局限されることがわかった。その後は平成8年から13年にかけて「泉州南部地下水利用適正化調査」を実施しそのとりまとめ報告書<sup>23)</sup>(H14.3)を作成している。

### 3) 泉州地区における沿岸帯水層の塩水化の実態と対策

3) - 1 沿岸帯水層について 当地区の沿岸部に形成されている帯水層の地質的基盤は大阪層群の分布によって知ることができる。大阪層群は大阪平野の下の地下基盤/地層群をつくっているが周辺の丘陵部一千里、枚方あるいは富田林、泉北、泉南等の丘陵部に露出している(新編大阪地盤図<sup>24)</sup>)。ここでは市原ほか<sup>25)</sup>の大阪地域地質図より泉北・泉南地域の部分をとりだして図-6に示す。泉州北部の泉北地域では大阪層群の最下部から上部までの層準がそろっているが、泉南地域ではMa-3層より下部の大阪層群下部(国分累層; 約130m厚)~最下部(泉南累層; 約90~170m厚)のうえに低・中位段丘層、さらに沖積層が形成されているようで、この地域の地層の上部と下部とでは地質的な年代差におおきなギャップがある<sup>14)</sup>。また、基盤岩までが高々三百数十m程度と浅い。実際そのような層序が岸和田と泉佐野地点のボーリング(O.K.S.No.1, No.2)によって概ね確かめられている<sup>22)</sup>。現在塩水化問題が集中、局限されている男里川河口部にはおよそ1km<sup>2</sup>の範囲に約8工場・十数カ所の井戸があり、集中した大量の揚水のため海水侵入による塩水化が進行し易い条件にあった。

### 3) - 2 地下水採取の推移と地下水位並びに塩水化の実態

A. 地下水採取量の推移：まず、泉州南部地域全体での地下水利用の推移をみる。以下合計値は泉佐野・熊取・田尻・泉南・阪南の3市2町の合計である。当地域合計の採取量最大はS46年の13万m<sup>3</sup>/dayで、この時のトップは泉南市の約5.1万m<sup>3</sup>/dayであった。なお、泉州地域への地下水採取規制はS53.1であり、のすこし前より地下水位が上昇し続けている昭和58年の本格的な塩水化調査の時点では、合計で6万m<sup>3</sup>/dayの地下水採取量であり、泉佐野市と泉南市はどちらもほぼ同じの2万数千m<sup>3</sup>/dayである。両市はその後採取量を経年的に漸減するが、量的にはほぼ同等とみてよく、両市でもって合計値の70%以上を占め他の市町を圧倒している。この傾向は現在まで続いている。また、泉南市取水量の約70%は工業用水であって、男里川河口部の製紙・化学等の工場群井戸による。他の用途に上水・公共・農業・一般用水があるが上水が20%程度をキープしている。平成6年度の地下水採取量は渇水年であったことも影響して前年合計値が4万m<sup>3</sup>/dayであったのに対し4.5万m<sup>3</sup>/dayであった。各市町の割合関係や用途別構成はS58年と大きくは変わっていない。平成14年度の泉南南部地域の地下水採取量を記す：合計31,000m<sup>3</sup>/dayでありH6年の3割減となっている。

B. 地下水位の変動：昭和58年調査の地下水位は次のように要約されている：①浅井戸の水位は地形に沿って分布し山沿いで高く、海側で低い。土地標高/TP+1.8~+38.5m と大差のない分布を示す。

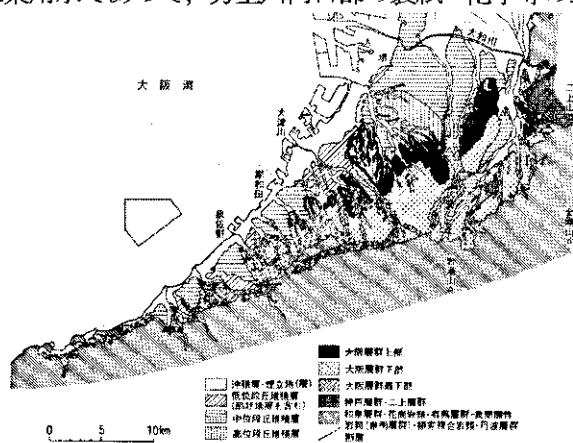


図-6 大阪地域地質図：泉北・泉南地域部分<sup>25)</sup>

②深井戸の水位は浅井戸のそれよりかなり低い。季節変化はなく TP-43.0~+10.3m。地域的差異が泉佐野市の山から海の間に見られる。男里川流域の変動が大きい。③季節的変動がみられる： 全般的に冬季の方が0.5-1.0m 高い、男里川は例外的に変動差が大きい(-3.1~+5.5m)。平成7年調査の結果では、各市町の観測所における年平均水位の S58 からの変化は、泉佐野では-32m→-27m に上昇、泉南では-24m→-12m、田尻では S63 年からしか記録なく S63 年の-20m→-16m。この地下水位の上昇傾向は前述した地下水採取量の経年変化と対応している。泉南地域の H7 年の測定結果によると、S63 年に比べて全体として平均 3m 程度地下水位は上昇したようである。特徴的なのは、塩水化進行中の男里川周辺域に比べ、塩水化問題が指摘されていない泉州北部の方がどの深度でみてもかなり低い地下水位になっていることである。

**C.地下水塩水化状況：**まず、S58 年調査の塩素イオン濃度に主眼をおいた測定結果は泉南南部域全体に及ぶもので次のように要約される： ①浅井戸では、深い井戸に比べて低い。②深い井戸では夏冬とも高低が大きい； min6.9mg/l~max1145mg/l 特に男里川流域では季節に関係なく 300~1000mg/l の高濃度カ所が大部分。③原因は海水侵入による影響か、Cl 濃度を含有する地質状態かが考えられ、前者と推測された。④泉佐野コンビナートの海岸近くの深井戸では 10mg/l 以下がほとんど。⑤男里川流域 Cl 濃度推定断面図によると、海からの距離で表わした鉛直断面内に二つの濃度ピーク地点が存在を示す、深度的にはそのピークの一つは河口の地表付近、もう一つは河口より約 1km 上流の地表から深度 200~250m 付近に見出される。次に、H7 年の調査では十数項目の水質データ測定結果をもとに、過年度との比較、男里川流域揚水井戸水質の重点的な特性分析がなされ塩水化の塩水源について重要な判断がなされた。

塩素イオン濃度分布の観測結果は図-7 のようである： Cl 濃度の 80mg/l 以上の井戸は男里川流域に集中して 10 カ所ある、そのうちストレナ 100m 未満 6 カ所、200-300m 未満 4 カ所。北部や内陸部の Cl 濃度は高々 15mg/l 以下であり、過年度と比べ横ばいか減少傾向である。男里川周辺に注目した Cl 濃度の H7 年の平均値を鉛直分布で表わしたのが図-8 である。河口からの距離と採水深度の位置に濃度を記す。図には濃度等値線/コンターが描かれているが、データは必ずしも十分とはいえず普通では、鶴巻 4 がいうように深度 150~200m を境に別個のコンター群になるし、矢印付近にある堰によってもコンターは面される。その他の塩水化に係わる主な結果は次のようである： ①男里川流域

(一部田尻~泉南市の沿岸部)を除いて、塩素イオンは低濃度で塩水化は進行していない。しかし、男里川流域では依然高濃度が続いている。②男里川流域沿岸部の濃度増加の原因は、H7 年調査ではハッキリしたことがいえず今後の調査が待たれる。しかし、塩水化地下水のその他の詳細な水質分析と組成・Cl に対する濃度比などによる検討結果によると、男里川周辺の塩水化地下水の状況は、上層(0~150m)と下層部(150~350m)とに分けて考えることができる。下層部にみられる水質特

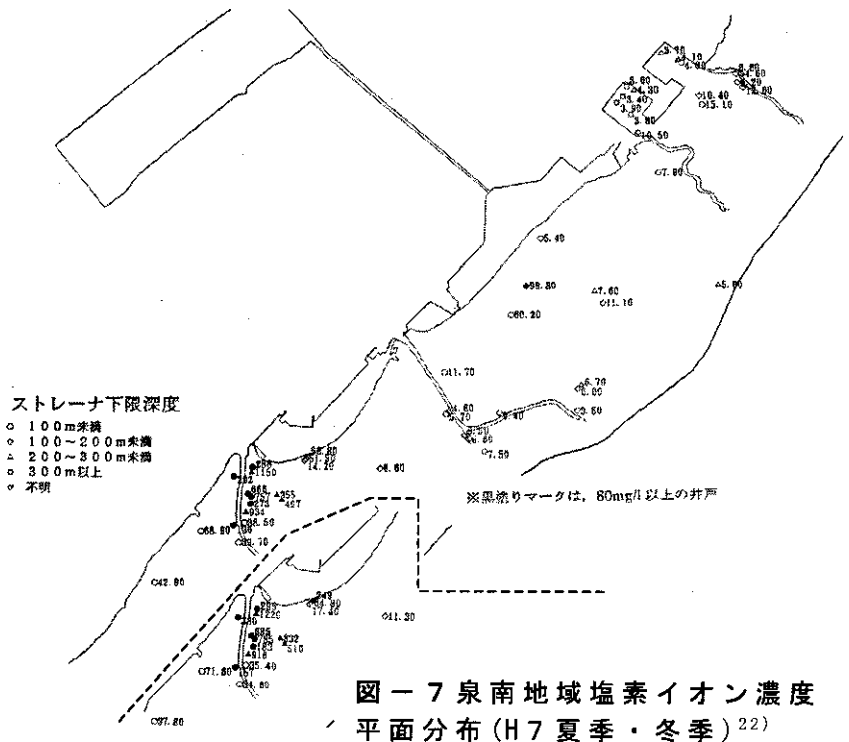


図-7 泉南地域塩素イオン濃度 / 平面分布 (H7 夏季・冬季) 22)

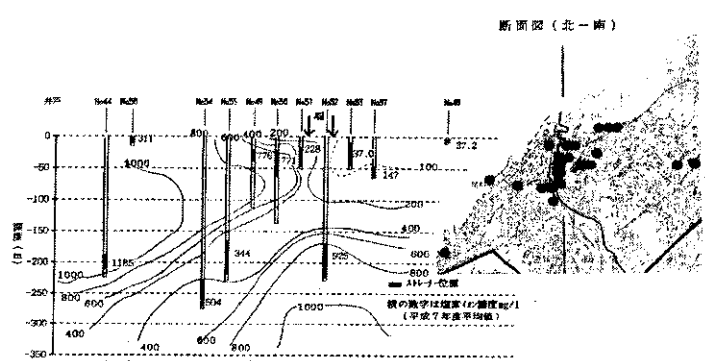


図-8 河口からの距離と採水深度の位置で表わした Cl-濃度鉛直分布 26)

性は概ね高いメタホウ酸濃度、高いアルカリ度の存在にあり、基盤にそった鉱泉の影響を受けている。

### 3) - 3 塩水化の要因・機構と対策

A. 塩水化の要因・機構：青木・鶴巻らが検討考察したところを要約すると次のようである：原因として3点を上げている：①揚水量に供給が追いつかず不足を補うため海水浸入による②河川遡上の海水の鉛直移動による③過剰揚水の水位低下で下層地下水の円錐状上昇現象/アップコーニングなどである。そして次のように考察されている：ア.上層部/深度0-150mは浅層地下水で、感潮河川からの②の原因による海水浸入、下層部/150-350mの深層地下水は従来の①、②による塩水化と異なる。下層部の塩水化原因を考察し、基盤岩に温泉があり、温泉起源の塩水化の可能性高いと解釈し、この想定根拠を次の三点から考察した；(1)水質組成 メタ硼酸が温泉の基準値を上まわる濃度で存在、(2)周辺地区の温・鉱泉の泉質の存在 (3)基盤岩の深度に対し、基盤に近い深度まで井戸掘削がなされている。男里川流域の海岸より2~4kmで基盤岩の泉酸性岩(東部)、和泉層群(西部)が分布。根拠づけは単にCl濃度の分布のみに注目することなく水質を広く理化学的に分析した結果に基づいており、塩水化機構の検討アプローチにおいて重要な示唆を与えるものである。塩水源が温・鉱泉質の地下水混入ということであるが、この点に関して青木・鶴巻ら<sup>16)</sup>自身は「温泉/鉱泉起源の塩水化は、まだ不確定要素が多いため十分な評価を得ていない」としている。

B.対策と保全について：現実的問題は周辺井戸深度が既にこの塩水化ソースのそれとほぼ同じにあることである。ソースが豊富ならば揚水による塩水の混入は避けられない。従って適切に制御された揚水量規制が必要となる。青木・住本ら<sup>20)</sup>は、上述の温・鉱泉起源の塩水化原因と進行状況を水質面から分析すると共に、鉛直二次元有限要素法による解析モデルを構築し、将来予測のシミュレーションを実施し、地下水保全対策の一指標となる最適揚水量の検討を行っている。モデルの特徴の一つとして塩分輸送にたいして、土粒子への吸着を考慮した移流分散モデルを採用している。これまでの検討によると、揚水量を現在の50%程度に減少させれば塩水侵入による塩水化を抑制できること明らかにした。解析によるアップコーニング現象の発現はきわめて局所的ではあるが一応再現が認められるので、将来予測のシミュレーション結果は地下水保全・管理を考える上で一つの重要な指標になりうるといえる。今日大阪平野における塩水化に係わる記述は、全国的な情報と共に既に水資源白書の記載にない。これは過剰揚水という要因を共有する地盤沈下が第一義で、大都市では法的な揚水規制が依然継続しているためであろう。実際、唯一塩水化問題が現在も扱われているのは、泉南南部地域という特定の地域である。しかし、調査報告書(H14.3)<sup>23)</sup>の記述では、保全対策として特には具体的な検討は考えられていない：すなわち、平成12,13年の地盤沈下と塩水化のシミュレーション検討の結果として『現実の現象とある程度一致することから、地盤沈下も塩水化も現状の揚水量のままでいけば問題はないと思われるが、塩水化の原因になお不確定要素が多いため今後更に精度の高いシミュレーションをしていく必要がある』という見解を述べている。

### (3) 大阪平野沿岸地区における塩水侵入シミュレーションと揚水量制御

従来大阪平野中央において、塩水化による地下水障害に対する対策検討のため数理モデルが構築されシミュレーション検討がなされたという話は聞かない。ただ、平野南部の泉州地区においては塩水化機構を考慮して海水侵入及び鉱泉による塩水化を扱う移流分散解析モデルが構築されそれによる最適揚水量の研究がなされてきた。

#### 1) 青木・鶴巻らの最適揚水量に関する研究<sup>16), 20)</sup>—泉州地区の場合—

青木・鶴巻らは、男里川河口部周辺の塩水化機構は、前述のように一般の海水浸入と深層における鉱泉質の地下水のアップコーニングとの複合と見ることができるとして、現在の揚水井戸の形態はそのまま最適揚水量の検討を行った。数値モデルの内容は割愛するが、シミュレーションの検討ステップは現状再現による初期条件とパラメタ同定及び揚水条件の変更による予測からなっている。揚水量を現況より少なく抑えた種々のケースより、最適揚水量の検討結果として揚水量を現在の50%程度に減少させれば塩水侵入による塩水化を抑制できることを明らかにした。計算によるCl濃度の垂直分布図をみると、全体的に海水浸入は弱混合タイプあり、河口から離れて想定した温泉起源の強制ソースによる塩水化は濃度分布に現れているがそれほど顕著とはいえず、それが本来のUpconing現象といえるのかどうかはモデル化の問題に戻ってなお吟味を要すると思われる。数値計算によるアップコーニング現象の発現については、最近宇野の研究がある<sup>27)</sup>。

#### 2) 海水浸入による帯水層内淡塩境界面の形成シミュレーション

大阪平野中央部では、地下水揚水規制が功を奏して地盤沈下問題は全体として鎮静化しているが、関連して地下水位が上昇回復して新たな水利用のあり方と保管理の問題が研究課題となっている<sup>28), 29)</sup>。このような課題

に応えるためには、地下水の流動及び水質についての広範囲かつ種々の技術的知見の蓄積が不可欠である。ここでのシミュレーション検討もその一つである。最近三田村・橋本<sup>13)</sup>は、従来天満層と一括されて取り扱われていた粗粒層について、「従来天満層とされてきた粗粒層のうち、旧河川埋没谷に沿ってその谷を埋積する礫層は、難波累層最下部に含めるべき地層で、この礫層は最終氷期最寒冷期以降1万年前までの堆積物であり大阪平野主要部に広く追跡できることが明らかになった。難波累層は最終氷期最寒冷期(約2万年前)以降の堆積物である」といっている。三田村らは、図-14のような地質断面図を示した。断面は、ほぼ上町台地北端付近を通る東西方向に走る大阪平野中央部の沖積層全体の地層構造を表わす。

## 2) -1 モデル化と条件設定

1. 大阪平野東西方向の表層地質地層モデルの設定：図-9をもとにモデル化
2. 解析モデルの設定：鉛直二次元移流分散密度流浸透解析 解析コード：オイラリアン・ラグランジアン飽和・不飽和浸透流-移流・分散解析プログラム (Dtransu2D) (岡山大学ほか2社)
3. 解析モデルによる数値計算の条件：
  - (1) モデル化範囲：東側：上町台地 西側：大阪港より西5.0km  
 地層構造のモデル化：図-14で天満礫層をLM層の東へ延長、深さ方向の地層区分：4層(U,M,L,LM)の各層)に区分、計算上は2倍以上の層に区分
  - (2) 解析メッシュ：有限要素法
  - (3) 地盤物性値：地層区分・特性に従い、貯留係数、透水係数を標準値の範囲内で与えた。透水係数；U層： $1 \times 10^{-6} \text{m/s}$ 、M層： $2 \times 10^{-9} \text{m/s}$ 、L層： $1 \times 10^{-6} \text{m/s}$ 、LM層： $5 \times 10^{-6} \text{m/s}$
  - (4) 境界条件：A.水位、水頭条件 1) 西/海側境界面：海側側方境界は不透水条件海底面はMa13の上面としそこでの鉛直浸透を考慮、底面のピエゾ水頭をTP+0 mの水位固定条件で与える。 2) 東側境界面：Ma12層の上面が上町台地にせり上がるかたちの境界で不透水条件とする  
 3) 陸域地表面：地表面高で水位固定条件  
 4) 底面境界面：Ma12の上面を不透水境界とする  
 B.濃度条件：海底面：塩分濃度  $C=1.0$ 、陸域地表面：濃度  $C=0.0$
  - (5) 解析期間：揚水なしの場合；100年間の非定常計算により塩淡分布を算定した(定常計算だと、初期状態の影響を強く受けるため)
  - (6) 揚水量条件：①現在の地下水揚水条件によるモデル化；広域シミュレーション解析で入力した地点、揚水量条件でモデル化；計算入力地点1kmピッチで考える。揚水量は淀川-大和川南北間の格子線上の値を算術平均し1kmで除算して単位幅流量で与える。②揚水量地点は、上記モデル化地点で考える ③揚水量：現状揚水条件の場合を対象にA；現状揚水量規模 B； $A \times \alpha$ (倍)の二様を扱う
  - (7) 初期条件：淡水飽和状態
  - (8) 分散係数他：従来の経験的關係・大きさを基本に試行的に定める。

## 2) -2 計算結果

- (1) 自然な海水侵入による淡塩境界面の形成：図-10
- (2) 現在の地下水揚水条件による海水侵入現象：初期条件に(1)の結果を使用。

A.現状の揚水量規模では図-10の結果とほとんど変わらない、B.現状の約20倍の揚水量規模の場合は相対濃度約0.3の範囲が全層に亘って数km内陸に拡大塩水侵入する。下の層ではごく僅かながら、揚水による引き込みでくさび状の塩水侵入がみられる。

## 3) 塩水化の視点からみた大阪平野の表層地下水利用の課題

上述の地下水の移流分散解析による沖積層内の淡塩境界面の形成状況から推測される結

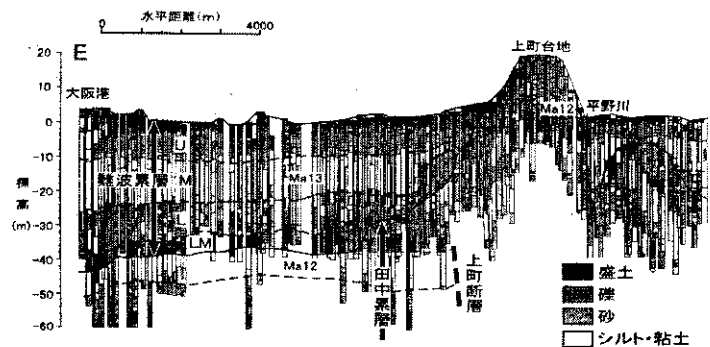


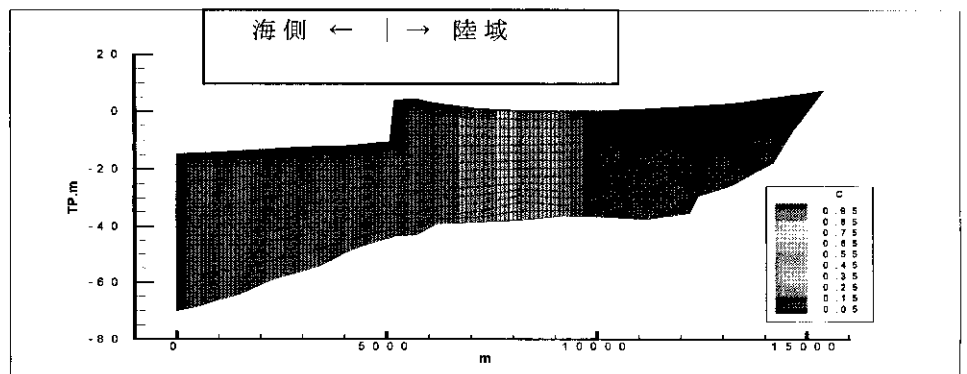
図3 地盤データベースを用いた大阪平野の地質断面図  
断面図のLM、L、M、Uはそれぞれ難波累層の最下部、下部、中部、上層を示す。

図-9 難波累層地質断面図(6)

果並びに最近の地下水観測井によるモニタリング結果をもとに述べる。最近の地下水に関するシンポジウム<sup>30)</sup>において「天満層に塩水化が進行している。梅田ではCl<sup>-</sup>濃度が海水の1/3くらいまで上昇」という、塩水化に関わる発言があった。もしこれが事実とすれば、帯水層全体としての水質状況を広範囲かつ垂直分布で把握できる観測調査並びに分析が強く望まれる。まず計算による自然な海水侵入による淡塩境界面の形成については、境界面の形成と安定には海への淡水の流れの存在が本質的に重要<sup>3)</sup>であるが、計算では淡水流れによる混合効果が強く表れ、密度は水深方向には一様化しており、密度勾配は水平方向にのみ存在する、いわゆる「強混合」型の成層形態を示す<sup>30)</sup>。これは淡水量と初期条件に問題があると考えられるので更に検討するつもりである。ただ、計算上ではあるが、表流水である河川流の河口部における混合形態と類似したものが土中帯水層にも現れるのは興味深い。つぎに、揚水の無い状態の計算結果を初期条件にして、現状揚水量条件並びに現状より多い揚水量で計算した結果については、現状条件では揚水地点の存在/分布によって海水侵入が助長されることがほとんど無く初期の濃度分布とほとんど変わらない。この点はやはり淡水流量の評価と初期条件を適切に定めるのが先なのでその後実施する。その作業の中で塩水濃度の初期条件については以下の実態報告を参考にしたい。大阪平野における比較的最近の地下水水質の観測・分析結果については、鶴巻による総括的報告<sup>32)</sup>があり、その結果によると、大阪市の浅層地下水観測井、12井(深度10~23.5m)における1997.12の地下水水質について、水利用という観点からの指摘がなされている：Cl<sup>-</sup>濃度については5地点で飲料水の水質基準(200mg/l)をこえている。また、ほかの水質の不具合も考慮すると、容易に利用できるのは2地点に限られる。鶴巻が引用した市村ら(1994)の大阪市域における自由地下水18地点のCl<sup>-</sup>濃度の平面分布では、大方の地点で数十ppm以下であり、2地点のみにおいて890と3400ppmの高濃度がみられる。被圧地下水の水質については、平成6,7年に14地区の工事用の揚水井・観測井において沖積層、第1洪積砂礫層(ほぼ天満礫層)、第2洪積砂礫層以深のそれぞれにおいてCl<sup>-</sup>濃度を取りまとめたものがある。天満砂礫層のCl<sup>-</sup>濃度平面分布をみると、工事路線上の工事用井戸ではCl<sup>-</sup>濃度の高い地下水が著しく内陸側に分布した。更に梅田周辺における被圧帯水層の水質の経年変化が示され、1975.5以前はどの地点をとっても数十~100ppmまでのCl<sup>-</sup>濃度であったのが1992.12になって、上述した工事路線の一部工区で他所ではみられない500~1400ppmなる高いCl<sup>-</sup>濃度がみいだされた。この工区の地下水揚水は大量であったらしく、濃度が内陸に向かって低下することから海水侵入の可能性を示唆した。今後の塩水化対応からみた大阪平野の表層地下水の利用について、そのために為すことが期待される課題をいくつか列挙する：①Cl<sup>-</sup>濃度が高い数値を示した場所のその後の水質は如何なるものか、追跡調査する。②塩水化の要因と起源並びに機構について既存の調査結果を更に精査しデータ蓄積をはかる。③いったん海水侵入で塩水化した地下水の場合、その後十分に希釈されるか、循環によって自浄することを期待できるか、どのくらいの期間を要するか等、事例調査をおこなう。④浅層に天満砂礫層をふくめると、工事用揚水によるCl<sup>-</sup>濃度の増大に関する上述の事例データ特に工事中の揚水量は塩水化条件に関する重要な手がかりでありその把握に努める。

#### (4) 結語

本研究は大阪平野・泉州地区における地下水塩水化問題について、主として地形学、海岸工学、地下水工学の立場から実在現象の実態把握、塩水化の要因・塩水源・機構等の考察、新たな水利用に向けた海水侵入制御のための淡塩境界面形成シミュレーション検討及びその結果と過去の塩水化事例とを対比して今後の塩水化対応からみた大阪平野中央部における表層地下水の利用のあり方、課題等について調査研究したものである。大阪平野における地下水塩水化が問題となる浅層地形の形成を、塩水化の背景となる場の条件と考えると自然営力・海水準変動との関係で明確にした。特に楕円形をなす大阪湾の形状は、泉州地区南部の泉南海岸を海の営力が激しく襲来する宿命を負っていて、そういう地点特



図—10 自然な海水侵入による淡塩境界面の形成(淡塩水共存系)

性のところで揚水による塩水化が生じている。男里川河口周辺がそれで大阪平野において実際に地下水障害と認定される唯一の塩水化地区である。ただし、現在は大きく問題になっていない。実施した調査研究は既往の成果を引用概述した部分が多い。課題の一、二をあげると、①かなりローカルで難題かも知れないが沿岸部井戸の過剰揚水と Cl 濃度との逐時的なレスポンスに関するデータ取得である。現地での実物実験でクリティカルな揚水量・地下水位低下条件が見いだせないかということ、②海水侵入が自然な状態として存在するときの淡塩境界面の測定と①と関連するが揚水による海水の補給涵養としての侵入現象の確認及び境界面変動の測定。過去のデータで分析できれば好都合。新しい水利用を考える場合は低平な海岸平野地帯である。海岸地帯で揚水による地下水開発を計画するときには、自然状態での淡水地下水と侵入した塩水との平衡が破れて、海水や汽水が揚水井戸に侵入することが無いように十分な注意が必要である。揚水井戸のもとで発達する動水勾配のよどみ点は、海側に対する淡水の圧力が、海水が陸地側に侵入するのを阻止できるだけの十分な大きさとなるように距離をとって海岸から離さなければならない<sup>33),34)</sup>。この考え方は根本的な対策となりうるものである。大阪平野の浅層帯水層はかなり塩水化の洗礼を受けてきたが最近のデータ特に垂直分布でみた塩水化の情報は乏しい。更なる調査とデータの蓄積が必要である。揚水量が多すぎて一度でも塩水が入り込むと、この自然回復には長い年月を要する。大阪平野沿岸地区における塩水侵入シミュレーションについては、条件設定も含めて更に計算検討を進め、揚水量制御への手がかりを見出す必要がある。

#### 参考文献

- 1) 山本荘毅編著：水文学総論，水文学講座 1， P.227， 共立出版， 1972.11.
- 2) 河野伊一郎：地下水工学， P.194， 鹿島出版会， 1989.3.
- 3) 尾島 勝：海水侵入による地下水の塩分汚染， (財)日本地下水理化学研究所論文収録集(第 1 集)， pp.33-43， 1993.
- 4) 鶴巻道二：大阪平野における被圧地下水の塩水化について， (財)日本地下水理化学研究所論文収録集(第 1 集)， pp.75-88， 1993.
- 5) 三田村宗樹：大阪平野地下の第四紀層からなる帯水層の地質構造モデル， 地下水地盤環境に関するシンポジウム 2004 発表論文集， pp.121-128， 2004.11.
- 6) 三田村宗樹， 橋本真由子：ボーリングデータベースからみた大阪平野難波累層基底砂礫層の分布， 第 4 紀研究 43(4)， pp.253-264， 2004.8.
- 7) 梶山彦太郎， 市原 実：大阪平野のおいたち， P.138， 青木書店， 1986. 12.
- 8) 横山卓雄：古大阪湾・古京都湾の自然史—自然史をひもとく—， p.269， 三和書房， 1995.5.
- 9) 杉村 新：海面変動—地球物理と地形学・地質学との接点—， 月刊地球， Vol.1, No.11, pp. 816-821, 1979.
- 10) 陳 活雄， 岩垣雄一：砂嘴の形成と侵食に関する研究—天橋立海岸について—， 海岸工学論文集 第 39 巻， pp.371-375， 1992.
- 11) 岩垣雄一：海岸侵食論， 1966 年度水工学夏期研修会講義集-B, 土木学会水理委員会， pp. 17-1~17， 1966.
- 12) 岩津 潤， 鶴巻道二， 市原優子：大阪市西部の地下水の水質とそれに関連する諸問題， 日本地下水学会誌， No.2， pp. 1~14， 1960.
- 13) 高橋彦治：川と平野の地学・第四紀層 利根川と関東平野/淀川と大阪平野， P.268， 山海堂， 1999.5.
- 14) 鶴巻道二：東大阪地区の被圧地下水の水質とその水理地質学的解釈， 地学雑誌， 81-5， pp.33-48， 1972.
- 15) 中世古幸次郎：河内平野の地質と微地形， アーバンクボタ No.16， 特集：淀川と大阪・河内平野， 56P， 1978.10.
- 16) 青木一男， 鶴巻道二， 西田幹嗣：泉南南部地域における塩水化現象と最適揚水量に関する研究， 地下水技術 第 45 巻第 10 号， pp.34-41， 2003.
- 17) 鶴巻道二：20 世紀の地下水と私， 地下水技術 第 42 巻 第 11 号， pp.30-39， 2000.
- 18) 酒井軍治郎：地下水学， 朝倉書店， P.418， 1965. 12.
- 19) 橋本 正， 飯田智之， 宇野尚雄， 神谷浩二：大阪平野の地下水位変動の特徴とその影響要因， 地下水地盤環境に関するシンポジウム 2000 発表論文集， pp.65-74， 2000.
- 20) 青木一男， 住本 隆， 鶴巻 道二：泉州南部地域の地下水塩水化防止を目的とした最適揚水量の検討， 日本地下水学会 2002 年秋季講演会宮古島大会， 2002. 10.
- 21) 大阪府環境保健部環境局水質課， (財)日本気象協会関西本部：泉州南部地域における地下水現況調査報告書，

昭和 59.2/1984.2.

- 22) 大阪府環境保健部環境局水質課, (財)日本気象協会関西本部:平成 7 年度 泉州南部地域地下水塩水化調査委託 報告書, 平成 8 年 3 月/1996.3.
- 23) 大阪府環境農林水産部環境指導室, (財)地域 地盤 環境研究所:泉州南部地下水利用適正化調査委託 報告書, 平 14 年 3 月/2002.3.
- 24) 土質工学会関西支部, 関西地質調査業協会編著:新編 大阪地盤図, P.285, コロナ社, 昭和 62.11/1987.11.
- 25) 市原 実編著:「大阪層群」, P. 340, 創元社発行, 1993.
- 26) 谷口賢司:大阪府泉州南部地域における地下水の塩水化について, シンポ<sup>96</sup>—地下水に係わる環境問題—, pp.65—78, 1996. 10.
- 27) 宇野尚雄:低湿地帯の地下水流動と塩分濃度, (財)日本地下水理化学研究所 所員会 講演資料, 2004. 9.
- 28) 村岡浩爾:都市域地下水涵養に関する課題について, 地下水地盤環境に関するシンポジウム 2000 発表論文集, 2000. 10.
- 29) 村岡浩爾:大阪平野地下水涵養機構に関する研究—I.地下水涵養研究委員会活動の総括 及びII. 涵養モデルの作業報告, 地下水地盤環境に関するシンポジウム 2003 発表論文集, pp.53—79,2003. 11.
- 30) 地下水地盤環境に関する研究協議会ほか:地下水地盤環境に関するシンポジウム 2004—地下水の涵養と流動保全—発表論文集, 2004.11.
- 31) 玉井信行:密度流の水理, 新体系土木工学 22, P.260, 技報堂出版, 1980.3.
- 32) 鶴巻道二:地下水水質研究委員会の活動の総括, 地下水地盤環境に関するシンポジウム 2003 発表論文集, pp.81—90, 2003.11.
- 33) Kashef, Abdel-Aziz Ismail: : *Groundwater Engineering*, P.512, McGraw-Hill, 1987.
- 34) 山本莊毅, 榎根 勇監修/建設省水文研究グループ編訳:最新 地下水学, 363P, 山海堂, 昭和 52.9/1977.9.

#### 4. 大阪平野の地下水盆構造と地下水情報

##### 4.1 大阪平野地下の第四紀層からなる帯水層の地質構造モデル

###### (1) はじめに

大阪平野とその周辺を構成する第四紀層は、1500m以上の厚さを持ち、豊富な地下水を伏存している。大阪平野と周辺部の第四紀層の地質学的な研究は大阪市域地下の地層構成に端を発し、その後、天然ガス調査、丘陵部の地質踏査、地盤沈下対策調査等によって丘陵地に直接露出する地層の分布と層序、平野でのボーリングによる地層層序と丘陵地域との地層対比が行われてきた。近年では、1995年兵庫県南部地震の前後で平野地下の地質構造調査を目的とした反射法地震探査・海上音波探査が実施され、平野地下および大阪湾海底下の反射断面が示されている。これまで、一部地域の代表的な断面図が示されてきたものの、3次的に評価して取りまとめられてこなかった。

大阪平野広域地下水シミュレーションモデル構築<sup>1)2)</sup>にあたって、当該地域の3次的な第四紀層の地質構造モデルの作成を行う必要があり、従来から蓄積されてきた大阪平野周辺の第四紀層に関わる資料をまとめて第四紀層の上半部について、代表的な層準の分布深度を集成した平面図(はぎ取り地形図)としてまとめ、それをもとに3次元の地質構造モデルを構築した。ここでは、その成果を中心に報告する。

###### (2) 平野地下の第四紀層の構成と帯水層としての特徴

大阪平野地下の第四紀層は、全体の厚さ1500m以上に達し、平野部で厚く、丘陵地域などの盆地縁辺部では数100mと薄くなる傾向にある。丘陵部を主に構成する地層は、大阪層群と呼ばれ、千里丘陵や泉南・泉北地域に主に露出する。丘陵縁辺には段丘が発達し、おもに高位・中位・低位の3段に区分され、その形成は高位のものほど古い時期のものとされる。平野地下には、大阪層群、段丘構成層に相当する地層が厚く埋没して存在し、平野表層には、沖積層(難波累層)が広くそれらを覆って分布する<sup>3)4)</sup>。

平野地下の第四紀層は大きく2分され、その下半部は都島累層、上半部は田中累層と呼ばれている(図-4.1.1)<sup>5)</sup>。それらを不整合に覆って沖積層(難波累層)が広く分布する。

第四紀層の下半部(都島累層)は、河川・湖沼の環境で堆積した淡水成の地層からなり、平野地下では約1000m前後の厚さがある(図-4.1.1)。主に河川成の砂礫層から構成される。砂礫層の間にはシルト・粘土層が挟まれるが、湖沼環境で形成されたものであるため、側方への地層の連続が悪い。

上半部(田中累層と沖積層(難波累層))は、温暖期(間氷期)の海進で形成された海域環境(主に内湾)の堆積物(主に海成粘土層)と寒冷期(氷期)の海退によって陸化した環境で河川・湖沼環境で形成された堆積物(主に砂礫層)が交互に積み重なった地層構成で500m以上の厚さをもつ。主な海成粘土層は15層存在し、下位から順に、Ma-1, Ma0, Ma1, ..., Ma12, Ma13と呼ばれる。工学的にはMa13層が沖積粘土層、Ma12層が最上位の洪積粘土層である。海成粘土層は側方によく

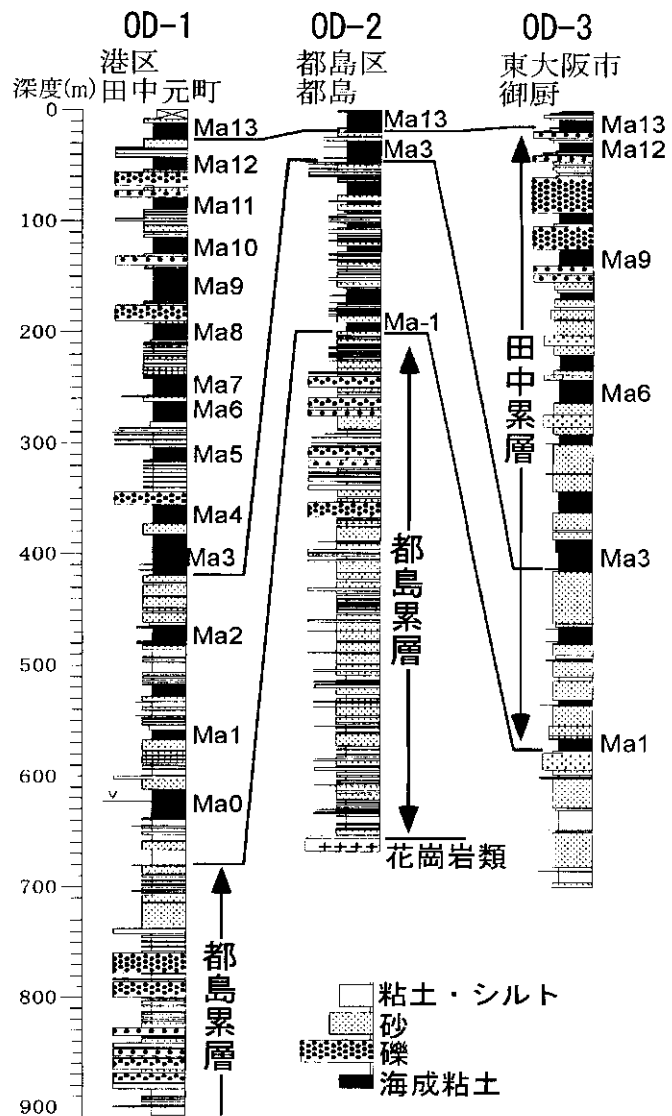


図-4.1.1 大阪平野の深層ボーリング柱状図<sup>4)5)</sup>

連続し、広く平野地下に分布する。都島累層は丘陵部に露出する大阪層群最下部および下部の下半部に、田中累層は大阪層群下部の上半部および上部と段丘構成層に相当する。

第四紀層下半部（都島累層）は、砂礫層を主体とし、側方への連続の悪い粘土・シルト層が挟まれる。このため、厚く連続した難透水層を基準に明確な帯水層区分を行うことが難しい。これに対して、上半部（田中累層と沖積層（難波累層））は、海成粘土層と砂礫層の互層で特徴づけられることから、帯水層の区分は挟まれる海成粘土層を基準に区分しやすい。海成粘土層は、第四紀の氷河性海水準変動の影響を受けて、地球規模の気候変化の中で形成されてきた。大阪平野地下の第四紀層に挟まれる海成粘土層は、深海底堆積物に記録される古海水温変化曲線（地球規模の気候変化にほぼ対応）の顕著な温暖期に対比されている<sup>5)</sup>。特に顕著な寒冷期から顕著な温暖期に移行した時期（ターミネーション）に堆積した海成粘土層（Ma3, Ma6, Ma9, Ma12, Ma13 層）は厚く、側方によく連続し、帯水層を分ける明確な難透水層として位置づけられる。

### (3) 基盤岩深度の分布

基盤岩の深度分布について、オールコアボーリング調査から確認された深度としては、OD-2 ボーリング（大阪市都島区）の 656m だけである<sup>4)</sup>。コアボーリングではないが、温泉掘削ボーリングでの着岩深度が公表されている<sup>6)</sup>。これらの岩盤上面深度を参考にして、反射法地震探査断面からの基盤岩上での反射面から、その測線に沿う基盤岩の標高分布が把握される。さらに重力探査によって得られたブーグ異常をもとに、基盤岩上面標高が平面的に検討され、基盤岩標高分布図（図-4.1.2）としてまとめられているので、大阪平野広域地下水シミュレーションモデル構築にあたって、これを利用した。

基盤岩上面の標高分布は、大阪平野の中央を南北に延びる上町断層を境に大きく変化し、断層の東側では標高-1000~-500m となるのに対して、その西側は-1500m 付近に存在する。上町断層による基盤岩上面の垂直変位は、大阪平野北部で大きく 1000m に達し、南方へ徐々に変位量は小さくなり、数 100m の落差となる。上町断層の東側は、有馬-高槻構造線・生駒断層などの断層によって境される西側上がり東側下がり傾動運動を行う基盤ブロックで、上町台地付近では上面標高-500m 前後であるが徐々に深くなり、生駒山西麓部では標高-1500m 以下となる。上町断層の西側は、大阪港付近の大阪湾沿岸部において標高-1500m 前後で平坦となっていて、その北方あるいは南方へ徐々に標高を増す傾向にある。大阪南部の泉州地域では上町断層の垂直変位は不明瞭になり、南東方の山地に向けて基盤岩上面の標高は全般的に徐々に高くなる傾向にある。堺市北部、泉大津市付近に基盤岩上面の標高が周囲に比べて高くなる地域がみられる。これについては、周囲に比べて密度の高い基盤岩の分布により正の重力異常が生じている可能性が指摘されていて<sup>7)</sup>、実際より基盤岩上面標高が高く評価されているとみられる。今回作成したモデルでは、この問題については従来の評価結果を用いて基盤岩上面深度を作成している。今後この地域の基盤岩上面深度分布についてモデルを変更する必要があるとみられ、今後の検討が必要である。

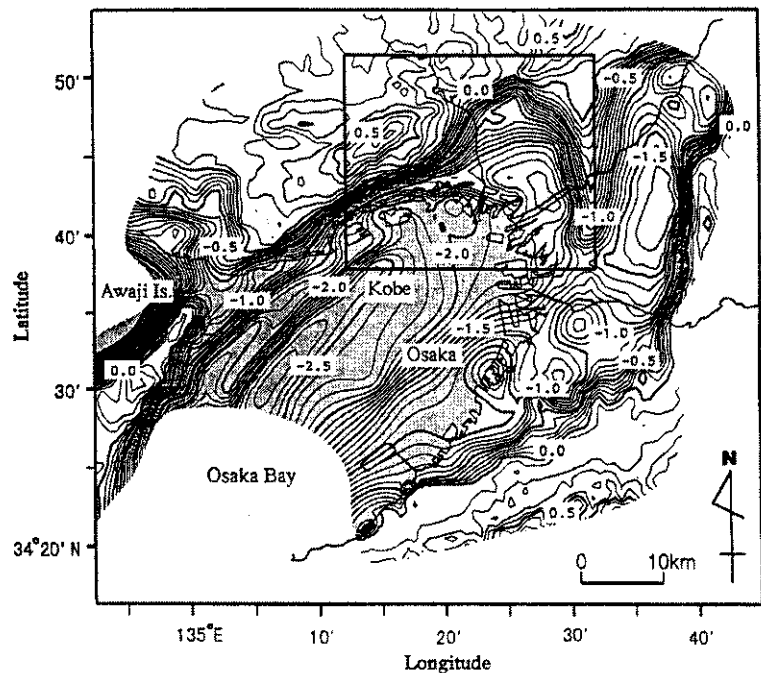


図-4.1.2 重力探査結果から検討された基盤岩の標高分布<sup>7)</sup>

### (4) 第四紀層の各層準の分布と構造

大阪平野で実施された大深度地質ボーリング資料、反射法地震探査断面とその地質対比結果、丘陵地域の詳細な地質図、平野表層部に関しては、関西地層分布図「大阪平野」<sup>8)</sup>を参考にして、沖積層（難波累層）下面、田中

累層の主要層準 (Ma-1, Ma3, Ma6, Ma9, Ma12 層の下面) について標高分布図を作成した<sup>9)</sup>。その分布図をもとに、上位の地層から順次はぎ取った地形を示したものが図-4.1.3 a-f である。これらの図面は、はぎ取り層準の地層堆積直前の地形あるいは、その後の地質構造変形を受けた影響が現れている。沖積層 (難波累層) のはぎ取り図は、高密度のボーリング資料をもとに作成した図面であり、細かな谷地形が読み取れる。これは、現在から約1万年前頃の完新世海進 (縄文海進) 直前の旧地形が表現されている。これに対して、Ma9 層以下の層準のはぎ取り図は、作成に利用できる資料密度が低く、それらを補間しているため細かな凹凸までは表現されていない。むしろ、より長期にわたる構造変形の状況が現れているといえる。主要な海成粘土層の堆積時期は、深海底酸素同位体比曲線の奇数ステージ (温暖期の時期, ステージ1~37) に対比され、Ma-1, Ma3, Ma6, Ma9, Ma12 層の下面は、それぞれ124万, 87万, 62万, 43万, 13万年前にそれぞれ相当する<sup>5)</sup>。したがって、より下位の層準の図面ほど構造変形の影響が強く現れている。

**沖積層 (図-4.1.3a) :** 大阪南部や神戸側では、沖積層の分布は、ほぼ海岸線に沿って大阪湾側で厚くなるため、等高線はほぼ大阪湾の形に沿って描かれる。大阪平野部では、淀川沿いに谷状の形をなし、東大阪地域で約20mまで落ち込む。上町断層の変位に関わるような系統的な変形構造は明瞭にみられない。沖積層は、大阪平野の表層を10~30mの厚さで広く覆うほか、各河川沿いの沖積低地に沿って数~10mの厚さで分布する。

