

# 黒部川扇状地における地下水流動シミュレーション

Groundwater Flow Simulation at Kurobe River Fan, Japan

藪 相根\*・嶋田 純\*\*・谷口 真人\*\*\*・川村 隆一\*\*\*\*  
San Kon BAE, Jun SHIMADA, Makoto TANIGUCHI  
and Ryuichi KAWAMURA

## I はじめに

地下水流動に関わるシミュレーションモデルは、その構造に応じて次の5つに大別される。すなわち、(1)鉛直1次元モデル(2)鉛直2次元モデル(3)水平2次元モデル(4)準3次元モデル(5)3次元モデルである。このうち、鉛直1次元モデルおよび鉛直2次元モデルは、限られた狭い範囲での地下水の運動をシミュレートすることを主たる目的とするモデルであり、本研究で扱うような広域の地下水流動を解析するには、一般的には水平2次元モデル、準3次元モデル、3次元モデルのいずれかが用いられる。

水平2次元モデルは、モデル上の制約から深さ方向の情報が得られず、扇状地内の帯水層の構造が3次元的に変化している本研究地域のような地下水流動の解析に用いることには限界がある。また本研究地域では、扇状地のほぼ中央部を黒部川が流れており、地下水面の勾配としては比較的急峻な扇状地の地下水と河川水との交流を考慮する上で3次元的な地下水流動を無視することはできない。従って、このような特徴を持つ本研究地域での地下水流動シミュレーションには、準3次元モデル、3次元モデルのいずれかが必要となる。

準3次元モデルは、水平2次元モデルに鉛直1次元モデルを組合せて行う方法である。計算に必要な入力データの項目は3次元モデルとほぼ同じであり、

従来は計算機容量の制約のために、この準3次元モデルが多く利用されてきた。帯水層厚がほぼ一定で水平的な連続性が良い等の単純な地質条件の地域では準3次元モデルを利用することは比較的容易であるが、本研究地域のような扇状地内の帯水層の構造が3次元的に変化している場所ではモデル化が複雑で、モデル化に伴う誤差も大きくなることが懸念される。また準3次元モデルでは、涵養量を過大に評価する場合があることも指摘されている(樫根, 1978)。近年計算機の能力が向上し、容量も増大したほか、精度の良いソフトの開発も進められてきており、対象地域の帯水層条件を忠実に再現した3次元モデルによる地下水流動解析が十分可能となっている。

以上のような観点から、本研究では黒部川扇状地の地下水流動解析に3次元モデルを適用することを試みた。

## II 3次元モデルの基本式と数値モデル化

ダルシー式と連続の式より導かれる、非定常状態における、非等方、不均質帯水層における3次元地下水流動方程式は、次式で表される。

$$\frac{\partial}{\partial x} \left( K_{xx} \frac{\partial h}{\partial x} \right) + \frac{\partial}{\partial y} \left( K_{yy} \frac{\partial h}{\partial y} \right) + \frac{\partial}{\partial z} \left( K_{zz} \frac{\partial h}{\partial z} \right) = Ss \frac{\partial h}{\partial t} + W(x, y, z, t) \quad (1)$$

ここで、h : 水理水頭

\*大韓民国啓明大学校土木工学科 \*\*筑波大学地球科学系・水理実験センター \*\*\*筑波大学水理実験センター (現: 奈良教育大学) \*\*\*\*筑波大学水理実験センター (現: 科学技術庁防災科学技術研究所)

$K_{xx}, K_{yy}, K_{zz}$  : x, y, z 方向の透水係数  
 $x, y, z$  : 座標軸  
 $S_s$  : 比貯留率  
 $W$  : 単位体積当りの正味の涵養量  
 $t$  : 時間

本研究では、地下水流動系の解析に適したモデルであることが確かめられている SIP モデル (Weinstein et al., 1969, Trescott and Larson, 1977) による差分近似解法を用いて、黒部川扇状地における 3 次元地下水流動の解析を行う。

