微小地震観測に基づく地熱流体の挙動の解明—九重火山地域の例—

窪田 健二*・西島 潤**・藤光 康宏**・江原 幸雄**

Geothermal fluid flow derived from microseismic observation
—A case study of Kuju volcanic field, central Kyushu, Japan—

Kenji Kubota*, Jun Nishijima**, Yasuhiro Fujimitsu** and Sachio Ehara**

ABSTRACT

An active fumarolic field called Kuju-iwoyama exists in the central part of Kuju volcano in central Kyushu, Japan. Hatchobaru geothermal field is situated about 5 km northwest of Kuju volcano. Microearthquake activities at Kuju-iwoyama and in Hatchobaru geothermal field are very high. Since these fields are the zones where geothermal fluid ascends and flows laterally, microearthquakes may occur by geothermal activity. In this paper, we observed microearthquakes at Kuju-iwoyama and in Hatchobaru geothermal field, and investigated the relation between microearthquakes and geothermal fluid flow.

At Kuju-iwoyama, a high microearthquake activity zone exists just beneath the fumarolic area down to about 1.5 km. In Hatchobaru geothermal field, hypocenters exist at a depth of about 1 km to 4 km. We constructed a thermal conceptual model to interpret the relationship between microearthquake activity and geothermal fluid and we did numerical simulation of geothermal fluid flow in both fields and compared geothermal fluid flow with observed hypocenter distribution. As a result, most of microearthquakes occur in the upflow zone of geothermal fluid. In the upflow zone, the simulated pressure is higher than that in surroundings, so we concluded that it is easy to rise pore fluid pressure and enables microearthquakes to occur.

Key words: microearthquakes, Kuju volcanic field, geothermal fluid flow, numerical simulation, pore fluid pressure

1. はじめに

九州中部に位置する九重火山 (Fig. 1) は、20を超えるドーム状の火山体から構成されている。この地域における地熱活動は非常に活発で、特に星生山北東山麓に位置する通称九重硫黄山と呼ばれる地域では、1995年に水蒸気爆発が発生するなど、現在でも噴気放出活動が活発である。また、九重硫黄山の北西約5 kmに位置する八丁原地熱地域においても地熱活動が活発であり、地熱

発電が行われているほか、各地で温泉が湧出しており、観光地になっている。

当地域では、地下構造の解明や火山活動の把握等を目的とした様々な地球物理学的観測が行われている。その中で、微小地震観測も以前から行われており、九重硫黄山地域では噴気地帯直下の1.5 km深ほどまでに微小地震が多発するゾーンがあることが知られている (例えば、江原ほか、1990) ほか、八丁原地熱地域においても微小地震が多く発生しており、微小地震が群発して発

2005年9月29日原稿受付; 2006年2月9日受理

* 九州大学大学院工学府地球資源システム工学専攻地球熱システム学研究室 (現 財電力中央研究所)
〒270-1194 千葉県我孫子市我孫子1646

** 九州大学大学院工学研究院地球資源システム工学部門地球熱システム学研究室
〒812-8581 福岡市東区箱崎 6-10-1

Manuscript received September 29, 2005; Accepted February 9, 2006.

* Laboratory of Geothermics, Department of Earth Resources Engineering, Graduate School of Engineering, Kyushu University (presently Central Research Institute of Electric Power Industry), 1646 Abiko, Abiko-shi, Chiba 270-1194, Japan

** Laboratory of Geothermics, Department of Earth Resources Engineering, Faculty of Engineering, Kyushu University, 6-10-1 Hakozaki, Higashi-ku, Fukuoka 812-8581, Japan

生していることも度々あることが知られている(例えば, Sudo et al., 1998)。

地熱地域においては, 地下深部で熱源によって温められた地熱流体が断層等を通じて上昇し, 地熱貯留層を形成している。この地熱貯留層中における流体の挙動をモニタリングすることは非常に重要であるが, 当地域においては, 地熱活動が活発な2地域において微小地震が多く発生していることから, 微小地震観測を継続的に行うことで, 地熱流体の挙動を捉える可能性があるのではないと思われる。そこで, 本研究では, 微小地震観測から地熱流体の挙動を捉えることを目的として, 九重硫黄山地域及び八丁原地熱地域の2地域において微小地震観測を行った。

そして, 微小地震観測の結果や, 他の地球物理学的観測の結果も取り入れながらそれぞれの地域における流体流動モデルを作成し, 地熱活動と微小地震活動との関係について明らかにすることで, 微小地震観測により地熱流体の挙動がモニタリングできる可能性について議論を行った。

2. 観測地域の地質概要

2.1 九重硫黄山地域

九重火山は, 阿蘇火山の北東, 由布一鶴見火山の南西に位置し, 中部九州にある豊肥火山地域の火山活動の中で最も新しい活動が記録されている(鎌田, 1997)。そ

の中で, 星生山の北東に位置する通称九重硫黄山では噴気放出活動が常時見られている。

九重火山中心部の主要な火山活動は, 今から約30万年前(Watanabe et al., 1987)あるいは約14万年前(Kamata and Kobayashi, 1997)に開始したとされており, 有史以降の活動としては1738年, 1675年, 1662年に噴火したとされている記録があり(大森, 1918; 井村・鎌田, 1996), 最近では1995年10月に水蒸気爆発が発生した。

