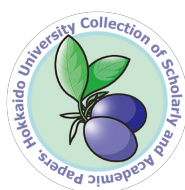




Title	地熱地域における1m深地温と75cm深平均地温勾配との関係
Author(s)	江原, 幸雄
Citation	北海道大学地球物理学研究報告, 72, 1-10
Issue Date	2009-03-15
DOI	https://doi.org/10.14943/gbhu.72.1
Doc URL	https://hdl.handle.net/2115/38141
Type	departmental bulletin paper
File Information	01_Ehara.pdf



地熱地域における 1m 深地温と 75cm 深平均地温勾配との関係

江原 幸雄

九州大学大学院工学研究院地球資源システム工学部門

(2008 年 12 月 18 日受理)

Relation between 1m depth temperature and average geothermal gradient at 75cm depth in geothermal fields

Sachio EHARA

Department of Earth Resources Engineering, Faculty of Engineering,
Kyushu University

(Received December 18, 2008)

Shallow ground temperatures such as 1m depth temperature have been measured to delineate thermal anomalies of geothermal fields and also to estimate heat discharge rates from geothermal fields. As a result, a close linear relation between 1m depth temperature and average geothermal gradient at 75cm depth has been recognized in many geothermal fields and was used to estimate conductive heat discharge rates. However, such a linear relation may show that the shallow thermal regime in geothermal fields is not conduction dominated but convection dominated. If so, estimated heat discharge rates assuming conductive heat transfer should be modified. The shallow geothermal regime in geothermal fields was reexamined to estimate heat discharge rates more exactly.

1. はじめに

地下浅層の地温は地下深部からの熱の流れと地表面からの熱の流れの収支から決定される。従って、一般に地下の熱的状态を問題にするときには、太陽放射すなわち気温の変化の影響のない深度での地温測定に基づいて議論を行なっている。ただし、地熱地域のように地下からの熱の流れが太陽放射による影響よりも大きいところでは、地下ごく浅層あるいは地表面においても、周辺地域に比べ有意な地温異常が観測され、その結果に基づいて、種々の議論がなされることになる。

さて、地下 1m 深程度の深さの地温は気温の年変化の影響を受けるが日変化の影響はほとん

ど受けない。このようなことから、地熱地域のような地表近くで地熱流体の移動があり、浅層で地温異常が予測される地域ではしばしば地下 1m 深の地温の測定がなされ、その分布形状が議論され、さらに放熱量が求められ、種々の議論が展開される。これについては、福富 (1951) 以来、多くの調査結果に基づく議論があり、さらには、温泉探査あるいは地熱探査等の実用的な調査研究にも貢献してきた。

一方、このような浅部の熱過程に関し、上述のような実用的な利用がなされる反面、基礎的課題が十分検討されずに残されたままになっている場合があり、特に、近年、1m 深地温測定が行われる機会が少なくなり、それに関する議論は極めて少ないのが現状である。

上述のような反面、近年、地熱異常の検出には赤外映像が使われることが多いが、赤外映像で地熱異常が検出されるためには、1m 深程度で地温異常が検出される場合（有意な温度異常量を 1°C とした場合、 1000mW/m^2 程度以上、江原, 1973）に比べ、はるかに地熱異常量（有意な温度異常量を 1°C とした場合、 32000mW/m^2 程度以上、Sekioka, 1983）が大きくなければならない。すなわち、1m 深地温測定でなくては検出できない地温異常というものがある。そのような意味から、1m 深地温測定の意義は依然失われていない。さらに、近年、地球温暖化あるいはヒートアイランド現象の進行に伴って、気温の上昇が明確になってきており、それに伴って、地下 1m 深程度の地温への影響が出ていることが予測され、今後、1m 深地温測定が見直されることが考えられる。

本小論では、このような 1m 深地温に関する問題で、著者がこれまで議論を行いながらも（江原ほか, 1981）未解決であった、陸上の地熱地域における 1m 深地温と 75cm 深平均地温勾配（地下 50cm 深と 1m 深における地温の差を、50cm で割った、50cm－1m 深間の平均地温勾配。以下、75cm 深平均地温勾配と呼ぶ。）の関係について改めて議論したい。特に、従来、1m 深地温異常が比較的低い領域において、1m 深地温と 75cm 深平均地温勾配との間に存在する線形関係は、その深度における熱輸送が熱伝導であることを想定していたがそのような低温領域でも、卓越する熱輸送機構は熱伝導ではなく、熱対流であり、上述の領域における従来の放熱量評価は過小であった可能性を指摘したい。