式(1)を差分化すれば次式のようになる(褒 相根・榎根 勇, 1986)。

$$\begin{aligned}
 & \frac{KX_{i,j+1/2,k}}{\Delta x^2}(h_{i,j+1,k} - h_{i,j,k}) - \frac{KX_{i,j-1/2,k}}{\Delta x^2} \\
 & (h_{i,j,k} - h_{i,j-1,k}) + \frac{KY_{i+1/2,j,k}}{\Delta y^2}(h_{i+1,j,k} - h_{i,j,k}) - \\
 & \frac{KY_{i-1/2,j,k}}{\Delta y^2}(h_{i,j,k} - h_{i-1,j,k}) + \frac{KZ_{i,j,k+1/2}}{\Delta z^2} \\
 & (h_{i,j,k+1} - h_{i,j,k}) - \frac{KZ_{i,j,k-1/2}}{\Delta z^2}(h_{i,j,k} - h_{i,j,k-1}) \\
 & = -\frac{1}{\Delta t} SS_{i,j,k}(h_{i,j,k} - \hat{h}_{i,j,k}) + W_{i,j,k,t} \quad (2)
 \end{aligned}$$

式(2)を書き改めれば、

$$\begin{aligned}
 & Z_{i,j,k}h_{i,j,k-1} + B_{i,j,k}h_{i-1,j,k} + D_{i,j,k}h_{i,j-1,k} + E_{i,j,k}h_{i,j,k} \\
 & + F_{i,j,k}h_{i,j+1,k} + H_{i,j,k}h_{i+1,j,k} + S_{i,j,k}h_{i,j,k+1} = q_{i,j,k} \quad (3)
 \end{aligned}$$

ここで、

$$Z_{i,j,k} = \frac{2KZ_{i,j,k} \cdot KZ_{i,j,k-1}}{(KZ_{i,j,k} \cdot \Delta Z_{i,j,k-1} + KZ_{i,j,k-1} \cdot \Delta Z_{i,j,k}) \times \Delta Z_{i,j,k}}$$

$B_{i,j,k}$ ,  $D_{i,j,k}$ ,  $F_{i,j,k}$ ,  $H_{i,j,k}$ ,  $S_{i,j,k}$  も  $Z_{i,j,k}$  と同じ形を取る。

$$E_{i,j,k} = -(B_{i,j,k} + D_{i,j,k} + F_{i,j,k} + H_{i,j,k} + S_{i,j,k} + Z_{i,j,k} + SS_{i,j,k}/\Delta t)$$

$$q_{i,j,k} = W_{i,j,k,t} + (SS_{i,j,k}/\Delta t) \cdot \hat{h}_{i,j,k}$$

$\hat{h}_{i,j,k}$  : 1 ステップ前の値

$h_{i,j,k}$  : 新しい値

### III 計算方法

ある地域の地下水流動をシミュレートする場合、その地域全体の地下水の流れを概観するために、通常、計算時間が短く計算容量も少なくてすむ 3 次元

定常計算が行われる。この定常計算では、涵養量・流出量の収支を検討することにより、モデルの妥当性の評価も行うことができる。本研究では、最終的な地下水流動シミュレーションの前段階として、3 次元地下水流動の定常流計算を実施し、モデルの妥当性の検証と、地域の地下水の流動の実態把握を試みた。基礎式は式(1)の右辺を 0 と置いた式である。

本研究の地下水流動計算の目的は 2 つある。一つは、黒部川扇状地の末端部に存在する粘土層の存在が地域の地下水流動に与える影響を明らかにすることである。ここでは、粘土層の存在を考慮した地下水流動の計算結果と粘土層を省いた計算結果を比較し、粘土層の有無によって黒部川扇状地の地下水流動がどの様に異なるかを考察した。目的の 2 つめは、扇状地面における河川(黒部川)からの涵養効果を明らかにすることである。扇状地面での地下水と河川水との交流に関しては、これまで定性的には議論されてきたが、定量的には不明な点もまだ多い。3 次元の地下水定常流計算を行うことにより、対象としてモデル内の涵養・流出の平面分布が得られ、河川のもつ涵養効果の相対的な評価が可能となる。

