



Title	地温分布におよぼす地下水流動の影響
Author(s)	浦上, 晃一; URAKAMI, Koichi
Citation	北海道大学地球物理学研究報告, 35, 1-13
Issue Date	1976-06-30
DOI	<a href="https://doi.org/10.14943/gbhu.35.1">https://doi.org/10.14943/gbhu.35.1</a>
Doc URL	<a href="https://hdl.handle.net/2115/14057">https://hdl.handle.net/2115/14057</a>
Type	departmental bulletin paper
File Information	35_p1-13.pdf



## 地温分布におよぼす地下水流動の影響

浦上 晃 一

北海道大学工学部  
(昭和50年12月20日受理)

### Effect of Groundwater Movement on Temperature Distribution

By Koichi URAKAMI

Faculty of Engineering, Hokkaido University  
(Received December 20, 1975)

Effect of groundwater movement on temperature distribution in geothermal area is examined by numerical simulation using simple hypothetical models. These models consider uniform flow through confined aquifer and recharge-discharge flow system in permeable layer overlaying impermeable bedrock. The simulation shows that the effect of groundwater movement depends on magnitude and pattern of groundwater flow. Horizontal flow carries away conductive heat flow from heat source, so that temperature distribution in the shallow is displaced and its anomaly is reduced. In recharge area cold water recharge has cooling effect and it makes temperature-depth curve change into concave shape, in discharge area upward flow from the deep produces surface temperature rise.

#### I. ま え が き

温泉・地熱地域において、地下熱源の状態を推定するために地温調査・放熱量調査がしばしば実施されている。調査および探査の方法については福富孝治(1951, 1962), 湯原浩三(1955), 浦上晃一(1968), YUHARA(1970)など数多くの研究があり、現在ではほぼ確立された方法が用いられているが、これらの方法はいずれも地下水の流れを無視しており、そのため、1m深地温分布から推定された深部熱源の状態が実測結果と異なる、温泉・地熱地域の放熱量が常に過少評価されるなど、調査および探査の結果に大きな誤差が生ずることがある。そこで、このような誤差を見積るため、簡単なモデルについて数値計算し、地下水流動の効果を調べてみた。

## II. 伝導による熱輸送

以下簡単のために地温分布としては異常熱源による異常分布を考えることにし、温度分布および地下水の流れは定常であると仮定する。

まず地下水の流れを無視し、熱は伝導によって伝達されているものと仮定する。地層が均質であるとすると、地中の温度  $\theta$  はラプラスの方程式：

$$\nabla^2 \theta = 0 \quad (1)$$

を満足する。温泉・地熱地域では異常熱源が比較的浅くしかも水平方向に拡がって分布していて、水平方向の地温勾配が鉛直方向に比べかなり小さくなっていることが多い。たとえば東根温泉では、Fig.1の鉛直地温分布およびFig.2の孔底温度分布（孔底の平均深度はおよそ65m）から、

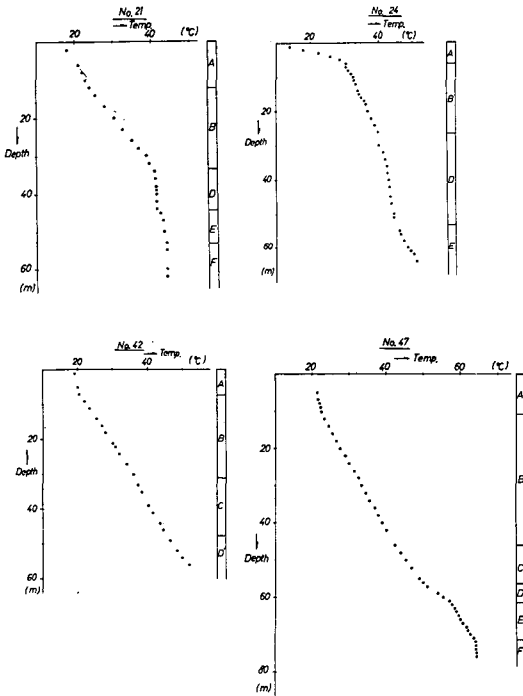


Fig. 1. Vertical distributions of underground temperature in Higashine hot springs.

で近似できる。ここで  $z$  は深さである。

放熱係数を  $h$  とし、地表において Newton の冷却則：

$$\frac{\partial \theta}{\partial z} = h \theta \quad (3)$$

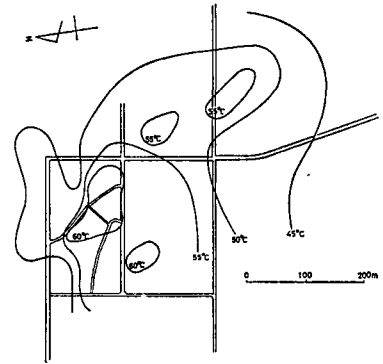


Fig. 2. Horizontal distribution of underground temperature in the main aquifer in Higashine hot springs.

