HOKKAIDO UNIVERSITY

Title	漁川流域における地下水挙動（Ⅱ）：（三次元定常地下水流の数値解析）
Author(s)	佐倉, 保夫
Citation	北海道大学地球物理学研究報告, 31, 1-9
Issue Date	1974-07-05
DOI	https://doi.org/10.14943/gbhu.31.1
Doc URL	https://hdl.handle.net/2115/14035
Type	departmental bulletin paper
File Information	31_p1-9.pdf

Hokkaido University Collection of Scholarly and Academic Papers : HUSCAP

北海道大学地球物理学研究報告
Geophysical Bulletin of Hokkaido University
Vol. 31, May, 1974, p. 1～10.

漁川流域における地下水挙動 (II)

(三次元定常地下水流の数値解析)

佐 倉 保 夫
北海道大学理学部地球物理学教室
(昭和48年11月30日受理)

Groundwater Movement in Izari River Basin (II)

(Numerical Analysis of a Three-Dimensional Steady-State Groundwater Flow)

By Yasuo SAKURA
Department of Geophysics, Faculty of Science, Hokkaido University
(Received November, 30, 1973)

A steady-state regional groundwater movement can be determined by various formations of the subsurface saturated medium and by the water table configulation controlled by topography. Using above assumption, a three dimensional model was solved by a numerical method and applied for the Izari river groundwater basin. The rate of groundwater recharge and discharge passing through the water table were taken as an index of the groundwater flow system and calculated from the numerical analysis.

It was found that the concentration of the groundwater discharge to the upper reaches of the Izari was significant. From macroscopic viewpoint, however, the recharge area is located in the upper stream region and discharge area in the lower, which is good agreement with the case of a previous two-dimensional model.

I. はじめに

地下水資源開発の進んでいない広域における地下水流動は，TÓTH (1963), FREEZE and WITHERSPOON (1966) らによれば，地形が支配する地下水面，地下水盆の形態および帯水層の種々の条件で決定づけられる．またある程度開発されている地域においても，FREEZE and WITHERSPOON (1968) によると，その結果として地下水面の形態が定常状態であると仮定できれば，同様に扱うことができる．著者は上述の議論に従って，漁川流域に，等方均質な帯水層条件と境界条件を仮定することにより，二次元 Laplace 式の解析解を求め，地下水流動システムを得ている (佐倉, 1971)．さらに水循環の要素としての地下水流動量の定量化をはかるため，三次元モデルを導入し，数値解析を試みた．また漁川流域地下水の挙動を表現する指標とし

て，地下水面を通過する地下水の流入，流出量を計算した．

II. 地下水流の数値解析

定常状態における非等方，不均質な帯水層での三次元地下水流は次式で表現される．

$$\frac{\partial}{\partial x}\left[k(x,y,z)\frac{\partial\varphi}{\partial x}\right]+\frac{\partial}{\partial y}\left[k(x,y,z)\frac{\partial\varphi}{\partial y}\right]+\frac{\partial}{\partial z}\left[k(x,y,z)\frac{\partial\varphi}{\partial z}\right]=0 \qquad (1)$$

ここで，　x,y,z；座 標 軸

φ；水　　頭

$k(x,y,z)$；透水係数

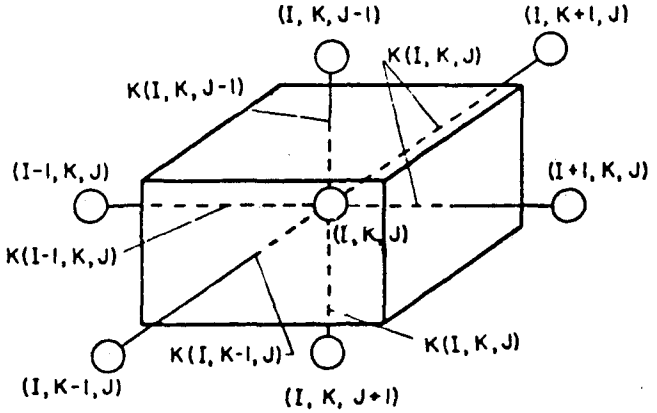

Fig. 1. Schematic representation for interior node in three-dimensional mesh for nonhomogeneous, isotropic medium.

