地下水温と安定同位体比から推定した十勝平野の地下水流動系

池田光良*・操上広志**・三浦均也**

Groundwater Flow System in the Tokachi Plain, Hokkaido, Estimated from Groundwater Temperature and Stable Isotopic Ratio

Mitsuyoshi IKEDA*, Hiroshi KURIKAMI** and Kinya MIURA**

Abstract

The characteristics of groundwater flow in the western Tokachi plain is clarified as follows: (a) Groundwater temperature in the piedmont area is less than average and greater than average in the central plain, indicating the recharge and discharge areas, respectively. (b) Groundwater flow velocities estimated from groundwater temperatures are consistent with those from hydraulic analyses. (c) The origin of groundwater in the western Tokachi plain and hot spring from Tokachigawa spa is meteoric. (d) The groundwater flow estimated from the stable isotopic ratios δD and $\delta^{18}O$ supports the results obtained from groundwater temperature. (e) δD and $\delta^{18}O$ variations in the Tokachi plain agree with the regional groundwater flow system model, in that deeper aquifers are expected to have lighter isotopic ratios because of the altitude isotope effect, including recharge occurred on Mt. Daisetsuzan or the Hidaka mountains. (f) The eastern geological block of the Tokachi central fault forms the eastern impermeable boundary of the Tokachi artesian basin. (g) Three-dimensional thermal advection-dispersion analysis shows that the Tokachigawa spa is formed as the convergence of groundwater flow in the western Tokachi plain, although the influence of special heat source cannot be ignored.

Key Words: Tokachi plain, groundwater flow system, groundwater temperature, stable isotopic ratio, thermal advection-dispersion analysis

* 北海道開発コンサルタント(株)地質部()

** 北海道大学大学院工学研究科地盤工学講座()

要 旨

十勝平野西部の地下水流動を検討し、次のことを明らかにした。(a)地下水温は、山麓では平均よりも低温、平野の中心部では高温となり、それぞれ涵養域と流出域に対応すると考えられる。(b)地下水温から推定された地下水流速は、水理学的解析の結果と整合する。(c)十勝平野西部の地下水と十勝川温泉水は天水起源である。(d)安定同位体比 δD と $\delta^{18}O$ の分布から推定した地下水流動は、地下水温からの推定とおおむね対応している。(e)十勝平野における δD と $\delta^{18}O$ の差は広域地下水流動系と対応し、帯水層の深度が深いほど、水の安定同位体比は軽い値を示す。また、大雪山系または日高山脈からの涵養を示唆する高度効果を示す。(f)十勝中央断層の東側ブロックは十勝地下水盆の東側の不透水境界的役割を果たしている。(g)3次元の熱移流拡散解析から十勝川温泉は、特別な熱源の影響は無視できないものの、十勝平野西部の地下水流動の収束場と考えることで泉温の多くを説明できる。

キーワード：十勝平野、地下水流動系、地下水温、安定同位体比、熱移流拡散解析

1. 緒言

地下水盆中の地下水資源を管理することは、地下水調査の重要な目的の一つであり、広域調査における調査資料の不足を補ううえでも地下水温、地下水中の環境同位体などに代表される環境トレーサ¹⁾を用いて地下水盆の地下水流動を知することは重要な課題となる。本論では十勝平野の深層地下水を研究対象として、地下水温及び地下水中の安定同位体比の測定結果を解析することにより、その流動機構を把握することを試みた。

十勝平野は主として新第三紀鮮新世以降に形成された堆積盆地である。当初、平野全域に及んでいた堆積盆地はその後縮小し、第四紀更新世後半には、十勝中央断層²⁾を境として東側ブロックが上昇、西側ブロックが下降して十勝平野は東西に二分された。現在、十勝川温泉を含む東側は、地温勾配が5～6℃/100mの高温域であり、十勝平野の西部(帯広盆地ともいう)では3±1℃/100mと通常の地温勾配を示す(道立地下資源調査所、1995)。この東側ブロックの高温の原因として阿寒の延長である未知の高温岩体の存在が言われてきた。また、十勝平野中心部の深さ1000m以上から取水している“温泉”についても高温岩体の影

響の他、大雪山系から熱水が流入したものではないかという考えがあった。

一方、平野の末端や盆地の中央部では、山麓と比べて高温な地下水が存在することが全国各地で知られている(例えば、高橋、1968；佐倉、1977、1978)。このような高温域は、広域地下水流動系(Tóth、1963)における流出域にあたることから、地下深部からの上昇流を仮定すれば、高温異常が説明できると考えられている。本研究では十勝平野でも、このモデルが成り立つかどうかについて検討した。ここで、本研究の場合は他の地域と違って浅い高温岩体による寄与の可能性についても併せて考察を加えた。

資料としては地下水温、地下水位の変動、揚水試験のデータ、および水素と酸素の安定同位体比を用いるとともに、三次元の熱移流拡散シミュレーションによる解析を行った。

2. 水理地質

2.1 水理地質概要

表1に十勝平野の水理地質概要を、また、図1に十勝平野中央部(東西方向)の水理地質構造(岡、1984)を示した。十勝平野の水井戸の深度は約330m

表1 十勝平野の水理地質

Table 1 Hydrogeology in the Tokachi plain

Geological age	Geological formation (Oka(1984)'s classification is indicated in the parenthesis.)	Geological classification given by the Bureau of International Trade and Industry(1978)	Geological classification given by Obihiro division, Hokkaido Development Bureau(1978)	Aquifer model of the present paper	
Holocene	Flood plain deposits		I	Phreatic aquifer I ~ (a part of II) (First confining layer) II ~ (a part of IV) Upper confined aquifer (a part of IV~V) (Difference of piezometric head between IV and V : 0 to 2m) (Second confining layer) middle confined aquifer (Difference of piezometric head between V and VI : 5m) (Third confining layer) G~I Lower confined aquifer (Difference of piezometric head between VI and VII : 11m)	
	Terrace deposits				
Pleistocene	Shibusan formation (Uppermost Ikeda group)		II III		
	Meto tuff	Spf	IV		
	Osarushinai formation (Upper Ikeda group)	A	V		
		B			
		C~E			
		F	VI		
		G~I			
		J~P	VII		
Pliocene	Ikeda formation (Lower Ikeda group)	(Aquifer, but slightly impermeable than the above formations)			
	Nukanai formation	(Aquifer of hot spring)			
Miocene	Taiki formation	(Impermeable basement, Hot spring is stored in a part of this formation.)			
	Oikamanai formation	(Impermeable basement)			
Pre-Cretaceous	Hidaka supergroup	(Impermeable basement)			