水平方向の温度勾配は  $0.1 \text{ }^\circ\text{C/m}$  位であり、鉛直方向の  $0.1 \text{ }^\circ\text{C/m}$  位に比べ  $1/10$  程度となっている。このような場合、(1)が

$$\frac{d^2 \theta}{dz^2} = 0 \quad (2)$$

が成立し、深さDのところの温度  $\theta_D$  の熱源があるとき、鉛直地温分布は

$$\theta = \frac{hz+1}{hD+1} \theta_D \tag{4}$$

となり、地温勾配は

$$\frac{\partial \theta}{\partial z} = \frac{h}{hD+1} \theta_D \tag{5}$$

となる。

1 m 深地温を  $\theta_{1.0}$ 、0.75m 深地温勾配を  $(\partial \theta / \partial z)_{0.75}$  とすると、上式から

$$\left( \frac{\partial \theta}{\partial z} \right)_{0.75} = \frac{h}{h+1} \theta_{1.0} \tag{6}$$

が得られる。Fig.3は濁川温泉における1 m 深地温と0.75m 深地温勾配との関係を示したものである。

点のばらつきがあるものの明らかに直線関係が認められる。この直線の勾配を求めると、(6)から、その地域の平均的な放熱係数が決定できる。濁川温泉では、直線の勾配が  $0.83\text{m}^{-1}$  であり、放熱係数は  $4.9\text{m}^{-1}$  となる。

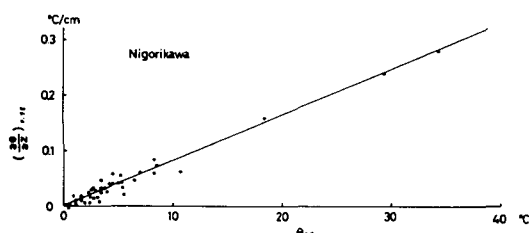


Fig. 3. Relation between underground temperature at 1m depth and corresponding temperature gradient in Nigorikawa hot springs.

Table 1は北海道の温泉地において福富(1962)が求めた値である。

放熱係数は鉛直地温分布からも決定できる。Fig.4において、地温が年変化していると考えられる浅所の分布を除き、その下層の直線

Table 1. Cooling constant, obtained from relation between underground temperature at 1m depth and corresponding temperature gradient.

Region	Akankohan	Sounkyo	Jozankei	Toyako	Karurusu	Nigorikawa	mean
cooling constant (m <sup>-1</sup> )	3.4	19	4.5	24	3.8	33	14.6

(Cooling constant is difined by eq. (3).) (after Fukutomi, T., 1962)

部分を延長し、温度がその地域の年平均気温に等くなる点の高度dを求めると、放熱係数は  $h = 1/d$  と決定できる。Fig.1の温度分布を用いて、各測点における放熱係数を求めると Table 2 のようになり、福富が得た値の1/10~1/100と極端に小さくなっている。天童温泉： $h=0.07\sim 0.17\text{m}^{-1}$ 、別府温泉： $h=0.15\text{m}^{-1}$  (湯原浩三, 1955) においても同様の傾向が認められる。放熱係数は、前述の仮定が成立するかぎり決定方法によらず、ほぼ同程度の値となるべきはずである。したがって、この相違は地層が均質でないことつまり表層と深部とは熱伝導率が異なる

こと、および、地下水流動の影響によると考えられる。

地下水面を境にして、上層と下層とでは熱的環境が異なっている。下層は地下水の流動域にあたり地層が水で飽和されているのに対し、上層は未飽和の状態にある。水の熱伝導率は  $1.4 \times 10^{-3}$  cal/cm.sec.°C 位であり、空気の  $5.5 \times 10^{-5}$  cal/cm.sec.°C 位に比べ非常に大きいので、地層の熱伝導率は含水量によってかなり変化する。HORAI and UYEDA (1960) の実験によれば、水で飽和された堆積岩の熱伝導率は乾燥状態のときの 2~3 倍であり、HIGASHI (1951) も火山灰について同様の結果を得ている。いま地下水面の深さを  $H$ 、その上層および下層の熱伝導率をそれぞれ  $k_1$ 、 $k_2$  とし、その地層内の地温分布から求まる放熱係数を  $h_1$ 、 $h_2$  とすると

$$h_2 = \frac{1}{H \left( \frac{k_2}{k_1} - 1 \right) + \frac{1}{h_1} \cdot \frac{k_2}{k_1}} \quad (7)$$

**Table 2.** Cooling constant at Higashine hot springs, obtained from vertical temperature distributions (shown in Fig. 1)

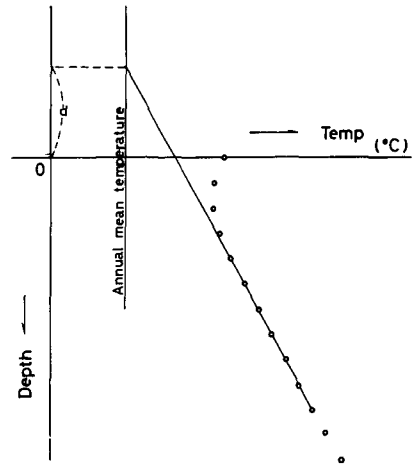
No.	21	24	42	47	mean
Cooling constant (m <sup>-1</sup> )	0.12	0.03	0.08	0.10	0.08

