



HOKKAIDO UNIVERSITY

Title	札内川の伏没・復水機構
Author(s)	中尾, 欣四郎; NAKAO, Kinshiro; 石井, 吉之 他
Citation	北海道大学地球物理学研究報告, 49, 139-150
Issue Date	1987-03-30
DOI	https://doi.org/10.14943/gbhu.49.139
Doc URL	https://hdl.handle.net/2115/14163
Type	departmental bulletin paper
File Information	49_p139-150.pdf



札内川の伏没・復水機構

中尾 欣四郎・石井 吉之*・小泊 重能**

北海道大学理学部地球物理学教室
(昭和61年11月25日受理)

Mechanism of Wadi Occurrence in Satsunai River

By Kinshiro NAKAO, Yoshiyuki ISHII* and Shigeyoshi KODOMARI**

Department of Geophysics, Faculty of Science, Hokkaido University
(Received November 25, 1986)

The Satsunai River is a tributary of Tokachi River, which forms a large fluvial plain in Hokkaido Island. The river begins to lose surface water from the apex of the alluvial cone, which enters into the aquifer of groundwater under the river bed and disappears entirely from the river channel downstream several km long. And the river water reappears again in the channel near Nakasatsunai Bridge 13 km downstream from the apex of the alluvial cone because the groundwater flow along the channel is dammed up by the rise of impermeable strata, a tuff. Satsunai means "wadi" in the language of the Ainu, the native people of Hokkaido Island; and water flows only occasionally in the wadi. In the Satsunai River the wadi occurs during the dry seasons from July to August and from January to March.

It was found from the numerical simulation of the groundwater flow that, as the discharge decreases to less than about 3.0 m³/s upstream the apex of the alluvial cone, the river begins to dry up at a part of the river.

I. 緒 言

十勝平野を流れる十勝川の支川である札内川はアイヌ語で涸川(サツナイ)を意味する。事実、札内川は夏期及び冬期の渇水期に上流の流量が約3 m³/sを下廻ると、山地部から平野に出る扇頂付近から河川水が伏没を始める。そして、数kmにわたって河水が完全に河床砂礫層下に伏没し、表流水が全く見られない涸川区間を生じる。しかし、その下流では再び河道に復水し、表流水が見られるようになる。

本研究では、地下水流と河川流とを結合した二次元非定常数値シミュレーションにより伏没・復水機構を明らかにするとともに、伏没が起る限界流量を検討した。さらに、河川水の熱収支解析により、各河道区間毎の伏没量、復水量を直接的に見積ることを試みた。札内川の涸川状態は、その規模から見て我国で他にあまり例がなく、その出現機構の研究は地下水系と河川水系との相互関係を明らかにする上で恰好の対象である。なお、1985年度から扇頂の上流8.5 km地点に直下型発電方式の札内川ダムの建設が始まった。この研究成果は渇水期における河川の機能維持のための放水流量を決める判断資料を提供することに

* 現在、国際航業株式会社勤務
* Now with, Kokusai Kogyo Co. Ltd. Sapporo, Japan.
** 現在、日立コンピューターサイエンス株式会社勤務
** Now with, Hitachi Computer Science Co., Ltd. Yokohama, Japan.

