

火山活動と地形の違いによる地熱徴候の特徴：“地獄”を知る

Characteristics of geothermal manifestations derived from different styles of volcanism, focusing on “Jigoku”

田口幸洋*

*Sachihiro Taguchi**

* 福岡大学理学部地球圏科学科
Department of Earth System Science, Faculty
of Science, Fukuoka University, Fukuoka 814-
0180, Japan

Corresponding author: S. Taguchi,
staguchi@fukuoka-u.ac.jp

はじめに

日本には百以上の活火山が知られており、またそれらの火山にはしばしば、噴気帯や温泉を伴っている。このような活発な地熱活動の徴候（地熱徴候）はしばしば“地獄”と呼ばれている。九州では、長崎県の雲仙地獄、大分県の別府の地獄などがよく知られているが、阿蘇火山、九重火山、霧島火山にも多くの地獄が分布している。

地熱徴候のうち、火山体中心部の比較的標高の高い位置にある高温の火山性ガスを噴出している噴気孔は硫気孔とも呼ばれている。九重硫黄山はその例で、温度は1960年には最高508℃が記録され（Mizutani et al., 1986）、かつて昇華硫黄が採掘されていた。火山活動の中心部から数km離れると、しばしば〇〇地獄と呼ばれたりしているH₂Sガスによる腐卵臭を伴う最高100℃程度の温度の噴気活動が発達している。このような噴気活動には硫酸に富んだ酸性の温泉を伴っている。しかしながら、日本でよく見られるこのような地獄は、安山岩質火山活動に伴って発達するもので、ニュージーランドなどで見られる流紋岩質火山活動に伴う地熱徴候とはやや様相が異なっている。火山があればどこでも似たような様相を呈する地獄があるわけではなく、火山活動の違い、それに伴う地形の発達状況で地下の水理系に差がでてくるため、地熱徴候は異なった様相を呈する（Henley and Ellis, 1983）。この地熱徴候の差は意外と認識されていないように思われる。

火山活動に伴う地熱徴候の特徴を把握し、その現れ方の差を理解することは、地熱や浅熱水性金鉱床などの資源形成のメカニズム、温泉の生成機構などを正しく認識する上で重要である。以下では、流紋岩質火山活動と安

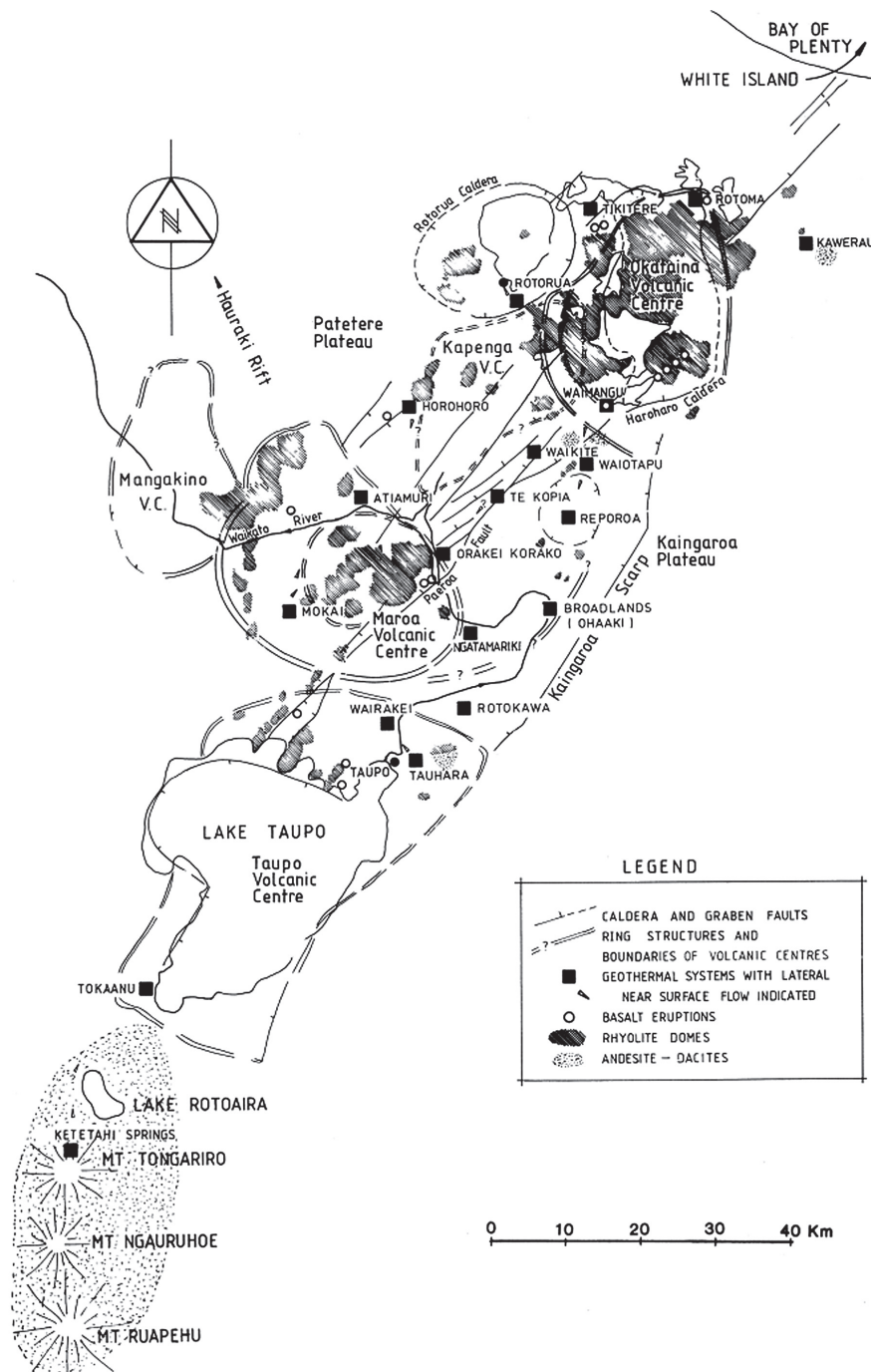
山岩質火山活動に伴ってできる地熱系の基本構造や地表徴候の違いについて認識を深めるとともに、当研究室で行ってきた地獄の調査結果などでえられた新しい知見を紹介する。

火山活動のタイプによる地熱徴候の違いと特徴

1. 珪長質火山活動に伴う地熱系の構造と地熱徴候

珪長質火山活動に伴う代表的な地熱系は、ニュージーランド北島のTaupo火山帯に発達している。Taupo火山帯は、北東－南西に伸びるTaupo-Rotorua陥没帯（地溝帯）の中に同方向に並び、Taupo湖より北側では流紋岩質火山活動が、南側では安山岩質火山活動が認められる（Cole, 1986）。ニュージーランドの地熱開発はこのうちタウポ湖より北の流紋岩質火山活動地域において行われている。その主な開発地域は、南からWairakeiおよびその周辺地域（Rotokawa, Mokaiを含む）、Broadlands-Ohaaki地域、Kawerau地域などである（第1図）。これらのほかにもOrakeikorako, Waiotapu, Waimangu, Rotoruaなど珪長質の火山に典型的な地熱徴候が観察される場所が多く分布しており、またこれらの地域は多くの人々が訪れる観光地となっている。

Taupo火山帯の珪長質火山地域の基本的な地熱系のモデルは、Henley and Ellis (1983) によりニュージーランドの地熱開発で得られたデータを元に提案された（第2図）。ニュージーランドの既開発の地熱系が発達する地域は陥没帯内にあり、地形的な起伏の差が小さい。そのため、低起伏地形（Low topographic relief）地域の地熱系とも呼ばれている。地熱開発地域の地下水位面の深度は、周囲の河川や湖などの水位面に近く、浅いという特徴を有している。周囲から地熱系の中心部にまで