当地域においては, これまでに行われた微小地震観測(例えば, 江原ほか, 1990)や, MT観測(Mogi and Nakama, 1990)により, 噴気地域の直下に高温の地熱流体の上昇経路となる破碎した岩石が存在していることが示唆されている(Ehara, 1992)。

2.2 八丁原地熱地域

九重地域の地質層序は, 先第三紀の変成岩類及び花崗岩類からなる基盤上に, 第三紀火山岩類よりなる宇佐層群と呼ばれる層があり, さらに上部には更新世前期の輝石安山岩溶岩及び凝灰角礫岩よりなる豊肥火山岩類が存在し, その上部を九重火山岩類の火山噴出物が覆っている(NEDO, 1999)。その模式層序をFig. 2に示す。

当地域における断層分布図をFig. 3に示す。当地域においては主断層として八丁原断層, 小松池断層, 小松池副断層などといったNW-SE系の断層と, それらと

Fig. 1 Location map of Kuju volcanic field, central Kyushu, Japan.

Fig. 2 Generalized geological map in Kuju volcanic field (sectional view) (NEDO, 1999).

Fig. 3 Fault distribution at -500 m asl in Hatchobaru geothermal field (plan view) (NEDO, 1999).

直交する方向に NE-SW 系の断層が存在する。これらの断層周辺には破碎帯が発達しており、この部分に高温のいわゆる断層型地熱貯留層を形成している。また、約 200 m から 500 m 深における豊肥火山岩類の凝灰角礫岩は高温熱水により変質粘土化して透水性が低くなっており（例えば、真鍋・江島，1984），上昇してきた地熱流体の cap rock になっている。

3. 微小地震観測

3.1 観測及び解析方法

3.1.1 九重硫黄山地域

九州大学地球熱システム学研究室では、1985年以降当地域において定期的に微小地震観測を行っており、現在も継続して観測を行っている。現在における観測地点を Fig. 4 に示す。なお、地図中における A-region から D-region は九重硫黄山の噴気地帯の位置を示しており、その中で D-region は1995年の水蒸気爆発によって新たに形成された。当地域では、噴気地帯の直下に微小地震が多発しているゾーンがあることが知られていることから、そのゾーンを取り囲むように Pt1 から Pt3 という3点の観測点を設けてトリパタイト観測を行った。地震計は3点とも MARK PRODUCTS 社製の L-28 Geophone（固有周波数 4.5 Hz）の上下動成分を使用した。また、記録計は白山工業株式会社製の DATA-MARK LS-8000WD を使用し、サンプリング周波数を 200 Hz に設定してトリガー観測を行った。また、両地域とも GPS 受信機により 1 msec 以下の誤差で標準時刻と一致させるようにして観測を行った。

観測されたデータは、定期的にパソコンを用いて回収し、解析を行った。また、電源には乾電池と自動車用

Fig. 4 Location map of seismic stations at Kuju-iwoyama. A-, B- and C-regions are the pre-existing fumarolic fields. D-region is a new crater zone created by the eruption in 1995. The base map is a 1:25,000 topographic map issued by the Geographical Survey Institute.

バッテリーを使用し、データ回収を行うたびにそれらの交換を行うことで電源の確保に努めた。そして、2004年にはソーラーパネルを新たに設置し、バッテリー交換を行う頻度が少なくなるようにして観測を行った。

当地域においては、S-P time が1秒以上の地震は当地域外で発生したものと見なしたため、S-P time が1秒未満の地震を当地域で発生した地震として解析を行った。観測された地震のうち、3点の観測点全てにおいて P 波初動が明瞭な地震について、3点の P 波初動到達時刻及び観測点 Pt1 における S 波到達時刻を求め、これらのデータを用いて震源を求めた。震源は、10 m 間隔のグリッドサーチにより決定した。また、速度構造は江原ほか（1990）において求められた速度構造モデルを用い、マグニチュードは津村（1967）による手法を用いて求めた。

3.1.2 八丁原地熱地域

当地域における観測地点を Fig. 5 に示す。本研究では、2002年6月に八丁原地熱発電所の北東約 1 km の地点に HT1 及び HT2 という2点の観測点を設けて観測を行った。地震計は、観測点 HT1 については上下動1成分、水平動2成分の3成分地震計である MARK PRODUCTS 社製の L22E-3DL（固有周波数 2 Hz）を使用し、観測点 HT2 については九重硫黄山地域における観測と同様に、L-28 Geophone の上下動成分を使用した。また、記録計は白山工業株式会社製の DATA-

Fig. 5 Location map of seismic stations in Hatchobaru geothermal field. The base map is a 1:25,000 topographic map issued by the Geographical Survey Institute.

