



| | |
|------------------|---------------------------------------------------------------------------------------|
| Title | 河川水位の季節変動による地下水流出の調節 |
| Author(s) | 石井, 吉之; ISHII, Yoshiyuki; 中尾, 欣四郎 他 |
| Citation | 北海道大学地球物理学研究報告, 40, 31-45 |
| Issue Date | 1981-11-30 |
| DOI | https://doi.org/10.14943/gbhu.40.31 |
| Doc URL | https://hdl.handle.net/2115/14385 |
| Type | departmental bulletin paper |
| File Information | 40_p31-45.pdf |



河川水位の季節変動による地下水流出の調節

石井 吉之・中尾欣四郎

北海道大学理学部地球物理学教室

(昭和 56 年 7 月 25 日受理)

Control of Groundwater Runoff by a Seasonal Variation in the River Stage

By Yoshiyuki ISHII and Kinshiro NAKAO
Department of Geophysics, Faculty of Science,
Hokkaido University

(Received July 25, 1981)

The present paper describes a study made on how a seasonal variation in the river stage controls the runoff of groundwater to the river. The area subjected to this study is located in the middle reach of the Tokachi River from the mountain area to the alluvial plain. The results are summarized as follows :

1. Phreatic groundwater always flows into the river in February, July and December. A flow-net analysis shows that the discharge of groundwater is $0.17 \text{ m}^3/\text{sec}$ per nearly 10 km in channel length. Meanwhile, the average infiltration rate through the ground during the period from December, 1979, to February, 1980, is 0.28 mm/day according to a calculated water balance in the phreatic aquifer. Then, the recharge of the area, about 16 km^2 , totals $0.05 \text{ m}^3/\text{sec}$.

2. Tritium concentrations of river water, phreatic groundwater, artesian groundwater and spring water are found 47.4 T.U., nearly 30 T.U., 0.5 T.U., and 12.8 T.U., respectively. It follows from a marked difference between the first and the second that river water hardly flows into the phreatic aquifer.

3. The results of numerical simulation of two-dimensional transient groundwater flow lead to a conclusion that a delay takes place in groundwater runoff to the river during the period of the high river stage, resulting in a rise in the water table in the phreatic aquifer, and that this delaying trend gradually extends from the river to the further aquifer when the high stage continues longer.

4. In the same manner as a bank storage phenomenon in a flood period, the runoff of groundwater is controlled accompanying a seasonal variation in the river stage. However, this controlling effect extends to a further distance than in case of the bank storage effect.

I. はじめに

河川と周辺地下水帯水層の間では、両水位の高低に応じて水交換が生じる。地下水位が河川水位よりも高いと、河川は流下するにつれて地下水の涵養をうけ、得水河川と呼ばれる。逆の場合、河川水の一部が周辺地下水帯水層内へ伏流し、河川は流下とともに流量を減じ、失水河川の形式をとる。しかし、得水河川でも洪水時には、河川水位の変動量は大きく、また、地下水位の変動よりも時間的に早いために、河道近傍で動水勾配の逆転が生じ、一時的に河川水が周辺地下水帯水層へ流出する bank storage と呼ばれる現象が起きる。これによって一時貯留された水は、洪水の減水とともに再び河川へ流出する。このような bank storage 効果による洪水波形の平滑化については、従来から KUNKLE (1962), PINDER and SAUER (1971), FREEZE (1972) などにより研究されてきた。これらの研究は1つの出水期間を対象としているので、河道近傍 100 m 程度の狭い範囲内の、しかも数時間から1日という短時間に終わる現象について行なわれた。

しかし北海道では、春の融雪出水期には1ヶ月以上にもわたって河川水位の高い時期が続き、冬季は積雪のために数ヶ月に及ぶ安定した渇水期がある。このような長期間にわたる河川水位の大きな季節変動が存在する地域では、河川水位が河川への地下水流出に与える影響は、より広範囲に、また、より長期間にわたると考えられる。

そこで、比較的資料のそろった十勝川流域で、河川水位の季節変動による地下水流出の調節効果を検討した。

II. 対象地域の概要

対象地域は十勝川本流沿いの清水町熊牛地区で、十勝平野のほぼ北西端に位置し、典型的な開析扇状地のひとつとして知られている。

地形は、十勝川本流とその両岸に広がる河岸段丘とから構成されている。小原ほか (1971) によるこの地域の水理地質図を Fig. 1 に示す。各段丘面の比高は、左岸では第1段丘～第3段丘間が 80～100 m、第3段丘～沖積面間が約 5 m である。また、右岸の第2段丘～第3段丘間では約 30 m、第3段丘～沖積面間が約 10 m となっている。

基盤の上に発達する堆積物の地質は、洪積世から新第三紀鮮新世にかけての熊牛層と、これより上部の第四紀の粘土・砂礫層および沖積面の砂礫層で構成されている。熊牛層の層序は、下部より砂礫層、熔結凝灰岩層、シルト質層、砂礫層となっている。これらの地層のうち、熊牛層の熔結凝灰岩層は固結しており、これを不透水基盤として上部砂礫層に自由水面地下水、下部砂礫層に被圧地下水が賦存している。

III. 地下水帯水層の構造

この地域の地下水は飲料水および農業用水として使用されているが、そのうち、本研究で対象とする自由水面地下水を使用している井戸は、Fig. 2 に示す 41 点である。また、電源開発株式会