までに分布し、地下水は主に^{おさる しな}長流枝内層(深さ約400m まで分布)から取水されていることから、図2 に深さ300m までの南北方向の地質断面図を示した。

長流枝内層の帯水層区分は表 1 のようにいくつかの試みがあるが、地下水流動を解釈するためには区分が細かすぎるので、層別の水頭観測を行っている観測井の被圧水頭差を用いて帯水層を 4 層

に再区分した(表1右)。

2.2 十勝中央断層の東側ブロックの水理地質学的役割

地形・地質条件からみてB級の活断層(活断層研究会、1991)である十勝中央断層から東側のブロック(十勝川の河谷では中新統以深の地層)は、十勝平野西部に対して第一近似的に不透水境界的

図1 調査位置図および十勝平野の水理地質断面図

Fig. 1 Location map and hydrogeological cross section of the Tokachi plain

図2 長流枝内層の水理地質断面図

Fig. 2 Hydrogeological cross section of the Osarushina formation

な役割を果たしている可能性がある。以下にこのことを示唆する水理地質的状况を列举する。以下、本節では十勝平野の主要部分である十勝平野西部を西部、十勝中央断層の東側のブロックを東側、十勝中央断層を単に断層と呼ぶことにする。

①地下水位……既存資料における平野西部の長流枝内層中の地下水位は、西部の地形や地下水面(概略の形を図13に示す)と相似形である。深い帯水層ほど地下水位は高くなっており、地下水流線は断層と十勝川が交差する付近へ、半円放射状に集中している。地下水位等高線は断層と直交し、断層付近の流線は断層とほぼ平行である(北海道開発局帯広開発建設部、1999)。流線を横切る流れはないから、地下水流線は数学的には不透水境界として扱うことができる(Rushton and Redshaw、1979)。従って、十勝川の河谷付近を除く断層の東側ブロックは不透水境界的な役割を果たしてい

る可能性が高い。

②地形的理由……東側は西部より標高が最大で約200m高く、十勝川の谷を除いて西部をブロックしたような地形となっている(図1)。西部の帯水層面積は約1420km²あるのに対し、東側の流域面積は、断層から、十勝川温泉一千代田間を南北に通る地形流域界までの212km²(西部の15%)にすぎず、涵養される地下水の量は少ない。また、東側の丘陵群の上部には段丘礫層がのっており、その透水係数は地質状況から長流枝内層、池田層のそれより数オーダー高いと推定されるものであり、段丘礫層中の自由地下水の多くは丘陵周辺の河川へ流出するものと思われる。

③地質的理由……西部では深井戸の対象帯水層である長流枝内層($K=4 \times 10^{-3}$ cm/s)が約400mの厚さで分布し、断層をへだてて相対的に透水性の低い東側の池田層($K=2 \times 10^{-3} \sim 1 \times 10^{-4}$ cm/s)と

接する。また、温泉の対象層である西部の糠内層 ($\bar{K}=2 \times 10^{-3} \text{cm/s}$) は断層をへだてて東側の難透水層である大樹層や生花苗層 ($\bar{K}: 10^{-6} \text{cm/s}$ オーダー) と接している。ここで $\bar{K}$ は北海道開発コンサルタント (1999) の揚水試験値や岡 (1990) によった。

④地下水水質……西部は中層水型 (炭酸硬度型) が卓越する。すなわち、($\text{Na}^+ + \text{K}^+$) が少なく、 HCO_3^- が多い。一方、東側は水質が全く異なり、深層水型 (炭酸アルカリ型) または化石水型 (非炭酸アルカリ型) が卓越し、($\text{Na}^+ + \text{K}^+$) が多くなる (図3: 池田ほか, 1999b; 一部未公表資料 (1997年8月採水、試験方法は日本規格協会, 1991による); 道立地下資源調査所, 1979, 1985から作成)。

⑤基盤岩類までの深度……長周期微動探査 (松

島, 1989; Matsushima & Okada, 1990) の結果から、基盤岩 (日高累層群、中新統) までの深度は断層を隔てて大きな落差があり、西部では深く、東側では浅いことが判明している。基盤までの深度は芽室で600m、西帯広で1100m (以上ボーリングによる)、帯広では2100m ないし2400m とされている。一方、東側では500m (以上長周期微動探査の $V_s=3.2 \text{km/s}$ 層まで) となっている。温泉の帯水層である糠内層では断層を隔てた東西の落差が800m に達する (図1)。

以上の状況のみから考えると、十勝中央断層の東側は、西部に対して難透水性基盤の役割をはたし、その水理条件は不透水境界に近い可能性が高い。これは断層があることよりもむしろ、十勝川

図3 十勝平野の地下水水質

Fig. 3 Groundwater quality in the Tokachi plain

Type	Location	Total solid material (mg/l)
Groundwater**	Western Tokachi plain (A) Shallow groundwater (depth<30m) ○ Satsunai river fan ● Sarubetsu river fan □ Others	Mostly < 100
	■ Deep groundwater (depth:50~300m)	
	Eastern Tokachi plain Mostly plotted in (B': include Chiyoda (■)) and (C') in the Legend	Approximately 100~500
Hot spring*	(B) ▽ Shihoro, Kamishihoro ◎ Otofuke ◆ Memuro △ Nishi-Obihiro △ Obihiro ▲ Tokachigawa & Tsutsui spas ※ Makubetsu spa	250~350 (partly 890~1200) 500~1000 150~500 650~1400 140~650 290~640 350~450 (depth<700m)
	(C) ▼ Shihoro ◇ Sarabetsu & Toyokoro spas × Chiyoda spa ◎ Honbetsu, Ashoro × Makubetsu spa △ Tokachigawa spa	1050 5500, 30500 5000~5700 800~3000 1200~3700 (depth > 1100m) 1500~13600

(A) Pumped from Osarushinai formation (Pleistocene)
(B) Pumped from Ikeda and Nukanai formations (Pliocene)
(C) Pumped from Taiki and Oikamanai formations (Miocene)
* Geological Survey of Hokkaido (1971, 1979, 1985)
** ○ ● Ikeda et al (1999a), □ ■ present data

付近を除き、比高差200mで西部より透水性の低い東側ブロックが立ちふさがっているという、地形・地質条件によるものであると考えられる。次節以降では地下水温と安定同位体比等を用いて、十勝平野西部の地下水流動と東側ブロックの役割を考察するとともに、本節での考察と整合する結果が得られるかどうかを議論する。