が成立する。 $h_1 = 14.6 \text{ m}^{-1}$  (福富が得た値の平均値)、 $H = 1 \sim 3 \text{ m}$ 、また上述の実験結果から類推して  $k_2/k_1 = 2$  とすると、 $h_2 = 0.32 \sim 0.88 \text{ m}^{-1}$  となる。この値は Table 2 に示された値に比べかなり大きい。さらに地下水流動の影響が加わっているものと考えられるが、その影響を見積ることは難しい。しかし、後述のように、地下水の流れは鉛直方向の地温勾配を減少させ、その結果鉛直地温分布から求まる放熱係数が小さくなる。

ところで、深部の地温分布は 1 m 深地温から

$$\theta = \frac{hz+1}{h+1} \theta_{1.0} \quad (8)$$

によって推定できる。(6)および Fig. 4 から容易に判るように、上述の方法によって決定された放熱係数はその場所の地下増温率に関する定数であり、放熱係数の相違は表層では増温率が大きく、深部では小さくなることを示しており、増温率が急変する境界は地下水面と考えられる。すると、表面の情報を用いて深部の温度を推定する場合、この境界以深では誤差が急激に増加する



**Fig. 4.** Showing a method to obtain cooling constant from a vertical temperature distribution.

ことが予想され、精度よく探査できる限界は地下水面と考えられる。

### III. 地下水流動による影響

熱伝導率が  $K_1, K_2, \dots, K_i, \dots, K_n$  と異なった地層が水平に重なっているとき、各層内の鉛直地温勾配を  $G_1, G_2, \dots, G_i, \dots, G_n$  とし、地下水流動による熱輸送が無視できるならば近似的に

$$K_1 G_1 = K_2 G_2 = \dots = K_i G_i = \dots = K_n G_n \quad (9)$$

が成立し、各層の熱伝導率の比は

$$\frac{K_1}{K_i} = \frac{G_i}{G_1}, \frac{K_2}{K_i} = \frac{G_i}{G_2}, \dots, \frac{K_n}{K_i} = \frac{G_i}{G_n} \quad (10)$$

となる。UYEDA and HORAI (1960) がコアサンプルを用いて測定した結果 (Table 3) から、

**Table 3.** Thermal conductivity in water-saturated state of the core samples studied.

Locality	Depth (m)	Material	Apparent density (dry) (gr/cc)	Water-content by weight (%)	Thermal conductivity ( $10^{-3}$ cal/cm sec deg)	Temperature during measurement (deg °C)
Innai	449	sandy silt	1.72	15.5	3.18	36.1
	635	sandy silt	1.67	15.2	2.87	22.2
	827	silty sand	1.48	14.3	3.14	31.5
	1019	silt	1.53	15.3	3.13	34.8
Tokyo Univ.	64-68	sandy clay	1.73	14.2	3.49	33.1
	183-192	sandy clay	1.68	15.3	2.95	32.4
	251-261	clay	1.75	12.6	3.65	30.1
Kashima	203-205	sandy silt	1.56	14.1	2.90	32.5
	322-324	sandy silt	1.61	15.7	3.65	32.2
	555-558	sand	1.71	12.4	4.49	32.5
	655-658	silt	1.61	19.8	3.22	32.9
Katsuta	345	silt	1.58	19.7	2.75	34.8
	503	silt	1.65	17.2	2.67	33.1
	755	sandy silt	1.90	12.4	3.29	33.9
	905	sandy silt	1.97	12.2	3.38	34.5

(after UYEDA and HORAI, 1960)

堆積層間の熱伝導率の比は高々 2 程度と予想される。

Fig. 1 の地温分布について、各層の鉛直地温勾配、熱伝導率の比 (地温勾配が最も大きい地層

の熱伝導率を各測点における単位とした)を求めると Table 4 のようになる。No.21 のD および下層, No. 47 の下層では地温勾配が  $0.015 \sim 0.07 \text{ }^\circ\text{C/m}$  と極端に小さく, 熱伝導率の比は  $11.7 \sim 72.0$  と非常に大きくなっている。このような温度分布は熱伝導では説明できないので, これらの地層内には優勢な温泉水の流れがあり, 地層境界面の凹凸などにより上下方向の混合が盛んとなるために, 地層内がほぼ一定温度に保たれると解釈されている(浦上他, 1969)。また No.24 のD層, No. 47 のB層およびD層では熱伝導率の比が  $3.1 \sim 3.8$  とかなり大きく, これらの地層内でも熱が地下水流動にともなって輸送されていると考えて間違いない。

つぎに, このような地下水流の影響を調べるため, 簡単なモデルについて数値実験をした。

**Table 4.** Temperature gradients and ratio of thermal conductivities.

No.	21		24		42		47	
Layer	Gradient ( $^\circ\text{C/m}$ )	Ratio	Gradient ( $^\circ\text{C/m}$ )	Ratio	Gradient ( $^\circ\text{C/m}$ )	Ratio	Gradient ( $^\circ\text{C/m}$ )	Ratio
B	0.82	1.0	0.48	1.3	0.67	1.3	0.58	3.1
C					0.55	1.5	0.68	2.1
D	0.07	11.7	0.17	3.8	0.84	1.0	1.80	1.0
E	0.22	3.7	0.64	1.0			0.64	2.8
F	0.015	54.7					0.025	72.0