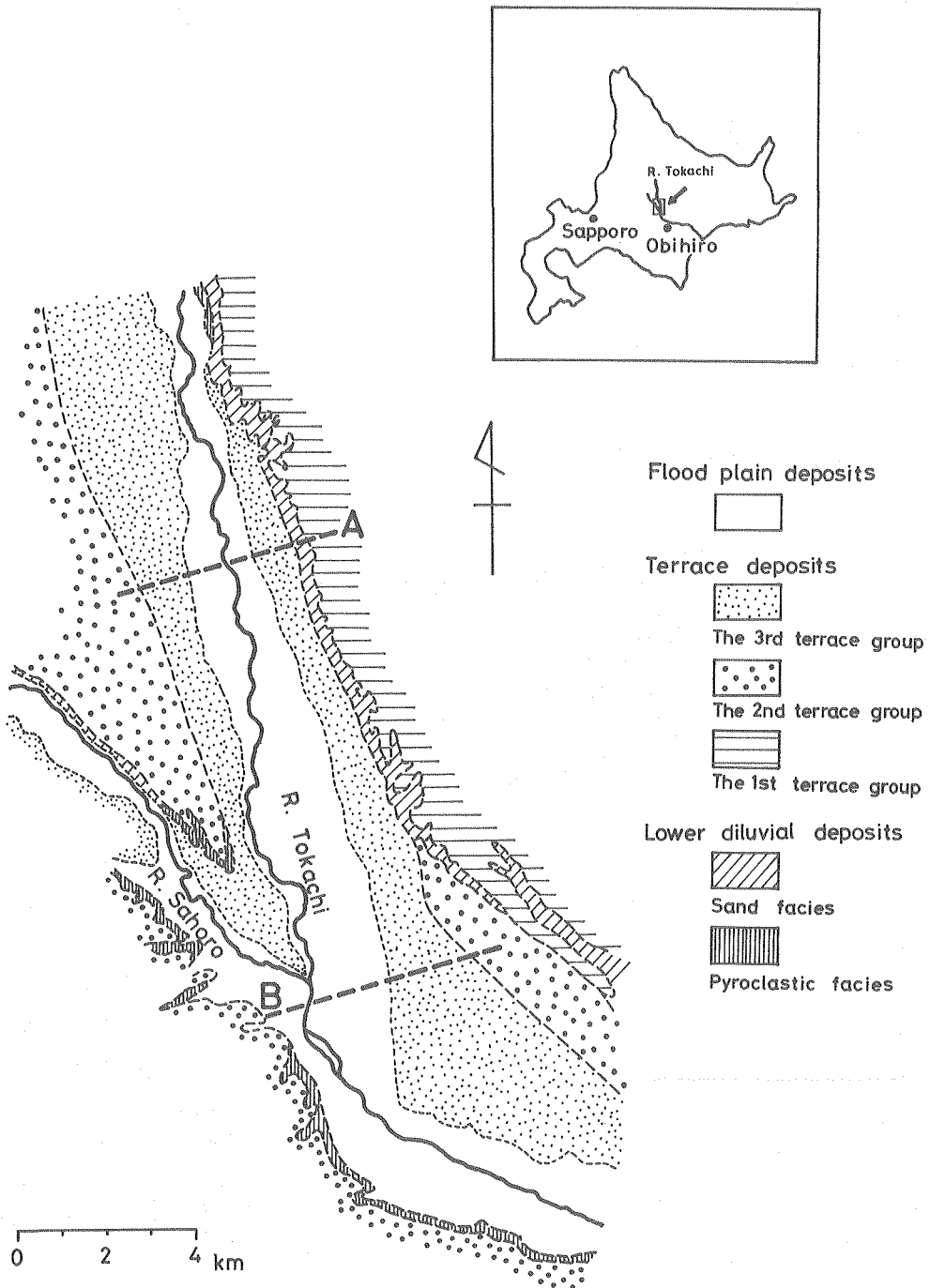
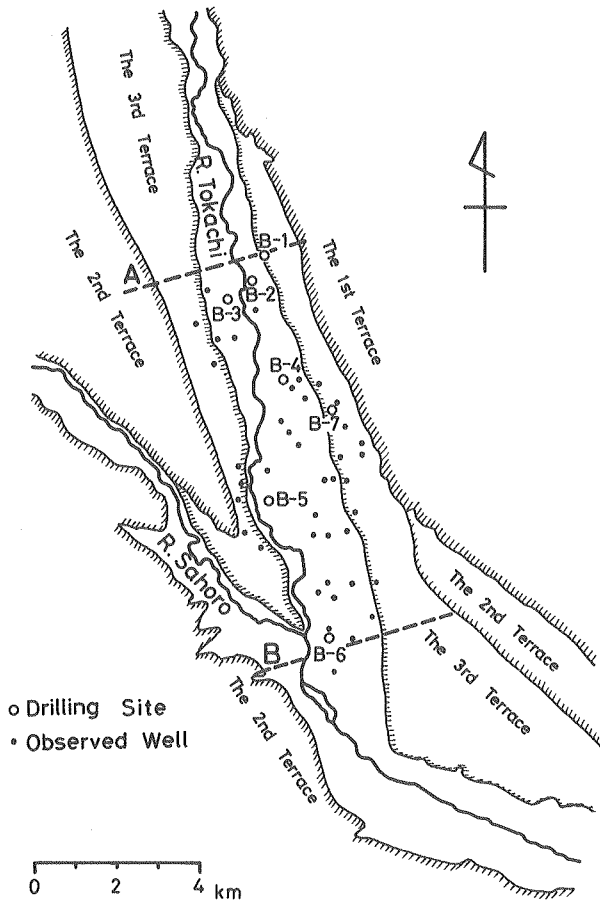


Fig. 1. Hydrogeological map in the neighborhood of the study area. Break lines of A and B show the upper and lower ends of the study area, respectively.



社により，図に示す7ヶ所で試錘が行なわれている。

Fig. 2. Locality map of drilling holes and observed wells. Break lines of A and B show the upper and lower ends of the study area, respectively.

1. 自由水面地下水帯水層の層厚

Fig. 3は沖積面上に位置するB-1からB-6までの試錘地点の地質柱状図を，河川の流下方向に並べたものである。また，左岸第3段丘上のB-7の地質柱状図については，沖積面上のB-4と対比させるために，B-4の横に図示した。

B-1からB-6までを見ると，自由水面地下水の帯水層を形成する上部砂礫層厚が，上流側に厚く下流へいく程薄くなる傾向が認められる。また，当地域では上部砂礫層と熔結凝灰岩層との境界を決めるために，比抵抗法電気探査が実施されている [北海道開発コン

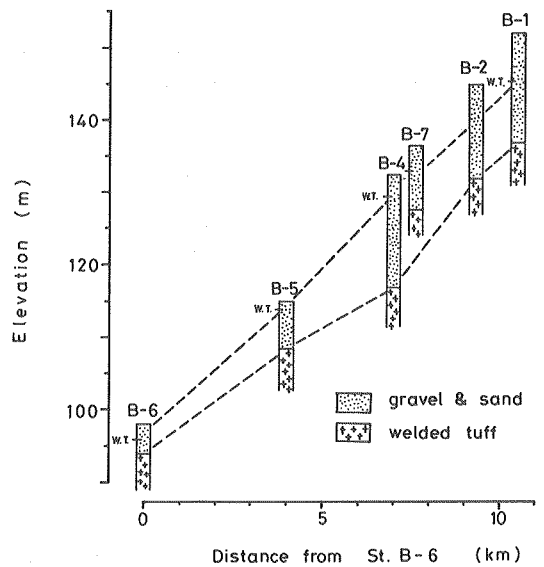


Fig. 3. Geologic column at each drilling site.

