

温 泉 科 学

第 6 卷 第 4 号

昭和 30 年 6 月

原 著

地温分布による温泉探査

初 田 甚 一 郎

(京都大学理学部地質学鉱物学教室)

(30年1月24日受理)

緒 論

各種の物理的及び化学的探査の中で地温測定による方法は、温泉探査としては最も原始的なものゝ様に見えられるが、実際に行つて見ると種々興味ある問題を含み、又直接的であるという強味もあつて万更捨てたものでなく、寧ろ今後ますます採用される機会も多いと考えられるので、こゝに現在までに経験した事柄の中から將來地温探査に役立つものを取上げ、又それらに関連した問題に考察を加えて、読者の御参考に供すると共に御批判、御教示を賜り度いと念願する次第である。

一体一口に温泉探査と言つても二つの場合がある。即ちある地域で温泉の可能性の有無を判定することを目的とする場合と、掘さく地点を選定する場合とである。それによつて探査方針の異なるのは勿論であり、方法としてもそれぞれに適当したものを選ばねばならず、更に他の地質学的、地球物理学的及び地化学的方法の併用等の問題も起つてくるが、これらのことは他日に譲り、こゝには専ら地温探査の方法的な事を中心として述べる。

温泉の可能性を知る事を目的とする探査

福富孝治博士は本邦各地の測候所に於ける 1m の深さの地温測定資料から、緯度と月によつて決まる平均の値を求め、これに高度による修正を加えて、或る地点に対する標準温度とも称すべき値を求め、これと実測値とを比較することにより温泉の可能性を判定する一つの手掛りとされた¹⁾。ところで問題はこの実測値として如何なるものを採用すべきかという事である。後に述べる様に、1m の深さの地温は種々の複雑な影響を受けている。従つて或る地点で或時に測定した値を以つて上記の実測値として取上げることは勿論出来ない。即ちこの場合にもやはり相当廣範囲に地温の水平分布を追跡する事が必要である。実際福富博士の伊豆修善寺温泉に於ける例を見ても、高温の中心から僅か数10m 距つた所に標準温度より低い温度が現われている。要するに温泉の可能性を知る目的の場合にも先づ当該地域の地温水平分布を求め、その中に標準温度より高い部分が存在して居れば、これが他の條件に依るものか否かを吟味して後、初めて第一段階としての可能性を判定し得るのである。それには高温部の規模(面積及び低温部との温度差等)の外、地質調査や他の物理探査等の結果をも総合して解釈すべきであることは言う迄もない。

地温探査に於ける測定深度

地温の水平分布を調査するには測定深度を幾らに選ぶが問題となる。理論上から言へば深い程よい訳であるが労力・費用の点も考慮せねばならない。以來最もよく採用されている深さは 1m である。この深さでも気温の日変化の影響は、殆んど現われない。然し年変化の影響は、例へば京都で最も変化の大きい 5 月・11 月の頃では 1 日に 0.2°C 位になる²⁾。深さ 1m の地温に影響を與える要素はたくさんあるが、測定位置の選定の際にも、又結果解釈の

際にも充分注意する必要がある。以下注意すべき事項を挙げる。

森林地・草地では開豁地・裸地に比べて地表が寒暑に対して保護されていることになり、言わば熱の不良導体で覆われたと同様で、従つて地温の年変化の振幅が小になる。よつて例えば京都附近では深さ1mの地温は2月に最低になる²⁾が、この時には森林地では開豁地の地下に比べて温度はより高くあらわれる傾向を有し、地温の最高になる8月頃にはより低く現われる傾向を示すことになる。

土壌の熱傳導率は孔隙が水で飽和されるまでは、濕潤なほど大であるから1mの地温は冬季には乾燥地より底くなる傾向を有し、夏季にはより高くなる傾向を有している。しかし地中を移動する水によつて濕地となつている場合は流動水の温度に左右される。