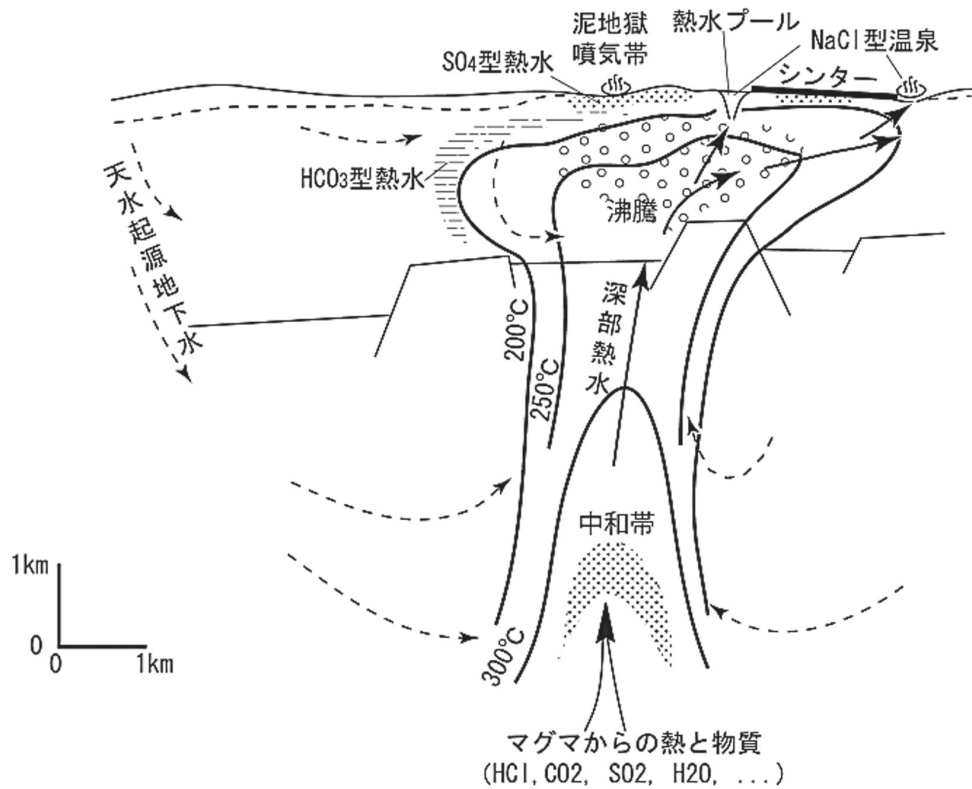


第1図. タウポ火山帯内の火山および地熱帯の分布と基本構造 (Hedenquist, 1986).

浸透した地下水は、地下深部でマグマからの熱や物質の供給を受けて酸性の熱水ができると考えられるが、周囲の岩石と反応し中和され、深部熱水と呼ばれるNaClに富むpHが中性の熱水が形成される。なお、この深部熱水に含まれる主要なガス成分は、CO₂とH₂Sである。

深部熱水は断層などに沿って深部から上昇を行う。深部熱水が上昇するにつれ、沸騰が起き気液分離がおり、気相（水蒸気、CO₂、H₂S）が地表に向けて移動する。この移動してきた気相は、噴気帯を形成し、また地表近く

の大気に富んだ地下水を加熱して、蒸気加熱水と呼ばれる熱水（温泉）を形成する。噴気地いわゆる地獄に伴う蒸気加熱水は、深部熱水の沸騰で分離されたH₂Sが酸素に富んだ地下水や表層水と反応し、H₂Sが酸化され硫酸酸性の水が形成される。そのため、Cl濃度は一般的に数mg/l程度で、SO₄濃度は数百mg/l程度、しばしば千mg/lを超え、pHは2-4程度の値を示す。このようなSO₄型の蒸気加熱水が分布する地獄では、クリストバル石、明礬石、カオリンなどからなる高度粘土化帯（Advanced



第2図. 流紋岩地域に発達する地熱系のモデル. Henley and Ellis (1983)を簡略化し、一部加筆. 上昇する深部熱水は浅くなるにつれ沸騰が起き、分離された気相（水蒸気、CO₂、H₂Sなど）は地表に向かって移動し、地表～地下浅所で地下水や地表水を加熱し蒸気加熱水（SO₄型およびHCO₃型熱水）をつくる. このような低起伏地域では地下水の水位が一般的に浅いので、深部熱水は容易に地表まで達し、熱水プール、シンター、間欠泉などの地熱徴候が形成される. また陥没帯内に発達する湖成堆積物には軽石などを含む透水性の高い地層や、泥質の低透水性の地層が発達する. そのうち、低透水性の地層はキャップロックの役割を果たし、上昇してきた熱水は高透水性の地層の中を水平方向に広がりマッシュルーム型の貯留層構造をつくる.

argillic alteration) と呼ばれる変質帯が発達する. このSO₄型の蒸気加熱水の下方にはpHが5-6程度のCO₂に富んだ熱水（HCO₃型蒸気加熱水）が形成される. このCO₂に富む蒸気加熱水は、Broadlandsでは、上昇してきたマッシュルーム型の深部熱水を取り囲むように分布しているのが確認されている（Glover and Hedenquist, 1989）.

低起伏地形の地熱系では地下水位面が非常に浅いので、上昇してきた中性のNaCl型の深部熱水は容易に地表に到達することができる. そのため、地表では安山岩質火山活動地域ではあまり認められない地熱徴候が出現する. すなわち、熱水プール（Hot pool）、珪華（ないしはシンター；sinter）および間欠泉（Geyser）などである. もちろんこれらの他に、安山岩地域の地熱系の地表徴候としてよく認められる噴気地（Steaming ground）や泥地獄（mud pool, mud volcano）なども分布している. Waiotapu地熱帯のChampagne Poolやシンターテラスは流紋岩質火山活動地域に発達する地熱徴候の代表的なものである.

Champagne Pool は約900年前の熱水性噴出口（Hydrothermal eruption crater）で、北北東系の断層

上に位置している（第3図）. プールの北3-5kmには約16万年前の二つのデイサイト溶岩ドームが分布している. Champagne Poolの直径は60-65m（写真1）、深さは62mほどあり、このプールから温度75℃のCl型の深部熱水が毎秒約20kgほど湧出している. その量はこの地域全体から湧出する量の約10%に相当していると見積もられている（Hedenquist and Henley, 1985）. また、このプールの縁には金、銀を含む砒素に富むオレンジ色の沈殿物が沈殿していることでもよく知られている（Au=80ppm, Ag=175ppm, As, Sb=各2%；Weissberg, 1969）.

Waiotapuの深部熱水は、Champagne Poolの北約2kmに位置する泥火山とChampagne Poolのほぼ中間付近から上昇し、南北に分かれ、南へ分岐した一部がChampagne Poolから湧出している（第4図）. シャンペンプールの北側では、深部熱水から沸騰により分離された水蒸気やガス成分の上昇により形成された泥火山や噴気孔が分布している. 地下での熱水の挙動は、地表に湧出した熱水や周辺に掘削された坑井で得られる熱水中の塩化物イオンと熱水のエンタルピーから判断される（第5図）. 調査井のそれらの値はほぼ一方向に配列

しており、その延長上にある170℃の浅所の蒸気加熱水（ HCO_3 型）と混合しながら深部熱水は流動していることがわかる。一方、その混合を受ける前の深部熱水はその直線の高温側にあり、熱水の地化学温度計から250℃と推定され、第5図のP1にプロットされる。P1とシャンペンプールを結んだその延長方向に蒸気のエンタルピー点があり、シャンペンプールの熱水は、深部熱水が地下浅所の浅い水（蒸気加熱水ないしは地下水）と混合を起こしながら上昇してきたのではなく、沸騰しながら湧出してきているものであることがわかる。