サルタント (1977)]. それによると, 上部砂礫層の比抵抗値は $10^2 \sim 10^3 \Omega \cdot m$, 熔結凝灰岩層が $10^2 \Omega \cdot m$ 以下である. これより, 上部砂礫層厚は上流側が $10 \sim 20 m$, 下流側が $5 m$ 以下と判断され, Fig. 3 で認められた傾向と良く一致している.

また, この地域のほぼ中央に位置する沖積面上の B-4 と第3段丘上の B-7 とでは, 地表面の海拔高度差は約 $5 m$ であるが, 不透水基盤面に約 $10 m$ の落差がある.

2. 帯水層常数

Fig. 2 に示した試錘井のうち B-1 および B-2 を除いた 5 点で, それぞれ揚水井から $4 m, 8 m$ の距離に観測井を設け, 揚水試験を実施した. 試験は回復水位を測定し, 透水係数は次式により求めた.

$$T = (h - h_0)k = \frac{0.183 Q}{\xi} \log_{10} \frac{t}{t'} \quad (1)$$

ただし, T : 透水量係数, k : 透水係数, h : 地下水位標高, h_0 : 不透水基盤標高, Q : 揚水量, ξ : 水位低下高, t : 揚水開始からの時間, t' : 揚水停止からの時間.

揚水試験は回復法に準拠したので, 観測井の水位は揚水停止以後しか測定されなかった. したがって, 貯留係数 (有効空隙率) は揚水停止時の 2 点の観測井の水位から, JAEGER (1959) に準じた方法で算出した. 揚水停止時の水位低下は,

$$\xi = \frac{Q}{4\pi T} W(u) \quad (2)$$

ただし, $W(u)$: 井戸関数, $u = \frac{r^2 S}{4Tt_0}$, S : 貯留係数, r : 揚水井からの距離, t_0 : 揚水時間.

(2) 式において,

$$\frac{\xi(Nr)}{\xi(r)} = \frac{W(N^2 r^2 S / 4Tt_0)}{W(r^2 S / 4Tt_0)} = \frac{W(N^2 u)}{W(u)} \quad (3)$$

となる. ただし, N は任意の自然数である. 観測井が $4 m$ と $8 m$ の距離にあるので, $W(N^2 u) / W(u) \sim u$ の図を $N = 2$ について作成すれば, $\xi(Nr) / \xi(r)$ の値に対応する u が求まり, 次式により S が算出される.

$$S = \frac{4uTt_0}{r^2} \quad (4)$$

このようにして求められた帯水層常数を Table 1 に示した.

Table 1. Aquifer parameters obtained by pumping tests.

| Drilling Site | $h - h_0$ (m) | T (cm ² /sec) | k (cm/sec) | S |
|---------------|---------------|----------------------------|-----------------------|------|
| B - 3 | 4.8 | 6.01 | 1.25×10^{-2} | 0.23 |
| B - 4 | 9.7 | 21.49 | 2.22×10^{-2} | 0.30 |
| B - 5 | 5.3 | 85.57 | 1.61×10^{-1} | — |
| B - 6 | 1.9 | 90.85 | 4.78×10^{-1} | — |
| B - 7 | 8.0 | 34.58 | 4.32×10^{-2} | 0.17 |

IV. 地下水流動の現況

1. 地下水位分布および流線網解析

1979年12月, 1980年2月, 1980年7月の3回にわたって41ヶ所の井戸水位を測定し, 地下水位の等水位線を Fig. 4 に示した. 図中の破線は, 沖積面と段丘面の境界を示している.

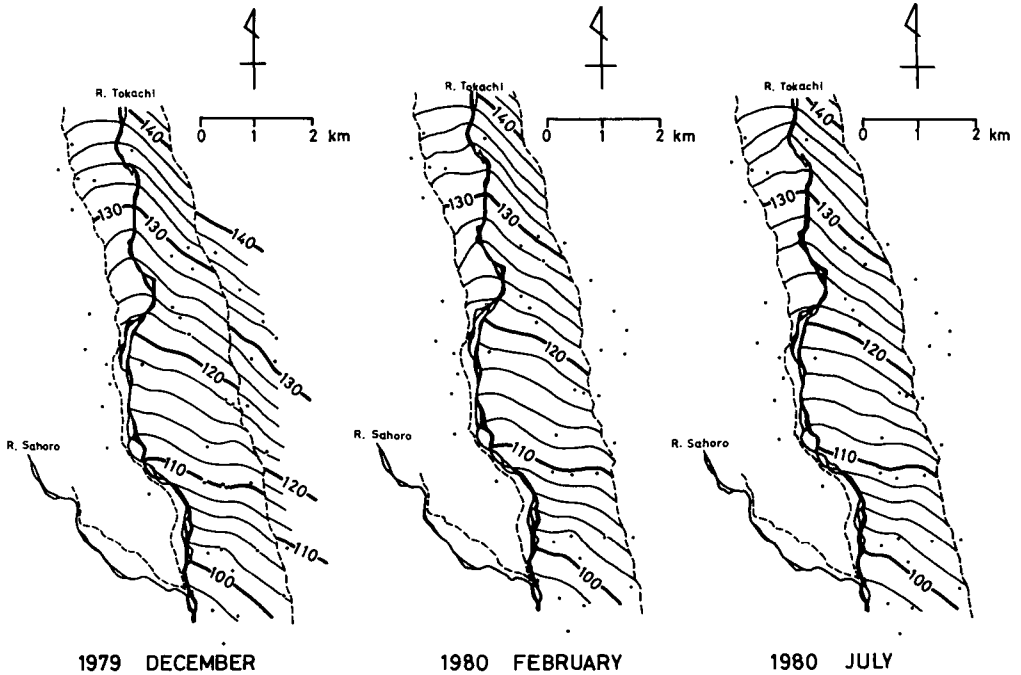


Fig. 4. The contour maps of groundwater table in December, 1979, February, 1980 and July, 1980 (contour interval=2m). Closed circles indicate the observed wells.

これによれば, どの時期も地下水が河川へ流出している. なお, 上流部では地下水は河川に対しほぼ45°の角度で流入し, 動水勾配はおよそ0.01である. 一方, 中流および下流部では河川に対する流入は30°以下となり, 動水勾配も0.005~0.007と上流部より小さくなる. また, 沖積面と段丘面との境界は地下水位が不連続となり, その落差は4~6mである.