ここで用いた涵養・流出量分布および計算領域全体の平均涵養高の求め方を記す。今、地下水面上における地下水のベクトル流が、地下水面上での流入量あるいは流出量に等しいと仮定すると、ダルシーの法則により、

$$\begin{aligned}
 V_x &= -K_{xx} \frac{\partial h}{\partial x}, \quad V_y = -K_{yy} \frac{\partial h}{\partial y}, \\
 V_z &= -K_{zz} \frac{\partial h}{\partial z} \quad (4)
 \end{aligned}$$

が得られる。また涵養量  $R(i, j)$  または流出量  $D(i, j)$  は次のように表される。

$$\begin{aligned}
 R(i, j) \text{ or } D(i, j) &= V_x \Delta y \Delta z + \\
 & V_y \Delta x \Delta z + V_z \Delta x \Delta y \quad (5)
 \end{aligned}$$

従って、計算領域全体の平均涵養高  $r$  は

$$r = \sum_{i=1, j=1}^n R(i, j) / (i \cdot \Delta y \cdot j \cdot \Delta x) \quad (6)$$

となる。この様にしてモデル領域全体の涵養・流出の平面分布を作成した。

#### IV 調査地域における3次元モデルの構築

##### (1) 境界条件

第1図は、3次元地下水流動解析に用いた計算格子と、1971年5月に測定した上部境界条件としての地下水位等値線（海拔標高）を示している。モデル領域は、水平方向の東西及び南北方向にグリッド間隔1kmで126ノード、鉛直方向にはグリッド間隔10mで34ノードの計4284個である。第1図に示したように、計算対象地域の東側及び南側は、扇状地を取り囲む山地領域であり、不透水境界とした。また下部境界条件は、第2図に示した基盤標高図をもとに基盤深度以下では不透水境界とした。海岸側の境界条件は、陸側の地下水位をもとにガイベン・ヘルツベルグの法則から塩水くさびの影響を考慮した塩淡水境界を計算し、その結果を不透水境界として与えた。ただし、海岸線と接する地下水面直下の2格子20m分は、海への流出を可能にするため透水境界とした。

##### (2) 水理地質条件

計算対象地域の水理地質は2種類に分けられる。1つは黒部川扇状地の主たる構成堆積物である砂礫層、もう一つは扇状地末端部の粘土層である（第2図の網掛け部）。これまでの地質資料によれば、粘土層は海岸に近づく程厚くなり、最大で60mとなる。

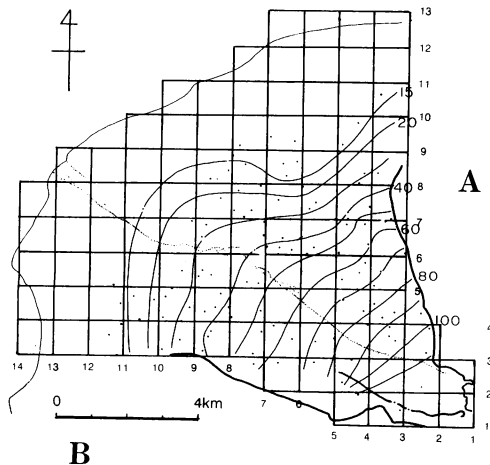
また粘土層の上限標高は海岸に向かって-20mから-40m、下限標高は-30mから-100mである。モデルに用いた水理定数は、これまでの当地における地下水調査資料をもとに、砂礫層の透水係数は水平方向が $2 \times 10^{-1}$ cm/sec、鉛直方向が $2 \times 10^{-2}$ cm/sec、また粘土層の透水係数は水平方向が $2 \times 10^{-5}$ cm/sec、鉛直方向が $2 \times 10^{-6}$ cm/secとした。