南斜面と北斜面とで地温の異なる事は当然予想されるが、大阪府国分町附近で7月末に平均 2°C 以上の相違を経験した事がある。同様な意味で地表が日射を受ける時間の長短や表面の色も地温に影響する。最も注意を要するのは地形の影響で、冬期に例を取つて見ると、一般に凹部は附近の平均よりも地温が高く、凸部は低い。殊に斜面の裾とか階段状の土地の段下の部分では普通より高くなつている。次に降雨の影響は極めて複雑で、春雨は地温を高め、秋雨は地温を下げるという様に季節によつて影響が異なる。雨の1mの深さの地温に与える影響は1日2日遅れる様である。その他畑地等に於いては堆肥や化学肥料等の影響も注意を要する。

以上の様に深さ1m程度では地温は種々の影響を受ける。気温の年変化の影響を實際上無視出来る(例えば年較差 0.1°C 以下)最小の深さを仮りに恒温層と呼ぶと、恒温層よりも深い所で地温の水平分布を求めた場合に、もし変化が見出されたとすれば、その原因は一般に地下に存在する確率が大い。依つて出来ることなら恒温層より深いレベルで地温分布を測定する事が望ましい。

測 定 法

深さ1mの測温は通常次の様にして行われる。鉄棒を打ち込むかオーガーを用いて直径 $1.5\sim 2\text{cm}$ 、深さ1mの孔を掘り、ガラス管もしくは竹管を挿入し、この中に温度計を挿す。この温度計は、急激な温度変化にすぐには感じない様に球部を適当な熱絶縁物で包んでおく。この際管内の空気の対流を阻止する様な工夫もやつて置いた方がよい。筆者の使用しているもの³⁾は長さ130cmの木製の棒の先端に温度計を埋込み、球状部は先づゴム管を被せ、その上を密蝋で覆い、外側に真鍮の保護キャップをつけたもので、これを前述の様にしておいた地孔に挿入し、地中温度の状態が平常に還つた頃抜き上げて直ちに読みをとる。筆者の場合は通常挿入後1時間以上を経て後測定している。読みをとるには蓋をずらせると温度計の目盛が見える様になつているので10秒も要しない。用いる温度計は一本毎に標準温度計によつて約 2° 毎に検定して補正值をグラフにしておく。普通の温度計は 0° 、 100° では法定許容誤差(公差)以内で正しく目盛つてある筈であるが、中間の目盛は等分してあるだけのものが多いから、相当な誤差が存在する場合がある。

深さ10m程度の地温を計るには、完全な方法とは言えないが、筆者の用いた法を参考迄に記載しておく。直径2寸の鉄管の先端をとがらせたものを必要な深さだけ地中に打込んでおく。この際地上部分は短かくして日射や気温の影響がなるべく深部に及ばない様にする。又管内を水で充たして*周囲の地温と等しくなる迄放置して後、温度計を静かに挿入して温度を計る。このときの温度計としては抵抗温度計又は熱電対式温度計が適当である。抵抗温度計の抵抗体として最近現われたサーミスターという合金は、温度係数の絶対値が白金(+0.0039)の10倍以上(-0.045)もあり、これを用いて 0.02°C の変化も充分測定出来るが、惜むらくはエーゼンがあるので、一連の測定を実施する前には必ず検定をして置く方が安全である。擬管内の測温を行うには心ず地表に近い方から測定し、次第に温度計を降して行く事が必要で、これを適に管底から始めることは禁物である。何故ならば、温度計の挿入のため管内の水が上下に移動し、又外氣と同じ温度にあつた温度計の挿入により管内の温度分布が乱されるからである。サーミスター抵抗素子を適当な保護装置に収めてキャブタイヤーコードの先に取り付け、抵抗でブリッジを用いて100~200mの試錐井内でも容易に測温することが出来る。