このような深部熱水が地表に到達すると、熱水中のシリカは地下深部では石英に飽和しているが、地表の温度環境下では非晶質シリカに対して飽和する。そのため、熱水の流路では非晶質シリカが沈殿を始め、シンターが形成される（写真2）。シンターのこのような形成機構から、活地熱帯で地表徴候としてシンターがあれば、その下には200℃程度の中性の深部熱水があると推定される。

ニュージーランドのTaupo火山帯では、このほかに大きな熱水プールのWaimanguのFlying Pan池（300m x 200m、温度は65-70℃；写真3）、活断層にそって深部熱水が上昇している様子を観察できるOrakeikorako（写真4）、RotoruaのWhakarewarewaの間欠泉（写真5）などが流紋岩質火山活動に伴う代表的な地熱徴候が観察できる場としてあげられる。

珪長質火山活動に伴う地熱貯留層の構造もまた地表徴候と同様安山岩地域とは異なる構造を呈する。陥没帯内には火砕岩類や湖成堆積物が厚く分布しており、上昇し

てきた深部熱水は、低透水性の湖成堆積物に遭遇すると平面的にひろがりマッシュルーム型の温度分布を呈する（第2図）。ワイラケイでは上部のHuka Falls層がその役割を果たしており、マッシュルーム型の200℃の等温線は直径4 kmに及んでいる（Elder, 1981）。

このような珪長質の火山活動の地熱徴候の例としては、ホットスポットの一つであるアメリカ合衆国のYellowstone国立公園もあげることができる。Yellowstoneの地熱徴候のほとんどは標高2000m以上の位置にあるが、低起伏型の地形が発達しているため、深部熱水が地表に到達し、多くの熱水プールや間欠泉、シンターを形成している。

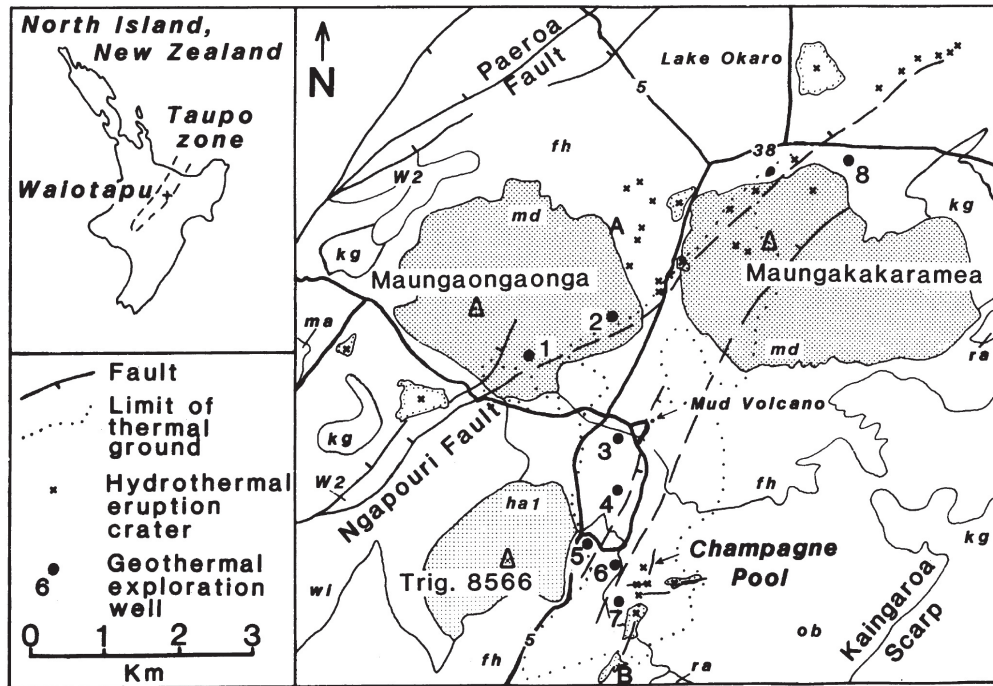
2. 安山岩質火山活動に伴う地熱系の構造と特徴

安山岩質火山活動の地熱系モデルも珪長質火山に伴う地熱系に対比してHenley and Ellis (1983) によって提示された。このような地熱系の火山体の中心部では、 CO_2 や H_2S 以外に SO_2 , HCl , HF などを含む高温の火山ガスの噴気を伴う。そのため、山頂付近にある火口湖の水や硫気孔などの噴気地では火山ガスが凝縮したり、またそれが地表付近の水に吸収され、 Cl や SO_4 イオンに富む Cl-SO_4 型の $\text{pH} < 2$ 以下の強酸性の温泉が分布している（第6図）。これはVolcanic watersと呼ばれているが（Giggenbach, 1997）、日本の温泉の分類に熱源が火山起源の温泉という意味での火山性温泉という用語があるので、ここでは火山ガス起源熱水と呼ぶ。

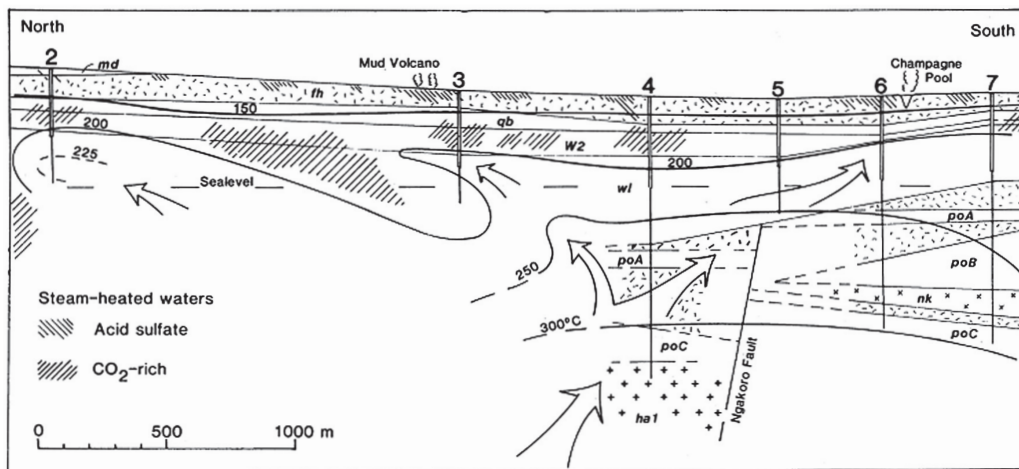
一方、地熱発電に用いられる pH が中性の NaCl 型の深部熱水は、火山体中央部の高温の火山性ガスの活動が活発な地域から数km離れた火山体の中腹の地下に位置し、地表で認められない場合が多い（Henley and Ellis,