**沖積層/Ma12 層間 (図-4.1.3b) :** 大阪湾側では、ほぼ海岸線に沿うように等高線が伸びる。図の西端部では標高100mに達し、大阪湾での沈降運動の影響が現れている。東大阪地域では、標高約40mに達する沈降域が表現され、上町台地の西側で上町断層に沿って急傾斜部が南北に延び、北東-南西方向の構造である桜川撓曲・住江撓曲が表現される。シミュレーションモデルでは Ma12 層上面標高を関西地層分布図「大阪平野」<sup>8)</sup> をもとに加えて設定している。Ma12 層の分布は、上町断層より西側では標高50m前後に広く分布する。その東側では、上町台地北縁部の台地表層に一部小規模に存在するほか、東大阪の低地部では生駒山地西麓に向かって傾斜するように分布している。Ma12 層の上位は砂礫層が卓越する。特に淀川・旧大和川・猪名川などの河谷の地下には顕著な礫層が埋積された旧河谷に沿って帯状に分布する。

**Ma12/Ma9 層間 (図-4.1.3c) :** 大阪湾では標高200m以深にまで落ち込んでいる様子が現れている。

東大阪地域では、東大阪~八尾に分布する Ma9 層までの地層がはぎ取られ、顕著な沈降域とその北側の千里地域に至る隆起域が明瞭に区別される。東大阪地域でも、標高200m近くまで落ち込んでいる様子が表現されている。Ma9 層の分布が上町台地南部では大阪湾側から東大阪側へと連続しているため上町台地部はその南で分断される形となって表現される。上町断層は、千里付近から南へと延長し、大和川を境にその変位が分散されるように現れている。シミュレーションモデルでは Ma9 層の上面標高を便宜的に Ma9 層分布域で下面標高の10m上位に設定した。Ma12/Ma9 層間の層厚は西大阪地域や東大阪地域の低地部で100m前後となっている。主に低地部の地下に広く分布する。上町台地より北側の隆起部には分布しない。基本的に海成粘土層と砂礫層の互層である。

**Ma9/Ma6 層間 (図-4.1.3d) :** 断層による変形構造がより強調されるようになる。上町断層は、千里地域から岸和田地域まで、その走向をやや東西に振りながら、約38kmの延長を示す。上町断層の西側近傍には、大和川河口や堺市付近に小さな傾動ブロックの存在が認められ、いずれも西側上がり、東側下がり傾動を示している。生駒断層による変位構造も明瞭に現れていて、その北への延長部が枚方撓曲に相当し、東大阪の傾動ブロックの東を画していることがわかる。大阪平野の北縁にあたる有馬-高槻構造線に沿って、東西方向の地溝状の構造も表現されている。Ma9/Ma6 層間の層厚は約100mで、上町台地北部より北側の隆起帯や山地近くの丘陵部には分布しない。この層準下部は粘土質であるが、上部では砂礫層が卓越する。

**Ma6/Ma3 層間 (図-4.1.3e) :** Ma6 層のはぎ取り図をより強調したような図として表現されている。

上町断層の西側近傍では、小さな傾動ブロックがあり、複雑な分布を示す。東大阪地域では、千里丘陵を頂点として、東大阪へ向けて沈み込む傾動構造が明瞭に表現される。北部の有馬-高槻構造線から、甲陽断層にかけての変位構造もまた、明瞭に現れている。西大阪地域低地部の Ma6/Ma3 層間の層厚は130m前後である。平野低地部の地下、丘陵部の主要域に広く分布する。基本的に海成粘土層と砂礫層の互層である。

**Ma3/Ma-1 層間 (図-4.1.3f) :** 上町断層に伴う変形は総延長40kmに達している。その北側は有馬-高槻構造線で途切れ、南側は大阪湾への北東-南西方向の傾斜として分散してゆく。生駒断層に伴う主な変形構造は大和川あたりまで続き、大和川断層の影響を受けて北東-南西方向の傾斜に転換するほか、その南ではいくつかの断層線に分散してゆく。生駒断層の北側延長部もまた、有馬-高槻構造線で途切れる。有馬-高槻構造線の南に沿

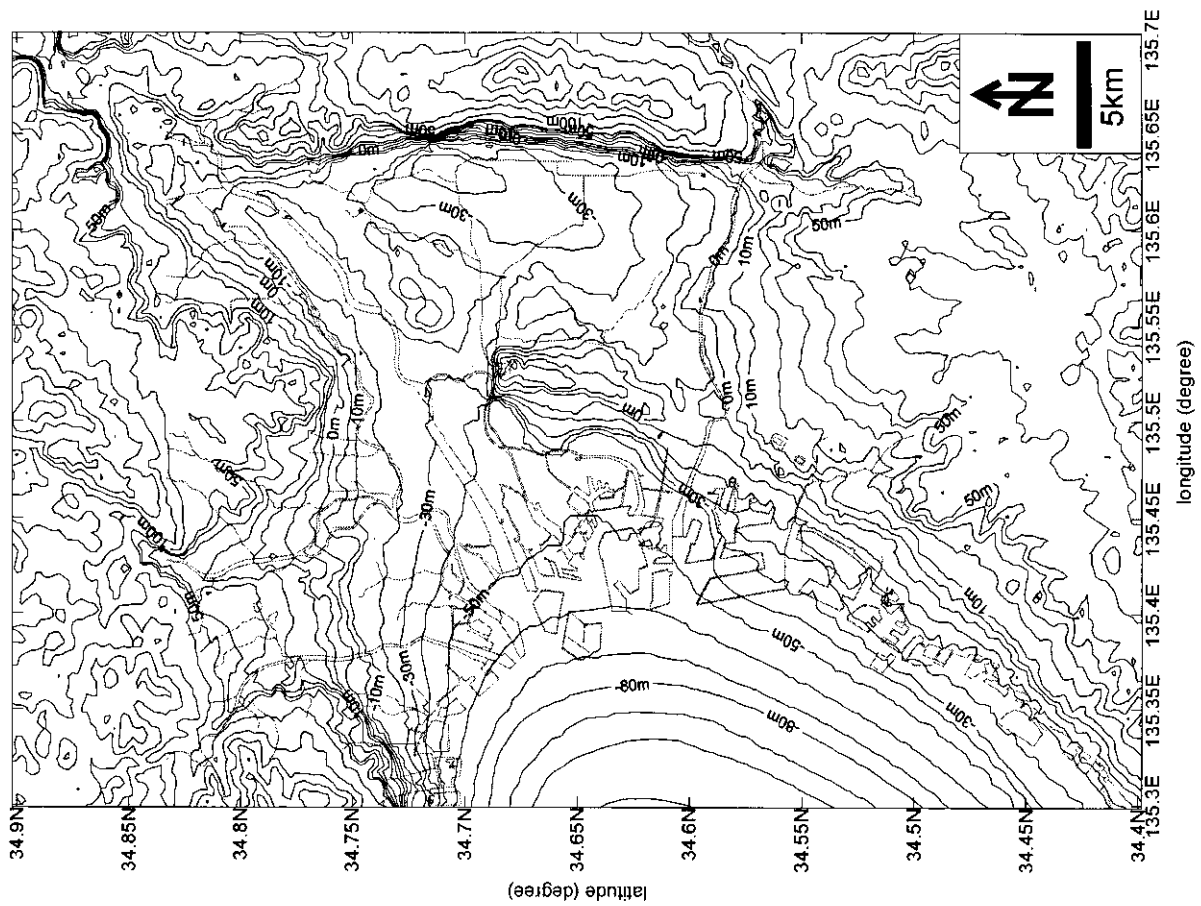


図-4.1.3a 沖積層のはぎ取り図<sup>9)</sup>

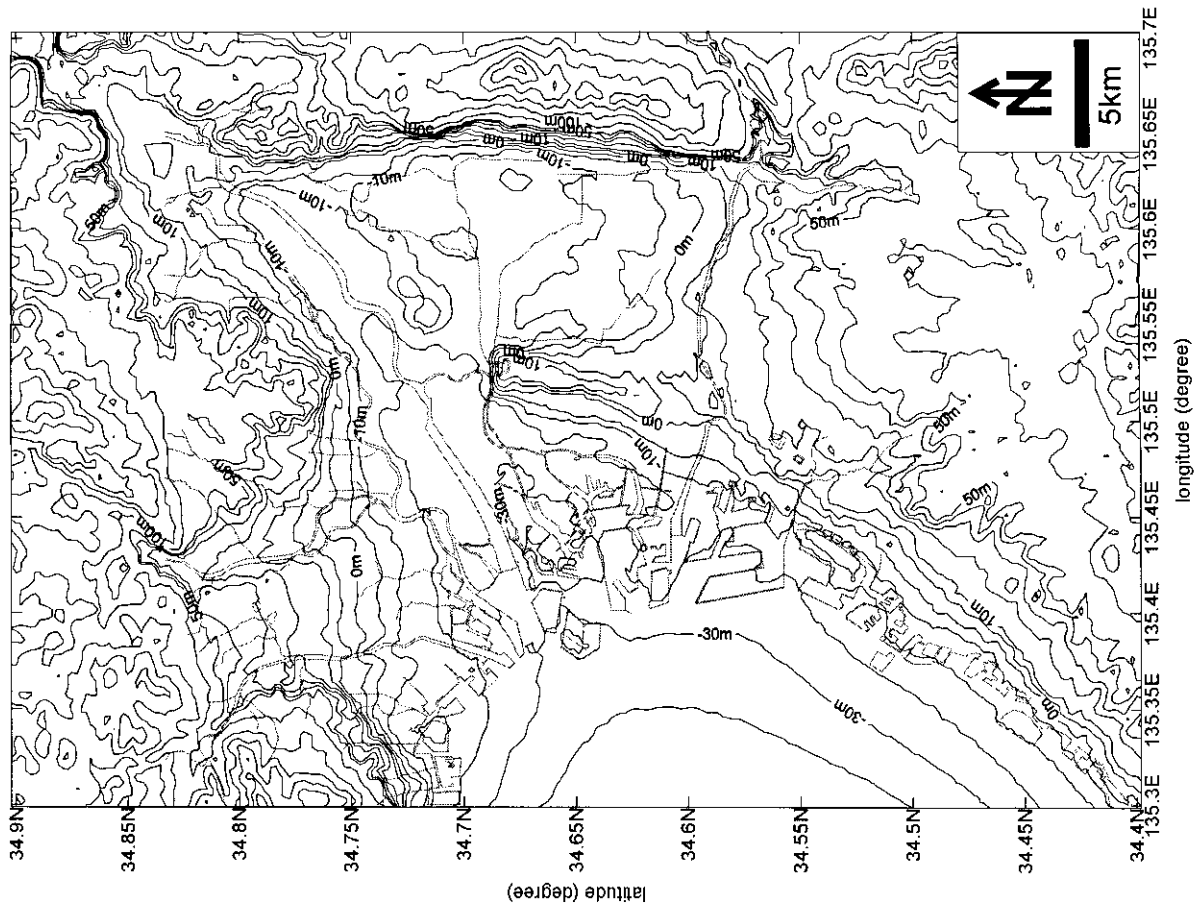


図-4.1.3b Ma12層のはぎ取り図<sup>9)</sup>

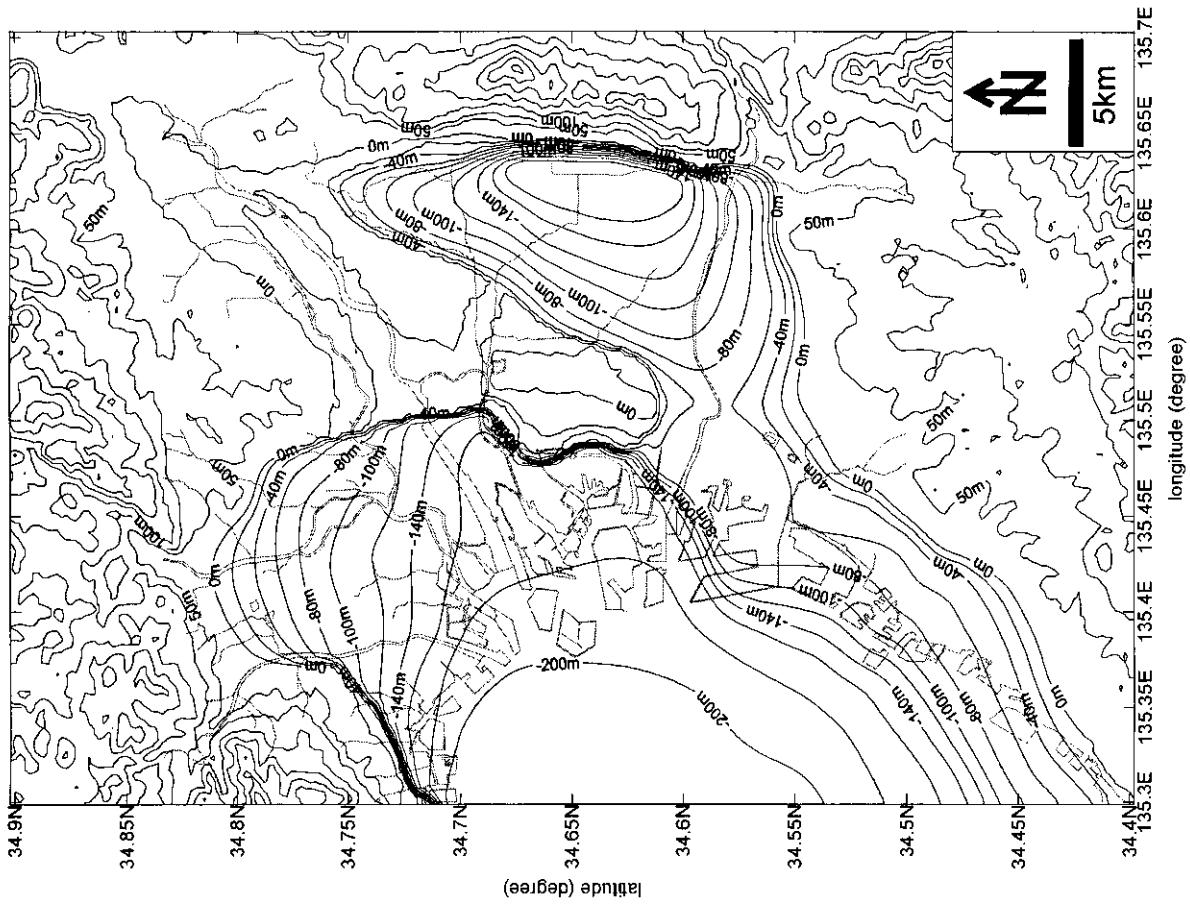


図-4.1.3c Ma9層のはぎ取り図<sup>9)</sup>

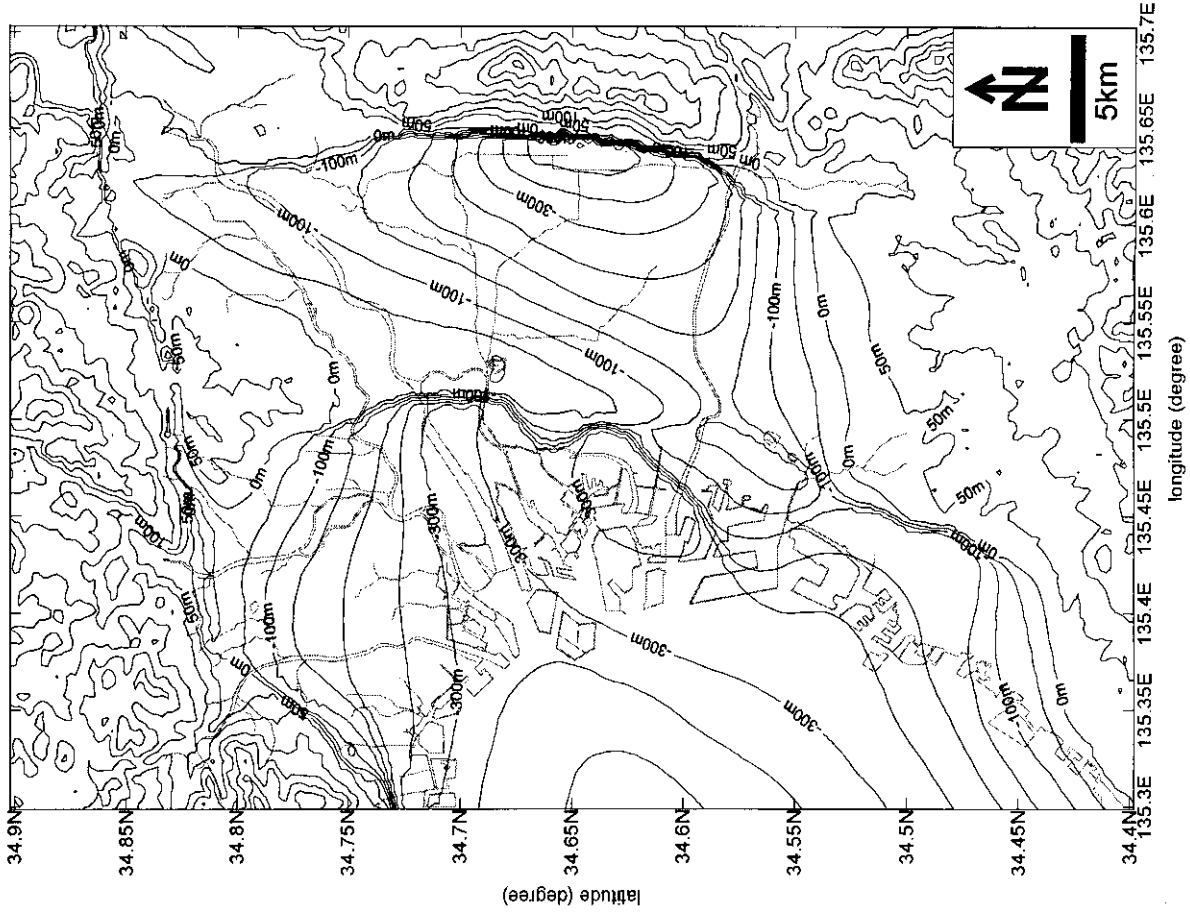


図-4.1.3d Ma6層のはぎ取り図<sup>9)</sup>

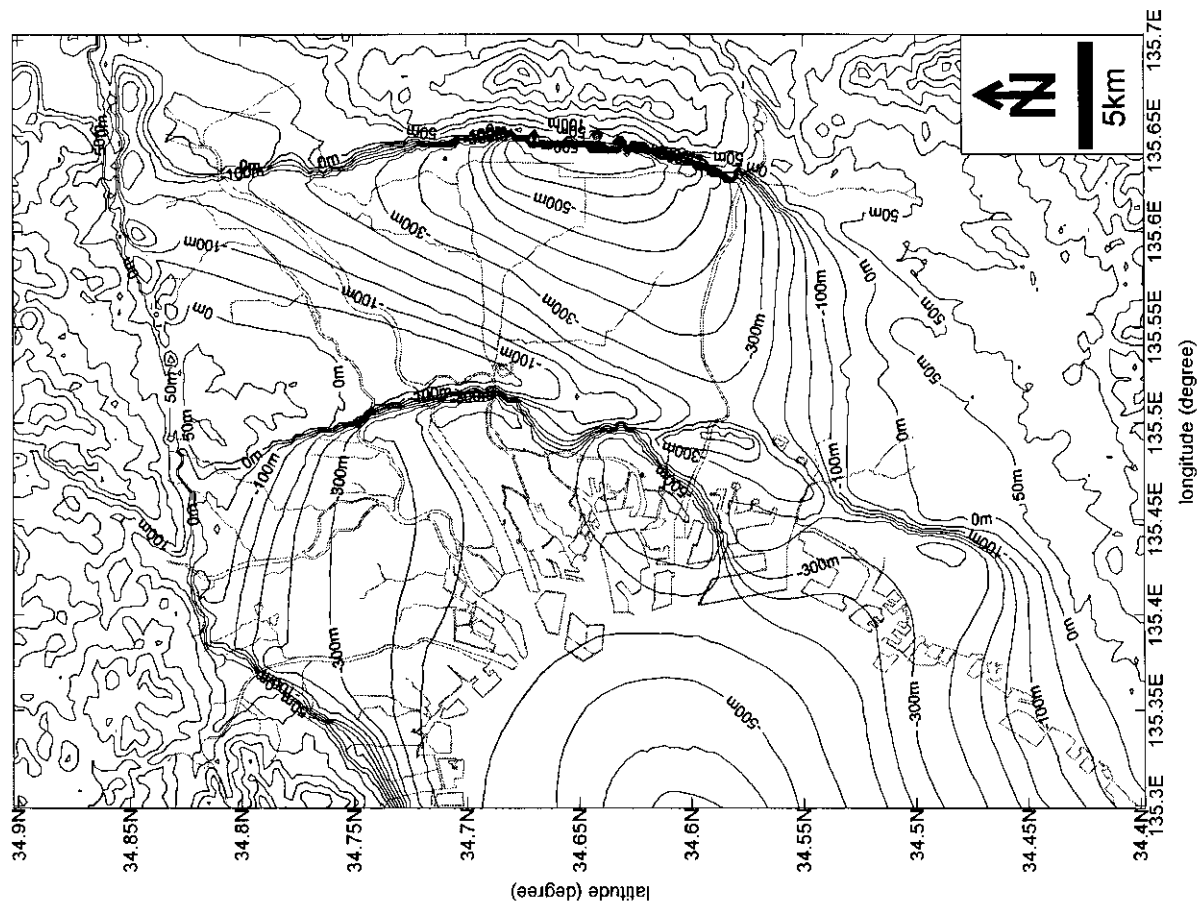


図-4.1.3e Ma-3層のはぎ取り図<sup>9)</sup>

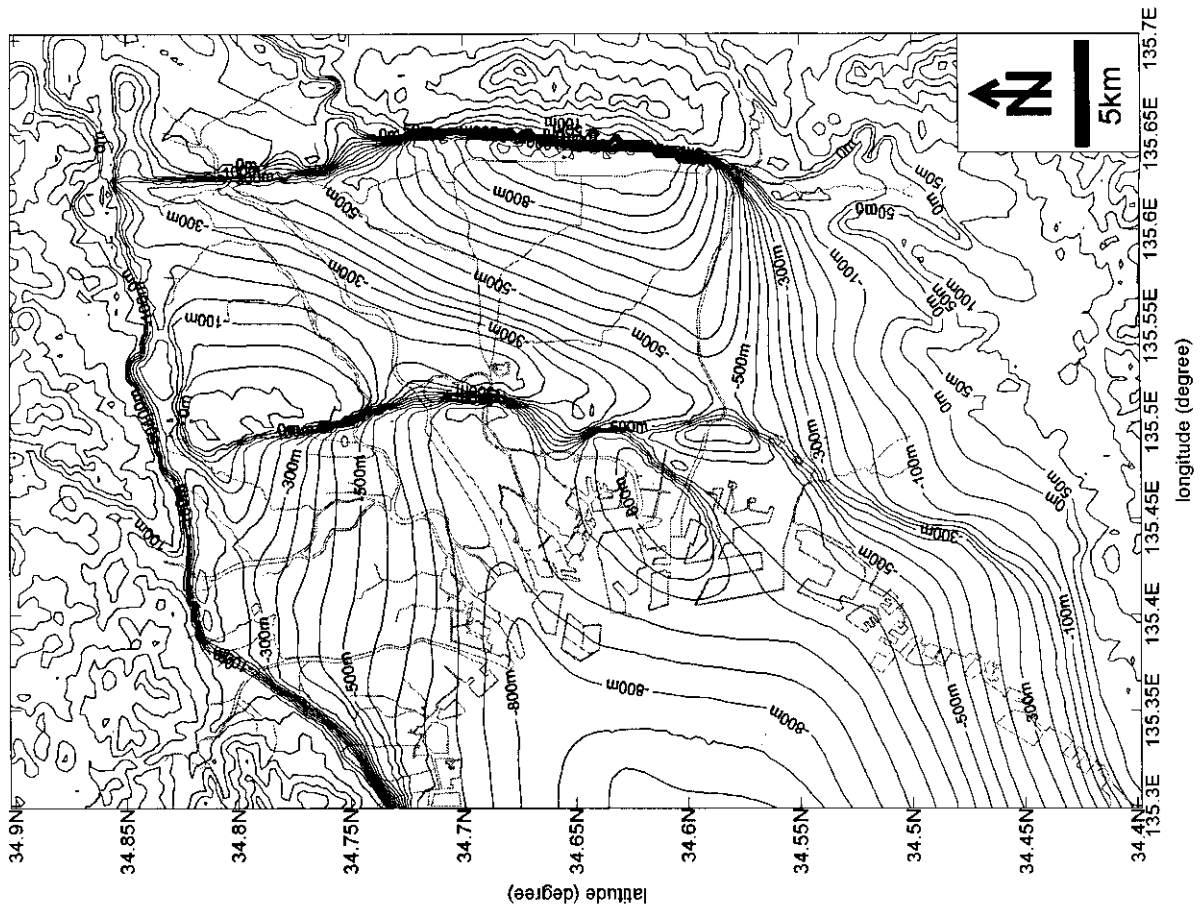


図-4.1.3f Ma-1層のはぎ取り図<sup>9)</sup>

って、深さ 200~300m の地溝状の構造が東西に続いている。その西側では、甲陽断層に沿う変形構造へと連続する。西大阪地域低地部の Ma3/Ma-1 層間の層厚は約 250m、低地地下に広く分布し、丘陵部では地表に直接露出する。前後の層準に比べて粘土・シルト層が卓越しており、間に砂層を挟む。

**Ma-1 層下位**：層厚は数 100~1000m、平野地下に広く分布し、丘陵部では山側の地域で直接地表に露出する。砂礫層が主体となり、側方連続の悪いシルト・粘土層を挟む。上町断層の垂直変位を大きく被っており、断層両側で数 100m の落差を伴い、その分布は不連続になっている。

#### (5) シミュレーションのためのモデル化

広域地下水流動シミュレーションのためのモデル化を行うにあたって、大阪平野の第四紀層が分布する範囲を対象にして範囲設定を行った(図-4.1.4)<sup>1), 2)</sup>。範囲の境界は基盤岩で構成される周辺山地で基盤岩が地表に直接露出する境界をモデル端としている。海岸より北西を六甲山地、北を北摂山地、東を生駒山地、南東を金剛・和泉山地に囲まれ、西側は大阪湾に面した東西約 35km、南北約 50km の範囲のうち、基盤岩上の堆積層の分布する範囲である(図-4.1.4)。西側に関しては、大阪湾が広がっている。理想的な範囲は大阪堆積盆地全域となり、対岸の淡路島まで大阪湾全域を含めた領域が必要であるが、ここでは、計算容量の制約などから、海側は海岸より約 10km 程度離れた地点をモデルの西端境界として設定している。

この範囲で、上記の地層面標高データを重ね合わせ、三次元配列に合成したうえで三次元メッシュデータの作成を行った。層区分に関しては、上位から順に沖積層、天満層(第一洪積砂礫層)、Ma12層、Ma12/Ma9層間の地層、Ma9層、Ma9/Ma6層間の地層、Ma6/Ma3層間の地層、Ma3/Ma-1層間の地層、Ma-1層より下位の地層の9層に区分して、上位から順に No.1~No.9層としてモデル化している

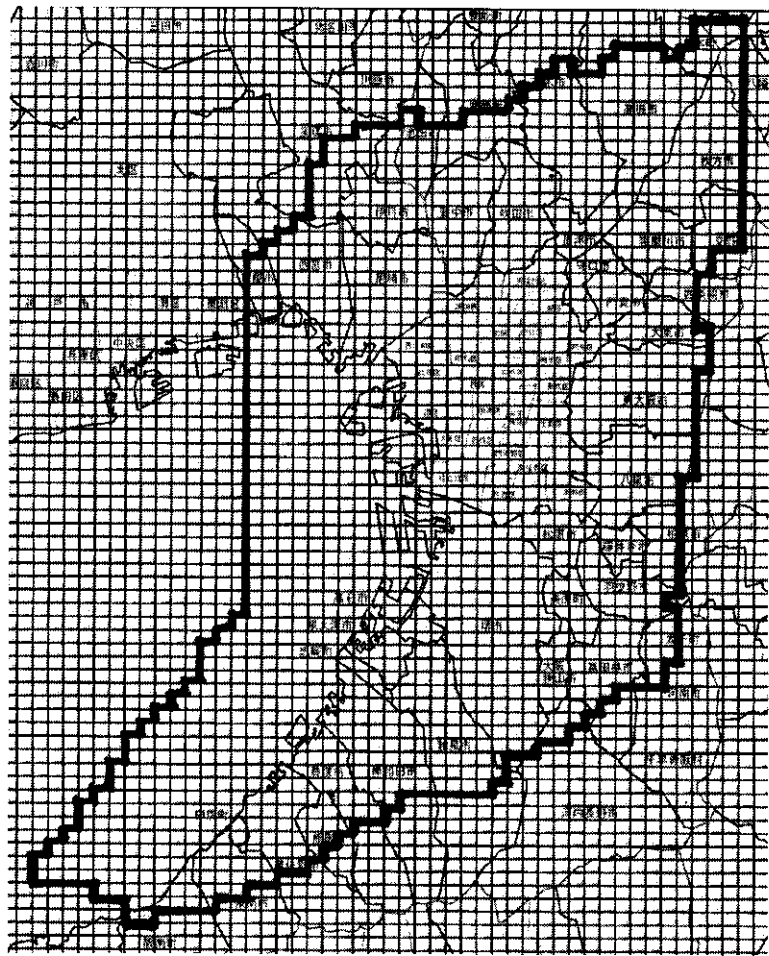


図-4.1.4 モデル化を行った範囲と基本メッシュ<sup>1), 2)</sup>

層序区分		モデル化区分	層厚
沖積層	上部層	No. 1層	30~50m
	中部粘土層		
	下部層		
上部 洪積層	天満層 (第1洪積砂礫層)	No. 2層	30~100m
	Ma12層	No. 3層	
	第2洪積砂礫層 Ma11層 第3洪積砂礫層 Ma10層	No. 4層	50~100m
	Ma9層	No. 5層	
大阪層群	Ma8層	No. 6層	50~100m
	Ma7層		
	Ma6層		
	Ma5層	No. 7層	50~100m
	Ma4層		
	Ma3層		
	Ma2層	No. 8層	50~100m
	Ma1層		
Ma0層			
Ma-1層	No. 9層	500~1000m	
基盤岩			

図-4.1.5 モデル化における層区分<sup>1), 2)</sup>

(図-4.1.5). Ma9, Ma12層は厚い粘土層であり明瞭な難透水層として設定した。

平面的なメッシュ分割は、行政メッシュにあわせて南北920m×東西1140mとしたが、深部の地層が表層に露出している地域では地層区分が複雑になるため、南側および北側境界付近は南北方向の分割幅を半分に、東側境界付近では東西方向の分割幅を半分にしている。

鉛直方向のメッシュ分割は、26節点、25要素で構成されるものとし、各地層に対しての要素数を、No.1層(2要素、以下同)、No.2層(2)、No.3層(2)、No.4層(4)、No.5層(2)、No.6層(4)、No.7層(2)、No.8層(2)、No.9層(5)とした。各地層の層厚の変化は、鉛直方向の節点間距離を変化させた。欠層については、節点数・要素数は同じとしたまま、欠如層の材料を下位に存在する層の材料に変更して設定を行っている。

#### (6) 第一洪積砂礫層の再区分の検討

上記の大阪平野とその周辺丘陵地を対象にした地下水盆の広域地層モデルは、広域の流動系を対象としたモデルである。これに対して、平野中央部を中心に地下水障害などの問題が議論となるのは、より浅層部の帯水層が対象となっていることから、今回構築した地下水広域流動系のモデルにあわせて、平野中央部のより詳細なモデルが必要となる。この場合、今回の広域流動モデルでは単純化されている沖積層をはじめとする表層部を再区分し、沖積上部砂層、沖積粘土層(Ma13層)、沖積下部層(砂泥互層)、沖積最下部層(図-4.1.6、図-4.1.7で表現される砂礫層)を加え、Ma9層あるいはMa6層までを対象としてモデル構築がなされなければならない。幸いにして、大阪平野では、多くのボーリング資料がデータベース化され、それをもとにした地層区分が提示されている。これらについては、すでに関西地層分布図「大阪平野」で集成された図面が存在し、これをもとにしたモデル設定ができる。

これらの平野表層における地層の内、沖積層の下位に位置する第一洪積砂礫層は、本来の最終氷期の堆積物(低位段丘構成層)、Ma12層に連続する海退期の堆積物(中位段丘構成層)、および沖積層最下部(沖積層基底礫層)などが混在しているとみられる。今回、これらの地層のうち、沖積層最下部に相当する地層について、岩相の特徴、従来得られている年代値などを考慮して区分した。

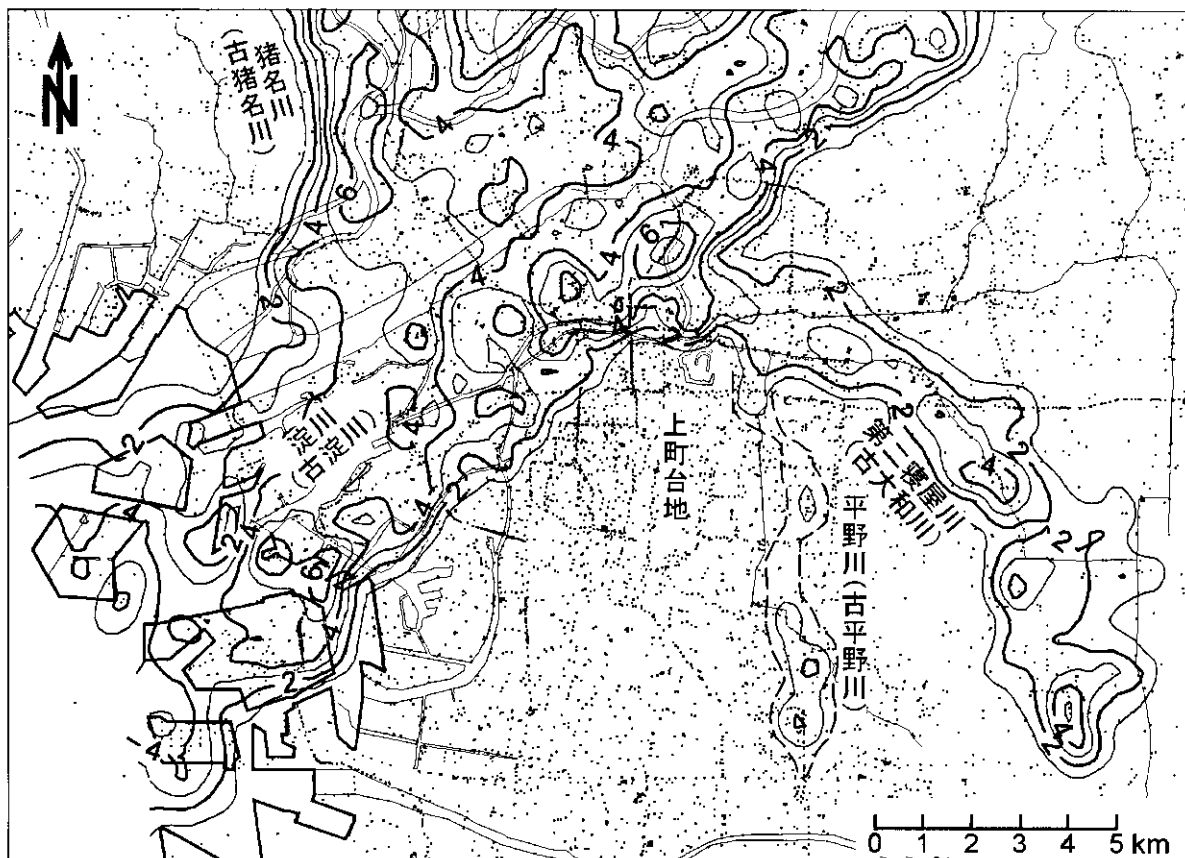


図-4.1.6 大阪平野の沖積基底礫層の層厚分布<sup>10)</sup>

沖積基底礫層を従来の沖積層に含めた場合の分布図

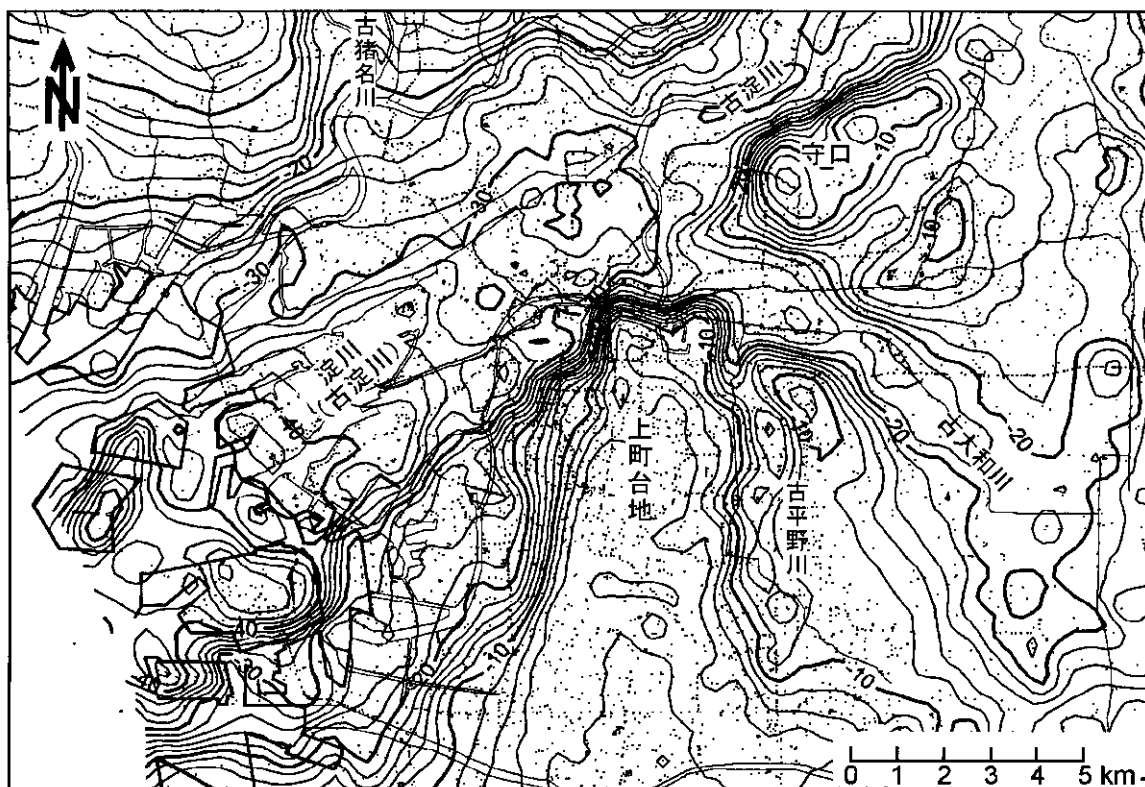


図-4.1.7 大阪平野の沖積層基底面標高分布<sup>10)</sup>

粗粒層のうち、淀川・旧大和川・猪名川などの地下に埋没谷が存在し、その谷沿いに顕著な礫層が分布している。この礫層を除くと第一洪積砂礫層は礫・砂・シルトの互層状を呈していて、岩相も異なっている。猪名川付近の地下で Ma12 層上面が削り込まれ、淀川を中心とする広い谷が認められ、その谷底を覆って顕著な礫層が分布する。この礫層と猪名川から武庫川にかけての礫層とは 10m 近くの段差が認められる。猪名川から武庫川にかけて Ma12 層を覆う礫層は、伊丹段丘面をつくる伊丹礫層に連続する。従来は伊丹礫層と天満層は一連の堆積物とみられてきたが、これらの間には段差が生じていて、谷埋めの礫層は伊丹礫層より新しい堆積物とみなされる。大阪港から猪名川東側に沿ってこの礫層が側方によく連続して分布し、Ma12 層およびその下位の地層を傾斜不整合に覆う。

図-4.1.6 は関西地盤情報活用協議会のボーリングデータベースを用いて難波累層最下部と見なされる礫層の分布を示した等層厚線図である。礫層は、淀川沿いを主の分布とするほか、猪名川東側にある谷に沿って連続している。また、東大阪地域にも、寝屋川や平野川に沿って一連の礫層が分布する。このように、現主要河川の地下に存在する旧河谷を埋積してこの礫層が発達する。礫層より上位の Ma13 層を挟む地層は、緩やかな傾斜を持つ境界をなして難波累層最下部の礫層にオーバーラップする。淀川河口付近では最下部礫層と上位の堆積物は整合関係で累重するが、平野縁辺では、不整合関係をなすものとみられる。

以上のことから、大阪平野の主要河川の地下にある旧河谷を埋積して分布する礫層は、難波累層最下部の礫層であり、2 万年前～1 万年前までの晩氷期に主に形成された谷埋めの河川成堆積物と考えられる<sup>10)</sup>。図-4.1.7 にはこの礫層を難波累層に組み入れて作成した難波累層基底の等高線である。従来に増して、旧谷地形が明瞭に現れている。

この礫層の透水性は、互層状を呈する他の第一洪積砂礫層に比べ高いとされてもいる<sup>11)</sup>。このように、第一洪積砂礫層はこの沖積最下部の礫層と本来の第一洪積砂礫層である互層状の部分とを区分してモデル化する必要がある。今回新たに示した第一洪積砂礫層を沖積最下部層と従来の低位段丘構成層相当層に細分したモデルを構築することで、これまで表面化してきた地下水障害や地下水環境問題に関するシミュレーションが可能となり、

今後のより良い地下水利用への検討が進め得るものとする。

### (7) まとめ

厚い第四紀層に覆われる大阪平野とその周辺部の地層分布について既存資料をもちいて集成し、広域地下水シミュレーションのための3次元モデル化を行った。モデル化に際して、第四紀層上半部を8層、下半部1層に区分している。第四紀層上半部は、海成粘土層と砂礫層との互層であり、比較的帯水層区分が行いやすい。一方、下半部は明確に連続する難透水層となる地層が見いだせないため、現状としては一括したモデルとなっている。モデルの地質構造の特徴としては、中央部に上町断層に伴う顕著な構造変形が存在し、モデル中央部では、東西に大きな地層の不連続部分が現れている。下位の地層ほどこの変形を大きく受け、変形を被った地層を広く覆って沖積層が表層に分布する。

作成されたモデルは、2000年までの資料をもとに構築されたモデルである。現在、大阪府などの機関が、平野域の地下構造探査を進めつつあり、今後従来の資料を補間する資料が提示されよう。従って、このモデルを土台として、今後より改善されたモデルが提示されることが望まれる。

また、平野主要部に注目した浅層の帯水層を検討するためには、このモデルを基礎として、浅層部の沖積層や第一洪積層を細分したモデル設定を行う必要もある。

### 参考文献

- 1) 阿部信晴, 三田村宗樹, 中屋眞司, 飯田智之, 奥田敏昭: 大阪平野における広域地下水涵養シミュレーションのためのモデル化について. 地下水地盤環境に関するシンポジウム 2001, pp.25-34, 2001.
- 2) 奥田敏昭, 阿部信晴, 三田村宗樹, 中屋眞司, 飯田智之: 大阪平野広域地下水シミュレーションモデルの構築. 地下水地盤環境に関するシンポジウム 2002, pp.1-8, 2002.
- 3) 市原 実: 「大阪層群」. 創元社, 340p, 1993.
- 4) Ikebe N., Iwatsu, J., and Takenaka J.: Quaternary geology of Osaka with special reference to land subsidence. *Jour. Geosci. Osaka City Univ.*, 13, pp.39-98, 1970.
- 5) 吉川周作, 三田村宗樹: 大阪平野第四系層序と深海底の酸素同位体比層序との対比. 地質雑, vol.105, pp.332-340, 1999.
- 6) 市原 実, 吉川周作, 三田村宗樹, 水野清秀, 林 隆夫: 12 万5千分の 1「大阪とその周辺地域の第四紀地質図」. アーバンクボタ, no.30, 1991.
- 7) 中川康一: 大阪堆積盆地基盤構造特性. 阪神・淡路大震災調査報告書, 共通編-2, 第2編, 地盤・地質, 阪神・淡路大震災調査報告編集委員会編, 日本地震学会・地盤工学会・土木学会, pp.361-372, 1998.
- 8) 関西地盤情報活用協議会: 地層分布図「大阪平野」. 6葉, 解説書 31p., 1998.
- 9) 三田村宗樹: 大阪平野地下の地質構造図の作成. コア精密対比による京阪神地域の地下地質・地下構造の高精度解説, コア精密対比研究会・日本応用地質学会関西支部, pp.101-115, 2002.
- 10) 三田村宗樹, 橋本真由子: ボーリングデータベースからみた大阪平野難波累層基底礫層の分布. 第四紀研究, vol.43, 253-264, 2004.
- 11) 三田村宗樹: 大阪平野西部の天満層に関わる問題, 地下水技術, vol.40, pp.41-50, 1998.

