



Title	2. 降水起源温泉の温度と総溶解成分濃度について
Author(s)	福富, 孝治
Citation	北海道大学地球物理学研究報告, 26, 13-31
Issue Date	1971-09-30
DOI	10.14943/gbhu.26.13
Doc URL	http://hdl.handle.net/2115/14005
Type	bulletin (article)
File Information	26_p13-31.pdf



[Instructions for use](#)

2. 降水起源温泉の温度と総溶解成分濃度について

福 富 孝 治*

(北海道大学理学部地球物理学教室)

— 昭和 46 年 4 月 受 理 —

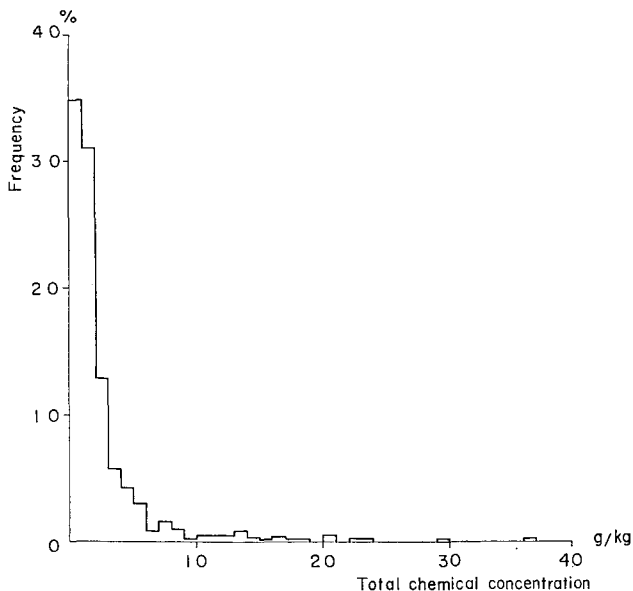
I. 序 言

温泉の降水起源説は古くから提唱されており、その可能性についての論議はかなりあるが、その温度や溶解成分濃度がどんな値になるかとか、地下どの位の深さまで侵入しているかという問題についての研究は極めて少ない。本論文は、このような問題について極めて近似的ではあるが定量的考察を試みたものである。

II. 降水起源温泉の温度と総溶解成分濃度との関係

筆者は温泉地の熱 energy の研究¹⁾から温泉地総数の 84% に当る熱階級 III 以下の温泉は降水起源として熱的に説明可能であることを指摘したことがある。

地下水が岩石の割れ目中を流れて岩石から化学成分を溶解する量は、強酸性の場合を除き、僅かであると言われているので、もしこのように多数の温泉を降水起源とすれば溶解化学成分の少ない温泉の数が非常に多いはずであるが、次に述べるように実際にもそのようになっている。第 1 図は厚生省国立公園部編の日本鉱泉誌(昭29)を資料として日本全国の温泉(30°C 以上) 995 について総溶解化学成分濃度の 1 g/kg 毎の温泉頻度分布を調べたものである。図から判



第 1 図 温泉の総溶解成分濃度の頻度分布

Fig. 1. Frequency distribution of total chemical concentration of hot spring water.

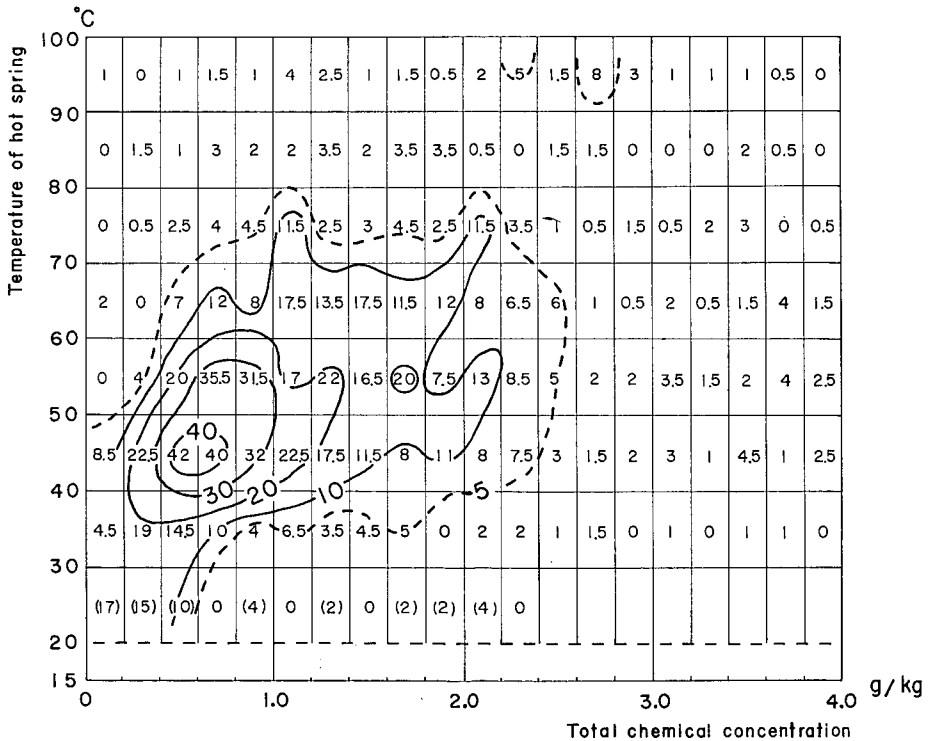
* 現在は苫小牧工業高等専門学校に勤務

1) 福富孝治; 地下水起源の温泉の温度, 北大地球物理学研究報告, 13 (昭 40), 53-70.

るように、溶解成分が 2 g/kg 以下の温泉数は総数の 66%、3 g/kg 以下は 79%、4 g/kg 以下は 85% であって、総溶解成分濃度が小さい温泉が圧倒的に多い。

故に、総溶解成分濃度が 4 g/kg 以下の温泉の多くを一応降水起源と考え、他の条件を同一と仮定すれば、地下深く侵入したものほど、その経路の長さが大きく通過した岩石の温度平均も高いはずであるから、温泉の温度が高くなると共に総溶解成分濃度が大きくなることが期待される。このことを調べるために、上記の温泉資料の内、総溶解成分 (gas を含めない) が 4 g/kg 以下、温度 30°C 以上の温泉 805 について、横軸に総溶解成分濃度を 0.2 g/kg 毎に区切ってとり、縦軸には温度を 10°C 毎に区切ってとり、これらによって区画される各 mesh の中央にその温泉頻度を記入したのが第 2 図である。但し、温度が丁度 mesh の区切りに当たった場合は頻度 1/2 宛を上下の mesh に入れることにした。また、参考のため 25~30°C の温泉についても図に記入したが、その頻度を 2 倍して 20~30° の頻度とみなし、その値は括弧をつけて示した。

第 2 図を見ると、各 mesh の頻度はかなり散在しているが at random ではない。例えば、図に頻度 5 (点線)、10、20、30 および 40 の等頻度線を記入してみると、これら頻度の大きい部

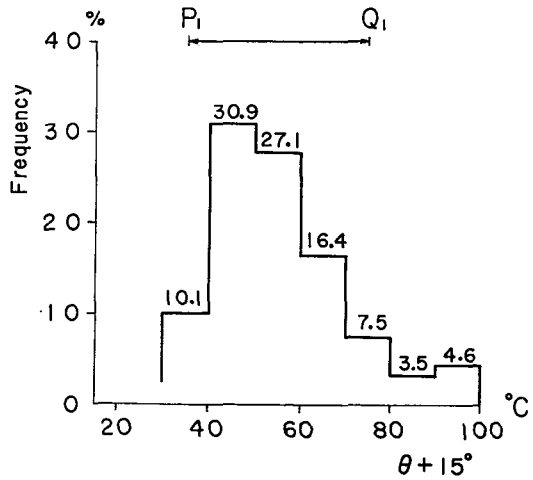


第 2 図 温度と総溶解成分濃度による温泉頻度分布

Fig. 2. Relation between temperature and the corresponding total chemical concentration of hot springs in Japan. Numerals show the frequency of hot springs in respective mesh.