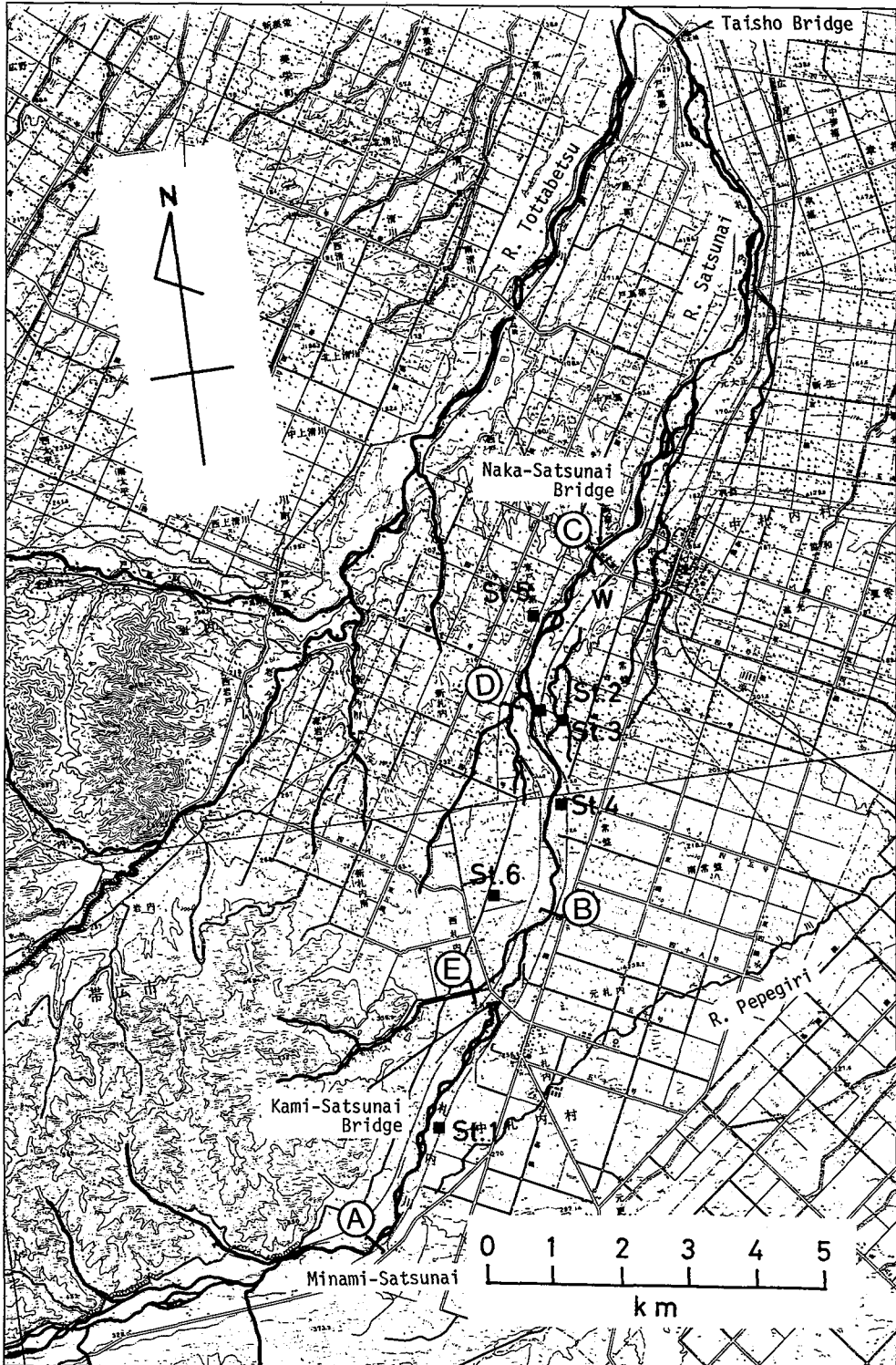


Fig. 1. Outline of studying area. Location of sites 1, 2, 3, 4, 5, 6 for electrical depth soundings along Satsunai River, gauging sites of river discharge, A. B. C. D. E. Shelf-recording well of groundwater table (W).

もなる。

II. 伏没状況と河道沿いの帯水層構造および層常数

札内川の扇頂に当る南札内付近から河川水は伏没を始め、約13 km 下流の中札内橋付近で再び復水し、河道に表流水が見られる。扇頂から中札内橋までの伏没区間について、河道近傍の地下水帯水層構造を明らかにするため、Fig. 1 に示した6 地点で直流型比抵抗法電気探査を実施した。また、現地で畠地表土、砂質土、小礫混り砂、火山灰質土、凝灰岩質粘土および軽石混り火山灰の試料を比抵抗測定装置によって直接測定し、電気探査の結果から地質層序を同定する補助とした (Table 1)。その結果、河床下には、比抵抗値 $10^3 \Omega\text{m}$ 以上の玉石、砂利から成る河川堆積物層とその下に比抵抗値 $10^2 \Omega\text{m}$ の凝灰岩質堆積層が厚く堆積していた。なお、凝灰岩質堆積層は上層の河川堆積物と透水性の差異が大きく、不透水性基盤を成している。

伏没区間の地下構造の特徴は、Fig. 2a に示した如く、伏没を始める扇頂付近から中札内橋の上流4 km 付近までは上層の砂礫層の層厚は約20 m と厚く、河道への復水が始まる中札内橋の上流2.5 km 付近では、やや河床勾配を減じるとともに、その上流に較べ砂礫層は10 m 以下と著しく層厚を減じている。従って、河道沿いを流下する河床地下水は中札内橋付近で塞き上げられる形となる。この様

Table 1. Resistivity of superficial soil samples near Satsunai River measured directly by Wheatstone bridge.

Sample Description	Resistivity (ohm-m)	Remark
Soils at cultivated field (St. 3)	300	Natural
Sandy soils at pasture ground (St. 4)	{ 3060 570	Natural Saturated
Humus soils at cultivated field (St. 5)	160	Natural
Humus soils at cultivated field (St. 6)	560	Natural
Sand mixed with fine gravel (Satsunai River bed)	1390	Saturated
Ash sediments picked up on cliff near Naka-Satsunai bridge	{ 5400 920	Natural Saturated
Clay tuff	150	Saturated
Ash sediments mixed with pumice	570	Saturated

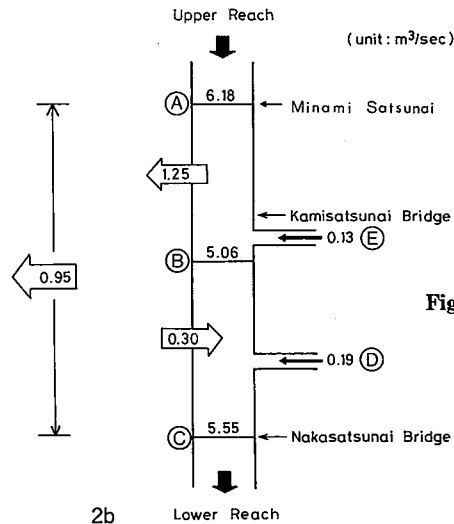
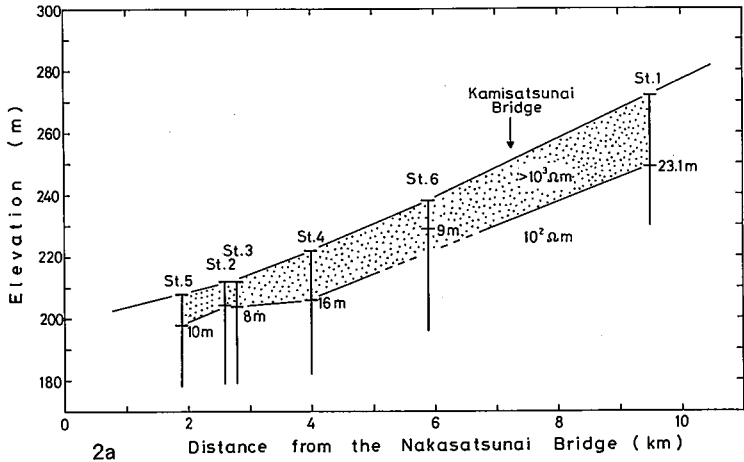


Fig. 2a. Sedimentary structures under river bed upstream from Nakasatsunai Bridge.
2b. Results measured simultaneously river discharge at each sites (September 1982).