## 4.2 大阪平野における地下水情報と地質モデルを関連させたデータベースの構築

### (1) 地下水関連情報のデータベース化の目的

地下水地盤環境に関する研究協議会（以下、研究協議会とする。）は、平成5年の設立以来、国土交通省（旧建設省）、大阪府、大阪市等の協力のもとで、大阪市内を中心とした地域で毎年、地下水位と地下水の水質に関する情報を収集して、研究協議会の研究委員会や外部の研究組織に提供し、大阪平野の地下水に関する研究をバックアップしてきた。しかしながら、従来の地下水情報は別個に収集整理されており、情報相互の有機的なつながりがほとんどない状態で、使い勝手もよくなかった。そこで、データのフォーマットを統一し、さらに地下水の全体像を視覚的に捉えることができるように、コンピュータ画面を利用してGIS（地理情報システム）とリンクさせた地下水情報のデータベース化が図られた<sup>1)</sup>。この地下水データベースシステムの強化の一環として、3次元的な帯水層構造と地下水との関係を検討するために、観測井付近の地層断面図のデータベース化を行った。さらに、地下水位経年変化図とあわせて粘土層の遮水性について検討を加えた。

### (2) 地下水データベースシステムの概要

地下水データベースを閲覧・活用するために専用のプログラムが開発された。このプログラムとデータベースをあわせて地下水情報データベースシステムと呼ぶ。このプログラムには、地図を使った観測点検索機能を中心に検索結果のデータをグラフ表示する機能、数値データを表示する機能、絞り込んだ結果をファイルに保存する機能などを盛り込んでいる。なお、利用したデータベースソフトはMicrosoft Access (Office 2000)である。

### (3) データベース化された地下水関連情報

1990年台に大阪市内を中心として実施された、地下掘削工事の安全性と経済性を高めることが研究協議会の主な目的であったために、当初、リアルタイムあるいは比較的最近の地下水位や水質の情報収集が中心であった。しかしながら、地下水の全体像を把握するためには、時間的・空間的・質的に収集情報の範囲を広げる必要があることは言うまでもない。そこで、時間的には地下水の過剰揚水が盛んだった戦前・戦後からの情報、空間的には大阪市周辺の大阪府あるいは隣接県の情報、また質的には地下水に影響を及ぼす降水や揚水情報、あるいは地下水位の低下が影響を及ぼす地盤沈下情報等の関連情報を収集した。ただし、大阪平野でも戦前・戦後の激しい地盤沈下を契機として地下水観測システムが徐々に整備されたために、過去に遡るほど、また市街地から離れるほど地下水情報は少なくなる。特に過去の情報は国土交通省・大阪府・大阪府で収集されたものがほとんどすべてであり貴重である。収集したデータベース化情報の概要を表-1に示す。

表-1 データベース化情報一覧表

項目	データソース	収録開始年
地下水位	国土交通省、大阪府環境農林水産部、大阪市都市環境局、研究協議会（オンライン・オフラインで自動収集）	1939年
地盤沈下量	大阪市環境農林水産部、大阪市都市環境局	1939年
揚水量	大阪府環境農林水産部（地下水採取量総括報告書）	1954年
降雨量	気象庁（アメダス観測年報；CD-ROM）	1976年
水質	国土交通省（水質年報）、研究協議会	1985年

データベース化された地下水関連情報として、表-1に示すように地下水位、地盤沈下量、地下水取水（揚水）量、地下水の水質、降水量があるが、それぞれの観測（調査）地点の位置を図-1に示す。各地点の位置情報は緯度・経度、住所である。最近の地下水位情報の観測井としては、国土交通省（旧建設省）、大阪府、大阪市管理のものが合わせて約50、研究協議会管理のものが約30ある。後者は工事の終了後などに本協議会が引き継いだものである。

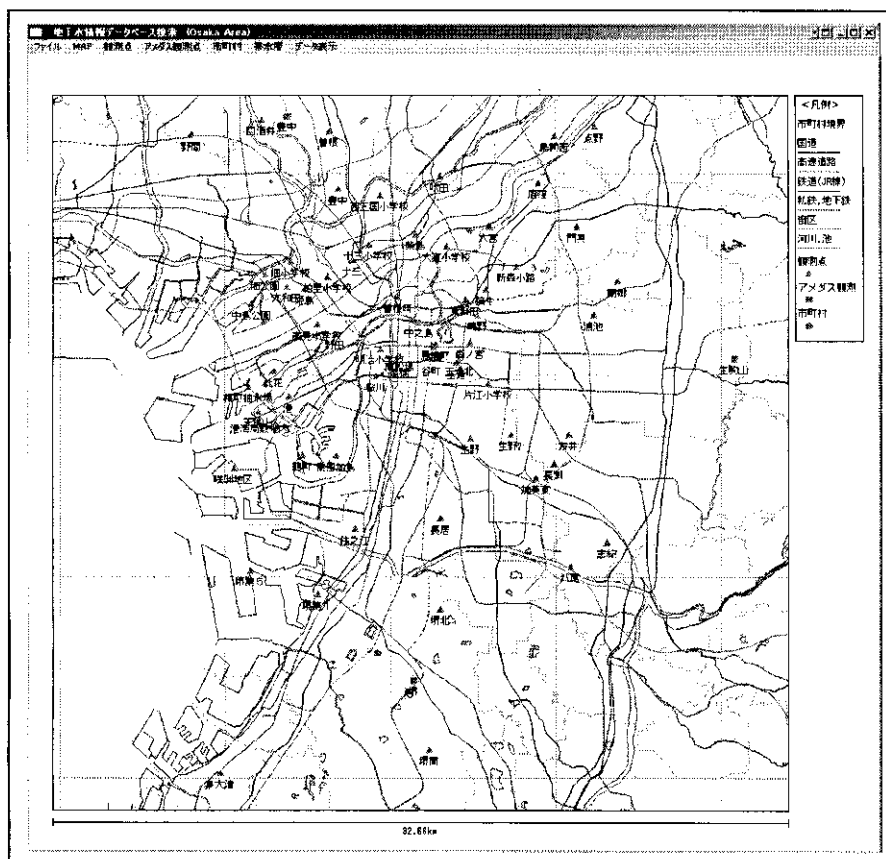


図-1 地下水情報観測（調査）地点位置図画面の例

以下、情報の項目別に説明する。

・地下水位

過去の地下水位情報は、地盤沈下監視を目的として設置された観測井の情報で、現在も大阪市内については大阪市都市環境局が、大阪府のそれ以外の地域については大阪府環境農林水産部が引き続き管理している。観測開始はほとんどが戦後の1950～60年台であり、観測井ごとに異なる。観測を中止したものや、新規に設置されたものもある。年平均地下水位の情報であるが、地盤沈下最盛期の地下水位の状況を知ることができる。

研究協議会により、主に地下工事の安全性や経済性を高めるために収集されはじめた最近の地下水位情報の観測井としては、国土交通省（旧建設省）、大阪府、大阪市管理のものや研究協議会管理のものがある。後者は工事の終了後などに研究協議会が引き継いだものである。データベース化開始時期は観測井ごとに異なるが、研究協議会設立後の1993年以降の日データ（日平均値あるいは毎正午値）を基本としている。

・地盤沈下量

地盤沈下を対象として設置された大阪府および大阪市の地下水観測井の一部は、地盤沈下量も計測できるように二重管構造になっている。地下水位と同様に、観測開始時期は地点ごとに異なり観測中止のものもあるが、ほとんど戦後の1950年台以降である。過去の地盤沈下情報は年ごとの累積沈下量のみであるが、地盤沈下最盛期の地盤沈下の状況を知ることができる。最近の地盤沈下情報は、大阪府環境農林水産部、大阪市都市環境局が管理しており1965年頃以降は月ごとの累積沈下量が公表されている。

・地下水採取（揚水）量

地下水取水（揚水）量情報は大阪府環境農林水産部によりまとめられているが、市町別平均採取量と約1km四方のメッシュ別データがある。前者は数年おきに「地下水採取量総括報告書」としてまとめて公表されており、市町別年平均採取量は1963年以降、市町別深度別年平均採取量は1976年以降のデータとなっている。なお、大阪市の総揚水量としては、1963年以前の古いデータがある。

・地下水の水質

国土交通省（旧建設省）の水質年報情報と研究協議会が独自に測定した情報の2種類があるが、前者の測定は年数回程度、後者は不定期に実施されたものである。測定項目は、水温・PH・EC（電気伝導度）、DO（溶存酸素）のほか、 $\text{HCO}_3^-$ ・ $\text{Cl}^-$ ・ $\text{SO}_4^{2-}$ ・ $\text{NO}_3^-$ ・ $\text{N}$ ・ $\text{Na}^+$ ・ $\text{K}^+$ ・ $\text{Ca}^{2+}$ ・ $\text{Mg}^{2+}$ などである。

・降水量

気象庁のアメダス観測年報（CD-ROM）から大阪府の能勢、箕面、枚方、豊中、大阪、生駒山、堺、河内長野、熊取の9地点の日雨量データを抜き出して、データベース化している。

（4）地下水観測井付近の地層断面図

1）大阪平野の地層構造の概観

大阪平野の地下水盆は多数の粘土層と砂礫層の互層からなり、帯水層が深さ方向に分断されているため、それぞれの地下水観測井がどの帯水層を対象としているかを検討する必要がある。幸い大阪平野では、数万本におよぶボーリング情報のデータベース化が早くから進められた結果、地層構成の概要が明らかにされている（*関西地盤*<sup>2)</sup>、1992）。そこで、*関西地盤*に掲載されている大阪平野部の代表的な東西断面図（図-2のC-C'断面図）と南北断面図（図-2のE-E'断面図）により地層を概観する。

東西方向のC-C'断面図をみると、中央部の地形の高まりが上町台地である。その西（左）側では地層が比較的水平であるが、東側では上町台地の西側に位置する上町断層の影響で地層が急激に立ち上がり複雑になっているのがわかる。一方、南北方向のE-E'断面図をみると、南（右側）から北に向かって地層が薄くなりながら上昇しているのが分かる。第1洪積砂礫層は、従来天満礫層とよばれ、大阪地区の構造物の基礎として利用されてきた地層である。研究協議会の報告書等では、帯水層の区分を便宜的に上部から沖積層、第1洪積砂礫層、大阪層群砂礫層と3分割してきたが、大阪層群砂礫層は第2洪積砂礫層以深の多数の帯水層を総称しており、それぞれの観測井が対象としている（すなわち、ストレナ設置の）帯水層を検討する必要がある。

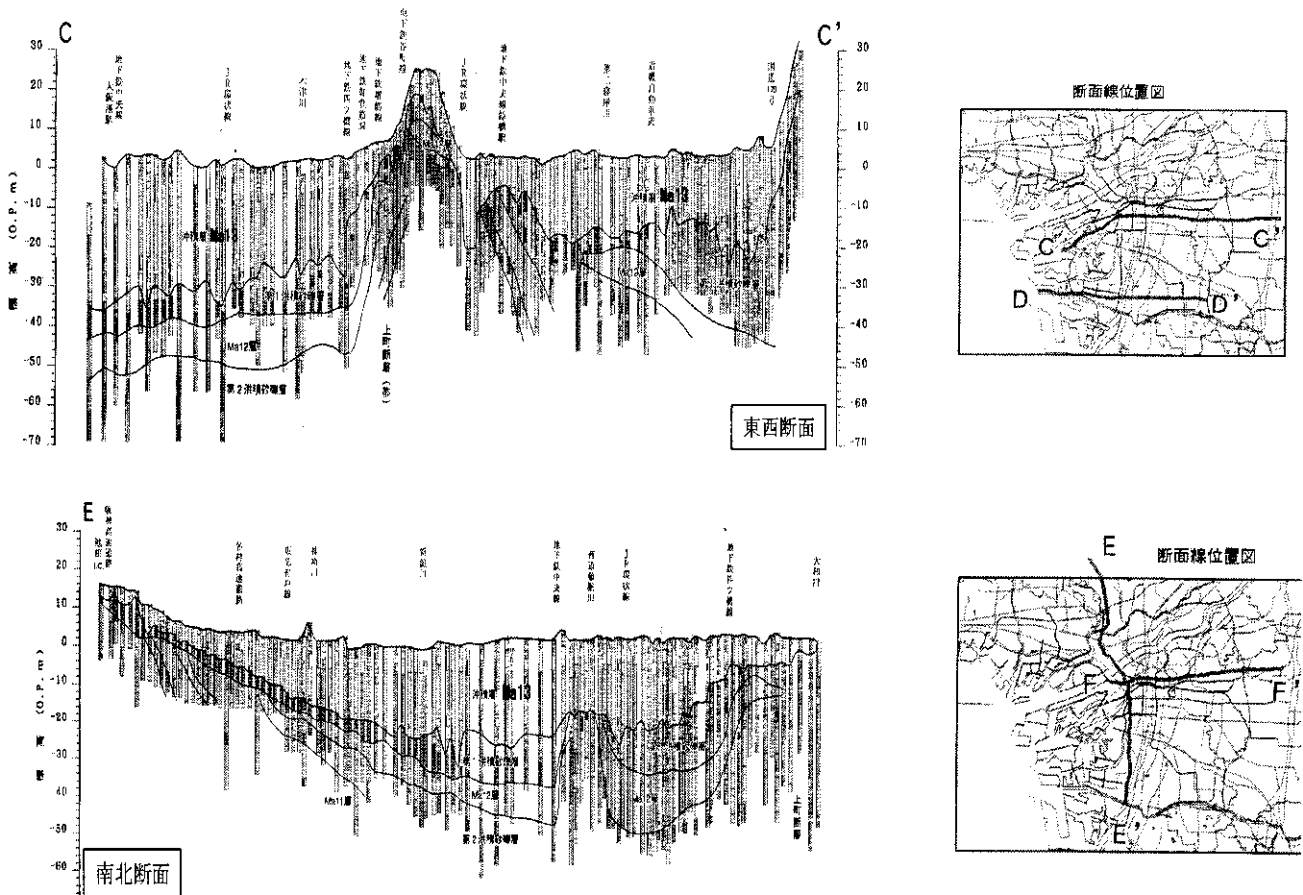


図-2 大阪平野の代表的な東西方向地層断面図（C-C'）と南北方向地層断面図（E-E'）  
（「*関西地盤*」より）

## 2) 地下水観測井付近の地層断面図ファイル作成

「関西圏地盤情報の活用協議会」は、地盤情報データベースのCD-ROM (WinDIG) を毎年会員に配布しているが、その情報をもとに、地下水観測井を含む地層断面図の画像データベースを作成し、観測井ごとの対象層を検討した。すなわち、上記CD-ROMを用いて、各観測井付近の適当な測線に沿った地層断面図を抜き出し、観測井のストレーナ深度や間隙水圧計設置深度を描き加えて画像データベースを作成し、観測井ごとの地下水位の経年変化と帯水層構造を比較検討した。

図-3 は地層断面図の概略測線位置図の例である。一般の断面図の測線は直線、またはなめらかな曲線であるが、ここでは観測井付近の概略の地層構造を網羅的に把握するために、測線に沿った適当な幅の範囲のボーリング柱状図をすべて抽出し、断面図を作成した。したがって、図-4 および図-5 に示すように、実際の測線はジグザクの経路をとるため、地層断面図の水平方向の距離は相対的な位置関係を示すだけの意味しかもたないことに注意する必要がある。また、これらの地層断面図は、地下水位や地盤沈下量といった地下水情報の経年変化図と併せて、地下水データベースシステムに組み込むことにより、地下水情報と地層の関係を考察する際の資料としても利用される予定である。

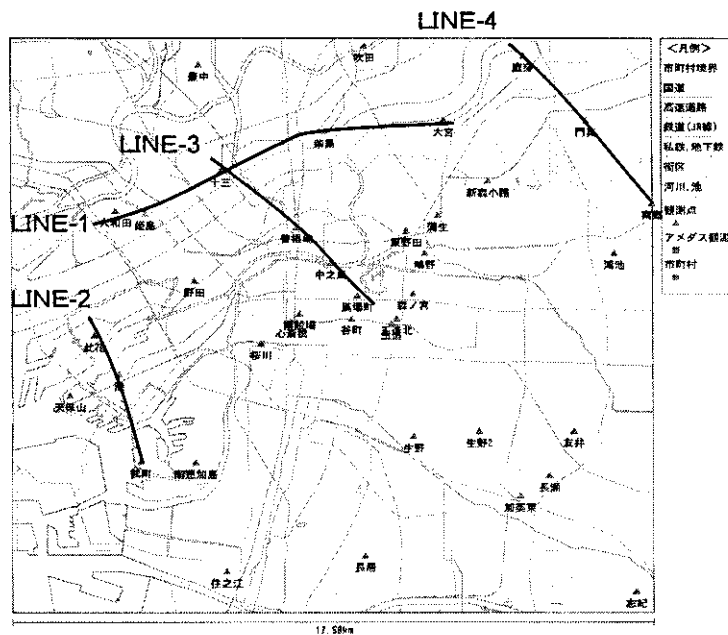


図-3 地層断面図の概略測線位置図

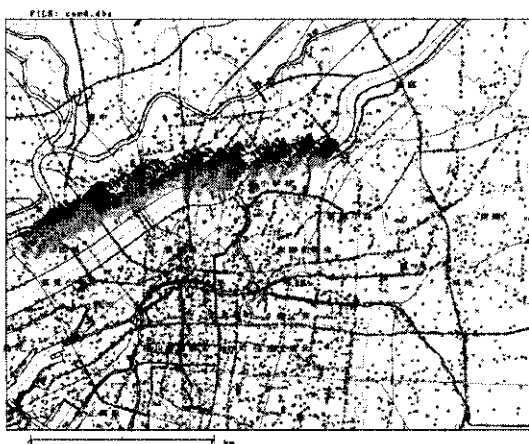


図-4 測線の拡大図の例1 (LINE-1)

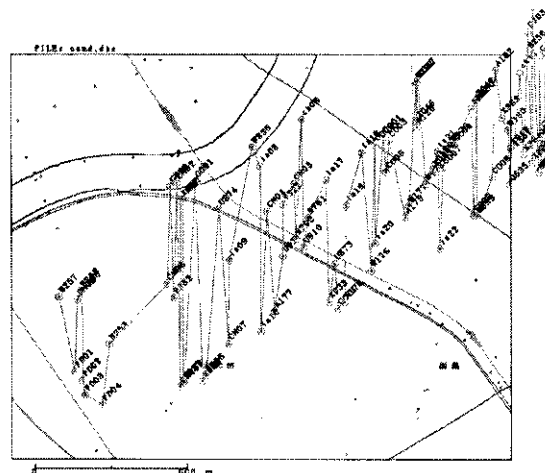


図-5 測線の拡大図の例2 (LINE-1)

図-3のLINE-1, 2, 3, 4の4本の測線にそった地層断面図(LINE-4については、その一部)と、それぞれの観測井における地下水位経年変化図を、図-6A~図-9Aと図-6B~図-9Bに示す。

図-6Aをみると、大和田観測井のストレーナはMa 12とMa 11の海成粘土層に挟まれた第2洪積砂礫層、また、姫島の観測井はMa 11とMa 10に挟まれた(仮称)第3洪積砂礫層をそれぞれ対象としていることが推定されるが、図-6Bに示すように、西大阪地域の第1洪積砂礫層と第2洪積砂礫層を揚水対象とした1990年台初期の工事揚水の際には、第2洪積砂礫層の大和田だけでなく、それ以深の姫島、十三、柴島の観測井の地下水位も大幅に低下しており、Ma 11以深の粘土層が遮水層として十分機能していないことがうかがえる。一方、沖積層を対象としている大宮観測井の地下水位はわずかな季節変動は見られるものの、長期的にはほとんど変化していない。

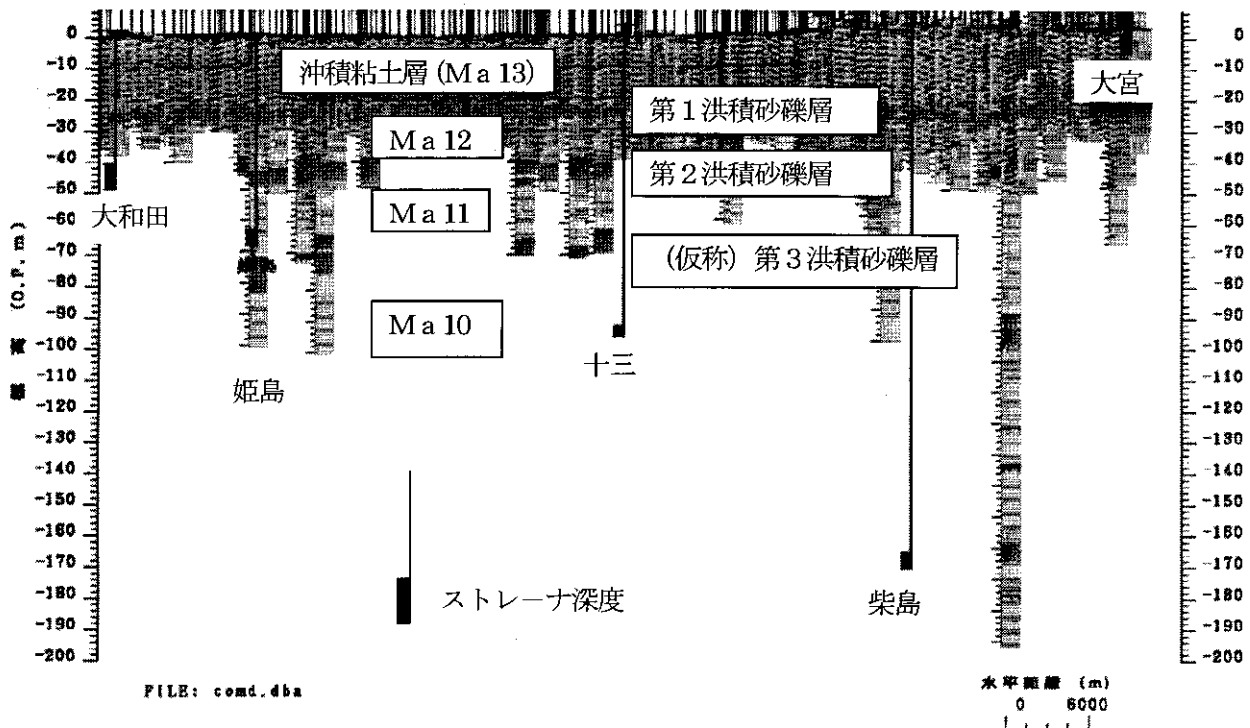


図-6A 観測井付近の地層断面図(LINE-1)

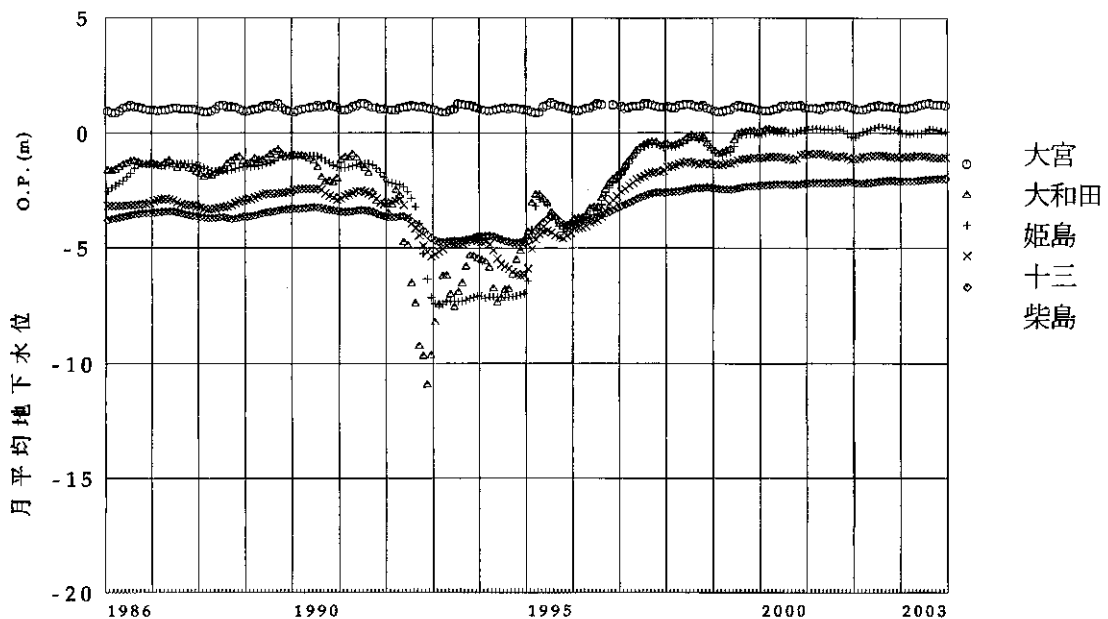


図-6B 地下水位の経年変化図(LINE-1沿い)

此花と鶴町B観測井は、これまで第1洪積砂礫層にグループ分けされていたが、図-7Aをみるとむしろ第1洪積砂礫層直上の沖積下部層を対象としていることがわかる。港A、B、Cのストレーナ深度はそれぞれ、およそ350m、440m、180mであり断面図からはみ出ているが、図-7Bをみると、1992年から1996年にかけて港Aと港Cの地下水位は此花や鶴町Bの地下水位と連動しているように見える。また、ストレーナがさらに深部にある港Bの地下水位も、それまでの上昇傾向がわずかながら抑えられているようである。すなわち、1990年台の第1、第2洪積砂礫層を対象とした工事場水の影響が、数100mの深部にまで及んでいることがわかる。

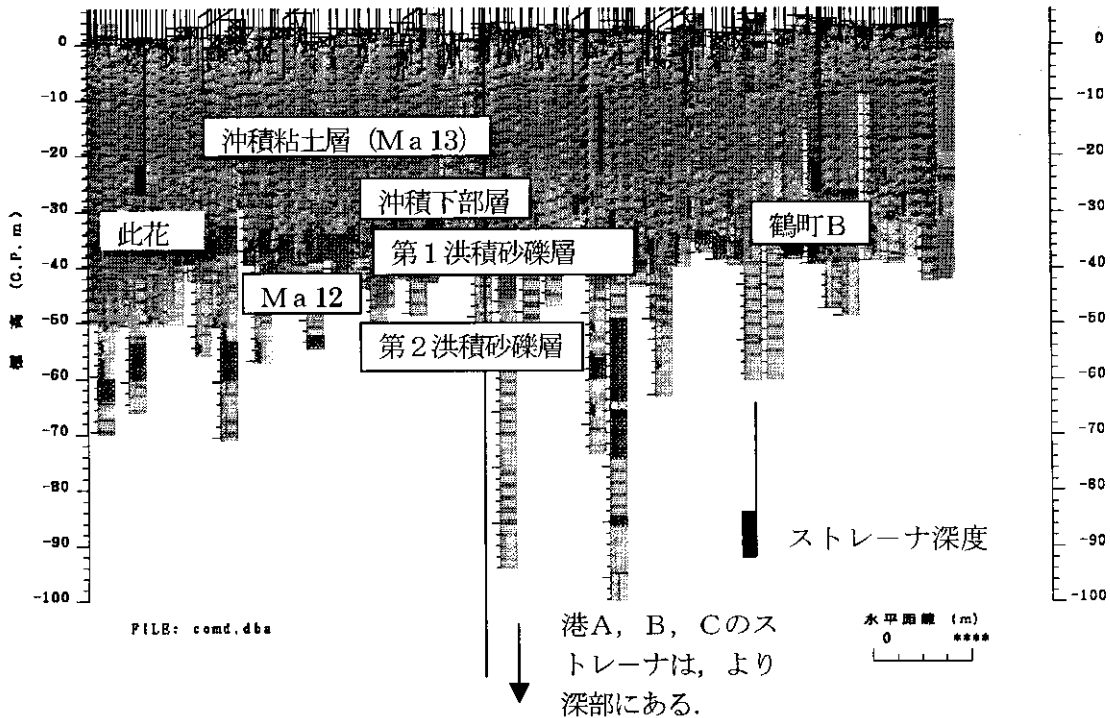


図-7A 観測井付近の地層断面図 (LINE-2)

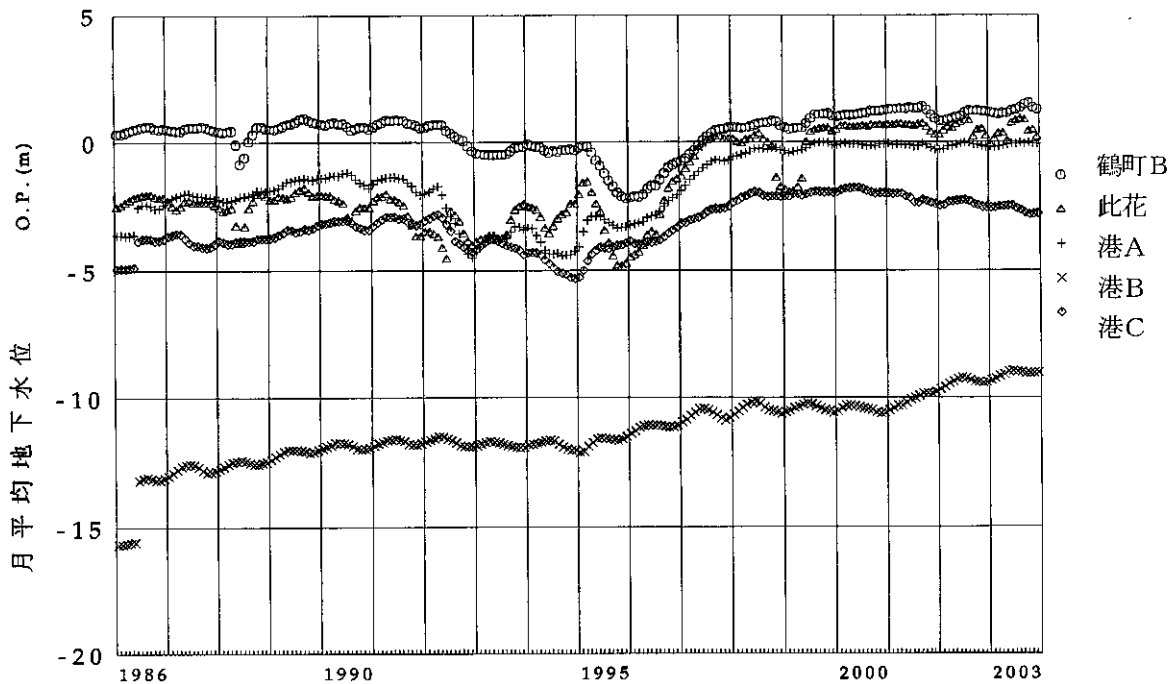


図-7B 地下水位の経年変化図 (LINE-2 沿い)

図-8Aに示すように、十三および中之島A、Bのストレナ深度がOP-80m以深とかなり深いにもかかわらず、図-8Bに示すように、1990年台の第1、第2洪積砂礫層を対象とした工事揚水の影響により、地下水位が大きく低下している。一方、馬場町では、十三や中之島A、Bと同じようなストレナ深度であるにもかかわらず、工事揚水の影響によると思われる水位低下は非常に小さい。この原因として、中之島A、Bと馬場町の観測井の間に存在する上町断層による、水平方向の地下水遮水効果の影響が推定される。

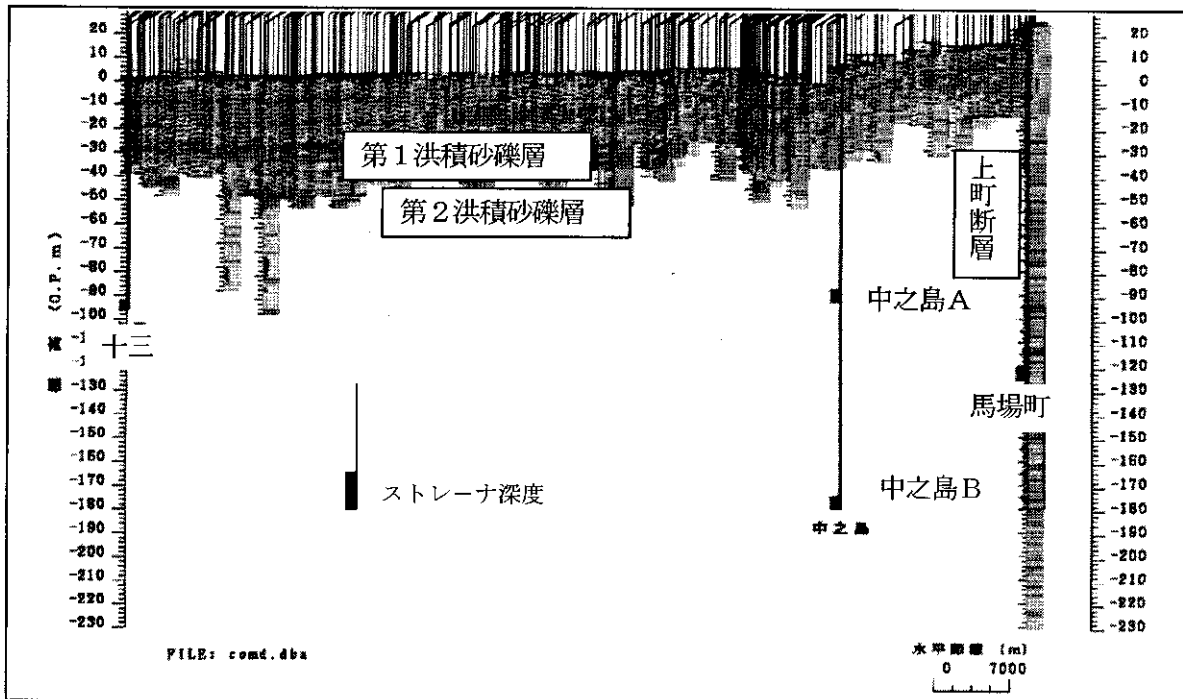


図-8A 観測井付近の地層断面図 (LINE-3)

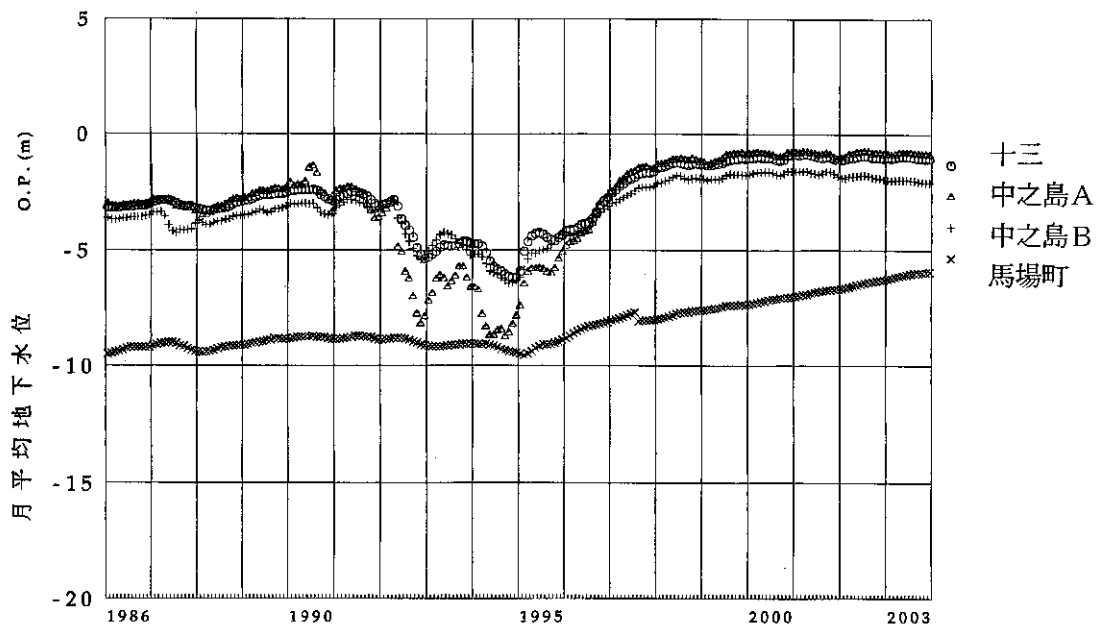


図-8B 地下水位の経年変化図 (LINE-3 沿い)

庭窪観測井の6箇所のストレーナは図-9Aに示すように、3つの帯水層を対象として設置されているが、図-9Bをみると庭窪2-3以外はほとんど同じ水位で変動しており、これらはひとつの帯水層のようにみえる。なお、他の多くの観測井に見られたような1990年台の工事揚水の影響は見られないが、その理由としては、図-8の馬場町と同様、工事揚水が実施された西大阪地域と上町断層で隔てられた東大阪地域に庭窪が位置しているためと推定される。

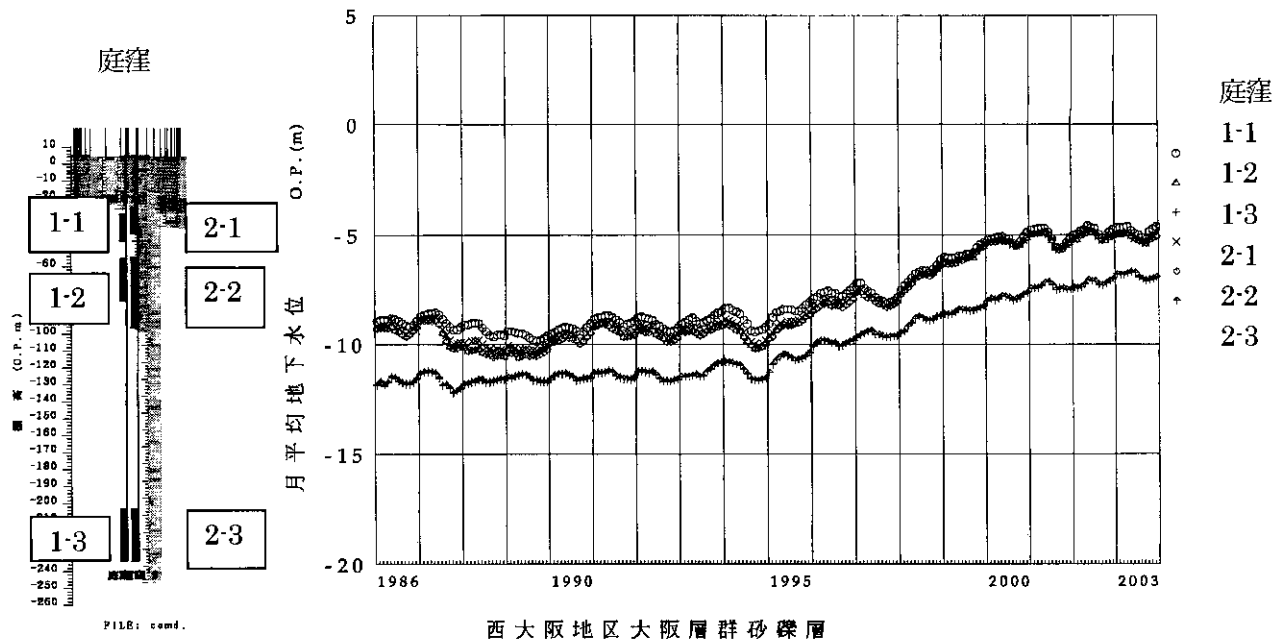


図-9A 観測井付近の地層断面図  
(LINE-4の庭窪付近)

図-9B 地下水位の経年変化図(庭窪)

以上、4つの地層断面図と測線沿いの観測井の地下水位の経年変化図を用いて、粘土層の遮水性について検討を加えた。100mを超えるボーリングの数が少ないため、ストレーナ深度の大きな観測井についてはかなり離れた地点のボーリング柱状図により推定せざるを得ないが、帯水層構造の連続性や不連続性についてこれまで推定されてきたこと<sup>3)</sup>が、視覚的に確認しやすくなったものと思われる。

謝辞 地下水位・水質をはじめとする貴重な地下水関連情報の各提供機関に対し、厚くお礼申し上げます。また、ソフト作成については、(財)地域地盤環境研究所の近藤隆義氏にご協力いただきました。

#### 参考文献

- 1) (社)土質工学会関西支部・関西の大深度地盤の地質構造とその特性の研究委員会・地下空間の活用と技術に関する研究協議会編:「関西地盤」,1992.
- 2) 飯田智之:地下水地盤環境に関する研究協議会の活動紹介-地下水情報のデータベース化-,地下水地盤環境に関するシンポジウム2003 発表論文集, pp.47-52, 2003.
- 3) 橋本正・飯田智之・宇野尚雄・神谷浩二:大阪平野の地下水位変動の特徴とその影響要因,地下水地盤環境に関するシンポジウム2000 発表論文集, pp.65-78, 2000.

## 5.1 地下水に関わる諸問題と地下構造物施工における地盤の浸透破壊安定性

### (1) 地下水に関わる諸問題

日本の海岸平野には、地下水が豊富に貯えられていた。自噴水（泉）の利用は縄文時代からあったと考えられているが被圧地下水の利用は比較的新しく江戸時代中頃以降と言われている。17世紀の初め頃から、この豊富な地下水を利用するためたくさんの堀抜き井戸（深井戸）が掘られた。江戸時代中頃(30m)から明治時代(100m)にかけて行われた上総掘りが有名である。今日からみれば比較的小規模なものである。井戸が深くなっても自噴した水やつるべなど人力で汲んだ水を利用していた。したがって、地下水の利用は生活用水や小規模農業用水としてのものがほとんどであった。地下水の揚水量は小さく、ほとんど問題がなかった。

大正時代にはいり我が国でも重化学工業が発達して水の需要が増え、簡単に利用できる地下水が開発された。機械による本格的な深井戸が掘られ（パーカッション式、ロータリー式）、深所から水を汲み上げることができる揚水ポンプも開発された。昭和30年代にはいと海岸平野は埋立て造成され臨海コンビナートの建設が開始された。工業用水はほとんど水利権という制約のない地下水でまかなわれることになった。

工業用水として使用される地下水の量は、生活用水や農業用水として使われてきた自噴量に比べ、はるかに多量のものであった。とても自噴井などではまかないきれない量であり、日量にして数千 $m^3$ も汲み上げることのできる水中ポンプを使用する井戸がたくさん掘られることになった。昭和以降、東京や大阪においては、井戸が年々多くなるとともに、高度経済成長期に井戸が急増した。

このように、我が国では、一般的に、質・量ともに地下水に恵まれており古くから有用な水資源として種々の用途に利用されてきた。湧水の利用に始まり井戸取水へ進歩し、また飲料用としての小規模利用から、工業用、上水道用等の大規模開発へと変化してきた。地下水はこのような用水としてのみならず植生等に強い影響を有している。地下水は、地域によっては、取水の容易さ、利便性から、地下水採取量が自然の涵養量を上まわり、水収支のバランスを崩し地下水障害を生じることがある。また、大阪や東京地域においては、近年、地下水の汲み上げ規制など地下水対策が功を奏し、地下水涵養量の方が地下水汲み上げ量よりも増加し地下水位が上がる傾向が生じてきた。地下水水位上昇による各種問題がクローズアップされることになった。そして、地下水位の高い地点における土木工事においては、人工的に局所的な地下水流を生じさせることとなり、思わぬ災害が引き起こされることがある。このような地下水（または局所的な浸透流）に関係する災害を未然に防ぐためには、水が地盤中を流れる機構及び地盤の浸透流特性を明らかにすることは当然のことながら、これまでに発生した浸透流に関する災害例、事故例について詳しく考察し、そのメカニズムを明らかにすることが重要である。

地下水（または、浸透流）に関連する問題は大きく分けると次の広域地下水問題と局所浸透流問題の2つになる（図-1,2参照）。

#### 1) 広域地下水問題

地下水の状況が広域的に変化することによって引き起こされる問題、または、ある地点で生じた変化が時間遅れを伴って広域的に広がってゆくことによって引き起こされる問題である。通常、地下水の広域的、長期的変化を伴うためその解決には広範かつ長期的展望をもった対応が望まれる。

広域地下水問題には、図-1に示すように、地下水の過剰揚水により、地下水位が低下し、地下水取水障害、地盤沈下、地下水の塩水化などが広域的に発生することなどが上げられる。また、近年では、地下水の汲み上げ規制など地下水対策が功を奏し、地下水水位が上昇し、構造物の浮き上がり、地盤の液状化発生の可能性の増大などが広域的に発生することなどが上げられる。

#### 2) 局所的浸透流問題

広域的に発生した地下水状況の変化が局所的な地点に浸透流の（急激な）変化をもたらすことによって引き起こされる問題、または、地下水位の高い地点における土木工事などにおいて人工的に局所的な地下水流が生じ地盤土質の特性と相まって引き起こされる問題である。この問題は、通常、地下水の局所的、短期的な変化によって引き起こされるため、迅速な施工を行うことによりある程度災害の発生を未然に防ぐことができるが、土質の不均質性等により思わぬ事故を引き起こすことがあり注意が必要で

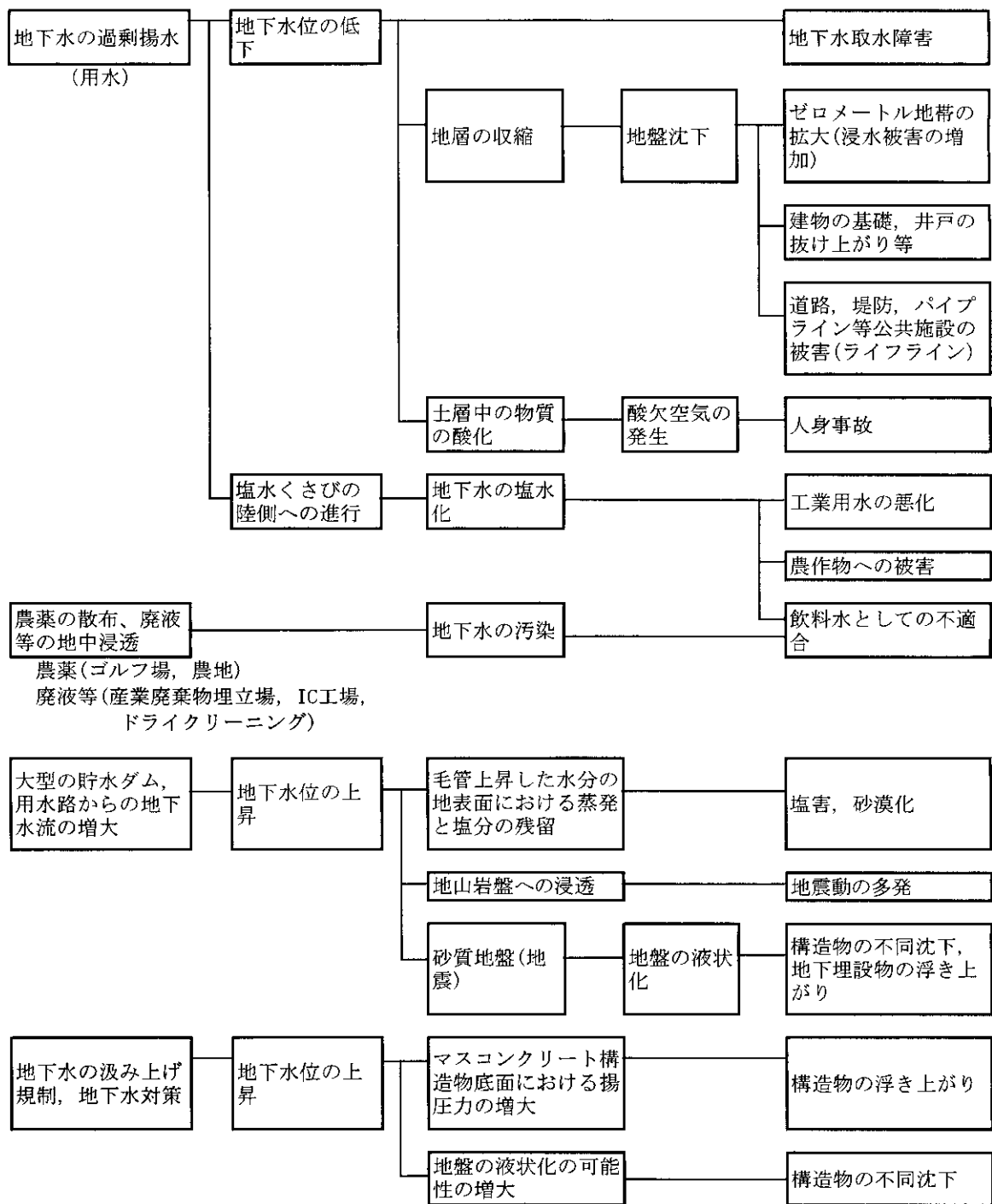


図-1 広域地下水問題

ある。工事の完成とともに解決する問題が多いといえる。

局所的浸透流問題には、図-2に示すように、水利施設構造物の建設などにより、地下水位が局所的に上昇し、地盤の浸透破壊、排水不良、地震動の多発などが発生することなどが上げられる。また、仮締切り工事など地下水の汲み上げにより、地下水位が局所的に低下し、浸透破壊が発生したり、構造物の不同沈下がおこることなどがあげられる。