II. 1m 深地温と 75cm 深平均地温勾配との関係

温泉地域を含む地熱地域では、多くの地域で地下 1m 深の地温の測定がなされてきた。広い地域で、多数の 1m 深地温測定を行なうことは、そう簡単ではないが、個々の測定自身は容易であり、かつ安価で実施できるとともに、そのような浅層の測定においても、十分有用なデータが取得されるからであった。そして、測定あるいは測定値のデータ処理等はほぼ確立しているといつてよい（浦上, 1974）。しかしながら、この 1m 深地温測定結果の解釈において、従来十分議論されてはいない、以下のような問題点があると考えられ、地熱地域の浅層の熱の流れに関する基本的な問題になる可能性がある。

それは地熱地域における地下数 10cm の浅層における地温異常の存在を、熱伝導だけによる

熱の流れを考慮すればよいかどうかという問題である。なお、地表において、噴気や温泉の影響が肉眼で観察でき、地下浅層が高温になっていることが噴気あるいは温泉であることが明瞭な場合は議論の対象外とする。

ところで、上述したように、従来、地熱地域とくに温泉地域では 1m 深地温以外に 75cm 深平均地温勾配を算出し、これに当該土壌の熱伝導率を掛け、その地点における伝導熱流量を求めるとともに、当該地域全体についての全伝導放熱量の算出を行ってきた。そのためには、全観測点で 1m 深と 50cm 深の地温測定値が必要であるが、フィールド作業上の簡便さのため、50cm 深の測定は一部の観測点でのみ行い、それらの結果より 1m 深地温と 75cm 深平均地温勾配との関係を求め、これより、1m 深地温から地温勾配を推定し、当該地域の全伝導放熱量を求めることが行なわれてきた。

この際、1m 深地温が 1 気圧における水の沸点より比較的低い場合は 1m 深地温と 75cm 深平均地温勾配との関係は線形関係になることが多くの地域で知られている（たとえば、浦上, 1974, Fig.1）。しかしながら、1m 深地温が比較的低層で水の沸点に近づくと、75cm 深平均地温勾配

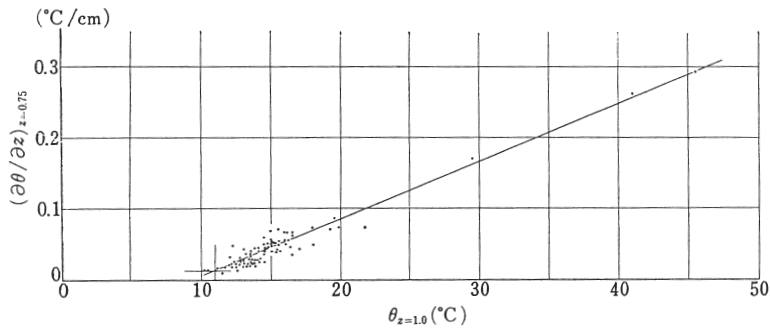


Fig. 1. An example of relation between 1m depth temperature and average geothermal gradient at 75cm depth (Nigorikawa hot spring, Hokkaido, Urakami, 1974)

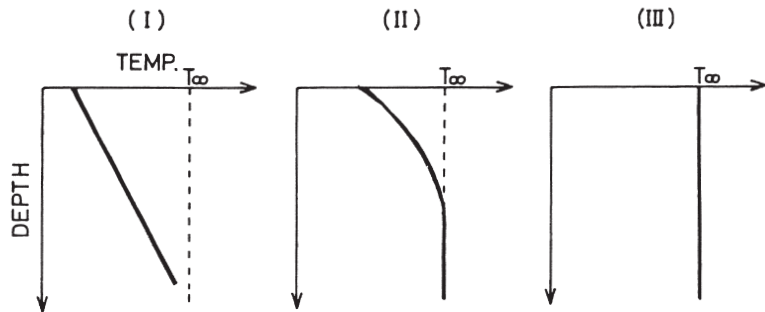


Fig. 2. Classification of the shallow underground temperature profiles in geothermal fields. T_{∞} shows the boiling point of water. I: Heat is transferred only by conduction. II: Heat is transferred by conduction and convection. III: Heat is transferred only by convection (Ehara and Okamoto, 1980).