#### V 計算結果の評価

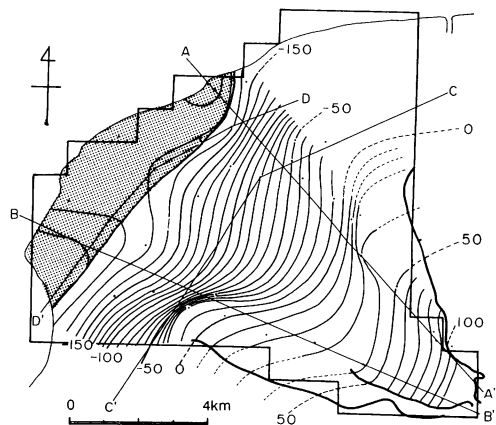
##### (1) 地下水ポテンシャル分布

第3図1～9は、第1図の東西断面(A3～A6)、南北断面(B5～B8)および南東から北西への斜め方向の測線沿いでのそれぞれ粘土層（斜線で表示した部分）を考慮した計算結果を示している。全体を概観すると、等ポテンシャル線は鉛直方向で、地下水は地下水面勾配にほぼ平行に流動している。その中で、A3～A6の測線に見られるように扇状地末端部に存在する粘土層の上部の砂礫層で、等ポテンシャル線は傾きを持ち、地下水の上向きの流れの存在が確認できる。この等ポテンシャル勾配から推定される地下水の自噴高は最大約2mとなる。

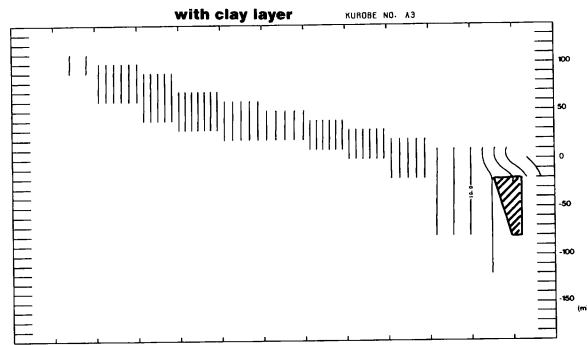
一方、粘土層を省いた計算結果は第4図1～9に示してある。A5、A6、B8の測線で若干の上向き地下水流が見られるものの、自噴高にすると最大でも約50cm程度であり、全体としては、地下水面勾