局所的浸透流問題は、水利施設構造物の建設、仮締切り工事の大規模化、構造物の大規模化等によって、広域化し広域地下水問題と区別できないことが多いが、分類して考えることは便利である。

ここでは、「復水工法における地盤の浸透破壊安定性」、高地下水対策の施工例である「美園立坑工事における掘削地盤の浸透破壊に対する安定性」について考える。

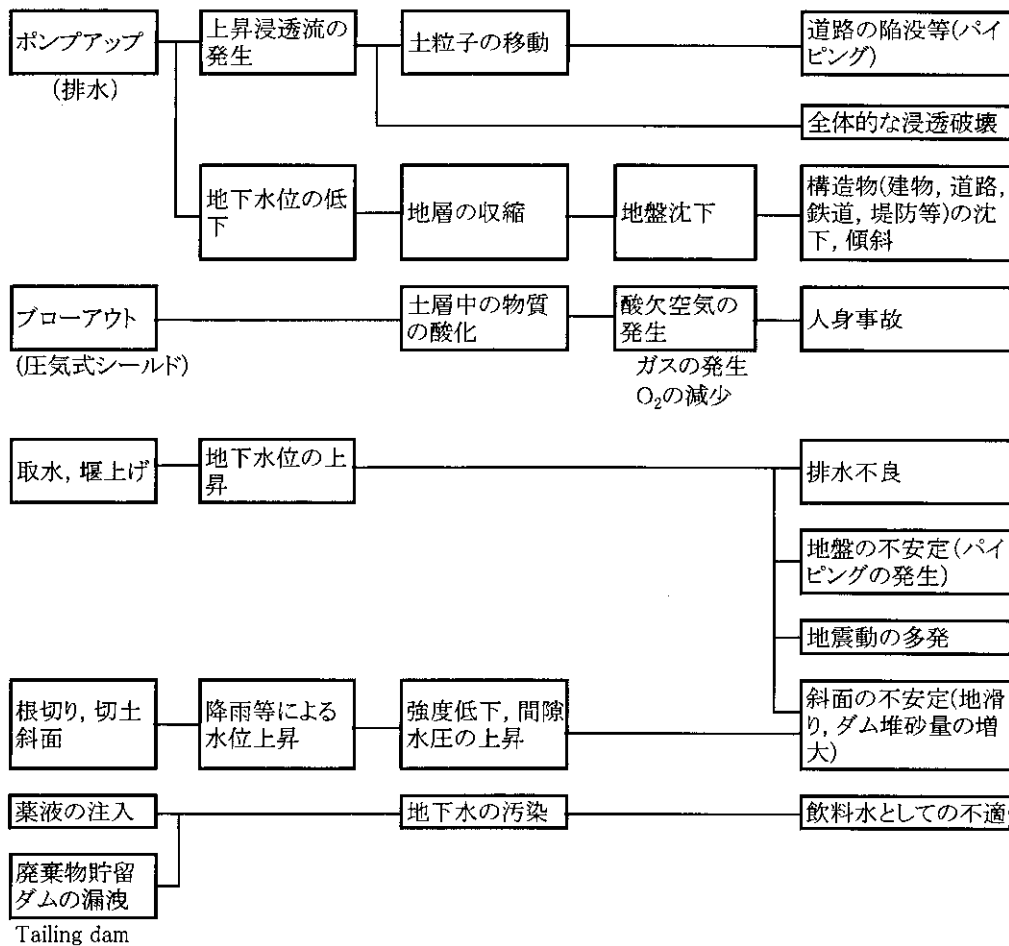


図-2 局所的浸透流問題（土木工事における浸透流問題）

(2) 復水工法における地盤の浸透破壊安定性

浸透破壊は、ダムや河川堤防等の土構造物、または矢板締切り工事など土木構造物の前後に水位差が生じるような場合において重要な問題となってくる。これまで一次元仮定流、二次元流（図-3(a)）、二次元集中流（図-3(b)）、軸対称集中流（図-3(d)）など種々の流れの条件における地盤の浸透破壊に対する安定性を解析して考察を行ってきた。

図-3(c)に示すように、複列矢板内に水をはり地下

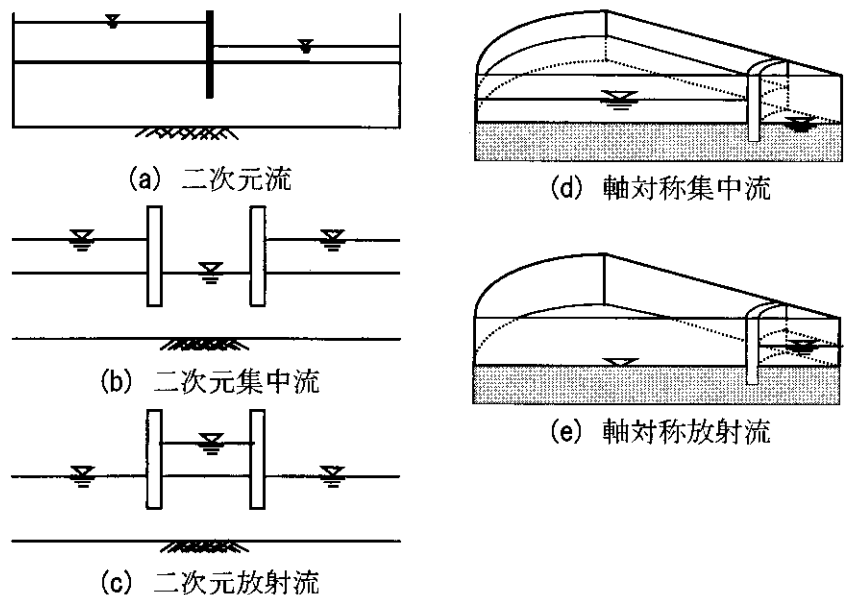


図-3 種々の流れの条件

水を涵養する（または、水路に水を流す）方法がとられることがある。この場合、浸透流は掘削底面から左右両側に流れ出る状態となり二次元放射流となる。二次元放射流において、奥行き方向の長さが短

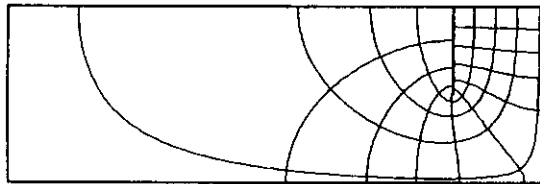


図-4 流線網 (二次元放射流)

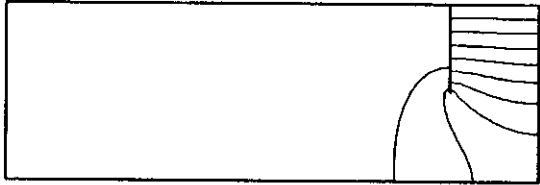


図-5 等ポテンシャル線図 (軸対称放射流)

くなると浸透流は三次元的な放射流となる。三次元的な放射流は図-3(e)のような軸対称放射流と置き換えて考察することができる。ここでは、復水工法における二次元放射流、軸対称放射流条件の地盤の浸透破壊に対する安定性について解析を行い、これまでに得られた種々の流れの条件における解析結果と合わせて考察を行う。そして、復水工法における地盤の浸透破壊安定性について考える。

### 1) 解析条件

地盤の層厚を  $T$ 、矢板の根入れ深さを  $D$ 、二次元集中流、二次元放射流については複列矢板の半幅を  $B$  とし、軸対称集中流、軸対称放射流については円筒半径を  $R$  とする。ここでは、矢板の根入れ比  $D/T$  が 0.1, 0.2, 0.3, 0.4, 0.5, 0.6, 0.7, 0.8, 0.9, 0.95, 及び  $B, R$  が 1, 2, 3, 4, 5, 10, 20, 30, 50m の場合について解析を行った。

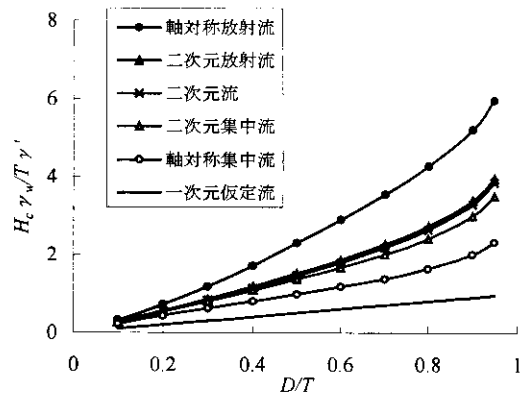
### 2) 浸透流の状況

ここでは、 $D/T=0.5$  の場合について考える。図-4 に二次元放射流( $B=10\text{m}$ )における流線網、図-5 に軸対称放射流( $R=10\text{m}$ )における等ポテンシャル線図を示す。図-4, 5 から浸透流は複列矢板内または、円筒壁内からまわりに二次元的または三次元的に発散していることがわかる。また、下流側の水頭損失が小さくなっている。

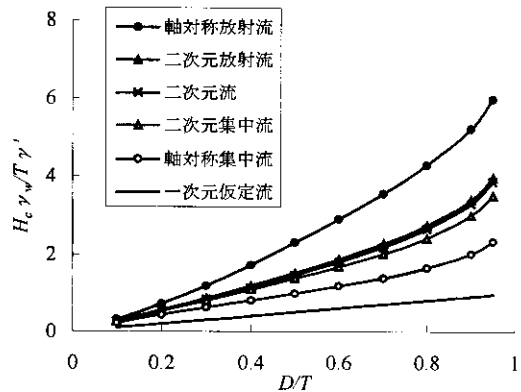
### 3) 浸透破壊に対する安定性

Prismatic failure の概念を用いて摩擦を考慮した場合の理論限界水頭差  $H_c$  を計算した。ここでは、 $D/T$  と  $H_c$  の無次元量  $H_c \gamma_w / T \gamma'$  の関係について考える。 $B=R=20, 10, 3\text{m}$  のときに、種々の流れの条件における結果を示したものが図-6 である。図-6 (a), (b), (c)において二次元流の曲線は同じものを表す。ここで、複列矢板内または円筒壁内の地盤は、条件によっては鉛直一次元上昇流に近い状態になることがわかった。水頭差  $H$  がその部分ですべて消費されたと仮定した場合(一次元仮定流の場合)の理論限界水頭差  $H_c$  は  $H_c \gamma_w / T \gamma' = D/T$  と表される。図-6 から次の事柄がわかる。

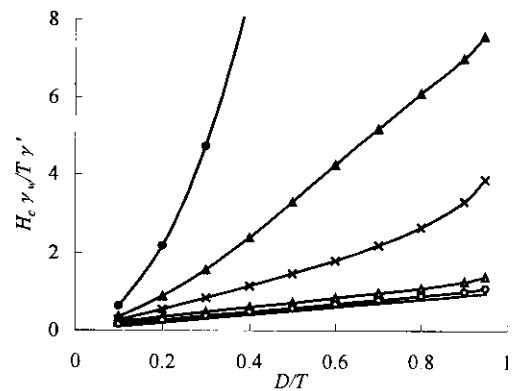
- ①  $H_c \gamma_w / T \gamma'$  は、いずれの流れの条件の場合も  $D/T$  が大きくなるにつれて増大する。
- ②  $H_c \gamma_w / T \gamma'$  は同一の  $D/T$  の値に対して、一次元仮定流 < 軸対称集中流 < 二次元集中流 < 二次元流 <



(a)  $B=R=20\text{m}$



(b)  $B=R=10\text{m}$



(c)  $B=R=3\text{m}$

図-6  $D/T$  と  $H_c \gamma_w / T \gamma'$  の関係

二次元放射流<軸対称放射流となる。すなわち、二次元放射流及び軸対称放射流は二次元流の曲線より上に存在する。

③ 二次元放射流及び軸対称放射流の  $H_c \gamma_w / T \gamma'$  は  $B, R$  が大きくなるにつれて小さくなり、二次元流に近づいてゆく。

④ 二次元集中流及び軸対称集中流の  $H_c \gamma_w / T \gamma'$  は  $B, R$  が小さくなるにつれて減少し一次元仮定流に近づき、 $B, R$  が大きくなるにつれて増加し二次元流に近づく。

#### 4) 結論<sup>2)</sup>

一次元仮定流、二次元流、二次元集中流、二次元放射流、軸対称集中流及び軸対称放射流の条件における地盤の浸透破壊特性について考察した。安定性は高い順から軸対称放射流、二次元放射流、二次元流、二次元集中流、軸対称集中流、一次元仮定流となる。また、 $B, R$  が小さくなるほど二次元放射流、軸対称放射流の安定性は大きくなり、二次元集中流、軸対称集中流の安定性は小さくなる。このことから、正確な流れ条件を考慮せずに二次元地盤と仮定して設計することは、集中流の場合には危険側となり、放射流の場合には安全側となる。このようにして、復水工法においては、浸透破壊問題が起こりにくいといえる。また、浸透破壊は、軸対称放射流の方が二次元放射流よりも起こりにくく、 $B, R$  が小さくなるほど起こりにくいと言うことができる。

### (3) 美園立坑工事における掘削地盤の浸透破壊に対する安定性

美園立坑工事は、2003年開催の第3回世界水フォーラムにおいて紹介された高地下水対策の施工例である。ここでは、美園立坑工事における掘削地盤の浸透破壊に対する安定性について考察を行った。

#### 1) 美園立坑の概要

地盤沈下対策として地下水の揚水規制が行われるようになって以来、大阪府下においては地下水位の上昇が著しく、逆に、揚圧力による構造物の浮き上がり、掘削工事における浸透破壊、地盤の液状化の可能性の増大など、地下水位上昇に伴う種々の問題が起こるようになってきた。掘削工事、特に、大深度地下掘削における浸透破壊は地下水位上昇に伴う重要な問題であるといえる。美園立坑工事は、2003年開催の第3回世界水フォーラムにおいて“Groundwater Problems in Osaka”<sup>3)</sup>の中で高地下水対策の施工例として紹介された。美園立坑とは大阪府八尾市美園町にある地下河川へ雨水を安全に流入させるための立坑であり、寝屋川南部地域において約13kmにわたる地下河川計画のひとつである。寝屋川流域は市街化が進みその約80%が低い平地であることから、水害を受けやすい自然条件となっている。雨水が急速かつ大量に河川に流れ込むようになり、大雨時には浸水被害を引き起こしている。大量の雨水を安全かつ迅速に排出するために、道路等の地下空間を有効利用する地下河川が考えられた。また、地下河川は全体が完成しなくても、完成した区間から順次、大雨時の一時貯留施設として利用されている。このため、早期に治水安全度の向上を図ることができるという長所があるといえる。現在、すでに一部が「調節池」として機能を発揮している。

ここでは、美園立坑工事における掘削地盤の浸透流の状況及び浸透破壊に対する安定性について解析を行う。そして、地下水位の高い地点における美園立坑の大深度掘削において、地盤が浸透破壊に対してどのような状態になっていたのかを正確に把握し、浸透破壊を起こさないための対応策等について考察を行う。

#### 2) 美園立坑の形状と施工方法<sup>4)</sup>

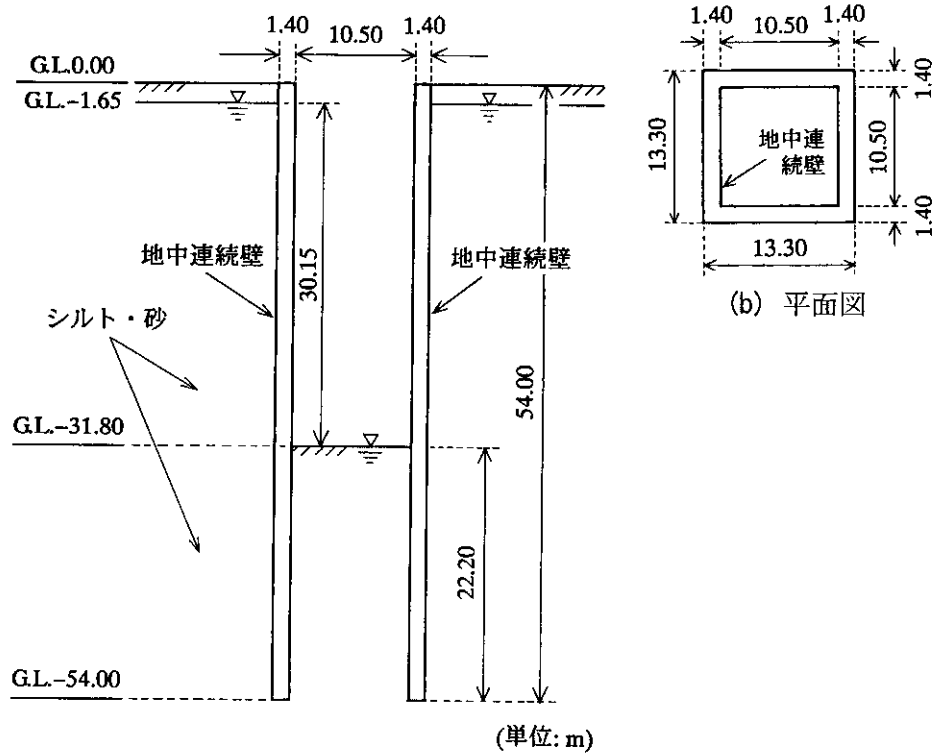
図-7に美園立坑の掘削時における平面図及び断面図を示す。掘削断面形状は外寸13.30m×13.30m及び内寸10.50m×10.50mの矩形、壁厚は1.40m、掘削底面はG.L.-31.80m、立坑壁の下端はG.L.-54.00m、壁の掘削側根入れ深さ  $D$  は22.2mである。地下水位はG.L.-1.65mであり、水頭差は  $H=1.65-(-31.80)=30.15\text{m}$  である。また、本立坑壁は鋼材を入れた鋼製地中連続壁工法により施工された。

#### 3) 地盤のモデル化

a. 地盤構成 ボーリング調査の結果によると地盤は砂混じりシルト、シルト混じり砂、砂、及び、シルト層からなっている。これらの層の連続性は明らかにされていない。したがって、ここでは、地盤は砂とシルトの互層(一層)からなっているとみなし、透水係数  $k$  は現場透水試験の結果から  $k=1.165 \times 10^{-4} \text{ m/s}$  とした。

b. 境界条件 地盤は半無限状態であると考え、左右側面境界は、それを設けることによって影響が出ないように掘削断面の中央から両側へそれぞれ掘削幅  $2B(=10.5\text{m})$  の約30倍(316.5m)をとった。地盤内地

下水位は、最も危険な場合を想定し計測結果から G.L.-1.65m の一定水位及び定常状態にあると考えた。そして、左右側面境界は地下水面高(G.L.-1.65m)と等しい静水圧条件とした。



(a) 断面図

図-7 美園立坑の掘削時における断面図と平面図

ボーリング調査(最深点 G.L.-90m)からは不透水性地盤が確認できない。この場合、計算流量の精度の点から、現地下水位から掘削幅と等しい値の深度に仮想不透水性境界を設ければよいと報告されている<sup>9)</sup>。ここでは、これらを考慮の上さらに正確を期すため、現地下水位から掘削幅  $2B$  の約 11.3 倍 (118.35m) に等しい値の深度に仮想不透水性境界を設けた。

掘削面積が小さい場合、浸透流は本来的には三次元的な流れとなる。三次元的な流れは、軸対称浸透流と仮定することができるといわれている<sup>9)</sup>。ここでは、二次元及び軸対称地盤と仮定した場合について解析を行った。軸対称条件に関しては、立坑に内接する円形の掘削地盤を考えた。図-8 に半断面における有限要素分割図を示す。有限要素分割は、半断面で総節点数 12,512、総要素数 12,514 となっており、浸透流が集中する立坑近傍ほど細くなっている。図-8 に示すように、要素は主に正方形からなっており、その大きさは外側から内側へ  $4.0 \times 4.0$ 、 $2.0 \times 2.0$ 、 $1.0 \times 1.0$ 、 $0.5 \times 0.5$ m と順次小さくなっている。

#### 4) 解析結果

a. 浸透流況 図-9, 10に、それぞれ、二次元地盤と仮定した場合の流線網、軸対称地盤と仮定した場合の等ポテンシャル線分布を示す。流線網(図-9)及び等ポテンシャル線分布(図-10)から、浸透流は立坑内の掘削地盤へ集中しており、地盤は鉛直一次元的な上向きの浸透力を受けている様子がうかがわれる。また、二次元地盤と仮定したときよりも軸対称地盤と仮定したときの方が立坑内掘削地盤への浸透流の集中の度合いが大きいことがわかる。立坑内掘削地盤での水頭損失は、二次元地盤の場合全体の約 70%、軸対称地盤の場合全体の約 90%となっている。

b. 浸透破壊に対する掘削地盤の安定性 浸透破壊に対する安定解析法には種々の方法があるが、ここでは Prismatic failure の考え方<sup>7)</sup>を用いて解析を行う。

Prismatic failure の考え方では、矢板に接する任意の深さのプリズムを考えそのプリズムの力の釣合いについて考える。摩擦を考慮する場合と考慮しない場合がある。矢板の前後にかかる水頭差を徐々に増加させていったときに、考慮するすべてのプリズムについて上昇破壊に対する安全率  $F_s$  を計算し、その最小値  $F_{s, \min}$  が、ちょうど 1.0 になったときのプリズムを限界プリズムと呼ぶ。そのときの水頭差を限界水頭差と呼ぶ。そして、水頭差が限界水頭差に達したとき、限界プリズムがまず最初に上昇し地盤が破壊するものとする。限界プリズムは、摩擦を考慮しない場合幅のないプリズムとなるが、摩擦を考慮

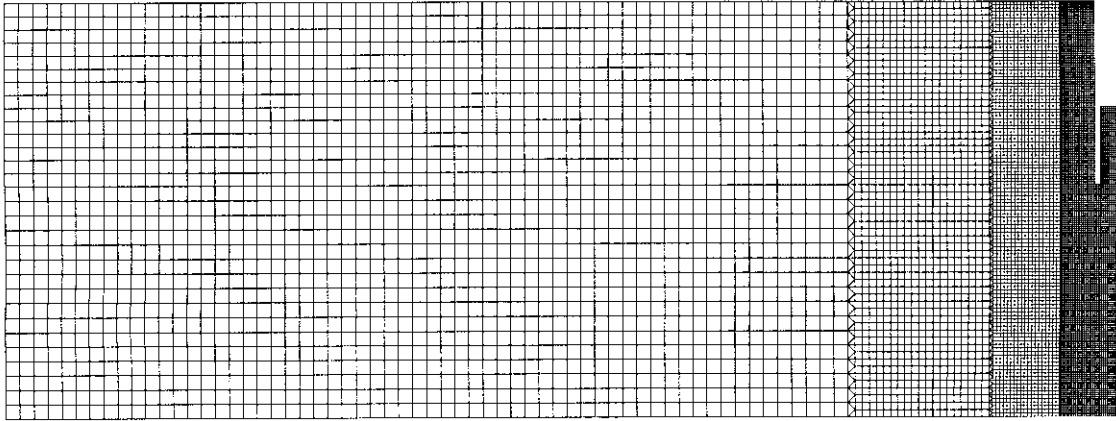


図-8 有限要素分割図

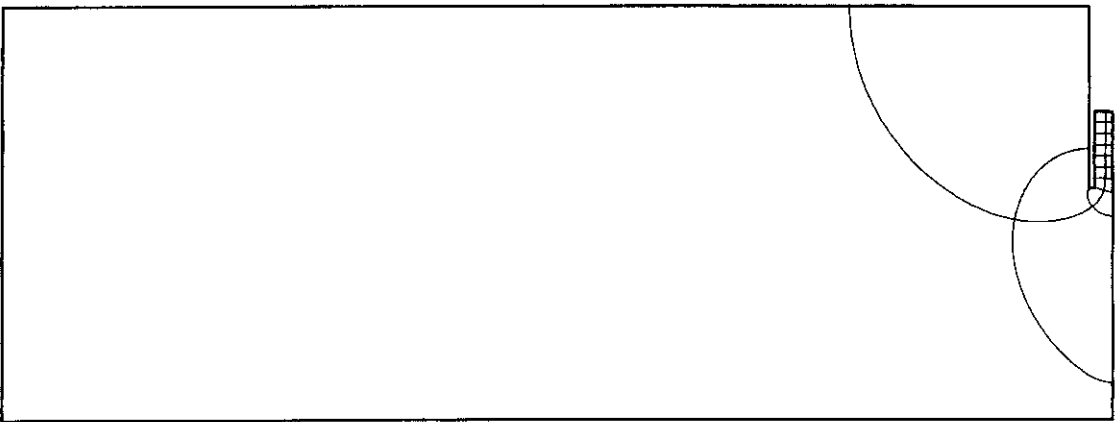


図-9 流線網 (二次元地盤と仮定した場合)

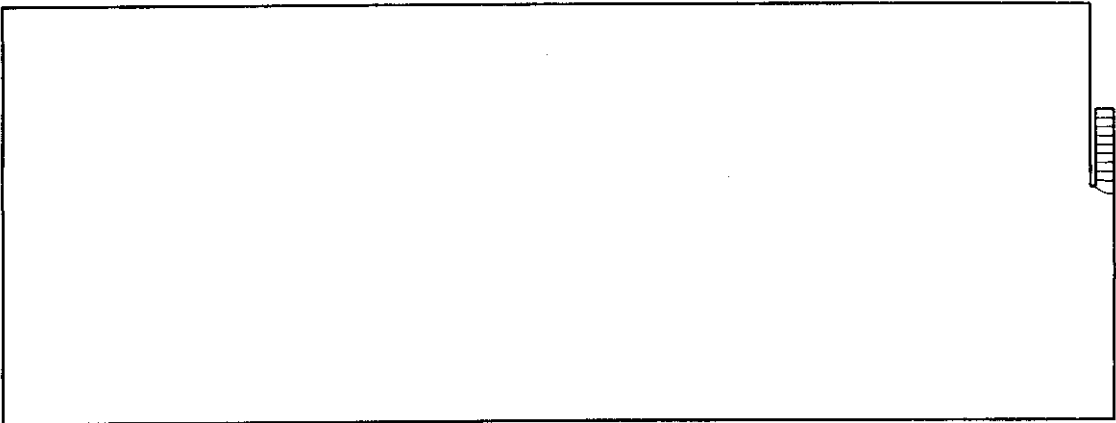


図-10 等ポテンシャル線分布 (軸対称地盤と仮定した場合)

した場合ある幅をもってくる。ここでは、摩擦を考慮した場合について考える。また、側方土圧としては静止土圧を考え、静止土圧係数  $K_0$  としては、ヤーキーの式から  $K_0=1-\sin\phi=0.5$  を用いた。ここに、 $\phi(=30^\circ)$  は地盤材料の内部摩擦角である。

Prismatic failure の考え方による立坑内掘削地盤の浸透破壊に対する限界水頭差  $H_{PF}$  は、二次元地盤と仮定した場合  $H_{PF}=31.67\text{m}$ 、軸対称地盤と仮定した場合  $H_{PF}=25.60\text{m}$  となる。地盤にかかる水頭差は  $30.15\text{m}$  であるので、浸透破壊に対する安全率  $F_s$  は、それぞれ、 $F_s=1.050$ (二次元地盤と仮定)、 $F_s=0.849$ (軸対称地盤と仮定)となる。

掘削地盤は、二次元地盤と仮定した場合限界に近い状態にあり、軸対称地盤と仮定した場合すでに限界状態を越え浸透破壊状態にあるという結果となる。軸対称地盤と仮定した場合の方が実際の条件に近いと考えられること、及び、本例は成功事例の一つであることから、解析結果は妥当であるとはいえない。また、三次元的な集中流のある場合には、二次元流と仮定することは不合理であり、この仮定の下に設計することは危険であるといえる。

実際には、掘削に先立って図-11 に示すように立坑壁下端部付近に厚さ 3m の薬液注入がなされていたことがわかった<sup>4)</sup>。立坑壁下端部付近に厚さ 3m の薬液注入を行った場合について、同様にして軸対称地盤と仮定して解析を行うと、限界水頭差  $H_{PF}=36.02\text{m}$ 、安全率  $F_s=1.195$  となり、浸透破壊に対して十分安全となる。本解析において薬液注入部の透水係数は  $k=1.0\times 10^{-7}\text{ m/s}$  とした。このようにして、掘削地盤は立坑壁下端部付近における厚さ 3m の地盤改良によって浸透破壊が起こらなかったものと考えられる。

次節では地中連続壁の根入れ深さ  $D$  を順次増加させていったときに浸透破壊に対する安全率  $F_s$  がどのように変化するかについて考察を行う。そして、地盤改良を行わずに施工するためにはどれほどの根入れ深さが必要であるかについて考察する。

### 5) 根入れ深さの増加と浸透破壊に対する安全率増加の関係

立坑内掘削地盤の浸透破壊に対する安全率  $F_s$  は地中連続壁の根入れ深さ  $D$  の大きさによって決まる。ここでは、根入れ深さ  $D$  を変えて解析を行い、浸透破壊に対して安全に施工するためには根入れ深さ  $D$  がどれほどなければならないかについて考察する。ここでは、Prismatic failure の考え方と道路協会の方法<sup>9)</sup>を用いて浸透破壊に対する安全率を評価する。Prismatic failure の考え方では、軸対称条件すなわち立坑に内接する円形の掘削地盤を考えた。道路協会の方法では掘削形状を矩形形状 (三次元地盤) 及び円形形状 (軸対称地盤) と考えた場合の計算を行った。

道路協会の方法 (1999 年版) では、ボーリングに対する安定解析法として Terzaghi の考え方<sup>9)</sup> が採用されている。浸透破壊に対する安全率  $F_s$  は、「根入れ深さ  $D$  の 1/2 に相当する崩壊土塊の有効重量  $W'$ 」と「過剰間隙水圧  $U_e$ 」の比として定義される。過剰間隙水圧に関しては、台形分布を仮定し複素関数論と線形近似によって与えられる。図-12 に示すような単列矢板の二次元掘削地盤について考えた場合、掘削地盤の浸透破壊に対する安全率は、

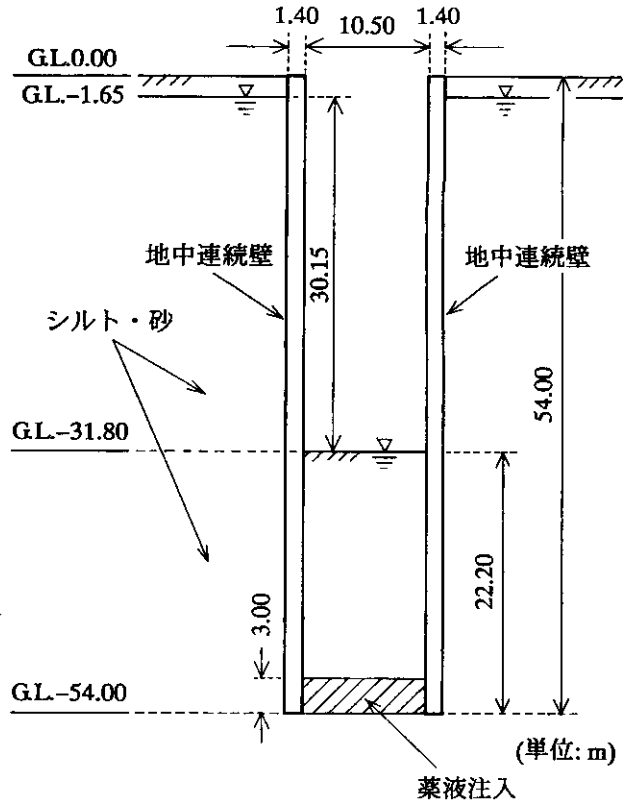


図-11 薬液注入

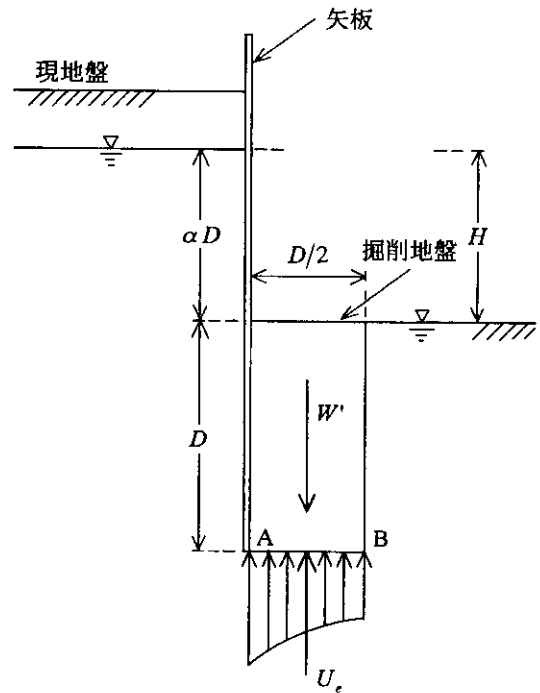


図-12 道路協会の方法 (Terzaghi の考え方)

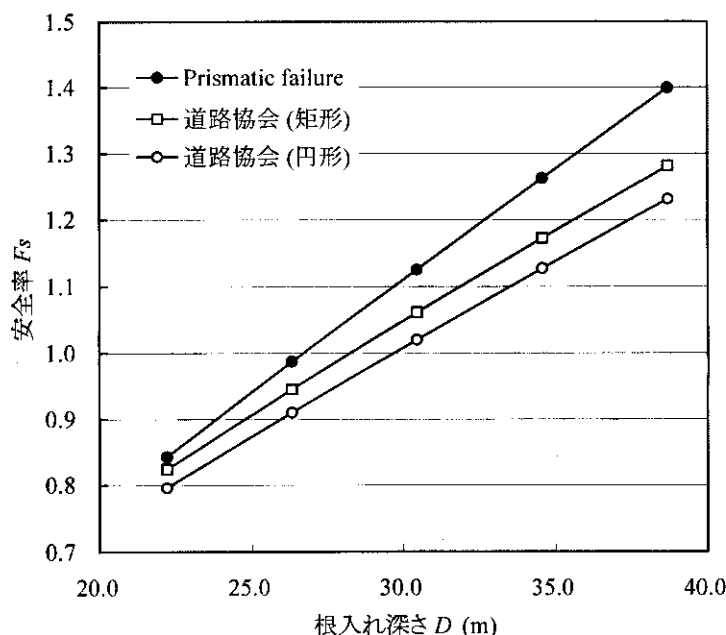


図-13 Prismatic failure の考え方 (軸対称地盤と仮定)と道路協会の方法による安全率  $F_s$

$$F_s = \frac{W'}{U_e} = \frac{\gamma' D}{1.57 \gamma_w H} = 1.27 \frac{\gamma' 2D}{\gamma_w H} \quad (1)$$

となる。本事例のように掘削面積が小さい場合には、浸透破壊に対する安全率  $F_s$  は、「根入れ深さ  $D$  の  $1/2$  に相当する破壊土塊の有効重量  $W'$ 」と「土留めの形状に関する補正係数  $\lambda$  を考慮した過剰間隙水圧  $\lambda U_e$ 」の比として計算される。ここで、 $\lambda$  の算定式は参考文献 8 に与えられている。

根入れ深さの増加に伴う浸透破壊に対する安全率  $F_s$  の変化を示すと図-13 となる。根入れ深さ  $D$  としては、オリジナル断面も含めて  $D=22.2, 26.325, 30.45, 34.575, 38.7\text{m}$  の 5 種類の場合について考えた。図-13 には、Prismatic failure の考え方及び道路協会の方法による計算結果を示す。Prismatic failure の考え方では、軸対称地盤と仮定した場合について示す。道路協会の方法では、掘削形状を矩形形状及び円形形状と考えた場合について結果を示す。図-13 から、いずれの場合にも、根入れ深さ  $D$  を増加させると安全率  $F_s$  がほぼ直線的に増加することがわかる。道路協会の方法において、安全率は掘削形状を円形形状と考えた場合には矩形形状と考えた場合よりも少し小さく算定されるがほぼ等しいといえる。また、道路協会の方法によると Prismatic failure の考え方よりも安全率が小さく算定されることがわかる。

道路協会の方法<sup>6)</sup>によると、安全率  $F_s$  は  $F_s \geq 1.2$  であればよいとされている。このとき、根入れ深さ  $D$  はおよそ  $D \geq 38.7\text{m}$  であればよいことになる。また、この条件は、Prismatic failure の考え方によると  $F_s \geq 1.400$  となる。本立坑を地盤改良などの浸透破壊防止工なしに安全に施工するためには、根入れ深さ  $D$  を  $38.7\text{m}$  程度にする必要があることがわかる。

#### 6) 考察<sup>10)</sup>

美園立坑工事における掘削地盤の浸透破壊に対する安定性について考察を行った。施工段階で考えられる最も危険な状態である一定水位及び定常状態について FEM 浸透流解析及び浸透破壊に対する安定解析を行った。そして、立坑内の掘削地盤は浸透破壊に対して限界に近い状態、あるいは、すでに限界を越えた状態にあるという結論を得た。この解析結果は、本例が成功事例であることから妥当ではないと考えられた。実際には、立坑壁下端部付近に厚さ  $3\text{m}$  の薬液注入が行われていたことから、これが地盤の安定性を向上させたと考えられる。

次に、薬液注入などの地盤改良を行わずに、浸透破壊に対して安全に施工するためには、立坑壁の根入れ深さ  $D$  をどれほどにすればよいかについて考察を行った。結論をまとめると次のようになる。

- ① 浸透流は立坑付近に集中し立坑内掘削地盤において鉛直上昇一次的になっている。
- ② 対策工が何も施されなかったとした場合、 $F_s = 0.849$  (軸対称地盤と仮定)となり、地盤は限界を越え破

壊したものと考えられる。実際には、立坑壁下端部付近に厚さ 3m の薬液注入がなされたことにより安全率が向上し、 $F_s=1.195$  (軸対称地盤と仮定)となり、安全に施工できたと考えられる。

③ 本事例において、地盤改良などの対策工なしに安全に施工するためには、地中連続壁の根入れ深さ  $D$  を現状の  $D=22.2\text{m}$  よりさらに 16.5m 増加させて  $D=38.70\text{m}$  以上にする必要があることがわかった。

④ 削工事の成功事例において地盤の浸透破壊に対する安定性が施工中にどのようになっていたかを正確に把握することは、今後、同様の地盤の浸透破壊に対する安定設計において有用となる。

## 謝辞

大阪府土木部河川室から土質調査結果等の提供を受けた。また、資料提供に当たっては大阪府土木部河川室ダム砂防課の戸上拓也氏に大変お世話になった。ここに記して謝意を表する次第である。

## 参考文献

- 1) 田中 勉, 日下知哉: 流れの条件による地盤の浸透破壊特性, 第 36 回地盤工学研究発表会平成 13 年度発表講演集, pp.1313~1314, 2001.
- 2) 田中 勉, 日下知哉: 復水工法における地盤の浸透破壊安定性, 第 59 回農業土木学会京都支部研究発表会講演要旨集, pp.130~131, 2002.
- 3) Togami, T.: Groundwater problems in Osaka, Proceedings of the Special Presentations on Groundwater Problems of the Urban Areas Developed on Asian Lowland –Circumstances in Shanghai, Taipei, Bangkok, Tokyo, Nagoya and Osaka–, The 3rd World Water Forum, Research Committee for Groundwater and Geo-environment Research Subcommittee for Cultivation of Groundwater, pp.31-36, March 18, 2003 Osaka, Japan.
- 4) 戸上拓也氏との私信: 2003.10.15., 2004.01.09.
- 5) 山村和也, 鈴木音彦: 現場監督者のための土木施工 5 「土と水の諸問題」, 鹿島出版会, pp.109-116, 1977.
- 6) 三浦均也, 今福 守, 古川美典, 高治一彦: 橋梁下部仮締め切り工のボーリングに対する安定性解析, 第 27 回土質工学研究発表会講演論文集, pp.2005~2008, 1992.
- 7) 田中 勉: 上昇浸透流を受ける矢板背後地盤の浸透破壊, –Prismatic failure の概念と解析結果–, 農業土木学会論文集, 第 186 号, pp.77-87, 1996.
- 8) 日本道路協会編: 道路土工 –仮設構造物工指針, 日本道路協会, pp.78~82, 1999.
- 9) Terzaghi, K.: *Theoretical Soil Mechanics*, Wiley, New York, pp.130-133, 1948.
- 10) 田中 勉, 坂井田貴士: 美園立坑における掘削地盤の浸透破壊に対する安定性, 神戸大学都市安全研究センター研究報告, 第八号, 印刷中, 2004.