### 1. 一様な地下水の流れによる影響

まず, 一様な地下水の流れがある場合を考える。Fig. 5 において, (I) および (III) は不透水層であり, (II) は被圧帯水層である。地層はいつでも均質であり, その厚さはそれぞれ一定であるとする。また地下水は被圧帯水層内を図に示された方向に一様に流れているものとする。

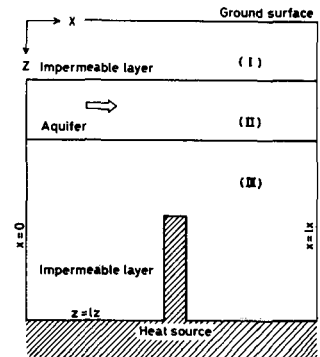
地下水の流速を  $v$  とすると, 帯水層内において

$$K_2 \left\{ \frac{\partial^2 \theta}{\partial x^2} + \frac{\partial^2 \theta}{\partial z^2} \right\} - \rho c v \frac{\partial \theta}{\partial x} = 0 \quad (11)$$

が成立する。ここで  $K_2$  は帯水層の熱伝導率である。不透水層内においてはラプラスの方程式(1)が成立する。

境界条件は

$$\left. \begin{array}{l} \frac{\partial \theta}{\partial x} = 0 \quad \text{at} \quad x=0 \\ \text{free boundary} \quad \text{at} \quad x=lx \\ \frac{\partial \theta}{\partial z} = h\theta \quad \text{at} \quad z=0 \end{array} \right\} \quad (12)$$



**Fig. 5.** A hypothetical model.

を与え、さらに下部の境界条件として斜線を施した部分に  $100^{\circ}\text{C}$  の熱源をおく。このモデルでは、 $z = lz$  に  $100^{\circ}\text{C}$  の熱源がある状態を標準状態、中央の浅くなっている部分を異常熱源と考えることができる。  $x = 0$  における境界条件はこの標準状態が上流方向に無限に続いていることを示しており、この状態によって平衡に達した地下水が計算領域内に流入する。その温度は流速とは無関係に決まる。下流側 ( $x = lx$ ) では、境界条件が内部の温度分布におよぼす影響をできるだけ少なくするために free boundary としてある。すなわち、まず領域全体に初期値を与え、つぎにこの境界を除く各格子点の値を求め、さらに境界近傍の3点の値を2次式で表わし、この式によって境界値を求め、つぎのステップの計算に用いた。

計算にはつぎの数値を用いた。  $lx = 2\text{ km}$ ,  $lz = 400\text{ m}$ ,  $\rho c = 1\text{ cal/cm}^3 \cdot ^{\circ}\text{C}$ ,  $h = 1.0\text{ m}^{-1}$ , 地層 (I) (II) (III) の厚さをそれぞれ  $50\text{ m}$ ,  $50\text{ m}$ ,  $300\text{ m}$ , また熱伝導率をそれぞれ  $3.0 \times 10^{-3}$ ,  $3.5 \times 10^{-3}$ ,  $4.5 \times 10^{-3}\text{ cal/cm} \cdot \text{sec} \cdot ^{\circ}\text{C}$  とした。地下水の流速が直接測定された例は稀であるが、帯水層の透水係数は沖積層・洪積層で  $10^{-2}\text{ cm/sec}$ , 第三紀層では  $10^{-3}\text{ cm/sec}$  位と考えられており (落合敏郎・水之江政輝, 1953), 水頭勾配は  $10^{-2}$  程度と考えられるので、流速は  $10^{-5} \sim 10^{-4}\text{ cm/sec}$  程度と予想される。ここでは  $v = 1.0 \times 10^{-4}\text{ cm/sec}$  の場合まで計算してある。

Fig. 6 は流速が変化したときの温度分布の変化を示したものであり、また Fig. 7 には (A) : 帯水層上端 ( $z = 50\text{ m}$ ) および (B) : 帯水層下端 ( $z = 100\text{ m}$ ) における温度分布の変化が示されている。図をみると、流速が増加するにつれて上層の異常域がしだいに下流方向にずれ、しかもその温度異常が減少していることが判る。特に  $v = 1.0 \times 10^{-4}\text{ cm/sec}$  の場合には地下水流動による影響が大きく、表層の温度異常が認められなくなっている。

Fig. 8 は深部から帯水層内に供給されている熱量の分布を示したものである。中心部における熱流量は流速の増加にともなわずかに増加しているが、温度分布にみられるような異常域のずれがほとんどなく、その分布は深部熱源の状態に支配され则认为られる。  $v = 5.0 \times 10^{-6}\text{ cm/sec}$  および  $v = 1.0 \times 10^{-5}\text{ cm/sec}$  の場合、下流部において、帯水層内の温度が上昇するために熱流量がわずかに減少している。

## 2. 上昇流・下降流による影響

地下水の流れは地形・地質条件に支配され複雑な様相を呈するが、一般的な傾向として、流入域においては深部に向かって発散するような流れ、また流出域では地表に向かって収斂するような流れが生ずる。つぎに、このような流れによる影響を調べるため、地表が放物線で表わされる2次元モデル (Fig. 9) を考える。地層は均質であり、地下水面は地表面に等しいと仮定する。