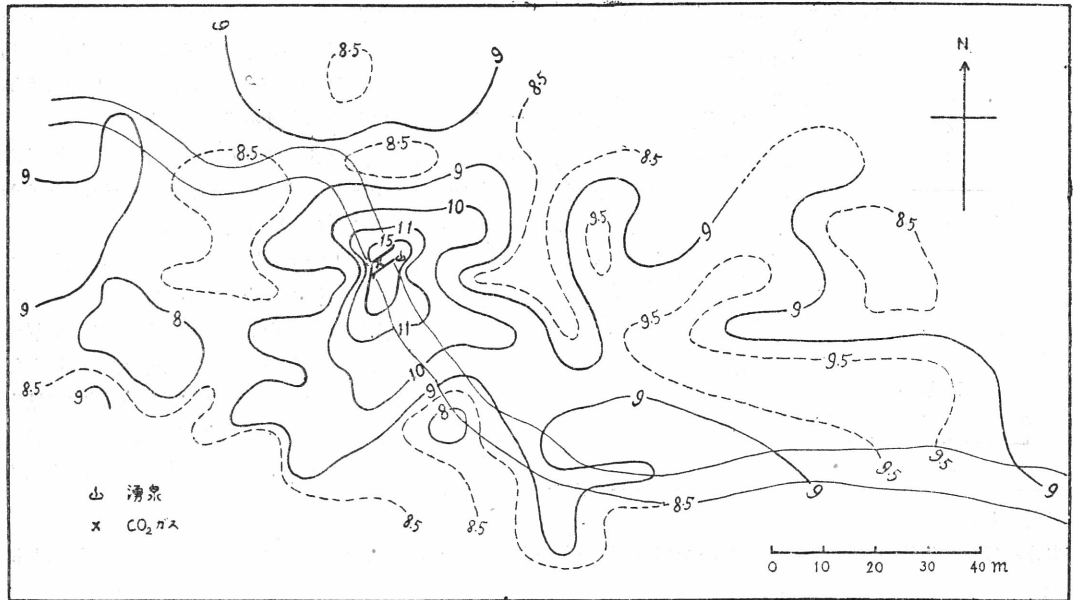
1mの深さの地温測定の例

一例として昭和27年3月行つた兵庫縣西宮市塩瀬の地温測定結果を挙げる(第一図)。現地は六甲山塊の北側に

※ 水を入れる理由は、水は熱容量が大きいので、一旦地温と等しくなつた後は、地上部の温度が變つたため直ちにその影響を受けたり、外氣の温度に等しかつた温度計の管内挿入のため著るしく温度が變るなどのおそれ比較的小なく、且つ空氣に比べて水の粘性は大きいので、管内の対流が困難である等の利点があるからである。

位置し、東微南に傾斜した谷間であつて、中央の低い部分が水田である。この地の緯度 $N35^{\circ}$ 、高度150mとして前述の福富博士の表から標準温度を求めて見ると $8.4^{\circ}C$ となる。測定地域中央附近にある土橋の傍に $21^{\circ}C$ の湧泉があり、橋下の川中に炭酸ガスの気泡を認める。地温分布を見ると、この附近を中心とした高温部がある外、 $9^{\circ}C$ 以上の部分が略々谷の方向に排列している。比所ではラドン法及びガイガー計数管法による放射能探査や自然電位の測定等も行なつたが、総合的な推論を以て再びこの地温分布を眺めて見ると、土地の乾湿や土壌粒子の粗さ及び表土層下の岩磐面の起伏等も、地温分布に影響を与えている様に見える。

第1図 兵庫縣西宮市塩瀬地温分布(深さ1m)