## 5.2 イラン・テヘラン市における地下水汚染について

### (1) 概要

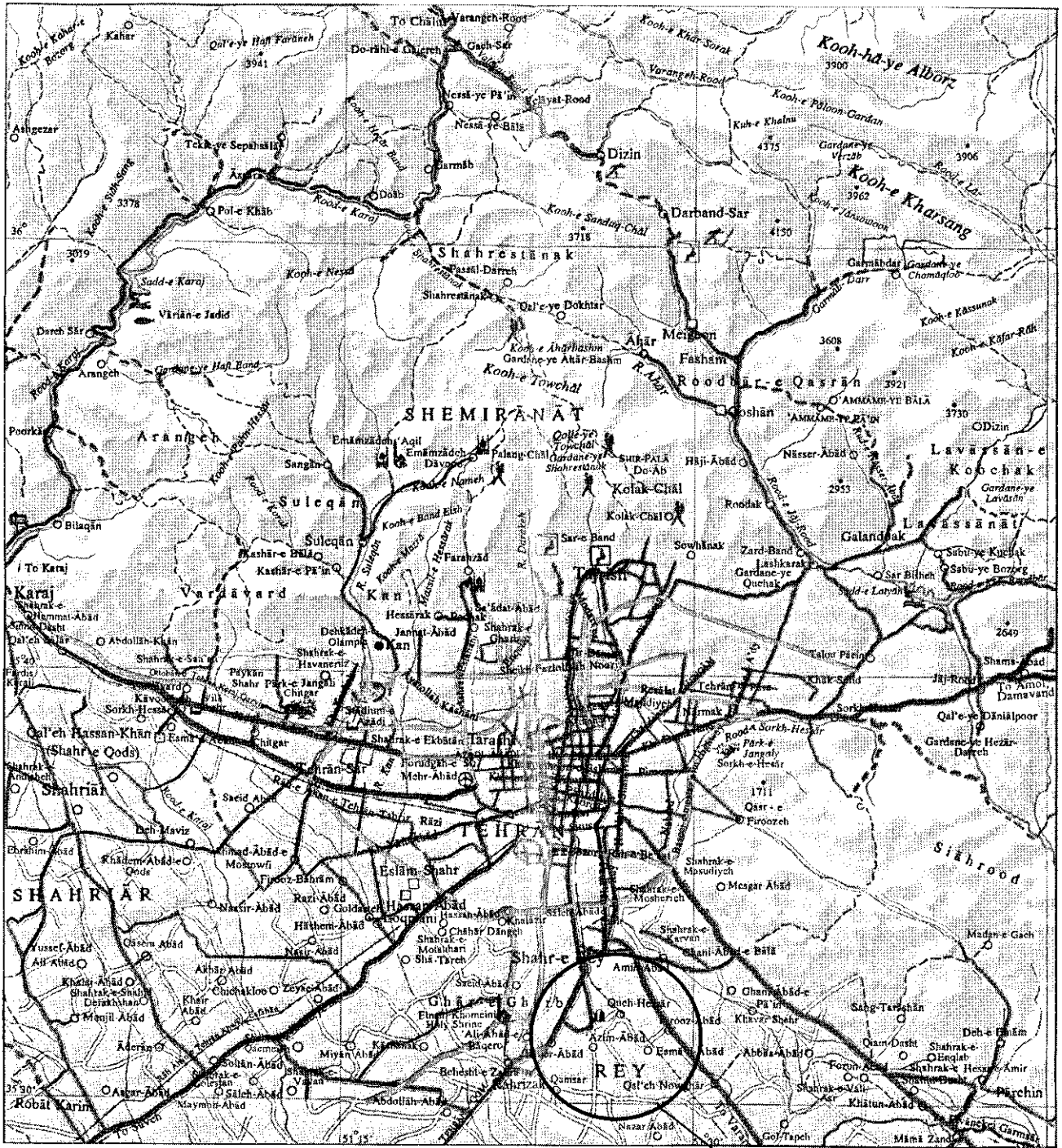
イラン・イスラム共和国の首都であるテヘラン市は、アルボルズ山脈の数ある褶曲盆地の一つであり、東西約26km、南北約18kmの、東、西、北の三方を山に囲まれた、面積約18,909km<sup>2</sup>の領域である。標高は1,100～1,700mで、都市全体が北から南へ傾斜し、その傾斜率は大きい。年降水量は250mm程度で、冬には降雪も見られる。このような地理的条件から、同市の地下水流は大きく北から南への流れを基本とし、主たる涵養源はアルボルズ山脈の雪解け水を主とする北部山裾部の伏流水である。

近年、近隣諸国からの労働者の流入などに伴う人口増加により、平地が広がる南部へと都市域が拡大しており、テヘラン本市と12の衛星都市からなる人口約1,000万人のテヘラン首都圏が構成されるに至っている。

本節では、同市の南部Rey地区に位置するテヘラン製油所(Tehran Oil Refinery)で生じた油漏れによる地下水汚染について言及する。テヘラン広域図およびRey地区の位置を図-1に示す。当製油所は、1968年と1974年に建設され、その敷地は、南北約2km、東西約1kmの長方形形状である。1979年のイラン革命後、それまで技術援助を続けていた米国との関係が断絶したことから、補修部品の入手が困難になり、維持管理が十分でなかったことから、施設の老朽化等により油漏れが生じたものと考えられている。

漏れた油は水と混ざり合いにくく、比重は0.8程度であるため、自由水面の上にかぶさった状態で存在している。製油所内にはガナート(Qanat)と呼ばれる地下水路が縦横無尽に走っている。このガナートは古代から建設され、崩壊等で使用不能になるたびに新增設を繰り返してきたため、地下のどこにどのような経路で存在するかは明確になっていない。ガナートから取水するために掘削された井戸の多くにおいて、水の層の上に油の層が検出され、その厚さは厚いところで5～6mにもおよんでいる。製油所内のガナート取水井戸を結ぶ線は、ガナートのルートであると推定される。製油所の平面図およびこの推定線を図-2に示す。

そこで、本節では、まず地下水の上に存在する油の起源を調べるため、どのような調査・分析が必要かを検討し、必要な調査・分析を行った。次に、その結果から、地下水面と油層厚さの分布を推定した。これによって、地下水の流動方向と油の流動方向が一致せず、両者が別の駆動力によって流動していることが明らかになった。また、前述の大まかな北から南への地下水流動方向に変化が見られた。この変化が油層の存在によるものかどうかを検討した結果、油層の存在が地下水流動方向に影響を与えていることが明らかになった。



25km

Rey 地区

図-1 テヘラン広域図およびRey 地区の位置

ガナート推定線

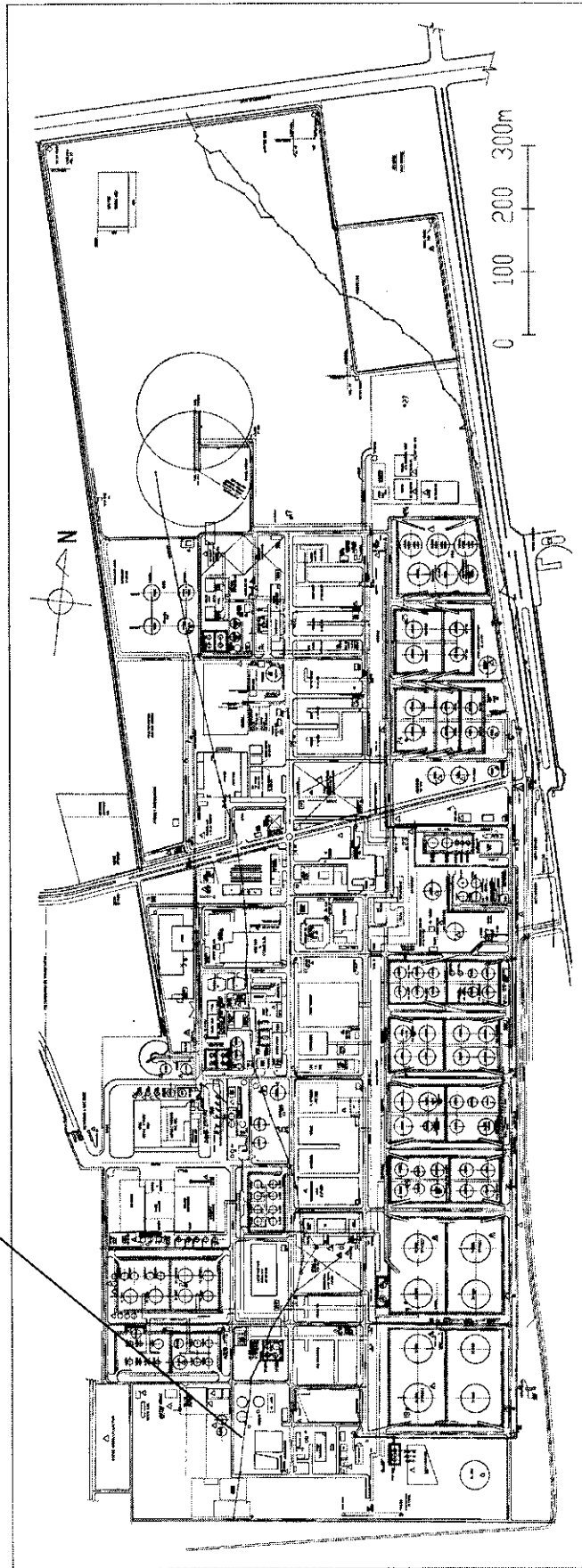


図-2 製油所平面図およびガナート推定線

## (2) 油の定性分析

一般に、油は多数の有機物の混合物であり、地下水や土壌の油汚染においては、汚染物質である油を構成する成分がどのようなものであるかが問題となる。油の定性分析により、油を構成する多数の有機物の含有割合や、BTEXなどの性質の似た複数の成分の構成割合を比較することによって、汚染物質と各種の製品との類似性を考察すれば、汚染源の推定に必要な手掛かり、さらには、浄化方法選定のために参照される知見を得ることができる。

油は、大まかに言って軽質であるか重質であるかにより、適用可能な分析方法が若干異なる。これを判断する手掛かりとして、密度、動粘度および沸点分布が挙げられる。一般に、油は重質になるほど密度、動粘度が大きくなるとともに沸点が高くなる。

密度を求める方法には、直接法と動粘度法がある。前者は、特定の温度において、サンプルの質量を同体積の純水の質量と比較し、比重から密度を求めるものである。後者は、サンプルの粘性係数および動粘性係数（動粘度）を求め、両者の比から密度を求めるものであり、動粘度も同時に求めることができる。

沸点分布を求めるためには、ガスクロ蒸留法と常圧蒸留法がある。前者は、標準物質のC5～C44の各ノルマルパラフィンのガスクロマトグラフ分析から、その溶出時間と沸点の関係を求め、サンプルを同様にガスクロマトグラフ分析して、先に求めておいたノルマルパラフィンの関係を当てはめ、蒸留曲線を得るものである。後者は、サンプルの温度を上昇させていき、揮発したサンプルを収集して、揮発したサンプルの割合とそのときの温度との関係を直接求めるものである。

また、検出されている汚染物質が、製油所で取り扱われている原油、中間製品および最終製品を起源とするものか否かを判断する手掛かりとして、硫黄分、鉛分およびBTEXの含有量、さらに、炭化水素以外の親水性成分を含むか否かを判断する手掛かりとして、水分含有量をそれぞれ分析することが挙げられる。

硫黄分は、原油中に%オーダーで含まれており、原油を精製して石油製品を製造する際に、脱硫工程により除去される。このため、検出されている汚染物質が仮に製油所で取り扱われている原油、中間製品および最終製品に由来するとすれば、両者の硫黄分含有量を比較すれば、脱硫工程の前段階のものであるかどうかを判別する手掛かりとなる。硫黄分の分析には、高濃度の場合は操作が容易なエネルギー分散型蛍光 X 線法(energy-dispersive X-ray fluorescence, EDXRF)、低濃度の場合は還元-よう素滴定法等がそれぞれ用いられる。

製油所内で取り扱われている中間製品および最終製品には、以前はアンチノック剤として四アルキル鉛などの鉛化合物が添加されていたが、2001年以來、鉛化合物が添加されなくなっている。このため、検出されている汚染物質が仮に製油所で取り扱われている原油、中間製品および最終製品に由来するとすれば、鉛分が検出されるか否かは重要な手掛かりとなり得る。鉛分の分析には、原子発光分光分析および原子吸光分析が用いられる。

水分の分析には、カールフィッシャー法が用いられる。カールフィッシャー法は、容量法と電量滴定法とに分けられる。前者は適用範囲が広く、後者は検出感度が高いという特徴がある。

BTEXとは、ベンゼン(benzene)およびその誘導体であるトルエン(toluene)、エチルベンゼン(ethylbenzene)および $\alpha$ - (オルト)、 $m$ - (メタ)ならびに $p$ - (パラ) キシレン(xylene)の6物質の総称である。これらは、いずれも単環芳香族炭化水素で、化学的性質が互いに類似しており、水に溶けにくく、油や各種の有機溶剤に溶けやすく、原油や石油製品の中に含まれている。

ある油と他の油が類似しているかどうかを判別するための手掛かりとして、BTEXを分析し、それらの濃度をヘキサダイアグラムにプロットして、6物質の比率を比較することが行われることがある。これは、例えば水質分析でナトリウム、カリウム、カルシウム、マグネシウム、塩化物、硫酸、硝酸、炭酸等の各イオンの比率を比較して水の起源を考察することと同じ発想によっている。

サンプルが液体であれば、直接導入、ページ・トラップまたはヘッドスペースによるガスクロマトグラフにより、BTEXの6物質を同時に分析することができる。

トルエンおよびキシレンは、自動車用無鉛ガソリンにアンチノック剤として最高数%が含まれていることがある<sup>1)</sup>。

混合キシレンは、ナフサの改質油あるいはナフサ分解によってエチレンと併産される分解油から抽出または分留され、 $\alpha$ -、 $m$ -、 $p$ -の3種の異性体およびエチルベンゼンの混合物であり、 $\alpha$ -キシレン 10～20%、 $m$ -キシレン 30～45%、 $p$ -キシレン 10～20%を含む<sup>2)</sup>。 $m$ -キシレンは、 $\alpha$ -および $p$ -キシレンと比較して、有機合成原料としての価値が低く、異性化によって $p$ -キシレンに変換されたり、脱アルキル化によってベンゼンに変換されたりするこ

とが多く、*m*-キシレンが相対的に多いかどうかは、対象サンプルがこのような処理の前段階のものであるかどうかを判別する手掛かりとなる。

さらに、油に含まれる微量成分のうち、油の起源を知る手掛かりとなりうるものとして多核（または多環）芳香族炭化水素 (polynuclear aromatic hydrocarbons または polycyclic aromatic hydrocarbons, PAHs) が挙げられる。PAHs 分析の目的は、サンプル中の PAHs の含有量 (単位体積当たりの各多核芳香族炭化水素およびその近縁の誘導体の質量) を求めることである。PAHs には多くの種類があり、個々の PAHs の濃度の比が類似しているか否かによって、汚染物質が他の汚染物質や製品と関連があるものか否かを推測することができる。これをフィンガープリント法と称する<sup>3)</sup>。

以上の分析項目を整理し、それぞれに対応する公定法を選定した。分析項目を表-1に示す。PAHs については、アセトニトリル希釈-高速液体クロマトグラフ法の分析能力<sup>4),5)</sup>を勘案し、一部の PAH 誘導体 (メチル化物) を含め、分析対象として表-2に示す物質を選定した。

表-1 油の定性分析項目

項目	準拠規格	準拠規格の内容
密度	ASTM D4052-96(2000)	直接法
硫黄分	ASTM D4294-03	エネルギー分散型蛍光 X 線法
鉛分	ASTM D3237-02	原子吸光法
常圧蒸留	ASTM D86-04b	
ガスクロ蒸留	ASTM D2887-04	
水分	ASTM D1533-00	カールフィッシャー電量滴定法
BTEX	ASTM D6563-00	キャピラリーカラムガスクロマトグラフ法
PAHs	ASTM D4657-92	アセトニトリル希釈-高速液体クロマトグラフ法

表-2 油の定性分析で対象とした PAHs およびその誘導体

名称	組成式および分子量
アセナフタレン acenaphthalene	C <sub>12</sub> H <sub>10</sub> = 154.21
アセナフチレン acenaphthylene	C <sub>12</sub> H <sub>8</sub> = 152.20
アントラセン anthracene	C <sub>14</sub> H <sub>10</sub> = 178.24
ベンゾ(a)アントラセン benzo(a)anthracene	C <sub>18</sub> H <sub>12</sub> = 228.30
ベンゾ(b)フルオランテン benzo(b)fluoranthene	C <sub>20</sub> H <sub>12</sub> = 252.32
ベンゾ(k)フルオランテン benzo(k)fluoranthene	C <sub>20</sub> H <sub>12</sub> = 252.32
ベンゾ(g,h,i)ペリレン benzo(g,h,i)perylene	C <sub>22</sub> H <sub>12</sub> = 276.34
ベンゾ(a)ピレン benzo(a)pyrene	C <sub>20</sub> H <sub>12</sub> = 252.32
クリセン chrysene (benzo(a)phenanthrene)	C <sub>18</sub> H <sub>12</sub> = 228.30
ジベンゾ(a,h)アントラセン dibenzo(a,h)anthracene	C <sub>22</sub> H <sub>14</sub> = 278.36
フルオランテン fluoranthene	C <sub>16</sub> H <sub>10</sub> = 202.26
フルオレン fluorene	C <sub>13</sub> H <sub>10</sub> = 166.22
インデノ(1,2,3-c,d)ピレン indeno(1,2,3-c,d)pyrene	C <sub>22</sub> H <sub>12</sub> = 276.34
ナフタレン naphthalene	C <sub>10</sub> H <sub>8</sub> = 128.18
ペリレン perylene	C <sub>20</sub> H <sub>12</sub> = 252.32
フェナントレン phenanthrene	C <sub>14</sub> H <sub>10</sub> = 178.24
ピレン pyrene	C <sub>16</sub> H <sub>10</sub> = 202.26
*メチルナフタレン methylnaphthalene	C <sub>11</sub> H <sub>10</sub> = 142.20
1-メチルフェナントレン 1-methylphenanthrene	C <sub>15</sub> H <sub>12</sub> = 192.26
2-メチルフェナントレン 2-methylphenanthrene	C <sub>15</sub> H <sub>12</sub> = 192.26

\*1-メチルナフタレンと2-メチルナフタレンとの和

### (3) 油の定性分析結果および考察

油の定性分析により、次のような結果および知見が得られた。

- ・ 密度：汚染物質は  $0.79\sim 0.81\text{g/cm}^3$  のものが多い。製品と比較すると、灯油に近い。
- ・ 硫黄濃度：汚染物質は  $0.3\sim 0.4\text{wt}\%$  のものが多い。製品と比較すると、脱硫前の製品の濃度よりも小さく、脱硫後の製品の濃度よりも大きい。
- ・ 鉛濃度：汚染物質は  $40\text{ppm}$  程度を中心に  $0\sim 100\text{ppm}$  に分布する。現行製品は鉛を添加しておらず、分析でも鉛は検出されていないため、汚染物質が製品由来であるとすれば、鉛を使用していた時期のものが含まれることになる。
- ・ 常圧蒸留：汚染物質の  $5\%$ 、 $50\%$ 、 $95\%$ 蒸留点はそれぞれ  $59\sim 226^\circ\text{C}$ 、 $156\sim 277^\circ\text{C}$ 、 $302\sim 369^\circ\text{C}$  に分布する。製品と比較すると、灯油あるいはジェット燃料の性状に近く、これより軽質のナフサ、ガソリン、重質の軽油の範囲も少し含まれる。
- ・ ガスクロ蒸留：汚染物質の  $5\%$ 、 $50\%$ 、 $95\%$ 蒸留点はそれぞれ  $35\sim 135^\circ\text{C}$ 、 $140\sim 249^\circ\text{C}$ 、 $305\sim 389^\circ\text{C}$  に分布する。製品と比較すると、灯油あるいはジェット燃料の性状に近く、これより軽質のナフサ、ガソリン、重質の軽油の範囲も少し含まれる。
- ・ 水分：汚染物質は  $0.005\sim 0.015\text{wt}\%$  のものが多い。これは、原油や溶剤以外の製品の水分含有量に近い。
- ・ BTEX：汚染物質の BTEX 総量は  $6\sim 30\%$  に不規則に分布する。これは、溶剤以外の原油や製品の BTEX 総量分布範囲をカバーする。BTEX の 6 種類の中ではトルエンと *m*-キシレンがやや多い。この傾向は重質ナフサ、ガソリン、ジェット燃料や溶剤に似ている。
- ・ PAHs：汚染物質から検出された PAHs は、ベンゾ(g,h,i)ペリレン (32 サンプル中 3 サンプルのみ)、ベンゾ(a)ピレン (32 サンプル中 20 サンプルのみ)、ナフタレン、フェナントレンのみであり、他にメチルナフタレン、1-メチルフェナントレンおよび 2-メチルフェナントレンが検出された。これは、製品から検出されるものと同じである (ただし、アイソマックスフィードからはベンゾ(k)フルオランテンも検出されている)。成分構成割合に明確な傾向は見られない。

密度や常圧蒸留の分析結果から、汚染物質は灯油の性状に近く、これより軽質のナフサ、ガソリン、重質の軽油の範囲も少し含まれると考えられる。ただし、汚染物質の BTEX や PAHs の構成割合が灯油のそれに似ていないため、ガスクロマトグラフ質量分析法による PAHs の分析など、さらなる分析が望まれる。

(2) で述べたように、トルエンおよびキシレンは、自動車用無鉛ガソリンにアンチノック剤として最高数十%が含まれていることがある。トルエンおよびキシレンは、原油から分留された際に主としてガソリン留分に含まれている他、ガソリンに人為的に添加されることがある。トルエンとキシレンでは、アンチノック剤としての有効性は前者の方が大きい。また、アンチノック剤としてキシレンを添加する場合、キシレンの特定の異性体を選択的に添加する必然性がないことから、相対的に *m*-キシレンの多い混合キシレンを添加すると思われる。この場合は、混合キシレンに含まれているエチルベンゼンも添加されることになる。一方、灯油や軽油については、燃焼時の煤の発生を防ぐため、精製段階で BTEX が除去されることが一般的であり、分析結果にもそれが反映されている。以上のことから、汚染物質が製品由来であるとすれば、灯油以外のものが含まれていると考えられる。

なお、製油所側から個別の分析結果を公表しないよう要請されたため、内容の詳細は割愛する。

### (4) 水質分析

製油所内で発生した排水は、API セパレータなどの処理設備において処理され、製油所に隣接する人工池へ排出される。製油所内で油漏れが発生しているため、設備の処理能力が追いつかず、高濃度の汚染物質を含んだ汚水が排出され続けた結果、人工池の水面には油膜が形成され、悪臭を放っている。この人工池は上流側から 1, 2, 3 の 3 つに分かれており、人工池 1 から 2, 2 から 3 へと溢水し、人工池 3 からの溢水は灌漑水路へと放流されている。ここは、製油所敷地外にあり、外部から自由にアクセスすることができる。

人工池 1 および排水管の一部を写真-1 に示す。上流側である人工池 1, その下流にある人工池 2, さらにその下流にある人工池 3 の順に水面の油膜が薄くなっていく。人工池 1 と 2 との境界を写真-2 に示す。

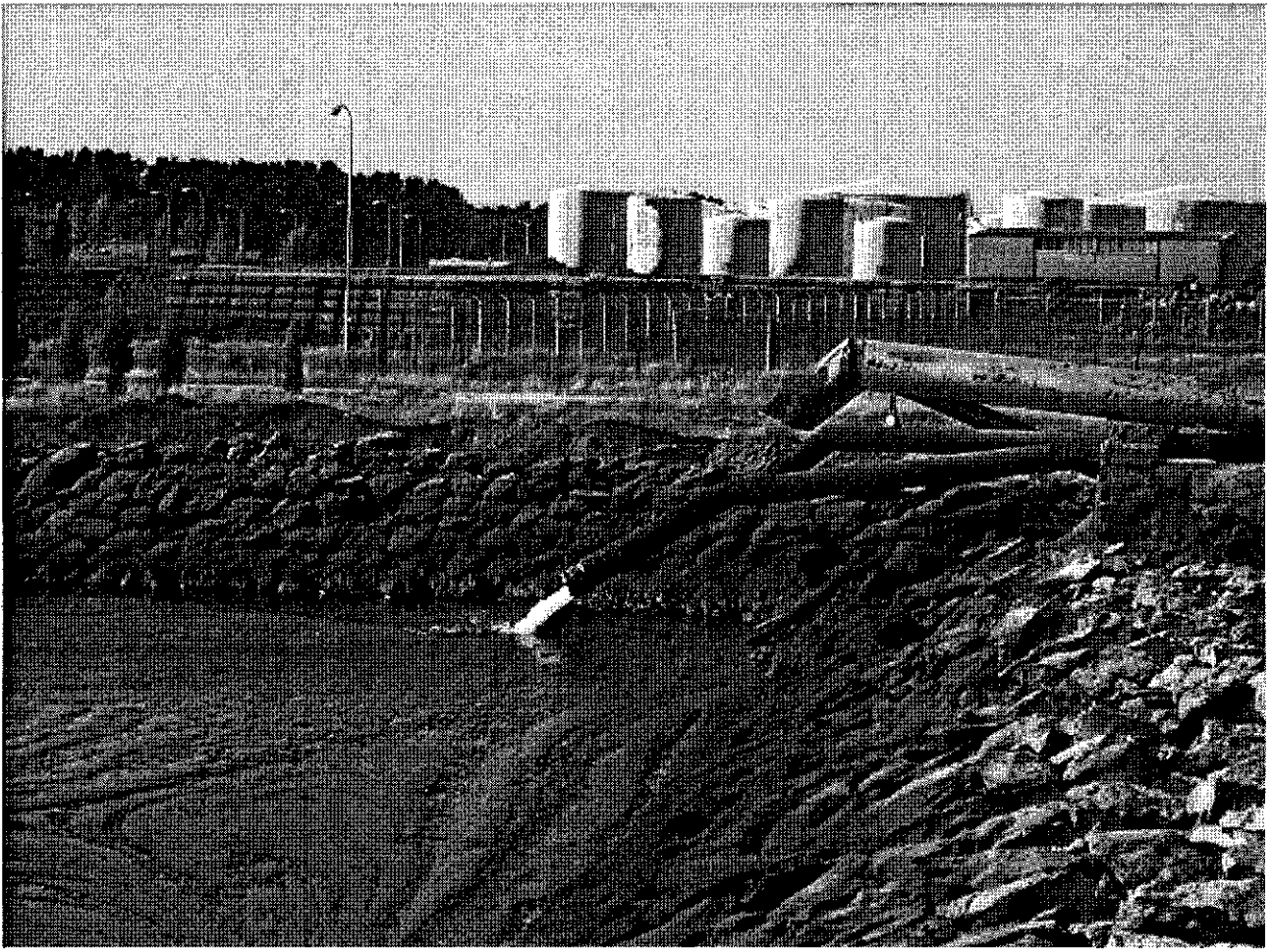


写真-1 人工池1 および排水管の一部



写真-2 人工池1と2との境界（右が上流側の人工池1である）

また、これらとは別に人工池4がある。人工池4は、かつては人工池1～3と水路で連結されていたが、現在は他の人工池と分断されて灌漑用水貯水に用いられている。さらに、製油所内を經由したガナートが下流側で製油所近辺のDorsun Abadで地表に現れて開水路となっており、そこを灌漑用水が流れている。

これらの表層水の水質を検討するため、分析を行った。サンプル採取箇所は、人工池1～4およびDorsun Abad開水路の計5箇所である。分析項目を表-3に示す。PAHsについては、高速液体クロマトグラフ法の分析能力を勘案し、油の定性分析で対象とした物質のうち表-4に示す物質を選定した。

表-3 水質分析項目

項目	準拠規格	準拠規格の内容
COD-Cr	ASTMD1252-00	自動滴定法
硫化物イオン(S <sup>2-</sup> )	*SM4500 S <sup>2-</sup> F	還元-よう素滴定法
浮遊物質(SS)	*SM2540 D	ろ過法
PAHs	ASTMD4657-92	高速液体クロマトグラフ法

\*SMとは、Standard Method for the Examination of Water and Wastewaterで、米国のAmerican Public Health Association, American Water Works Association, Water Environment Federationの3団体が共同で制定した規格である。

表-4 水質分析で対象とした PAHs

名称	組成式および分子量
ベンゾ(b)フルオランテン benzo(b)fluoranthene	C <sub>20</sub> H <sub>12</sub> = 252.32
ベンゾ(k)フルオランテン benzo(k)fluoranthene	C <sub>20</sub> H <sub>12</sub> = 252.32
ベンゾ(g,h,i)ペリレン benzo(g,h,i)perylene	C <sub>22</sub> H <sub>12</sub> = 276.34
ベンゾ(a)ピレン benzo(a)pyrene	C <sub>20</sub> H <sub>12</sub> = 252.32
ナフタレン naphthalene	C <sub>10</sub> H <sub>8</sub> = 128.18
フェナントレン phenanthrene	C <sub>14</sub> H <sub>10</sub> = 178.24
*メチルナフタレン methylnaphthalene	C <sub>11</sub> H <sub>10</sub> = 142.20
1-メチルフェナントレン 1-methylphenanthrene	C <sub>15</sub> H <sub>12</sub> = 192.26
2-メチルフェナントレン 2-methylphenanthrene	C <sub>15</sub> H <sub>12</sub> = 192.26

\*1-メチルナフタレンと 2-メチルナフタレンとの和

(5) 水質分析結果および考察

水質分析結果を表-5に示す。

表-5 水質分析結果

	COD-Cr (mg/L)	S <sup>2-</sup> (mg/L)	SS (mg/L)	ベンゾ(b)フルオランテン(ug/L)	ベンゾ(k)フルオランテン(ug/L)	ベンゾ(g,h,i)ペリレン(ug/L)	ベンゾ(a)ピレン(ug/L)	ナフタレン(ug/L)	フェナントレン(ug/L)	メチルナフタレン(ug/L)	1-メチルフェナントレン(ug/L)	2-メチルフェナントレン(ug/L)
人工池 1	221	0	82	—	0.04	0.07	0.03	—	5.70	—	8.2	5.0
人工池 2	289	0	84	0.01	0.01	0.03	—	—	0.33	—	0.3	0.4
人工池 3	178	0	76	—	0.00	0.00	0.00	—	1.90	—	0.4	0.3
人工池 4	380	0	134	—	0.00	0.01	0.00	—	0.40	—	0.2	0.4
Dorsun Abad ガナート	13	0	22	—	0.00	0.00	0.01	—	0.20	—	0.2	0.3

これらの結果から、次のような知見が得られる。

- 人工池 1~4 の水は非常に汚染されており、きわめて高濃度の有機物を含んでいる。
- 人工池 1~3 では、上流側である人工池 1、その下流にある人工池 2、さらにその下流にある人工池 3 の順に水面の油膜が薄くなっていったが、水質には大きな変動はない。
- 人工池 1~3 の水に含まれる PAHs の割合には明瞭な傾向がなく、PAHs が池の底に沈殿している可能性が示唆される。
- 製油所の排水が排出されている人工池 1~3 よりも、孤立している人工池 4 の方が、COD-Cr や浮遊物質が高濃度である。
- Dorsun Abad ガナートの水は、製油所内のガナートの水とは異質であり、ガナートが途中で不連続になっている可能性が示唆される。
- Dorsun Abad ガナートの水は、COD-Cr、SS とも農業用水が満たすべき水質を満たしていない。

- ・ いずれの水からも硫化物イオンは検出されなかった。

分析結果から、製油所から発生する排水（人工池1～3の水）、製油所内のガナートの水（水の層の上に油の層が検出されている）、製油所外のDorsun Abad ガナートの水は、互いにある程度独立しており、製油所内の汚水がそのまま地下水汚染源であるとは言えない。実際、人工池1～3は人が容易に近づけないほどの悪臭を放っており、水面に厚い油膜が張っているのに対して、Dorsun Abad 開水路の用水は無色無臭であり、油の層も目視では確認できない。

#### 参考文献

- 1) 荒木峻, 沼田眞, 和田攻 (編) : 環境科学辞典, 東京化学同人, 1985.
- 2) 石油公団 (編) : 石油用語辞典, 1976.
- 3) 金子正昭 : 個人的対談, 2004.
- 4) 社団法人日本分析機器工業会 : 2004 分析機器総覧, 2004.
- 5) 社団法人日本分析機器工業会 : 分析機器の手引き (第12版), 2004.

## 6. 広域地下水流動解析システム

### 6.1 大阪平野の水循環モデルによる地下水涵養・流動シミュレーション

#### (1) はじめに

大阪平野など低平地に発達する都市域では、地盤沈下も沈静化し、今後は新たな地下水管理のあり方について検討する時期にあると思われる。本章では、これらの課題への取り組みのため、大阪市域を中心とする周辺都市域における広域的な地下水流動機構を解明するためのシミュレーションモデルの構築について報告する。構築したモデルは、陸地境界面での境界条件を単純化した上で領域内の地下水位を大局的に表現することのできる広域地下水流動モデル（これを「基本モデル」と称す）と、基本モデルをベースとして地表面からの降雨浸透を考慮した地下水涵養機構を評価するモデル（これを「涵養モデル」と称す）である。

#### (2) 大阪平野地下水流動モデル（基本モデル）の構築

##### 1) 大阪平野の地質構造モデルの設定

大阪平野は、東を生駒山地、北を北摂・六甲山地といった基盤山地に囲まれ、その南側には台地・丘陵地が広がり、西側は大阪湾に面した低平地である。この大阪平野は、大阪堆積盆地の北東部に位置しており、第三紀鮮新世末から現在にかけて、継続的に構造的な沈降盆地を形成し、その中に堆積した厚い第四紀層を中心とする地層により構成されている。この第四紀層を主とする堆積層は、大阪平野域の厚いところで1500m前後になり、上位より沖積層・上部洪積層・大阪層群と区分されているが、台地・段丘部には上部洪積層が、周辺丘陵部には大阪層群が露出する構造となっている（図-1）。また、帯水層として大量の地下水を貯留しているため、地下水利用が行われ、それに伴う地盤沈下等の障害が過去に発生した経緯がある<sup>1)</sup>。

大阪平野地下水シミュレーションモデル構築の第一段階として、この地層構造のモデル化を行った。モデル化範囲として、北西を六甲山地、北を北摂山地、東を生駒山地、南東を金剛・和泉山地に囲まれ、西側は大阪湾に面した東西約35km、南北約50kmの範囲を設定した。地質構造モデルの作成にあたり、大阪平野地下の地層境界の標高分布の作成を行った。沖積層からMa12層については、沖積上部層（層厚5~10m）、沖積粘土層（Ma13層、層厚10~15m）、沖積下部層（5~10m）、第1洪積砂礫層（天満層、10~15層）、Ma12層（5~10m）の区分を行った。Ma12層の下位では、比較的厚く側方連続性が良く確認地点も比較的多いMa9層について、深層ボーリング資料や反射法地震探査断面などを用いて分布図を作成した。ここで、Ma12層からMa9層までを第2洪積砂礫層上部（80~120m）として区分し、Ma9層より下位を第2洪積砂礫層下部（数100m~1000m以上）としている。Ma9層以下の層区分が上位の層区分に対して非常に大きくなっているため、その下位の地層境界としては、Ma6、Ma3、Ma-1層の分布図を作成した。また、基盤岩上面深度に関しては、重力探査資料から算定された基盤深度資料をもとに作成した。

代表的な地層の平面分布の特徴を示すと、沖積層（難波累層）の分布は大阪平野および大阪湾の東部に広く分布し、東大阪では標高-20m前後、西大阪地域で標高-30m前後、大阪湾内で標高-30m以下にその下限をもつほか、河川に沿う沖積層低地にも厚さ5m前後で分布する。第1洪積砂礫層（天満層）は、東大阪で標高-30m、西大阪で標高-40m、大阪湾で標高-50m以下にその下限をもち、大阪平野や大阪湾の地下に広く分布する。Ma12層は、地殻変動の影響を受けていて、東大阪の基盤ブロックの上町台地側（西部）が隆起し、生駒縁辺側（東部）が沈降する傾動運動によって傾斜し、上町台地の東側では削剥されて分布が途切れる。このため、東大阪地域と西大阪地域・大阪湾の2地域に分かれて分布する。Ma9層は、さらに地殻変動の影響を強く受けていて、東大阪地域の東部や大阪湾では-180m前後に分布するが、上町台地およびその北方では削剥されて分布しない。

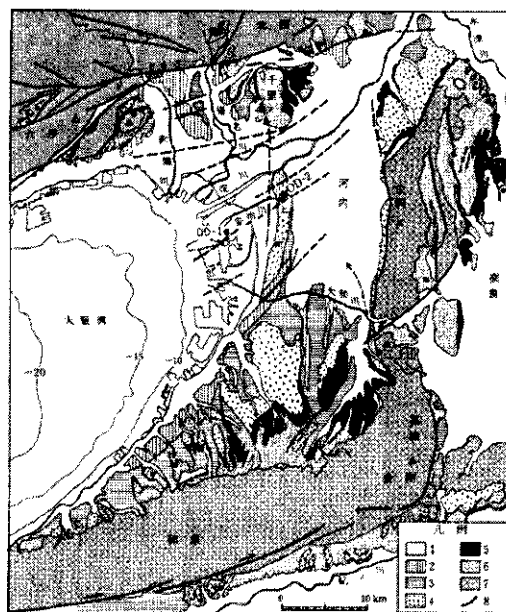


図-1 大阪平野地質図<sup>2)</sup>

このように作成した各地層の平面分布図を数値化して重ね合わせることで、大阪堆積盆地の三次元数値データを作成した。作成した三次元地質構造モデル図を図-2に示す。図中の濃色の所は基盤岩であり、大阪平野が堆積盆地構造であることが地質モデル化されている。

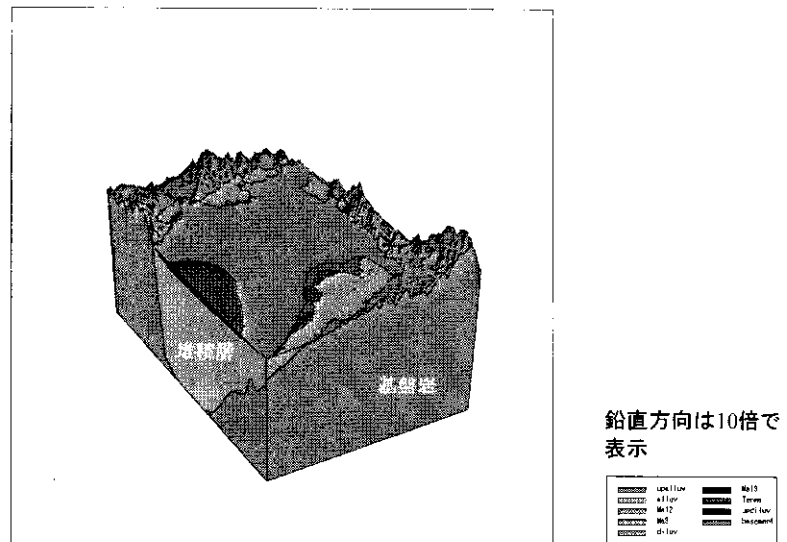


図-2 三次元地質構造モデル図

## 2) 解析モデルの設定

基本モデルは、大阪平野の地下水利用等の応用研究のベースとなるシミュレーションモデルとなることを目的とするものである。広域地下水の問題に対するこれまでの研究では、地下水の流れは帯水層内で水平方向が卓越し、鉛直方向は加圧層内を垂直に移動する

ものと近似した準三次元モデルの適用が一般的であった。しかし大阪平野の堆積構造は、帯水層である砂礫層と粘土層が比較的成層構造である地点が多いものの、平野周辺域や上町台地付近では、各層の連続性が悪くなり、地点により欠層となったり下位の帯水層が地表に露出するなど複雑である。このような地質構造において、帯水層間の鉛直方向の地下水流動を取扱うためには、単純化した準三次元モデルでは不十分と考え、構築する大阪平野地下水涵養モデルは三次元モデルとした。

## 3) 解析コード

大阪平野地下水シミュレーションでは、大西・西垣により開発された有限要素法による飽和-不飽和浸透流解析プログラム UNSAF (UNsaturated-Saturated Analysis program by Finite element method)<sup>3)</sup>を用いるものとした。以下に飽和-不飽和浸透流の支配方程式を示す。

複数の地盤物性値を設定した不飽和領域内の単位要素内の浸透の水収支式は、間隙中の単位体積 (V) 当たりの水量 (V<sub>w</sub>) を表すパラメーターとして体積含水率 (θ) を用いる。すなわち、

$$\theta = V_w / V \quad \text{式 (1)}$$

である。なお、体積含水率は飽和状態では  $\theta = n$  となる。この式の間隙率を体積含水率に置き換えると、不飽和土中の一次元浸透流の連続方程式が得られる。

$$\frac{\partial V}{\partial x} = \frac{\partial \theta}{\partial t} \quad \text{式 (2)}$$

式 (2) にダルシーの式を代入すると、

$$\frac{\partial}{\partial x} \left( k \frac{\partial h}{\partial x} \right) = \frac{\partial \theta}{\partial t} \quad \text{式 (3)}$$

となる。ここで、透水係数 k は不飽和領域においては、飽和領域のように一定の値ではなく、地盤の飽和度あるいは体積含水率に依存する値である。式 (3) の両辺の未知数が異なるため、これを統一するために全水頭 (h) を次のように圧力水頭 (ψ) と位置水頭 (z) に分離して考える。

$$h = \psi + z \quad \text{式 (4)}$$

この式を式 (3) に代入し、右辺も ψ を変数に直すと、

$$\frac{\partial}{\partial x} \left( k \frac{\partial(\psi+z)}{\partial x} \right) = \frac{\partial n S_w}{\partial t} = n \frac{\partial S_w}{\partial t} + S_w \frac{\partial n}{\partial t} = (C + \alpha S_s) \frac{\partial \psi}{\partial t} \quad \text{式 (5)}$$

となる。ここで  $S_w$  は飽和度 ( $0 < S_w < 1$ ) である。また  $C$  は比水分容量で、 $\theta - \phi$  の関係 (水分特性曲線) の勾配の値である。また、 $\alpha$  は 1 で飽和領域、0 で不飽和領域を表す変数である。

式 (5) の誘導過程において、不飽和領域では負の圧力水頭の変動によって間隙率 ( $n$ ) の変化は生じないものと仮定している。式 (5) において、飽和領域を対象とした浸透流では右辺の比水分量 ( $C$ ) が 0 になり、次式になる。

$$\frac{\partial}{\partial x} \left( k \frac{\partial \psi}{\partial x} \right) = S_s \frac{\partial \psi}{\partial t} \quad \text{式 (6)}$$

式 (6) を二次元、三次元に拡張することも飽和領域を考える場合と同様である。たとえば鉛直二次元に対しては、

$$\frac{\partial}{\partial x} \left( k \frac{\partial \psi}{\partial x} \right) + \frac{\partial}{\partial z} \left( k \frac{\partial \psi}{\partial z} + k \right) = (C + \alpha S_s) \frac{\partial \psi}{\partial t} \quad \text{式 (7)}$$

となる。式 (7) が、飽和-不飽和浸透流の支配方程式となり、自由水面の位置は、圧力水頭が 0 の点を結ぶ面となる。

#### 4) 解析モデル条件

##### ① モデル化範囲

解析モデル化範囲は、構築した三次元地質構造モデル範囲のうち、基盤岩上の堆積層を対象とした。海側は海岸より約 10km 程度離れた地点を境界面に設定した。モデル化範囲の平面形状を図-3 に示す。大阪平野の堆積構造を地層モデルに忠実にモデル化することは計算容量の点から困難であるため、地層構造については地下水利用としての重要性や地質情報の充実度より、表-1 に示すように、上面から沖積層、天満層、Ma12 層、Ma12 層(下面)~Ma9 層(上面)、Ma9 層、Ma9 層(下面)~Ma6 層(下面)、Ma6 層(下面)~Ma3 層(下面)、Ma3 層(下面)~Ma-1 層(下面)、Ma-1 層(下面)~基盤岩の 9 層に代表した。このうち、Ma9 層および Ma12 層は連続した海成粘土層であり、明瞭な難透水層としてモデル化した。このようにして構築した三次元解析モデルの地層モデル化区分を図-4 に示す。これより、平野中央は陸域および海域とも No.1 層 (沖積層) が分布しているが、北部および南部では、No.1 層がなくなり No.2 層以深の層が地表面に露出している。

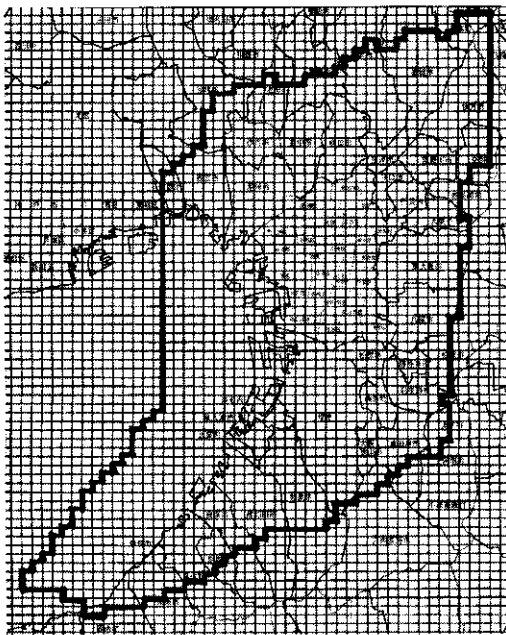


図-3 モデル化範囲

表-1 地層構造のモデル化

層序区分	モデル化区分	層厚	
沖積層	上部層	No. 1 層	30~50m
	中部粘土層		
	下部層		
上部 洪積層	天満層 (第 1 洪積砂礫層)	No. 2 層	30~100m
	Ma12 層	No. 3 層	
	第 2 洪積砂礫層	No. 4 層	50~100m
	Ma11 層		
	第 3 洪積砂礫層		
		Ma10 層	
大阪層群	Ma9 層	No. 5 層	
	Ma8 層	No. 6 層	50~100m
	Ma7 層		
	Ma6 層		
	Ma5 層	No. 7 層	50~100m
	Ma4 層		
	Ma3 層		
	Ma2 層	No. 8 層	50~100m
	Ma1 層		
Ma0 層			
	Ma-1 層		
		No. 9 層	500~1000m
基盤岩			



図-4 三次元解析モデルの地層モデル化区分

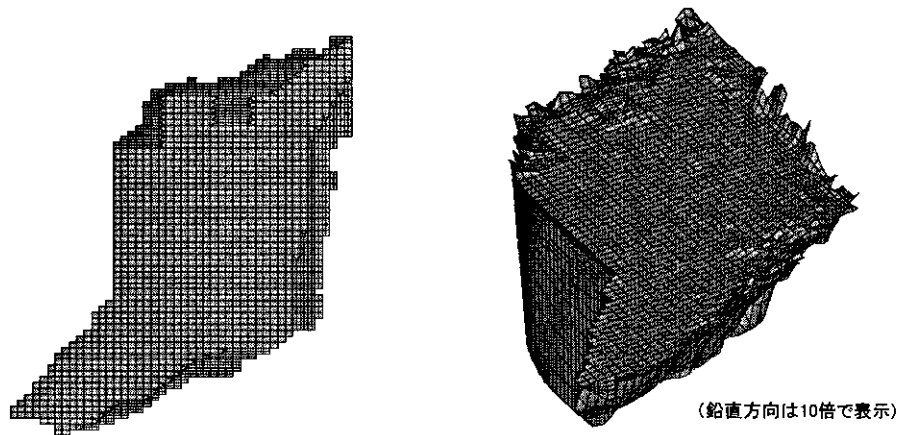


図-5 解析メッシュ図

② 解析メッシュ

平面的なメッシュ分割は、行政メッシュにあわせて南北920m×東西1140mとしたが、深部の地層が表層に露出している地域では地層区分が複雑になるため、南側および北側境界付近は南北方向の分割幅を半分に、東側境界付近では東西方向の分割幅を半分にした。作成した解析メッシュ図を図-5に示す。鉛直方向の分割は、各地層の層厚の変化や欠層を表現するために、要素境界面と地層境界面を一致させた。なお、解析メッシュの節点総数は55,354、要素数は51,425である。

③ 地盤物性値

透水係数・比貯留係数などの地盤物性値については、既往資料<sup>2),4),5)</sup>より参考となる値を初期設定した後、極端に特異でない値の範囲内で、同定計算により決定した。同一地層区分での平面的な不均質性については考慮していない。物性値変更の途中過程は省略するが、最終的に決定した値を表-2に示す。

表-2 地盤物性値

地層 No.	透水係数(m/s)		比貯留係数(1/m)
	Kx, ky	Kz	
No. 1層(沖積層)	$1.0 \times 10^{-8}$	$1.0 \times 10^{-8}$	$1.0 \times 10^{-6}$
No. 2層(天満層)	$5.0 \times 10^{-6}$	$5.0 \times 10^{-7}$	$1.0 \times 10^{-6}$
No. 3層(Ma12層)	$2.0 \times 10^{-9}$	$2.0 \times 10^{-9}$	$1.0 \times 10^{-4}$
No. 4層(Ma12_base~Ma9_top)	$6.0 \times 10^{-6}$	$6.0 \times 10^{-7}$	$1.0 \times 10^{-6}$
No. 5層(Ma9層)	$1.0 \times 10^{-9}$	$1.0 \times 10^{-9}$	$1.0 \times 10^{-4}$
No. 6層(Ma9_base~Ma6_base)	$3.0 \times 10^{-6}$	$3.0 \times 10^{-7}$	$1.0 \times 10^{-6}$
No. 7層(Ma6_base~Ma3_base)	$2.0 \times 10^{-6}$	$2.0 \times 10^{-7}$	$1.0 \times 10^{-6}$
No. 8層(Ma3_base~Ma1_base)	$2.0 \times 10^{-6}$	$2.0 \times 10^{-7}$	$1.0 \times 10^{-6}$
No. 9層(Ma1_base~不透水基礎)	$5.0 \times 10^{-6}$	$5.0 \times 10^{-7}$	$1.0 \times 10^{-6}$

これより、帯水層の透水係数は鉛直方向が水平方向より1オーダー小さく得られた。また、No.1層(沖積層)は難透水となった。これは、No.1層は沖積上部層・中部粘土層(Ma13層)・沖積下部層を一括りでモデル化しているため妥当な設定と考えた。

④ 境界条件

解析モデルの境界条件は水理地

質構造をもとに以下のように設定した。

・西側境界面

地質構造モデル図に示されるように、モデル化範囲とした大阪湾の海底下にも陸域と同様に沖積層や大阪層群が分布している。西側（海側）境界面の境界条件は、これらの各層について、それぞれの帯水層特性に応じた水頭既知もしくは流量既知条件が設定されるべきであるが、海底地盤下の地下水に関する有用なデータを得ることが出来なかったため、海側側方境界は、不透水境界として側方からの水の出入りを考慮しない条件を設定するものとした。

・東側・南側・北側・底面の境界面

モデル化した堆積層のこれらの境界面は、大部分が基盤岩に面している。ここでは、これらの基盤岩から帯水層への地下水流入はほとんどないものと考え、これらの境界面は不透水境界条件とした。ただし、平野の北東部にあたる淀川に沿った地域は、京都盆地に賦存した地下水がこの断面を通過してモデル内に流入すると考え、モデルの側方境界には初期水頭値で水頭一定条件を設定した。

・地表面

本解析の目的が深部の被圧帯水層の大局的な地下水挙動を捉えることであることと、不飽和域を考慮するためには地表付近の不飽和帯を鉛直方向に細かく要素分割することが必要となり、モデルの要素数が非常に大きくなることを考慮し、本モデルでは、飽和浸透流解析を実施する。したがって、陸域におけるモデル地表面は、地下水位固定条件を設定した。ただし、境界に近い山側の地下水位は地形標高よりも低いものと考え、山側境界水位については、同定計算の結果、地形の接谷面高の3分の1に設定した。また、海底は海水位(TP.0m)で水位固定条件を設定した。