はほぼゼロになる．すなわち，噴気流速（したがって，噴気流量）が大きく，ほとんど噴気温度を減ずることなく地表面にまで到達するような場合がそれに相当する（江原・岡本，1980，Fig.2 III）．火山の噴気地域ではこのようなことが明瞭に観察されるが，1m 深地温が水の沸点よりかなり低い温泉地域では明瞭ではない．しかしながらこのようなことが生じると，1m 深地温と 75cm 深平均地温勾配とは，比較的低い 1m 深地温の領域では右上がりの直線的な傾向を示すが，ある 1m 深地温で極大となり，さらに水の沸点に向かって急速に小さくなり，沸点でゼロに達することが予想される．

III. 噴気地域の簡単なモデルによる解釈

実は，上述の現象の基本的性質は，簡単なモデルによって説明可能である（江原・岡本，1980）．すなわち，地下浅層に地下水面があり，そこで沸騰が生じており，沸騰面では上昇する噴気（水蒸気）のみによって熱が輸送されるが，噴気が上昇するにしたがって，温度は低下し，噴気の持つ熱の損失分は熱伝導によって上方へ伝えられると考えるのである（Fig.3）．すなわち，「噴気による熱輸送」＋「熱伝導による熱輸送」＝総熱輸送量（一定）というエネルギー保存則（1）が各深度成り立っていると考えるのである．

$$\rho c_g v (T - T_{air}) + K dT/dz = \text{const} = Q_T \quad (1)$$

ただし， ρ ， c_g ， v は噴気（水蒸気）の密度，定圧比熱，上昇速度， T ， T_{air} は地中温度，気温， K は土壌の熱伝導率， z は地下方向を正に取った深度， dT/dz は地温勾配， Q_T は総熱輸送量である．

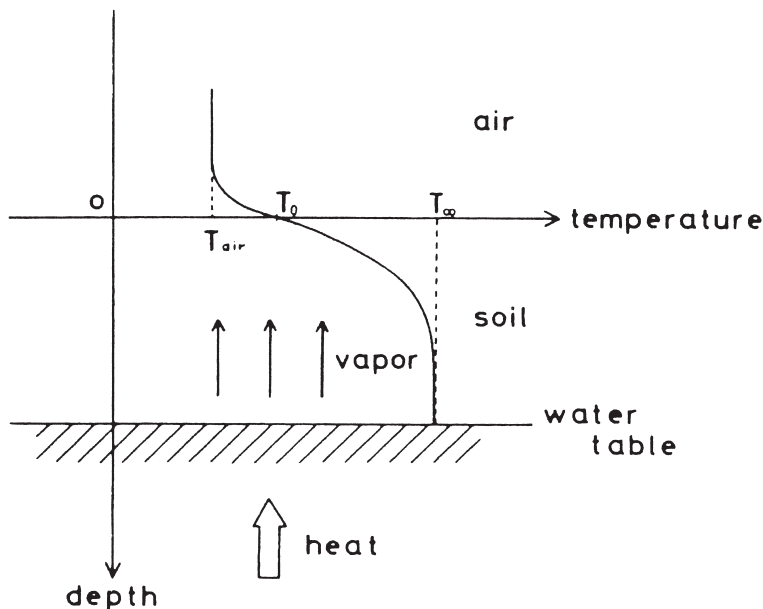


Fig. 3. Schema for steaming ground by Elder (1964)

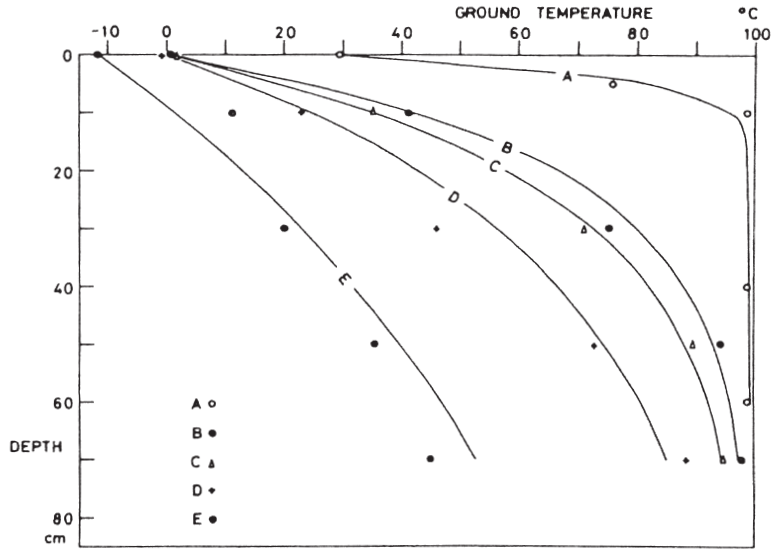


Fig. 4. Examples of shallow underground temperature profiles at different sites of a steaming ground in the Showa-shinzan geothermal area (Ehara and Okamoto, 1980).