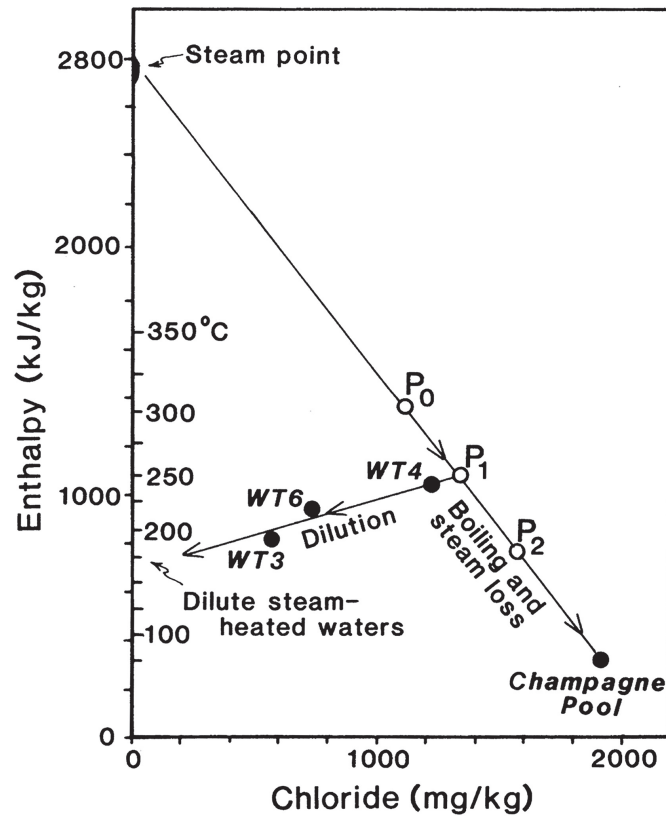
写真1. ニュージーランド、Waiotapu地熱帯のChampagneプール。このプールは900年前に生成した熱水性噴火口で、プールの直径は60数m、深さは62m。周囲の白色～淡黄色部はオーバーフローした熱水から沈殿してできたシンターで、プールの南（写真の左側）から湧出した熱水は250mほどシンターテラス上を流下しながらシリカを沈殿していく。プールの縁および流出口付近にはオレンジ色部は、金に富む砒素を主体とする沈殿物である。2003年撮影。



第3図. ワイオタプ地域の地質、断層、熱水性噴出口、および調査井の分布 (Hedenquist and Henley, 1985). 打点部の ha1, md はそれぞれ Haparangi 流紋岩、Maungakakamea デイサイト。熱水性噴出口は Ngapouri 断層にそって多く分布している。



第4図. Waiotapu 地域の N-S 地質断面図と坑井の温度分布から推定される等温線分布と熱水の流動 (Hedenquist and Browne, 1989).



第5図. Waiotapu地熱帯の坑井噴出水や地表微候の熱水のエンタルピー-Cl混合ダイアグラム. WT3, 4, 6は坑井で, 第3図の番号3, 4, 6にそれぞれ該当する. 深部熱水 (P1) が沸騰を行いながら地表に到達したのがChampagne Poolで, 坑井内の熱水はP1が地下浅所のHCO₃型の蒸気加熱水と混合しながら希釈されていく様子を示唆している (Hedenquist, 1986).



写真2. ニュージーランド, Waiotapu地熱帯のChampagne Pool から湧出した熱水がつくるシンターテラス (白色部). 撮影地点は湧出口 (写真の奥手) から約200m付近で, 水温は約20℃まで低下している. シンターテラスの横幅は約17m. 小さな段差が形成されている. シリカ含有量は湧出口で470mg/lあったものがシンターを形成してこの付近では388mg/lに減少するが, Cl⁻は蒸発効果により1956mg/lから2210mg/lへと増加している (古賀・田口, 1985). 1981年撮影.



写真3. ニュージーランドのWaimanngu地熱帯のFlying Pan池. 池の南東から北東側を望む. 正面の噴気を伴う岩石が露出している部分は, Cathedral Rocksと呼ばれている. 池の大きさは300m x 200mほどあり, 湖面にはCO₂のバブリングが認められる. 湖水の温度は65-70℃, Cl=760mg/l, pH=3.8で, 湧出量は0.12m³/secほどである (Lloyd and Keam, 1976). pH以外は周辺に産する弱アルカリ性の深部熱水とほぼ同じで, pHは分離上昇してきたH₂Sの酸化によると考えられている. なお, Waimannguの熱水活動は北東10kmにあるTarawrera火山の1886年の噴火に誘導されて起き, それ以前にはこのような熱水活動はなかったと考えられている (Lloyd and Keam, 1965). 2003年撮影.



写真4. ニュージーランド, OrakeikorakoのRainbow Faultの断層崖を流下する熱水と断層崖を覆うシンター. 断層の走向はNNE. 北から南を望む. 熱水のほとんどは湧出点で100~90℃の温度を示し, pHは7.5-9.0で, Clは250-400mg/lほど含まれている (Mahon, 1972). 2003年撮影.



写真5. ニューゼーランド, RotoruaのWhakarewarewa地熱帯の間欠泉. 中央の高く上がっているのがPohutu Geysierで熱水は20数m上がる. その左となりの小さな間欠泉はPrince of Wales Feathers Geysier. 1981年撮影.

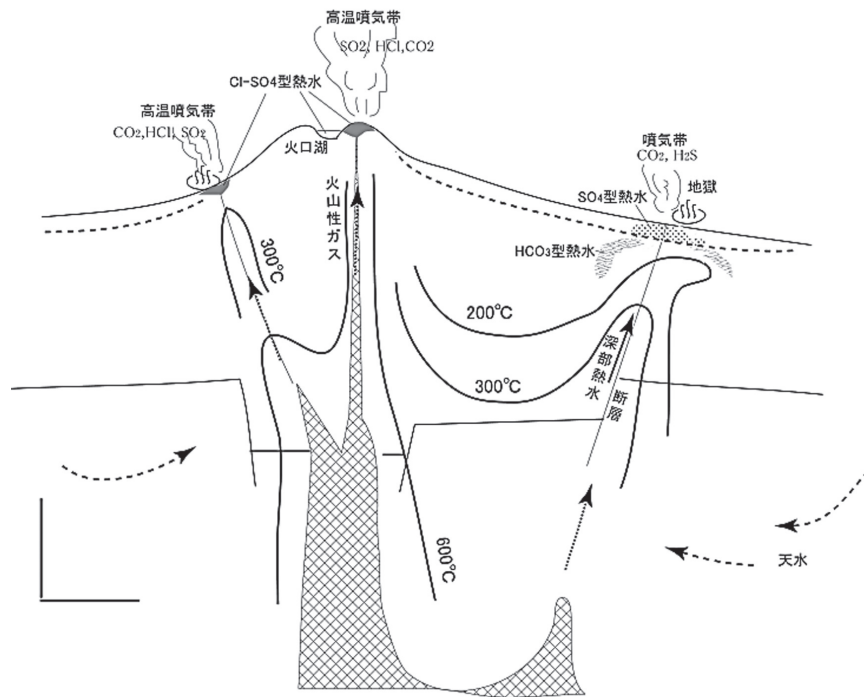
1983). このような場の深部熱水の上昇・移動は断層に沿っている場合が多く, そのため珪長質火山活動の地熱帯で見られるようなマッシュルーム型の地熱貯留層は発達せず, 貯留層は鉱脈状をなし, 断裂型地熱貯留層と呼ばれている. このような地域の深部熱水も本来火山性流体から出発し, 地下で循環してきた地表水起源の水に遭遇し酸性の火山ガスが形成されると考えられるが, それはすぐに岩石との反応で中和され, pHが中性のNaCl型の深部熱水が形成される. 成層火山では溶岩や透水性の高い火山砕屑岩類が層状をなして産するので, 火山帯中腹の地表近くでは地下水位が低いのが一般的である. たとえば霧島火山の西山腹にある大霧発電所付近では坑井内の水位は地表下600mにも達している(児玉・中島, 1988). このような状況下では, 断裂に沿って上昇する深部熱水は地表に到達できず, 地下浅所の沸騰で分離された蒸気や CO_2 , H_2S のガス成分が地表に向かって移動し, 地表徴候として噴気帯, いわゆる地獄が形成される. このような地獄の温泉水は, 地表水や地下水が蒸気成分で加熱された蒸気加熱水で, 深部熱水起源のClを欠いている. 地表の地獄付近では, H_2S が大気起源の酸素で酸化された SO_4 に富む水, SO_4 型の蒸気加熱水が形成され, その下位には HCO_3 型の蒸気加熱水が分布している(第6図). そこで, 安山岩質火山活動に伴う熱水は深部から浅部に向って火山性ガスに始まり, 水や岩石との反応, 沸騰のなど通して順次変化していく. すなわち, 第7図に示すように, 火山ガス起源熱水(強酸性Cl- SO_4 型)→深部熱水(中性Cl型)→蒸気加熱水(弱酸性 HCO_3 型)→蒸気加熱水(酸性 SO_4 型)と, Cl- SO_4 - HCO_3 三角

イアグラム上で時計回りに進化する(Giggenbach, 1997).