MARK LS-8000SH を使用し、九重硫黄山地域における観測と同様の観測条件に設定してトリガー観測を行い、観測されたデータを定期的に回収し、解析を行った。

当地域においては、S-P time が2秒未満の地震を当地域で発生した地震として解析を行った。震源は、P波初動が明瞭な地震について、観測点 HT1 に設置した3成分地震計のデータを用いて、P波初動の振幅及び地震の S-P time を用いる方法 (宇津, 2001) により求めた。観測点1点のみのデータを用いて震源を求めているため、震源決定の精度に問題があると思われるため、P波初動が明瞭であり、かつバックグラウンドノイズの小さい波形データのみを用いて震源を求めた。また、速度構造は発破により求められた九重地域の平均的な速度構造 (三浪, 1974) を用いた。

3.2 観測結果

3.2.1 九重硫黄山地域

当地域においては、2001年から2004年における観測データを用いて議論を行った。なお、期間中、定期的にデータを回収することができなかったことや、記録計に不具合があったこと等があったため、一部の期間において欠測が生じている。Fig. 6 に当地域で主に発生した地震波形の一例を、Fig. 7 に2003年8月から2004年11月における地震活動度の日別変化をまとめたものを示す。なお、Fig. 7 において矢印で示した期間はデータの欠測

Fig. 6 An example of microearthquake waveforms observed at Kuju-iwoyama.

Fig. 7 Daily frequency of seismic events from August 2003 to November 2004 at Kuju-iwoyama. Arrows show the terms we couldn't observe.

Fig. 8 Hypocenter distribution from 2001 to 2004 at Kuju-iwoyama.

期間である。また、2001年、2002年においては欠測期間が多かったこともあり、Fig. 7 には掲載していない。当地域においては、観測期間を通じて1日あたり約2.3個の微小地震が発生していた。また、地震のマグニチュードはほとんどが-1.5から0.5程度であった。

Fig. 8 に、観測期間中において当地域で発生した微小

地震の震源分布を示す。震源決定における計算上の誤差は、観測点より大きく離れた震源に関しては100 m程度の誤差があるものも見られたが、多くは20 m未満であった。図より、期間を通じて多くの地震は噴気地域の直下、深度約1.5 km以浅の部分において発生しており、一部はそれ以深である深度約2.5 kmまでにおいて発生していた。

3.2.2 八丁原地熱地域

当地域では2002年6月から2004年9月において観測を行ったので、その期間におけるデータを用いて議論を行った。なお、九重硫黄山地域における観測と同様、当地域における観測においても時々欠測が生じている。Fig. 9に当地域で主に発生した地震波形の一例を、Fig. 10に観測期間中における地震活動度の日別変化をまとめたものを示す。なお、Fig. 10において矢印で示した期間はデータの欠測期間である。当地域においては、観測期間を通じて1日あたり約9.1個の微小地震が発生していた。また、地震のマグニチュードは、九重硫黄山における結果と同様に、ほとんどが-1.5から0.5程度であった。

Fig. 11に観測期間中において当地域で発生した微小

Fig. 9 An example of microearthquake waveforms observed in Hatchobaru geothermal field.

Fig. 10 Daily frequency of seismic events from June 2002 to September 2004 in Hatchobaru geothermal field. Arrows show the terms we couldn't observe.

地震の震源分布を示す。なお、図中において原点は観測点 HT1 の位置である。図より、多くの微小地震は八丁原地熱発電所北東における深度約1~4 kmの部分（以下、震源集中域）において発生していることが明らかになった。

また、観測期間中の一部の期間において、震源集中域内で震源が徐々に浅部へと移動していく現象が見られた。Fig. 12は2002年11月1日から2002年11月8日に発生した地震の震源分布の断面図であるが、図より、期間が進むにつれて震源が徐々に浅部へと移動している様子が分かる。この震源の移動速度を求めると 3.3×10^{-3} m/sという値が求められたが、これはこれまでに求められている地熱地帯における自然対流の上昇流速である 10^{-9} m/sのオーダー（加藤ほか、1996）に比べてかなり早い。この結果より、今回観測された地震活動は、地熱活動と関連して、地熱流体が地下深部から透水性の高い部分を

Fig. 11 Hypocenter distribution from June 2002 to September 2004 in Hatchobaru geothermal field.

Fig. 12 Upward movement of hypocenters from November 1, 2002 to November 8, 2002 in Hatchobaru geothermal field.

通じて突発的に上昇してきた過程を捉えた可能性があると思われる。同様な震源の移動は2002年12月20日から2002年12月25日にかけても見られ、その際の震源の移動速度は 8.1×10^{-4} m/s と、2002年11月における結果とほぼ同じ値が得られた。このような現象が観測期間中において数回見られたことから、大量の地熱流体が地下深部から突発的に上昇することが時々あり、それを微小地震観測によって捉えることができたと推定される。

4. 流体流動モデルによる考察

微小地震観測より、両地域ともに多くの地震は地熱活動が活発なゾーンにおいて発生していたことから、微小地震活動と地熱流体の挙動との間には強い関連があることが示唆される。そこで、本研究において行った微小地震観測の結果や、その他の観測結果等を参考に、それぞれの地域において地熱流体の流動に関する数値モデルを作成し、地熱活動と微小地震活動との関連について議論を行った。なお、九重硫黄山地域における数値モデルは、1995年の水蒸気爆発前後における地熱流体の流体流動に関する数値シミュレーションの結果（福岡ほか、2004）を用いた。