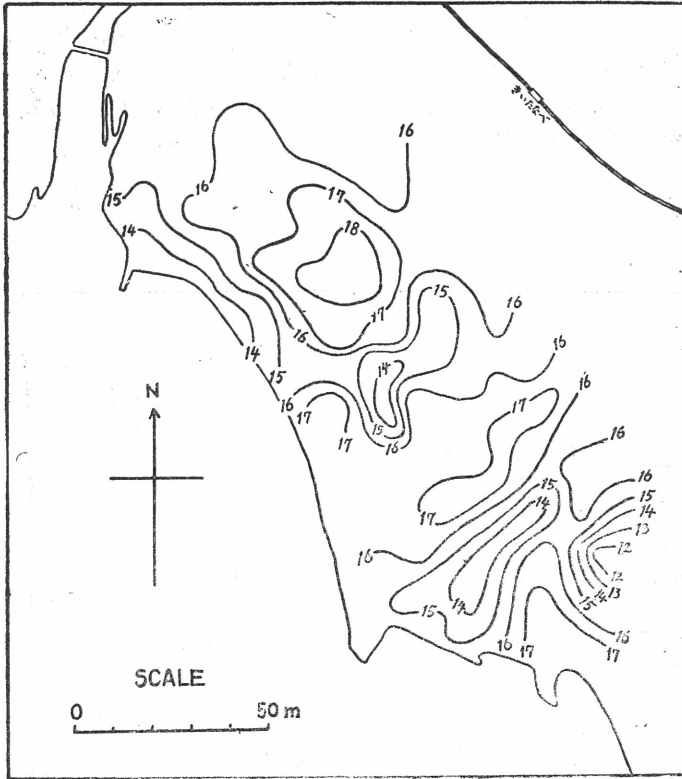


引続いて行なつた西宮市山口町南部に於ける測定では、距離間隔10mの網目状に測点を配置して深さ1mの温度を計つたが、146点の平均値は $8.56^{\circ}C$ となり、この地の標準温度より $0.2^{\circ}C$ 程高い事になる。この地は有馬温泉の北約2kmの距離にあり、又近傍の井戸水に著しく塩分の多いことも考を合せると、温泉の可能性のある地域と言えるかも知れないが、温度分布には纏まつた傾向は見出せない。最高最低約 $3^{\circ}C$ の相違があが、20m乃至30mの間隔で温度の高い点と低い点とが繰返えされたりして、高温部・低温部と言つた纏まりがなく、等温線が描き難い状態であつた。温泉源などに関係のない場所で地温分布を求めた場合には、恐らくこれに以た結果があらわれるものと思われる。

10m以上の深さで地温を測定する場合は出来得るならば単に最深部の温度のみでなく、途中の温度も測定して、地温が深さと共に如何に変化するかを見る事が望ましい。そして等温線のみでなく等増温率曲線を描いて見ることは結果解釈に大変役立つことがある⁴⁾。

次に和歌山縣田辺市で行なつた少し変つた例を示そう。こゝでは深さ10m迄鉄管を打込んで管内温度の深さと共に増す模様を調べた。測定箇所は9箇所であつたが、調査地域中には多くの井戸があつたので、これを利用することを考えた。井戸は地表から底まで5m乃至7.5mで、不等であつたが水底の温度を測定し、これを上記9箇所の測定から求めた平均の地温—深さ曲線を用いて各井戸の位置に於ける6m及び9mの温度を内挿もしくは外挿によつて求めた。この様にして得た深さ9mに於ける地温の水平分布は第2図に示す様になつた。(深さ6mのものは省略する)。この場合には内挿・外挿に平均の地温—深さ曲線を用いたが、補正する値の絶対値が小さかつたので、それで差支えないと思う。しかし一般には最寄の地温—深さ曲線を用いる方がよいであろう。

第2図 和歌山縣田辺市地温分布(深さ9m)



試錐井による地温分布の調査

前記の深さ1m乃至は恒温層附近の地温測定により、温泉の可能性について多少とも掘り所を得たならば、温泉探査の次の段階は小口径の試錐を行なつてもつと深い部分の温度分布を究めることである。この場合、普通の温度計の球部を包んで感度を鈍らせたものや留点温度計では、圧力の関係もあつて到底正確な測温は出来ないで、やはりサーミスター等を用いた電気的方法による事が望ましい。測定は深さ5m乃至10m毎に測温しつつ次第に深く温度計を降して行くのであるが、ある深さ毎に概ね2~3分置きに数回読みをとり、読みが一定になつた後、次の深さに進むという様にする。