な地下構造の特徴が札内川の伏没、復水現象を直接的に支配する重要な要因である。

なお、扇頂の南札内から中札内橋までの間で、涸川区間を生じていない低水流量期に伏没・復水状況を流量測定により調査した。その結果、Fig. 2b に示したごとく、河床堆積層の厚い上流では伏没量が大きく、逆に、下流部では復水傾向にある。

帯水層の層常数の決定には、1982年11月に中札内橋の上流約3 kmで、河道の右岸約500 m 地点に揚水井戸 (Well A, 深度8 m, Well B, 深度17 m) および地下水観測井戸 (Well C, 深度6 m) を掘削し (Fig. 3), 非定常揚水試験を実施した。なお、ここでの砂礫層の下部境界は約5 m 深であった。揚水試験の結果から、Theis, 野満の非平衡式により、透水係数 (k) および比貯留係数 (S) を Jaeger (1959) の方法で求めた。ここで、比貯留係数は自由水面地下水であるので、有効空隙率に相当する。揚水試験の結果は Well A, B でそれぞれ、 $k=2.05 \text{ cm/s}$, $S=0.0035$ と $k=5.03 \times 10^{-1} \text{ cm/s}$, $S=0.019$ と層常数が著るしく異なるが、解析には両井戸の層常数の平均値として、 $k=1.28 \text{ cm/s}$ および $S=0.011$ を用いた。

III. 伏没・復水機構に関する基本方程式

この現象を解析するには、河川および地下水の両水系を連続した流れとして取扱い、二次元の非定常数値シミュレーションを行う必要がある。

地下水流の基本式は、

$$\frac{\partial}{\partial x} \left\{ k(h-h_0) \frac{\partial h}{\partial x} \right\} + \frac{\partial}{\partial y} \left\{ k(h-h_0) \frac{\partial h}{\partial y} \right\} = S \frac{\partial h}{\partial t} \tag{1}$$

ここで、h は地下水位標高、 h_0 は不透水基盤標高、x と y はそれぞれ河道を直角に横切る方向および河川流下方向にとった空間座標である。

また、河道流については、

$$\frac{\partial Q}{\partial l} = q(l) \tag{2}$$

ここで、Q は河川流量、l は河道沿いの距離、 $q(l)$ は単位河道長当りの地下水の横流入量である。また、河道の流れが Manning の平均流速公式に従うとし、粗度係数は $0.033 \text{ m}^{-1/3}$ を与え、河川断面は放物線形状と近似し、水位と流量の関係を求めた。

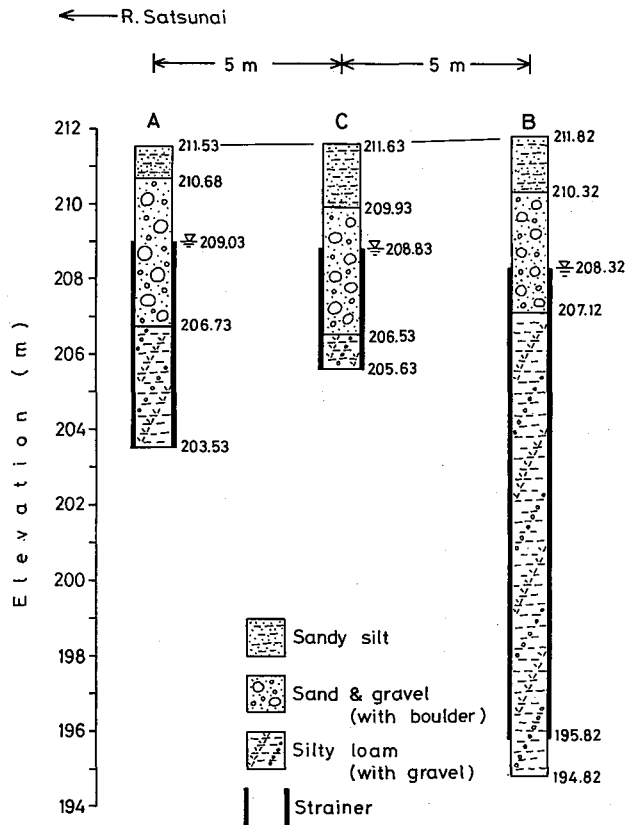


Fig. 3. Geologic columns of pumping wells (A and B) and observed well (C) used for pumping test.

IV. 数値計算と境界条件

計算の格子間隔は 200 m とし、Fig. 4 に示した如く正方形格子網で対象領域を近似した。また、計算時間の間隔は 100 秒とした。

境界条件設定の基本となる地下水帯水層構造は 1982 年に河床下の地下構造を直流型比抵抗法で電気探査を実施したのを始めとして、札内川沿いの流域に調査範囲を広げ、1984 年までに 20 地点の探査を行った。結果の解析には、これまで、Schlumberger の標準曲線および補助曲線を用いて、多層解析を行い、比抵抗値の層序を決定して来たが、この方法では、解析が煩雑な上に多層解析では誤差が累加する。また、図式解析の性格上、客観的な決定が難しい。そこで、今回はパーソナル・コンピューターを用い、北海道立地下資源調査所高見雅三氏の方法により北海道大学工学部浦上晃一博士の指導を得て、解析を実施した。対象地域の堆積構造は電気探査の結果、次の特徴が明らかになった。

a) ペペギリ川は札内川の右岸、扇頂付近に源をもつ小川である。しかし、同川の砂礫層は札内川よりもはるかに深く、深度 30~40 m 以上に達する。このような深い埋積谷の存在は、かつての札内川が扇頂の南札内付近からペペギリ川、猿別川を通じて、十勝川に合流していた可能性を示唆するものである。

b) 札内川とペペギリ川流域を分ける地下水分水界は扇頂付近のわずかな区間では不明であるが、その下流では砂礫帯水層の基底を成す凝灰岩質不透水層の高まりによって示される。