3. 地下水温

まず、水井戸の分布する長流枝内層中の地下水流動を地下水温から推定した。図4に、十勝平野において広域的に得られている地下水温とスクリーン中心深度の関係をプロットした。各地点における等温勾配を仮定し、図中の回帰直線の勾配を用いて様々な深さの水温を50m深地温(上部被圧帯水層に相当)に換算し、その分布図を図5のように作成した。図5から地下水涵養機構について次のことが推定される³⁾。

①50m深地水温は日高山脈、北部の火山地帯および帯広から約40km離れた南側の分水界に近づくにつれ低くなり、一部は9℃以下となっている。50m深地水温は盆地の中央に向かって上昇し、帯広市中心では13℃以上となる。地下水温から推定される地下水流は、十勝中央断層と十勝川の交差する付近へ半円放射状に集中している。断層東側のブロックは16~40℃以上の高温域となり、断層付近で地下水温は大きく変化する。また、地下水温からみて断層を横切る地下水流は少なく、同断層付近の地下水流線は断層にはほぼ平行と見なせることから、同断層の東側ブロックが不透水境界の役割をはたしているとの考えは地下水温からも支持される。

②かつて、帯広市の深層熱水は十勝平野北部の然別火山群で熱せられた地下水が、帯広の地下に流れ込んだものとの説があったが、地下水温分布から判断して、深さ約250mまでの帯水層への然別火山群の影響はその周辺に限られ、火山群の南側で天水により地下水が涵養されている可能性が高い。深さ数千mまでの地温実測値から推定した北海道の地温構造(大久保、1998; 大久保ほか、1998)によれば、東側ブロックは阿寒の延長方向の高温帯に属し、深さ20km未満でソリダス温

度以上となるのに対し、西側ブロックは地殻内でソリダス温度に達しないと考えられている。また、北部の然別火山群を含む大雪山系は高温帯であるが、その周辺域を除き十勝平野の西側ブロックの地下水温にほとんど影響を及ぼしていない。以上から熱水の流入説は考えにくい。

③地下水温分布から考えて、深層地下水の涵養域は盆地の周辺部であり、地下水は盆地中央部で流出していると推定される。洪山層や長流枝内層の最深部は帯広の北8km、ブーゲー低重力異常の中心(岡、1984)や基盤岩の最深部は帯広の北20kmにあり、前者を地下水涵養域と考える向きもあるが、地下水はこれら帯水層の低部へ流れるのではなく、地下水温の高温部、すなわち地形の低部である音更川、札内川、十勝川の合流部へ向かって流れていると考えられる。このことは地下水の流れは地質構造のみではなく、地形にも影響されていることを示唆する。

4. 地下水流速の計算

4.1 解析方法

Tóth(1963)が与えた地下水流動系のモデルに対して、流出域は定常垂直一次元流、中間域は定常水平一次元流に単純化し、佐倉(1978、1984)の解析法に基づいて熱移流拡散方程式を解いた。

4.1.1 モデル1 地表面に垂直な流れ

垂直一次元・定常状態の地下水と熱の流れの方程式は

$$\frac{\partial^2 T}{\partial z^2} - \frac{C_w \rho_w v_z}{k} \frac{\partial T}{\partial z} = 0 \quad (1)$$

で与えられる。ここに、 T =温度、 C_w 、 ρ_w =地下水の比熱と密度、 z = Z 座標、 v_z =垂直方向の流速、 k =熱伝導率である。ただし、 v_z は上方に負、下方に正である。

モデル1a: 難透水層の上下面温度が一定の場合
この場合の境界条件は次式で与えられる。

$$Z=0 \text{ で } T=T_0 \quad (2)$$

$$Z=L \text{ で } T=T_L \quad (3)$$

ここで、 T_0 、 T_L は上下境界面における温度であり、 L はそれらの間隔である。境界条件(2)、(3)

図 4 十勝平野西部における地下水温と深度との関係

Fig. 4 Relationships between groundwater temperature and depth in the western Tokachi plain

図5 十勝平野西部の50m深地地下水温分布

Fig. 5 Distribution of 50m depth groundwater temperature in the western Tokachi plain

を満足する(1)の解は(4)式となる(Bredehoeft & Papadopoulos, 1965)。

$$\frac{T - T_0}{T_L - T_0} = \frac{e^{\beta z/L} - 1}{e^{\beta} - 1} \quad (4)$$

ここで、 $\beta = C_w \rho_w v_z L / k$ である。なお、標準曲線(図6)は、(4)式の右辺を横軸、 Z/L を縦軸、 β をパラメーターとして作成されている。したがって、観測値から(4)式の左辺と Z/L をプロットして標準曲線の中から観測値と一致する β を見つければ、地下水の垂直方向の流速 V_z を推定することができる。

モデル1b: 難透水層下面を通る熱流量が一定の場合

この場合の境界条件は(2)、(5)式で与えられ、

これを満足する(1)式の解は(6)式で与えられる。ただし、 q は熱流量である。

$$Z=Lで-k \frac{\partial T}{\partial z} = q \quad (5)$$

$$\frac{(T - T_0)k}{qL} = \frac{e^{-\beta}}{\beta} (e^{\beta z/L} - 1) \quad (6)$$

(6)式も(4)式と同様に標準曲線として表現でき、 V_z が推定できる。

4.1.2 モデル2 地表面と平行な流れ

層厚 l = 一定の帯水層中を地下水が一樣流速 V_x で流れていると仮定すると、伝導による流れ方向への熱移動は無視でき、定常状態では熱と流れの方程式は次式となる。

$$\frac{\partial^2 T}{\partial z^2} - \frac{C_w \rho_w v_x}{k} \frac{\partial T}{\partial x} = 0 \quad (7)$$

図6 難透水層中の鉛直一次元地下水温度プロファイル(モデル1a)

Fig. 6 Vertical one dimensional temperature profile in an aquiclude (model 1a)

後述(4.2)するように本調査地では水平流が無視しえないと考えられるので、帯水層下面を通る熱流量が一定の場合の解析式を示した。この場合の境界条件は

$$\left\{ \begin{array}{l} X=0 \text{ で } T=0 \end{array} \right. \quad (8)$$

$$\left\{ \begin{array}{l} Z=0 \text{ で } -k \frac{\partial T}{\partial Z} = q \end{array} \right. \quad (9)$$

$$\left\{ \begin{array}{l} Z=\ell \text{ で } T=T_1 \end{array} \right. \quad (10)$$