また、質量保存則から

$$\rho v = m = \text{const} \quad (2)$$

ただし、 m は噴気の流量である。(1) 式において、地表面 $z = 0$ での境界条件としてニュートン冷却および噴気による放熱を仮定して地温分布を求めると式 (3) が得られる。

$$T(z) = Q_T \delta / K + T_{air} - (Q_T \delta / K (1 + K/H\delta)) \exp(-z/\delta) \quad (3)$$

ただし、 H は熱伝達係数、また、 $\delta = K/mcg$ 。すなわち、地温は深さに関して指数関数的に変化することを示しているが、噴気地域の実地の地温分布はよくこれを支持している (Fig.4)。さらに、75cm 深平均地温勾配を求め、1m 深地温と 75cm 深平均地温勾配との関係を求めると、上記で予想したような、1m 深地温が低い領域では、線形的関係が見られる。実際には上に凸の曲線であるが、ほぼ直線に近似される。さらに 1m 深地温が上昇するにつれて、上に凸の曲線であることが明確になり、ある温度で極大となり、その後、急激に小さくなり、沸点でゼロになる曲線を示す。

Fig.5 (a) には噴気地域において、地下からの異なる熱流量に応じた地温分布を示した。図中、 δ が小さいほど地下からの熱輸送量が大いことに対応している。Fig.5 (b) では、各深度における、熱伝導による熱輸送量 (Q_c) と熱対流 (噴気) による熱輸送量 (Q_s) との比 (Q_s/Q_c) および全熱輸送量 ($Q_T = Q_s + Q_c$) を示した。そして、Fig.5 (c) には、1m 深地温と 75cm 深平均地温勾配との関係を示した (江原ほか, 1981)。

Fig.5 (a) および (b) を比較すると、1m 深地温異常がない地域と比較して、10°C程度高温の場所 (図中、 $\delta = 1000$ 程度の領域) においても、熱伝導における熱輸送量よりも熱対流による熱輸送量が 10 倍以上大きいことを示している。一方、Fig.5 (c) を見ると、75cm 深平均地