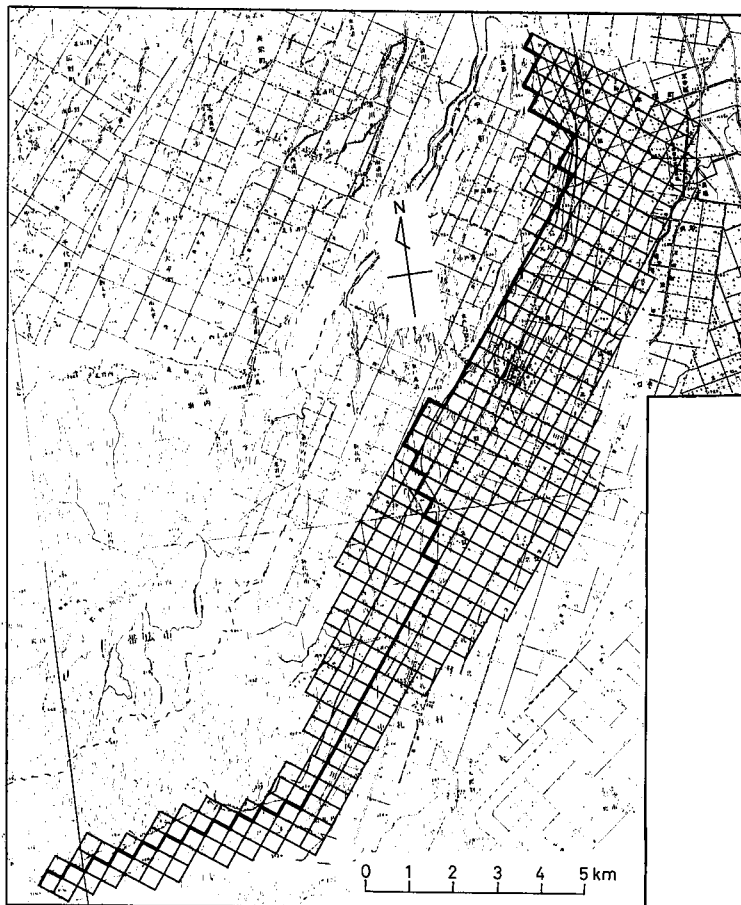


Fig. 4. Nodal grid for numerical flow-net simulation.

c) 札内川と戸蔦別川に挟まれた中位段丘面の自由水面地下水は、その地下構造から判断して、札内川の左岸方向への連続した帯水層は認め難い。

その結果、数値シミュレーションの主な計算領域となる札内川の扇状地の帯水層構造は Fig. 5 の如く模式的に与えた。帯水層は扇状地砂礫層で、不透水基盤は火山灰質シルトおよび凝灰岩層より成っている。

また、境界条件、初期条件は次の如く設定された。

1) 上流端境界；上流境界は山裾が河谷にせまり、河床堆積物も浅いピョウタン牧場の1号砂防ダム地点とした。上流端境界を通過し、流下方向に流入する地下水流は無視し、上流端境界の流入量は河川流入量のみとした。なお、河川流量は上流端の6 km 上流で、1985年に着工した札内川ダムの計画流量 (Fig. 6) を与えた。この年間流量変動は最近10年間の最渇水年である1976年の1号砂防ダム地点の実測値である。なお、点線は計画流量で、実線は数値計算を安定化させるため移動平均で流量変動を平滑化したもので、計算に与えた上流端流入量である。また、12~3月の冬季渇水期および7~8月の夏季渇水期には、上流端流量をダム建設後に維持流量として放流が予定されている $1 \text{ m}^3/\text{s}$ とした。

2) 右岸側境界；計算領域の上流端である1号砂防ダムから扇頂までは山麓斜面と河岸段丘との境界を不透水境界とし、帯水層の薄い山腹斜面からの地下水流入を無視した。また、扇頂から中札内橋付近までは、札内川とペペギリ川との間に存在する凝灰岩質の不透水基盤のわず

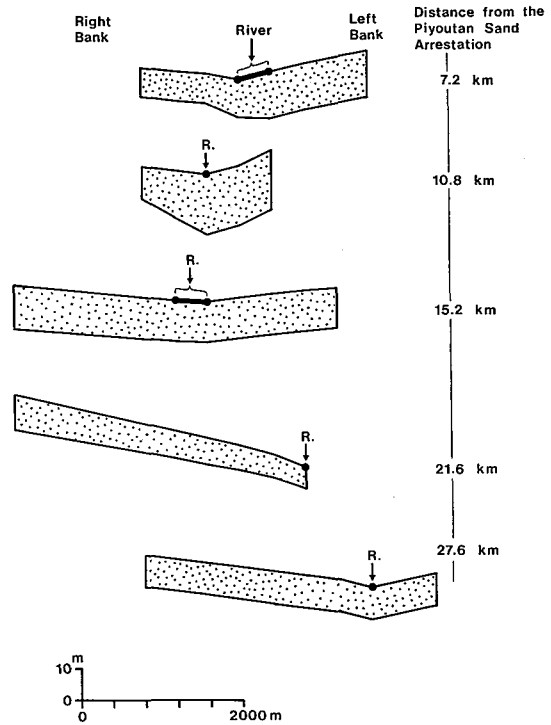


Fig. 5. Typical structures of groundwater aquifer for sections traversed Satsunai River.

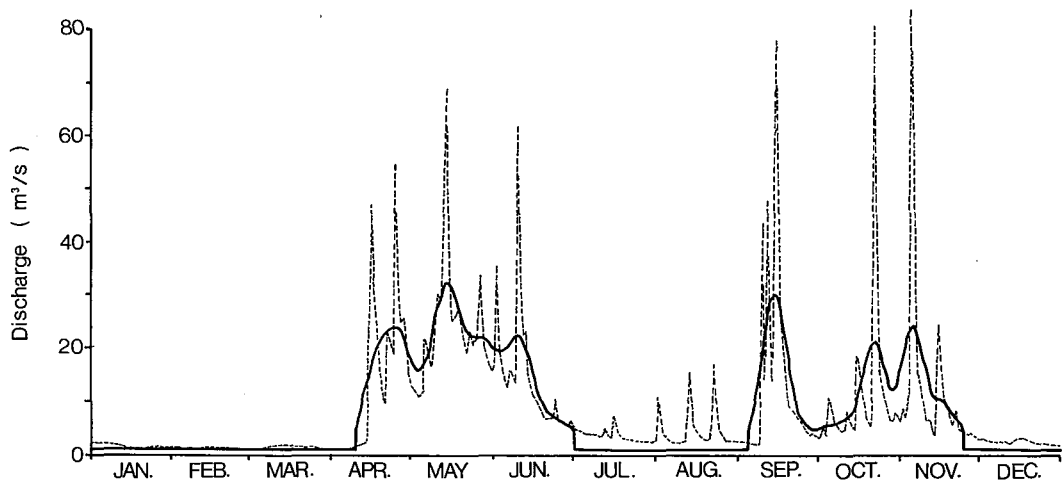


Fig. 6. River inflow from upper boundary, dotted line and solid line indicate respectively yearly variation and its moving average of river discharge at Piyoutan sand arrestation in 1976.