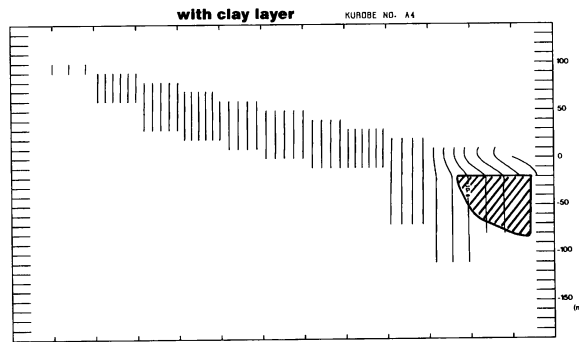
第1図 1971年5月の地下水面図およびモデル領域図



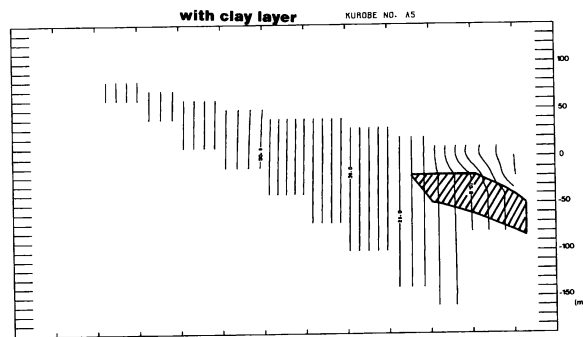
第2図 基盤標高および粘土層位置図



(1) 粘土層あり，東西A03断面

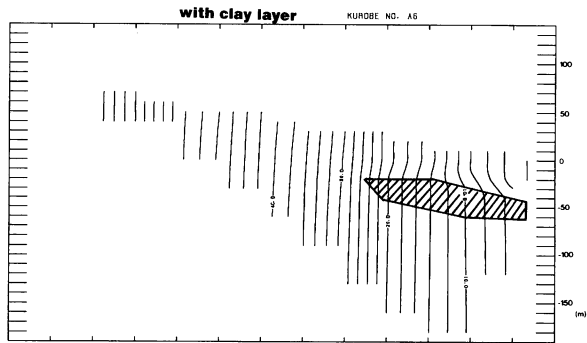


(2) 粘土層あり，東西A04断面

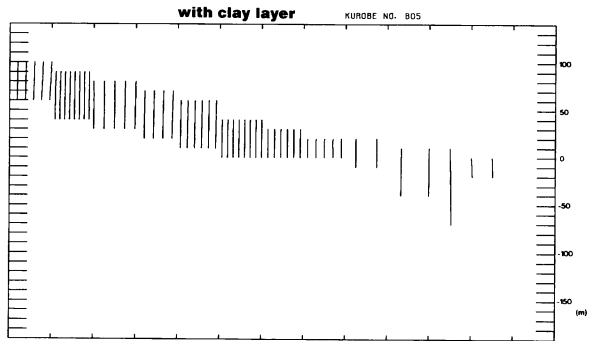


(3) 粘土層あり，東西A05断面

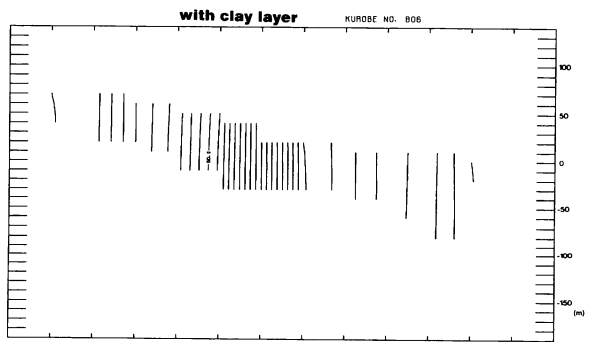
第3図 解析結果鉛直2次元断面ポテンシャル分布図  
(粘土層を考慮したモデル)