⑤ 解析期間

解析期間は、図-6に示すように、昭和30年代の大量揚水の時期の後、地下水の揚水規制により揚水量が大幅に減少し、地下水位が急速に回復している時期にあたる1978年から1999年の22年間とした。

⑥ 揚水量条件

解析モデルに与える地下水揚水量は、表-3に示す資料を用いた。図-7は平面位置の年平均揚水量(同一地点における各深度の年平均揚水量の合計)のうち、1990年の揚水量分布であり、大阪平野では淀川に沿った北摂地域、東大阪地域および泉州地域で揚水量が多く、揚水規制のある大阪市域ではほとんど揚水が記録されていない。

湧養モデルの入力データとして必要な揚水地点(位置、深度)と各地点別の揚水量について、整理されたデータはないため、各市町別の月間揚水量の年間揚水量に対する比率を表-3の資料②より、深度別揚水率を資料③より求め、解析メッシュ(表層節点)地点の年間揚水量である資料①に同比率を適用することにより、入力データを作成した。

解析対象期間(1978年～1999年)の揚水量を、モデル化した地層区分別に図-8に示す。大阪平野の揚水量は22年間で約2/3に減少している。また、主に揚水を行っている帯水層はMa9層以深(モデルのNo.6～No.9層)であり、各年の全揚水量の9割以上を占めている。

⑦ 初期条件

解析の初期条件として、計算開始時点(1978年1月)の水頭分布をモデルに設定する必要がある。ただし、モデル化範囲の三次元的な水頭分布を把握するために十分なデータは得られなかったため、計算開始時点(1978年)の36点の観測地下水位データおよび観測井のない領域については、国土情報データベースの深井戸資料台帳<sup>7)</sup>を基に平面的な水位分布を作成し、その結果を三次元モデルに適用するものとした。水位分布の推定方法は、加重一次補完法を用いた。

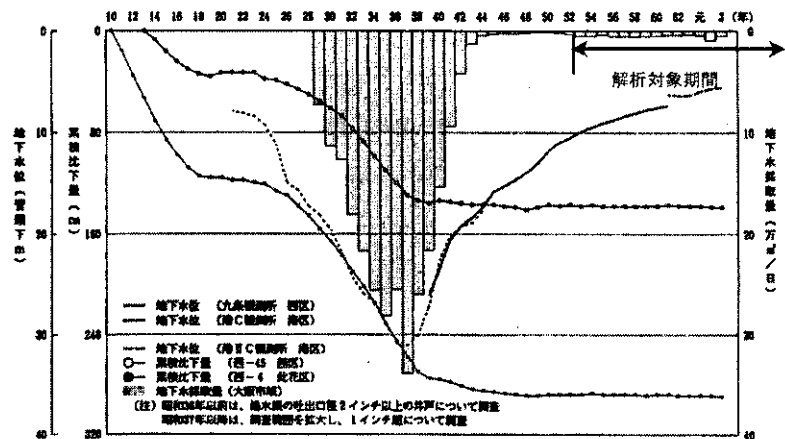
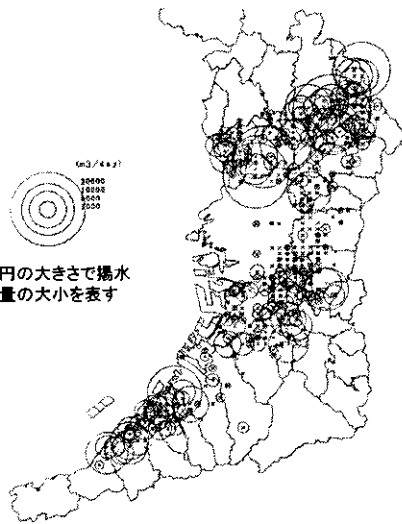


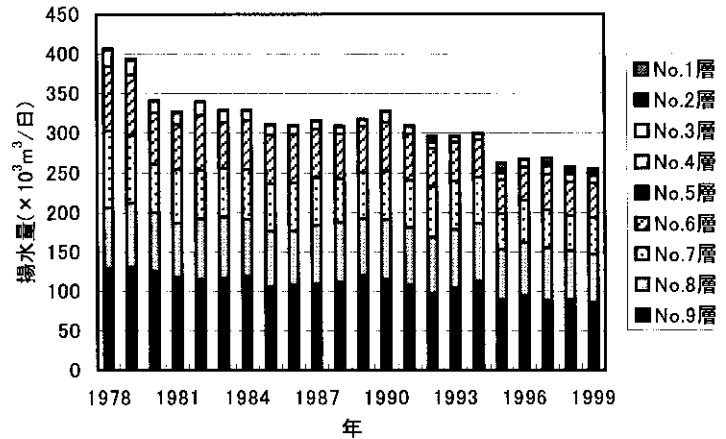
図-6 解析期間<sup>6)</sup>に加筆

表—3 揚水量設定に用いた資料

資料名	データ単位	資料の公示単位	1データの範囲	採取深度情報
① 大阪府 1km メッシュ別年平均揚水量	m <sup>3</sup> /日	年	1km 平面メッシュ	なし
② 大阪府市町別月平均揚水量	m <sup>3</sup> /日	月	市町	なし
③ 大阪府市町別深度別年平均揚水量	m <sup>3</sup> /日	年	市町	井戸深別の揚水量



図—7 平面位置の年平均揚水量分布(1990年)



図—8 揚水量条件

### (3) 基本モデルによる解析結果

#### 1) 同定計算による基本モデルの確立

構築したシミュレーションモデルのキャリブレーションのため、計算水位と観測水位が一致するまで水理定数及び境界条件を試行錯誤的に修正して計算を繰り返し、基本モデルの確立を図った。解析結果として、代表的なモデル計算結果検証地点を図-9に、計算水位と観測水位の比較を図-10に示す。

これより全域的に観測地と計算値に整合性が見られ、構築したモデルは大阪平野の広域地下水機構を大局的に表現しているものと見ることが出来る。ただし詳細に見ると、観測水位に見られる細かい水位変動までは再現されておらず、また東大阪地域の南郷、大阪平野南東の生野および泉南の田尻1については、計算水位が高く両者は一致しているとはいえないなど、課題点や改良の余地もある。

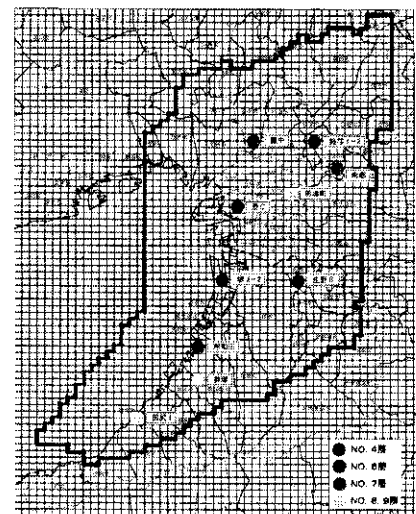
#### 2) 大阪平野地下水機構の考察

キャリブレーションによる基本モデル構築から得られた、大阪平野地下水機構について考察する。

##### ① 大阪平野の涵養機構

基本モデルの解析から得られた 1999 年における地表面からの年間涵養量を図-11に示す。これより、千里丘陵、生駒山麓、泉南地域の山麓で年間涵養量が多い。これらの地域は、いずれも下位の上部洪積層や大阪層群が地表に露出している所であり、大阪平野堆積層の主たる涵養域と推察される。

図-12は、基本モデルの水収支の経年変化を示している。水収支は正の値となり、1998年以降地下水賦存量は増加(回復)傾向にある。また、モデルへの流入は地表からの涵養が大半であり、モデルからの流出は揚水によるものが大半であることが示されている。



図—9 計算結果検証地点

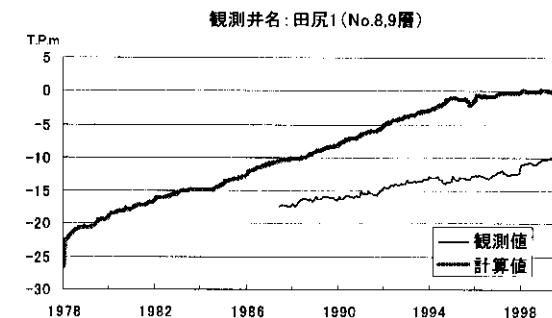
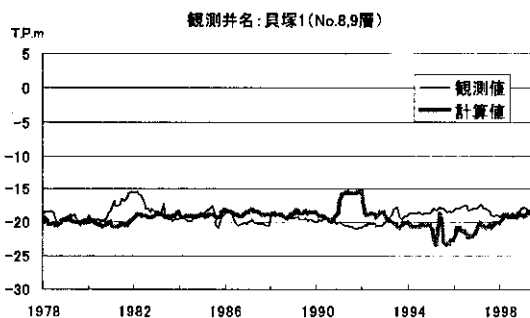
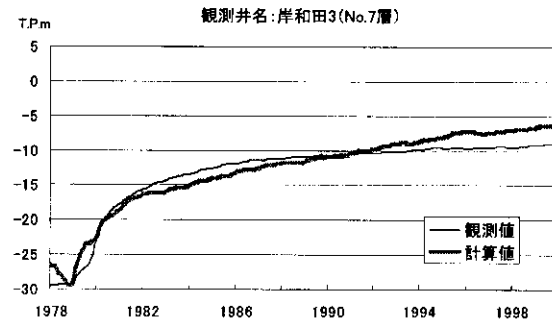
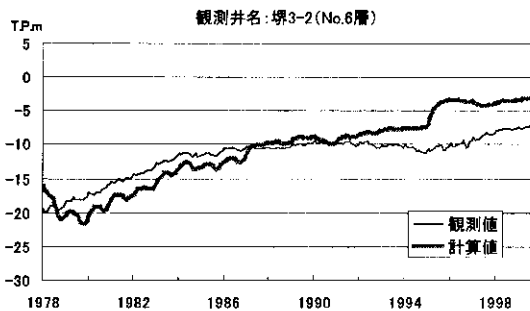
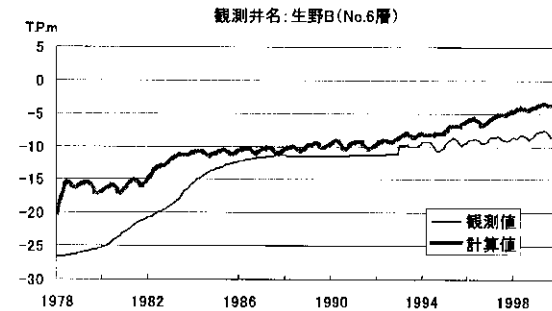
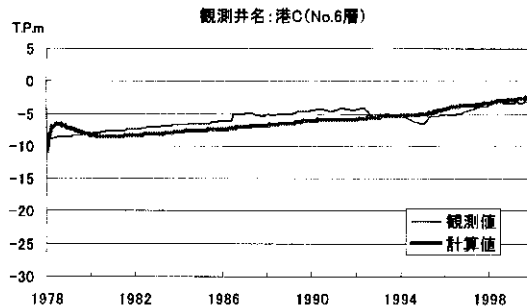
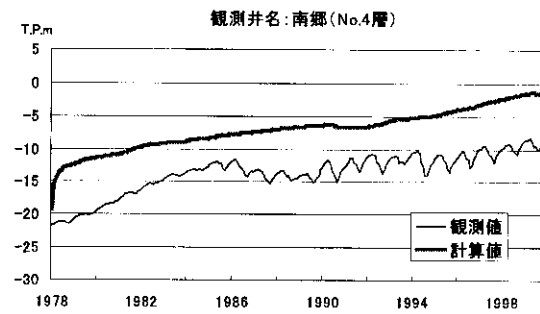
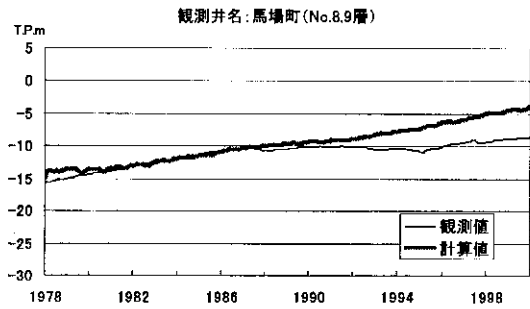
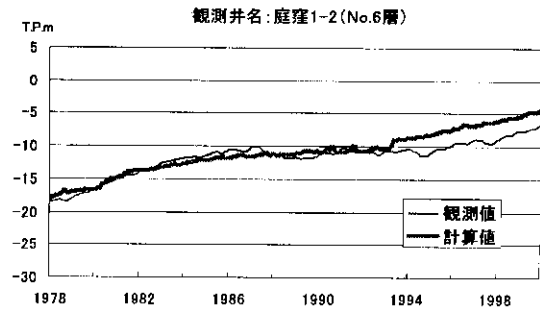
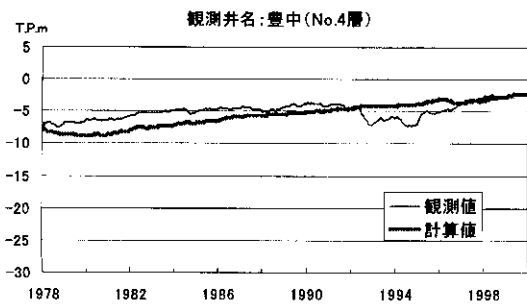


図-10 計算水位と観測水位の比較

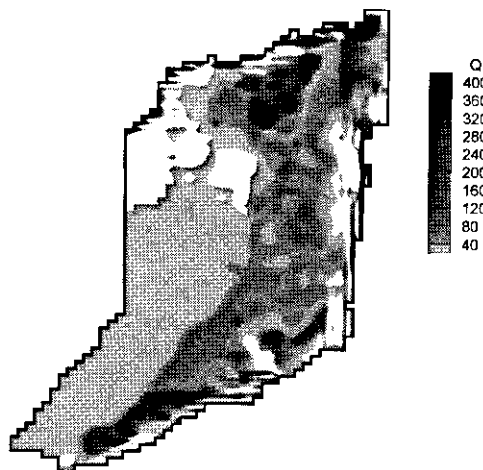


図-11 地表面からの年間流入量算定値(1999年)

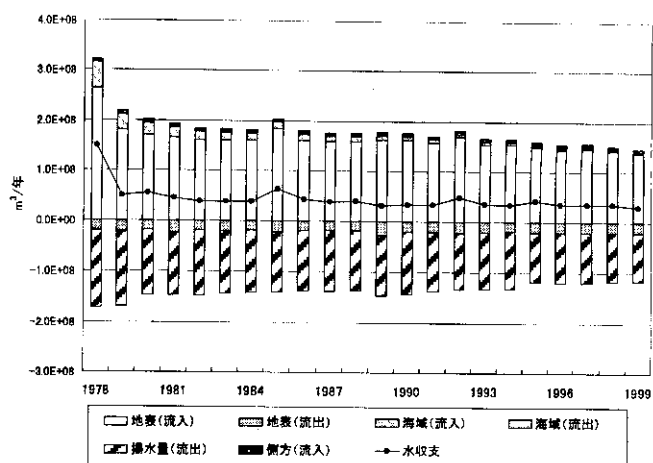


図-12 基本モデルの水収支算定結果

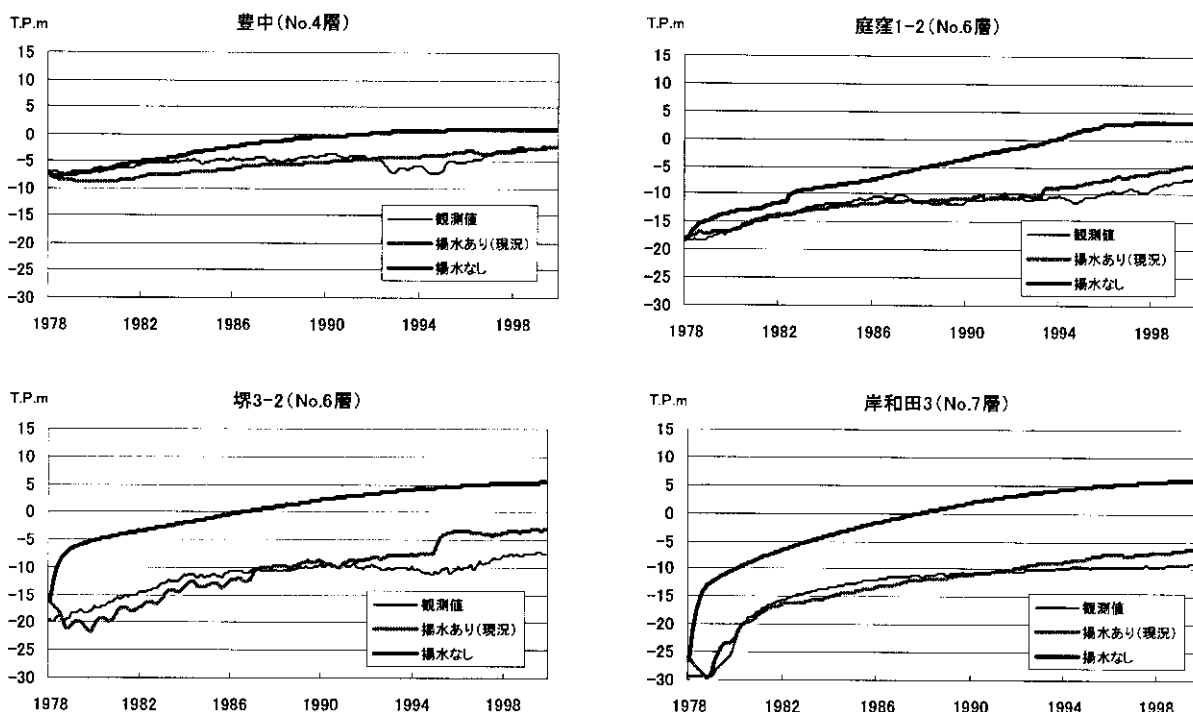


図-13 揚水条件の違いによる試算計算結果

## ② 現在の地下水揚水が地下水位に与える影響

構築した基本モデルを用いて、全く地下水揚水を行わないケース（揚水なし）の計算を行い、現在の地下水揚水が地下水位およびその回復に与える影響について検討した。計算水位の比較を図-13に示す。揚水を行わないケースは、いずれの地点でも計算水位が高くなる。しかし、揚水なしの場合でも、計算水位は上昇を続け、時間をかけて回復する傾向が見られる。これは、計算開始時点の地下水位が揚水の影響のみで低下しているのではなく、それ以前からの地下水位の変遷過程に位置していることを示唆している。また揚水有無の差は、大阪平野北部地域では小さく、大阪平野南部地域の方が大きい傾向が見られる。これは、大阪平野南部地域は地下水規制区域外であり、地下水揚水量が多いためであると見ることが出来る。

これらの解析結果より、地下水位は1978年以前のおそらく昭和30年代の大量揚水の影響を受けており、1978年以降の地下水の上昇（回復）は1978年以降の揚水量の経年的な減少（図-8）だけではないことが強く示唆される。また、最近の揚水量は少なくなっているものの、現在の地下水揚水は地下水位分布、回復、涵養に影響を

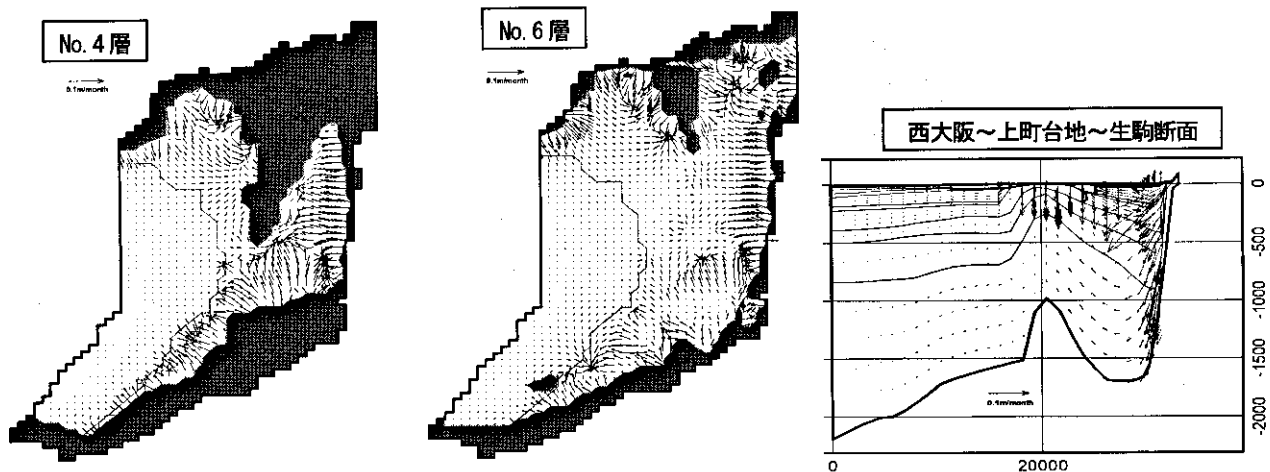


図-14 広域地下水流動算定結果

与えていることも推察される。

### ③ 広域地下水流動機構

基本モデルにおける、広域地下水流動機構について計算結果より考察する。図-14に、地下水の平面的・断面的流動を示す。地下水の平面的な流れとして、No.4層 (Ma9 上面～Ma12 下面) では、生駒山麓や千里丘陵など、前述の地下水涵養域と想定される地域を起点として、地下水が流動している。海域では流動はほとんどみられない。泉南地域では、揚水の影響で地下水流動方向が海岸線付近に集中している。No.6層 (Ma6 層下面～Ma9 層下面) でも、No.4層と同様に涵養域と想定される地域からの流動が大きい。地下水揚水地点に向かう流動が集中している地点が多く見られる。

鉛直断面上の流動については、図右側の生駒付近から主に地下水が流入し、大局的には堆積層の基盤に沿って流動していることが示されている。ここで、表層付近の水平及び鉛直方向の流動と山側から海へ向かう基盤の凹凸に沿った深層流の二系列の流れが識別される。海域では流動はほとんどない。

## (4) 大阪平野地下水涵養モデルの構築

基本モデルは、地表面で水位固定した飽和解析モデルであり、地表面からの涵養機構を表現することが出来ないため、基本モデルをベースとして大阪平野の広域涵養機構を評価するモデル (涵養モデル) を構築した。

### 1) 地下水涵養量の算定

既往構築した基本モデルは、地表面水位固定条件とした飽和浸透流解析モデルであったため、本モデルでは地表面に降雨浸透条件を設定することにより涵養機構をモデル化した。降雨浸透による地下水涵養量は以下の式で求めた。

$$IF = (P - E) \times R \quad \text{式 (8)}$$

ここで、 $IF$ : 地下水涵養量,  $P$ : 降雨量,  $E$ : 蒸発散量,  $R$ : 涵養条件評価点である。解析モデルの陸域の地表面に、式 (8) 式で算出した地下水涵養量をメッシュ毎・月毎に設定した。算定に用いる諸値は以下のように設定した。

#### ① 降雨量

降雨量は、解析領域および周辺の約 30 地点のアメダス観測値を用いて、各観測点との距離の逆数による加重平均で各メッシュの降雨強度を設定した。

#### ② 蒸発散量

蒸発散量は、約 20 地点のアメダス観測点の日平均気温より Hamon の式を用いて、降雨量と同じ方法で設定した。

#### ③ 涵養条件評価点

各メッシュの土地利用区分、表層地質、地形傾斜について表-4 の評価点<sup>8),9)</sup>を参考を設定し、以下の式で涵養条件評価点を求めた。

$$\text{涵養条件評価点} = \text{土地利用条件評価点} \times \text{地質条件評価点} \times \text{地形条件評価点} \quad \text{式 (9)}$$

表-4 涵養条件評価に用いた評価点

土地利用条件			地質条件		地形（傾斜）条件	
土地利用区分	流出率	評価点	表層地質	評価点	平均傾斜	評価点
①道路	0.95	0.05	①岩盤	0.00	~1° 未満	1.00
②市街地：住宅地等	0.80	0.20	②大阪層群	0.75	1° ~3° 未満	0.80
③市街地：旧集落	0.60	0.40	③沖積粘土層	0.50	3° ~8° 未満	0.50
④市街地：中高マンション	0.45	0.55	④沖積砂質土層	1.00	8° 以上	0.00
⑤グラウンド	0.30	0.70				
⑥林地、畑、水田	0.20	0.80				
⑦水域	1.00	0.00				

※流出率は文献(6, 7)による  
 ※土地利用は国土地理院発行細密数値情報（10mメッシュ土地利用）を用いて年次別に区分

※1° ~：表面流出が起り得る  
 ※8° ~：畑地において土壌浸食が発生し得る

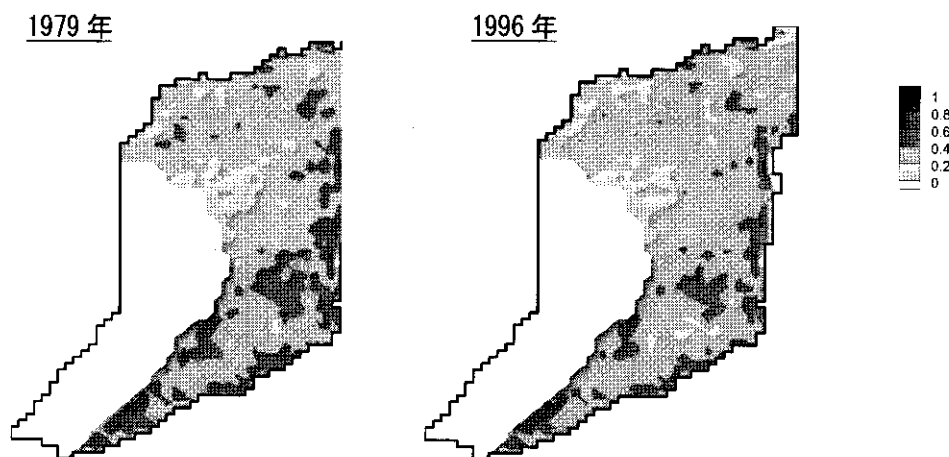


図-15 涵養条件変化点の平面分布

土地利用区分は、国土地理院発行細密数値情報（1979年、1985年、1991年、1996年）を用いて年次別に設定した。1979年と1996年の土地利用条件で算定した涵養条件評価点を図-15に示す。これより、大阪市中心域の変化は小さいが、周辺域で評価点が小さくなる傾向であり、特に東側（生駒山麓）と南側（泉北丘陵から泉南）で評価点の小さくなる領域が増加している。これは主に、住宅地の郊外への広がりにより土地利用形態が変化したためであり、これらの地域では地下水涵養量が減少していることを表している。

## 2) 地下水涵養量を考慮したシミュレーション

算定した涵養量を陸域地表面からの降雨流入条件として設定したモデルを構築して、飽和・不飽和浸透流計算を行った。解析期間は、基本モデルと同様に1978年から1999年の22年間とした。この時期は、昭和30年代の大量揚水の時期の後、地下水規制により揚水量が大幅に減少し、地下水位が急速に回復している時期にあたる。

浅層、GL-100m程度、GL-200m程度に位置する観測地点の計算水位と観測水位の比較を図-16に示す。基本モデルと同様に、涵養モデルも大阪平野の地下水分布・賦存状況を大局的に表現することが可能であると見ることが出来る。ここで、涵養モデルでの計算水位は、図化した地点も含めて基本モデルより概ね高くなる。また、涵養モデルでは基本モデルでは表せなかった細かな水位変動が示される。ただし、中之島地点のように基本モデルより整合性がよい地点もあるものの、生野地点のように計算水位の変動幅が過大であったり、堺地点のように計算水位が高すぎたりする地点が見られた。

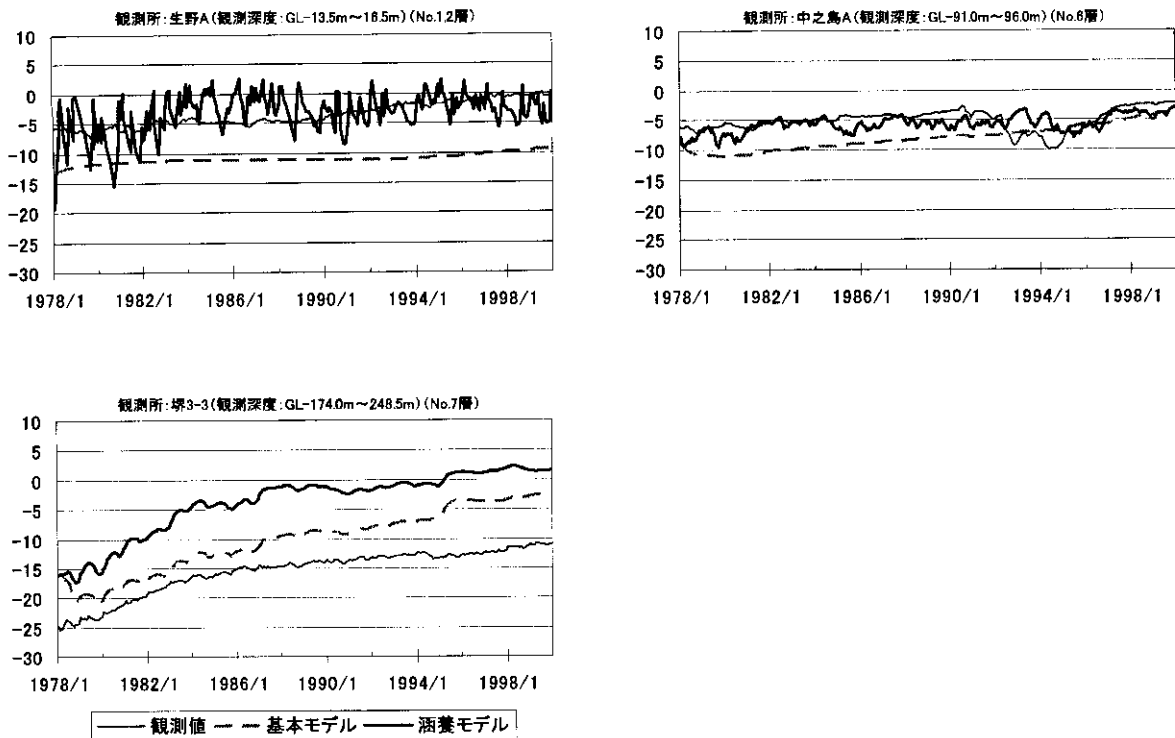


図-16 計算水位と観測水位の比較

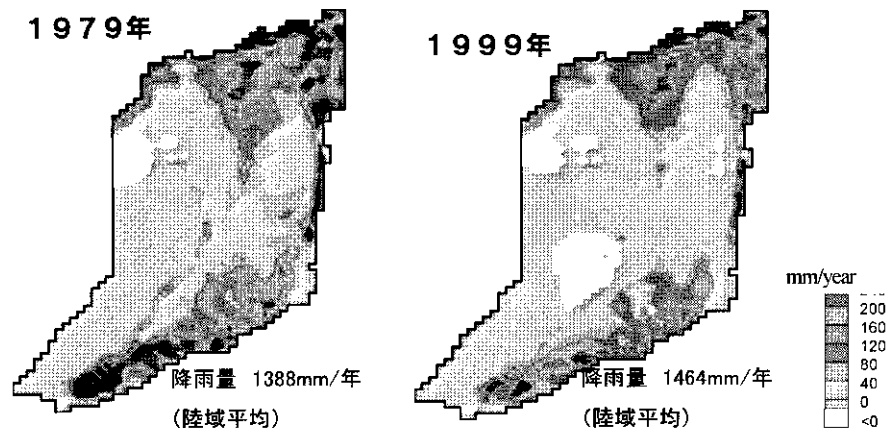


図-17 地表面からの涵養量算定結果

地表面からの涵養量算定結果を図-17に示す。図の白抜きは地下水の流出地点である。これより、平野南部の泉南地域、北摂地域、平野北東の交野から高槻地域および生駒山裾付近の涵養量が年間 200mm 以上と多く、市街地域は 80mm 以下と少ないことが示されている。また、全域において 1979 年から 1999 年の間に降雨涵養量が減少していることが明らかである。涵養量減少の原因としては、土地利用形態の変化（住宅地の郊外への拡大）が大きな要因であるとともに、近年の地下水位の上昇も一因となっていると考えられる。

#### (5) まとめ

大阪平野地下水涵養モデル（基本モデル）として、三次元有限要素法モデルの構築を行った。不明なパラメータや境界条件については、計算水位が観測地下水位と整合するように同定計算を行うことにより決定し、モデルの確立を図った。計算水位と観測水位は概ね良好な一致が見られた。この結果より、構築した基本モデルは、改良の余地はあるものの、大阪平野の広域地下水流動機構を大局的に表現することが出来るものと考えられる。

基本モデル構築により得られた知見をまとめると以下のようである。

- 1) 大阪平野における 1978 年以降の地下水位の上昇傾向は、昭和 30 年代の大量揚水の影響からの回復であると考えられる。
- 2) 大阪平野における地下水揚水量は現在では少なくなっているものの、地下水位、地下水流動、地下水涵養などに影響を与えているものと見られる。
- 3) 大阪平野の地下水流動は、表層付近の水平および鉛直方向の流動と、山側から海へ向かう深層流の二系列の流れが識別される。

また、基本モデルをベースに、土地利用条件別の降雨浸透を考慮することにより地下水涵養機構を考慮したモデルを構築し浸透流計算を行った。その結果、大阪平野では近年の住宅地の郊外への拡大により土地利用が変化し、地下水涵養量が減少していることが示された。

#### 参考文献

- 1) 三田村宗樹・内山美恵子・吉川周作：大阪平野地下の第四系帯水層の分布特性，地下水地盤環境に関するシンポジウム 2001 発表論文集，pp.53-63，2001.
- 2) 土質工学会関西支部・関西地質調査協会：新編大阪地盤図，コロナ社，1987.
- 3) 西垣誠・進士喜英：有限要素法による飽和不飽和浸透流解析-AC-UNSAF3D-プログラム解説およびユーザーマニュアル.
- 4) 岸尾俊茂・太田擴・山田功・橋本正・長屋淳一：現場透水試験から見た大阪地盤の水理特性，地下水地盤環境に関するシンポジウム発表論文集，pp.83-98，1994.
- 5) 霜上民生・岸尾俊茂・鎌田敏正・有本弘孝・小林圭・沖泰三：大阪地盤帯水層の水理特性，地下水地盤環境に関するシンポジウム発表論文集，pp.21-38，1995.
- 6) 戸上拓也：地下水位変動と地盤沈下，地下水地盤環境に関するシンポジウム発表論文集，pp.49-52，1995.
- 7) 全国地下水資料台帳 <http://tochi.milt.go.jp/tockok/tochimizu/F9/download.html>
- 8) 萩野喜作・横山尚秀・大木靖衛：酒匂川流域の水涵養機能評価，神奈川県温泉地学研究所報告，第 19 巻，第 3 号，pp25-36，1988.
- 9) 沖泰三・中屋眞司・伊藤正明：奈良盆地における地下水（その 3），地下水技術，Vol.36，No.12，pp109-119，1994.

## 7. 地下水管理のための広域地下水流動シミュレーション

### 7. 1 京都盆地を対象とした地下水管理システムの構築

#### (1) はじめに

京都府南山城地方は、京都盆地の南部に位置し、桂川、木津川、そして琵琶湖を水源とする宇治川の3河川が流入して京都～大阪府境で合流している。この地方は、周囲を基盤岩類の山地で囲まれ、その基盤岩類の上に沖積層や洪積層が厚く堆積しており、典型的な地下水盆地構造を呈している。よって、古くから上水道用だけでなく、農業用、産業用にも利用されてきた。近年当地域では、京都・大阪のベッドタウンとしての都市化が進み、開発されるとともに水需要は増加し、水資源としての地下水への依存度はますます高くなってきている。そのため、地下水の過剰揚水に伴う地下水位の低下、地盤沈下、が起こらないよう適切な地下水資源の管理が必要とされている。本研究は、南山城地方の中でも上水道での地下水への依存度が高い八幡市に着目し、当地域における地下水シミュレーションモデルの作成を行い、様々な条件下での揚水をシミュレーションすることにより、上水道用揚水井の維持管理を行っていくことを目的としている<sup>1),2),3),4),5)</sup>。

#### (2) 南山城地方の地質

図-1に京都南山城地方と八幡市の位置を示す。京都盆地は図-2に示す地質図からわかるように、四方を古生層・花崗岩などの基盤岩類の山地で囲まれている。これらの山地は、勾配を緩くしながら盆地中央部にもぐりこんでいると考えられる。このように碗状を呈した基盤岩類のうえに第三紀以降の堆積層が堆積し盆地が形成されている。図-3にその地層断面推定図を示す。基盤岩類は不透水層であり、その上位に堆積する洪積層・沖積層は未固結の透水層・難透水層の互層から成り、地下水を大量に貯留することができる。

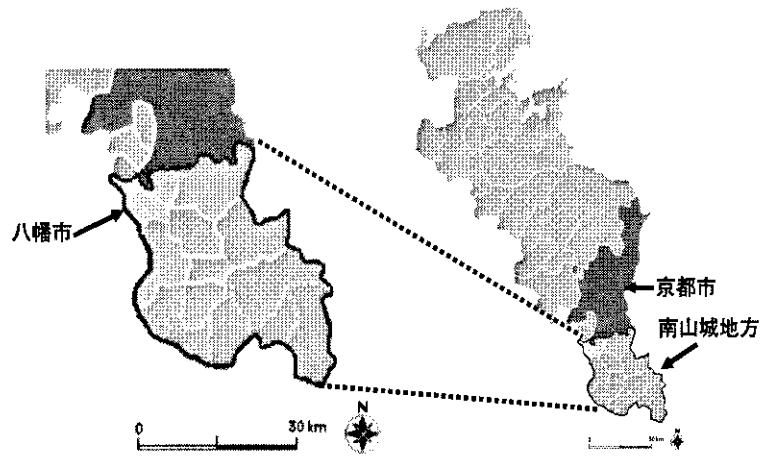


図-1 八幡市の位置図

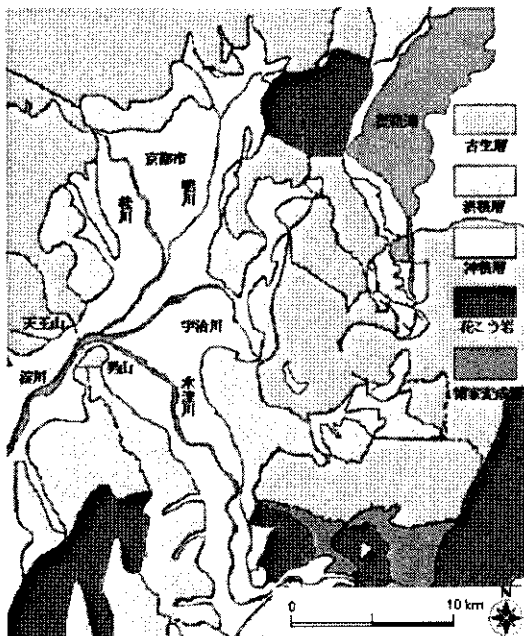


図-2 京都盆地地質図

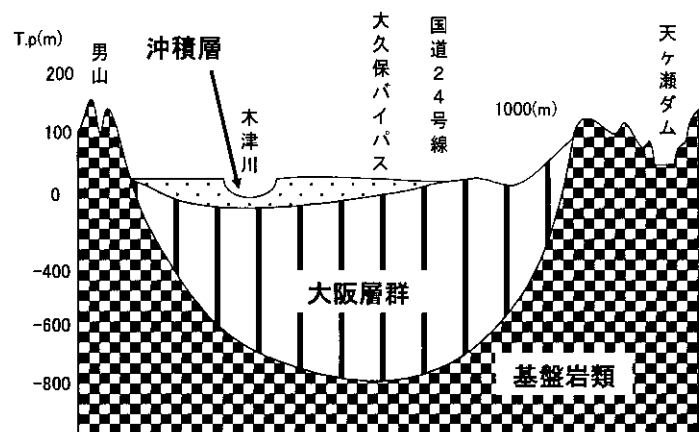


図-3 地層断面推定図

当地域における大阪層群は、浅部は砂・礫に富み、深部は粘土分が増し、層厚数mの砂・粘土の互層となる傾向がある。この傾向は地域によって多少異なるが、宇治丘陵、木津川右岸丘陵では、非常に砂・礫分に富み、150mのボーリング長のうち90%以上が砂・礫層で占められている井戸もある。木津川右岸に近い平坦部になると、砂・礫分の粒径が小さくなり、砂分が増加してくる。また深部では粘土分が増加してくるという傾向が顕著になる。木津川を越えて左岸になると、上記の傾向がますます顕著になり、ボーリング長に対する粘土層厚も60%を越える井戸がある<sup>6),7)</sup>。

### (3) 地下水利用状況

八幡市の人口は約76,000人である。それらの人々に供給する水の約50%（年間約400万 $m^3$ ）を、市内の中央部から東部に広がる平野部に設置された8本の井戸から地下水を揚水し送水している。この8本の井戸のほかにも、全国地下水資料台帳、京都盆地深井戸資料を整理した結果、109本の民間の井戸が確認された。これら117本の井戸の所在について図-4に示す。これら109本の井戸データを項目別に整理した結果、約7割にあたる73本の井戸が生活用水の目的で使われており、揚水量別に見ても全体の約5割が上記の目的で占めていることがわかった。このことより、当地域において地下水が市民の生活に非常に密着したものであることがわかる。深度別では、約8割の井戸が100mより浅くなっており、深度約150m～300mの地点にストレーナーが設置されている上水道用揚水井への影響はほとんどないと考えられる。さく井年次別では、1980年代、1990年代とさく井本数は増加しており、今後も当地域における地下水利用がますます盛んになるのではないかと考えられる。図-4～図-7に利用別、利用別揚水量、井戸深度、さく井年次別の順に資料を整理した結果を示す<sup>8),9)</sup>。

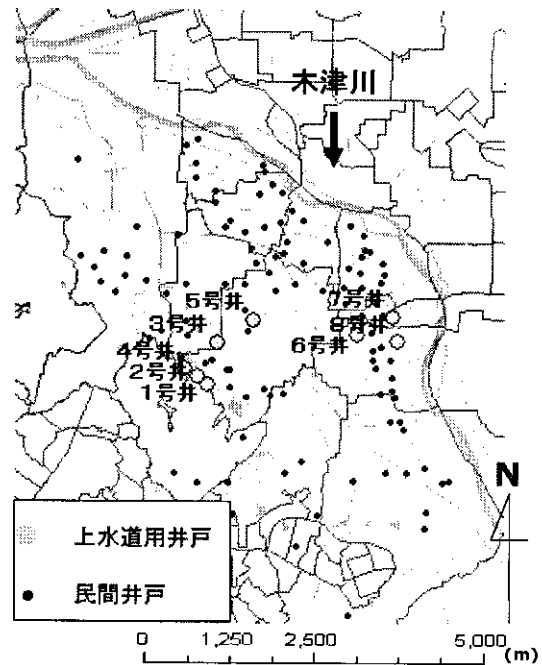


図-4 井戸の所在

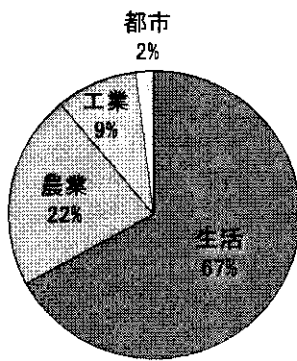


図-4 利用別

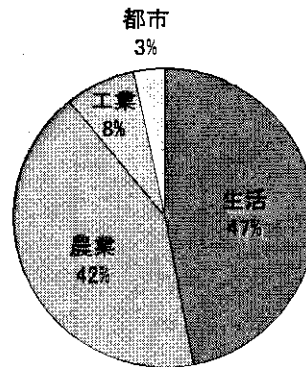


図-5 利用別揚水量

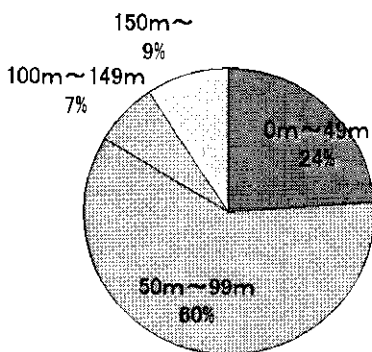


図-6 深度別

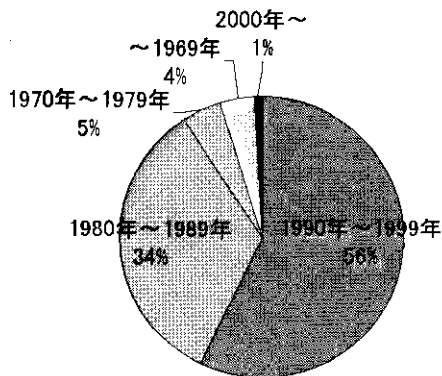


図-7 さく井年次別

(4) 上水道用揚水井

1) 上水道用揚水井の特性

1号井～7号井は1980年代に1号井から順に設置された。8号井のみが2003年に設置されている。3号井～8号井が深度約300mであるのに対し、1号井、2号井は深度約200mとなっている。この影響を受けて透水係数が他の井戸に比べて低い値をとっている。表-1に上水道用揚水井の特性、図-8に各揚水井の柱状図を示す。

表-1 上水道用揚水井の特性

	1号井	2号井	3号井	4号井	5号井	6号井	7号井	8号井
設置年月日	1980.3	1980.12	1982.12	1983.1	1984.1	1987.9	1988.1	2003.4
深度 (m)	200	234	300	300	300	301	300	302
口径(mm)	350	350	350	350	350	350	350	350
ストレーナー (m)	41	48.5	34.5	48	36	44	42	48
適正揚水量 (m <sup>3</sup> /day)	1650	1650	2160	1600	2000	3375	3750	3200
透水係数 (m/sec)	$1.98 \times 10^{-5}$	$4.37 \times 10^{-5}$	$2.30 \times 10^{-4}$	$8.58 \times 10^{-5}$	$3.50 \times 10^{-4}$	$2.73 \times 10^{-4}$	$3.55 \times 10^{-4}$	$2.31 \times 10^{-4}$