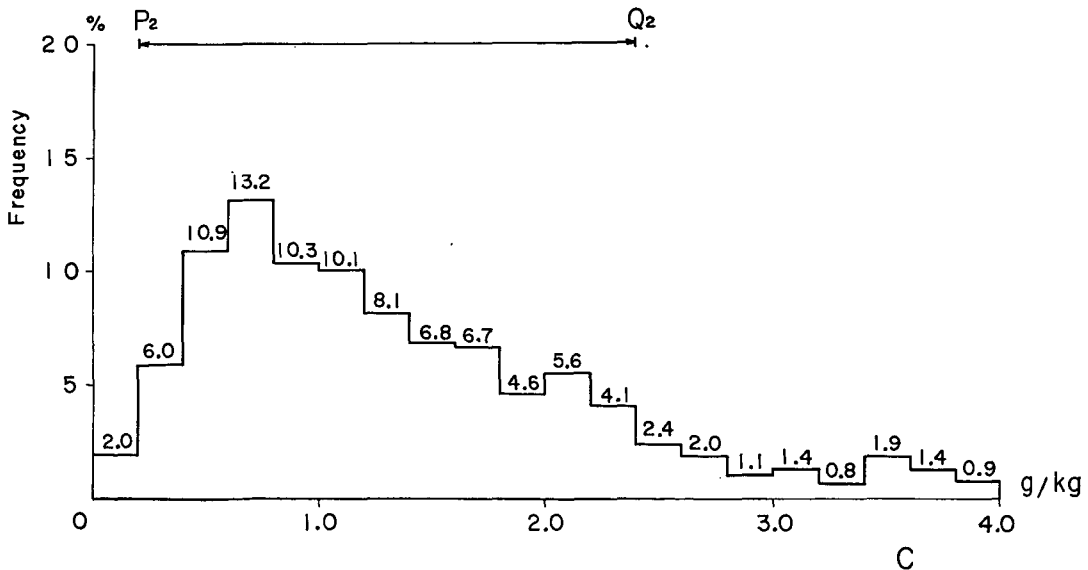
分については、期待したように、温泉の温度が高くなると総溶解成分が増加する傾向が見られる。

第3図および第4図は第2図の温度30°C以上、総溶解成分濃度4 g/kg以下の温泉について、夫々温度10°C毎または総溶解成分濃度0.2 g/kg毎の温泉の頻度(%)分布を示したものであるが、温度では第3図に P_1Q_1 で示した35°C以上75°C以下の範囲内の温泉が全体の86%を、総溶解成分濃度では第4図に P_2Q_2 で示した0.2 g/kg以上2.4 g/kg以下の範囲内の温泉が全体の86%を占めていることが判る。また、第2図において温度35°C~75°C、総溶解成分濃度0.2~2.4 g/kgの範囲内の温泉数は593で30°C以上4 g/kg以下の温泉数805の74%に当たるから、本邦の全温泉総数(30°C以上)に対してはおよそ63%になる。すなわ



第3図 総溶解成分濃度4 g/kg以下、温度30°C以上の本邦温泉の温度別頻度分布

Fig. 3. Frequency distribution of temperature of hot springs in Japan for those of more than 30°C in temperature and of less than 4 g/kg in total chemical concentration.



第4図 総溶解成分濃度4 g/kg以下、温度30°C以上の本邦温泉の総溶解成分濃度別頻度分布

Fig. 4. Frequency distribution of total chemical concentration of hot springs in Japan for those of more than 30°C in temperature and of less than 4 g/kg in total chemical concentration.

ち、本邦全温泉数の少なくとも 63% の温泉は降水起源である可能性が大きいことになる。

このような見解は主に統計的に考えられることであるが、この問題を近似的ではあるが、物理的に以下に考察してみよう。

III. 降水起源の温泉の温度の概値を示す理論式

第 5 図に略図を示したように、降水起源の温泉の地下構造と熱の授受機構について以下に述べるような仮定をする。

(i) 水平な地面に流入口 A と温泉湧出口 O があり、地表水は AO を含む鉛直面内で鉛直線に対し ϕ なる傾きをもつ半径 r_0 の管状流路 AB によって A から地下へ流入し最下点 B (深さ d) から管 BO によって上昇し湧出口 O から q の湧出量で地表に湧出するものとする。但し、管 AB と管 OB とは B を通る鉛直線に対し対象とする。

(ii) これらの管から水平方向に十分隔った所の岩石の温度 T_∞ は地面から z なる一様な温度勾配で下方へ上昇するものとする。

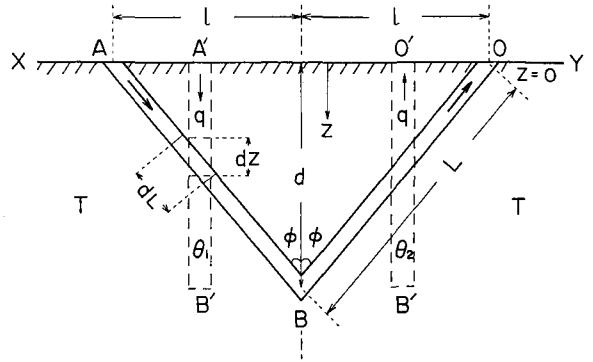
(iii) 管中の水温変化は管に接する岩石中の熱伝導によるものとし、流入管と流出管とは互に熱的に影響しないものとする。

これらの仮定の下に湧出口 O から流出する温泉の温度 θ を求めるのが目的であるが、このような地下構造模型においても、定常状態における熱伝導の問題を厳密に解くことは困難であるので、更に次のような近似的取り扱いをする。

(iv) 管 AB および BO の代りに互に十分隔った鉛直な管 A'B' および B'O' を考え、その半径が前者は共に r_0 であるに対し後者は共に $r'_0 = r_0 / \cos \phi$ とする。但し、両管の最下点 B' における水温は相等しく θ_a とする。

(v) z 軸を地表から鉛直下方にとり、任意の深さ z において、管の外壁から熱伝導によって管内に供給され、あるいは外に流出する熱は地表における NEWTON の冷却式と相似に、管から十分水平に隔った岩石の温度 T_∞ と同一深さの管の水温 θ_1 または θ_2 との差に比例すると仮定し、管の外壁の単位面積当りの比例常数を σ とする。

いま、深さ z における岩石中の温度を T 、管 A'B' および管 O'B' 中の水温を θ_1 および θ_2 とおく。但し、岩石の地表温度は 0、また管 A'B' に A' から流入する地表水の温度も 0 とする。また、 ρ および c を水または温泉水の密度および比熱とする。



第 5 図 仮定した降水起源温泉の地下構造模型
Fig. 5. Assumed underground structure of a hot spring of meteoric water origin.

流管が鉛直線に対し φ だけ傾いているという仮定を除き、同一の仮定の下に瀬野²⁾がこの問題の解を求めているので、ここには簡単に記すことにする。

まず、流管 A'B' 内の水温 θ_1 については

$$q\rho c \frac{d\theta_1}{dz} = 2\pi r'_0 \sigma (\gamma z - \theta_1) \quad (\text{III-1})$$

なる関係がある。いま、

$$\zeta \equiv \frac{2\pi r'_0 \sigma}{q\rho c \cos \varphi} \quad (\text{但し, } \zeta > 0) \quad (\text{III-2})$$

とおき、境界条件として

$$z = 0; \quad \theta_1 = 0 \quad (\text{III-3})$$

を満足するように (III-1) 式を解くと

$$\theta_1 = \gamma z - \frac{\gamma}{\zeta} (1 - e^{-\zeta z}) \quad (\text{III-4})$$

が得られる。これが流路 AB 中の水温を与える式である。

次に、流路 O'B' に対しては流管 A'B' と流向が逆であるから (III-2) の ζ を $-\zeta$ とおき、(III-1) の θ_1 を θ_2 とおき、境界条件として

$$z = d; \quad \theta_2 = \theta_d = \gamma d - \frac{\gamma}{\zeta} (1 - e^{-\zeta d}) \quad (\text{III-5})$$