(4) 粘土層あり，東西A06断面

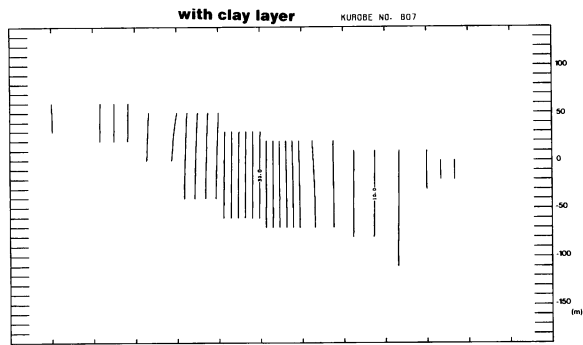


(5) 粘土層あり，南北B05断面

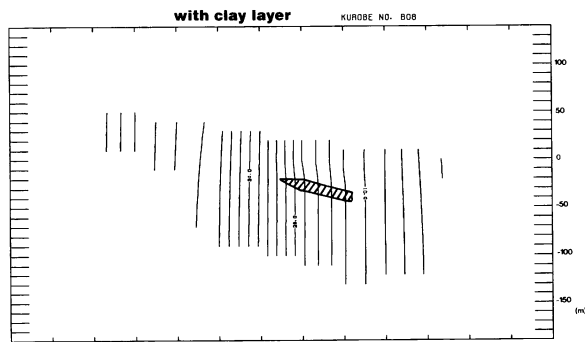


(6) 粘土層あり，南北B06断面

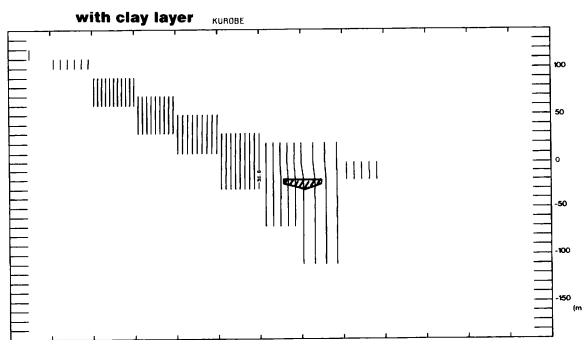
第3図 つづき



(7) 粘土層あり，南北B07断面

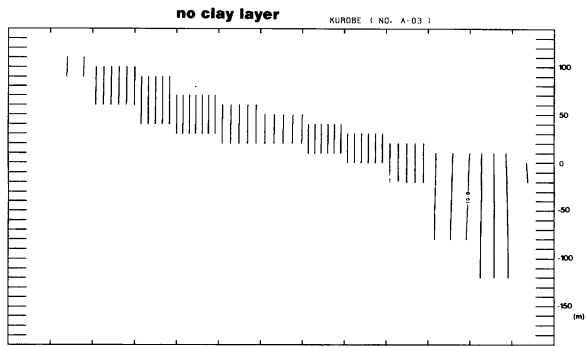


(8) 粘土層あり，南北B08断面

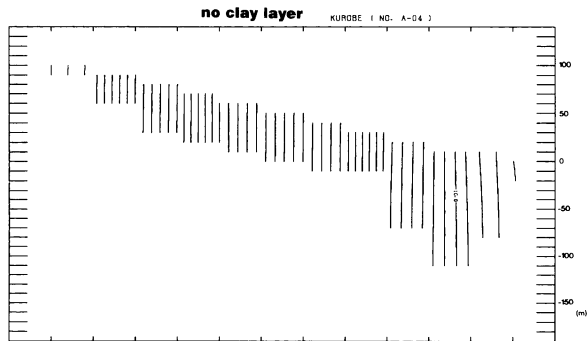