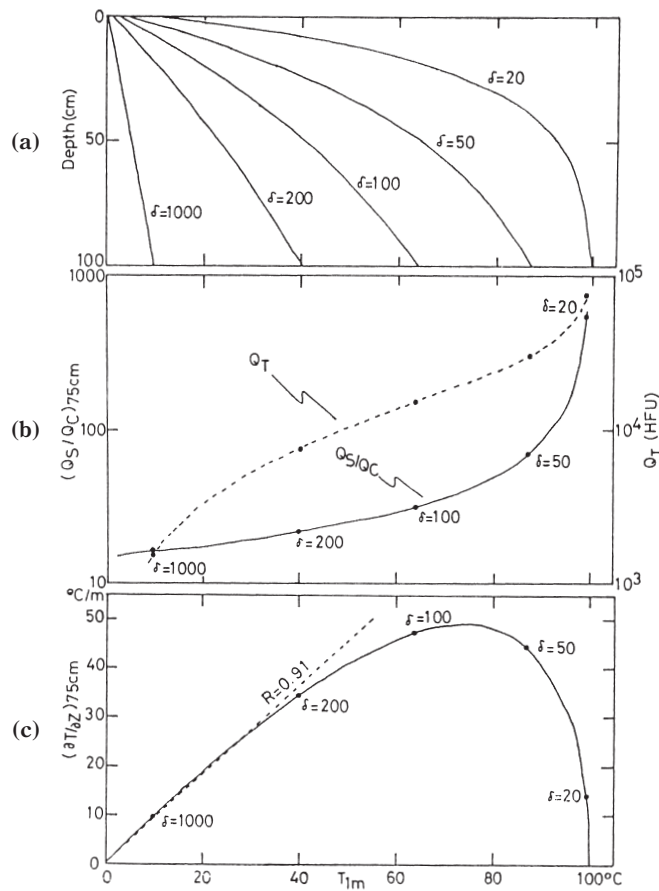


Fig. 5. Geothermal properties based on the steaming ground model by Ehara and Okamoto (1980). (a): Underground temperature distribution. (b): Total heat flow Q_T and the ratio of Q_S (heat transferred by steam) to Q_C (conductive heat flow at 75cm depth). (c): Relation between 1m depth temperature and average geothermal gradient at 75cm depth. Dashed line shows a relation obtained at several hot spring areas in Hokkaido by Fukutomi (1965).

温勾配は、1m 深地温が 40°C 程度までは、直線的に上昇し、 80°C 近くで極大を示し、その後、急激に 0 に近づくことを示している。このような上に凸の曲線は火山の噴気地域ではよく見られるものである。ところが、少なくとも肉眼で噴気が見られない温泉地域においても、低温領域に限ってではあるが、噴気地域で得られるのと量的にも全く同様な関係が見られる。すなわち、福富 (1956) は北海道のいくつかの温泉地域に関し、1m 深地温と 75cm 深平均地温勾配との平均的線形関係を示しているが、それをプロットすると、Fig.5 (c) の図中の破線となる ($R=0.91$ と示した直線)。すなわち、噴気地域で得られた 1m 深地温と 75cm 深平均地温勾配との関係式は、低温領域においては完全に温泉地域で得られたものと一致している。このことは、温泉地域で得られた直線関係は、噴気地域で得られた一般の関係の一部であると考えることができる。す

なわち、温泉地域の地温異常も、地下深部の沸騰面から蒸発する噴気によって形成されているモデルで説明することができることを示している。従って、温泉地域や火山の噴気地域の浅層地温分布は、地下ある深度における地下水面において蒸発した噴気が上昇するというモデルで第 1 次近似的には統一的に説明されることになる。このことは、従来、温泉地域のような 1m 地温異常が比較的低い地域では、地下における熱輸送は熱伝導が卓越していると考えられていたが、Fig.5 (b) の Q_s/Q_c を考えると、実は、このように 1m 深地温異常が比較的低い領域であっても、熱対流（いまの場合は噴気による熱輸送）が卓越していることを示している。このことは、実測値から得られている、総熱流量が 2kW/m^2 以下では、総熱流量に対して対流伝熱量（水蒸気による伝熱量）が占める割合が 50% 程度であったのに対し、全熱流量が 2kW/m^2 以上では、対流成分が 90% を示していることと定性的には一致している（寺田ほか, 2008）。

また、肉眼的には噴気の噴出が認められない地域における噴気の関与の可能性に関して、興味深い観測結果を示すことができる。1995 年 10 月大分県にある九重火山で水蒸気爆発が発生したが、その際、新たな噴火地点の発生の可能性を検討する必要性から、噴火口周辺で 1m 深地温測定を継続した。その際、1m 深地温が時々突発的に上昇することが観測された（江原, 2007, Fig.6）。当初、その原因が不明であったが、その後の検討の結果、1m 深地温の突発的上昇に先立って、火山灰噴出や近辺に群発地震活動が発生していることが明らかにされた。そして、このような突発的な地温の上昇は熱伝導的に考えることは困難で、群発地震等に伴う地下応力場の変動に伴い、火山体内に新たに亀裂が発達し、そこに噴気が一時的に流入したため地温が上昇したのではないかと推定された。噴気の噴出が実際に確認されたわけではないが、地表において噴気