地下水の水頭を  $P$ , 透水係数を  $k$  とすると、流速は Darcy の法則により

$$\left. \begin{aligned} v_x &= -k \frac{\partial P}{\partial x} \\ v_z &= -k \frac{\partial P}{\partial z} \end{aligned} \right\} \quad (13)$$

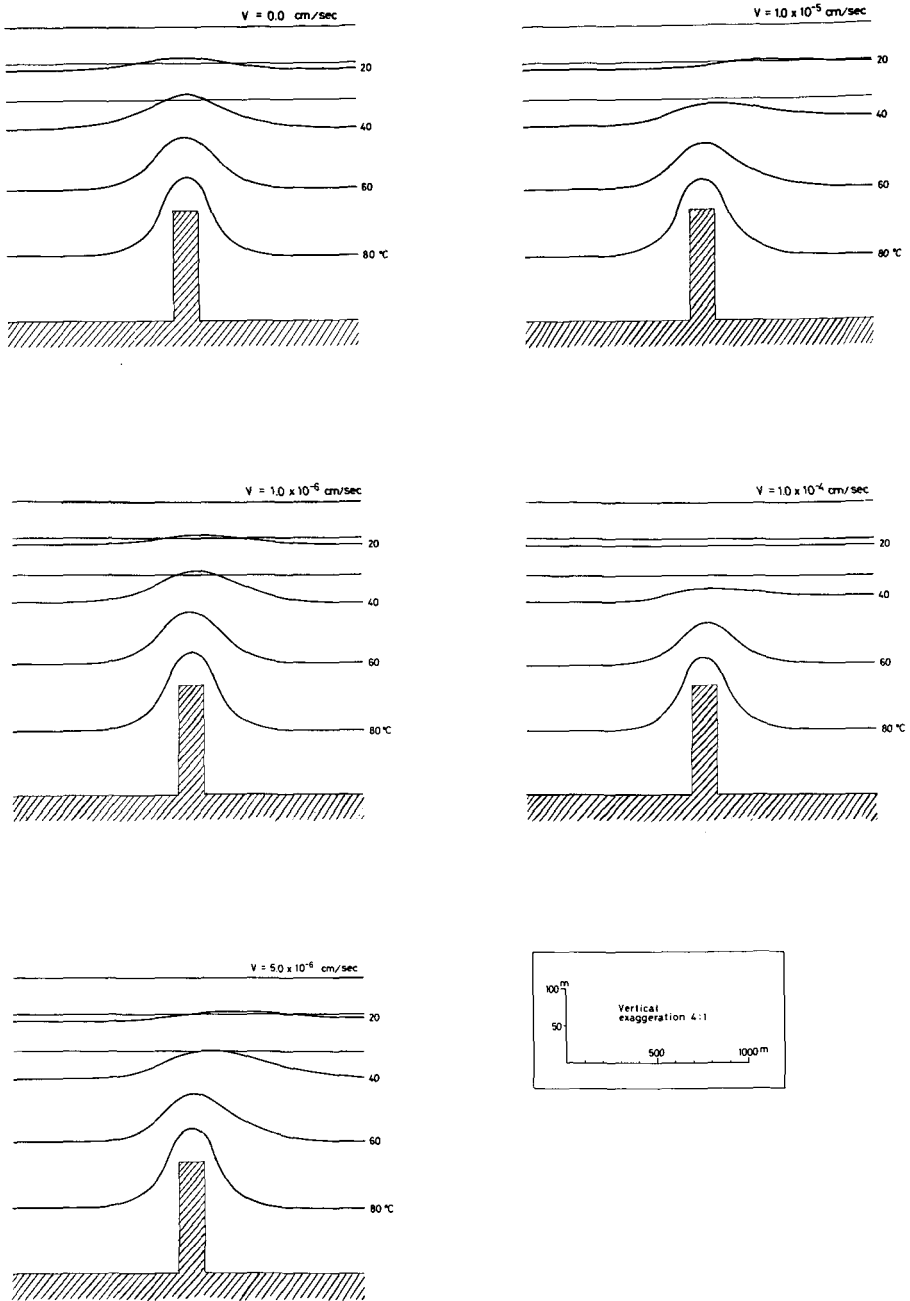


Fig. 6. Patterns of temperature distribution when the velocity of groundwater flow in the confined aquifer is changed.

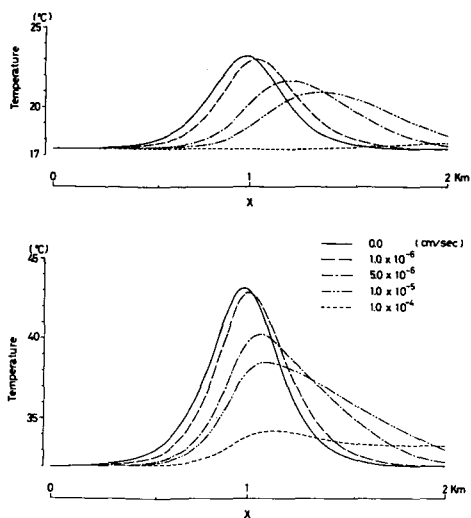


Fig. 7. Temperature profiles at the equal depth, (A):  $Z = 50$  m (top of the aquifer) and (B):  $Z = 100$  m (bottom of the aquifer).