を満足する解を求めると

$$\theta_2 = \gamma z + \frac{\gamma}{\zeta} \left\{ 1 - (2 - e^{-\zeta d}) e^{-\zeta(d-z)} \right\} \quad (\text{III-6})$$

が得られる。これが流管 OB 中の水温を与える式であって、瀬野の解をこの場合に当てはめた結果である。

故に、この式に $z=0; \theta_2=\theta$ を入れると、温泉の湧出温度 θ は

$$\theta = \frac{\gamma}{\zeta} \left\{ 1 - (2 - e^{-\zeta d}) e^{-\zeta d} \right\} \quad (\text{III-7})$$

となる。

ここで問題となるのは、仮定 (v) の近似的取扱いが、どの程度まで正しいか、また (III-2) 式に含まれる比例常数 σ がどんな物理的意味を持つかであるが、これを次のような場合につき検討してみよう。

第 6 図において、A'O' は水平な地表面とし、 z 軸は地面から鉛直下方にとる。問題を流入管のみについて考えることにし、流入管 A'B' は半径 r'_0 の鉛直な管とし、下向の流量を q 、深さ z における水温を θ_1 とする。管の下端 (深さ d) 以下は実際は管は存在しないのである

2) 瀬野錦蔵; 地温のみによる温泉の可能性に就て, 地球物理, 5 (1941), 216-223.

が、ここでは管は地面下深さ D まで続いていると仮定する。管 $A'B'$ の中心軸から周囲の岩石内に水平に r 座標をとり、深さ z 、距離 r における岩石中の温度を T とする。

境界条件としては地表面において、

$$z = 0; \quad T = 0 \quad \text{および} \quad \theta_1 = 0 \quad (\text{III-8})$$

とし、地面下で管の真の下端 B' よりも十分深い所 D で一定温度と仮定する。すなわち、

$$z = D; \quad T = \gamma D \quad (\text{III-9})$$

とする。例えば、地下深くに岩漿溜りがあってその上面までの深さを D 、その温度を γD と考えればよい。(III-9) 式は管から十分水平に隔った所の岩石中では地面から γ なる地温勾配で下方へ昇温していることを表わす式でもある。

定常状態における管周囲の岩石中の熱伝導基礎方程式は

$$\frac{\partial^2 T}{\partial r^2} + \frac{1}{r} \frac{\partial T}{\partial r} + \frac{\partial^2 T}{\partial z^2} = 0 \quad (\text{III-10})$$

であるが、境界条件 (III-8) および (III-9) を満足する (III-10) 式の特解は

$$T = \gamma z - \sum A_n K_0(\alpha_n r) \sin \alpha_n z, \quad \left(\text{但し, } \alpha_n = \frac{n\pi}{D}, \quad n = 1, 2, 3, \dots \right) \quad (\text{III-11})$$

である。但し、 A_n は常数、 $K_0(\alpha_n r)$ は BESSEL 関数である。

$$\therefore \frac{\partial T}{\partial r} = - \sum A_n \alpha_n K'_0(\alpha_n r) \sin \alpha_n z$$

となる。次に、流管内の熱移流の基礎方程式は定常状態においては

$$q\rho c \frac{d\theta_1}{dz} = 2\pi r'_0 k \left(\frac{\partial T}{\partial r} \right)_{r=r'_0} = 2\pi r'_0 k \sum A_n \alpha_n K_1(\alpha_n r'_0) \sin \alpha_n z \quad (\text{III-12})$$

である。ここに、 k は岩石の熱伝導率、 ρ および c は前と同様に水の密度および比熱である。

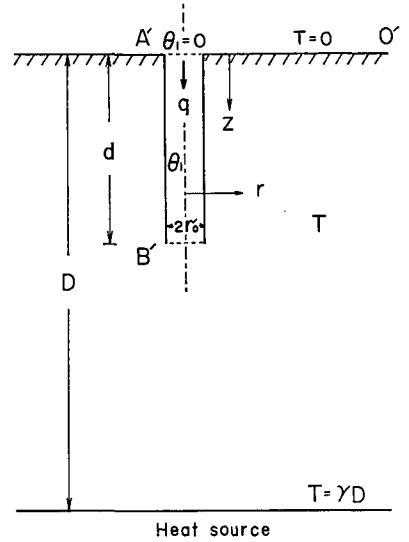
(III-12) 式を z につき積分し、(III-8) の条件でその積分常数をきめると

$$\theta_1 = p \sum A_n K_1(\alpha_n r'_0) (1 - \cos \alpha_n z) \quad (\text{III-13})$$

を得る。但し、

$$p \equiv \frac{2\pi r'_0 k}{q\rho c} \quad (\text{III-14})$$

である。



Heat source

第 6 図

Fig. 6.

管壁の岩石の温度 T_{r_0} は (III-11) 式から

$$T_{r_0} = \bar{\tau}z - \sum^n A_n K_0(\alpha_n r_0) \sin \alpha_n z \quad \text{(III-15)}$$

となるが、この T_{r_0} と (III-13) の θ_1 とは同一の値であるべきであるから A_n をこの関係を満足するように決める必要がある。これを厳密に行なうことはむずかしく、須川³⁾ の逐次近似の方法もあるが、かなり複雑になる。この問題の場合には管 A'B' は B' 以下は実際には存在しないことと、 $\alpha_n z$ は 1 に比較して微小であると考え、次のような極めて rough な取扱いをする。

すなわち、 A_n は $n=1$ 以外は 0 と仮定し、 A_1 を A 、 α_1 を α とおき、 $\sin \alpha z$ および $\cos \alpha z$ を級数に展開し、 $(\alpha z)^4$ 以上の高次の項を無視すれば、

$$A \left\{ K_0(\alpha r_0) - \frac{\alpha^2 z^2}{6} K_0(\alpha r_0) + \frac{\alpha z}{2} p K_1(\alpha r_0) \right\} = \bar{\tau}/\alpha, \quad \text{但し } \alpha = \pi/D$$

となる。この式のままでは A は z の関数であって不都合であるから z に $0 \sim d$ の平均値 $d/2$ を代入し、 A を求めると

$$A = \frac{\bar{\tau}}{\alpha K_0(\alpha r_0)} \left\{ 1 + \frac{pad}{4} \frac{K_1(\alpha r_0)}{K_0(\alpha r_0)} - \frac{(\alpha d)^2}{24} \right\} \quad \text{(III-16)}$$

となる。この場合には θ_1 は (III-13) から

$$\theta_1 = pAK_1(\alpha r_0) \frac{\alpha^2 z^2}{2} \left(1 - \frac{\alpha^2 z^2}{12} + \dots \right) \quad \text{(III-17)}$$

となるが、前に求めた管 A'B' 内の水温の式 (III-4) において ζz を小さいとして $e^{-\zeta z}$ を級数に展開すれば

$$\theta_1 = \frac{\bar{\tau}\zeta}{2} z^2 \left(1 - \frac{\zeta}{3} z + \dots \right) \quad \text{(III-18)}$$

を得るから、(III-17) と (III-18) とは少なくとも右辺第 1 項は一致させることができる。この関係から前に述べた比例常数 σ は

$$\sigma = k\alpha \frac{K_1(\alpha r_0)}{K_0(\alpha r_0)} \left\{ 1 + \frac{pad}{4} \frac{K_1(\alpha r_0)}{K_0(\alpha r_0)} - \frac{(\alpha d)^2}{24} \right\}, \quad \text{但し } \alpha = \frac{\pi}{D} \quad \text{(III-19)}$$

となる。 σ の値は分子が主要項である。(III-17) と (III-18) とは第 2 項以下の高次項では一致しないので、あまり多くの項をとることは意味がない。第 2 項は互に符号は一致して同傾向を示すから、補正項として第 2 項まで残し、(III-4) 式は

$$\theta_1 \simeq \frac{\bar{\tau}\zeta}{2} z^2 \left(1 - \frac{\zeta}{3} z \right) \quad \text{(III-20)}$$

とし、温泉の湧出温度 θ を与える (III-7) 式も z^3 項までとって

$$\theta \simeq \bar{\tau}\zeta d^2 (1 - \zeta d) \quad \text{(III-21)}$$

とおくのが適当であろう。

3) 須川 明; 各種熱源による 1 m 深の地温分布 (その 2), 北大地球物理学研究報告, 9 (昭 37), 21-32.