これらを満足する(7)式の解は(11)式のようなになる。

表2 地下水温から推定した地下水流速

Table 2 Groundwater velocity estimated from groundwater temperature

Calculation model	Confined aquifer	β	Darcy velocity (cm/s)	Filtration velocity* (cm/s)	Hydraulic gradient**	Permeability of confining layer(cm/s)
1a (Temperatures on the upper and Lower plains of The aquiclude are Constant.)	upper $\rightarrow$ phreatic aquifer	-1.5	(1.1~2.1) $\times 10^{-6}$	(2.7~5.3) $\times 10^{-6}$	2/33.5	(1.8~3.5) $\times 10^{-5}$ ***
	middle $\rightarrow$ upper	-0.6	(1.5~3.0) $\times 10^{-7}$	(3.8~7.5) $\times 10^{-7}$	5/30	$9.0 \times 10^{-7} \sim 1.8 \times 10^{-6}$
	lower $\rightarrow$ middle	-0.7	(2.0~4.0) $\times 10^{-7}$	(5.0~10) $\times 10^{-7}$	11/40	$7.2 \times 10^{-7} \sim 1.5 \times 10^{-6}$
1b (Heat flow on the lower plain of The aquiclude is constant.)	middle $\rightarrow$ upper	>-0.35	$< 1.8 \times 10^{-7}$	$< 6.0 \times 10^{-7}$	5/30	$< 1.1 \times 10^{-6}$
	lower $\rightarrow$ middle	>-0.35	$< 2.0 \times 10^{-7}$	$< 6.7 \times 10^{-7}$	11/40	$< 3.5 \times 10^{-6}$
2(Horizontal flow)	Middle		$< 5.3 \times 10^{-5}$	$< 1.8 \times 10^{-4}$	4×10^{-3}	

Note: The Layer is assumed to be composed of sand and gravel($k=1.67\text{W/m}\cdot^\circ\text{C}$, porosity $\phi=0.3$) and clayey soil($k=0.84\text{W/m}\cdot^\circ\text{C}$, porosity $\phi=0.4$) based on Sakura(1978)'s data for Furano and Kamikawa basins.

* Filtration velocity = Darcy velocity / porosity

** Hokkaido Engineering Consultants Co. Ltd. (1999)

*** Horai area (in the central zone of the Tokachi plain)

$$\frac{T_{AV} \cdot k}{q\ell} = \frac{1}{2} + \frac{T_1 k}{q\ell} + \frac{2}{\pi^2} \sum_{n=1}^{\infty} \frac{1}{2n-1} \left(\frac{4T_1 k (-1)^n}{(2n-1)q\ell} - \frac{8}{(2n-1)^2 \pi} \right) \cdot e^{-\frac{(2n-1)^2 \pi^2 P}{4}} \sin \frac{(2n-1)\pi}{2} \quad (11)$$

ここで $P=kX/(Cw\rho wV_z L^2)$ 、 T_{AV} は帯水層内の上下方向の平均地下水温である。(11)式から P をパラメーターとした標準曲線が作成されており(佐倉、1978)、熱と水平地下水流の解析を行うことができる。なお、モデル1b、2で熱流量は江原・横山(1971)、道立地下資源調査所(1995)などから $5.0 \times 10^{-2} \text{ W/m}^2$ を与えた。

4.2 解析結果

垂直流モデル1a：難透水層の上下面温度を一定とした場合

標準曲線に図4の温度分布をプロットする(図6)。これから流速を求めると、ダルシー流速と地下水の循環速度である濾速で $10^{-7} \sim 10^{-6} \text{ cm/s}$ オーダー、難透水層の透水係数は $7 \times 10^{-7} \sim 4 \times 10^{-5} \text{ cm/s}$ となった(表2)。十勝平野の中心(十勝

川と音更川の合流地点付近)にあり地形的に低い宝来地区では、上昇流が最も著しく($\beta = -1.5$)、上部被圧帯水層—自由帯水層間の加圧層の透水係数も大きくなっている。帯広市中心部から西へ4.5kmの地点で行った揚水試験(ハンタシュ法)によれば、上部帯水層中の粘性土は $K=9.2 \times 10^{-6} \text{ cm/s}$ である(北海道開発コンサルタント、1987)。この粘性土よりも、表3で示した難透水層は、上位にあるものは 10^{-5} cm/s オーダーとやや K が大きくて圧密が少なく、下位にあるものは、より圧密が進んでいると考えたと揚水試験結果と整合する。

鉛直モデル1b：難透水層下面の熱流量を一定とした場合

モデル1aと同様なので計算結果のみ表2に示す。得られた値はモデル1aの半分以下となり、熱伝導率 $k=1.2 \text{ W/m}\cdot^\circ\text{C}$ 未満の値を与えると V_z は負の値となってしまう。この理由として、鉛直一次元流を仮定したが、実際には水平流の混合により熱流量が見かけ上小さめとなっている可能性がある。しかし、オーダー的にはモデル1aと同じであり、特別な熱源を考えなくとも大筋では帯広市の深さ約300mまで地下水温の高温部を一般

表3 帯広市街における上部被圧帯水層の帯水層定数とダルシー流速

Table 3 Aquifer constants and Darcy flow velocity of the Upper confined aquifer in Obihiro urban area

Item	Calculation method	Piezometric head in observation well		Pumping test (n=12*)	Groundwater temperature
		Weekly change	Daily change		
T/S (cm ² /s)		2.0×10^4	$4.4 \sim 8.1 \times 10^4$	1.8×10^4	—
Hydraulic conductivity K (cm/s)		6.6×10^{-3} (calculated)	$14.5 \sim 26.7 \times 10^{-3}$ (calculated)	6.0×10^{-3} (observed)	—
Darcy flow velocity (cm/s) (Hydraulic gradient $i = 4 \times 10^{-3}$ *)		2.6×10^{-5}	$5.8 \sim 10.7 \times 10^{-5}$	2.4×10^{-5}	$< 5.3 \times 10^{-5}$

* n: the number of the data

**Hokkaido Development Bureau (1999)

的な熱流量で説明できる。

水平流モデル2 境界条件：難透水層下面の熱流量＝一定

資料が比較的そろっている中札内村から帯広市街部の中部被圧帯水層(図2)について解析する。モデル2の標準曲線は無次元化させたパラメーターを両軸に用いている。これらのパラメーターを計算し、その交点を結ぶと $P > 10$ となる。これからダルシー流速は 5.3×10^{-5} cm/s 以下となった。中部帯水層の揚水試験値(データ7個)の平均は $K = 3.5 \times 10^{-3}$ cm/s であり(北海道開発コンサルタント、1999)、実測動水勾配は 4×10^{-3} 程度である(北海道開発局帯広開発建設部、1999)からダルシー流速は 1.4×10^{-5} cm/s となり、モデル2からの推定と整合する(図7、表2)。