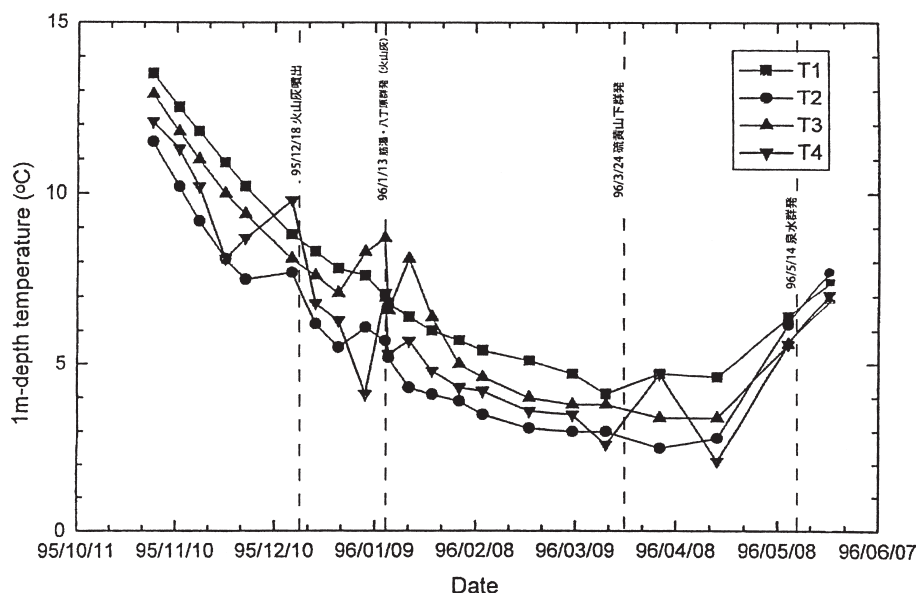


Fig. 6. Changes in 1m depth temperature at the central part of Kuju volcano after the 1995 phreatic eruption. The 1m depth temperatures often changed quickly after the ash eruption or earthquake swarms (Ehara, 2007).

噴出が肉眼的に確認されていなくとも、火山体（あるいは地熱地域）から広範囲に噴気が放出されている可能性があることを示していると考えられる。

以上のことは、従来、1m 深地温が比較的低い地熱地域においては、熱伝導が卓越しているとして評価されている熱輸送量は、過小評価されている可能性があることを示している。温泉地域を含む地熱地域では伝導熱輸送量よりも対流熱輸送量が圧倒的に大きいといわれてきたが、そのこと自体は正しいが、実は、熱伝導が卓越すると考えられた地域においても、従来評価されてこなかった対流（噴気）熱輸送量が存在しており、個々の地熱地域からの総自然放熱量は従来評価されているものよりかなり大きくなる可能性があることを示している。

地熱地域における自然放熱量の測定法は従来種々の方法が提案されているが異なる手法間の比較はあまりされてこなかった。Yuhara et al. (1981) では弱い噴気地域（噴気の放出が肉眼では認められない程度）においていくつかの手法が検討され、その結果、伝導輸送量（この場合は 75cm 深における伝導熱流量だけでなく、さらに浅い、深さ 10cm における伝導熱流量も測定された）にくらべ、噴気放熱量が 10 倍以上大きかったと報告している (Fig.7)。

以上のように、江原・岡本のモデル (1980)

は、極めて簡単なモデルであるが、温泉地域を含む地熱地域の浅部熱過程を、基本的によく説明しているのではないかと考えられる。一方、近年においても、噴気による放熱量測定法開発の努力は続けられてきており、種々の測定法が新たに提案されている（たとえば、Hochstein and Bromely, 2005; Terada et al., 2008; 寺田ほか, 2008）。

本報告で示したように、従来、熱伝導が卓越すると考えられる地域でも、実は噴気による熱輸送もかなりの程度存在しているのではないかと考えられる。もしそれが事実であれば、従来評価されてきた熱輸送量よりも多くの熱が放出されていることになり、今までの議論を修正する必要がある。したがって、噴気地域地下の浅部熱過程のさらなるモデル化と実測値による検証が必要ではないかと考えられる。