表土層から岩層に入つたり、異なつた岩層に移つたりする場合には、それらの熱伝導率に應じて地温の鉛直勾配が異つてくる。又一般に同質の岩層でも深くなるほど地温勾配は小さくなる傾向が見られる。これは恐らく深くなるにつれ岩石の孔率が小になり、熱伝導率が増すため

と考えられる。

水分の多少も熱伝導率に関係し、従がつて地温勾配を左右する。この関係を明らかにするため次の様な計算を試みた。

土壤の熱伝導率はその中に含まれる粒子・水・空気のそれぞれの熱伝導率と占める体積の割合とによつて規定せられる。勿論それらの分布や排列の仕方にも関係するが、簡単のため第一近似として次の式を仮定する。

$$K = K_l \frac{U_l}{V} + K_s \frac{U_s}{V} + K_{aq} \frac{U_{aq}}{V}$$

$$= K_l (P - M) + K_s (1 - P) + K_{aq} M$$

ここにK, K_l, K_s, K_{aq}及びV, U_l, U_s, U_{aq}はそれぞれ土壤全体, 空気, 粒子, 水の熱伝導率及び体積である。又Pは孔率, Mは水の体積の全体積に対する割合

(U_{aq}/V)である。今土壤が砂質の場合を考えて土壤粒子の熱伝導率K_sとして3.62×10³(石英ガラス20°Cの時)の値を採用して、孔率が10, 20, 30, 及び40%の場合に、含水率が変わると土壤全体としての熱伝導率Kが如何に変るかを計算し、図示すると第3図の如くなる。即ち孔率が一定の場合に、含水率が大になると空隙を占める空気の体積が減少するからKは大になる。又水で飽和されているときには孔率が減ずるとKは大になる。空気, 水, 砂粒子, の熱伝導率自身も温度が上昇すれば少しづつ増すが實際上殆んど問題にならない。