数値モデルの作成には、HYDROTHERM Version 2.2 (Hayba and Ingebritsen, 1994) を用いた。HYDROTHERM は、有限差分法を用いて多相流の問題を3次元的に計算できるシミュレータであり、圧力・エンタルピーの定式化を行うことで、温度範囲0～1200℃、圧力範囲0.05～1000 MPa という広範囲の帯域を扱った計算を行うことができる。

4.1 九重硫黄山地域

4.1.1 既往の観測情報

当地域における数値モデルの作成には、当地域において行われた以下の観測結果を参考にした。

・微小地震観測

本研究において行った微小地震観測により、当地域には噴気地域の直下、深度約1.5 km までの部分に微小地震が多発しているゾーンが存在していることが明らかになった。本研究においては観測点が3点と比較的少なかったのだが、多くの観測点における計算誤差は20 m 未満であったことや、微小地震が多発しているゾーンは当地域で以前に行われた微小地震観測の結果（例えば、江原ほか、1990）における微小地震が多発しているゾーンと調和的であることから、地熱活動に関連した微小地震が多発しているゾーンを本研究における観測においても捉えているものと思われる。

また、1995年の水蒸気爆発発生前後において微小地震の発生頻度に変化が現れた。Fig. 13 に1985年から2004年における1日あたりの地震発生個数の年別変化を表したものを示す。この結果を見ると、1980年代半ばにおいては1日あたり10個以上の地震が発生してい

Fig. 13 Yearly variations in daily frequency of seismic events from 1985 to 2004 at Kuju-iwoyama.

たのが、水蒸気爆発発生以前の数年間は1日あたり1～2個程度に変化した。地震活動の低下とともに、噴気活動が活発化したことが見られたことから、微小地震活動の変化は、この地域に卓越する広域応力場である張力場が強まり、地熱流体が上昇しやすくなった一方、間隙流体圧が減少し、結果的に微小地震活動が低下したためと推定された（江原ほか、2001）。一方、水蒸気爆発以後は1日あたり6～7個程度となり、活動が活発化した。2003年以降はまた新たに活動の傾向が変化し、1日あたり1～2個程度しか発生しなくなった。

・MT 観測

MT 観測 (Mogi and Nakama, 1990) より、噴気地域直下から100 m 深程度までは比抵抗値はやや高いが、それ以深に低比抵抗ゾーンが約2 km 深まで存在していることが明らかになった。2 km 深付近まで低比抵抗ゾーンが存在していることから、この部分に高温の地熱流体が存在していることが予想され、微小地震観測の結果等と組み合わせて、このゾーンにおいて割れ目が発達し、透水性が高いことで、地熱流体が上昇していることが推定される。

・放出される水の起源

噴気として放出されている水蒸気はマグマ起源のものと天水起源のものとが混合されたものであることが知られている（例えば、風早ほか、1997）ことから、地下深部から上昇してきた高温のマグマ性流体（九重硫黄山の地下約4 km 以深に推定されているマグマから供給されていると考えられている（江原・橋本、1992））が、噴気地域直下の約1.5 km 以浅における透水性の高い部分において、流下してきた地表水と混合し、最終的に地表から放出されていると推定される。

・重力変動観測

重力変動観測（西島ほか、2002）より、水蒸気爆発発生直後（1995年10月から1996年1月）に、噴気地帯下において重力が大きく減少している（最大で100 μ gal 程度）ことが明らかになったが、これは水蒸気爆発に伴う大量の水蒸気の放出により、火山体地下は流体が質量不足になったことによるものであると推定している。一方、その後重力値は緩やかな減少を続けた後、大きな重

力増加に転じた（1999年12月から2001年5月、最大で $100 \mu\text{gal}$ 程度）が、これは質量不足となった部分に大量の地下水が周囲から流入したためであると推定される。

• 地磁気観測

地磁気観測（小澤ほか，2003）より，水蒸気爆発後，地磁気全磁力値が北側で減少し，南側で増加するという地下の冷却帯磁の傾向を示した。これは，流体が質量不足となった部分に大量の地下水が流入したという重力変動観測の結果を支持しているものであると推定される。この地磁気変化をもとに水蒸気爆発からその8年後までに獲得した磁化強度を求めると， $0.89 \sim 1.38 \text{ A/m}$ となったが，この磁化強度を獲得するために必要な温度変化量を推定するために，当地域周辺における地表の未変質岩石（九重火山噴出物及び芝やかた峠安山岩）を用いた熱消磁実験を行ったところ， $50 \sim 80^\circ\text{C}$ となった（福岡ほか，2004）。