Fig. 1 に示す格子点は，等方，不均質な帯水層の条件であり，Fig. 1 にしたがって (1) 式を差分近似すると，

$$\varphi(I,K,J)=\frac{\begin{array}{l}k(I,K,J)\,[\varphi(I+1,K,J)+\varphi(I,K+1,J)+\alpha\cdot\varphi(I,K,J+1)]+k(I-1,K,J)\\ \cdot\varphi(I-1,K,J)+k(I,K-1,J)\cdot\varphi(I,K-1,J)+\alpha\cdot k(I,K,J-1)\cdot\varphi(I,K,J-1)\end{array}}{(2+\alpha)\cdot k(I,K,J)+k(I-1,K,J)+k(I,K-1,J)+\alpha\cdot k(I,K,J-1)} \qquad (2)$$

ここで，$\alpha=h^2/l^2$

h；I, K 方向の格子間隔

l；J 方向の格子間隔

となる．なお数値解析には，SOR 法 (Smith, 1965) を用いた．

III. 漁川流域地下水流動モデルの設定および流域地質の概要

漁川流域は Fig. 2 に示すごとく，面積 163 km² の流域である．二次元モデルを用いたときには (佐倉, 1971)，次の仮定があった．山地部からの地下水補給が無視できるので，地下水流

動の対象となる区域は，流域が狭くなる所から下流側になる．また，中央に河川があり，横幅がほぼ一定に分水界 (不透水壁) で囲まれる細長い流域における地下水は，上流から下流方向への流れが卓越する．従って，河川縦断面モデルを解析することにより，巨視的に地下水挙動が表現できた．しかし現実には，上流境界近傍での地下水面の傾斜，つまり河川への地下水流出の集中，あるいは，河川の伏流現象等，河川縦断面に垂直な地下水流成分を考慮しなければならない．そして地層条件の複雑さを考えると，三次元モデルが必要となってきた．

三次元地下水流動モデルの境界条件は，山地部からの地下水補給はなく，流域の分水界を越える流れは存在しない．ただし平地部に入って恵庭市街から東北方向への流動が測水調査で認められていることから (佐倉, 1971)，ユカンボシ川まで流域を拡張し，千歳川，ユカンボシ川を地形上，地下水流域を分ける不透水壁と考えた．平面的にモデルを表わすと Fig. 3 となり，このモデルのすべての境界を越える地下水流入，流出はないという仮定を置いた．

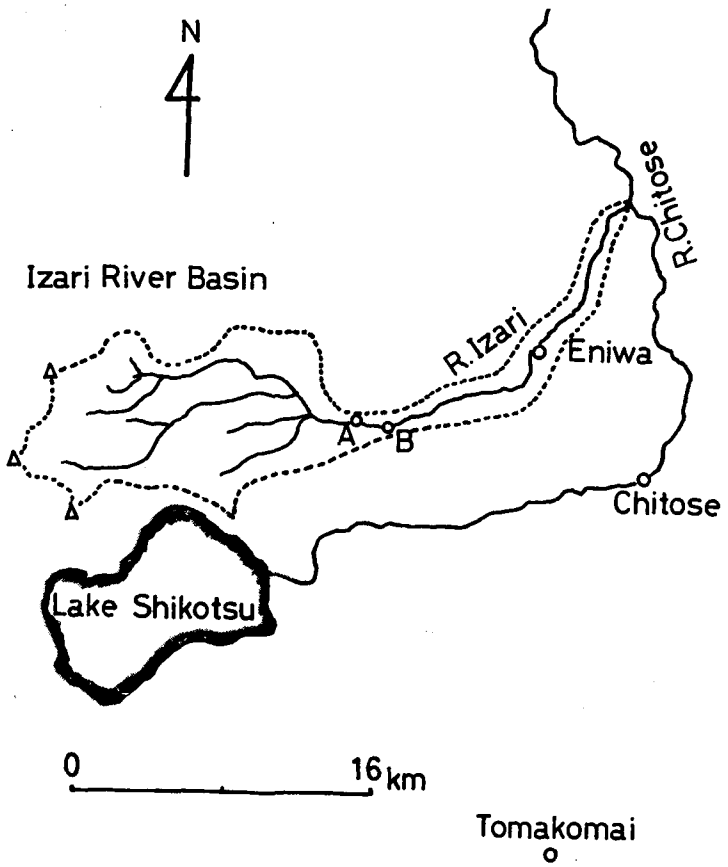

Fig. 2. Map showing location of the Izari river basin. Gaging station sites are located in the points *A* and *B*.