4.3 被圧水頭の挙動から推定した地下水流速との比較

水理学的データから地下水流速を推定し、地下水温から求めた地下水流速の妥当性を検討した。帯広市中心部の大通公園井(図2のOP地点。スクリーン深度49～60m、主に上部被圧帯水層中の芽登凝灰岩の水頭を示す。)では、日変化として被圧水頭の極小値は21～22時、極大値は3～9時と15時頃の2回現れ、週変化は被圧水頭が月曜日に最低、木曜日に最高となる(図8：池田、1990)。

これらの変動は昭和54年から現れていることから昭和53年頃にさく井され、大通公園井とスクリーン深度が同程度であり、揚水量が比較的多く、距離的に近いなどの特徴を持つ特定の井戸が引き起こしている可能性が強い。また、週変化からみて

揚水量は日曜日に最大、水曜日に最少となる可能性はある。

帯広市内の321井の検討結果から、上の条件を全て満たすのは1井(図2のN地点)のみであり、この井戸が上記の日変化、週変化の主要原因と考えられる。感潮井の理論(山本、1983)を用いてこれらの変化を解析すると、水頭拡散率 T/S は次式で与えられる。

$$T/S = (X/t_i)^2 \cdot t_0/4\pi \quad (12)$$

ただし、 T =透水量係数、 S =貯留係数、 X =大通公園井とN地点の距離(555m)、 t_i =時間の遅れ、 t_0 =周期、である。上式で週変化に対し、 $t_i = 1\text{day}$ 、 $t_0 = 7\text{days}$ を代入すると、 $T/S = 2.0 \times 10^4$ cm²/s となる。同様に日変化から $T/S = 4.4 \sim 8.1 \times 10^4$ cm²/s を得た。

以上の値と、既存の揚水試験値とを比較する。上部被圧帯水層の帯水層定数の平均値は透水係数 $K = 6.0 \times 10^{-3}$ cm/s、 $S = 3.3 \times 10^{-4}$ 。帯広では芽登凝灰岩中の透水性の高い部分、約10mにスクリーンを設置している例が多いため、帯水層厚を10mとすると揚水試験から推定した値は $T/S = 1.8 \times 10^4$ cm²/s となり、週変化からの推定と同程度になった。また、表3に示したようにダルシー流速は地下水温から求めた値と水理学的データから求めた値が互いに整合しており、地下水温から求めた流速は有意であると考えられた。ただし、日変化データには揚水時刻の変化や地球潮汐の影響など種々のノイズが含まれている可能性があり、極大、極小値の現れる時間がばらつくほか、他の手法による値より数倍、過大な値となっている。

図7 モデル2の標準曲線

Fig. 7 Type curves for Model 2

5. 安定同位体比

一方、 δD と $\delta^{18}O$ から十勝平野西部の深層地下水(長流枝内層、池田層、糠内層)の地下水流動を検討した結果、以下のことが明らかになった。(表4、図9～11; 測定箇所は図1に示した。分析方法、採水時期などデータの詳細はそれぞれ池田ほか、1998; 池田、1999bを参照されたい。)

まず、図9、10に示したように十勝平野の地下水はすべて天水起源であることが明らかになった。以前、漠然と考えられていたような火山起源の熱水の混入に伴う、高温火山ガスやマグマ水側への安定同位体比のシフトは認められなかった(図9)。

深さ50～300mの安定同位体比の平面的分布(図

11)は地下水温と同様のパターンを示している。地下水流動系の性質(Tóth, 1963)から考えて、流出域に向かうにつれてより古い水、より高所で涵養された水が出現するはずである。平野の中心部でも例外的に δD が $-78 \sim -80\text{‰}$ を示すものもあるが、これは上部被圧帯水層(深さ<70m)のもので、近年、地下水位が低下傾向にあるため、より浅く、より重い地下水が混入している可能性がある。これらを除くと十勝平野の周辺部では、低地の降雨により涵養されたと考えられるやや重い地下水が存在するのに対し、平野の中心部に向かうにつれ、より標高の高い所で涵養されたと考えられる軽い地下水が現れる。十勝清水～御影間にも背後の日高山脈で涵養されたと思われる軽い地下水が認められる。これらの軽い水の存在は流出域を

図8 帯広市中心部の地下水位の変化例
Fig. 8 Example of change in groundwater level in the center of Obihiro urban area

表4 十勝平野における深層地下水の安定同位体比の平均値

Table 4 Average values of stable isotope ratios in deep groundwater in the Tokachi plain

Area	δD (‰)	$\delta^{18}O$ (‰)	Estimated altitude of groundwater recharge (m)****	
			δD	$\delta^{18}O$
East of the Tokachi central fault	-74.9	-11.3	—	130
The Tokachi river water	-78.7	-11.0	220	—
Western Tokachi plain* (Except for Obihiro urban area)	-79.4	-11.7	260	290
Obihiro urban area	-82.4	-11.8	430	330
Tokachi Shimizu to Mikage	-85.5	-11.8	610	330
Hot spring from Nukanai formation** (Pliocene)	-89.5	-12.9	830	790
Hot spring from Miocene time (Oikamanae formation etc.)***	-93.3	-3.9	—	—

* North of the Tokachi river, west of Nishi-Obihiro and south of Kita-Aikoku

** The minimum values: $\delta D = -97.8‰$, $\delta^{18}O = -14.1‰$

*** Matsunami & Suzuki (1997)

**** Estimated using the difference from the maximum values
($\delta D: -74.9‰$, $\delta^{18}O: -11.0‰$)

図9 十勝平野のデルタダイアグラムの模式図

Fig. 9 Schematic of delta diagram of the Tokachi plain

図10 十勝平野の深層地下水のデルタダイアグラム

Fig. 10 Delta diagram of the Tokachi plain deep groundwater

示しているものと考えられる。

一方、十勝中央断層の東側では丘陵の上半部を構成する長流枝内層や、池田層中の地下水の安定同位体比は西側に比べてやや重く、 δD で $-69 \sim -80\%$ 程度を示す(図10)。これらは標高30～200mの降水や札内川・猿別川扇状地下流の自由地下水の値が $-65 \sim -70\%$ 程度であることから(池田ほか1999a)、丘陵の降水の影響を受けた、西側とは起源の異なる地下水と推定される。