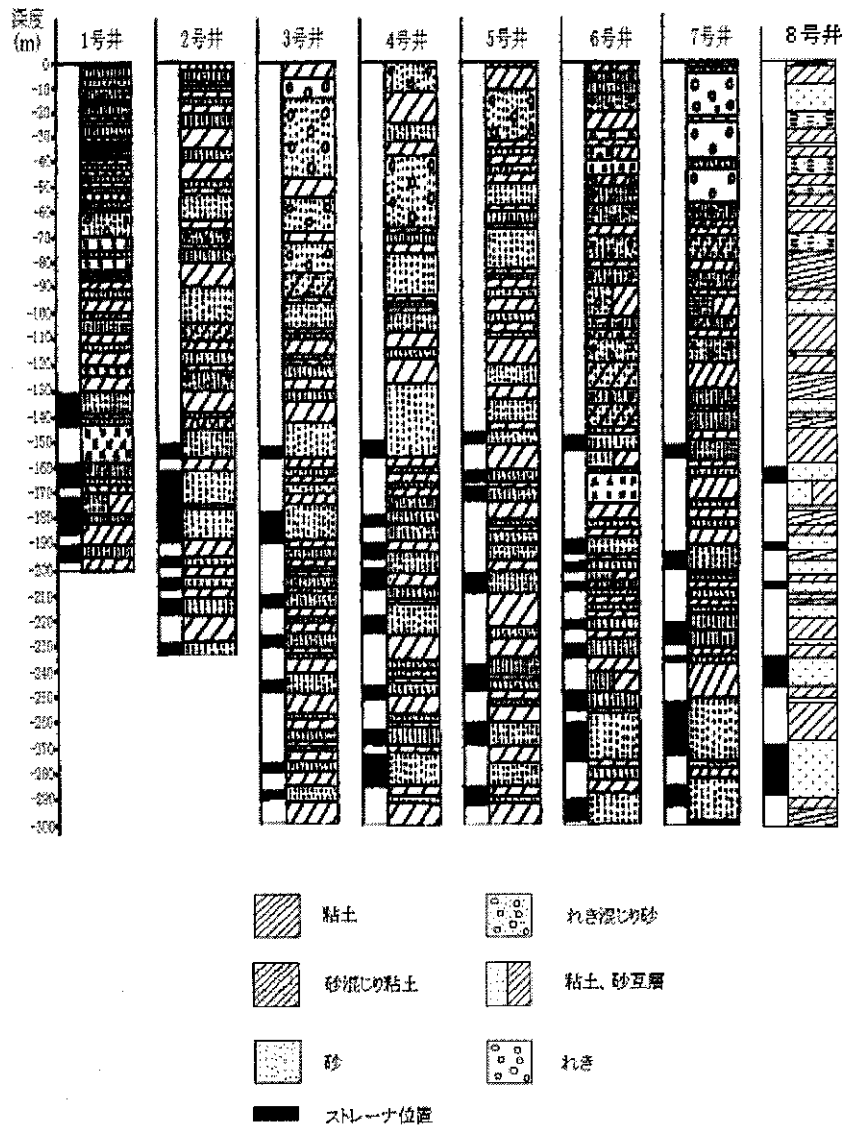


図-8 柱状図

## 2) 運転状況

1号井, 2号井は揚水による水位降下が大きいため運転は予備的なものに止まっていたが, 当地域における水需要が高まる中, 1999年に洗浄工事が行われ揚水を再開している。しかし, その後もその効果は認められず, 2003年4月より1号井, 2号井の揚水量を補う形で, 8号井の揚水が開始されている。3号井は, 2000年に二重ケーシングの工事を行ったため揚水を止めている。その他の揚水井については, 安定した揚水量を保ちながら現在まで運転を続けている。図-9にそれぞれの上水道用井戸の月毎の日平均揚水量を示す。

### (5) 解析モデル

#### 1) 解析手法

解析では有限要素法による飽和・不飽和浸透流解析コード UNSAF3D を用い, 境界条件や地盤の透水係数等のパラメーターを変更しながら, 流量を変化させている上水道用の節点で得られた水位を, 実際の水位と整合させることによりモデルの確立を図った<sup>10),11)</sup>。

#### 2) モデル化範囲

図-10に示す太線の範囲を解析対象範囲としている。東側の境界を木津川, 南部の境界を手原川, 西側の境界は地下水域境界をもとに設定した。ここでいう地下水域境界とは, 一つ以上の地下水体(水文地質的には帯水層単元)の集合であり, 平面的には, 流出区と涵養区を含めた水収支区全域と定義されている地下水域の境界である。基盤岩上の堆積層をモデル化の対象とし, その堆積層を対象地域におけるボーリングデータ, 井戸のストレーナー設置位置, 地質特性をもとに, 14の層に単純化して設定した。上から順にNO.1, NO.2, NO.3・・・としている。基盤岩形状については木津川沿いの7km, 中央平野部の南北方向2.4km, 東西方向3.6kmの側線で行われた反射法地震探査・重力探査法のデータをもとに作成した。図-11に地層ごとに色分けし, 鉛直方向を5倍表示したモデルの鳥瞰図(北西方向)を示す<sup>12),13)</sup>。

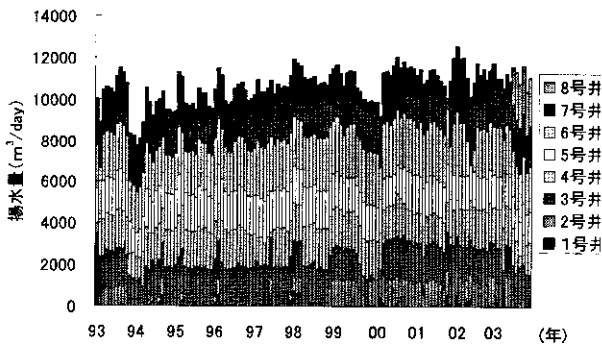


図-9 上水道用井戸の月毎の日平均揚水量

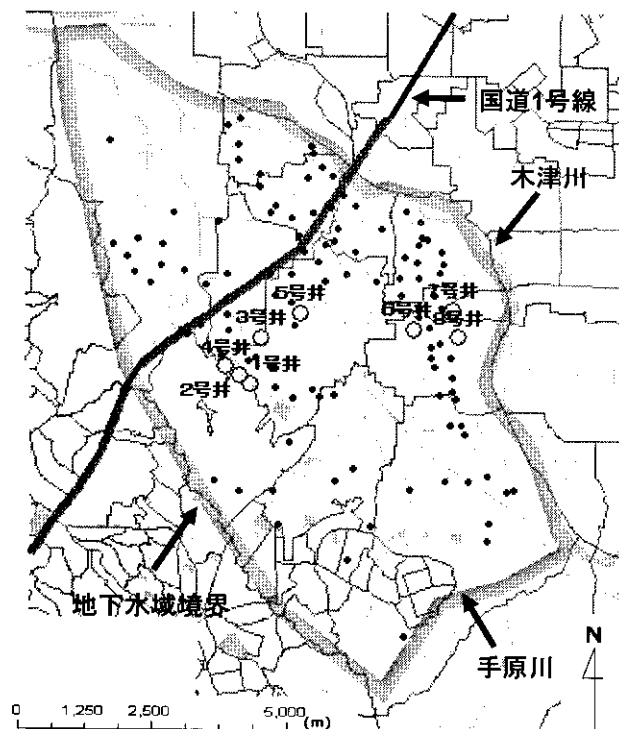


図-10 解析対象範囲

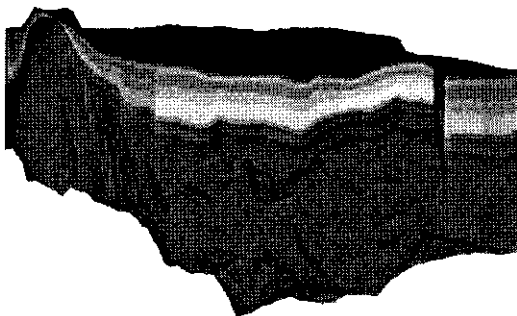


図-11 作成した地層モデル

### 3) 解析メッシュ

平面的なメッシュの分割は二次元自動要素分割プログラムを使用し、基本密度半径を200mに設定し作成した。民間の井戸の節点では最小密度半径を1m、上水道用揚水井では0.5mと設定し、その周辺で細かくメッシュ分割している。鉛直方向においては地層の境界と要素の境界を一致させ分割を行い、その地層の真ん中でさらに分割を行っている。解析メッシュの節点数は48925、要素数は90552となっている。図-12に作成した解析メッシュ図を示す<sup>14)</sup>。

### 4) 入力条件

境界条件は木津川、手原川において河川水位で水頭一定、地下水域境界・基盤岩では不透水境界、地表面では降雨量から蒸発散量を引いた値を月毎に既知流量境界として与えている。蒸発散量は、可照時間と気温から求めることができる Thornthwaite の経験式を用いて設定した。降雨量のデータは八幡市松井雨量観測所の観測記録、可照時間のデータは気象庁の京都府京田辺観測所の観測記録を用いた。民間の井戸については各資料に記載されている揚水量を既知流量境界として与え、上水道用井戸では月毎の流量の平均値を同じく既知流量境界として与えている。それぞれの井戸のストレーナー位置より、1号井、2号井はNO.11層から、その他の上水道用井戸はNO.11層、NO.13層で流量を変化させて揚水を表現している。初期条件は、これらの境界条件により各節点での標高の値を全水頭として初期条件を与え定常解析を行い、それを初期条件として93年～94年で非定常解析を行った結果を使用した。

### 5) 解析結果

#### ①地盤物性地

これらの入力条件をもとに、揚水を行っている層に関しては揚水試験の結果を、その他の層について文献を参考に地盤物性地の初期値を決定して、流量を変化させている上水道用揚水井の節点で得られた水位を、実際の水位と整合させることにより地盤物性値を決定した。表-2に決定した地盤物性値を示す<sup>15)</sup>。

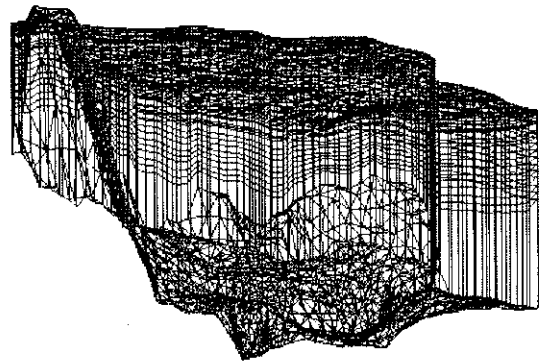


図-12 解析メッシュ図

表-2 地盤物性地

地層 NO	透水係数 x (m/s)	透水係数 y (m/s)	透水係数 z (m/s)	比貯留係数 (1/m)	有効間隙率
NO. 1	$8.0 \times 10^{-3}$	$8.0 \times 10^{-3}$	$8.0 \times 10^{-3}$	$6.0 \times 10^{-3}$	0.40
NO. 2	$5.0 \times 10^{-6}$	$5.0 \times 10^{-6}$	$5.0 \times 10^{-7}$	$1.0 \times 10^{-3}$	0.60
NO. 3	$5.0 \times 10^{-3}$	$5.0 \times 10^{-3}$	$5.0 \times 10^{-3}$	$5.0 \times 10^{-3}$	0.38
NO. 4	$4.0 \times 10^{-6}$	$4.0 \times 10^{-6}$	$4.0 \times 10^{-7}$	$8.0 \times 10^{-3}$	0.58
NO. 5	$1.0 \times 10^{-3}$	$1.0 \times 10^{-3}$	$1.0 \times 10^{-4}$	$4.0 \times 10^{-3}$	0.36
NO. 6	$3.0 \times 10^{-6}$	$3.0 \times 10^{-6}$	$3.0 \times 10^{-7}$	$6.0 \times 10^{-3}$	0.56
NO. 7	$5.0 \times 10^{-4}$	$5.0 \times 10^{-4}$	$5.0 \times 10^{-4}$	$4.0 \times 10^{-3}$	0.34
NO. 8	$2.0 \times 10^{-6}$	$2.0 \times 10^{-6}$	$2.0 \times 10^{-7}$	$4.0 \times 10^{-3}$	0.54
NO. 9	$1.0 \times 10^{-5}$	$1.0 \times 10^{-5}$	$1.0 \times 10^{-5}$	$1.0 \times 10^{-3}$	0.32
NO. 10	$1.0 \times 10^{-6}$	$1.0 \times 10^{-6}$	$1.0 \times 10^{-7}$	$2.0 \times 10^{-3}$	0.52
NO. 11	$8.0 \times 10^{-5}$	$8.0 \times 10^{-5}$	$8.0 \times 10^{-6}$	$7.0 \times 10^{-4}$	0.30
NO. 12	$1.0 \times 10^{-6}$	$1.0 \times 10^{-6}$	$1.0 \times 10^{-7}$	$1.0 \times 10^{-4}$	0.50
NO. 13	$5.0 \times 10^{-5}$	$5.0 \times 10^{-5}$	$5.0 \times 10^{-6}$	$6.0 \times 10^{-4}$	0.28
NO. 14	$1.0 \times 10^{-6}$	$1.0 \times 10^{-6}$	$1.0 \times 10^{-7}$	$1.0 \times 10^{-3}$	0.48

## ②上水道用揚水井

1993年～2003年の期間で、計算で得られた水位と実際の水位を比較した結果、以下のような傾向が認められた。全体的に揚水が与える短期的な影響はかなり高い精度で表現することができた。しかし、若干、6号井、7号井において観測値と計算値で違いが見られた。長期的な影響においては経年的に低下する水位を的確に再現するにいたらなかった。5号井においてこれはもっとも顕著に現れている。水位の絶対値に関しては、全体的に観測値より高い値をとる結果となった。図-13～図-20に1号井～8号井の上水道用揚水井の比較結果を示す。

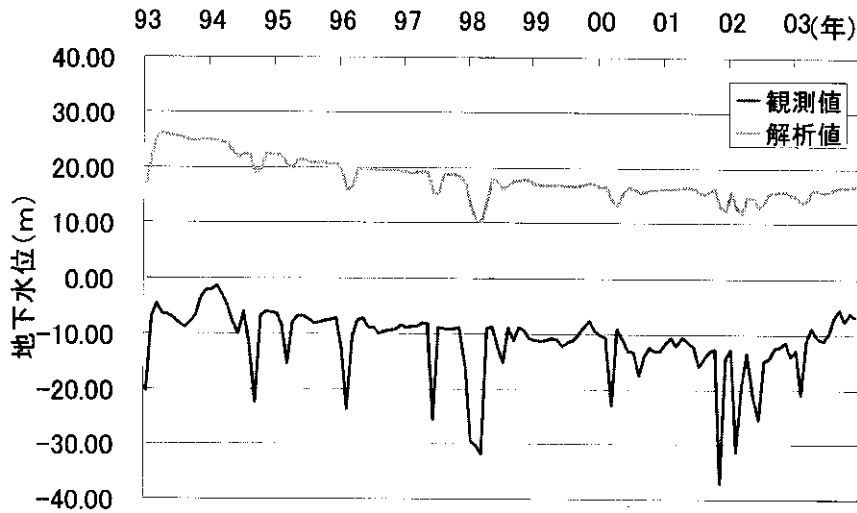


図-13 1号井での観測値と解析値の比較結果

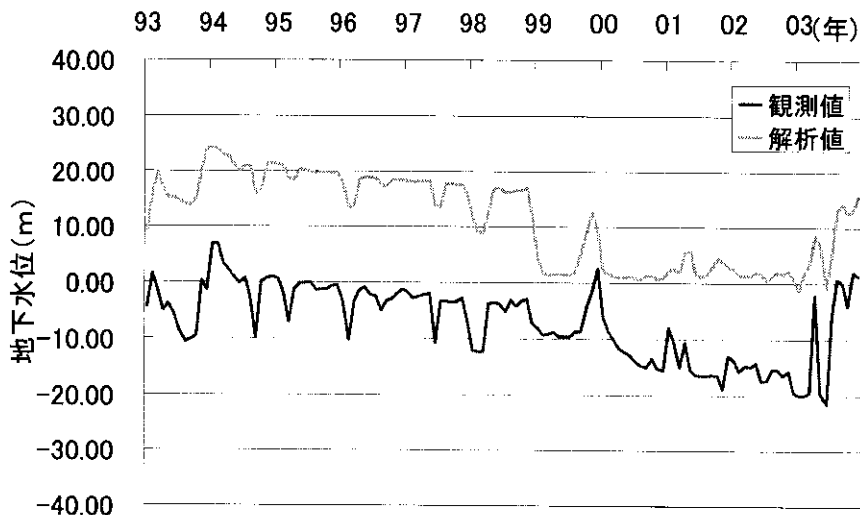


図-14 2号井での観測値と解析値の比較結果

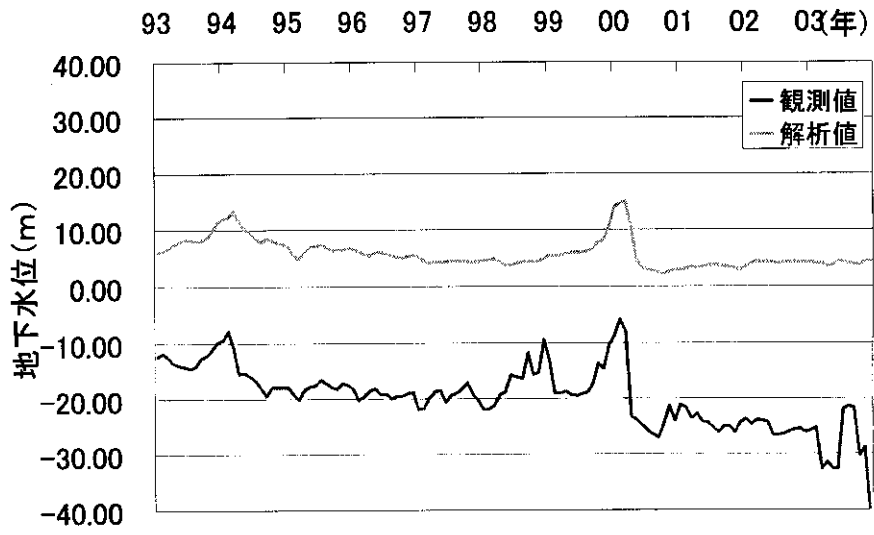


図-15 3号井での観測値と解析値の比較結果

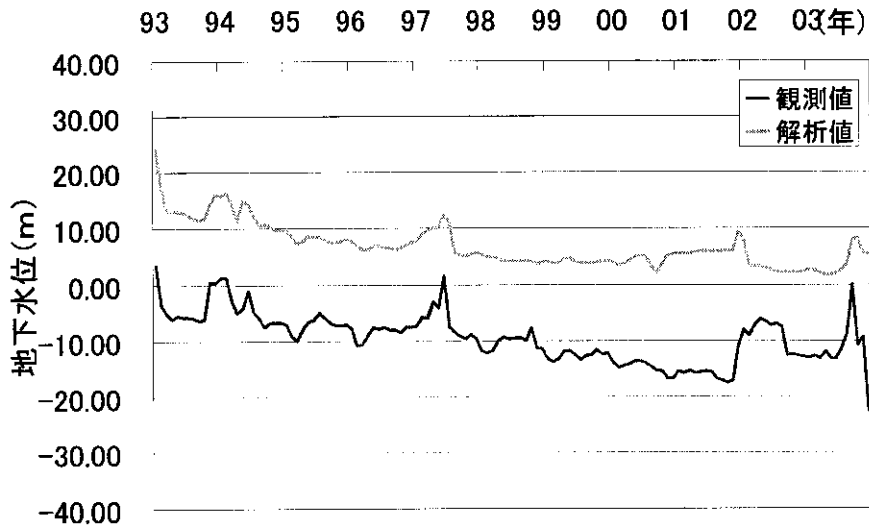


図-16 4号井での観測値と解析値の比較結果

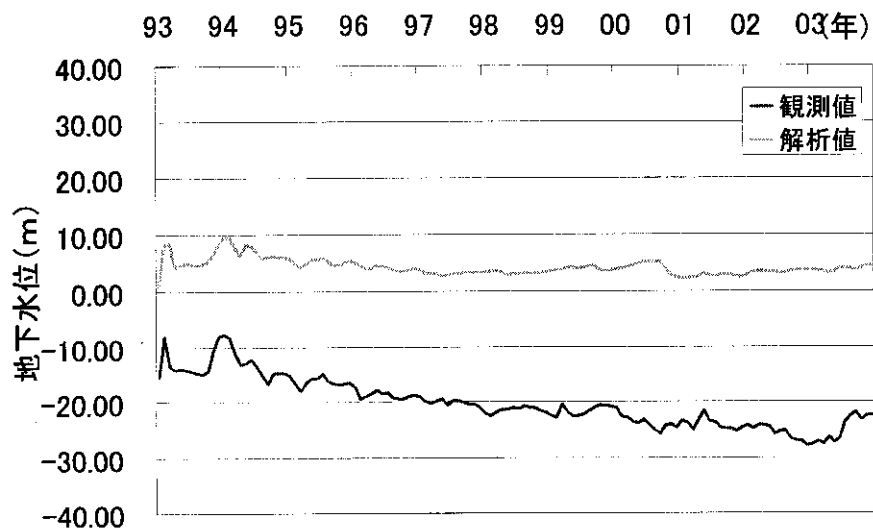


図-17 5号井での観測値と解析値の比較結果

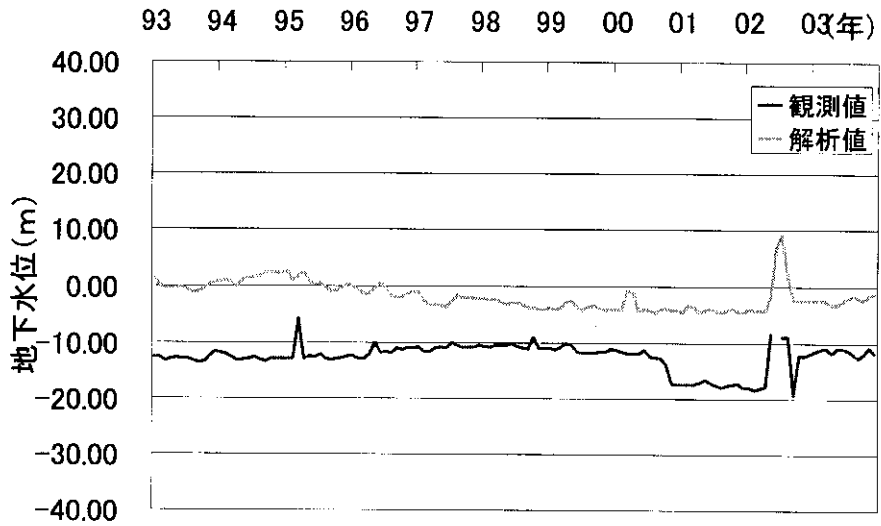


図-18 6号井での観測値と解析値の比較結果

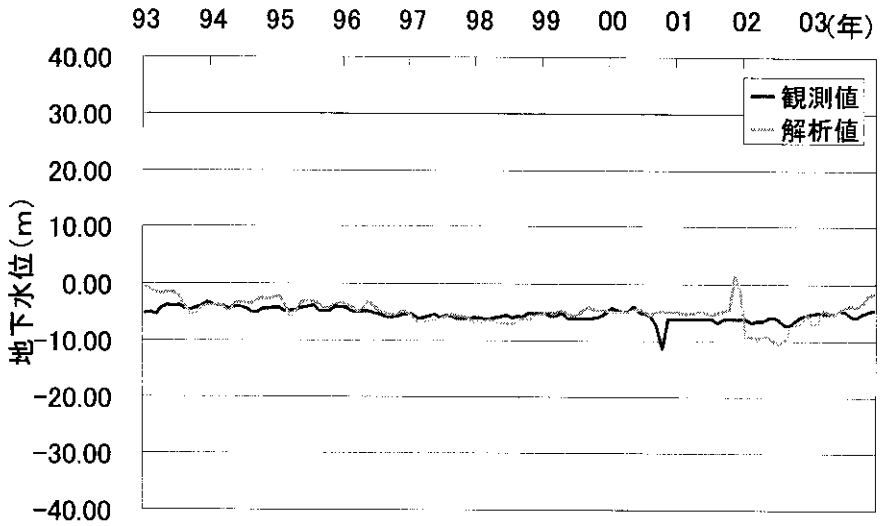


図-19 7号井での観測値と解析値の比較結果

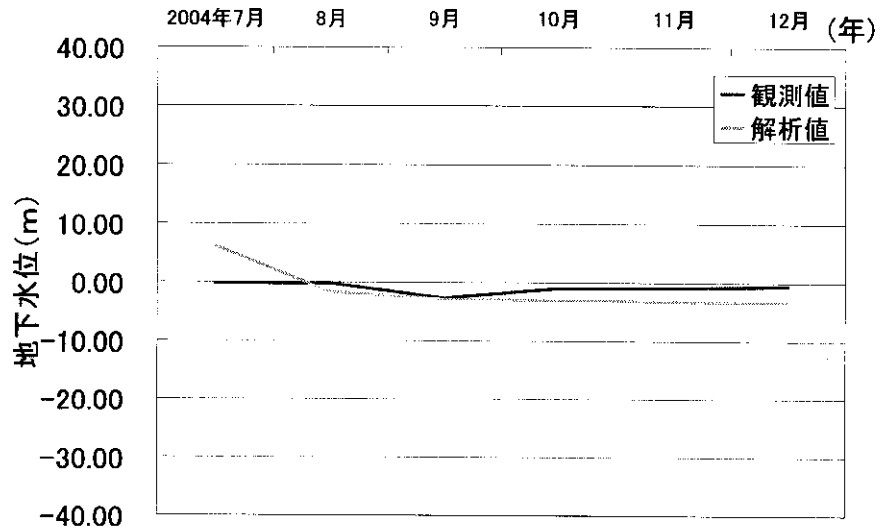


図-20 8号井での観測値と解析値の比較結果

### ③観測井

八幡市では7号井から約5m北側に、深井戸観測井と浅井戸観測井が設置されている。これらの井戸についても、上水道用揚水井同様に計算結果と観測記録の比較を行った。深井戸観測井では、7号井の揚水の影響を良い精度で表現することができた。しかし、2001年に観測水位では見られない一時的な水位回復が見られる。これは、モデルにおいて7号井の揚水量減少時に見せる水位回復が、実現象での水位回復より大きくなった影響である。浅井戸観測井では、経年的な変化を高い精度で表現することができた。図-21に深井戸観測井での比較結果を、図-22に浅井戸観測井の比較結果を示す。

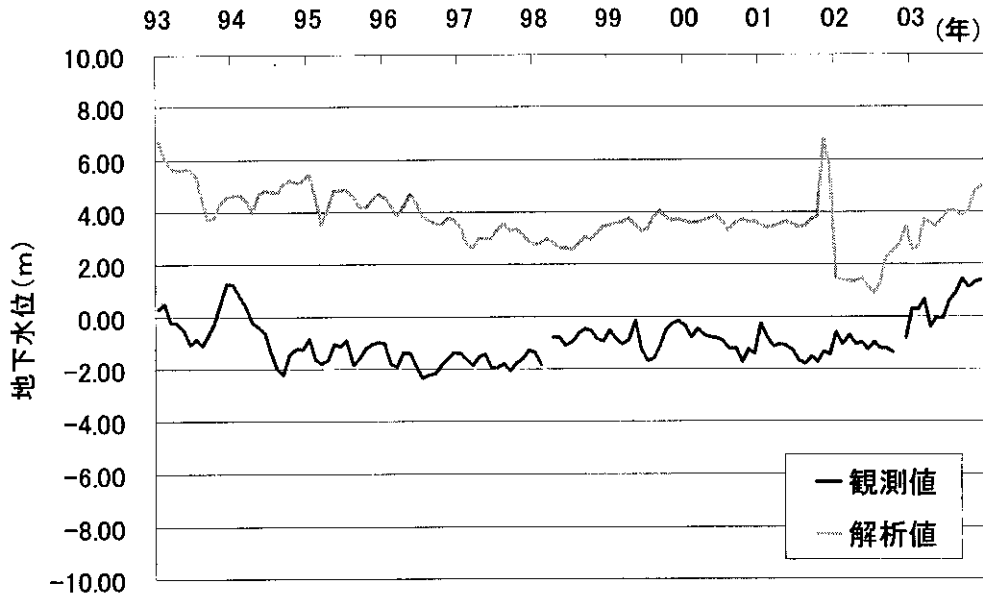


図-21 深井戸観測井比較結果

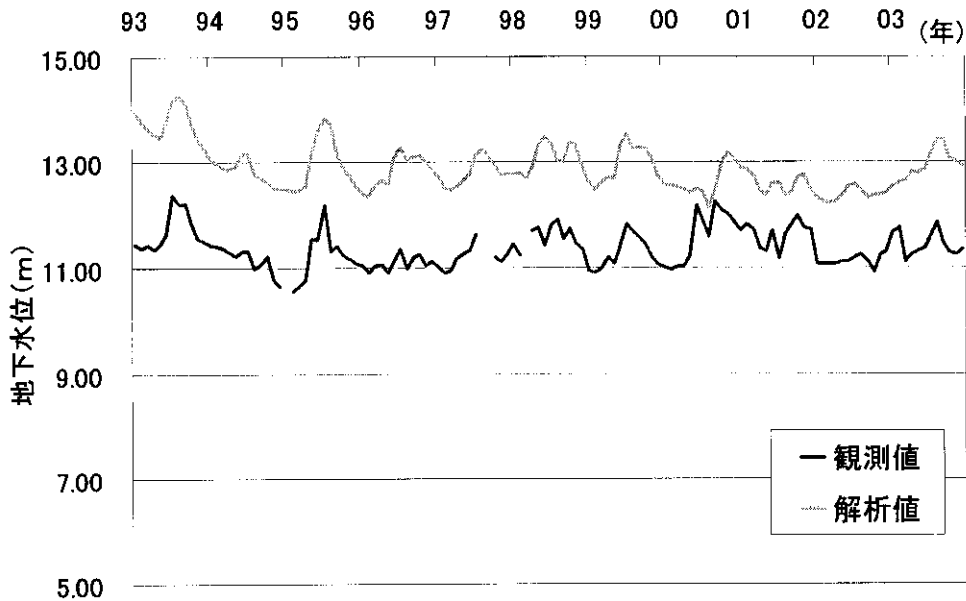


図-22 浅井戸観測井比較結果

## (6) おわりに

### 1) まとめ

京都府八幡市において地質特性、地下水利用状況の整理を行い、その情報も加味した地下水シミュレーションモデルの構築を行った。モデル確立において上水道用揚水井での地下水位を計算で得られる地下水位と整合させることにより地盤物性値、入力条件を決定し、その結果、上水道用揚水井、その他観測井において揚水による水位の変動を概ね良い精度で再現することができた。

### 2) 今後の課題

このモデルには下記に示すようないくつかの検討課題が挙げられる。

- ・揚水していないNO. 11層, NO. 13層以外での検討
- ・揚水井の水平方向への影響の検討
- ・地表面の浸透能に関する検討

上記で述べた検討課題は、いずれも観測井の設置数が少なすぎることに起因する課題である。

今後はこれらの課題の解決方法を模索するとともに、モデルの初期条件・境界条件といった入力条件、地層モデルの見直しを行うことにより、現在のデータに基づいた精度向上を目指す。さらに、このモデルを用い導水コスト・モデル化範囲全体の水位への影響を考慮した最適な揚水計画の提案方法・評価方法などを構築していきたいと考えている。

## 参考文献

- 1) 楠見晴重, 宮本尚人: 3次元浸透解析による広域地下水の揚水シミュレーション, 平成16年度土木学会関西支部年次学術講演会, III-6, 2004.
- 2) 楠見晴重, 宮本尚人: 京都府南山城地方における3次元浸透解析による揚水シミュレーション, 土木学会第59回年次学術講演会, II-074, 2004.
- 3) 楠見晴重, 宮本尚人: 京都府南山城地方における3次元浸透流解析による地下水揚水シミュレーション, 地下水地盤環境に関するシンポジウム2004-地下水の涵養と流動保全-, pp103-108, 2004.
- 4) 楠見晴重, 宮本尚人: 上水道用揚水井群の3次元揚水シミュレーション, 平成17年度土木学会関西支部年次学術講演会, 発表予定, 2005.
- 5) 楠見晴重, 宮本尚人: 上水道用揚水井群の最適揚水計画の一考察, 土木学会年第60回次学術講演会, 発表予定, 2005.
- 6) 同志社大学校地学術調査委員会: 南山城の自然史, pp.6, pp.13, 1978.
- 7) 中村晋: 南山城地方の地下水資源について, 関西大学大学院修士論文, pp.3-29, 1983.
- 8) 全国地下水資料台帳: <http://tochi.mlit.go.jp/tockok/tochimizu/F9/download.html>
- 9) 全国鑿井協会 近畿支部: 京都盆地深井戸資料
- 10) 西垣誠, 進士喜英: 有限要素法による飽和不飽和浸透流解析-AC-UNSAF3D-プログラム解説およびユーザーマニュアル
- 11) 地下水涵養研究委員会: 大阪平野地下水機構に関する研究, 地下水地盤環境に関するシンポジウム2003 発表論文集, pp.65-79, 2003.
- 12) 地下水要覧編集委員会: 地下水要覧, pp.711-720, 山海堂, 1988.
- 13) 横倉隆伸, 駒沢正夫, 山口和雄, 田中明子, 加野直巳, 伊藤忍, 大滝壽樹, 稲崎富士: 京都盆地南部低地境界周辺における反射法探査・重力探査に基づく地下構造, 日本地震学会2003年度秋季大会年次学術講演会概要集, 2003.
- 14) 谷口健男著: FEMのための要素自動分割 デローニー三角分割法の利用, 森北出版, 1992
- 15) Spitz, K. and Moreno, J. 著/岡山地下水研究会訳: 実務者のための地下水環境モデリング, 技報堂, pp.292-303, 2003.

## 7.2 大阪平野における広域地下水流動シミュレーション解析

### (1) はじめに

大阪は、淀川、大和川、武庫川によって形成された軟弱な沖積平野に発達した都市であり、低平地の脆弱性に起因する多くの災害を経験してきた。とりわけ、地下水の過剰揚水による地盤沈下はきわめて深刻なものであった。第二次世界大戦後、産業経済の復興・発展のために豊富かつ廉価な資源である地下水が大量に使用されたため、地下水位の低下による地盤沈下が生じ、沿岸域では2.5mを超える沈下が発生した。1945年(昭和20年)以降、大阪は繰り返し高潮の被害を受けてきたが、1960年(昭和35年)の第二室戸台風による高潮被害は甚大なものであった。この緊急事態に対して、地盤沈下対策が検討され、1962年(昭和37年)に地下水の採取が規制された。やがて、地下水位は徐々に回復し、地盤沈下は1980年(昭和55年)頃ほぼ終息した。しかし、地下水位の回復により、地下構造物に働く地下水圧の増大、地下掘削工事における地下水処理費用の増加、液状化発生地域の拡大、地下水および土壌汚染の拡散などの問題が顕在化し、地下水の有効利用と高地下水位問題の解消・軽減を目的として地下水位を制御・管理することが検討されている。一方、健全な水循環・地下水環境の保全という観点から、新たな地下水管理の枠組みを構築することがつよく要請されている。

大阪の地下水問題を考える上で広域での地下水流動の場を考える「地下水盆管理」の導入が不可欠であり、また、地下水盆内で時々刻々と変化する地下水の流れを具体的に予測する手法として、数値シミュレーションは地下水盆管理の中で重要な役割を占めている。本報告は、大阪平野の広域地下水流動シミュレーションを行い、地下水盆の広域地下水流動・涵養特性を検討するとともに、地下水涵養モデル(広域地下水流動解析システム)の地下水総合管理への適用性を明らかにする。

### (2) 大阪平野地下水盆の第四紀層と3次元地質構造モデル

大阪平野は、東を生駒山地、北を六甲・北摂山地といった基盤山地に囲まれ、その南側には台地・丘陵地が広がり、西側は大阪湾に面した低平地である。平野中央部には南北方向に延びる標高20~15mの上町台地が存在する。地形的には南側から大阪城まで南北に延びる上町台地の地域は地下では基盤岩の上昇帯とみなせる。しかし、この上昇帯は、南からというよりむしろ、千里丘陵から徐々にその基盤深度を深めながら、南に張り出したものである。また、上町地域の西側は基盤岩等深度線が密になっていて、急激に西方にその深度が増加する傾向にある。これは、上町断層による基盤岩の垂直的なずれによるものである。これに対して、東側へは比較的緩やかに基盤深度は増加し生駒山地西縁まで急激な変化はみられない。

大阪平野地下の第四紀層は、下半部の淡水成層と、上半部の海成堆積物と淡水成堆積物との互層とに区分されている。下半部の淡水成層は、都島累層とよばれる。また、上半部の海成・淡水成堆積物の互層は田中累層とよばれている。平野表層部をなす難波累層(沖積層)は田中累層を不整合に覆っている。

都島累層の岩相は、淡水成のシルト・砂・礫の互層からなり、下部はシルト優勢、中部は砂優勢、上部は砂礫優勢で、全体として上方に粗粒化の傾向が認められる。田中累層の岩相は、厚さ数m~10数mの海成粘土層と砂礫層の互層で特徴づけられる。田中累層には、海成粘土層がMa-1からMa12層まで20層挟まれている。Ma3層より下位の田中累層下部では、比較的層厚の薄い海成粘土層と砂層との互層となっているのに対して、Ma3層以上の田中累層上部では、砂礫層と比較的厚い海成粘土層との互層となっている。

以上の第四紀層の岩相から、田中累層は海成粘土層が難透水層となり、その間の砂礫層が帯水層として位置づけられる。海成粘土層が10数枚確認でき、平野の広い範囲に分布することから、細かくみれば、各海成粘土層間に挟まれる砂礫層を帯水層として区分することも可能である。一方、その下位の都島累層は、広域に測方連続する海成粘土層は挟まれていないが、礫・砂・泥が交互に重なる互層状を呈している。

地質構造モデルとして、沖積層(難波累層)下面、田中累層の主要層準(Ma-1, Ma3, Ma6, Ma9, Ma12層)下面について標高分布図を作成した。基盤岩上面深度は、重力探査から基盤深度を見積もった資料をもとに作成した。そして、標高分布図から約3万点での地層境界の標高座標を読み取り、これらを重ね合わせることで大阪堆積盆の3次元地質構造モデルを数値モデル化した。

### (3) 広域地下水流動シミュレーション

1) 解析条件: 数値シミュレーションは有限要素法による3次元浸透流解析であり、解析コードは UNSUF3D を

用いている。解析期間は、1978年（昭和53年1月）から1999年（平成11年12月）までの22年間、解析での時間増分は1カ月である。期間設定は、揚水量・地下水位観測データの整備状況によるものである。この期間は、昭和20年代後半から昭和36年までの大量揚水期、昭和37年の揚水規制（大阪市域）、揚水量の減少により地下水位が急速に回復する時期（昭和37年～昭和45年頃）を経て、その後のゆるやかな地下水位回復時期にあっている。

広域地下水流動シミュレーションでは、解析モデルによる計算地下水位が実測地下水位と適合するまで試行錯誤的に計算を繰返し、信頼性の低いパラメータを補正することが必要となる。この同定計算は内挿検定と呼ばれている。今回のシミュレーションでは22年間を内挿検定期間とし、両者が適合するまで地表からの涵養条件と地下水盆パラメータを修正して多数回の試行計算を行っている。

2) 3次元有限要素モデル：3次元有限要素モデルのモデル化範囲は、図-1に示すように基盤岩山地との境界および海岸から約10km離れた地点に囲まれた領域である。平面的な要素分割は、東西1140m×南北920mとしたが、深部の地層が表層に露出している地域では地層区分が複雑になるため、南側および北側境界付近は南北方向の分割幅を半分に、東側境界付近では東西方向の分割幅を半分とした。平面要素分割を図-2に示している。深度方向の要素分割では、各地層の層厚の変化や欠層を表現するために要素境界面と地層境界面を一致させている。そして、各要素の高さを地質構造モデルにもとづき地層および地点ごとに設定した。大阪平野の堆積盆構造を忠実にモデル化することは計算機容量・地質情報量の点から現時点ではむづかしく、地層区分については、地表からLayer 1（沖積層）、Layer 2（天満層）、Layer 3（Ma12層）、Layer 4（Ma12層下面～Ma9層上面）、Layer 5（Ma9層）、Layer 6（Ma9層下面～Ma7層上面）、Layer 7（Ma7層上面～Ma6層下面）、Layer 8（Ma6層下面～Ma3層下面）、Layer 9（Ma3層下面～Ma-1層下面）、Layer 10（Ma-1層下面～基盤）1/3上層、Layer 11（Ma-1層下面～基盤）1/3中層、Layer 12（Ma-1層下面～基盤）1/3下層の12層とし、Layer 1, 3, 5, 7, 9, 11を難透水層、Layer 2, 4, 6, 8, 10, 12を帯水層として大阪堆積盆地の互層構造をモデル化している。深度方向要素分割数は26であり、3次元有限要素モデルの要素数は53,482、接点数は57,483である。3次元有限要素モデルを図-3に示す。

3) モデル境界条件：解析モデルの境界条件は、地下水盆の水理地質構造・地下水涵養機構にもとづき次のように設定した。

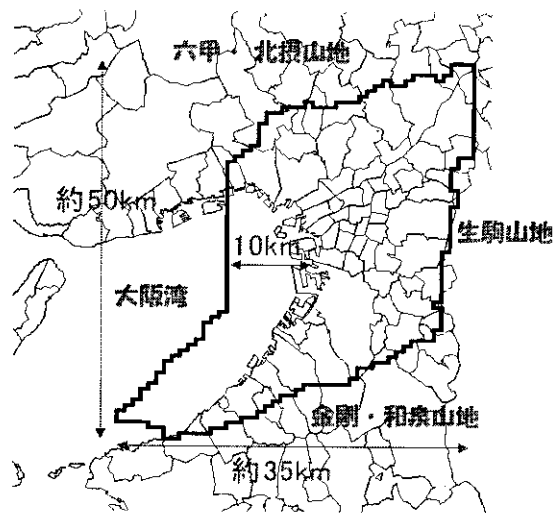


図-1 解析モデルのモデル化範囲

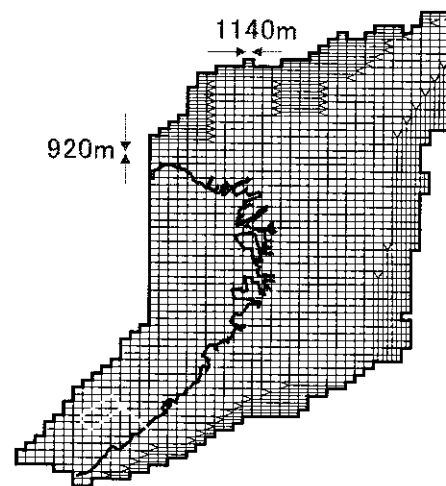


図-2 平面要素分割

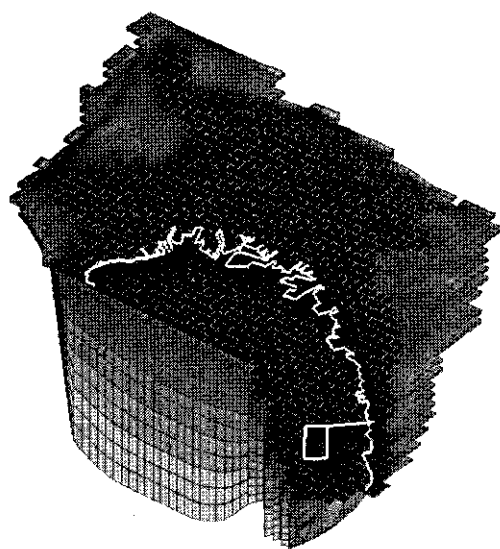


図-3 3次元有限要素モデル

東側・南側・北側・底面の境界面：堆積盆地は基盤岩までモデル化されているので、基盤岩からの地下水流入はないものとして、これらの境界面を不透水境界としている。ただし、平野の北東部の淀川に沿った地域の帯水層は京都盆地につながっており、地下水が流入するので、この境界面では水頭値を固定する条件を設定している。

西側（海側）境界面・海底面：大阪湾の海底下にも沖積層～大阪層群が分布しており、帯水層は平野から連続している。よって、海岸から10km離れた境界面で各地層の水頭値を海面標高とする水位固定境界条件としている。また、海底面においても同様の境界条件を設定している。

地表からの涵養条件：地表からの涵養を考慮するとき不飽和浸透流解析が必要となるが、大阪平野の浅層地層構造と不圧帯水層の水理特性について、

- a) 平野部ではMa13層が広範囲に堆積しており、その上の沖積層（上部層）は比較的うすい。
- b) 河川水の水位が不圧地下水の水位より常時高いにもかかわらず、地下水の塩水化が一部に限られることから、河川水と沖積層（上部層）の不圧地下水とは全的に連続していない。
- c) 被圧地下水の水位が経年的に大きく変化するのに対して、沖積層（上部層）の不圧地下水の水位がほとんど変化しないことから、不圧地下水は第1洪積砂礫層以深の被圧地下水と連続していない。
- d) 解析期間が地下水位の大幅な回復後に設定されており、沖積層（上部層）の地下水位も高くなっている。

これら知見から、平野部では地表からの涵養はMa13層以深の被圧帯水層の地下水挙動に大きく影響しないので、複雑な処理が必要となる不飽和浸透流解析の代わりに、不圧帯水層の地下水面を地表面に固定する飽和浸透流解析を用いる。しかし、下位の地層が地表に現れている涵養域の丘陵地・山地では、この条件設定は過大な涵養量を与えるため、地下水面を接谷面近傍に設定して内挿検定の評価パラメータとしている。

4) 地下水盆パラメータ：広域地下水流動シミュレーションを実施するためには、地下水盆パラメータ（地下水盆を構成する地層の透水係数、比貯留係数、有効間隙比）が必要である。大深度地下の地下水盆パラメータが現位置試験等により求められていることはまれであり、また、複数の地層を単一地層としてモデル化するケースでは等価な地下水盆パラメータは内挿検定によって評価しなければならない。

5) 揚水量：地下水流動シミュレーションの入力データとして揚水地点・揚水深度・揚水量（月平均）が必要であり、大阪府の1kmメッシュ別年平均揚水量、市町別月平均揚水量、市町別深度別年平均揚水量の公表データを用いて、揚水地点毎の入力データ（深度別・月別揚水量）を作成した。図-4は解析期間中の全揚水量の分布を、図-5は揚水量の経年変化を示している。淀川に沿った北摂地域、泉州地域および東大阪地域で揚水量が多く、揚水規制のある