表層地質をFig. 4に示す(北海道開発庁, 1959および北海道地下資源調査所, 1956). Fig. 4にある記号は, sh_2; 支笏熔結凝灰岩および島松浮石層, $k=10^{-4}$ cm/s, sh_3; 豊平浮石層, $k=10^{-3}$ cm/s, Ta; 樽前火山灰層, $k=10^{-3}$ cm/s, En; 恵庭火山灰層, $k=10^{-3}$ cm/s, Al; 現河川および氾濫原堆積物, $k=10^{-3}$ cm/s, Lp; 低位泥炭, $k=10^{-4}$ cm/s である.

なお, 地質区分の後に示した透水係数 k の値は北海道開発局 (1970) によって得られたその地層を代表する値である. また地下構造については北海道開発局 (1970), 山口 (1969), 小原 (1969) によるボーリング資料から各断面について推定し, 総合した. 表面に露頭しない中下部洪積層である野幌層 (*No*) に関しては, 透水係数を 10^{-5} cm/s とし, 下部限界が未知なため海水面下 500 m を地下水流の存在しない基盤と考えた. 地層断面の例をFig. 5に示す. *I*, *K* の場

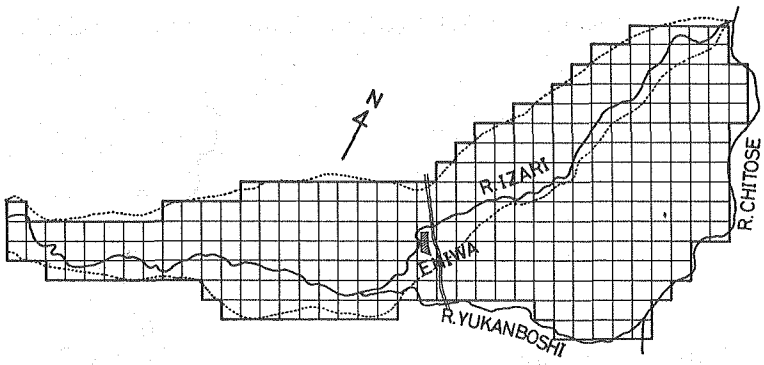

Fig. 3. Computational mesh for mathematical simulation in *I*-*K* plain.

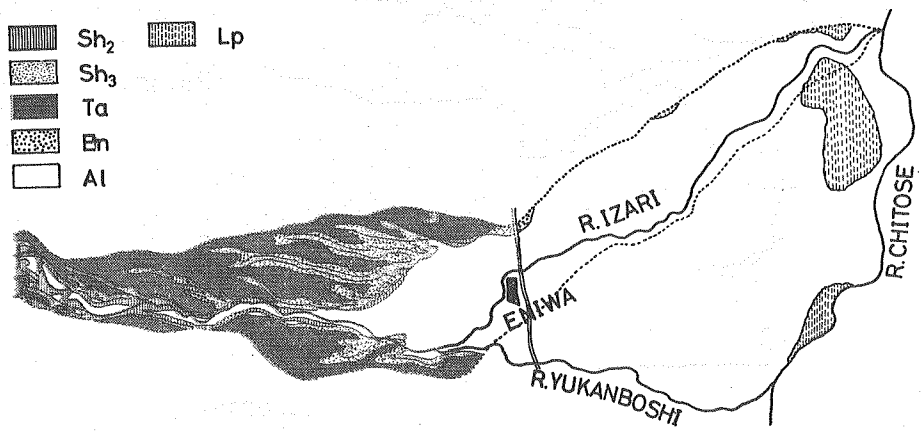

Fig. 4. Geological map of the Izari river groundwater basin. (sh_2; shikotsu welded tuff and shimamatsu pumice member, sh_3; Toyohira pumice member, Ta; Tarumae volcanic ash bed, En; Eniwa volcanic ash bed, Al; River and flood plain deposits in recent, Lp; Lower moor)