地表水の流入点 A と温泉の湧出口 O との間の距離を $2l$, $2\pi r_0 \sigma / c \equiv s$, $q\rho \equiv m$ とおき, 第 5 図において $\cos \varphi = d / \sqrt{l^2 + d^2}$ であることに注意して (III-21) 式を書きかえると

$$\theta \simeq \frac{s\gamma d}{m} \sqrt{l^2 + d^2} \left\{ 1 - \frac{s}{m} \sqrt{l^2 + d^2} \right\} \quad (\text{III-22})$$

を得る。

IV. 降水起源温泉の溶解成分濃度の概値を示す理論式

第 5 図において流管内の水の流れの方向の単位長さに対する溶解成分濃度 C の増加 $\frac{dC}{dL}$ は流向にとった管の単位長さ内の水と岩石との接触面積 S に比例し, その流質量 $q\rho$ に逆比例するが, その比例常数は水温 θ との間に正の直線関係があるものと仮定すれば, 定常状態において

$$\frac{dC}{dL} = \frac{S}{q\rho} (\varepsilon + \beta\theta) \quad (\text{IV-1})$$

で表わされる。但し, 流量を q , 水の密度を ρ とする。 $(\varepsilon + \beta\theta)$ は単位時間に単位接触面積当りの化学成分溶解量である。

いま, z 軸を地表面から鉛直下方にとり流管軸の鉛直線からの傾きを φ とすれば

$$dC = \frac{S}{q\rho \cos \varphi} (\varepsilon + \beta\theta) dz \quad (\text{IV-2})$$

となる。ここで $\frac{S}{q\rho \cos \varphi} \equiv v$ とおき, 第 5 図の管 A'B' を考え, 深さ z における溶解成分濃度 C_1 を求めるため, θ に (III-4) 式の θ_1 を代入し積分し, ζz の 5 乗以上の高次項を捨てると,

$$C_1 = C_0 + v\varepsilon z - \frac{1}{6} v\beta\gamma\zeta z^3 \left(1 - \frac{\zeta z}{4} \right) \quad (\text{IV-3})$$

となる。但し, C_0 は積分常数である。流入点 A における降水の溶解成分濃度は実質的には 0 と考えられるから, 境界条件として

$$z = 0; \quad C_1 = 0 \quad (\text{IV-3})$$

とおけば $C_0 = 0$ となる。

故に, 流路の最下点 B' (深さ d) における濃度 C_d は

$$C_d \simeq v\varepsilon d - \frac{1}{6} v\beta\gamma\zeta d^3 \left(1 - \frac{\zeta d}{4} \right) \quad (\text{IV-4})$$

で近似的に表わされる。

次に, 通路 B'O' において深さ z の水温を θ_2 , 温泉湧出口における溶解成分濃度を C とすれば, 全く同様に

$$C = C_d + v \int_0^d (\varepsilon + \beta\theta_2) dz \quad (\text{IV-5})$$

であるから、 θ_2 に (III-6) 式を代入し積分を行ない $(\zeta d)^5$ 以上の高次項を捨てると

$$C = C_a + v_s d + \frac{5}{6} v \beta \gamma \zeta d^3 \left(1 - \frac{13}{20} \zeta d \right)$$

となり、これに (IV-4) を代入すれば

$$C \simeq 2v_s d + v \beta \gamma \zeta d^3 \left(1 - \frac{7}{12} \zeta d \right) \quad (IV-6)$$

を得る。 $S\epsilon \equiv a$, $S\beta \equiv b$ とおき、前と同様 $q\rho = m$, $2\pi r_0 \sigma / c = s$, $\cos \varphi = d / \sqrt{l^2 + d^2}$ であることに留意して (IV-6) 式を書きかえると

$$C \simeq \frac{2a}{m} \sqrt{l^2 + d^2} + \frac{bs\gamma}{m^2} d(l^2 + d^2) \left\{ 1 - \frac{7}{12} \frac{s}{m} \sqrt{l^2 + d^2} \right\} \quad (IV-7)$$

を得る。これが求める温泉の溶解成分濃度の近似式である。

V. 計算に必要な諸常数の数值

第 III 章と第 IV 章において、降水起源の温泉の温度 θ と溶解成分濃度 C の概値を与える近似式を (III-22) 式および (IV-7) 式として求めた。これらの式から θ または C を計算するには、これらの式に含まれる諸常数または諸変数の値または値の範囲を知ることが必要であるので、以下に検討を加えることにする。

1. 地温の地下上昇率 γ

温度 θ , したがって濃度 C に最も影響すると考えられる要素の一つは地温の鉛直勾配 γ である。普通の土地では 1 km 当り 30°C, すなわち、 $30 \times 10^{-5} \text{C/cm}$ と言われているが、温泉地域ではこの値よりもかなり大きいと考えられる。しかし、温泉地域の地下浅い所で実測される値は局部的でこの論文にはあまり参考とならない。本邦に多い火山地域の温泉では地下深くの岩漿またはその固化した高温な火山岩体が熱源であると考えるのが妥当であろう。このような熱源の温度をその融点に近い 900°C と仮定し、その上面の深さ D をそれぞれ 30 km, 18 km, 12 km, 9 km, 6 km および 4.5 km としてみると、地表温度を 0°C として γ の値はそれぞれ 30×10^{-5} , 50×10^{-5} , 75×10^{-5} , 100×10^{-5} , 150×10^{-5} および $200 \times 10^{-5} \text{C/cm}$ となるから、これらの γ の値を用いることにする。

2. 流路の最下点の深さ d

次に θ や C に最も影響すると考えられる要素は流路の最下点の深さ d である。一般に、流動する地下水の存在深度は地下 2~3 km までと言われているが、あまり確かな根拠はないようである。本邦のように地震が多く地殻変動の激しい所では更に深くまで割れ目が存在し水も侵入している可能性があるので、この論文では地下 7 km までの範囲で変数とみなし 0.5 km または 1 km 毎に変化させることにした。

3. 流入点から湧出口までの水平距離 $2l$

北海道の温泉について地表水の流入地点がどうなっているかについて、筆者は別報⁴⁾で論じた。そして、14箇所の温泉について $2l$ の値は 1.4~6.0 km の範囲、平均して 3.3 km と推定している。 l の値は d が小さい所では θ や C にかかなり影響するが、 d 大きい所ではあまり影響しないと思われるので、この論文では l を一定と仮定し、 $l=1.5$ km を採用した。

4. 温泉の流質量 m

流管内の流量したがって流質量も理論式から判るように、温泉の温度や溶解成分濃度にかかなり影響する。しかし、第 II 章の初めに述べたように、降水起源の温泉は熱階級 I, II および III の熱 energy のあまり大きくない温泉であり、その湧出量もあまり大きくなくその範囲⁵⁾ は大体 150~800 kg/min である。北海道における一温泉地当りの平均湧出量は熱階級 I で 210 kg/min, II で 290 kg/min, III で 730 kg/min で、その数の割合は 64(%):24(%):12(%)であったから、加重平均によって一温泉地当りの m の値を求めてみると

$$m = 210 \times 0.64 + 290 \times 0.24 + 730 \times 0.12 = 292 \text{ kg/min}$$

となるので、ここでは最初は m の概値として $m=300$ kg/min $=5 \times 10^3$ g/sec を用い、後の議論では m の値を 150~600 kg/min の範囲で変化させることにした。