つぎに, Fig. 4 から流線網を作図し, 地下水の河川涵養量を流線網解析により見積もることとする.

Fig. 5 は 1979 年 12 月 と 1980 年 2 月 の 流 線 網 で, 2 m 間 隔 で ひ いた 等 地 下 水 位 線 に 直 交 す る 流 線 が 正 方 形 を 形 成 す る 様 に 作 図 し た も の で あ る. 流 線 網 解 析 で は, 地 下 水 流 出 量 Q_g は 次 式 で 求 め ら れ る.

$$Q_g = k \cdot (h - h_0) \cdot \Delta h \cdot \frac{n_f}{n_d} \quad (5)$$

ただし, Δh : 流線に沿った総地下水位差, n_f : 流線で切られた区間数, n_d : 等水位線で切られた

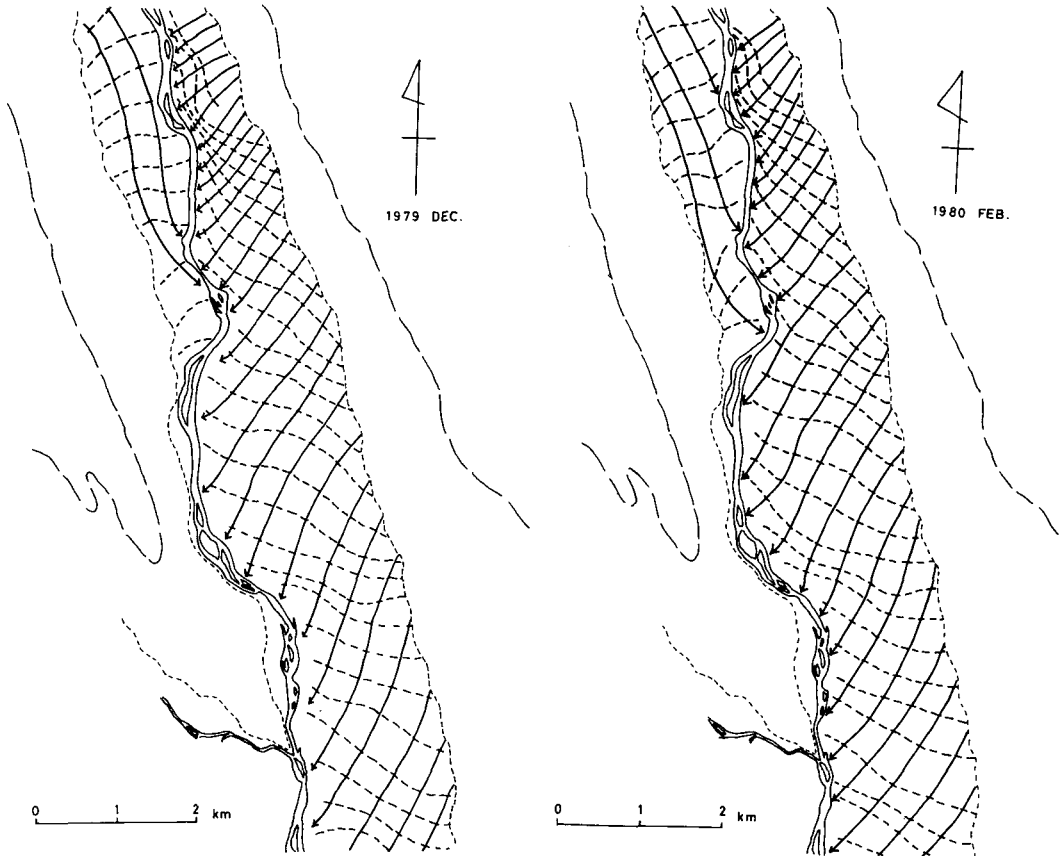


Fig. 5. The groundwater flow-nets in December,1979 and February, 1980 (--- : equipotential line, — : groundwater flow line).

区間数.

調査対象の約 10 km の区間距離内での河川への地下水流出量を (5) 式で計算すると, 1979 年 12 月は $0.16 \text{ m}^3/\text{sec}$, 1980 年 2 月は $0.18 \text{ m}^3/\text{sec}$ となり, この期間の平均は $\bar{Q}_g = 0.17 \text{ m}^3/\text{sec}$ となった.

一方, 1979 年 12 月から 1980 年 2 月までの 2 ヶ月間に地下水位は平均 17 cm 低下した. なお, 平均値は Fig. 4 の等地下水位線を 400 m 間隔の格子に切り, その交点の地下水位低下量を平均して求めた. 地下水帯水層の水収支は, 浸透涵養量を w とすると,

$$\bar{Q}_g = S \cdot A \cdot \frac{\Delta h}{\Delta t} + w \cdot A \quad (6)$$

となる. ただし, A : 対象地域の面積, Δh : 地下水位低下量, Δt : 期間. ここで, $\Delta h = 0.17 \text{ m}$, $\Delta t = 60 \text{ days}$, $A = 1.56 \times 10^7 \text{ m}^2$, $S = 0.233$, $\bar{Q}_g = 0.17 \text{ m}^3/\text{sec}$ を与え, $w = 3.2 \times 10^{-9} \text{ m}/\text{sec}$ を得た. この地域の浸透涵養量 $w \cdot A$ は $0.05 \text{ m}^3/\text{sec}$ で地下水流出量に比べて小さく, また, 地域に一樣な浸透を想定するので, 地下水位分布形状には影響を及ぼさない. したがって, 次章の数値計算にはこれを無視した.

2. トリチウム濃度の分布

既に述べたように、この地域では主として地下水が河川を涵養している。この実態を調べるために、1980年6月に自然トリチウムを指標とする水系分析を行なった。

北海道における河川水のトリチウム濃度は、最近では、降水とほぼ等しい50 T. U.程度である。これに対し地下水のトリチウム濃度は、一般に地下水の滞留時間が長い程減少する。したがって、地下水と河川水とではトリチウム濃度が異なることが多い。しかし、河川水と地下水の水交換が活発な地域では、両者の混合により濃度差が少ない。中尾ほか(1981)は、水交換の活発な十勝川水系札内川流域でトリチウム濃度の分布を調べたが、河川水と地下水の間に顕著な濃度差は認められなかった。

採水地点を Fig. 6 に示したが、T-4 は河川水、T-2 と T-3 は沖積面の自由水面地下水、T-1 と T-7 は第3段丘の自由水面地下水、T-8 は第1段丘の自由水面地下水、T-5 は第1段丘の段丘崖の湧水、T-9 は被圧地下水からそれぞれ採水した。