十勝川温泉(糠内層)の同位体比は、 δD ： $-84 \sim -98\%$ 、 $\delta^{18}O$ ： $-12 \sim -14\%$ と十勝平野で最も軽い値を示す。糠内層の温泉水の安定同位体比は西側ブロックでも同様の値を示しており、十勝川温泉の水源として西側ブロックの糠内層の温泉

水を考えても矛盾しない。十勝川温泉よりわずか3 km 東の千代田温泉(生花苗層：新第三紀中新世)の水はかなり重い同位体比($\delta D = -15\%$ 、 $\delta^{18}O = -2.3\%$ ：松波・鈴木、1997)を示し、両者に大きなギャップがある(図9)。付近を通る十勝中央断層の東側ブロックの大樹層、生花苗層は、大部分、海成で難透水性の堆積岩から構成され(道立地下資源調査所、1985)、温泉はわずかに狹在する凝灰質の部分に賦存しており、水理学的にも難透水層と見なして良いと考えられている(岡、1984)。長流枝内層(従ってその流出域も)は断層のところで切れるのに対し、糠内層はこれらの難透水性の地層に前面を遮られ、断層のところで800m上昇して、幅4 kmの十勝川の河谷を流出域として糠内

図11 十勝平野における深さ50~300mの地下水の δD 分布図
Fig. 11 δD distribution of the Tokachi plain groundwater from 50 to 300m in depth

層が尖滅する部分に十勝川温泉を形成している(図1)。すなわち、十勝川の河谷の部分に限ると十勝中央断層が不透水境界の役割を果たすのは大樹層以深の地層であって、糠内層とその流出域は同断層より東へ3kmの地点まで伸びている可能性が高い。

かつて、本論とは別に、大雪山系と日高山脈の安定同位体比の高度効果を調べ、 $\delta D: -1.75 \pm 0.30\text{‰}/100\text{m}$ 、 $\delta^{18}\text{O}: -0.24 \pm 0.01\text{‰}/100\text{m}$ を得た(池田ほか、1998)。この値を用いると、解析領域の最低地点(標高20m)からの涵養高度差は十勝平野西部で300m弱、帯広市街で400m弱、帯広市内の温泉と十勝川温泉(糠内層:新第三紀鮮新世から揚湯)で800mに相当する。800mは大雪山系や日高山脈など山地部の平均標高にはほぼ等しく、これらの温泉は周辺山地への降水で涵養されたものと

考えられる。最大と最小の同位体比の差は $\delta D: -28.9\text{‰}$ 、 $\delta^{18}\text{O}: -3.5\text{‰}$ であり、この全てが高度効果で説明できるものと仮定した場合には、同位体比が最小値を示す温泉は標高1500m付近の降水で涵養されたことになる。

次に軽い安定同位体比を示す地下水が氷期に涵養された可能性があるかどうかについて述べる。

4. で推定した地下水流速を用いると、あくまでも一つの試算にすぎないが、糠内層の地下水では十勝川温泉の近くまで達するのに5千年強、それから上昇して流出するのに9千年強、計1万5千年程度を要する。また、長流枝内層では十勝中央断層付近で流出するのに6千年弱と計算された⁴⁾。この見積りが正しいものとする、断層の西側ブロックの地下水は温暖期である縄文時代以降に涵養されたことになる。

一方、十勝川温泉で最も軽い同位体比を示し、糠内層で最も古い地下水が存在する可能性のある地点(図1)で、加速器質量分析計により温泉水の ^{14}C 年代を調べ(採水1999年8月、測定は(株)地球科学研究所に依頼)、 $20,000 \pm 130\text{yBP}$ を得た。これはウルムⅡ氷期の最寒冷期の18,000年前に近い。しかしながら、糠内層は亜炭を多量に含む層であるため、dead carbonの影響でかなり古い年代を示すことが考えられ、十勝川温泉水の実際の年代はウルムⅡ氷期以降に涵養された可能性がある。

以上から、現時点では長流枝内層の帯水層群の地下水と平野西部の糠内層中の地下水は主に高度効果によって、また、十勝川温泉の一部ではウルムⅡ氷期の影響も受けて、軽い値を示しているものと考えておく。この問題はさらに今後の課題としたい。

6. 熱移流拡散解析

前節までの考察から、東側ブロック全体の高温は阿寒の延長である高温岩体に影響されているとしても、十勝川温泉に限ってみると、平野西部の地下水流と熱が集中して流出している場所であると考えることができそうである。そこで熱と流れの同時輸送方程式を解く2次元および3次元の有限要素法(FEM)プログラムを開発し、3次元シミュレーションを行った(池田ほか、1999c)。ここではその概要について述べる。

6.1 数値解析手法

間隙水の浸透による熱の移流を考慮し、温度を変数とする土要素における支配方程式をテンソルで表示すると以下のようなものである。

$$(K_{ij}h_{,j})_{,i} - q = 0 \quad (13)$$

$$\rho_{av}C_{av} \cdot \dot{T} + \rho_w C_w v_i \cdot T_{,i} - (k_{avij} \cdot T_{,j})_{,i} - \psi = 0 \quad (14)$$

ここで、 h は地下水ポテンシャル、 K_{ij} は透水係数テンソル、 q は地下水の湧出量、 T は温度、 $\rho_{av} \cdot \rho_w$ はそれぞれ土粒子・間隙水混合体と間隙水の密度、 $C_{av} \cdot C_w$ はそれぞれ混合体と間隙水の比熱、 v_i は i 方向の浸透流速ベクトル、 k_{avij} は混合体の熱伝導率テンソル、 ψ は単位体積当たりの内部発

熱量である。土粒子骨格と間隙水の温度は等しいと仮定し、熱伝導は土粒子骨格と間隙水の熱伝導率と熱容量を平均化した材質について定式化した。また、熱移流現象を支配する間隙水の移動はダルシー則に従うものとした。上記の支配方程式を離散化して、要素内でマトリックス表示すると次式となる。

$$\int_V [B]^T [K] [B] \{h\} dV = \{q\} \quad (15)$$

$$\int_V \{i\omega \rho_{av} C_{av} [N]^T [N] + \rho_w C_w [N]^T \{v\}^T [B] + [B]^T [k_{av}] [B]\} \{T\} dV = \{\psi\} \quad (16)$$

ここで、 i は虚数単位、 ω は角振動数、 $[N]$ は形状関数マトリックス、 $[B]$ は形状関数の導関数マトリックスである。本手法では、まず地下水の定常流を解析し、ポテンシャルの分布と地下水流速を求め、それに基づいて周期的変動を伴う温度分布を解析できるようにしている。しかし、本論においては定常的な温度分布のみを対象とした。