5. 岩石の熱伝導率 k , その他

岩石の熱伝導率 k の値としては火山岩の値 3.5×10^{-3} c.g.s. を採用する。水や温泉水の密度 ρ , 比熱 c は夫々 1 とする。

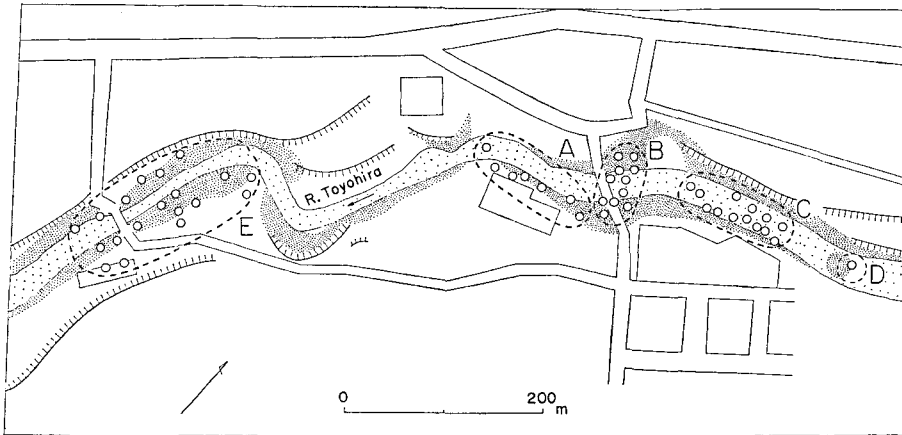
6. 流管の半径 r_0

第 7 図は定山溪温泉における湧出口 (白丸) の分布図⁶⁾ である。温泉は豊平川の川岸に露出する石英斑岩の多くの微細な割れ目から湧出しているが、各湧出口は、図から判るように、5 箇所の楕円形の地域内に密集して分布している。定山溪温泉は熱階級 V の熱 energy の大きい温泉であるから、個々の楕円形の短径をこの論文の流管半径とみなすと、その値は 25~50 m, 平均値は 30 m である。ここで考えている流管は、その管内の全部が水が流動しているのではなく、管内の岩石に微細な割れ目が多くあり、その割れ目に沿って水が管の長軸の方向に流れているような構造であって、管内岩石の温度は流管の長軸に沿って変化するが、その部分の水温と一致すると考えている。このような流管の半径として、この論文では $r_0=3 \times 10^3$ cm を採用するが、規模の小さい温泉ではもう少し小さい値も考えられるので参考として $r_0=5 \times 10^3$ cm の場合も用いた。

4) 福富孝治; 温泉と地形との関係について, 北大理学部地球物理学教室第 50 回談話会において発表 (未印刷).

5) T. FUKUTOMI; Rate of Discharge of Heat Energy from Principal Hot Spring Localities in Hokkaido, Japan, Jour. Fac. Sci., Hokkaido Univ., VII, 1 (1961), 321.

6) 福富孝治; 裂か状温泉における影響度と枯渇現象の理論的研究, 北大地球物理学研究報告, 17 (昭 42), 66.



第7図 定山溪温泉における湧出口(白丸)分布

Fig. 7. Distribution of hot spring orifices (small white circles) in Jōzankei hot springs locality.

7. 熱伝達の常数 σ

流管内の水に周囲の岩石から熱が伝わる場合、この論文では σ という比例常数を用いているが、 σ は近似的に (III-19) 式で与えられることと、その主要項は式の分子であることは既に述べた。この式には k, D, d, r_0, m 等の常数を含んでいる。

D は地下深くに考えた熱源の上面までの深さであるが、例えばこの熱源を岩漿と考え、その温度を T_0 とすれば $D = T_0/\gamma$ である。ここでは $T_0 = 900^\circ$ を採用した。この式の d は補助項に入っているのだから常に一定値と仮定し 3 km を用い、 r_0' は r_0, l および d とから算出される。第1表は $m = 300 \text{ kg/min}$ に対し、 r_0 を 30 m および 5 m とした場合の σ の値を γ の値の変化に対し示したものである。

表から判るように、 σ の値は常に一定ではなく、地温傾斜 γ の値によってはあまり変わらないが流管の半径 r_0 によっては大きく変化する。

cs は流管から十分隔った同じ深さの地温が水温よりも 1°C 高いとき、単位時間に質量 m なる水が流れる間に流管の単位長さ当りに岩石から受ける熱量である。この値を参考のために

第1表 σ および $cs = 2\pi r_0 \sigma$ の値

Table 1.

γ	$^\circ\text{C/cm}$		30×10^{-5}	50×10^{-5}	75×10^{-5}	100×10^{-5}	150×10^{-5}	200×10^{-5}
D	km		30	18	12	9	6	4.5
σ		$r_0 = 30 \text{ m}$	1.75×10^{-7}	1.93×10^{-7}	2.11×10^{-7}	2.28×10^{-7}	2.63×10^{-7}	3.07×10^{-7}
		$r_0 = 5 \text{ m}$	8.08×10^{-7}	8.71×10^{-7}	9.36×10^{-7}	9.98×10^{-7}	11.26×10^{-7}	12.88×10^{-7}
cs		$r_0 = 30 \text{ m}$	3.31×10^{-3}	3.64×10^{-3}	3.98×10^{-3}	4.29×10^{-3}	4.97×10^{-3}	5.79×10^{-3}
		$r_0 = 5 \text{ m}$	2.54×10^{-3}	2.73×10^{-3}	2.94×10^{-3}	3.13×10^{-3}	3.54×10^{-3}	4.04×10^{-3}

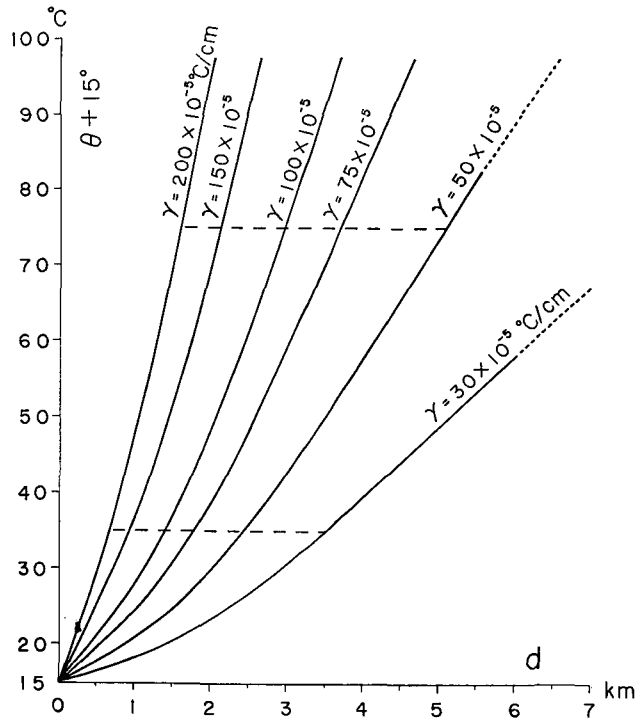
表に掲げたが、 cs の方が σ よりも常数に近い値を示している。この論文では σ または s の値は、その場合毎に(III-19)式から算出して用いた。但し、この式の d は3 kmとした。

8. 岩石からの化学成分溶解に関する常数 a および b

$(a+b\theta)/m$ は水温 θ の水が岩石中の流路を単位長さ流れる場合の溶解成分濃度の増加である。但し、流入口における水温を $\theta=0$ としている。この論文では本邦の中緯度 38° における地下 30 m の地下水温度 15°C を $\theta=0$ とみなした。また、流入口における溶解成分濃度を 0 と仮定した。

したがって、 $\frac{2al}{m}$ は流入口から温泉湧出口まで水温が $\theta=0$ のままで水平に流れた場合の溶解成分濃度の増加である。これと相似な量である普通の地下水や河川の総溶解成分濃度は多くは 0.1 g/kg 以下であることから考えて、この論文の場合には $\frac{a}{m}$ を $\frac{b\theta}{m}$ に対し無視しても大きな誤差はないと思われる。故に(IV-7)式右辺の第1項を数値計算においては無視する。