所は Fig. 6 に示す. なお格子点間隔は I, K 方向に 500 m, J 方向に 25 m をとった. 次に上部境界である地下水面の形態は恵庭市街地周辺での測水調査による資料 (佐倉, 1971) と, 地表面の形に支配されていることを考慮して地下水面図を作成し, Fig. 7 に示した. 数字はその場所

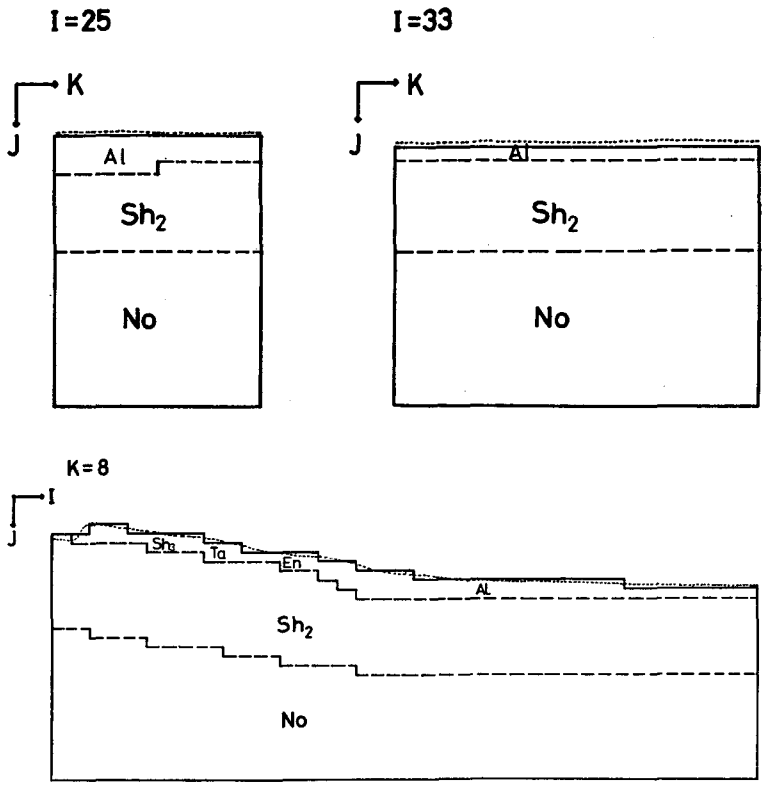

Fig. 5. Examples of geologic cross section. (*No*; Nopporo formation)

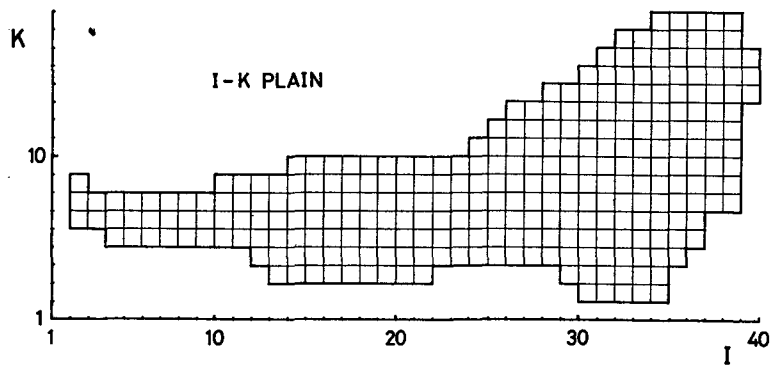

Fig. 6. Computational mesh showing position of I and K.