4.1.2 数値モデル

4.1.1における観測情報をもとに，当地域における地熱流体の流体流動モデルを推定すると次のようになる。すなわち，深度約 4 km 以深に推定されているマグマから分離上昇してきた高温のマグマ性流体が，深度約 1.5 km 以浅における透水性の高い領域において流下してきた地表水と混合し，そして最終的に地表において噴気や温泉として放出されていることが推定される。一方，1995年の水蒸気爆発により大量の水蒸気が放出されることで火山体地下は流体が質量不足となり，その部分に大量の地下水が流入したことが推定される。この水蒸気爆発発生前後それぞれにおいて，数値モデルの作成を行った。Fig. 14 及び Fig. 15 に数値シミュレーションを行った範囲を示す。噴気地域を取り囲むように $5.1 \text{ km} \times 5.1 \text{ km}$ の範囲において，また深さ方向に関しては標高 1.8 km から -0.5 km までの範囲において計算を行った。境界条件については，上面については標高を考慮し，地表面では 15°C ，1気圧で固定し，透水性とした。また，側面については不透水性としたが，緩衝領域（各側面の外側にそれぞれ 5 km ずつ）を設けることで，境界による影響を少なくした。底面については，江原ほか（1992）において求められている当地域周辺の地殻熱流量分布を参考に 200 mW/m^2 の地殻熱流量を与えるとともに，不透水性とした。微小地震観測の結果等から，噴気地域直下は周囲に対して透水性が高いことが予想されるため，噴気地域直下の部分は周辺部に対して透水性を高くし，その最深部に地熱流体の流入ブロックを設定して計算を行った。周辺部に関しては第四紀火山岩が一様に広がっていると仮定して計算を行った。水蒸気爆発前後の変化を数値モデルによって表現するために，まず水蒸気爆発前までの数値モデルを，噴気地域からの放熱量をフィッティングパラメータとして試行錯誤的に計算した結果，水蒸気爆発前における当地域の自然放熱量である約 100 MW （江原ほか，2001）に対し，

Fig. 14 Numerical grid design at Kuju-iwoyama (plan view). Shaded zone shows the location of geothermal reservoir. The line shows the location of the cross section of Fig. 15, Fig. 16 and Fig. 17. The base map is a 1:25,000 topographic map issued by the Geographical Survey Institute.

Fig. 15 Numerical grid design at Kuju-iwoyama (sectional view). Shaded zone shows the location of geothermal reservoir. Injection zone of geothermal fluid is set in the deepest zone of geothermal reservoir.

計算結果では 119 MW という，ほぼ整合した結果を得ることができた。一方，水蒸気爆発後における数値モデルにおいては，噴気地域直下の一部分に地熱流体の抽出ブロックを設定することで，大量の水蒸気の放出という水蒸気爆発後の変化を再現させるようにした。また，熱消磁実験から温度低下量が $50 \sim 80^\circ\text{C}$ と見積もられたため，この値をフィッティングパラメータとして計算を試行錯誤的に行ったところ，ほぼ整合した結果を得た。Table 1 に最終的なモデルにおける岩石物性値を示す。これらのパラメータは主に江原（1990）において用いた値を参考にした。

4.1.3 シミュレーション結果及び考察

数値シミュレーションの結果による噴気地域付近の断

Table 1 Some physical parameters for the quantitative model at Kuju-iwoyama (Fukuoka et al., 2004).

Layer name	Specific heat (J/KgK)	Density (kg/m ³)	Porosity (%)	Permeability (*10 ⁻¹⁵ m ²)	Thermal conductivity (W/mK)
Geothermal reservoir	775	2450	17.5	50	1.65
Quaternary volcanic rocks	775	2450	10.0	1	1.80

Fig. 16 Simulated flow patterns of geothermal fluid at Kuju-iwoyama (sectional view). Upper: before the eruption in 1995, Lower: 8 years after the eruption.

面における水蒸気爆発発生前後の地熱流体の流動に関するフローパターンを Fig. 16 に示す。図より、噴気地域の直下に地熱流体の上昇ゾーンがあり、水蒸気爆発発生前後で比較すると、水蒸気爆発の8年後は大量の地下水が流入している様子が分かる。このフローパターンと、本研究において求めた震源分布との比較を行った結果を Fig. 17 に示す。図より、当地域で発生する多くの微小地震は、地熱流体の上昇ゾーンにおいて発生していることが分かる。また、数値シミュレーションから推定された九重硫黄山中心部（水蒸気爆発前及び水蒸気爆発の8年後）及び周辺部の圧力分布を Fig. 18 に示す。図より、中心部と周辺部との圧力分布に関して、特に浅部においては水蒸気爆発による大量の水蒸気の放出により、圧力が低下した水蒸気爆発の8年後であっても周辺部に対して中心部は圧力が数 MPa 大きくなっていることが推定された。微小地震は間隙流体圧の上昇により岩石のせん断破壊強度を低下させるために発生することが知られているが、中心部が周辺部に対して高圧になっ

Fig. 17 Comparison between the simulated flow pattern of geothermal fluid flow (8 years after the eruption) and the observed hypocenter distribution at Kuju-iwoyama.

Fig. 18 Simulated pressure profiles of fumarolic zone and surroundings at Kuju-iwoyama.