次に $\frac{b}{m}$ の数値であるが、現時点では判っていないが、これについては後章に述べる。



第8図 常数に下記の数値を用いた場合、(VI-1)式で計算された降水起源温泉の温度

Fig. 8. Temperature of a hot spring of meteoric water origin calculated by equation (VI-1), adopting the following numerical values for the constants in the equation.

$$l=1.5\text{ km}, r_0=30\text{ m}, m=300\text{ kg/min}, \frac{b}{m}=\frac{2}{3}\times 10^{-10}\text{ }1^\circ\text{C}\cdot\text{cm}, \gamma=30\sim 200^\circ\text{C/km}, d=0.5\sim 6.0\text{ km}.$$

VI. 数値計算結果と考察

降水起源の温泉の温度 θ と溶解成分濃度 C は近似的には

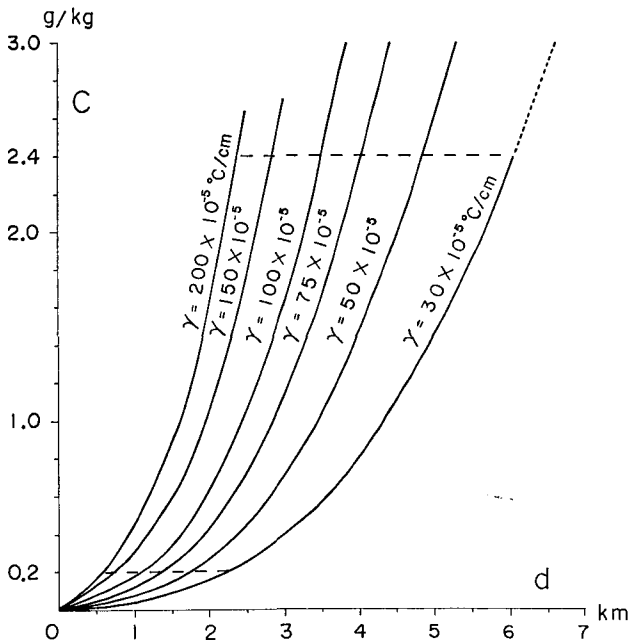
$$\theta = \frac{s\gamma}{m} d\sqrt{l^2+d^2} \left\{ 1 - \frac{s}{m} \sqrt{l^2+d^2} \right\} \tag{VI-1}$$

$$C = \left(\frac{b}{m} \right) \left(\frac{s\gamma}{m} \right) d(l^2+d^2) \left\{ 1 - \frac{7}{12} \frac{s}{m} \sqrt{l^2+d^2} \right\} \tag{VI-2}$$

で表わされることが判った。

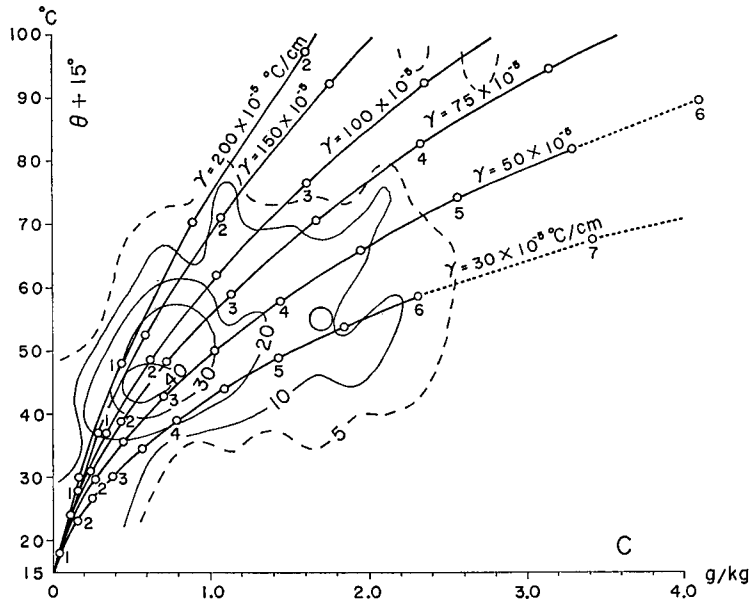
第8図および第9図は前章に述べた諸常数の値と、 $l=1.5$ km, $r_0=30$ m, $m=300$ kg/min を用い、 $\frac{b}{m}$ には仮に $\frac{2}{3} \times 10^{-10} 1^\circ\text{C}\cdot\text{cm}$ なる値を入れて、 $\gamma=30\sim 200^\circ\text{C}/\text{km}$ に対し (VI-1) 式から温泉の温度 ($\theta+15^\circ$) と流路の最下点の深さ d との関係および (VI-2) 式から溶解成分濃度 C と d との関係を計算して示したものである。

この論文で求めたいのは θ と C との関係であるが、 d を parameter と考えればこの両式が求める関係を示す式である。したがって、第8図、第9図において同じ d の値に対する θ と C の関係を、横軸に C の値をとり縦軸に ($\theta+15^\circ$) をとって示したのが第10図である。第2図の実際に温泉数の多い ($\theta+15^\circ$) および C の値の部分 (以下、温泉高頻度域と略称する) を第10



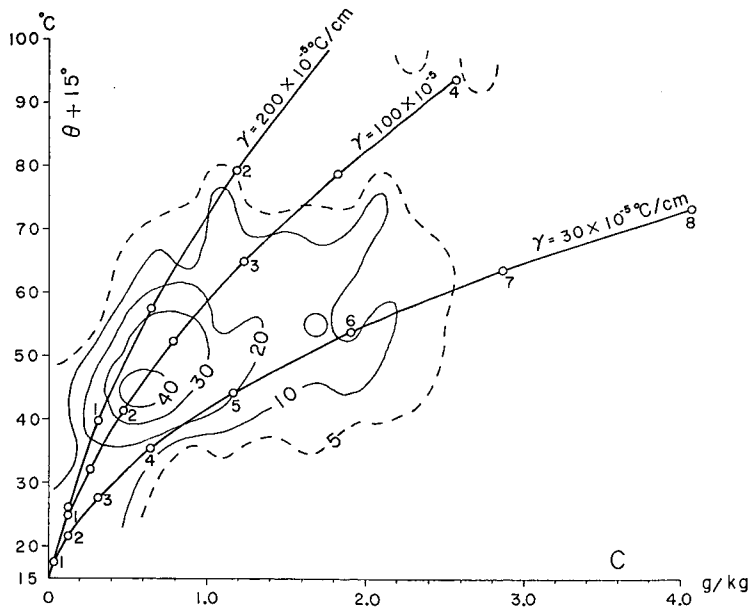
第9図 常数に第8図と同様な数値を与えた場合 (VI-2) 式により計算された降水起源温泉の総溶解成分濃度

Fig. 9. Total chemical concentration of a hot spring of meteoric water origin, when the same numerical values are adopted for the constants of equation (VI-2) as those in Fig. 8.



第10図 常数に下記の数値を用いた場合における $(\theta+15^\circ)$ と C との関係

Fig. 10. Relation between $(\theta+15^\circ)$ and C , when the following numerical values are adopted. $r_0=30$ m, $\frac{b}{m} = \frac{2}{3} \times 10^{-10}$, $l=1.5$ km, $m=300$ kg/min, $\gamma=30\sim 200^\circ\text{C}/\text{km}$.