かな高まりを地下水分水界とし不透水境界とした。さらに、中札内橋より下流では農場川の河床高を地下水位とする定水位境界とした。また、扇頂付近ではペペギリ川沿いに深く掘り込まれた埋積谷への地下漏水の可能性を検討したが、区間が短く、同時流量観測の結果から見ても、ペペギリ川への漏水は無視出来る。

3) 左岸側境界；上流端から扇頂までは右岸の上流部境界と同様に山麓線を不透水境界とした。また、扇頂より下流では、戸蔦別川と札内川とに挟まれた中位段丘の地下構造から判断して、札内川方向への卓越する段丘地下水の存在は認め難い。従って、中位段丘と札内川氾濫原との境で、地形が急変する線を不透水境界とした。

4) 下流端境界；計算領域の下流端は札内川と戸蔦別川との合流点を横切る断面とし、境界に開放条件

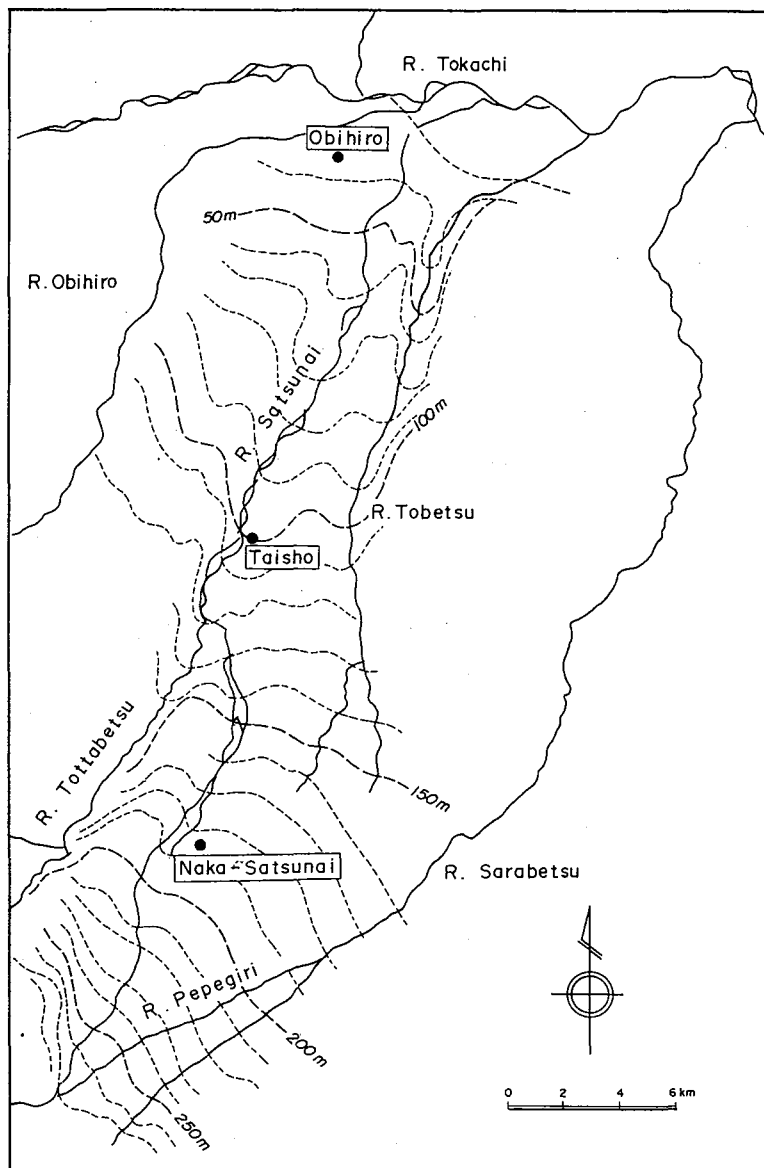


Fig. 7. Initial condition on water table of phreatic groundwater, December 1979.

を与えた。なお、開放境界条件としては、下流端境界から1格子点前の地下水位を Δt 時間後の境界での地下水位として与え、連続した地下水帯水層に境界を置いた場合、その影響がでる限り計算領域内に波及しない様に配慮した。

5) 初期条件：領域内の地下水位分布の初期条件は、水位変動の安定している1979年12月の地下水位 (Fig. 7) を与えた。

数値解析は地下水位の初期条件と上流端流量の年変動を与え、結果が安定するまで3年間にわたって二次元の非定常計算を繰り返し行った。

その結果、冬季渇水期に上流端流量が $Q_0 = 1 \text{ m}^3/\text{s}$ で3ヶ月継続したあとの2月28日の時点と融雪出水後の夏季渇水期に、 $Q_0 = 1 \text{ m}^3/\text{s}$ の状態が1ヶ月継続した7月31日の時点と比較すると、流量の前駆条件が著るしく異なるにもかかわらず、流下方向の流量変化には全く差異が生じない。30日程度経続して同一流量が上流端に与えられれば、流量の前駆条件にかかわらず流下方向の流量変動は定常値に落ち着くことになる。そこで、伏没を生じ始める限界流量や伏没区間の拡大を検討するため、計算期間を30日とし、上流端流量(1号砂防ダム地点) Q_0 を1, 2, 2.5, 3, 6, 10, 15, 20 m^3/s に変化させ、流下に伴う流量変化を計算した。その結果と札内川ダム調査事務所でこれまでに調査した同時流量観測結果 (Table 2) とを比較する。流下方向の河川流量変化 (Fig. 8) を $Q_0 = 2.85, 3.09, 6.02 \text{ m}^3/\text{s}$ の時の実測値 (黒丸)

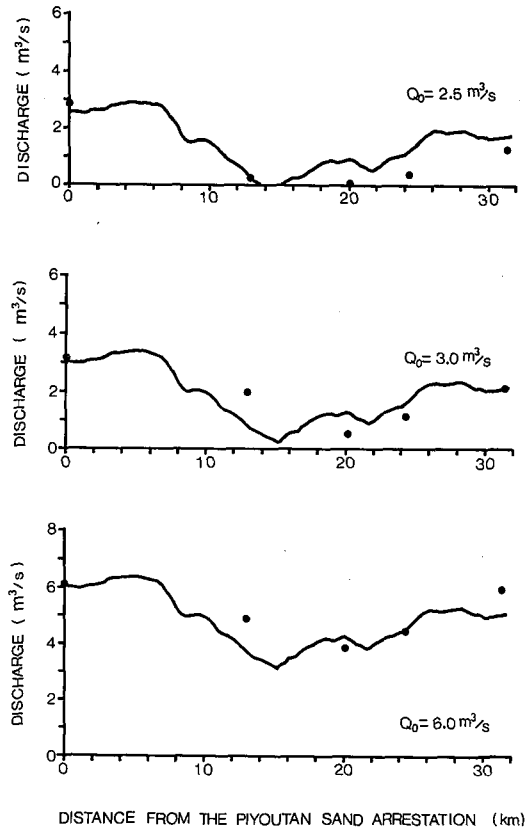


Fig. 8. Comparison between downstream changes of river discharge estimated by numerical simulation and measured one, Q_0 indicated river discharge at Piyotan sand arrestation.