ているということは、地熱流体の上昇により間隙流体圧が上昇し、岩石のせん断強度を低下させるようなことが生じやすくなっていることを示唆しており、そのために微小地震が起りやすくなっているのではないかとと思われる。よって、噴気地域直下における、地熱流体の上昇部分においては、地熱活動の影響で微小地震が起りやすくなっていると思われる。

また、2003年以降は微小地震活動が低下傾向にあることが明らかになったが、この原因について数値シミュレーションの結果を用いて以下のように推定した。すなわち、噴気地域直下における圧力分布 (Fig. 18) を見ると、水蒸気爆発前に対して水蒸気爆発の8年後は圧

力が大きく低下している傾向になっていたが、これは水蒸気爆発による大量の水蒸気の放出によるものであると考えられる。これは、間隙流体圧が微小地震を発生させるほどには上昇しにくくなっていることを示していると予想され、このため微小地震が発生しにくくなったのではないと思われる。

4.2 八丁原地熱地域

4.2.1 既往の観測結果

・AE 観測

Nagano et al. (2000) では、当地域において1995年から1999年にかけてAE観測を実施した。観測は9点の観測点を配置して行っており、震源決定における計算上の誤差は50 m未満であり、多くは10 m未満で求まっていた。AE観測の結果と地熱活動との関連について比較するため、各深度（標高0 km, -1 km, -2 km, -3 km）における震源密度分布を作成したところ、標高-3 kmの部分に震源が集中しているゾーンが存在していたことから、この部分が深部熱水の上昇推定域であると推定した。それ以浅の部分においては、震源密度の高い箇所が線状に連続している部分があり、これが断層部分を反映していると推定し、この結果と既知の断層分布とを比較して断層分布を推定し、そして地熱発電所の生産・還元域の位置を踏まえた上で熱水流動概念図を作成した（Fig. 19）。この熱水流動概念図では、標高-3

kmに存在する深部熱水の上昇推定域から地熱流体が断層部分を通じて流動し、大岳・八丁原地熱発電所の生産域へと流動していると考えられている。

本研究では、1点の観測点のみで観測を行っているため、震源決定の精度に問題があることが考えられるため、震源誤差に対する評価を行うために、本研究における震央分布図とNagano et al. (2000) による熱水流動概念図との比較を行った。その結果をFig. 19に示す。図より、多くの地震は深部熱水の流動経路である断層近傍において発生していることが明らかになったため、本研究において観測された地震は、地熱流体が深部から断層部分を上昇している部分において発生していることが示唆され、また震源に関してもその大まかな位置は捉えられているのではないと思われる。ただし、本研究における震源集中域の位置とAE観測における深部熱水の上昇推定域の位置を比較したところ、水平的な位置に一致が見られなかったが、これは本研究における震源決定方法ではP波初動の方向をもとに決定しているが、バックグラウンドノイズの影響が完全に除去されていない等の理由で、系統的な誤差を含んでいるものになっている可能性があると思われるため、実際の震源位置が系統的に水平的に異なっている可能性も考えられる。そのため、本研究における震源集中域の位置とAE観測における深部熱水の上昇推定位置が完全には一致しなかったと思われる。よって、地熱流体はAE観測における深部熱水の上昇推定位置から断層部分を通じて上昇しており、震源集中域において発生した微小地震はこの部分において発生した微小地震を観測したものではないと思われる。

4.2.2 数値モデル

当地域における数値モデルは、4.2.1における観測情報より、AE観測から推定した熱水流動モデルをもとに作成し、この結果と本研究で求められた震源分布との比較を行った。なお、本研究において求められた震源集中域の位置とAE観測における深部熱水の上昇推定域の位置を比較したところ、水平的な位置は一致していなかったが、これは本研究における震源決定の誤差によるものが大きいと判断し、数値モデルはAE観測から推定した熱水流動モデルをもとに作成し、そしてその結果と本研究における震源分布との比較の際には、AE観測における深部熱水の上昇推定域の位置に本研究において求められた震源集中域があるものと仮定した上で両者の比較を行った。Fig. 20 及び Fig. 21 に、数値シミュレーションを行った範囲を示す。微小地震観測網を含んだ6.8 km×6.8 kmの範囲において、また深さ方向に関しては標高1.5 kmから-3 kmまでの範囲において計算を行った。その中で、熱水流動概念図に示されている断層部分においては透水性を高くした。また、熱水流動概念図による標高-3 kmの震源集中域の部分に地熱流体の流入ブロックを設定して、この部分から地熱流体が流入

Fig. 19 Comparison between the observed epicenter distribution and the conceptual model of geothermal fluid flow in Hatchobaru geothermal field (Nagano et al., 2000). Open circles and solid lines show epicenters and faults, respectively. The shaded zone is the upflow zone of deep geothermal fluid and the arrows show directions of geothermal fluid.

するようにして計算を行ったが、この部分のみからの流入では計算範囲全体にわたって十分な温度上昇が見られなかったため、この部分のほかに、八丁原地熱発電所における主要な生産ゾーンである小松池副断層などの断層部分の最深部においても地熱流体の流入ブロックを設定して計算を行った。また、当地域の浅部には高温熱水による酸性変質帯が存在しており（例えば、真鍋・江島，1984），透水性が低くなっていることが考えられるため、浅部に透水性の低いゾーンを設定して計算を行った。境界条件については、上面については標高を考慮し、地表面では15°C，1気圧で固定し，透水性とした。

Fig. 20 Numerical grid design in Hatchobaru geothermal field (plan view). Shaded zone shows faults estimated by Nagano et al. (2000). The line shows the location of the cross section of Fig. 21, Fig. 23 and Fig. 24. The base map is a 1:25,000 topographic map issued by the Geographical Survey Institute.