第11図 第10図と他の常数の値は同様であるが、 $r_0=30$ mの代わりに $r_0=5$ mとした場合の $(\theta+15^\circ)$ と C との関係

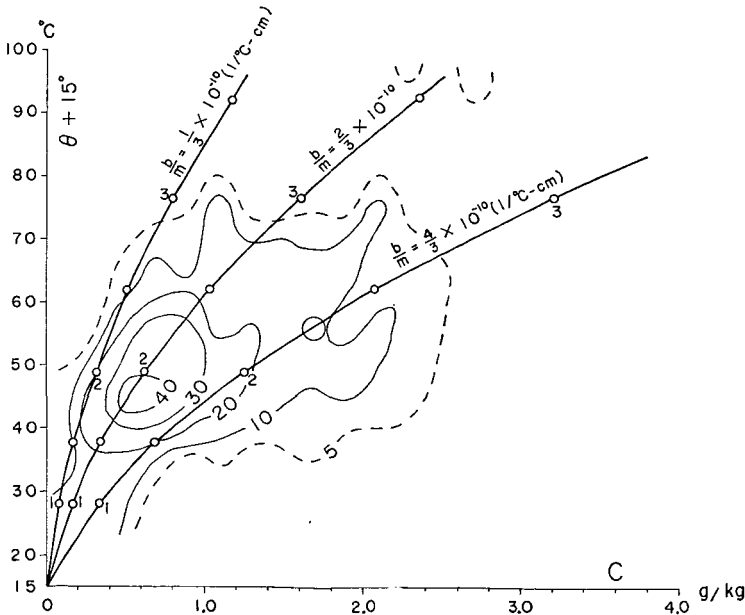
Fig. 11. Relation between $(\theta+15^\circ)$ and C , when $r_0=5$ m is substituted in stead of $r_0=30$ m in Fig. 10.

図に写し換えて実線および破線の曲線で示したが、地温増加率の实在可能な値 $\gamma=30\sim 200^\circ\text{C}/\text{km}$ に対する $(\theta+15^\circ)$ 対 C 曲線の存在区域が温泉高頻度域とかなりよく一致する。図中 $(\theta+15^\circ)$ 対 C 曲線上の白丸は流路の最下点の深さ d が丁度 0.5 km の整数倍に当る場合 (これらの丸の内 d の値を付けたものは 1 km の整数倍である) を示した。

第 11 図は第 10 図と他は全く同様であるが、流管半径として $r_0=5\text{ m}$ を用いた場合である。この場合も前と同じ γ の値の範囲内で $(\theta+15^\circ)$ 対 C 曲線の区域と温泉高頻度域とが大体一致している。異なるのは $r_0=5\text{ m}$ の方が $r_0=30\text{ m}$ の場合よりも d の値が 0.5 km 程度深くなっていることである。

第 12 図は他の常数は第 10 図と同様であるが、 $\gamma=100^\circ\text{C}/\text{km}$ とし、 $\frac{b}{m}$ の値を $\frac{1}{3}\times 10^{-10}$ 、 $\frac{2}{3}\times 10^{-10}$ 、 $\frac{4}{3}\times 10^{-10}\text{ l}^\circ\text{C}\cdot\text{cm}$ とおいた場合の $(\theta+15^\circ)$ 対 C 曲線を示したものである。この場合も第 10 図、第 11 図同様に温泉の高頻度域を説明できるように見えるが、 γ の値は実際の温泉では一定とは考え難いので、これだけでは妥当な説明とはならない。

次に問題となるのは温泉高頻度域が第 3 図から判るように大体温度 35°C から 75°C までの範囲内にあるのは何故かということである。この範囲の下限 35° はあまり本質的な意味はない



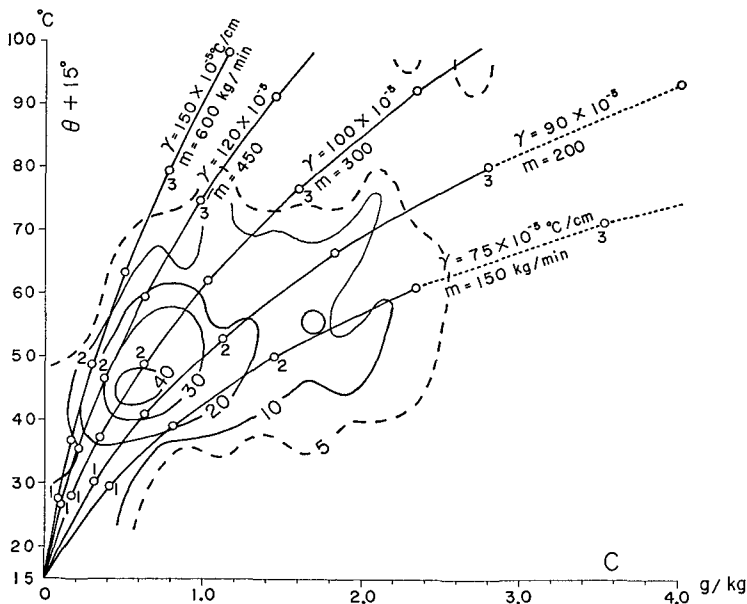
第 12 図 他は第 10 図と同様であるが、 $\gamma=100^\circ\text{C}/\text{km}$ および $\frac{b}{m}=\frac{1}{3}\times 10^{-10}\sim\frac{4}{3}\times 10^{-10}\text{ l}^\circ\text{C}\cdot\text{cm}$ とした場合の $(\theta+15^\circ)$ と C との関係

Fig. 12. Relation between $(\theta+15^\circ)$ and C , when other constants are the same values as those in Fig. 10 except $\gamma=100^\circ\text{C}/\text{km}$ and $\frac{b}{m}=\frac{1}{3}\times 10^{-10}\sim\frac{4}{3}\times 10^{-10}\text{ l}^\circ\text{C}\cdot\text{cm}$.

かも知れない。温度が 25°C 以上の地下水は温泉と定義されているが、温度が 40°C 以下では利用価値がやや劣るので温泉頻度に人為的影響が考えられるからである。そこで、ここでは上限値のみについて考察することにする。

第 10 図において最も深く侵入した温泉水がこの上限値 75°C になると考えると、流動する地下水の侵入する最大深度 d_m は $\gamma=100^\circ\text{C}/\text{km}$ の場合には 3 km 程度であるが、 $\gamma=200^\circ\text{C}/\text{km}$ では d_m は 1.6 km, $\gamma=150^\circ\text{C}/\text{km}$ では d_m は 2.1 km, $\gamma=75^\circ\text{C}/\text{km}$ では d_m は 3.7 km, $\gamma=50^\circ\text{C}/\text{km}$ では d_m は 4.8 km, 普通の土地の $\gamma=30^\circ\text{C}/\text{km}$ では d_m は 7.5 km となる。すなわち、 γ の値によって d_m の値がかなり違うことになる。 d_m は地域によって地下の割れ目の状態が異なれば多少変化することは考えられるが、その地域の地下増温率 γ が異なると d_m の値が大幅に変化するとは考え難く、むしろ d_m は γ に無関係にほぼ一定と考えるのが妥当であろう。前にも述べたように流動する地下水の侵入する最大深度 d_m はおよそ 2~3 km と言われている。

それで、 $\gamma=100^\circ\text{C}/\text{km}$ で温泉の高頻度域の上限 75°C とする 2.95 km を d_m にとり、この値は γ の値に関係なく常に一定と仮定し、他の γ の値に対し温泉の温度が 70°~80°C となるような流質量 m の値を求めた。その結果が第 13 図である。すなわち、 d_m をほぼ 3 km に固定すると、 $\gamma=150^\circ\text{C}/\text{km}$ では $m=600 \text{ kg}/\text{min}$, $\gamma=120^\circ\text{C}/\text{km}$ では $m=450 \text{ kg}/\text{min}$, $\gamma=100^\circ\text{C}/\text{km}$ では $m=300 \text{ kg}/\text{min}$, $\gamma=90^\circ\text{C}/\text{km}$ では $m=200 \text{ kg}/\text{min}$, $\gamma=75^\circ\text{C}/\text{km}$ では $m=150 \text{ kg}/\text{min}$ となる。



第 13 図 流路の最下点の深さの最大値を地温勾配の値に関係なくおよそ 3 km とした場合に温泉温度が 75°~80° となったと仮定したときの $(\theta+15^\circ)$ と C との関係

Fig. 13. Relation between $(\theta+15^\circ)$ and C , when temperature of a hot spring attains to 75°~80° in the case where the maximum value of the depth of the underground channel is assumed as about 3 km independent with change of the value of underground temperature gradient.