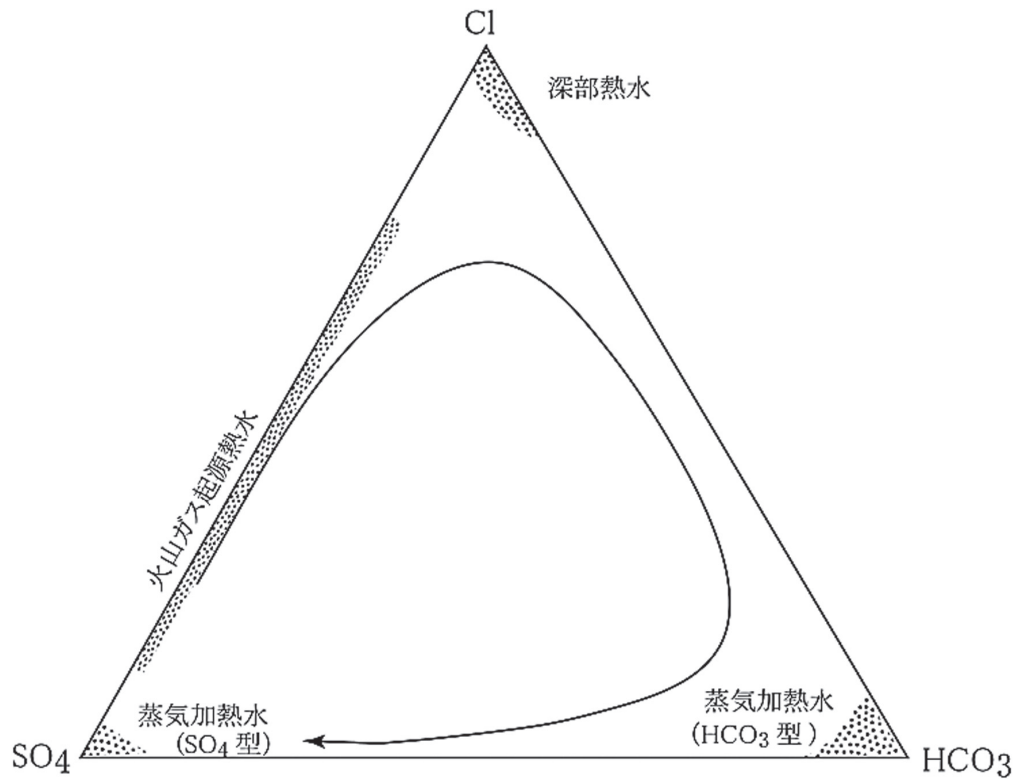
日本の地熱系のほとんどは安山岩質火山活動に伴うものである. このような例として, 九重火山(最高峰1791m)の北斜面の標高1000m前後にあるに位置する八丁原や大岳の地熱帯があげられる. 火山体中央部には九重硫黄山(写真6)があり, 1960年には508℃の高温の噴気活動があり(Mizuta et al., 1986), 1995年の噴火前でも最高温度は約320℃ほどであった. その噴気帯のガスの平均組成は $\text{H}_2\text{O}=92.2\text{wt}\%$, $\text{CO}_2=5.3\%$, $\text{H}_2\text{S}=1.7\text{wt}\%$, $\text{SO}_2=0.8\text{wt}\%$, $\text{HCl}=0.1\%$, $\text{HF}=0.002\%$ で, そこから湧出する温泉はpHは1.51で, $\text{Cl}=423\text{mg/l}$, $\text{SO}_4=3540\text{mg/l}$ である(第1表 日平温泉; 江原ほか, 1981). これはまさに火山ガス起源熱水のCl- SO_4 型の水である.

九重火山では中性の深部熱水は, 九重硫黄山から4-5km北西にある八丁原および大岳地熱帯の地下に分布しており, それらを取り出し, 地熱発電がおこなわれている(写真7). 八丁原地熱発電所の北に隣接する噴気帯の小松地獄(第8図, 写真8)では, 最高100℃弱の噴気活動が認められ, 硫酸酸性の温泉(SO_4 型蒸気加熱水, 第1表 小松地獄1及び5)が存在し, Clに富む温泉は認められない. これは, 火山体中腹部では坑井内の水位が低く, H-4号井では220mもあり(林, 1972), 地表にCl型の深部熱水が到達できないことによるものである. また, 八丁原地熱発電所の北2kmにある大岳では蒸気加熱型の HCO_3 に富む温泉(第1表 河原湯)も確認されている.

大岳, 八丁原地熱帯では噴気や温泉などの地熱徴候は多くが断層に沿って多くが分布しており(第8図), 地



第6図. 安山岩質火山活動地域の地熱系のモデル. Henley and Ellis (1983) 及びHedenquist et al. (1996) のモデルを元に断層規制を強調し, 改変.



第7図. 火山周辺の熱水のCl, SO₄, HCO₃の相対比 (mg/kg比: Giggenbach, 1997). 熱水は強酸性Cl-SO₄型の火山ガス起源熱水から, 岩石との中和反応を経て中性のCl型, さらにそれが浅所への移動の途中で沸騰を起こし, 分離された水蒸気, CO₂, H₂Sなどの気相成分が浅所の地下水を加熱して弱酸性~中性のHCO₃型の蒸気加熱水, 酸性のSO₄型の蒸気加熱水へと進化する. 火山性ガス起源熱水は硫黄の除去過程の差によりCl-SO₄上で広い範囲に分布する. これらの4つの端成分の熱水がさらに混合を起こしたりして, 多様な温泉が火山のまわりに分布する.

熱変質帯も同様である。これらのことは、地熱流体が断層による規制をうけていることを示唆している。流体包有物から推定される地下での温度の分布は270℃の高温部が、幅100m、長さ900mにわたって北西方向に伸び、NW系の断層と調和的であることが示されている (Taguchi and Nakamura, 1991)。また、開発により明らかになってきた地下での熱水のタイプ、温度、変質帯などの分布も断層と関係したものであることが明らかになり、モデルが提唱されている (馬場ほか, 1991)。このように、安山岩に伴う地熱貯留層の温度分布や形状は鉱脈型であり、珪長質火山活動に伴うマッシュルーム型に水平に広がるものと大きく異なるものであることが明らかである。

九州の地獄の研究例

ここでは福岡大学の学生による八丁原地熱帯の小松地獄の例をあげて、その地獄の成り立ちの背景について述べる。

小松地獄の八丁原地熱帯の北東に隣接し (第8図)、標高約1050m付近の小松川に沿って分布している。第8図に示すように、この地域には北西系の断層が発達し、それに沿って温泉や地獄が分布しており、小松地獄もそのようなものの一つで、大岳-八丁原地熱帯では最も活発そして大きな噴気帯である。小松地獄は幅約70m、長さ約350mほどの広がりがあるが、北側にある1997年7月におきた地滑り地では東西200mの幅がある (第9図)。

この地獄に認められる温泉は、硫酸酸性のものがほとんどであり、pH=2.24-3.25, Cl=0.56-1.51mg/l, SO₄=265-1712mg/lの値を示し (清崎ほか, 2006a)、これらはSO₄