また、側面については不透水性としたが，緩衝領域（各側面の外側にそれぞれ5 km ずつ）を設けることで，境界による影響を少なくした。底面については，NEDO (1999) において，当地域のキュリー点深度をもとに深度3 km 付近までの地温勾配が約54°C/km であり，また熱伝導率を2 W/mK と推定していることから120 mW/m²の地殻熱流量を与えると同時に，不透水性とした。Table 2 に最終的なモデルにおける各層の岩石物性値を示す。これらのパラメータは主にNEDO (1999) において用いた値を参考にした。断層部分においては，断層に平行な方向と垂直な方向それぞれにおいて透水係数を変え，また深さごとに岩石物性値を変更させて計算を行った。周辺の坑井の温度分布とのフィッティングを行いながら，試行錯誤的に計算を行ったところ（Fig. 22），ほぼ整合した結果を得ることができた。

Fig. 21 Numerical grid design in Hatchobaru geothermal field (sectional view). The numbers correspond to those of Table 2. Shaded zone shows the location of faults. Injection zones of geothermal fluid are set in the deepest zone of some faults.

Table 2 Some physical parameters for the quantitative model in Hatchobaru geothermal field. The numbers are same as those of Fig. 21.

Number	Specific heat (J/KgK))	Density (kg/m ³)	Porosity (%)	Thermal conductivity (W/mK)	Permeability (*10 ⁻¹⁵ m ²)		
					x-direction	y-direction	z-direction
1	850	2500	8	2	10	10	5
2	850	2500	4	2	2	2	1
3	850	2500	6	2	5	5	2.5
4	850	2500	1	2	0.5	0.5	0.5
5	850	2500	12	2	8	80	30
6	850	2500	15	2	12	120	50
7	850	2500	12	2	80	8	30
8	850	2500	15	2	120	12	50
9	850	2500	8	2	4	20	10

Fig. 22 Comparison between measured and simulated temperature profiles of wells in natural state.

Fig. 23 Simulated flow pattern of geothermal fluid in Hatchobaru geothermal field (sectional view).

4.2.3 シミュレーション結果及び考察

Fig. 20 において太い実線で示した部分の断面における数値シミュレーションの結果による地熱流体の流動に関するフローパターンを Fig. 23 に示す。図より、地下深部から上昇してきた地熱流体が約 1 km 深まで上昇し、そこから一部が側方流動していることが分かる。九重硫黄山地域における結果では、深部から上昇してきた地熱流体の大部分がそのまま地表まで上昇していたが、当地域においては、cap rock の影響のため地表までは上昇せず側方流動しているという結果になった。このフローパターンと、本研究において求めた震源分布との比較を行った結果を Fig. 24 に示す。図より、九重硫黄山地域における結果と同様、当地域で発生する多くの微小地震は地熱流体の上昇ゾーンにおいて発生していることが分かる。また、熱水上昇部分及びその周辺部における圧力分布である Fig. 25 を見ると、こちらも九重硫黄山地域における結果と同様、微小地震が多く発生している

Fig. 24 Comparison between the simulated flow pattern of geothermal fluid flow and the observed hypocenter distribution in Hatchobaru geothermal field.

Fig. 25 Simulated pressure profiles of upflow zone of geothermal fluid and surroundings in Hatchobaru geothermal field.

部分は、周辺部に対して数 MPa 高圧になっていることが推定された。このことから、当地域においても九重硫黄山地域における微小地震と同様の理由で微小地震が発生しやすくなっていると思われる。

また、当地域においては震源が徐々に浅部へと移動していくような現象が見られたが、高圧の地熱流体が地下深部から突発的に流入することで間隙流体圧が上昇し、そのために微小地震が深部から浅部へと移動していくように発生することもありうるのではないかとと思われる。今回観測された一連の地震活動は、このような原因により発生したと思われる。

5. おわりに

九重硫黄山地域及び八丁原地熱地域において微小地震

観測を行った結果、両地域ともに微小地震が多発しているゾーンが存在していることが明らかになった。この結果と、両地域それぞれにおいて数値シミュレーションを行った結果とを比較したところ、多くの地震は地熱流体が上昇しているゾーンにおいて発生していることが明らかになった。さらに、数値シミュレーションから推定された微小地震が多発しているゾーンとその周辺部の圧力分布において、両地域ともに微小地震が多発しているゾーンは、周辺部に対して比較的高圧になっていることが示されたことから、地熱流体の上昇部分においては間隙流体圧が上昇し、岩石のせん断強度を低下させるようなことが生じやすくなっているために、微小地震が起りやすくなっていると推定した。以上より、地熱地域における微小地震の発生と地熱流体の流体挙動との間には強い関連があることを示すことができた。

また、八丁原地熱地域においては地熱流体の短期間の突発的な上昇を微小地震観測によって捉えることができたことから、微小地震観測によって地熱流体の挙動を捉えることが可能であることを示すことができたと思われる。このように、地熱流体の挙動をモニタリングできる手法として、微小地震観測は有効であることを示すことができたと思われる。