Table 2. River discharge measured simultaneously by Hokkaido Development Bureau at each gauging sites in Satsunai River.

Measured Site	Date										
	1983				1984						
	Jul. 14	Jul. 16	Aug. 2	Aug. 10	Sep. 1	Sep. 24	Dec. 12	Jan. 16	Feb. 22	Mar. 13	
Constructing Dam Site	6.70	4.88	5.27	2.76	10.51	3.83	2.09	—	—	—	
Piyotan Falls	7.24	5.94	6.56	3.15	10.64	4.92	1.69	1.03	0.58	0.83	
Piyotan Sand Arrestation	6.99	5.96	6.02	3.09	13.55	6.00	2.85	0.52	0.61	0.59	
Kamisatsunai Bridge	7.44	5.04	4.86	1.98	14.65	3.65	0.25	0	0	0	
1.5km upstream Nakasatsunai Bridge	7.49	4.31	3.85	0.53	15.00	2.52	0	0	0	0	
2.5km downstream Nakasatsunai Bridge	7.81	5.02	4.43	1.15	13.08	2.60	0.42	0.03	0	0	
Taisho Bridge	10.99	7.02	5.88	2.14	19.45	4.93	1.27	0.47	0.10	0.06	
Daini-Okawa Bridge	—	—	—	—	—	—	5.44	3.02	2.54	1.95	
Nantai Bridge	—	—	—	—	—	—	5.95	3.24	2.83	2.30	

と、上流端流量 2.5, 3.0, 6.0 m³/s の計算値とで比較した。実測値と計算値は比較的良く適合し、伏没区間を生じ始める限界流量は上流端流量で、2.5 m³/s < Q₀ < 3.0 m³/s の範囲にある。

V. 河川水の熱収支解析による伏没・復水流量の決定

これまで、地下水流と河川流とを結合した二次元非定常数値シミュレーションにより伏没・復水機構を明らかにするとともに、伏没限界流量を検討して来た。ここでは河川の熱収支解析により、各河道区間内の伏没量、復水量を直接的に評価することを試みた。

札内川の扇頂部の上流 1 号砂防ダム直下 (ライアン I) から大正橋地点 (ライアン VI) までの約 27 km 区間の河道流水中に 6 個のライアン水中自記水温計を設置し、1983 年 11 月 16~21 日の期間、河川水温変化を記録した。なお、ライアン II は 1 号砂防ダムの下流 5.5 km の扇頂付近に、ライアン III, IV, V はそれぞれ、1 号砂防ダムの下流 11 km の上札内橋、15 km 地点および 18 km の中札内橋地点に置いた。一方、大正町において、日射量、風向、風速、湿球、乾球温度、雨量の気象要素をフィールド・メモリーシステムによって 30 分毎に自記した。

ライアン設置区間毎の河川水の熱収支方程式は、

$$\partial\theta/\partial t + u(\partial\theta/\partial x) = H_0/c\rho h + \{Q_{in}(\theta_{in} - \theta) - Q_{out}(\theta_{out} - \theta)\}/LBh \quad (3)$$

ここで、c；水の比熱、ρ；水の密度、h；水深、B；河幅、θ；河川水温、t；時間、x；流下方向の距離、u；河川流速、L；区間距離、Q_{in}；区間内の地下水流入量、Q_{out}；区間内の地下水流出量、θ_{out}；流出地下水温、H₀；水面熱交換量、θ_{in}；流入地下水温、一般には、θ = θ_{out} である。

dx/dt = u の特性曲線上で、Q_{in}/LB = q とおけば、(3)式は、

$$\theta = H_0/c\rho q + \theta_{in} + (\theta_0 - \theta_{in} - H_0/c\rho q) \cdot \exp(-qt/h) \quad (4)$$

となる。ここで、θ₀；区間上流端の河川水温。

なお、平坦な河床形状から判断し、流量変化に伴い河幅のみが変化し、水深及び流速は一定と仮定した。なお、地下水の流出入があれば、

$$Q_{in}/L \quad \text{or} \quad -Q_{out}/L = \partial Q/\partial x \quad (5)$$

$$\partial Q/\partial x = \bar{u}\bar{h}(\partial B/\partial x) \quad (6)$$

$$qB = \bar{u}\bar{h}(dB/dx) \quad (7)$$

ここで、Q；河川流量、 \bar{u} 、 \bar{h} ；それぞれ区間毎の平均流速、平均水深。

$$B_L/B_0 = \exp(qL/\bar{u}\bar{h}) \quad (8)$$

B₀、B_L はそれぞれ区間の上流端および下流端の河幅を示す。

また、Q_{in} = 0 の場合には熱収支式は、

$$\partial\theta/\partial t + u(\partial\theta/\partial x) = H_0/c\rho h \quad (9)$$

となり、dx/dt = u の特性曲線上で、

$$\theta = H_0(t/c\rho h) + \theta_0 \quad (10)$$

となる。

各区間で地下水流出量 Q_{out} および地下水流入量 Q_{in} を未知量として、熱収支式と河道の連続式とから河幅を変化させ、区間末端の水溫変化について、計算値と観測値が最も良く適合する Q_{in} 又は Q_{out} を試行錯誤により決定した。また、同一区間内には Q_{in} 又は Q_{out} のいずれか一方しか起らないと仮定した。