型の蒸気加熱水であることがわかる。その例を第1表に示している。

変質鉱物の分布を第9図に示している。明礬石帯が広い範囲にわたって分布していることがわかる。なお、明礬石帯Ⅰはクリストバル石+明礬石、明礬石帯Ⅱはクリストバル石+明礬石+カオリナイトの鉱物組み合わせで、明礬石帯ⅠはⅡより酸性で安定であることを示唆している。明礬石帯位置は一般的に現在の噴気活動の分布と調和的に広がり、明礬石帯Ⅱは明礬石帯Ⅰを取り囲むように分布している。また、珪化帯には珪化帯ⅠとⅡが認められ、珪化帯Ⅰは噴気の近くに小規模分布しており、鉱物はクリストバル石を主としている。珪化帯Ⅱは石英を主とし、珪化帯Ⅰより高温で生成したものであることを示唆するが、現在の地下温度が比較的低い部分に露出している (清崎ほか, 2006a)。このような変質鉱物の産状は、これらのほとんどは現在の地熱活動 (噴気活動) 下でできたものと解しているが、珪化帯Ⅱは少なくとも現在の環境下で生成したものでなく、現在の噴気活動とは異なる時期に地下で形成されたものであることを示唆している。それが浸食により、地表に表れていると考えられる。また、珪化帯Ⅱの変質岩は溶脱珪化岩 (Vuggy silica) の様相も認められ、Cl-SO₄型の熱水活動下での強酸性下での溶脱変質作用を被った可能性があることを示唆している。

小松地獄付近の地下には明礬石帯が地下350m付近まで、さらにカオリン-パイロフィライト帯は地下1000mまでも産することが報告されている (Hayashi, 1973)。そこで、小松地獄の地表に産する明礬石の他に、地下の明礬石の産状と、硫黄の同位体比を検討した。その結果、

第1表. 九重火山周辺の地熱帯に伴う流体の化学組成.

地域	九重	九重	九重	九重	九重	九重	九重	九重
地帯	九重硫黄山	八丁原	八丁原	八丁原	八丁原	大岳	大岳	大岳
産状	温泉 (噴気帯)	温泉 (噴気帯)	温泉 (噴気帯)	坑井	坑井	温泉 (噴気帯)	坑井	温泉
名称	日平温泉	小松地獄1	小松地獄5	H-13	H-2	大岳地獄	O-7	河原湯
温度 (°C)	89	95.0	77.1			84.6		68.5
pH	1.51	2.32	3.24	7.8	3.4	4.3	8.4	5.8
Na(mg/L)	82.5	11.9	17.1	1660	1140	7.6	846	19.4
K(mg/L)	11.6	9.9	10.3	300	235	3	105	12.5
Ca(mg/L)	90.2	20.5	27.8	13.3	26.4	15.4	9.9	17.1
Mg(mg/L)	44.7	9.83	6.52	0.05	2.8	7.6	0.025	2.24
Cl(mg/L)	423	0.88	1.51	2780	1929	1	1219	11
F(mg/L)	-	0.42	0.14	5.1	-	-	-	-
SO ₄ (mg/L)	3540	1292	265	96	240	120	214	30.2
HCO ₃ (mg/L)	-	-	-	29.9	0	0.8	76	114
SiO ₂ (mg/L)	314			1010	668	91.1	425	163
出典	*1	*2	*2	*3	*3	*4	*5	*4

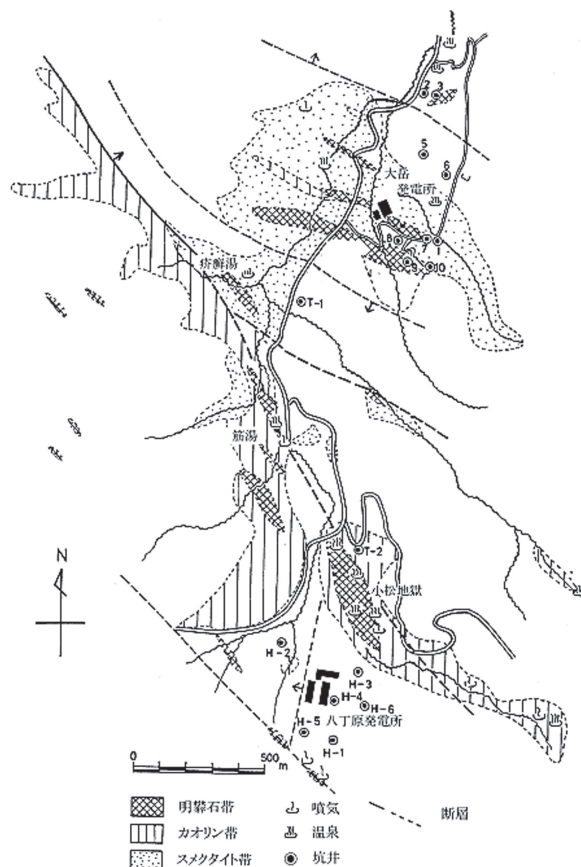
*1: 江原ほか(1981), *2: 清崎ほか(2006), *3: 島田ほか(19??), *4: 茂野ほか(1985), *5: Koga(1970)



写真6. 大分県九重硫黄山. 中央の噴気の多い付近の尾根の後ろ側が最も高温の噴気ガスが観測される. 1995年の噴火直前には約320℃ほどであった. 噴気の多い付近の谷底ではpH<2のCl-SO₄型の火山性ガス起源熱水が湧出している. 火山ガスは水蒸気, CO₂, H₂SのほかSO₂, HCl, HFなどを含む(本文参照). また, かつてはこの高温の火山ガスを石で造った煙道に通して, そこに硫黄を昇華させ採掘していた. 階段状に見えるのは, その名残である.



写真7. 大分県, 八丁原地熱発電所の5.5万KWの発電に利用されている蒸気の大気放出. 2年に1回タービンのメンテナンス時に発電に用いる蒸気が放出され, 通常, このような蒸気の放出は見られない. 八丁原地熱発電所の北東側から1984年撮影.



第8図. 大岳, 八丁原地熱帯の地熱徴候, 変質帯, 断層の分布. 地熱徴候や変質帯の分布は断層に支配されている様子がわかる. また, 地熱徴候の活発な小松地獄などではその中心部は, 明礬石やカオリナイトなどを主体とする高度粘土化帯が発達している (Hayashi, 1973 に一部加筆).

地下の明礬石にはAPS (Aluminium phosphate-sulfate minerals) 鉱物が明礬石の核に認められることが明らかとなった(第10図: 清崎ほか2006b). Aoki et al. (1993)はAPS鉱物を含む明礬石は, 高硫化系(硫黄種が高温で酸化的な火山ガスの環境下)に特徴的に産し, 蒸気加熱水の環境下では認められないことを報告している. これは, 少なくとも小松地獄の地下で産する明礬石が高硫化系の環境下で生成したものであることを示唆している. これは珪化帯Ⅱの産状と調和的である.

深度84~1238mの地下に産する明礬石の硫黄の同位体比は0.5~23.7%の間にあり, 最も浅い深度の明礬石はクリストバル石とともに産し, 硫黄の同位体比は最も軽い0.5%であった. この軽い硫黄同位体比は, 明礬石がH₂Sの酸化により生成したSO₄型の蒸気加熱水の環境下でできたものと考えられるが, それ以外の重い硫黄同位体比持つ明礬石は高温のマグマ性流体の寄与によると考えられる (清崎ほか, 2006b).