結果解釈のヒント

地下深所から地表に向つて熱の流れがあるとする、恒温層以下では通常定常状態にあると見做し得るから

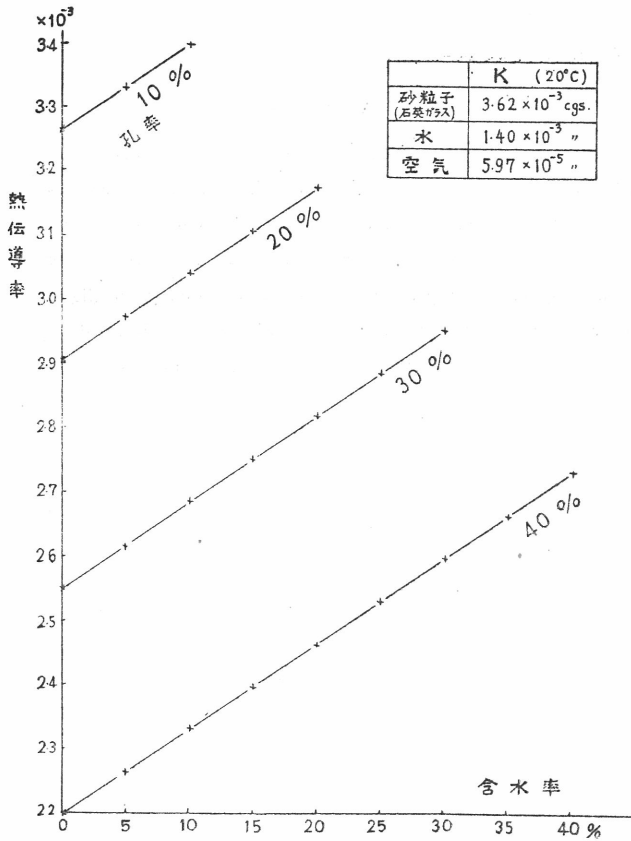
$$K \frac{d\theta}{dz} = \text{一定}$$

の関係が成立する。ここにKは熱伝導率, θは温度, Zは下向に計つた鉛直距離

で, dθ/dZは地温勾配(地温増加率)である。即ち熱伝導率と地温勾配とは逆比列する。火山, 温泉地方や油田地帯などでない所では、平均して地温勾配は深さ100mにつき約3°Cとされている。もし地下に熱源があつたり、逆に熱を吸収する源(例えば低温の水脈など)があつたりする場合はこの関係は成立しない。地層が一様な厚さな

※ 温度の1°だけ増す深さを地温増加率ということもあるが、妥当ではない。むしろ1°の深さという方がよい。又地温遞減率ともいう。いづれも地温勾配の逆数に相当する。

第 3 図



い数ヶ所の試錐井内の温度分布から推定される等温面の型が、ドーム状又は背斜状の場合は、温泉源の存在する可能性は甚だ大であり、その曲率の大小及び形から、熱源である温泉脈深さ及び傾斜方向等も大体見当付けることができる。

参 考 文 献

- 1) 福富孝治：1m深さの地中温度より温泉探査の可能性に就いて(第1報)(邦文)，北海道大学地球物理学研究報告第1号，P.1(昭和26年12月)。
- 2) 初田甚一郎：地表近くの地中空気のラドン含有量とその変化，京都大学理学部紀要B，第20巻第4号，P.302(昭和28年12日)(英文)
- 3) 初田甚一郎・浅山哲二 川棚温泉調査報告，京都大学理学部地質学鑛物学教室「学術報告」第4号，P.57(昭和20年4月)
- 4) 初田甚一郎：福井縣坂井郡吉崎村温泉調査報告，福井縣「地下資源の全貌」，P.237(昭和29年3月)

の、相異つた均質な岩層の重疊より成る場合には、各岩層毎に地温勾配は異なるのが常である。一つの地層から熱傳導率のより小さな地層に移ると地温勾配は大になる。同一の岩層でも均一でなく、深さと共に熱傳導率が小になつている場合には地温が深くなるにつれて次第に上昇が急になる傾向を示す。この様な場合と、温泉脈に近づいて温度が尻上りになつてゆく場合とを混同せない様にせねばならぬ。2ヶ所以上の試錐井資料があれば、岩質の変化と温度勾配とを見較べて判断がつく事が多い。唯一の試錐井資料のみの場合でも、上下の部分のコアに就いて熱傳導率がわかれば、これによつて決まる温度勾配と実測値との比較から判定が出来る筈である。若し多孔質の水平な地層中に相当廣い面積に至つて温泉水が滲つている様な場合には、それより上部では地温勾配は殆んど直線に近いが、平均地温勾配(3°C/100m)に比べて大である。これに反して温泉水脈の如き局部的な熱源が存在する場合には、これに近づくと共に温度の増し方が急になつてくる。若し更に深く進んで温度の増し方が鈍り、甚だしい時には温度が下つて行く様な場合は、明かに泉脈を外れていることがわかる。余り距らな

Exploration of Hot Spring by the Thermal Method.

Zin'itirô HATUDA

(Geological and Mineralogical Institute, University of Kyoto)

Method and principle of the thermal exploration of hot spring are described in this paper, in which several examples of the exploration, and experiences met by the author are also shown. Recommendation is made of carrying out thermal measurements at lower level than the depth usually adopted, 1 m from the ground surface, preferably at a level where the effect due to the seasonal variation of atmospheric temperature becomes practically negligible. Lastly, some hints are given on the interpretation of the temperature-depth curve obtained by the thermal measurement in the bore-hole of scores of meters or a hundred meters or so.