となり、水頭は

$$\frac{\partial^2 P}{\partial x^2} + \frac{\partial^2 P}{\partial z^2} = 0 \quad (14)$$

を満足する。また地層の熱伝導率を  $K$  とすると、熱輸送の方程式は

$$K \left( \frac{\partial^2 \theta}{\partial x^2} + \frac{\partial^2 \theta}{\partial z^2} \right) - \rho c v_x \frac{\partial \theta}{\partial x} - \rho c v_z \frac{\partial \theta}{\partial z} = 0 \quad (15)$$

となる。境界条件は

地下水の流れについて

$$\left. \begin{aligned} \frac{\partial P}{\partial x} &= 0 & \text{at } x = 0, x = l_x \\ \frac{\partial P}{\partial z} &= 0 & \text{at } z = l_z \end{aligned} \right\} \quad (16)$$

熱の流れについて

$$\left. \begin{aligned} \frac{\partial \theta}{\partial x} &= 0 & \text{at } x = 0, x = l_x \\ -K \frac{\partial \theta}{\partial z} &= f_0 = \text{const.} & \text{at } z = l_z \end{aligned} \right\} \quad (17)$$

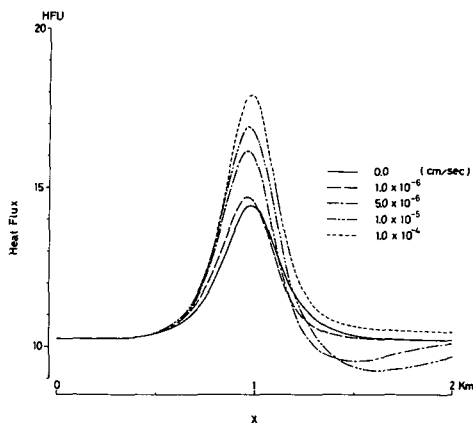


Fig. 8. Distributions of heat flux at the bottom of the aquifer.

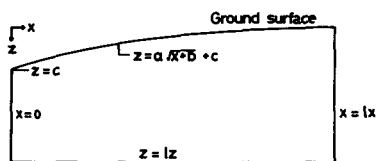


Fig. 9. A hypothetical model for estimating the effects of vertical groundwater flow.

を与える。また地表においては  $hK\theta$  すなわち表面温度に比例する放熱があるとする。この条件によって、地表の温度が領域内部と熱的に平衡になるように決まる。

計算には、 $a = -1$ 、 $b = 100\text{ m}$ 、 $c = 25\text{ m}$ 、 $lx = 500\text{ m}$ 、 $lz = 60\text{ m}$ 、 $K = 3.5 \times 10^{-3}\text{ cal/cm} \cdot \text{sec} \cdot \text{C}$ 、 $h = 1.0\text{ m}^{-1}$ 、 $fo = 5.0 \times 10^{-6}\text{ cal/cm}^2 \cdot \text{sec}$  (5.0 HFU) を用いた。

Fig. 10は地下水の流動状況を示したものである。(A)に地表面における鉛直方向の水頭勾配(上向きを正とした)の分布が示してある。流出域は  $x = 0 \sim 70\text{ m}$  であり、流入域は  $x = 70 \sim 500\text{ m}$  となっている。(B)には水頭分布(単位はm)および地下水の流れ(矢印をつけた直線)が示されている。この水頭分布を固定し、透水係数を  $0 \sim 1.0 \times 10^{-3}\text{ cm/sec}$  として温度分布を計算し、その分布を Fig. 11に示した。透水係数の増加、したがって流速の増加にともなって流入域における温度

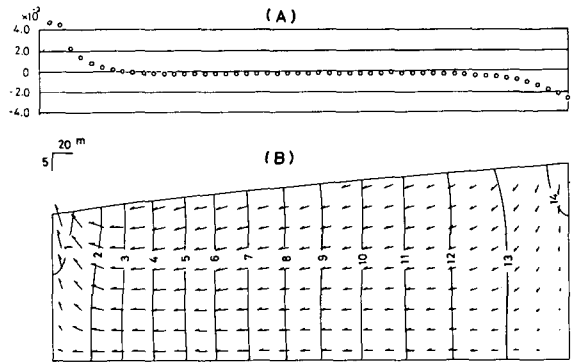


Fig. 10. Vertical gradient of water head at the ground surface : (A) and distribution of water head (im m) : (B).