謝 辞

九重硫黄山地域及び八丁原地熱地域における微小地震観測に際しては、九州大学地球熱システム学研究室の皆様にご手伝っていただきました。また、2名の匿名の査読者には有意義なご指摘を頂きました。ここに記して感謝いたします。

参 考 文 献

- 江原幸雄 (1990) : 活動的な噴気地域下の熱過程と火山エネルギー抽出可能性の検討—九重硫黄山の例—, 日本地熱学会誌, **12**, 49–61.
- ・尾藤晃彰・大井豊樹・笠井弘幸 (1990) : 活動的な噴気地域下の微小地震活動—九重硫黄山の例—, 日本地熱学会誌, **12**, 263–281.
- ・橋本和幸 (1992) : 活動的な噴気地域の背景的熱構造—九重硫黄山の例—, 日本地熱学会誌, **14**, 205–221.
- ・藤光康宏・西島 潤 (2001) : 九重火山下の熱過程と1995年噴火前後の諸量の変化, 月刊地球, **23**, 528–534.
- Ehara, S. (1992) : Thermal structure beneath Kuju volcano, central Kyushu, Japan, *J. Volcanol. Geotherm. Res.*, **54**, 107–116.
- 福岡晃一郎・小澤正幸・江原幸雄・藤光康宏・西島 潤 (2004) : 九重火山における冷却過程のモニタリングとシミュレーション, 日本地熱学会平成16年学術講演会講演要旨集, B49.
- Hayba, D. O. and Ingebritsen, S. E. (1994) : The computer model HYDROTHERM, a three-dimensional finite-difference model to simulate ground-water flow and heat transport in the temperature range of 0 to 1200°C, *USGS Water Resources Investigation Report*, 94–4045.
- 井村隆介・鎌田浩毅 (1996) : 九重火山の歴史時代の活動記録の再検討, 地学雑誌, **105**, 208–214.
- 鎌田浩毅 (1997) : 宮原地域の地質, 地域地質調査報告, 地質調査所, 1–127.
- Kamata, H. and Kobayashi, T. (1997) : The eruptive rate and history of Kuju volcano in Japan during the past 15000 years, *J. Volcanol. Geotherm. Res.*, **76**, 163–172.
- 加藤昌治・川上純樹・花野峰行・富長勇作 (1996) : いくつかの地熱地帯での自然対流の上昇流速について—温度検層結果を用いた上昇流解析—, 日本地熱学会平成8年学術講演会講演要旨集, A33.
- 風早康平・斉藤元治・安原正也・松島善雄・篠原宏志・宮城磯治 (1997) : 平成7年度九重火山噴火に関する緊急研究成果報告書, 科学技術庁研究開発局, 73–92.
- 真鍋 孝・江島康彦 (1984) : 八丁原地熱帯における裂か型貯留層の地質構造特性および熱水系, 地熱, **21**, 107–118.
- Mogi, T. and Nakama, K. (1990) : Three dimensional structure of geothermal system in Kuju volcano and its interpretation, *Geothermal Resources Council Transaction*, **14**, 1513–1516.
- 三浪俊夫 (1974) : 九州北部に於ける地震観測についてIV, 福岡教育大学紀要, **24**, 119–131.
- Nagano, H., Saito, H., Tagomori, K., Haruguchi, K., Nagano, S. and Ehara, S. (2000) : Exploration underground structure by AE observation in the Hatchobaru geothermal area, Japan, *Proc. World Geothermal Congress 2000*, 1485–1490.
- NEDO (新エネルギー・産業技術総合開発機構) (1999) : 平成11年度地熱探査技術等検証調査 深部地熱資源調査報告書, 1–402.
- 西島 潤・江原幸雄・藤光康宏 (2002) : 九重火山における重力変動観測・GPS測定・傾斜連続観測, 月刊地球, 号外**39**, 179–186.
- 大森房吉 (1918) : 日本噴火志 (上編), 震災予防調査会報告, **86**, 203.
- 小澤正幸・福岡晃一郎・西島 潤・藤光康宏・江原幸雄 (2003) : 地磁気変化から見た九重火山地下浅部の冷却, 九大地熱・火山研究報告, **12**, 26–29.
- Sudo, Y., Ono, H., Hurst, A.W., Tsutsui, T., Mori, T., Nakaboh, M., Matsumoto, Y., Sako, M., Yoshikawa, S., Tanaka, M., Kobayashi, Y., Hashimoto, T., Hoka, T., Yamada, T., Masuda, H. and Kikuchi, S. (1998) : Seismic activity and ground deformation associated with 1995 phreatic eruption of Kuju volcano, Kyushu, Japan, *J. Volcanol. Geotherm. Res.*, **81**, 245–267.
- 津村建四郎 (1967) : 振動継続時間による地震のマグニチュードの決定, 地震, **20**, 54–56.
- 宇津徳治 (2001) : 地震学 第3版, 共立全書.
- Watanabe, K., Hayashi, M. and Fujino, T. (1987) : Fission track age of volcanoes in the Kuju volcanic region in relation to geothermal activity, *J. Geotherm. Res. Soc. Japan*, **9**, 207–217.