の地下水頭（海抜高度で単位は m）を示し，100 m 以上については 100 を引いた値とし，小数点以下は切り捨てた．0 で示されている所は境界の外を意味する．

IV. 解析結果および二次元モデルとの対比

解析結果の一例として，Fig. 8 に $K=7$ 断面の水頭分布を示す．図の見方は Fig. 7 と同様．ただし，小数点以下は四捨五入している．流域内のすべての格子点で，水頭は計算できたが，三次元で流線を表現するのが困難なため，地下水面を通過する地下水流入，流出を考えることによって地下水挙動を議論する．FREEZE (1967), PARSONS (1970) によれば，地下水面における垂直方向のベクトル流は，地下水面での流入あるいは流出量に等しいと仮定することにより，Darcy の法則から，

$$v_z = k\frac{\partial \varphi}{\partial z} \qquad (3)$$

が得られる．

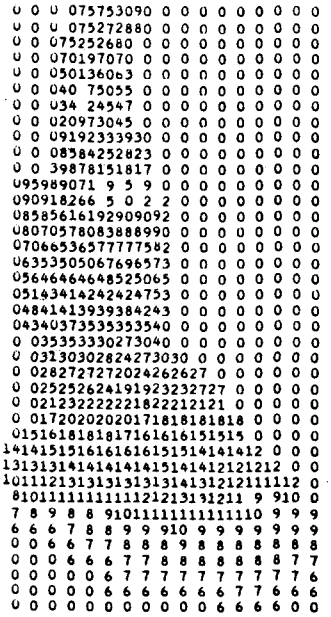

Fig. 7. Numerical map showing values of water table in m, above mean sea level.

ここで，$\dfrac{\partial \varphi}{\partial z}=\dfrac{\varphi_{z_n}-\varphi_{z_{n-1}}}{\Delta z}$　また，$\Delta z = z_n - z_{n-1}$

z_n, z_{n-1}；それぞれ地下水面の標高，地下水面より一つ下の格子点の標高

$\varphi_{z_n}, \varphi_{z_{n-1}}$；それぞれ z_n, z_{n-1} における水頭

(3) 式に従って，漁川流域における地下水流入，流出量の分布図 (Fig. 9) を作成した．図中

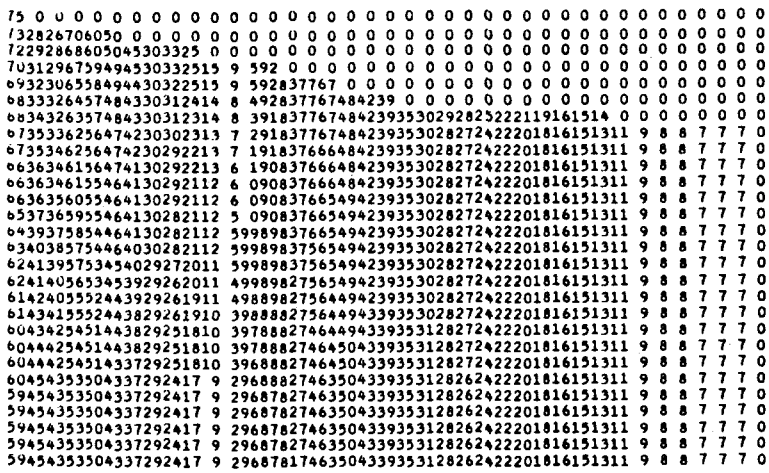

Fig. 8. Numerical map showing values of groundwater head in m, obtained by solving numerically, in $K=7$ cross section.

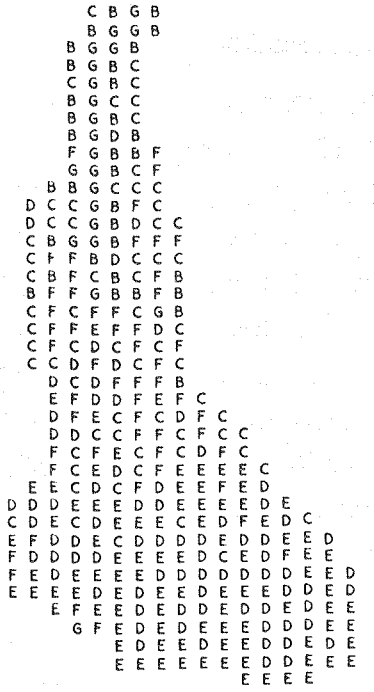

Fig. 9. Areal variation in rates of groundwater recharge and discharge.