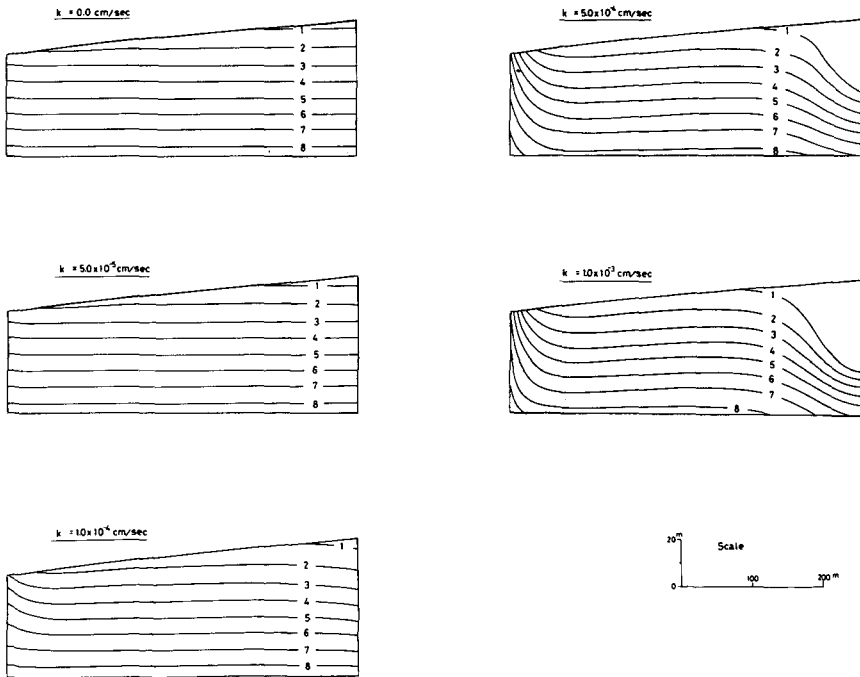


Fig. 11. Patterns of temperature distribution when hydraulic conductivity of the layer is changed.

低下・流出域における温度上昇など地下水流動による影響がしだいに顕著になる。また Fig.12に示した鉛直地温分布には、(A): $x=0$  では凸形の分布、(C): $x=lx$  では凹形の分布と伝導による直線的な分布 ( $k=0$  cm/sec) とは異なった傾向がみられる。この分布の特徴は地下水の flow pattern と密接な関係があり、(A)では温度の高い地下水が深部から上昇する際周辺のやや低温な地下水と混合するため凸形となり、また (C) では低温な地下水が下降する際周辺に分散し深部から供給されている熱量の割合が深さととも増加するため凹形となる。(B): $x=lx/2$  では流入域にあたるためにわずかに凹形の傾向を示しているが、透水係数による変化が非常に小さい。これは、この部分の地下水の流れがほぼ水平な一様流であり、鉛直方向の熱の輸送が主に伝導によるためである。 熱流量中地下水流動による熱流量の割合  $R_f$  を

$$R_f = \frac{|\rho cv \theta|}{|K grad \theta| + |\rho cv \theta|} \times 100 \tag{18}$$

によって定義し、その分布を計算すると、Fig.13 のようになる。(A): $k=5.0 \times 10^{-5}$  cm/sec の場合、 $R_f$  が5~20位であり、伝導による熱輸送が卓越しているが、流速の増加にともなって  $R_f$  が大きくなり、(C): $k=5.0 \times 10^{-4}$  cm/sec の場合には90位になり、地下水の流動による熱流量が伝導によるものの約10倍にもなっている。

ところで、地下水の流動状況はしばしば温度分布の特徴から推定されている。しかし、前述のように、鉛直地温分布が熱伝導の理論から予想されるような分布をしている場合でも、増温率の比を用いて各層の熱伝導率の比を求めると、その比は熱伝導率の実測結果から推定される値より

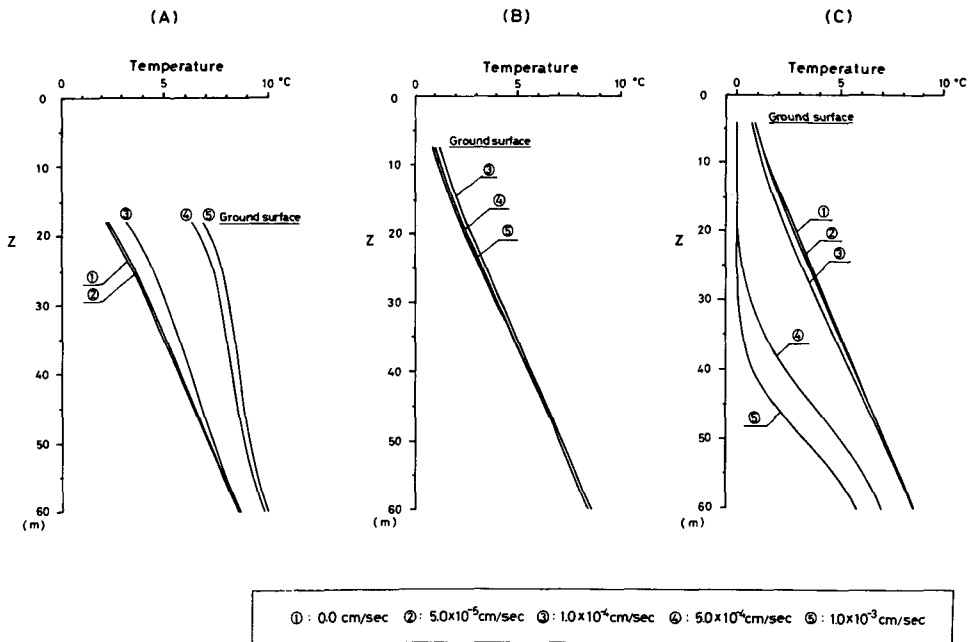


Fig. 12. Vertical profiles of underground temperature at  $x=0$ : (A),  $x=lx/2$ : (B) and  $x=lx$ : (C).