大正橋地点で、水面熱収支項を計算し、Fig. 9 に示したが、この時期、水面熱交換量 (H_0) は夜間を除いて、主として正味放射量 (R_N) に支配されている。ここで、 H_0 は $H_0 = R_N + Q_H + Q_E$ の熱収支によって決定される。潜熱 Q_E は大正橋の水溫と大正町での風速、氣溫、相對湿度の自記記録を用い、修正 Schulyakovskiy 式 (Schulyakovskiy, 1969, Ryan and Stolzenbach, 1973) により見積られた。また、顕熱 Q_H は既知の Q_E と氣溫、水溫の測定値を用い、Bowen 比の式から、氣壓を 1 氣壓と近似し算出した。また、 R_N の値は正味の太陽放射量を大正町での日射量の測定値に水面のアルベドを 0.05 として求め、正味の熱線放射量は帯広測候所の雲量と大正町の氣溫から Angström の熱線放射の式により計算し、その兩者の放射収支より H_0 を得た (Nakao et al. 1981)。一方、潜熱項 (Q_E) および顕熱項 (Q_H) とともに表面水溫の関数であり、区間熱収支計算に兩項を入れると方程式は複雑となり単純には地下水流入、流出量を決め難い。従っ

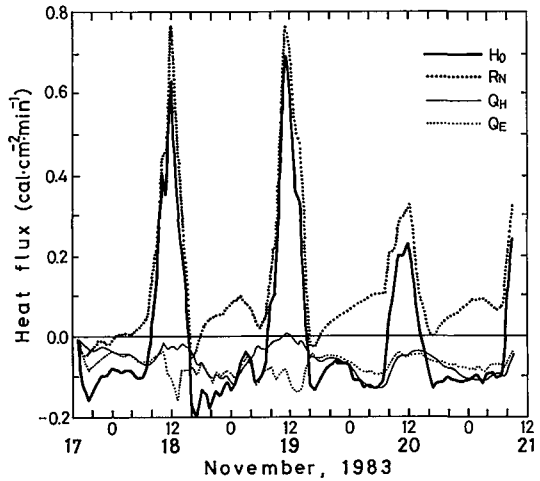


Fig. 9. Heat budget terms for river surface at Taisho Bridge. Symbols are, namely, H_0 ; net heat exchange from river surface, R_N ; net radiation, Q_H ; sensible heat, Q_E ; latent heat.

Table 3. Groundwater inflow or outflow to river evaluated from heat budget.

Section	L (m)	u (m/s)	h (m)	Q(m ³ /s)			B(m)	
				Q_o	Q_L	Q_{IN}	B_o	B_L
I - II	5400	0.75	0.50	3.19	3.43	0.24	8.51	9.15
II - III	3700	0.34	0.28	3.43	1.84	-1.59	36.03	19.32
III - V	7100	1.97	0.80	1.84	2.48	0.64	1.17	1.58
V - VI	8300	0.58	0.50	2.48	3.63	1.15	8.55	12.52

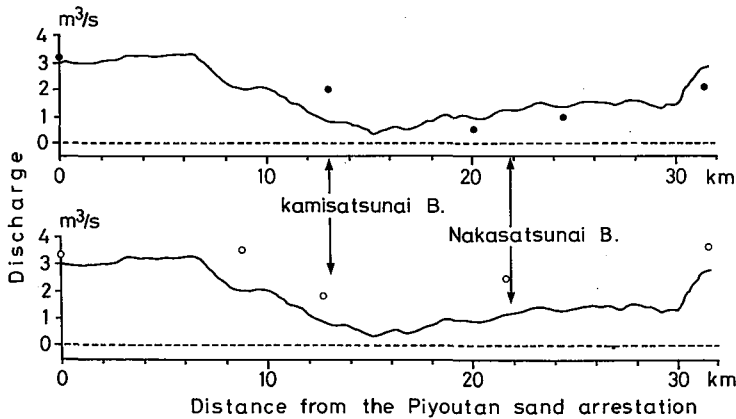


Fig. 11. Changes of river discharge from Piyoutan sand arrestation to downstream. Symbols are, namely, solid lines; numerical simulated values, solid circles (\bullet); measured values, in August 1983, open circles (\circ); estimated values by heat budget.

て、本計算では第一次近似として潜熱、顕熱項を無視し、正味放射量のみを水面交換量として与えた。ライアン水溫計が不良の断面IVを除いた各断面間で試行錯誤計算により、地下水流入、流出量を決定した (Table 3)。

山地部から扇頂に至る区間 (I ~ IIの5.4 km 区間) では、 $0.24 \text{ m}^3/\text{s}$ の地下水流入を、扇頂より3.7 kmのII ~ III区間では、 $1.59 \text{ m}^3/\text{s}$ の河道からの地下水流出を、更に下流のIII ~ V区間 (7.1 km 区間) およびV ~ VI区間 (8.3 km 区間) では、それぞれ、 $0.64 \text{ m}^3/\text{s}$ と $1.15 \text{ m}^3/\text{s}$ の地下水流入を与えると、区間末端で観測された水溫変化を河川水の熱収支方程式から良く説明することが出来る (Fig. 10)。

この時期、解析の上流端1号砂防ダム (I地点)の流量は $3.19 \text{ m}^3/\text{s}$ であった。これまで、上流端流量が $3.09 \text{ m}^3/\text{s}$ の場合については、1983年8月10日に流下に伴う流量変化が実測されている。上流端流量 $3.0 \text{ m}^3/\text{s}$ を与えた時の流下流量変化のシミュレーション計算結果と実測流量変化は Fig. 11に示した如く、かなり良い一致を示している。更に、河川水の熱収支

解析による流量変化と比較すると、流下に伴う変動は、やや少な目であるが、変化傾向は良く一致している。解析が流量変化に伴う河道の水理変量を河幅のみに限定し、さらに、潜熱項、顕熱項を無視した水面熱収支の第一次近似の結果であることを考えれば、シミュレーション結果を水溫変動から現象論的に実証