6.2 解析結果

図12に1985年と1990年の地下水ポテンシャル分布を示し(糠内層の値は、岡(1990)のデータから推定した)、これに基づいてモデルを構築した(図13、表5)。境界条件は、北側と西側がそれぞれ大雪山麓と日高山脈山麓で帯水層が欠如する付近、南側と東側はそれぞれ南側と居辺丘陵の分水界付近とし、いずれも不透水・断熱境界とした。上下方向は地下水面および糠内層の最深部付近でそれぞれ水頭既知・定温境界、不透水・熱流量一定($5.0 \times 10^{-2} \text{W/m}^2$)境界とした。

計算結果は次のとおりである(図14(a)(b))。ここでは図1、図13と対比するために東西断面のみを示した。

まず、地下水ポテンシャル分布であるが、1985年にはすでに揚湯による糠内層中の地下水位の低下が見られている。図14(a)では、揚湯開始(1973年頃)以前の地下水位を想定して再現した。この場合、各層に上下方向と水平方向の異方性を考えることによって初めて帯水層の下方ほど高くなっている実測ポテンシャルが再現できた。この理由は十勝平野の地層は砂層と難透水性の凝灰岩や亜炭などの互層なので、上下方向と水平方向の透水性の異方性が著しいためと思われる。図14(b)の

(Geological cross section and potential of the Nulanai formation are based on Oka(1990))

The location of A-A' is shown in Fig. 1.

図12 十勝平野の深層地下水のポテンシャル図

Fig. 12 Potential map of deep groundwater in the Tokachi plain

地下水温分布から、山麓で涵養された地下水が各帯水層を通して十勝中央断層付近で収束して流出している様子がわかる。また、図15の温度検層データともおおむね整合していることから、糠内層と十勝川温泉の温度分布は、従来言われていたような特別な熱源を与えなくとも、熱移流で温度上昇量の多くを説明できることが明らかになった。ただし、十勝川温泉の泉温には1970年代の計測(浦上ほか、1978)で40℃以上の部分が200m以浅まで分布し、実測値が計算値より10℃以上高いものも見られること、また、それらは東側ブロックの熱

流量を2倍(0.1W/m²)としたときの温度プロファイルに近いことから、阿寒の延長である高温岩体からも熱が供給されている可能性も高い。

近年、帯広市内の温泉および十勝川温泉では湧出量が低下している。また、前者では泉温の低下が著しく、40℃を越える泉源は平成9年には1井のみとなった。図12の地下水ポテンシャル分布から見て、温泉の帯水層である糠内層の地下水位が低下することによって、上位の池田層の地下水が流入し、泉温低下を招いているものと考えられる。また、これらの結果は十勝平野の地下水や温泉を

図13 熱移流拡散解析で与えた地下水面

Fig. 13 Groundwater table used in thermal advection analysis

表5 熱移流拡散解析に用いたパラメーター

Table 5 Parameters used in thermal advection-dispersion analysis

Geological formation		density $\rho_{av} \times 10^3$ (kg/m^3)	horizontal permeability K_h (m/s)	vertical permeability K_v (m/s)
Shibusan formation		1.7	2.0×10^{-5}	2.0×10^{-8}
Osarushinai formation		1.7	2.0×10^{-5}	2.0×10^{-8}
Ikeda formation	1	1.8	1.7×10^{-6}	2.0×10^{-8}
	2	1.8	1.7×10^{-5}	2.0×10^{-8}
Nukanai formation		1.8	5.0×10^{-6}	2.0×10^{-8}
Miocene, Pre-cretaceous		2.0	1.0×10^{-8}	1.0×10^{-8}

* For specific heat C_{av} and thermal conductivity k_{av} , $2.0 \times 10^3 \text{ J/(kg} \cdot ^\circ\text{C)}$ and $1.34 \text{ W/(m} \cdot ^\circ\text{C)}$ are used, respectively based on Jumikis(1977).

図14 3次元熱移流拡散解析結果

(a) ポテンシャル分布 (b) 地下水温分布

Fig. 14 Result of 3-dimensional thermal advection-dispersion analysis

(a) Potential distribution (b) Temperature distribution

図15 温度検層値とシミュレーション結果との比較

Fig. 15 Comparison between temperature logging data and the simulation results

保全する上で、局所的な対応だけでは不十分であり、平野全体の地下水流動系を考慮した対策が必要であることを示唆している。

7. 結言

地下水温、観測井の被圧水頭の変動、安定同位体比から十勝平野西部の被圧地下水の移流機構を考察した。その結果、平野周辺部で涵養された地下水が平野中央部から十勝中央断層と十勝川の交差する付近へ半円放射状に流動していること、および十勝平野西部の地下水温は特別な熱源を与えなくとも一般的な地殻熱流量で説明できることが分かった。

十勝平野の地下水は流出域である平野中心部～出口付近で上昇流となっていると考えられた。また、十勝中央断層の東側ブロック(十勝川の河谷では中新統以深)の水利条件は不透水境界に近いと見なされた。地下水温や被圧水頭の変動解析から求めた帯水層定数が、揚水試験等の水理学的

データと整合していることから、推定した地下水流動機構は確かなものであると考えられた。さらに、これらの結果は3次元の熱移流拡散シミュレーションとも整合している。東側ブロックの地下水温は地下の高温岩体に影響されているとしても、十勝川温泉に限って言えば十勝平野の地下水の流出域と考えることで、熱移流効果が高温岩体の影響よりも卓越していると考えられた。

以上、十勝平野西部の地下水盆中の地下水流動機構を明らかにするうえで地下水温、地下水中の環境同位体などの環境トレーサの有効性を示すことができた。また、環境トレーサは地下水涵養域だけでなく、地下水流速に関する情報を含んでいることから、地下水盆への地下水涵養量の概数を見積もることも可能である。自然の涵養量に見合うように地下水を使用することは、地下水盆の管理上、最も重要な項目の1つであり、この点からも環境トレーサによる地下水流動機構の把握が必要となる。今後、さらにデータを蓄積し、解析精度を高めていく必要がある。