(9) 粘土層あり，斜め方向（南西～北東）断面

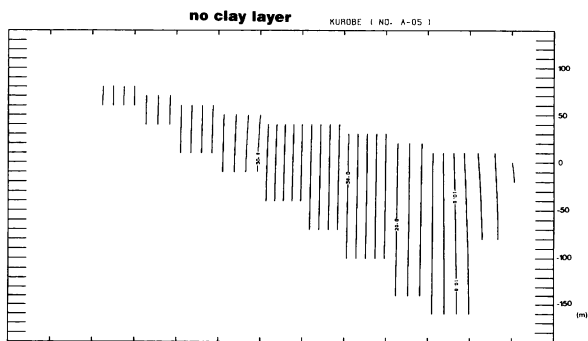
第3図 つづき



(1) 粘土層なし，東西A03断面

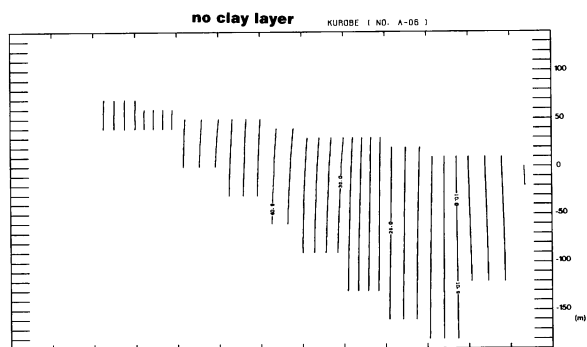


(2) 粘土層なし，東西A04断面

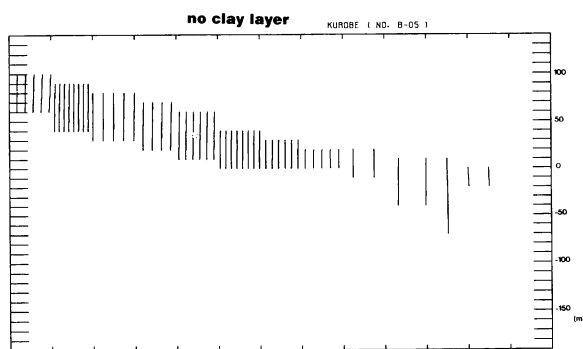


(3) 粘土層なし，東西A05断面

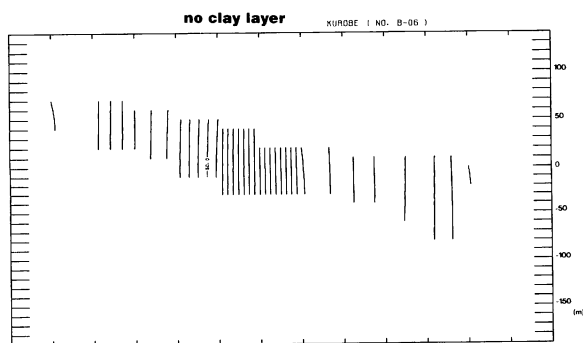
第4図 解析結果鉛直2次元断面ポテンシャル分布図  
(粘土層を除いたモデル)