トリチウム濃度の測定結果は

Table 2 に表わした。河川水のトリチウム濃度は47.4 T. U. と全試水中で最も高く、中尾ほか(1981)による札内川河川水のトリチウム濃度と同程度である。これに対し、地下水のトリチウム濃度は被圧地下水や湧水が0.5~12.8 T. U. と著しく低く、滞留時間の長い水であることを示している。自由水面地下水は30 T. U. 前後の濃度で、特に、第3段丘面のT-1とT-7が25~28 T. U. と小さい。これは、第1段丘崖からの低濃度の地下水が、第3段丘の自由水面地下水を涵養しているためと考えられる。また、第3段丘の自由水面地下水は沖積面を通り河川へと流下していくが、沖積面でトリチウム濃度は30 T. U. 以上になる。これは、沖積面の自由水面地

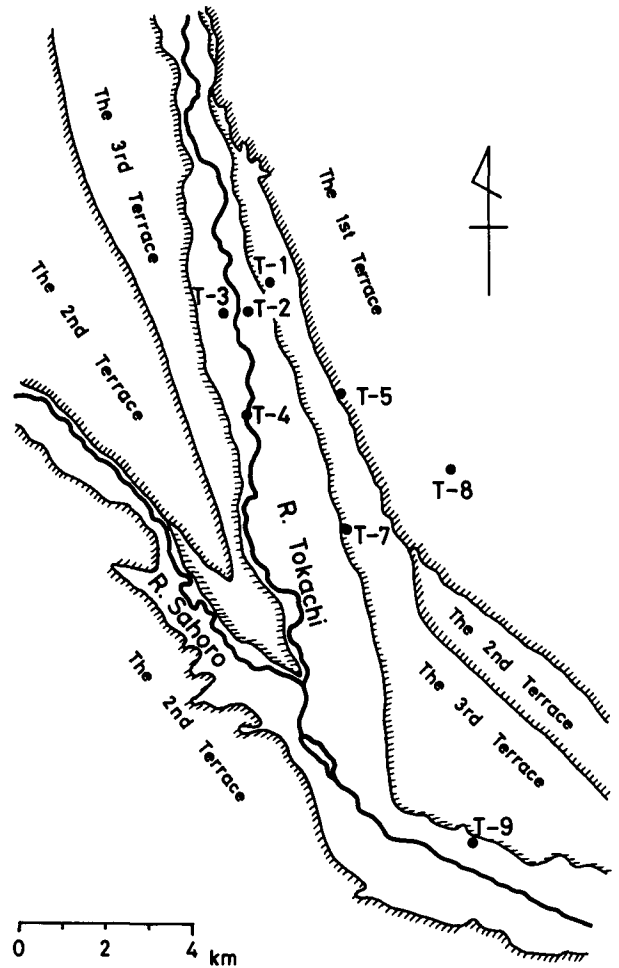


Fig. 6. Water sampling points for tritium analysis.

Table 2. Tritium concentrations of each sampling water.

| Site | Tritium Concentration (T.U.) | Remarks |
|-------|-----------------------------------|----------------------|
| T - 1 | 27.6 ± 2.6 | phreatic groundwater |
| T - 2 | 33.9 ± 3.1 | " |
| T - 3 | 31.2 ± 2.8 | " |
| T - 4 | 47.4 ± 3.7 | river water |
| T - 5 | 12.8 ± 1.7 | spring water |
| T - 7 | 24.8 ± 2.4 | phreatic groundwater |
| T - 8 | 32.8 ± 3.1 | " |
| T - 9 | 0.5 ± 1.2 | artesian groundwater |

下水帯水層内に上流部で高濃度の河川水が伏流混入した結果であると思われる。ただし、沖積面の自由水面地下水と河川水との約 15 T. U. という顕著な濃度差からみて、この地域での地下水帯水層への河川水の直接的流入による影響は少ないと考えられる。

V. 河川と地下水帯水層との水交換の数値解析

これまで述べたこの地域の地下水帯水層の調査結果をもとに、河川水位が地下水流出に及ぼす効果について、二次元非定常地下水流モデルにより数値解析を行なった。

1. 地下水流動の基本式

個々の出水に対する河川と地下水帯水層との水交換のような短期間の現象についての数値解析は、すでに PINDER and SAUER (1971) により行なわれている。しかし、ここで問題としているのは、河川水位が季節変動する長期間の現象である。

浸透涵養と下部の被圧地下水帯水層への漏水を無視し、また、地下水の流れが準一様流であると仮定すると、地下水流についての基本式は次式で与えられる。

$$\frac{\partial}{\partial x} [k(h-h_0) \cdot \frac{\partial h}{\partial x}] + \frac{\partial}{\partial y} [k(h-h_0) \cdot \frac{\partial h}{\partial y}] = S \frac{\partial h}{\partial t} \quad (7)$$

ここで、 x と y はそれぞれ河川を垂直に横切る方向および河川の流下方向にとった空間座標である。

河川と地下水帯水層との水交換を考慮する場合、河川水位は地下水流動に対する境界条件となるが、次式のような地下水帯水層および支流からの横流入量だけを考慮した河川流量に関する連続の式を用い、水位流量曲線によって河川水位を決めた。

$$\frac{\partial Q}{\partial l} = q(l), \quad (8)$$

ここで、 Q : 河川流量, l : 河道沿いの距離, q : 単位河道長当りの横流入量。

河川の断面形状を放物線近似し、流れが Manning の平均流速公式にしたがうとすれば、各断面毎の水位流量曲線は $Q = a \cdot H^n$ となる。係数 a は河床勾配, Manning の粗度係数, 各断面の断面形

状によって決まる。また、指数 n としては2.2, Manningの粗度係数としては0.033を各断面で用いた。なお、水位流量曲線式の H は河道での最大水深を表わすので、河川水位標高は H に河床標高を加えて求めた。

2. 境界条件と初期条件

地下水流の数値解析を行なう場合、一般に分水界、河川、海が境界として選ばれる。しかし、ここでは地下水流動に関する調査資料が得られた地域は限定されており、連続した地下水系の中で対象領域を切り取らねばならない。また、本研究の如く長期間の現象を取り扱う場合には、境界条件が解析結果に顕著な影響を及ぼす。したがって、妥当な境界条件の設定が本解析では特に重要になる。

i) 上流端の境界条件

対象領域の上流端 (Fig. 1) では、北熊牛取水ダムの建設が予定されている。解析はこの取水ダムが満水状態で、無取水のまま河川水を流下させた場合を想定した。したがって、上流端の境界条件は満水時の取水ダム水位 141 m 標高で場所的・時間的に一定とした。この場合の解析結果は、地下水流の現況では直接的に検証できず、取水ダム完成後の地下水調査を待たなければならない。

ii) 下流端の境界条件

下流端 (Fig. 1) は佐幌川合流地点の断面とした。これより下流では沖積平野が順次広がり、上流域の影響はこれより下流の地下水系に対して相対的に小さくなる。そこでここでは、河道に直交する断面を通過する地下水流動の水位勾配が場所的に一定とした。