では前と同様に $m=300$ kg/min, $\gamma=90^\circ\text{C}/\text{km}$ では $m=200$ kg/min, $\gamma=75^\circ\text{C}/\text{km}$ では $m=150$ kg/min ということになり, $\gamma=200^\circ\text{C}/\text{km}$, $\gamma=50^\circ\text{C}/\text{km}$ 等の場合は温泉の高頻度域から外れることが判った。

前章に述べたように, 降水起源の温泉としては m の値は $150\sim 800$ kg/min が妥当な値であり, γ の値も $75\sim 150^\circ\text{C}/\text{km}$ は極めて妥当な値と思われる。普通の土地の温度増加率すなわち $\gamma=30^\circ\text{C}/\text{km}$ の場合は特別の場合を除き温泉を生じ難いことは既に指摘¹⁾されているが, 第13図では温泉の高頻度域から外れていることも好都合である。

また, γ の値が大きい場合に m の値が大きくなることも合理的である。

第III章において下降流路および上昇流路内の水温の平均値 $\bar{\theta}_1$ および $\bar{\theta}_2$ は

$$\bar{\theta}_1 = \frac{s\gamma}{6m} d \cdot L \left(1 - \frac{sL}{4m}\right) \quad (\text{VI-3})$$

$$\bar{\theta}_2 = \frac{5s\gamma}{6m} d \cdot L \left(1 - \frac{13}{20} \frac{sL}{m}\right) \quad (\text{VI-4})$$

$$\text{但し } L = \sqrt{l^2 + d^2}$$

であり, その水温差 ($\bar{\theta}_2 - \bar{\theta}_1$) は

$$\bar{\theta}_2 - \bar{\theta}_1 = \frac{2s\gamma}{3m} d \cdot L \left(1 - \frac{3sL}{4m}\right) \quad (\text{VI-5})$$

となる。

いま, 流路の最下点の深さ d を一定とすれば, γ が大きい場合には上昇流路と下降流路の水温差は (VI-5) 式から判るように大きくなり, したがってその密度差も大きくなるので, 流路内の流質量が大きくなるのが当然おこるからである。

要するに, 第2図に示されるように, 溶解成分濃度 $0.2\sim 2.4$ g/kg 程度の薄い濃度の温泉の温度と濃度との関係に見られる温泉の高頻度域は, これら温泉地の地下に存在すると思われる地温勾配 $\gamma=75\sim 150^\circ\text{C}/\text{km}$ と流質量 $m=150\sim 600$ kg/min と流路の最大深度 $d_m=3$ km を想定すれば, 降水起源の温泉としてかなりよく説明されるのである。この際, 地下流路の単位長さを水が流れる場合に単位時間に岩石から化学成分を水が溶解する分量の温度係数は $b=3.33 \times 10^{-7}$ c.g.s. 程度であることも推察された。また, 流路の最下点の深さ d の最大値はおよそ 3 km とするのが妥当であるが, d が 2 km ぐらいである温泉数が最も多いことも第13図から推定される。

VII. 総括および結語

この論文は温泉総数の大部分を占めると考えられる降水起源温泉における温度と総溶解成分濃度との関係について近似的であるが定量的な考察を行なったものである。その大要を述べれば次のようである。

1. 第 II 章において、厚生省国立公園部編の日本鉱泉誌 (昭 29) を資料として日本全国の温泉 (30°C 以上) 総数のおおよそ 85% に当る総溶解成分濃度 4 g/kg 以下の濃度の小さい温泉について、その温度と総溶解成分濃度の頻度分布を調べた結果 (第 2 図), 温泉の温度が高くなると総溶解成分濃度が増加する傾向があることを認めた。

2. この関係を説明するために、第 III 章においては降水起源温泉の温度 θ の概値を求める理論式について、第 IV 章においては降水起源温泉の溶解成分濃度 C の概値を示す理論式について考察を行なった。この結果、それぞれ近似式として (III-22) 式および (IV-7) 式を得た。

3. これら両式には、地温の地下上昇率 γ , 流路の最下点の深さ d , 流入点から湧出口までの水平距離 $2l$, 温泉水の流 (質) 量 m , 流管の半径 r_0 , 熱伝達の常数 σ , 岩石からの化学成分溶解に関する常数 a および b 等の常数が含まれているが、数値計算を行なう場合に、これらにどんな値を与えるべきかについて第 V 章において検討を行なった。

4. 第 V 章で検討した各常数の数値を採用し、上記の両式によって温泉の温度と溶解成分濃度を計算した結果、実在の温泉の溶解成分濃度が $0.2\sim 2.4\text{ g/kg}$ 程度の濃度の薄い温泉の温度と濃度との関係に見られる温泉高頻度域 (第 2 図) は、これらの温泉地域の地下に存在すると思われる地温勾配 γ を $75\sim 150^{\circ}\text{C/km}$ とし、この γ の値に対応して流 (質) 量 m を $150\sim 600\text{ kg/min}$ とし、地下流路の最下点の深さ d の最大値をほぼ 3 km とすれば、第 VI 章第 13 図から判るように、かなりよく説明されるのである。また、流路の最下点の深さ d の最大値はおおよそ 3 km とするのが妥当であるが、 d が 2 km ぐらいである温泉数が最も多いことも第 13 図から推察される。これらの場合、地下流路の単位長さを水が流動する際に単位時間に岩石から化学成分を水が溶解する分量の温度係数は $b=3.33\times 10^{-7}\text{ c.g.s.}$ 程度であることが推定された。

終りに、本論文の製図は三浦カオル嬢の手を煩したことを記し謝意を表す。また本論文は、筆者が北海道大学理学部地球物理学教室に在職中に行なった研究であることを附記する。

2. On the Relation between Temperature and the Total Chemical Concentration of Hot Springs of Meteoric Water Origin

By Takaharu FUKUTOMI

(Department of Geophysics, Faculty of Science, Hokkaido University)

At present, about 85% of the total number of hot springs is believed to be meteoric water origin. The writer discusses, in this paper, on the relation between temperature and the total chemical concentration of the hot springs of meteoric water origin.

The results of investigation are summarized as follows:

1. Frequency distribution of temperature and the total chemical concentration for hot springs of less than 4 g/kg in the total chemical concentration are investigated, as shown in Fig. 2 in Chapter II, using the data of hot springs in Japan in the "Mineral Springs in Japan (1954)" compiled by the National Park Bureau, the Ministry of Public Welfare. As the result, a tendency that total chemical concentration of a hot spring increases with rise of temperature of the hot spring.

2. For the explanation of the relation, order of magnitude of temperature θ and that of the total chemical concentration of hot springs of meteoric water origin C are respectively discussed theoretically in Chapters III and IV, adopting an assumed model shown in Fig. 5 and written in the same chapters. The equations (III-22) and (IV-7) are obtained as the results.

3. These equations contain the unknown constants: $\gamma, d, 2l, m, r_0, \sigma, a, b$ and others, where γ is the underground temperature gradient, d the depth of the lowest part of the underground channel, $2l$ the horizontal distance between inflow and outflow points of the channel, m the mass discharge rate of water, r_0 the radius of the channel, σ the coefficient of heat transfer of rock to the channel water, a and b are the constants of dissolution of chemical constituents from country rocks to water. The numerical values of these constants for the calculation of the equations are discussed in Chapter V.

4. Adopting the probable values of the constants, that is, $\gamma=75\sim 150^\circ\text{C}/\text{km}$, $m=150\sim 600\text{ kg}/\text{min}$, $d=1\sim 3\text{ km}$, etc., relation between θ and C is calculated and is indicated as full lines in Fig. 13. High frequency contour lines of hot springs in Fig. 2 are, also shown by thin closed curves in the same figure. The high frequency closed areas coincide fairly with the area sandwiched between the calculated lines. Therefore, it may be probably concluded that many hot springs located in the high frequency area in Fig. 2 and having temperature of $35^\circ\sim 75^\circ\text{C}$ and slight chemical concentration of $0.2\sim 2.4\text{ g}/\text{kg}$ are of meteoric water origin. Further, temperature coefficient of dissolution of rocks to water b is estimated as $3.33\times 10^{-7}\text{ c.g.s.}$ by Fig. 13.