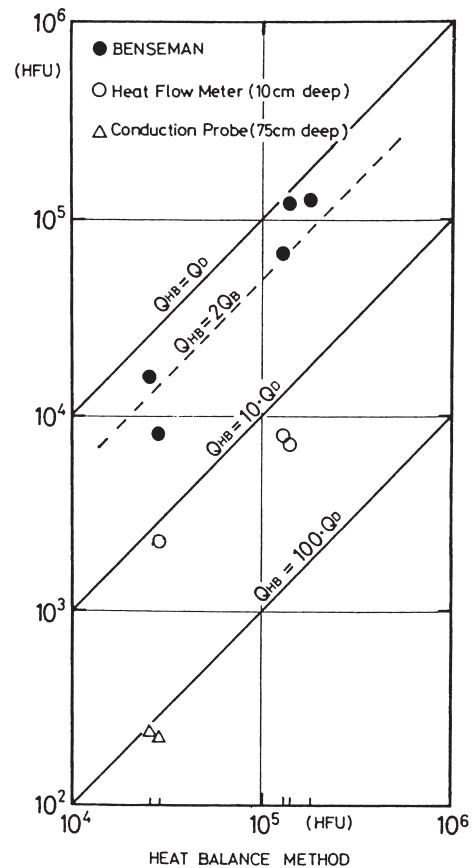


Fig. 7. Relation between the heat flows obtained by the heat balance method (Q_{HB}) and those obtained by other methods (Q_O). ●=convective heat flow obtained by Benseman's method (Q_B); ○=conductive heat flow at a depth of 10cm; △= conductive heat flow at a depth of 75cm (Yuhara et al., 1981).

IV. おわりに

地下 1m 深の地温は従来から温泉地域を始めとする地熱地域で行われてきた。そして、その結果は、地熱地域の浅部熱過程の理解という基礎的側面だけではなく、地熱資源量評価という実用的側面としても使われてきており、極めて有用なものであった。しかしながら、本小論で述べたように、基礎的な課題においても未解決の問題が残っている可能性がある。本小論で提案したことが正しければ、1m 深地温が比較的低温の領域では、従来考えられているよりも、遙かに多くの熱が放出されていることになる。それによって、地熱地域からの熱放出の議論が変わってきくことも考えられる。近年、噴気地域からの放熱量測定の新しい手法も提案されつつある。噴気地域からの放熱量測定の実用的な手法が提案されてから (Benseman, 1959), 半世紀近く立った現在でも、上述のように新しい手法の開発がなされている。すなわち、噴気地域からの熱放出の問題はまさに古くて新しい問題と考えられる。

謝辞 笠原稔教授とは北海道内の火山観測だけでなく、伊豆大島三原山や小笠原硫黄島などでもご一緒する機会があり、地温測定を含め火山観測では多くを学ばせて頂いた。笠原教授に心から感謝申し上げたい。

文 献

- Benzeman, R.F., 1959. The calorimetry of steaming ground in thermal areas, *J. Geophys. Res.*, **64**, 123-126.
- Elder, J. W., 1964. Physical processes in geothermal areas, in *Terrestrial heat flow, Geophysical Monograph 8*, edited by W. H. K. Lee, 211-239, AGU, Washington D.C.
- 江原幸雄, 1973. 活火山体地表近くの地温分布, 北海道大学地球物理学研究報告, **30**, 15-32.
- 江原幸雄, 2007. 火山の熱システム—九重火山の熱システムと火山エネルギーの利用—, 権歌書房, 193pp.
- 江原幸雄・岡本 純, 1980. 噴気地からの放熱量の推定, 日本地熱学会誌, **2**, 13-27.
- 江原幸雄・湯原浩三・野田徹郎, 1981. 九重硫黄山からの放熱量・噴出水量・火山ガス放出量とそれらから推定される熱水系と火山ガスの起源, 火山, **28**, 35-56.
- 福富孝治, 1951. 1m 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. 1m 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.
- 福富孝治, 1965. 地下水起源の温泉の温度, 北海道大学地球物理学研究報告, **13**, 53-70.
- Terada, A., H. Oshima, S. Yoshikawa and T. Kagiya, 2008. Ice Box Calorimetry: A useful method for estimating heat and water discharge rates through steaming ground, *Earth, Planets and Space*, **60**, 699-703.
- 寺田曉彦・大島弘光・吉川 慎・鍵山恒臣, 2008. 氷を用いた噴気地からの熱および水放出量の測定—室内実験および野外観測による検証—, 日本地熱学会平成 20 年度学術講演会講演要旨集, B6.
- Hochstein, M. and C. Bromley, 2005. Measurement of heat flux from steaming ground, *Geothermics*, **34**, 131-158.

- Sekioka, M., 1983. Proposal of a convenient version of the heat balance technique estimating heat flux on geothermal fields by means of infrared remote sensing, *Memoirs of the National Defense Academy Japan*, **23**, 95-103.
- 浦上晃二, 1974. 地温測定, 地熱調査ハンドブック, 日本地熱調査会, 5-19.
- Yuhara, K., S. Ehara and K. Tagomori, 1981. Estimation of heat discharge rates using infrared measurements by a helicopter-borne thermocamera over the geothermal areas of Unzen volcano, Japan, *J. Volcanol. Geotherm. Res.*, **9**, 99-109.