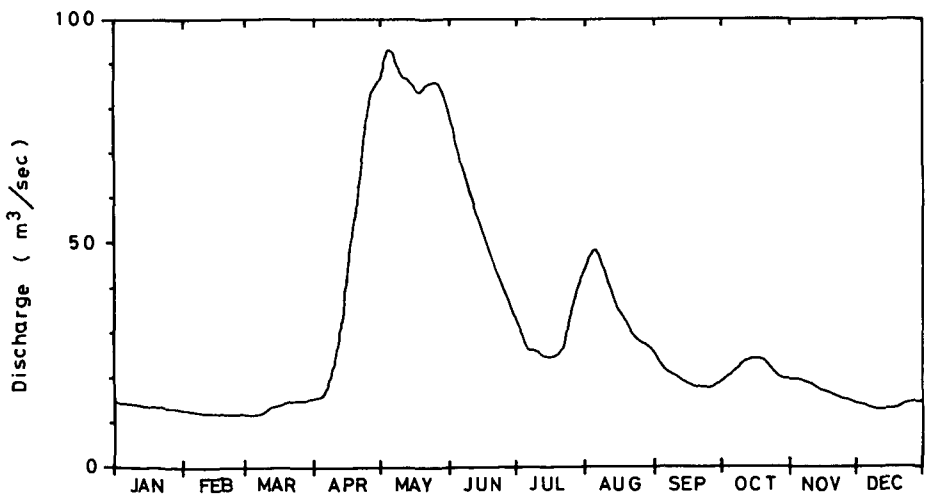


Fig. 7. Seasonal variation of river discharge at the Kuttari gauging station.

iii) 左岸側の境界条件

ここでは、沖積面と第3段丘面との境を境界とし、初期条件の地下水位で時間的に一定とした。この境界は前述の如く、地下水面に約5 mの落差があり、しかも沖積面の熔結凝灰岩層の基盤も約10 m落ちていることから、この境界で地下水は段丘面から沖積面へ滝の如く流下し、したがって、河川水位変動の影響が段丘面地下水には及ばないと判断した。

iv) 右岸側の境界条件

右岸側の上流部では左岸と同一の境界条件を与え、沖積面のなくなる下流部では河川水位を境界条件とした。

初期条件としては、地下水位変動が安定した1979年12月の地下水位を与えた。また、上流端の流量値としては、約10 km上流の屈足測水所(流域面積959.0 km²)の1978年の日流量資料を、15日で移動平均したものをを用いた (Fig. 7)。

3. 数値計算の手順

この地域では、河川の断面形状が200 m間隔で測量されている。そこで、格子間隔も200 mとし、Fig. 8のような正方形格子網で対象領域を近似した。河川は、図中の太い実線で示したごとく直線近似した。

計算は(7)式を差分近似し陽解法により行なった。なお、解の振動や発散を避ける目安として、次の条件を用いた。

$$0 < \frac{k \cdot (h - h_0)}{S} \left\{ \frac{1}{(\Delta x)^2} + \frac{1}{(\Delta y)^2} \right\} \Delta t \leq \frac{1}{2}. \quad (9)$$

本解析では格子間隔を200 mにとっているので、時間間隔は(9)式を満たすように1日とした。また、安定した計算結果を得るために、1月1日から12月31日までの一年間分の計算を3回繰り返した。

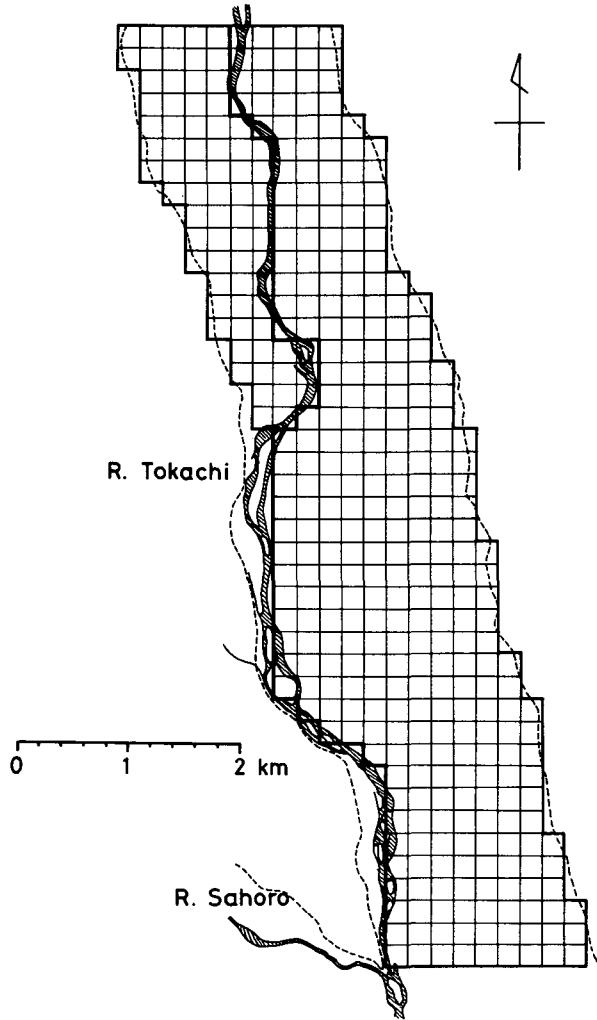


Fig. 8. Grid mesh used for the numerical simulation (mesh interval=200 m).