(4) 粘土層なし，東西A06断面



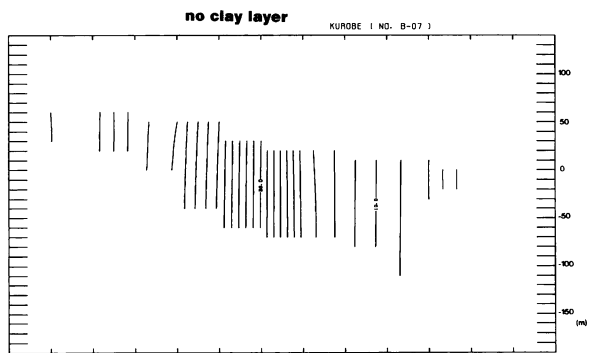
(5) 粘土層なし，南北B05断面



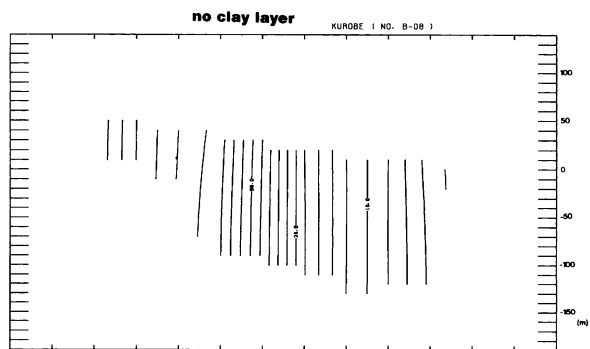
(6) 粘土層なし，南北B06断面

第4図 つづき

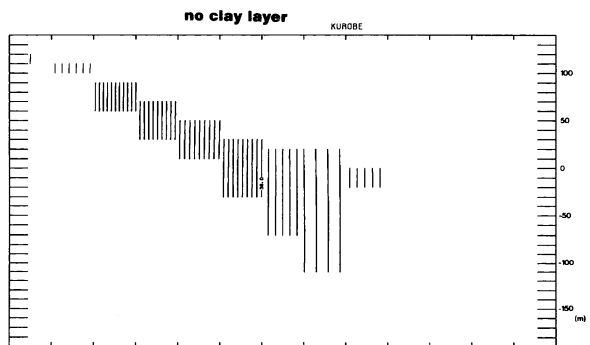




(7) 粘土層なし, 南北B07断面



(8) 粘土層なし, 南北B08断面



(9) 粘土層なし, 斜め方向 (南西~北東) 断面

第4図 つづき

配に平行な地下水流動を示している。

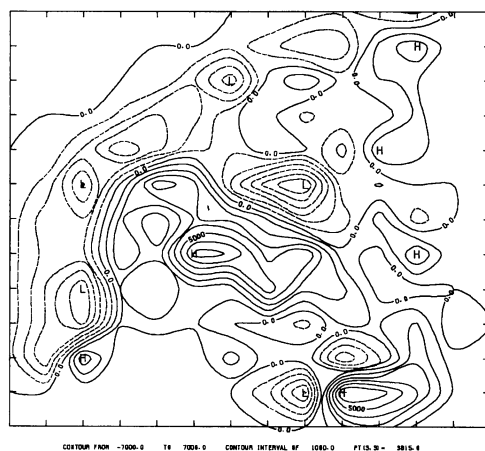
現実には黒部川扇状地の末端部には自噴高約0.1mから2.0mの自噴井が数多く見られる。粘土層を考慮した計算結果はこの地下水の自噴をよく表現しており、扇状地末端部の粘土層の存在がこの自噴をもたらしたものと考えることができる。

## (2) 涵養量・流出量分布

第5図および第6図は、粘土層を考慮した計算と粘土層を省いた計算から(6)式を用いて得られたモデル表層部における涵養量・流出量分布を示している。いずれの場合も、モデルの中央部をほぼ南東から北西にかけて斜めに流れる黒部川沿いに涵養量の多い地域が分布している。また両者の計算結果を比較すると、西部から北西部の海岸付近における流出量は、粘土層を考慮した計算結果の方がやや少なく、粘土層の存在によって地下水の流動が妨げられ、その結果として自噴するほどの水頭を持ったものと考えられる。

研究対象地域の年降水量を3000mm、年蒸発散量を800mmとすると、その差2200mmが地下水涵養あるいは表面流出となる。モデルによって求められた全域の年平均地下水涵養量は粘土層を考慮した場合が

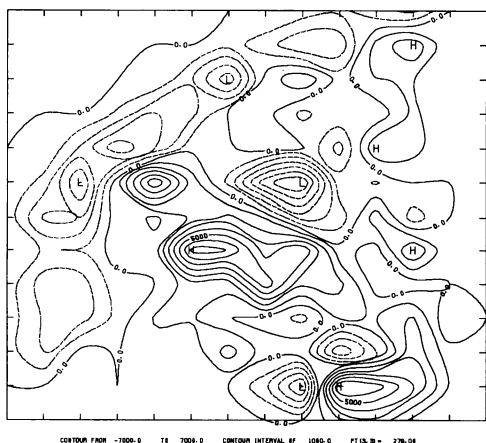
RECHARGE AND DISCHARGE (NO CLAY LAYER)



第6図 モデル表層における涵養・流出量分布（粘土層のない場合）  
（コンターは×1000 mm/年）

1111.8mm/y、粘土層を省いた場合が1223.6mm/yであった。表面流出量のデータが無いためこれ以上の議論はここではできないが、ここで示されたモデル領域の平均涵養量はこの値の範囲内にあり、モデルの妥当性が示されたと言えよう。

RECHARGE AND DISCHARGE (WITH CLAY LAYER)



第5図 モデル表層における涵養・流出量分布（粘土層のある場合）  
（コンターは×1000 mm/年）

## 参考文献

- 裏 相根・榎根 勇 (1986) : 出島台地の地下水の三次元流動解析, 地域環境要因としての地下水研究報告 (第3集), 155-171.
- 榎根 勇 (1978) : 地下水のシミュレーション, 市川正巳・榎根 勇編著「日本の水収支」, 古今書院, 258-266.
- Trescott, P. C. and Larson, S. P. (1977) : Solution of three-dimensional groundwater flow equations using the strongly implicit procedure. J. Hydrol., 35, 49-60.
- Weinstein, H. G., Stone, H. L. and Kwan, T. V. (1969) : Iterative procedure for solution of systems of parabolic and elliptic equations in three dimensions. Ind. and Engr. Chem. Fundamentals, 8, 281-287.