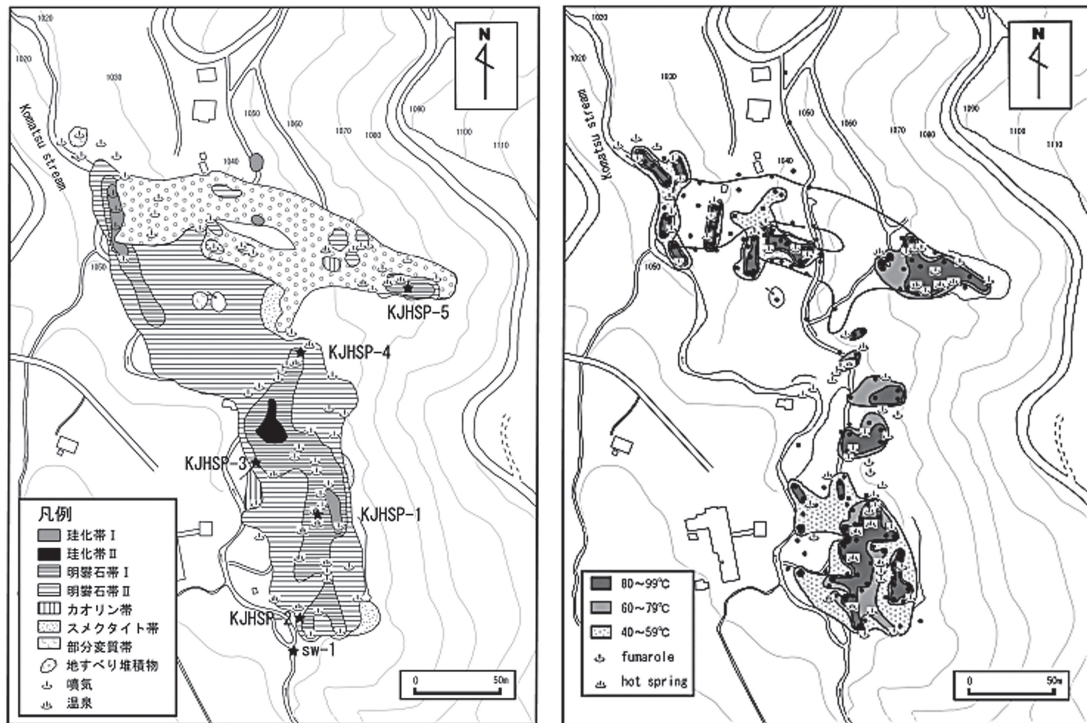
この地下深部まで酸性変質帯が発達する小松地獄の地下には, 強酸性下の高温の変質鉱物も見出される. 明礬石帯にはズニ石が, その下位のカオリン-パイロフィライト帯には, ズニ石のほかに, パイロフィライト+ダ

イアスポア, 紅柱石, トパーズなどが見出される (清崎ほか, 2006b). ズニ石 (Al₁₃Si₅O₂₀(OH)₁₈Cl) や黄玉 (Al₂FSiO₄) は高温の火山性流体に含まれるハロゲン元素をふくむこと, さらに紅柱石の地熱環境下での出現は380℃以上とされているが (Giggenbach, 1997), 紅柱石が見出された小松地獄の地下700m付近の現在の地下温度は約220℃と推定されており (田口, 1982), 少なくとも現在より160℃以上もかつては高温であったと考えられ, かつては高温の火山性流体の活動が小松地獄ではあったことが推定される.

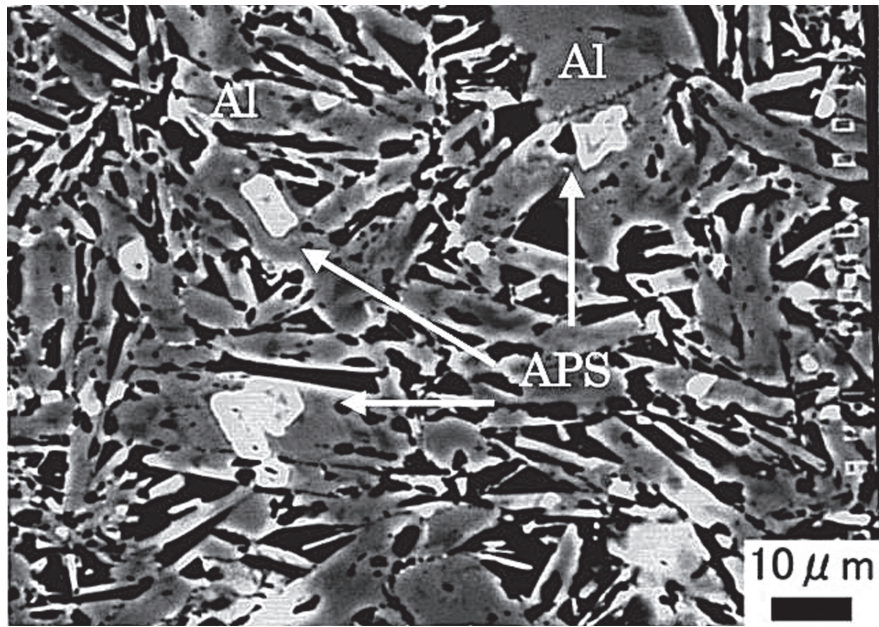
以上のことから, 八丁原地熱帯の小松地獄やその地下で認められた, 温泉, 変質鉱物の分布や産状, 硫黄の同位体比などは, 小松地獄はかつて現在九重硫黄山で認められるような高温の火山ガスの上昇通路であった (第11図). それが火山活動の中心が移動したため, かつて通路を通して深部からの熱水が上昇する場になっていると考えられる. 現在認められる小松地獄の噴気地帯の温泉は, それが沸騰を起こしてできた典型的な酸性SO₄型の蒸気加熱水である. しかし, 高温の火山ガス活動時の名残りは, 地表では珪化帯Ⅱの変質岩としてみることができ. また, 八丁原の発電に主に使われるCl型の中性



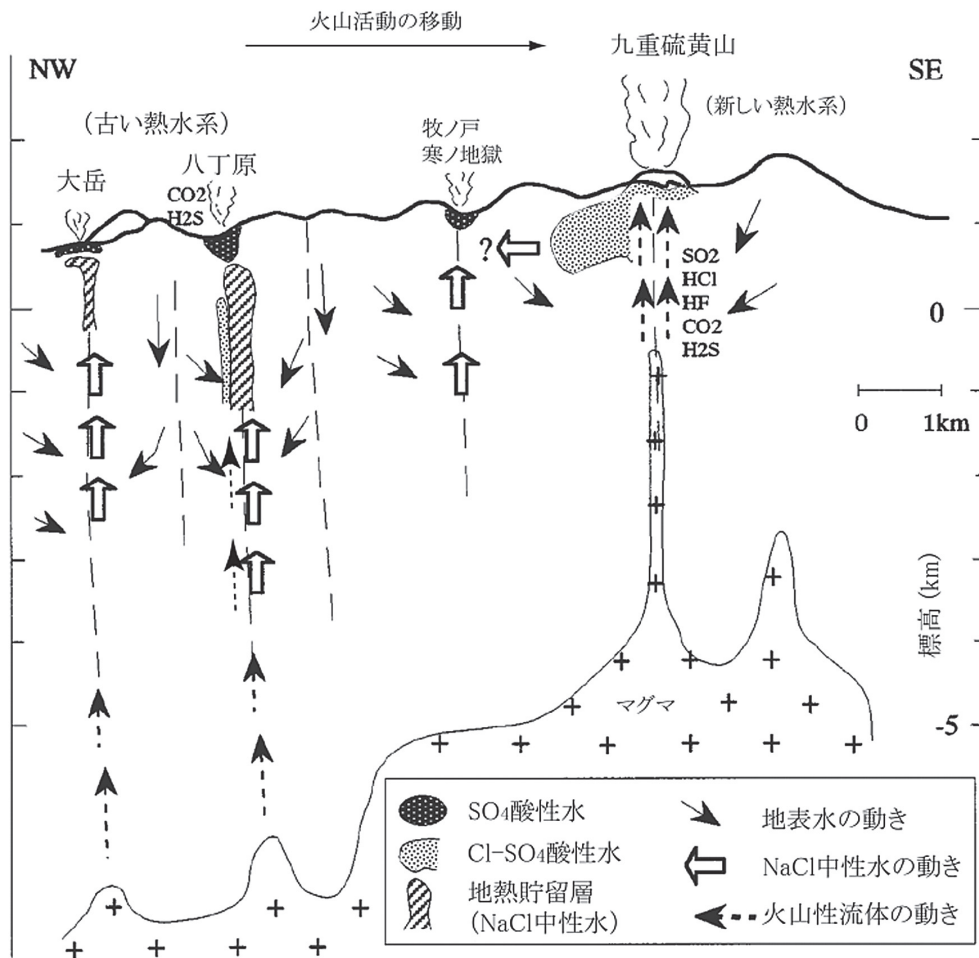
写真8. 大分県八丁原地熱帯小松地獄の噴気活動 手前には小規模の泥地獄（泥水プール）があり、バブリングが認められる。小松地獄では水のpHは2-3程度のもが多く、SO₄イオンに富んでおり、蒸気加熱水と呼ばれるタイプの熱水である。バブリングを起こしている主要な成分は水蒸気、CO₂、H₂Sである。酸性の熱水により溶脱がすすむので、地下には空洞ができる場合がある。そのような空洞は陥没を起こしたりするので、地獄の調査の際には注意が必要である。後方の噴気は陥没した地獄からの噴気である。2010年撮影。