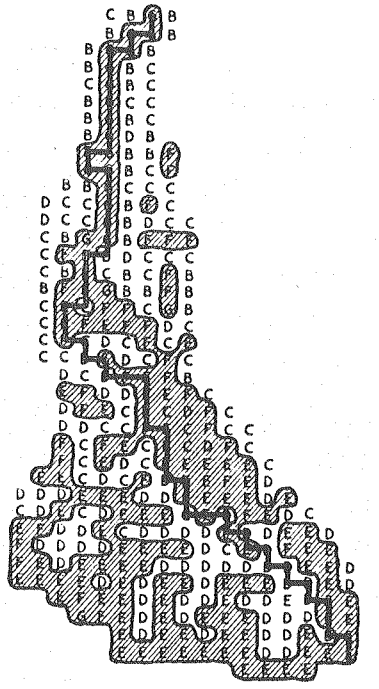

Fig. 10. A distribution chart of recharge-discharge area.

に示した英文字は年間の水高 (cm) で，正は流入，負は流出を表わし $100 \leqq B$，$10 \leqq C < 100$，$0 \leqq D < 10$，$-10 \leqq E < 0$，$-100 \leqq F < -10$，$G < -100$ を意味する．地下水流入，流出域を区分すると，Fig. 10 となる．二次元モデルにおいては，上流部が流入域，下流部が流出域と単純に区分されたが，Fig. 10 で見られるように，三次元モデルでは流入，流出域の分布が複雑に入り混っている．上流部における地下水流出の河川への集中化現象が顕著であること，また最下流部に広く流出域が分布することが特徴的である．河川に沿った縦断面二次元モデルを採用した時 (佐倉, 1971) から，山地部における地下水の河川への流出現象はある程度予想されていたが，流域全体を考える時無視してもさしつかえないと判断していた．しかし，Fig. 9, 10 の結果から上流部の川に沿った場所での地下水流出強度が最も大きいことがわかった．Fig. 9 に示す地下水流入，流出量を定量的に取扱うには，上部境界値としての地下水位の値，表層地質の透水係数，計算に用いた (3) 式の仮定をより吟味する必要がある．さらに，季節的，地域的に降水量の分布，地表面の浸透性，不飽和層での水分移動そして表面流出，河川水の流動を考慮する非定常問題を解くことにより，地下水挙動は解明されていくであろうが，現段階では，Fig. 9, 10 が漁川流域における地下水挙動を表現する一つの指標になると思われる．

V. 境界外からの地下水流入量の推定

地下水流出量は量水曲線から地下水流出成分を分離することにより計算できる．漁川における河川流量観測所は三カ所あるが，長期間にわたる資料があり，農業用水の取水による影響がない．恵庭発電所（以下 A 点，流域面積 114.6 km^2）と漁川発電所（B 点，流域面積 114.6 km^2）の資料を用いる．観測所の位置は，Fig. 2 に示している．一例として，昭和 37 年 9 月～38 年 8 月までの一年間の A 点での量水曲線を Fig. 11 に示す．図中の実線は地下水減衰曲線で減衰係数は 0.00225 (day^{-1}) である．なお，漁川については，岸ほか (1962) による冬期渇水量についての研究がある．破線は減衰が終った点から次の減衰が始まる点（ここでは直接流出が終った時点で，地下水流出が始まると仮定する）を結ぶ線で，それ以下が地下水流出成分である．このようにして，昭和 38 年 4 月～44 年 3 月まで 6 年間，A, B 点での地下水流出量を計算した．Table 1 にその値を示す．中尾 (1970) によれば，この地域の年平均降水量は 2000 mm，蒸発散量は 500 mm 程度なので，A, B 流域における地下水流出量はほぼ妥当な値を示すが，A-B 間の流域でみると，非常に大きな値となる．このことから，A-B 間の流域では，かなり多量の集水域外からの地下水流入の存在が予想される．A 点より約 1 km 上流の漁川ダムサイト予定地におけるボーリングの結果，被圧帯水層の存在が明らかになったことは，熔結凝灰岩の節理構造に起因する割れ目を通って，より上流の山地部から地下水流動のあることを暗示している．