謝 辞

原稿を読んで貴重な御意見を賜った北海道大学大学院工学研究科地盤工学講座の三浦清一教授に感謝する次第である。

注

- 1) 榎根(1994)によれば、「環境中で計測することができ、水循環のトレーサーとなり得る全ての物理量を意味し、具体的には水に含まれる安定同位体、放射性同位体、水質、温度などを指している」と定義される。
- 2) 活断層研究会(1991)による東居辺、士幌川、途別川の各断層を総称して、慣用に従って十勝中央断層と呼ぶことにする。
- 3) 十勝平野西部は自噴防止用の上ぶたを固定した井戸が多く温度検層が困難なため、図4、5のデータの多くは掘削当時(1968年頃)の値(道立地下資源調査所、1971)を用いた。1997年に筆者が測定した結果と比べると、上部被圧帯水層では地下水位低下に伴う自噴停止域の拡大と地下水温の低下(1℃強)が認められる。
- 4) 糠内層の透水係数は $K_h = 2 \times 10^{-3} \text{ cm/s}$ 程度(岡、1990)とされている。いま動水勾配を 4×10^{-3} 、空隙率を0.3とすると、水平方向の濾速は $v = 2.7 \times 10^{-7} \text{ m/s} = 8.4 \text{ m/year}$ 。難透水層中の垂直方向に濾速については表2のうちの最小の透水係数 $7.2 \times 10^{-7} \text{ cm/s}$ 、動水勾配30/400(図12)、 $\phi = 0.4$ を仮定すると濾速は $1.35 \times 10^{-9} \text{ m/s} = 4.3 \times 10^{-2} \text{ m/year}$ 。いま山麓から十勝川温泉までの距離を43km、涵養域は扇状地であり難透水層は欠如、流出域の深度を1km、そのうちの0.4kmが難透水層とすると、上記の水平方向の濾速で44.6km進むのに5300年、垂直方向の濾速で0.4km進むのに要する時間は約9300年、計14600年と計算され、上昇するのに多くの時間を要する可能性がある。同様にして長流枝内層では $K_h = 4 \times 10^{-3} \text{ cm/s}$ 、垂直方向の濾速 $3.8 \times 10^{-9} \text{ m/s}$ 、水平距離40km、垂直距離0.4kmを用いると、中央断層付近で流出するまでに約5700年となる。

参考文献

池田光良(1990)：十勝平野西部の地下水流動系に関する一考察。北海道応用地学合同研究会論文集、1、22

~27.

池田光良・高田 茂・松枝大治(1998)：北海道の環境水中のトリチウム濃度及び δD 、 $\delta^{18}O$ の高度効果の推定値について。Radioisotopes、47(11)、812~823.

池田光良・竹内篤雄・三浦均也・松枝大治・安田 匡(1999a)：十勝平野の複合扇状地の地下水流動機構。応用地質、39(6)、486~499.

池田光良(1999b)：環境トレーサーによる北海道の地下水流動系の評価に関する研究、北海道大学 MS、220p.

池田光良・操上広志・三浦均也(1999c)：FEMを用いた地下水流動系における地下水温度分布解析、土と基礎、47(8)、25~28.

浦上晃一・ほか9名(1978)：十勝川温泉の地球物理的調査。北海道衛生部薬務課、50p.

江原幸男・横山 泉(1971)：北海道における地殻熱流量の測定(その2)。北大地球物理学研究報告、26、69~84.

大久保泰邦(1998)：地殻内温度構造解析。物理探査学会編『物理探査ハンドブック』、586~588、627~629.

大久保泰邦・秋田藤夫・田中明子(1998)：地温勾配図作成と地下温度構造を求める試み—北海道の例、日本地熱学会誌、20(1)、15~29.

岡 孝雄(1984)：十勝平野中央部の深層熱水。地下資源調査所報告、55、33~56.

岡 孝雄(1990)：十勝平野の温泉開発とその資源管理。日本応用地質学会平成2年度研究発表会講演論文集、169~172.

活断層研究会(1991)：『新版 日本の活断層』東京大学出版会、64~65.

榎根 勇(1994)：熱帯火山地域における水循環と水利用 1. 熱帯地方における環境トレーサーによる水循環調査手法。地下水技術、36(5)、1~8.

国土庁(1982)：全国地下水(深井戸)資料台帳。643~682.

酒井 均・松久幸敬(1996)：『安定同位体地球化学』東大出版会、111~127.

佐倉保夫(1977)：水温分布から地下水流速を推定する方法。水温の研究、121(2).

佐倉保夫(1978)：水温による地下水循環の研究。『日本の水収支』古今書院、291~303.

佐倉保夫(1984)：温度による地下水調査法。地下水学会誌、126(4)、193~197.

- 札幌通商産業局(1978):北海道帯広、芽室地区地下水利用適正化調査報告書*、31～92.
- 高橋 稠(1967):地下水地域調査にみられる水温の総括的研究.地質調査所報告、210、1～41.
- 日本規格協会(1991):工業用水試験方法、329p.
- 北海道開発局帯広開発建設部(1978):十勝平野地下水域地下水解析報告書*、95p.
- 北海道開発局帯広開発建設部治水課(1999):十勝平野の地下水の現況について、地下水技術、41(7)、4～13.
- 北海道開発コンサルタント(1987):昭和62年度十勝川水系地下水調査解析報告書*、180p.
- 北海道開発コンサルタント(1999):平成10年度十勝平野地下水解析報告書*、221p.
- 北海道立地下資源調査所(1971):水理地質図幅「帯広」、48p.
- 北海道立地下資源調査所(1979):北海道の地熱・温泉(C)北海道中央部、122～144.
- 北海道立地下資源調査所(1985):北海道の地熱・温泉—1985年Ⅱ版、10～23.
- 北海道立地下資源調査所(1995):60万分の1北海道地温勾配図.
- 松島 健(1989):物理探査学会第80回講演論文集、121～124.
- 松波武雄・鈴木隆広(1997):道内温泉等の水素・酸素同位体比.地下資源調査所報告、68、149～152.
- 松葉谷治(1981):水素および酸素同位体比からみた温泉水の起源、温泉科学、31(3)、47～55.
- 山本莊毅(1983):『新版地下水調査法』古今書院、157～158.
- Bredehoeft, J.D. and I.O. Papadopoulos (1965): Rates of vertical groundwater movement estimated from earth's thermal profile. Water Resour. Res., 1, 325～328.
- Jumikis, A.R. (1977): Thermal Geotechnics, Rutgers University Press, 342～346.
- Matsushima, T. and Okada, H. (1990): Determination of deep geological structures under urban areas using long-period microtremors. Butsuri-Tansa, 43(1), 21～33.
- Rushton, K.R. and Redshaw, S.C. (1979): Seepage and Groundwater Flow, John Wiley & Sons, 131～133.
- Tóth, J. (1963): A theoretical analysis of groundwater flow in small drainage basins. J. Geophys. Res., 68, 4795～4812.

*未公表資料

(受付:1999年5月10日、受理:2000年1月8日)