第9図. 大分県八丁原地熱帯の小松地獄の変質分帯図（左）と50cm深地下温度分布図（右）（清崎ほか，2006aを一部改編）. 変質帯の大部分は明礬石帯（高度粘土化帯）からなることが分かる。



第10図. 八丁原HR-7号井322.0mの明礬石の反射電子像. やや暗い柱状の部分が明礬石(Al), 明礬石中の明るい部分がAluminium phosphate-sulfate minerals (APS). 清崎ほか (2006b) より抜粋.



第11図. 九重火山地域の熱水系の概念図

熱水は小松地獄の南東方向に断裂に沿った分布をしているが、小松地獄付近の地下1000m付近にも酸性の熱水が存在しており（第1表H-2）、この熱水はそのような名残であると考えられる。

九州では火山活動が東進（北部九州では南東へ）したことが知られている（井沢, 1988; Izawa and Watanabe, 2001）。九州の火山地域に認められる地獄は、現在は第6図に記された活動の状況にあっても、火山活動の中心が移動した可能性が高く、環境の異なる履歴が考えられるので、細心の注意を払って地獄を解明する必要がある。このような地獄の履歴の解明は、また地熱系の深部開発にも貢献できるものである。

文 献

- Aoki, M., Comsti, E.C., Lazo, F.B. and Matsuhisa, Y., 1993, Advanced argillic alteration and geochemistry of alunite in an evolving hydrothermal system at Baguio, Northern Luzon Philippines. *Resource Geology*, 43, 155-164.
- 馬場敬之・川副聖規・末吉喜和, 1991, 大岳・八丁原地域における坑井ク策について. *地熱*, 28, 273-296.
- Cole, J. W., 1986, Volcanism in the Taupo Volcanic Zone. *Monog. Ser. Mineral Deposits*, 26, 23-35.
- 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*, 26, 35-56.
- Elder, J., 1981, *Geothermal Systems*. Academic Press, 508p.
- Giggenbach, W.F., 1997, The origin and evolution of fluids in magmatic-hydrothermal systems. In Barnes, H.L., ed., *Geochemistry of Hydrothermal Ore Deposits*, p.737-796, John Wiley & Sons, Inc.
- 林 正雄, 1972, 大岳地熱帯開発の歴史と熱水変質について. *地質ニュース*, no. 218, 30-42.
- Hayashi, M., 1973, Hydrothermal alteration in the Otake geothermal area, Kyushu. *Journal of Japan Geothermal Energy Assoc.*, 38, 9-46.
- Hedenquist, J.W., 1986, Geothermal systems in the Taupo Volcanic Zone: Their characteristics and relation to volcanism and mineralization. In Smith, I.E.M., ed., *Late Cenozoic volcanism in New Zealand*, The Royal Society of New Zealand Bulletin, 23, 134-168.
- Hedenquist, J. W. and Henley, R. W., 1985, Hydrothermal eruptions in the Waiotapu geothermal system, New Zealand: Origin, breccias deposits and effect on precious metal mineralization. *Economic Geology*, 80, 1640-1668.
- Hedenquist, J. W. and Browne, P. R. L., 1989, The evolution of the Waiotapu geothermal system, New Zealand, based on the chemical and isotopic composition of its fluids, minerals and rocks. *Geochim. Cosmochim. Acta*, 53, 2235-2257.
- Henley, R.W. and Ellis, A. J., 1983, Geothermal systems Ancient and Modern, a geochemical review. *Earth Sci. Rev.* 19, 1-50.
- 井沢英二, 1988, 金を探す科学—菱刈金鉱床の発見とその地球科学的意味—. *科学*, 58, 15-23.
- Izawa, E. and Watanabe, K., 2001, Overview of Epithermal Gold Mineralization in Kyushu, Japan. Society of Economic Geologists Guidebook Series, 34, 11-15. In Feebrey, C. A., Hayashi, T. and Taguchi, S., eds., *Epithermal gold mineralization and modern analogues*, Kyushu, Japan. Society of Economic Geologists.
- 清崎淳子・及川和彦・田口幸洋・千葉 仁, 2006a, 大分県八丁原地熱帯小松地獄の温泉水の地球化学的特徴. *福岡大学理学集報*, 36, 15-23.
- 清崎淳子・田中加奈・田口幸洋・千葉 仁・竹内浩一・本村慶信, 2006b, 八丁原地熱帯のハイポジーン酸性変質帯—明礬石変質からの解明—. *日本地熱学会誌*, 28, 287-297.
- 児玉牧夫・中島 完, 1988, 霧島地域の地熱開発調査. *地熱*, 25, 201-230.
- Koga, A., 1970, Geochemistry of the waters discharged from drillholes in the Otake and Hatchobaru areas. *Geothermics*, Special Issue 2, 1422-1425.
- 古賀昭人・田口幸洋, 1984, ニューゼaland Waiotapu地熱帯のシリカテラス形成に伴う熱水の化学組成変化. *温泉科学*, 34, 57-63.
- Lloyd, E. F. and Keam, R. F., 1965, Waimangu, Geology, Hot Spring. In Thompson, B.N., Kermod, L.O. and Ewart A., eds., *New Zealand Volcanology, Central Volcanic Zone*, 40-46. *N.Z. Department of Scientific and Industrial Research Information Series 50*.
- Lloyd, E. F. and Keam, R. F., 1975, Waimang Hydrothermal Field. In *Excursion Guide No.55A & 56A: Volcanic and geothermal geology of the central north Island, New Zealand*. 23-26. *25th International Geological Congress*.
- Mahon, W. A. J., 1972, Chemistry of Orakeikorako hot springs waters. In Lloyd, ed., *Geology and Hot Springs of Orakeikorako*. 104-112. *New Zealand Geological Survey Bulletin 85*.
- Mizutani, Y., Hayashi, S. and Sugiura, T., 1986, Chemical and isotopic composition of fumarolic gases from Kuju-Iwoyama, Kyushu, Japan. *Geochemical Journal*, 20, 273-285.
- 茂野 博・阿部喜久男・野田徹郎, 1985, 地熱流体の化学に基づく豊肥地熱地域熱水系の概念的モデル. *地質調査所報告*, no. 264, 283-302.
- 島田寛一・藤野敏雄・古賀昭人・広渡和緒, 1985, 八丁原地熱帯の酸性熱水の成因と対策. *地熱*, 22, 276-292.
- 田口幸洋, 1982, 流体包有物の均質化温度から見た地熱帯の地下温度構造. *日本地熱学会誌*, 3, 201-211.
- Taguchi, S. and Nakamura, M., 1991, Subsurface thermal structure of the Hatchobaru geothermal system, Japan, determined by fluid inclusion study. *Geochemical Journal*, 25, 301-314.
- Weissberg, B.G., 1969, Gold-silver ore grade precipitates from New Zealand thermal waters. *Economic Geology*, 64, 95-108.