大きくなり、熱の一部が地下水流動にともなって輸送されていると考えられた。また Fig. 11~13 をみると、地温分布に地下水流動の影響が現われるのは  $k=1.0 \times 10^{-4}$  cm/sec の場合であり、このとき  $R_f$  は領域の大部分で 50 前後となり、地下水流動による熱輸送が伝導によるものとほぼ同程度となっている。この結果は熱の流れを考えると時には地下水流動の効果が無視できないことを示しており、もしこれらを無視すると、地温分布にその影響が認められない場合でも 50~100% 程度の誤差が生ずることが予想される

#### IV. 結 語

以上の結果を要約すると次のようになる。

鉛直地温分布から求めた放熱係数は 1 m 深地温と 0.75 m 深地温勾配との関係から求めた値に比べ極端に小さくなる。この相違は地層の熱伝導率が含水量によって異なることおよび地下水流動の影響によって説明できる。また地下水面を境にして、その上層と下層とでは地下増温率にかなり差があると考えられる。そのため、表層において得られた情報を用いて深部熱源を探索すると、非常に大きな誤差が生ずることが予想される。

簡単なモデルについて数値実験を行ない地下水流動の影響を調べた。水平方向の流れが深部から供給される熱を下流に運び去るため、異常域がずれ、その温度異常も緩和される。鉛直方向の流れは、流入域における温度低下・流出域における温度上昇など水平方向の流れよりもさらに直接的な影響をおよぼす。また鉛直地温分布には、上昇流による凸形の分布、下降流による凹形の分布と熱伝導による直線的な分布とは異なった傾向がみられる。熱流量中地下水流動による熱流量の割合を調べた結果、地温分布に地下水流動の影響がほとんど認められない場合でも伝導による熱流量と同程度の熱が地下水流動にともなって輸送されており、熱の流れを考えると、多くの場合、地下水の流れを無視できないと考えられる。

**謝辞** 本研究を進めるにあたって、田治米教授・藤木助教授・中尾助教授を始め地球物理学教室の皆様にご指導していただいた。厚く感謝いたします。

なお、計算には北海道大学大型計算機センターの FACOM 230-60 および 75、日本アイ・ビー・エム株式会社データセンターの IBM system 360 Model 195 os HASP MVT を使用した。

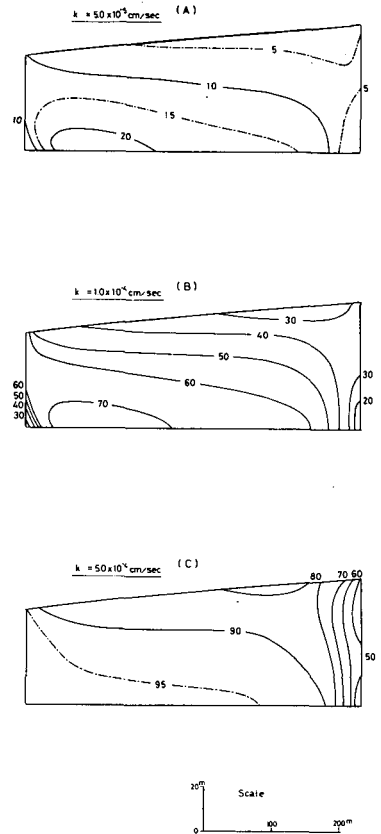


Fig. 13. Distributions of  $R_f$  defined by eq. (18).

## 文 献

- 福富孝治, 1951. 1 m深の地中温度より温泉探査の可能性に就いて (第1報). 北海道大学地球物理学研究報告, **1**, 1-14.
- 福富孝治, 1962. 1 m深地温についての2, 3の問題. 北海道大学地球物理学研究報告, **9**, 45-53.
- HIGASHI, A., 1951. On the Thermal Conductivity of Soil. *jour. Facul. Sci. Hokkaido Univ. Ser. II*, **4**, 21-28.
- HORAI, K. and S. UYEDA, 1960. Studies of the Thermal State of the Earth. The Fifth Paper: Relation between Thermal Conductivity of Sedimentary Rocks and Water content. *Bull. Earthq. Res. Inst.*, **38**, 199-206.
- 落合敏郎・水元江政輝, 1953. 深井戸に関する研究. 農業土木研究, **20**.
- UYEDA, S. and K. HORAI, 1960. Studies of the Thermal State of the Earth. The Sixth Paper: Terrestrial Heat Flow at Innai Oil Field, Akita Prefecture and at Three Localities in Kanto-District, Japan. *Bull. Earthq. Res. Inst.*, **37**, 421-436.
- 浦上晃一, 1968. 1 m深地温分布から地中の温度分布を推定する一方法について. 北海道大学地球物理学研究報告, **20**, 1-13.
- 浦上晃一他, 1969. 山形県東根温泉の調査. 北海道大学地球物理学研究報告, **22**, 9-29.
- 湯原浩三, 1955. 地下1 m深の地温分布から地下熱源を理論的に推定する一方法. 物理探鉱, **8**, 27-33.
- YUHARA, K., 1970. Heat Transfer Measurement in the Owakudani and Sounzan Geothermal Areas, Hakone Volcano. U. N. Symp. Development utilization Geothermal Resources, Pisa, *Geothermics, Spec. iss.*, **2**, 1280-1288.