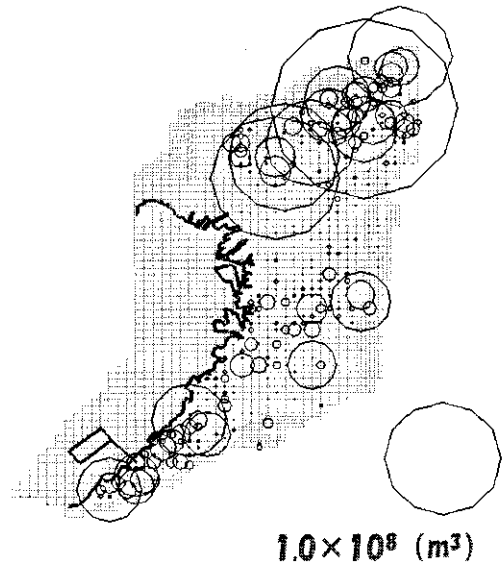


図-4 揚水量分布

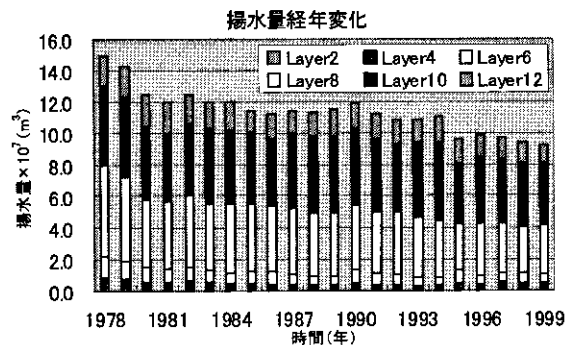


図-5 帯水層別揚水量の経年変化

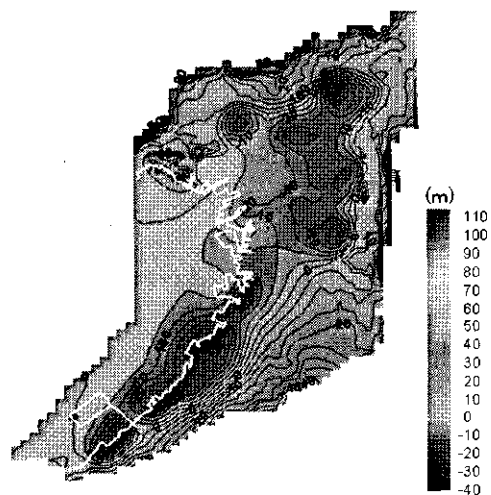


図-6 初期地下水水位分布

大阪市域ではほとんど揚水されていない。また、Ma9層以深のLayer 8, 10, 12層から9割以上の揚水が行われている。

6) 初期地下水圧分布：計算開始時点（1978年（昭和53年）1月）の地下水盆内の3次元地下水圧分布を設定することが必要であるが、限られた実測データから大阪平野地下水盆の三次元的な地下水圧分布を作成することは困難であった。このため、36地点での実測地下水位データと国土情報データベース資料（深井戸資料台帳）をもとに加重一次補間法により平面的な地下水位分布を作成した（図-6）。これを三次元解析に適用している。

(4) 内挿検定（同定解析）

丘陵・山地の涵養条件と地下水盆パラメータ（透水係数、比貯留係数、有効間隙比）を補正して、解析モデルによる計算水位と観測井の実測水位を比較する内挿検定（同定解析）を行った。内挿検定期間は1978年から1999年の22年間であり、計算時間増分は1ヶ月である。内挿検定では、図-7に示す50箇所の観測井の実測地下水位を用いて適合性を検討したが、図-8には10箇所の観測井について解析水位と実測水位の比較を示している。全般的に良好な適合性が認められるが、南郷（Layer 4）、生野B（Layer 6）、岸和田3（Layer 8）、堺3-2（Layer 6）で両者の差が比較的大きい。初期地下水位の設定、解析水位と実測水位の整合性に地域性が認められ、地下水盆パラメータの地域性を考慮することが課題である。同定解析から求められた地下水盆パラメータを表-1に示している。また、丘陵・山地の涵養条件は地下水面＝接谷面の3分の1であった。

(5) 解析結果

1) 大阪平野地下水盆の広域地下水涵養特性：大阪平野地下水盆の帯水層の地下水圧分布を図-9に、地下水の涵養経路を図-10に示しているが、これらのシミュレーション結果は以下のようにまとめられる。

- a) いずれの帯水層においても、六甲・北摂山地、生駒山地、金剛・和泉山地などの涵養域から揚水量の大きな箇所に向かう流れが卓越している。
- b) 地下水圧は山地の涵養域で高く、大量揚水が行われている平野部で低くなっている。
- c) 沿岸域では、海側から平野部の揚水地点へ地下水が流入している。その流速は3.0m/month以下と非常にゆっくりとした流れである。
- d) 平野部の地下水圧は海底下の帯水層の地下水圧よりも低く、海側から平野部へ地下水が流入する。
- e) 平野北西部では六甲山地から海側への流れが、Ma9以深の帯水層では南西部の和泉山地地域では海側への流れが認められる。

一方、観測地下水位データ、地下水の溶存成分分析から地下水の涵養経路が推定されている

宇野らは地下水位データを分析することにより、沖積層上部、沖積層下部、大阪層群砂礫層の流量ベクトルを示している。

- a) 沖積層では、旧淀川に向かう流れが認められるのに対して、大阪層群では内陸側の東向きの流れが現れる。流量は沖積層に比べて1オーダー大きい。
- b) 大阪層群砂礫層の地下水位等高線、観測値の地下水位はほとんどOP. マイナスの海水面以下の高さに相当し、大阪湾から内陸部へ大阪層群砂礫層の地下水位は低下しており、地下水が流入している。

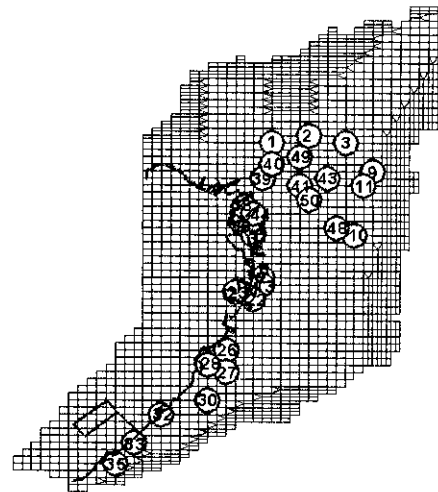


図-7 観測井位置図

表-1 地下水盆パラメータ

地層番号	透水係数(cm/s)	有効間隙率	比貯留係数(cm <sup>-1</sup> )
Layer 1(沖積層)	2.0 × 10 <sup>-7</sup>	0.50	2.0 × 10 <sup>-4</sup>
Layer 2(天満層)	3.0 × 10 <sup>-2</sup>	0.35	1.9 × 10 <sup>-7</sup>
Layer 3(Ma12層)	1.0 × 10 <sup>-6</sup>	0.61	1.0 × 10 <sup>-4</sup>
Layer 4 (Ma12 base ~ Ma9 top)	1.0 × 10 <sup>-3</sup>	0.33	1.7 × 10 <sup>-7</sup>
Layer 5(Ma9層)	1.0 × 10 <sup>-6</sup>	0.59	1.0 × 10 <sup>-4</sup>
Layer 6 (Ma9 base ~ Ma7 top)	5.0 × 10 <sup>-3</sup>	0.31	1.8 × 10 <sup>-7</sup>
Layer 7 (Ma7 top ~ Ma6 base)	2.0 × 10 <sup>-7</sup>	0.57	0.9 × 10 <sup>-4</sup>
Layer 8 (Ma6 base ~ Ma3 base)	1.0 × 10 <sup>-4</sup>	0.29	1.3 × 10 <sup>-7</sup>
Layer 9 (Ma3 base ~ Ma-1 base)	1.0 × 10 <sup>-6</sup>	0.44	0.8 × 10 <sup>-4</sup>
Layer 10 (Ma-1 base ~ 基盤) 1/3上	5.0 × 10 <sup>-4</sup>	0.26	0.5 × 10 <sup>-7</sup>
Layer 11 (Ma-1 base ~ 基盤) 1/3中	4.0 × 10 <sup>-4</sup>	0.44	0.8 × 10 <sup>-4</sup>
Layer 12 (Ma-1 base ~ 基盤) 1/3下	5.0 × 10 <sup>-4</sup>	0.26	0.5 × 10 <sup>-7</sup>

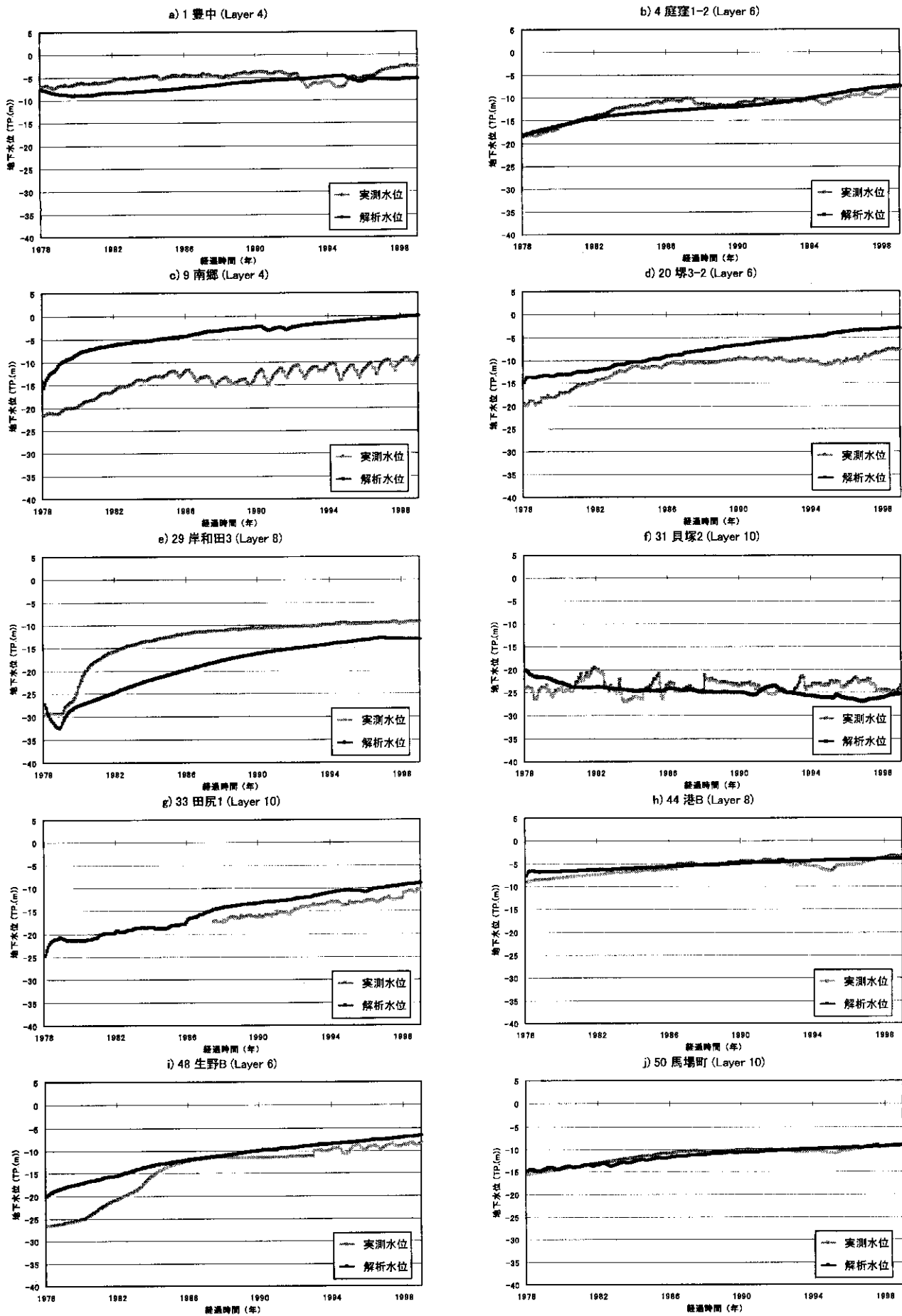


図-8 解析水位と実測水位の比較

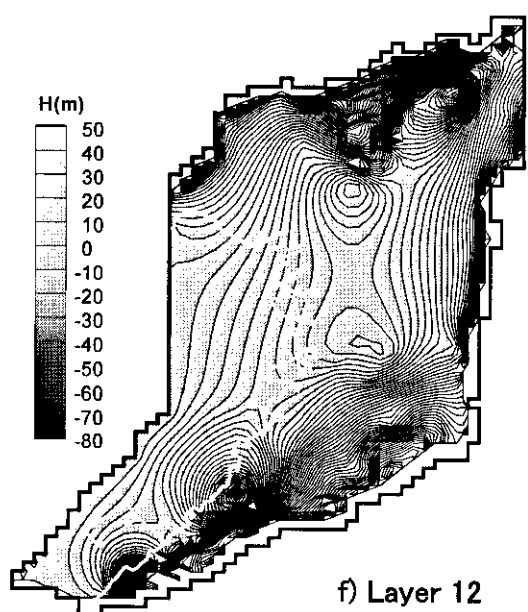
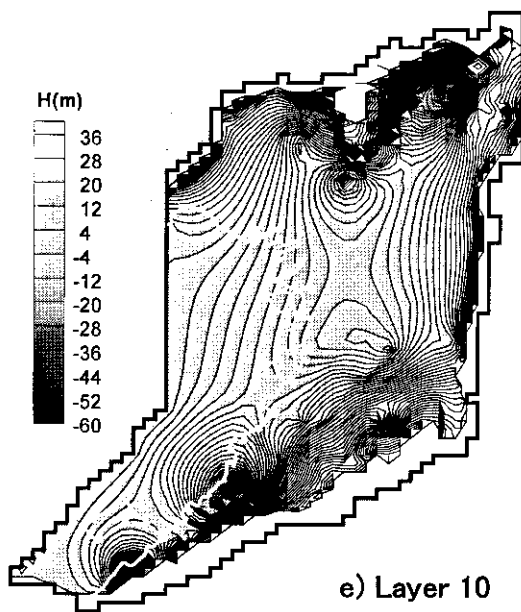
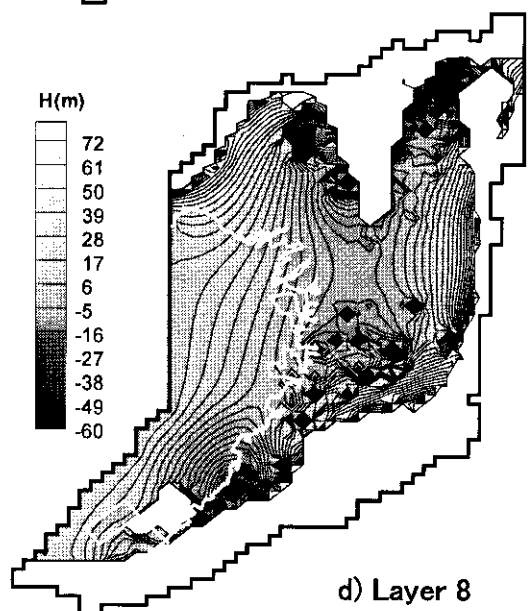
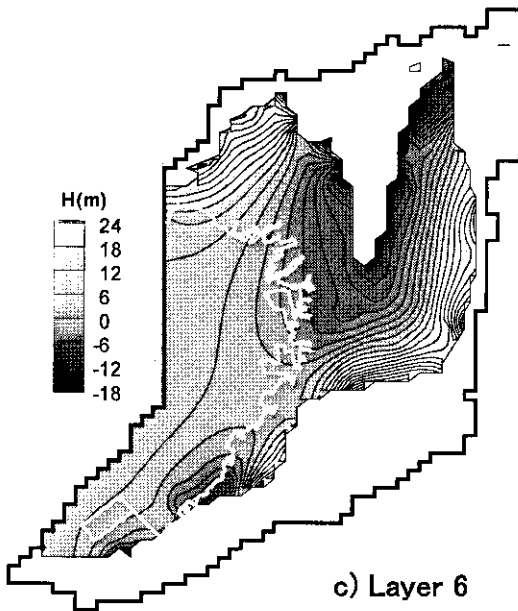
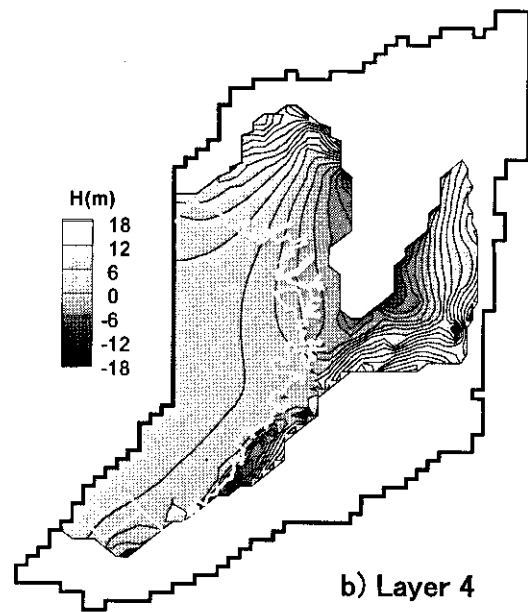
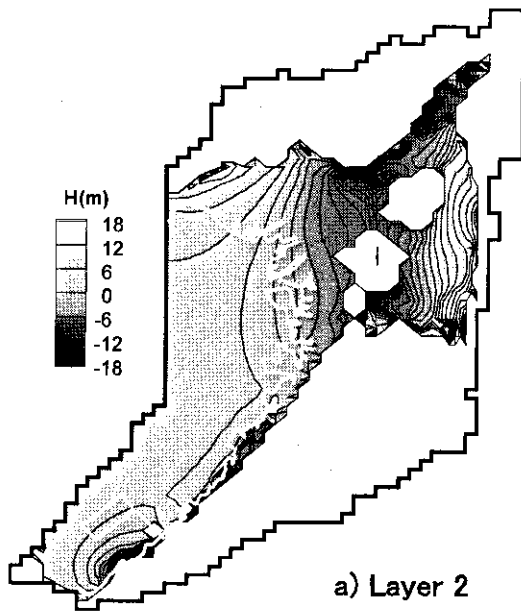


図-9 帯水層の地下水圧分布

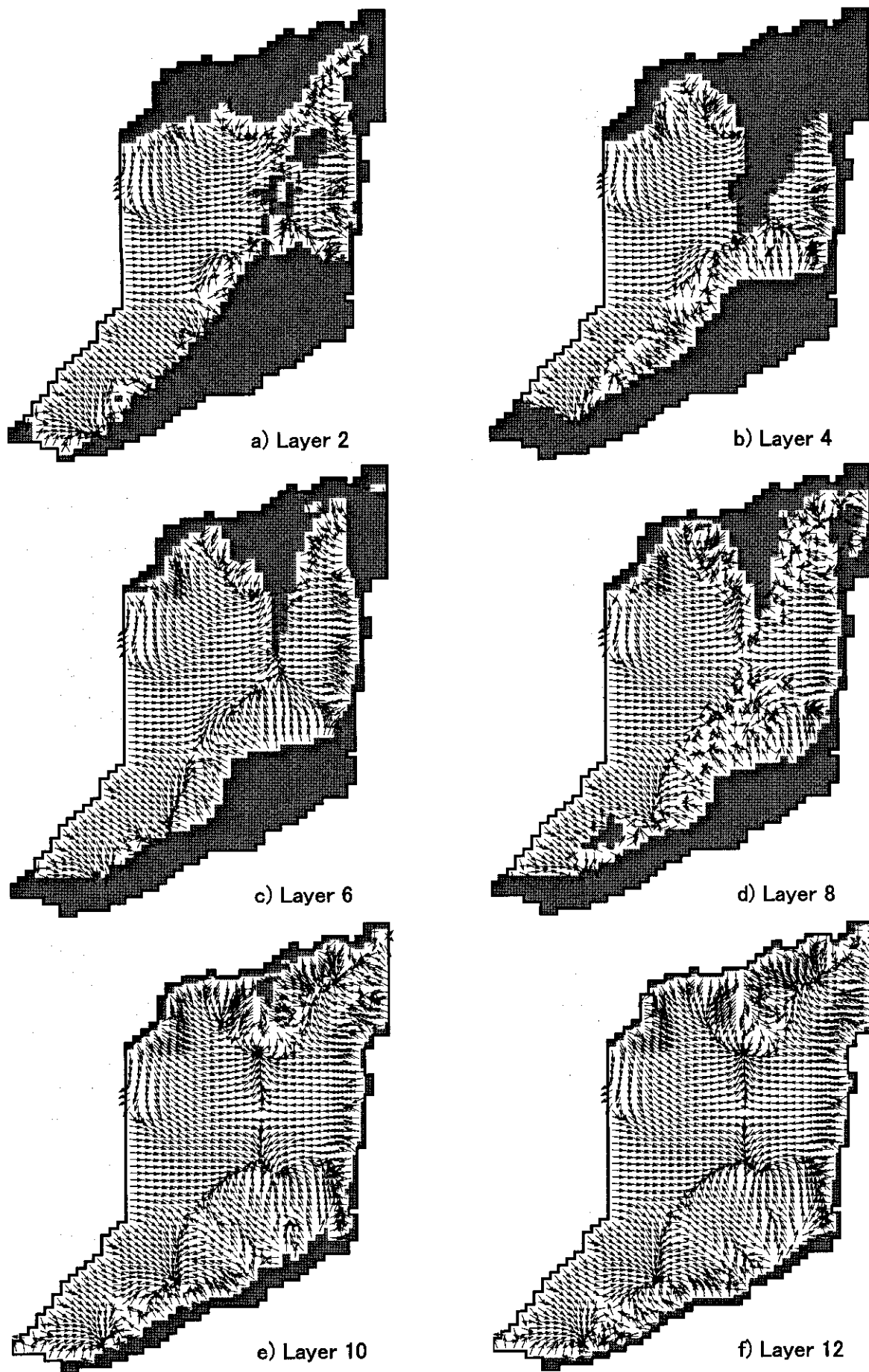


图-10 地下水涵養経路

また、中屋は、地下水主要溶存成分濃度データから、地下水盆の第1層 (Ma12 以浅の帯水層)、第2層 (Ma12 ~Ma 9の帯水層)、第3層 (Ma 9以深の帯水層) での地下水の流動状態に関して以下の結果を報告している。

- a) 上町台地の西側の第1層、第2層へ向かって海から塩分濃度の高い地下水が流入している。しかし、上町台地が透水バリアーとなって分布域を分けている。
- b) 第1層、第2層の平野北部に、南~南東方向に向かう年齢の新しい地下水の涵養経路が存在する。
- c) 上町台地東側の第1層、第2層に上町台地と平行した南北方向に軽くて塩素イオン濃度の低い地下水の流動経路が存在する。上町台地東側の流動経路は、旧大和川の伏流水かもしれない。
- d) 第3層では平野南部から北北西から北西へ向かう軽くて塩素イオン濃度の低い、50年以上経過した古い地下水の涵養・流動経路が存在する。

シミュレーション解析からの地下水涵養経路は、観測地下水水位データ、地下水の溶存成分分析から推定している涵養経路とよく対応している。すなわち、

- a) 図-9 c)、図-10 c) から、大阪市域の Layer 6 (大阪層群砂礫層) では地下水圧が海域よりも低く、海底下の帯水層から地下水が南東~東方向に流れこんでいる。
- b) 図-10 a)、b) から、上町台地の西側の Layer 2 (第1層)、Layer 4 (第2層) に海域から地下水が流入していること、また、六甲山地から南~南東方向に地下水が涵養されていることがわかる。しかし、上町台地東側の Layer 2 (第1層)、Layer 4 (第2層) おいて、南からの地下水涵養はあるが、台地に平行する南北方向の地下水涵養経路は認められない。
- c) 図-10 c) から、平野南部の Layer 6 (第3層) において北~北西方向への地下水の涵養が存在することがわかる。

図-11は、解析モデルの水収支の経年変化を示したものである。揚水量の減少による地下水位の上昇が続くため水収支は正值となる。流入は地表からの涵養が大半であり、流出は揚水によるものがほとんどである。図-12は、1999年時点での地表からの涵養量を示している。上部洪積層、大阪層群が地表に現れている北部・南部の丘陵域での涵養量が多くなっている。

2) 大阪平野地下水盆の広域地下水流動特性 (自然地下水流動場): これまでの解析は揚水履歴の強い影響を受けた地下水盆の地下水涵養過程を明らかにするものである。地下水管理が実施され、揚水量が減少すると、どのような地下水流況となり、どのように地下水環境は改善されるのか、を明らかにするためには地下水盆固有の広域地下水流動特性、すなわち、揚水のない定常流動場を調べることが必要である。このため、構築したモデルを用いて、大阪平野地下水盆の揚水のない広域地下水流動シミュレーションを実施した。解析条件は、揚水はなく、初期地下水圧分布を静水圧と仮定し、その他の条件はこれまでの解析と同じであり、地下水流動が定常となるまで計算を行った。図-13は、解析モデルの水収支の経年変化を示したものであるが、水収支がほぼゼロ、すなわち地下水流動がほぼ定常となるのに約50年を要した。流入は涵養域での地表流入、流出は地

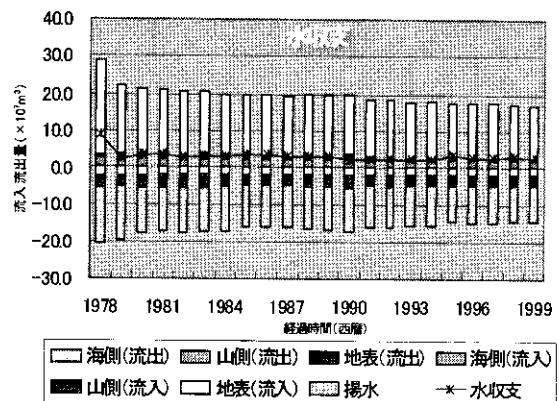


図-11 水収支経年変化

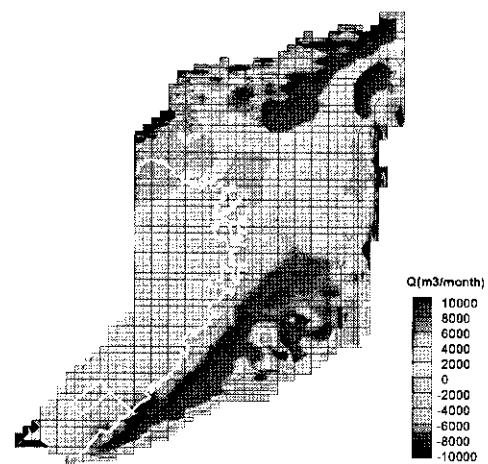


図-12 地表からの涵養量

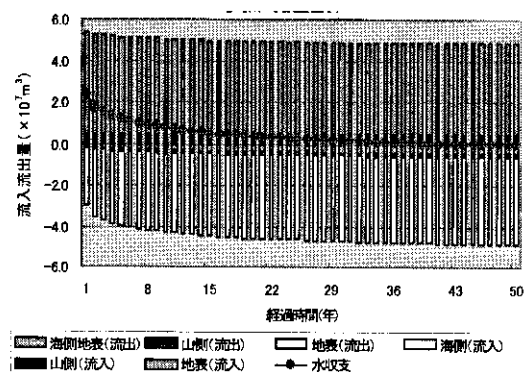


図-13 水収支経年変化 (自然流動場)

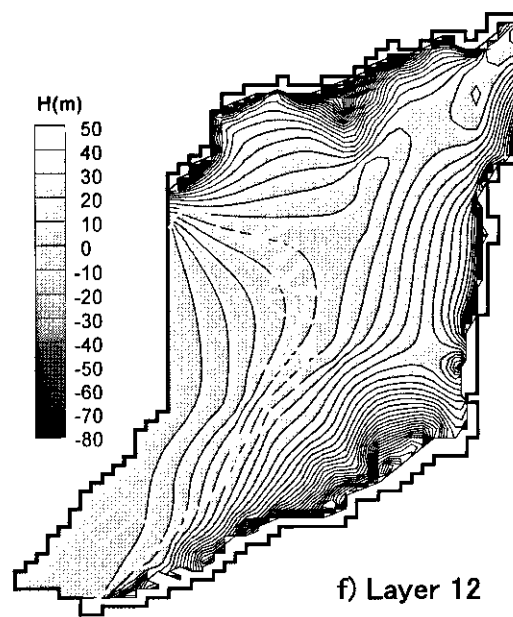
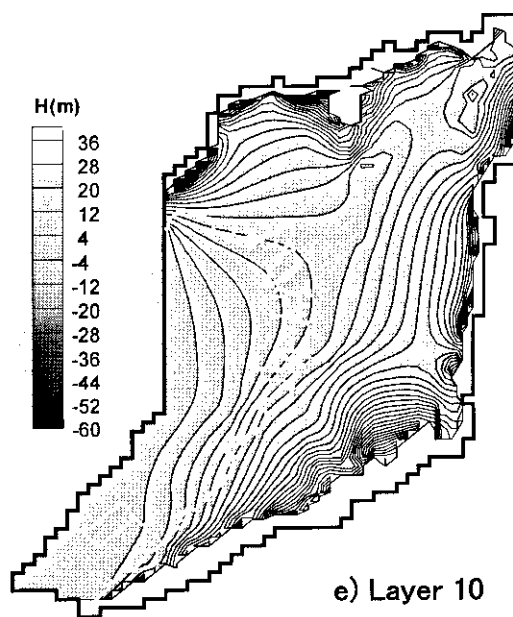
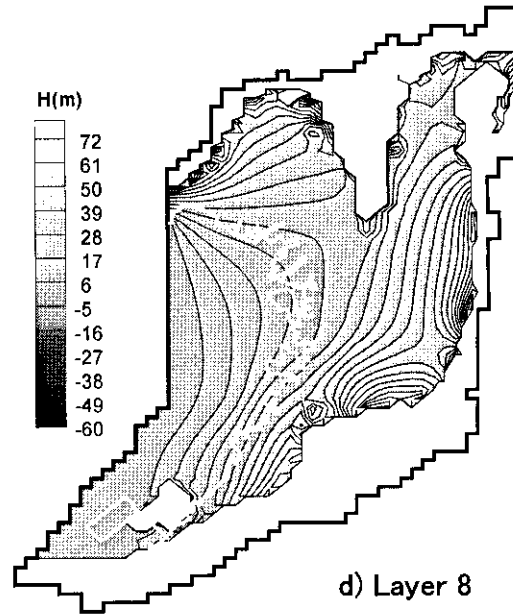
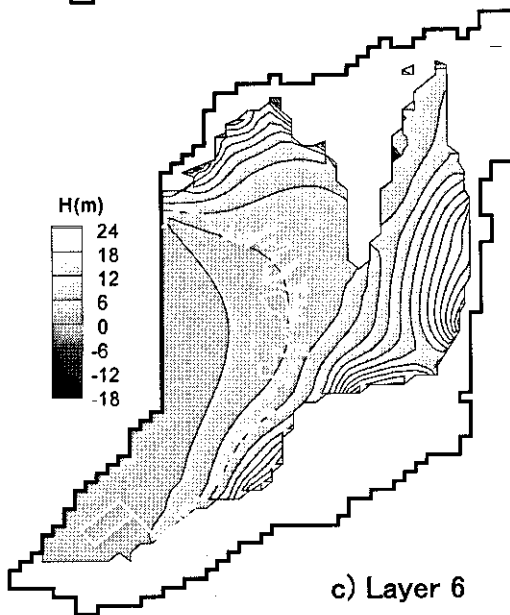
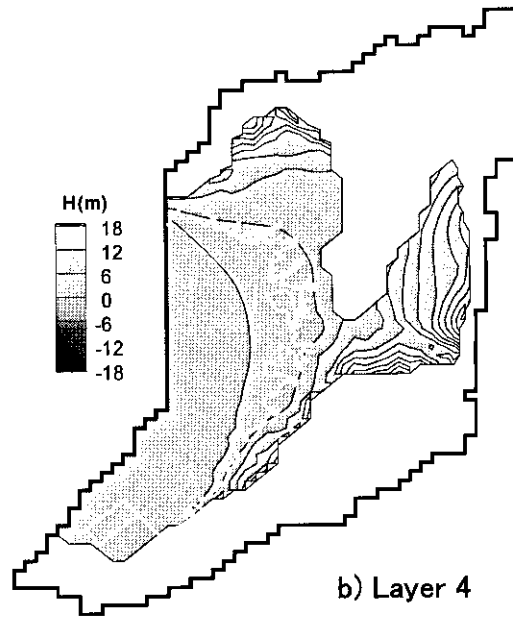
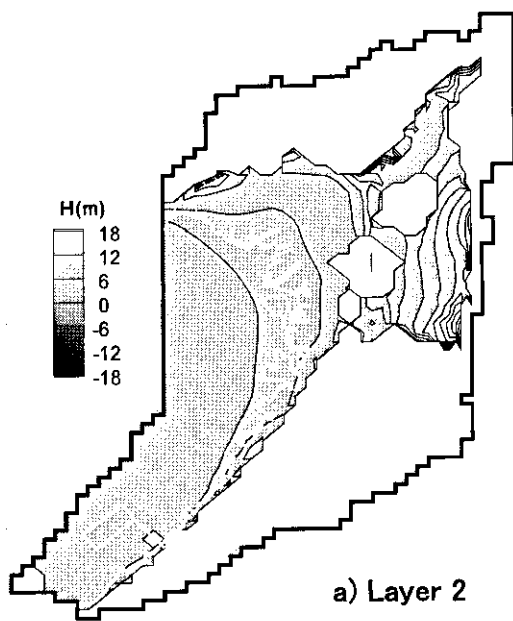


図-15 帯水層の地下水圧分布 (自然流動場)

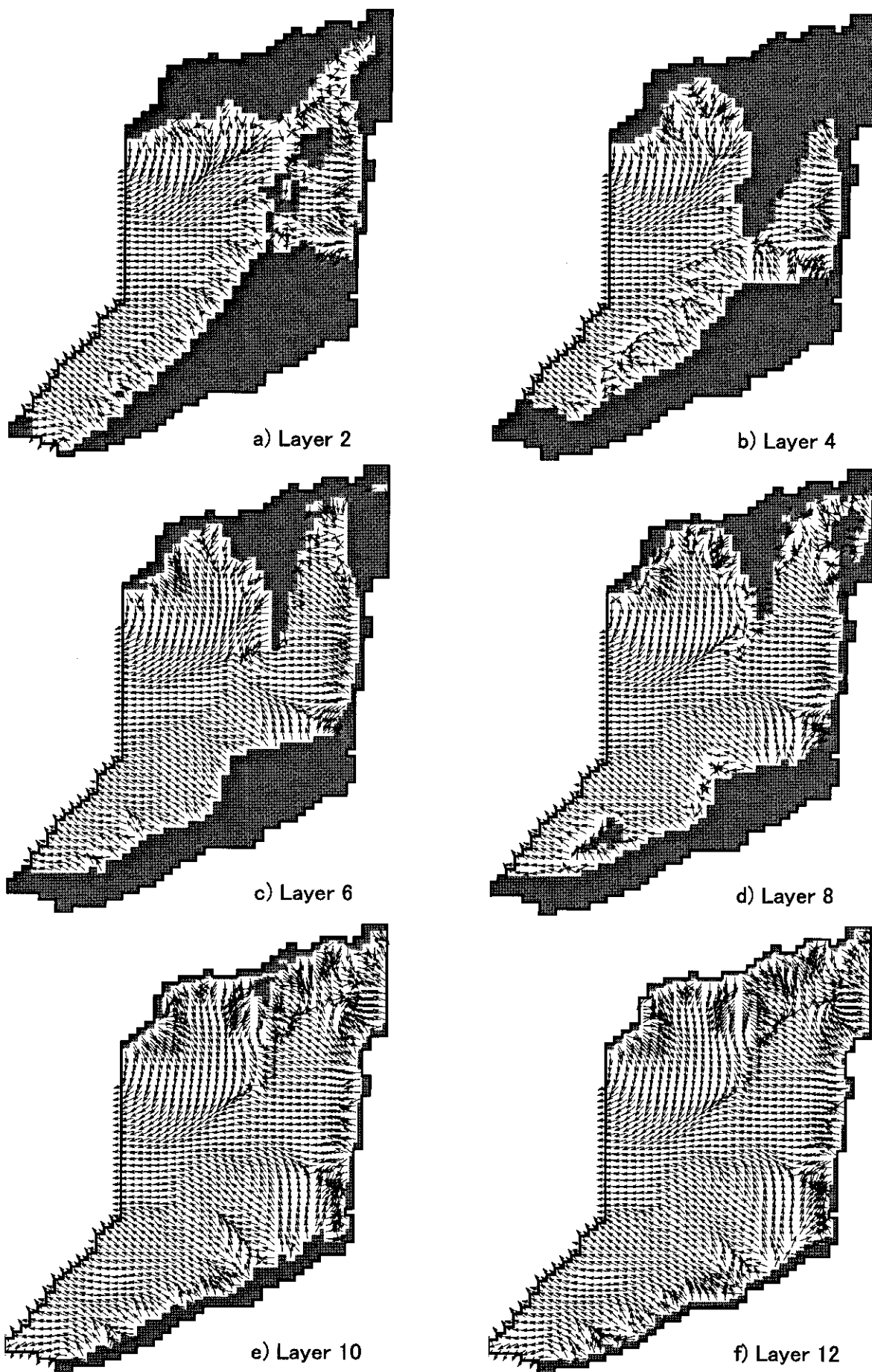


圖-16 地下水流動經路 (自然流動場)

表流出がほとんどである。図-14は、定常流動状態での地表からの涵養量を示している。地下水盆内の地下水圧が高くなるため、涵養域・涵養量ともに減少していることがわかる。図-15は、大阪平野地下水盆の定常流動場での帯水層の地下水圧分布を示している。また、図-16は、同じく帯水層内の地下水の流動経路を示している。大量揚水がないため、地下水盆内の地下水圧分布は周辺丘陵・山地の涵養域から海へとゆるやかに低下し、地下水は地層地形の影響を受けて流れ、海へ流入する。揚水履歴を有する流動場の図-9、図-10と比較することにより大量揚水の影響がいかにか大きいものであるかを理解することができる。地下水盆固有の自然地下水流動場によって揚水の影響を定量的に評価することができることから、定常流動場の解析には重要な意義がある。

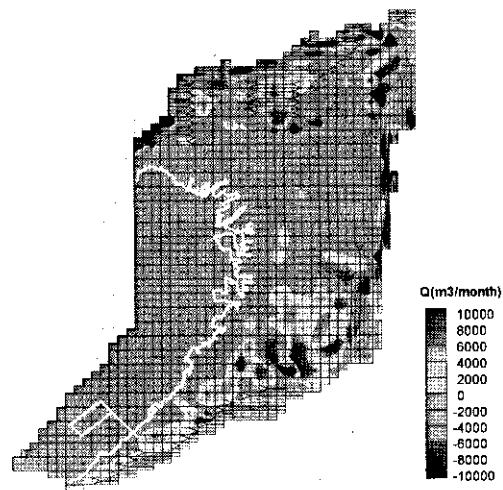


図-14 地表からの涵養量（自然流動場）

### (6) まとめ

大阪平野地下水盆の地質構造モデルにもとづいて3次元有限要素モデルを構築し、広域地下水シミュレーション解析を行った。解析方法は飽和浸透流解析法であり、涵養域での涵養条件、地下水盆パラメータを内挿検定により適正化している。シミュレーション結果は、観測地下水位データ、統計学的手法、地下水の溶存成分分析などにより明らかにされてきた涵養・流動経路をよく説明できるものであり、広域地下水流動・涵養特性の予測ツールとしての高い品質が示された。大阪の地下水問題を考える上で広域での地下水流動の場を考える「地下水盆管理」の導入が不可欠であり、数値シミュレーションは地下水盆管理の中で重要な役割を占めている。構築した広域地下水流動解析システムが、大阪の地下水総合管理において重要な役割をはたすことが期待される。

### 参考文献

- 1) 土質工学会関西支部・関西地質調査協会：新編大阪地盤図，コロナ社，1987.
- 2) 岸尾俊茂，太田擴，山田功，橋本正，長屋淳一：現場透水試験から見た大阪地盤の水利特性，地下水地盤環境に関するシンポジウム1994 発表論文集，pp.83-98，1994.
- 3) 霜上民生，岸尾俊茂，鎌田敏正，有本弘孝，小林圭，沖泰三：大阪地盤帯水層の水利特性，地下水地盤環境に関するシンポジウム1995 発表論文集，pp.21-38，1995.
- 4) 宇野尚雄，中尾健太郎：大阪平野の地下水流動について，土木学会第51回年次学術講演会概要集，III-A301，pp. 602-603，1996.
- 5) 宇野尚雄，飯田智之，神谷浩二：大阪平野の地下水位に及ぼす降水量と河川水位の影響，地下水地盤環境に関するシンポジウム1997 発表論文集，pp. 59-78，1997.
- 6) 吉川周作，三田村宗樹：大阪平野第四系層序と深海底の酸素同位体比層序との対比，地質雑誌，Vol.105，pp.332-340，1999.
- 7) 三田村宗樹，吉川周作：大阪平野第四系の海成粘土層基底深度分布の統計的検討，応用地質，Vol.40，pp.149-158，1999.
- 8) 三田村宗樹，吉川周作，内山美恵子：大阪平野における第四系海成粘土層の分布深度の規則性と反射法地震探査断面との対比への応用，地下水技術，Vol.42，No.6，pp.14-24，2000.
- 9) 橋本 正，飯田智之，宇野尚男，神谷浩二：大阪平野の地下水変動の特徴とその影響要因，地下水地盤環境に関するシンポジウム2000 発表論文集，pp. 65-78，2000.
- 10) 阿部信晴，三田村宗樹，中屋眞司，飯田智之，興田敏昭：大阪平野における広域地下水涵養シミュレーションのためのモデル化について，地下水地盤環境に関するシンポジウム2001 発表論文集，pp. 25-34，2001.
- 11) 興田敏昭，阿部信晴，三田村宗樹，中屋眞司，飯田智之：大阪平野広域地下水シミュレーションモデルの構

築, 地下水地盤環境に関するシンポジウム 2002 発表論文集, pp.1-8, 2002.

- 12) 地下水涵養研究有委員会：大阪平野地下水涵養機構に関する研究Ⅱ. 涵養モデルの作業報告, 地下水地盤環境に関するシンポジウム 2003 発表論文集, pp. 65-78, 2003.
- 13) 中屋真司：地下水溶存成分から推定される大阪平野浅層地下水の涵養経路, 地下水地盤環境に関するシンポジウム 2004 発表論文集, pp. 135-140, 2004

## 8. あとがき

本研究は、沿岸都市域における地下水総合管理のための地下水涵養モデルの構築を目標としたものであるが、これは3つの研究課題（課題A：水収支・地下水環境・地下水管理、課題B：水循環・地下水涵養機構、課題C：水文地質構造・広域地下水流動シミュレーション）に分けて実施された分担研究の結果を総合化することによって達成されたものである。分担研究の成果をまとめると次のようになる。

- 1) 低平地都市大阪における水循環と地下水利用の現状と今後の展望について分析し、新たな地下水の利用を可能にする地下水管理システムの構築には大阪平野全体を対象空間とした地下水の涵養機構の解明が必須であること、また、地下水の総合管理は、地下水の涵養・流動・滞留域における健全な水循環系の確保を基本としつつ、持続的な地下水利用システムの確立のために不可欠な制度であることを指摘した。
- 2) 大阪市域における地下水位への降水・潮位・揚水の影響関係を統計学的な「単純モデル手法」にもとづいて分析し、①沖積層や大阪層群の地下水位は、降水による影響を支配的に受け、また、地下水位の季節的変動には潮位の影響も受けること、②大阪層群の地下水位は、上町台地の西側では大阪市の北部地域における深層からの揚水の影響を受け、東側では南部地域の深層からの揚水の影響を支配的に受けることを明らかにした。
- 3) 大阪平野全域の浅層地下水について、溶存成分のうち保存量と考えられる塩素イオン濃度や、酸素および水素の安定同位体比の空間分布、トリチウムによる年代測定、滞留時間測定を実施し、地下水総合管理のための基礎データとなる大阪平野地下水盆の涵養経路や流動・貯留状態を明らかにした。
- 4) 不飽和浸透理論にもとづく有限要素解析により原位置で行われた浸透能試験のシミュレーションを行い、浸透能特性に対する種々の影響因子の評価を行った。また、不飽和浸透特性の同定手法を示し、原位置浸透能試験結果にこれを適用し、提案同定手法の妥当性を検討した。
- 5) 大阪平野・泉州地区における地下水塩水化問題について、地形学、海岸工学、地下水工学の立場から塩水化現象の実態を把握し、塩水化の要因・塩水源・機構等を考察した。また、新たな水利用に向けた海水侵入制御のための淡塩境界面形成シミュレーションを実施し、塩水化対応からみた大阪平野中央部における表層地下水の利用について検討した。
- 6) 大阪平野広域地下水シミュレーションモデル構築にあたって、当該地域の3次元的な第四紀層の地質構造モデルの作成を行う必要があり、従来から蓄積されてきた大阪平野周辺の第四紀層に関わる資料をまとめて第四紀層の上半部について、代表的な層準の分布深度を集成した平面図（はぎ取り地形図）としてまとめ、それをもとに3次元の地質構造モデルを構築した。
- 7) 相互の有機的なつながりがほとんどない状態で収集整理されている地下水情報のデータフォーマットを統一し、地下水の全体像を視覚的に捉えることができるようにGIS（地理情報システム）とリンクさせた大阪平野の地下水情報のデータベースを構築した。
- 8) 地下水（または局所的な浸透流）に関係する災害を未然に防ぐために、水が地盤中を流れる機構及び地盤の浸透流特性を明らかにし、これまでに発生した浸透流に関する災害例、事故例について詳しく考察し、そのメカニズムを明らかにした。
- 9) イラン・テヘラン市の南部Rey地区に位置するテヘラン製油所(Tehran Oil Refinery)で生じた油漏れによる地下水汚染について、地下水の上に存在する油の起源を調べるため調査・分析を行い、地下水の流動方向と油の流動方向が一致せず、両者が別の駆動力によって流動していることを明らかにした。
- 10) 新たな地下水管理のため、大阪市域を中心とする周辺都市域における広域的な地下水流動機構を解明するための地下水涵養モデルを構築した。
- 11) 上水道水源として地下水への依存度が高い京都府八幡市に着目して、当地域における地下水シミュレーションモデルを構築し、様々な条件下での揚水をシミュレーションすることにより、モデルの上水道用揚水井の維持管理への適用性を明らかにした。
- 12) 広域での地下水流動の場を考える「地下水盆管理」のために大阪平野の広域地下水流動シミュレーションを行い、地下水盆の広域地下水流動・涵養特性を検討するとともに、地下水涵養モデル（広域地下水流動解析システム）の地下水総合管理への適用性を明らかにした。