VI. 数値計算結果

冬の渇水期が終わり融雪出水の始まる4月から、5月の豊水期を経て7月の渇水期に終わるまでの期間は、北海道では例年、顕著な河川水位の変動が繰り返される。そこで、計算領域の中央部における、4月1日から7月1日までの河川水位と地下水位の変動の計算結果を Fig. 9 に示した。河川水位変化に対応する地下水位変化は、河川から隔たるにつれて遅れが大きくなり、河川水位による地下水流出の遅滞効果が河道より遠方に波及する状態が認められる。

地下水系における遅滞効果の波及状態をさらに詳細に見るために、前述の地点における河川に直交する帯水層断面 (A-B断面) で見た特徴的河川水位時の地下水位分布を Fig. 10 に示した。河川水位の上昇期 (b) では、河川水位の変化と比べて地下水位の変化は遅く、河道近傍で動水勾配の逆転が起きる。また、河川水位の高水位期 (c) には、地下水流出の遅滞はさらに河道より遠方に広がり、そこでの地下水位は上昇を続ける。このため、河道近傍の動水勾配の逆転は徐々に解消されていく。河川水位低下期 (d) には、地下水流出の遅滞は消失する。

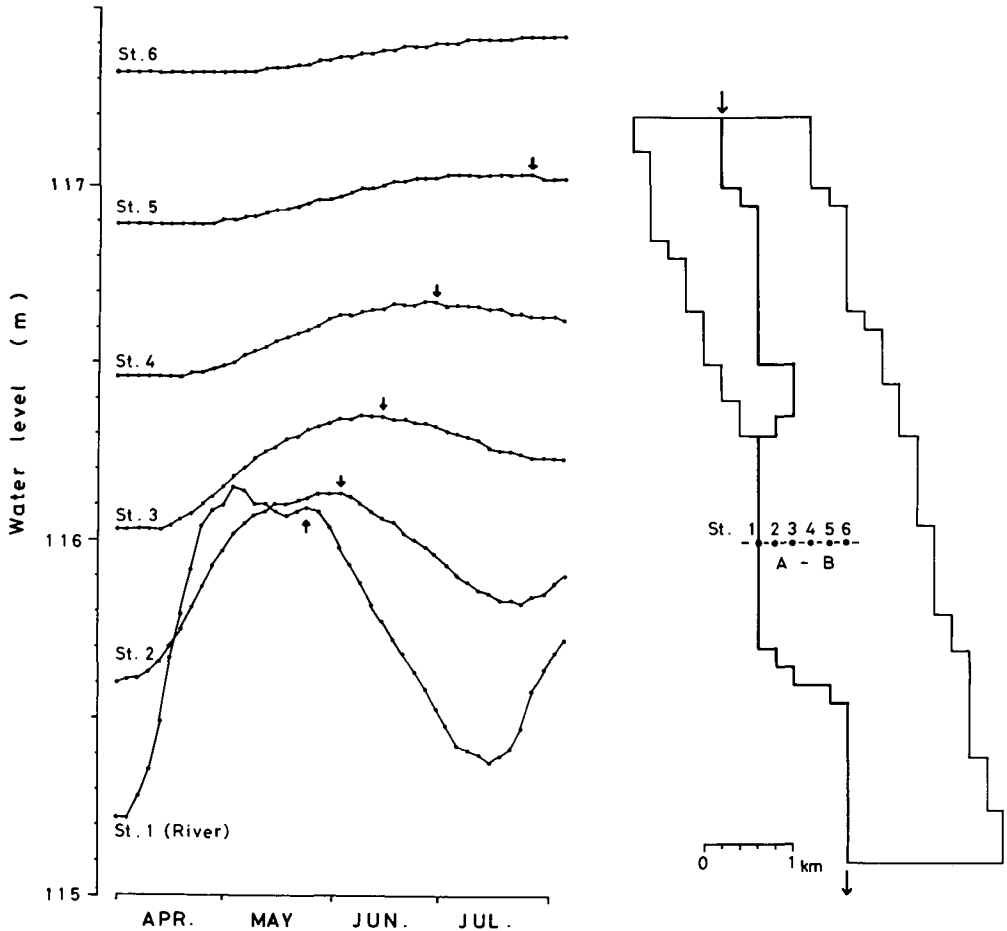


Fig. 9. Seasonal variation on water table elevation calculated from April 1 to July 31.

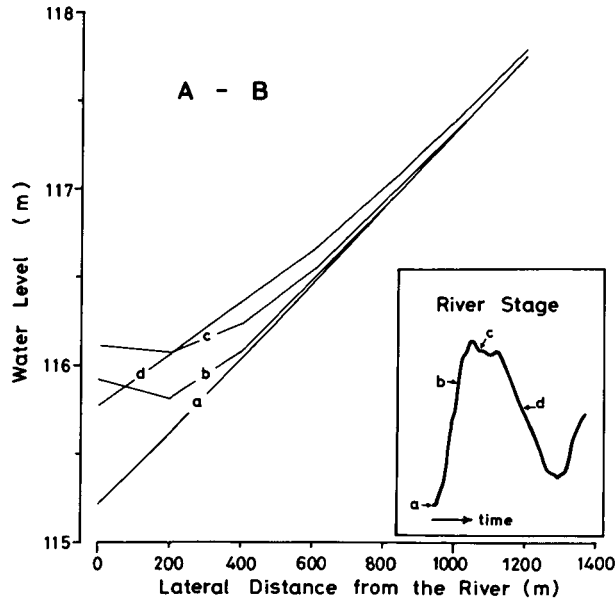


Fig. 10. The variation of groundwater table in cross-section corresponding to each river stage of a,b,c and d.

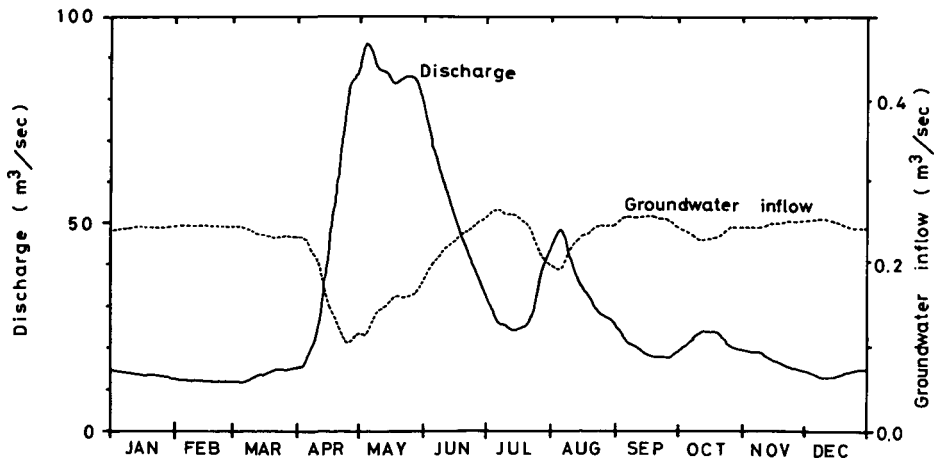


Fig. 11. Annual variation of groundwater discharge into the river (--- : groundwater discharge, — : river discharge at the lower end of the study area).