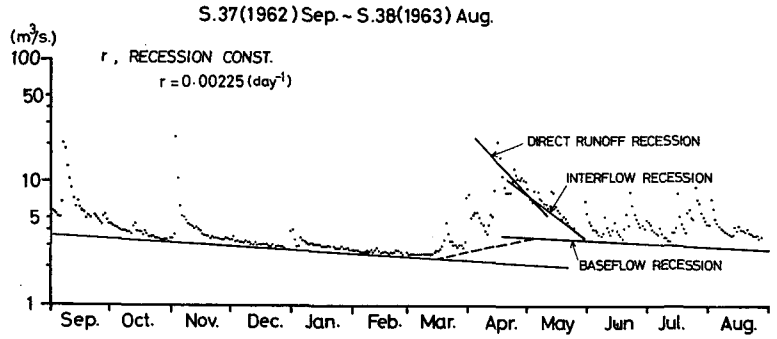

Fig. 11. Stream hydrograph at A-gaging station, Izari river.

Table 1. Annual mean groundwater discharge obtained from separation of stream hydrograph.

Gaging station	Drainage area (km^2)	Annual mean groundwater discharge (m^3/y)	(mm/y)
A	114.6	9.701×10^7	846.5
B	119.4	1.066×10^8	892.8
A—B	4.8	9.546×10^6	1988.8

IV. 章で議論した三次元地下水流動のモデルは，境界外からの地下水流入を無視していたが，定量化を進める次の過程では当然考慮する必要がある．

VI. おわりに

数学的な三次元モデルを用いて，漁川流域における地下水挙動を解明してきたが，今後さらに水循環の一要素として地下水流動を再検討し，流域の水収支を考えるにあたり，地下水の流動量を明確にすることが水資源に関する重要な問題になると思われる．

本研究を進めるにあたり終始御指導を賜った当教室の中尾欣四郎助教授，いろいろ議論していただき，お世話になった陸水学講座の皆様に謝意を表します．

なお，計算は北大大型計算機センターの FACOM 236-60 によった．

文　献

FREEZE, R. A. and WITHERSPOON, P. A., 1966. Theoretical analysis of regional groundwater flow: 1. Analytical and numerical solutions to the mathematical model. *Water Resources Res.*, **2**, 641–656.

FREEZE, R. A., 1967. Quantitative interpretation of regional groundwater flow patterns as an aid to water balance studies. *Intern. Sci. Hydrol., General Symposium, Berne.*, 154–173.

FREEZE, R. A. and WITHERSPOON, P. A., 1968. Theoretical analysis of regional groundwater flow: 3. Quantitative interpretation. *Water Resources Res.*, **4**, 581–590.

北海道開発庁, 1959. 5万分1の地質図幅「恵庭」.

北海道開発局, 1970. 石狩川漁川ダム建設事業計画参考資料. 331 pp.

北海道地下資源調査所, 1956. 5万分の1地質図幅「石山」.

岸　力・中尾欣四郎・上岡一隆, 1962. 漁川およびその近隣河川の冬期渇水量. 土木学会北海道支部技術資料, **18**, 99–104.

中尾欣四郎, 1970. 湖沼水位の安定性についての研究. 北海道大学地球物理学研究報告, **25**, 25–87.

小原常弘編, 1969. 石狩低地帯の深井戸検層図集. 北海道地下資源調査所報告, **39**, 1–79.

PARSONS, M. L., 1970. Groundwater thermal regime in a glacial complex. *Water Resources Res.*, **6**, 1701–1720.

佐倉保夫, 1971. 漁川流域における地下水挙動. 北海道大学地球物理学研究報告, **26**, 1–11.

SMITH, G. D., 1965. 電算機による偏微分方程式の解法 (藤川訳). サイエンス社, 191 pp.

TÓTH, J., 1963. A theoretical analysis of groundwater flow. *J. Geophys. Res.*, **68**, 4795–4812.

山口久之助, 1969. 千歳周辺の地下水について. 石狩川水利総合開発計画調査資料, 北海道開発局官房開発調整課, 37 pp.