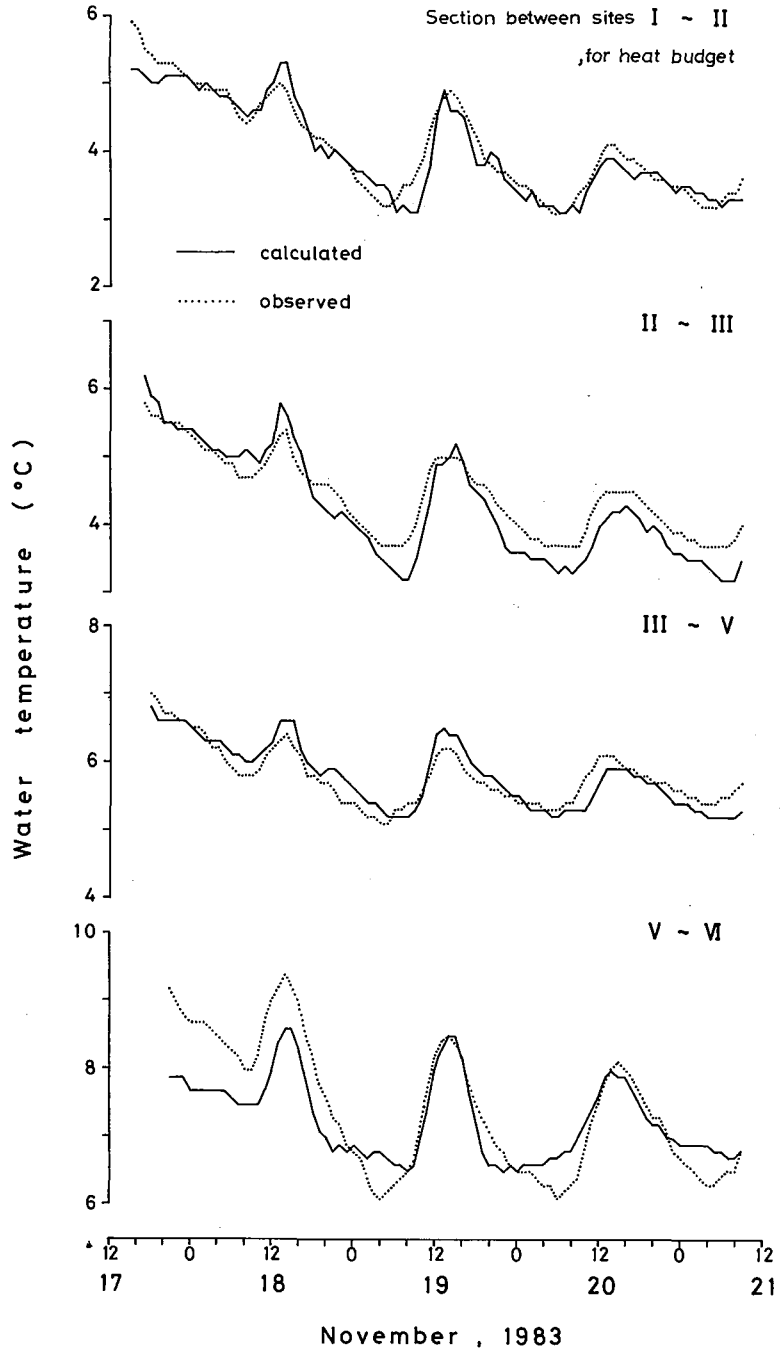


Fig. 10. Comparison between variations of water temperature measured by Ryan self-recording thermometer and one estimated by heat budget at each sections, namely, sites II. III. V. VI.

しようとする初期の目的は十分に達せられたものと考えられる。

VI. 結 論

渇水期に札内川が扇状地を流下するとき、数 km にわたって表流水が全く見られない涸川の区間を生じる。この様に長い区間で涸川を生ずる例は我国では他に類を見ない。本研究では、伏没・復水機構と涸川を生じる流量限界を明らかにするため、河川および地下水系を含めた二次元非定常シミュレーション解析を行うとともに、河川水の熱収支解析の面からも流下に伴う伏没・復水状況を明らかにした。以下にその結果を要約する。

1) 伏没現象について、これまで漠然と予想されていた他の河川水系への分水界漏出は問題にならず、流量の減少時には現河道の厚い河床堆積層中に伏没し、地下水流として流下する。さらに、河床堆積物が層厚を減じ河道にそった地下水流が不透水性の基盤をなす火山灰質シルト層の高まりによって塞き上げられる形で表流水の復水が起っている。渇水期に生じる長い涸川区間の発生は勿論、一義的には流量の減少であるが、さらに、流出土砂に富む札内川の扇頂付近の良透水性の厚い河床堆積物の存在とやや大きい河床勾配に原因がある。

2) 涸川区間を生じ始める限界の流量は、扇頂より約 5.5 km 上流地点の河川流量 $3.0 \text{ m}^3/\text{s}$ と $2.85 \text{ m}^3/\text{s}$ の間にあることが、実測および数値解析から明らかになった。従って、札内川の平年値から見て 7～8 月と 1～3 月の渇水期にはそれぞれ 1 ヶ月および 3 ヶ月程度の涸川状態が札内川に生じることになる。

謝辞 調査にあたっては、当時の北海道開発局札内川ダム調査事務所吉田義一所長、芳賀敏二係長にお世話になった。また、調査に御協力いただいた北海道大学理学部地球物理学教室陸水学研究室の学生および大学院生に感謝致します。また、北海道大学理学部の藤木忠美教授と旭川工業高等専門学校助教授の田上龍一氏には、現地の地形学上の問題で御助言をいただき、比抵抗法電気探査の結果は北海道大学工学部浦上晃一博士の指導を得て、コンピューター解析を行った。これらの方々に深く感謝致します。

なお、研究費の一部は科学研究費(地表水と地下水の交流関係に関する総合研究、研究代表者、新井正)によった。

おわりに、作図を手伝っていただいた星野祐子さんに感謝致します。

文 献

- 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.
- NAKAO K., R. TANOUÉ, T. OIKE and J. LAPERRIERE, 1981. Water budget and lake-level stability of Harding Lake in the Interior Alaska. *Jour. Fac. Sci., Hokkaido Univ., Ser. VII (Geophysics)*, **7**, 13–25.
- RYAN, P. J. and K. D. STOLZENBACH, 1973. Environmental heat transfer. M. I. T. summer session text, Ch. 1.
- SCHULYAKOVSKIY L. G., 1969. Formula for computing evaporation with allowance for the temperature of the free water surface. *Soviet Hydrology-Selected Paper*, No. 6, 566–573.