つぎに、領域内における河川への総地下水流出量の季節変化の計算結果を Fig. 11 に示した。図中の実線は下流端の河川流量で、河川流量すなわち河川水位の増減に逆比例して地下水流出量に変化し、河川水位の季節変動による地下水流出の調節効果を示している。

融雪出水の増水期にあたる 6 月 1 日と融雪出水直前の 4 月 1 日、また、融雪出水が終わり夏季渇水期にあたる 7 月 1 日と 4 月 1 日との地下水位差の等値線をそれぞれ Fig. 12(a), Fig. 12(b)

に示した。河川水位の上昇に伴う地下水流出の遅滞や河川水の伏流により、約 500 m 以内の河道近傍の地下水帯水層には顕著な地下水位差が生じている。また、Fig. 12(b) に示されたように、増水期が終わるとこの地下水位差は河道近傍では消失していくが、約 500 m 内外の遠方では依然として減少せずに残存する。しかし、下流部では地下水帯水層厚が薄く流動可能な地下水の量そのものが少ないので、地下水流出の遅滞による帯水層内の地下水位差は上流部より早く消失している。

VII. ま と め

研究の対象となった十勝川中流域は、山地部から平野部へ移行する地域で、十勝川沿いに 2 段から

3 段の段丘が拮がっている。十勝川河川水位の季節変動が、この地域における地下水流出をどのように調節するかを検討した結果、次のことが明らかになった。

1) 自由水面地下水は、2 月、7 月、12 月の各時期とも河川を涵養している。その涵養量を流線網解析により見積ると、約 10 km の河道区間で $0.17 \text{ m}^3/\text{sec}$ となった。また、12 月から 2 月までの地表面からの浸透涵養量を地下水帯水層内の水収支から算出すると 0.28 mm/day で、約 16 km^2 の対象地域全体では $0.05 \text{ m}^3/\text{sec}$ となった。

2) 河川水や地下水の自然トリチウム濃度は河川水が 47.4 T.U. と最も高く、ついで自由水面地下水が 30 T.U. 前後、被圧地下水や湧水は $0.5 \sim 12.8 \text{ T.U.}$ と著しく低い。また、沖積面の自由水面地下水と河川水との約 15 T.U. の顕著な濃度差からみて、この地域での地下水帯水層への河川水の直接的流入による影響は少ないと考えられる。

3) 二次元非定常地下水流モデルの数値計算から、次のことが明らかになった。河川水位の高水位期には河川への地下水流出が遅滞し、帯水層内の地下水位が上昇する。河川が高水位を長期間保つと、こうした地下水流出の遅滞する傾向が順次河道より遠方に波及する。

4) 河川水位の季節変動により、地下水流出は洪水時の bank storage 現象と同様な調節効果をうけるが、その影響は洪水時に比べ遠方まで及ぶ。

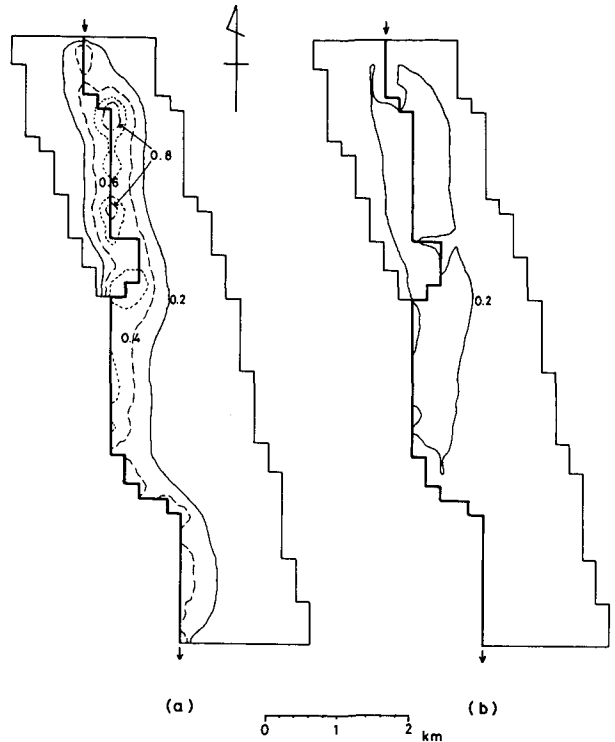


Fig. 12. Isopleths showing the differences of groundwater table on the two days ; (a) June 1 and April 1, and (b) July 1 and April 1 (unit : m).

謝辞 現地調査の際、御協力頂いた当時北大理学部地球物理学教室学生の大崎貴子、倉茂好匡、西田宏の諸氏に感謝致します。また、数値計算について御指導して頂いた北大工学部の浦上晃一講師と北大理学部地球物理学教室の小泊重能博士、並びに、貴重な資料を快く提供して下さった電源開発株式会社北海道支社の山田恒一氏と千葉一郎氏および北海道開発局帯広開発建設部の山口甲技術長に厚く御礼申し上げます。

なお、計算には北海道大学大型計算機センターの HITAC M-180 を使用した。

文 献

- FREEZE, R.A., 1972. Role of subsurface flow in generating surface runoff : 1. Base flow contributions to channel flow. *Water Resour. Res.*, 8, 609-623.
- 北海道開発コンサルタント, 1979. 十勝川計画 (上熊牛・芽室地点) 環境調査のうち地下水調査報告書, 50 pp.
- JAEGER, J.C., 1959. The analysis of aquifer test data or thermal conductivity measurements which use a line source. *Jour. Geophys. Res.*, 64, 561-564.
- KUNKLE, G.R., 1962. The baseflow duration curve, a technique for the study of groundwater discharge from a drainage basin. *Jour. Geophys. Res.*, 67, 1543-1554.
- 中尾欣四郎・石井吉之・大泉裕一・大池定治, 1981. 十勝川水系の河床低下に伴う沖積層地下水の変動. 北海道大学地球物理学研究報告, 40, 23-30.
- 小原常弘・横山英二・松下勝秀・二間瀬瀨・早川福利・山口久之助・佐藤巖・和気徹, 1971. 北海道水理地質図及び同説明書 No.9 「帯広」, 北海道立地下資源調査所
- PINDER, G.F. and S.P. SAUER, 1971. Numerical simulation of flood wave modification due to bank storage effects. *Water Resour. Res.*, 7, 63-70.