

# 温泉の地球化学的研究 第16報

## 湯の峯, 渡瀬, 川湯温泉 (その1)

(財)中央温泉研究所

高橋 保, 佐藤 幸二

(昭和53年7月26日)

### Geochemical Studies on Mineral Springs, XVI. Yunomine, Watase and Kawayu Spas (1)

Tamotsu TAKAHASHI and Koji SATO

Hot Spring Research Center

#### Abstract

Yunomine, Watase, and Kawayu spas of Kii Peninsula are in the distribution area of Muro group of palaeogene which consists mainly of alternation of sandstone and mudstone, and conglomeratic sandstone. These layers show monoclinical structure with general strike of NE-SW direction and NE dip. From Kawayu to Watase, quartz porphyry dyke belonging to Omine acidic igneous rocks intrudes into the layers with NNW-SSE direction and NE dip; from Watase to Yunomine the dyke does not outcrop, but its existence in shallow depth is expected. At Kawayu, one fault of E-W direction running along River Daito is inferred.

Chemically, main components of thermal water of these spas are  $\text{Na}^+$  and  $\text{HCO}_3^-$ . The thermal water of Yunomine and Kawayu outflows naturally or overflows from the wells of shallower depth, while the water of Watase is lifted up artificially from deeper wells.

From the analysis of the drilling work records in the area, it is recognized that the distribution of underground temperature is controlled by the quartz porphyry dyke, and that thermal water with higher temperature is obtained from the wells penetrating the dyke.

Mechanisms on the geothermal system of these spas are considered as follows:

Kawayu- Thermal water rises up to surface along the dyke and inferred fault.

Watase- Thermal water accompanied by the dyke is obtained by drilling, and water temperature is high when the well penetrates the dyke.

Yunomine- Thermal water accompanied by the subterranean dyke outflows passing through more permeable conglomeratic sandstone.

#### 1. ま え が き

紀伊半島中南部地方には各地に著名な温泉が知られている(第1図)。その中でも白浜温泉や湯の峰温泉は沸騰点に達するほどの高温を有しており、その生成機構とりわけ熱源の問題に関しては多くの議論がなされている。この熱源として、潜在的な第四紀火山活動に根源を求める意見と、半島中軸部および東部にかけて広く分布する新第三紀の酸性火成岩類と密接に関係しているとする意見との2つの考え方が示されている。福富(1970)はこの地域に第四紀火成岩が潜在している疑いのあることを示唆し、角(1977)はむしろ日本海と四国海盆の高熱量分布、すなわちアルプス造山(新第三紀へ現世)と関連づけて考えた方がよいと述べている。一方、中村・前田・鈴木

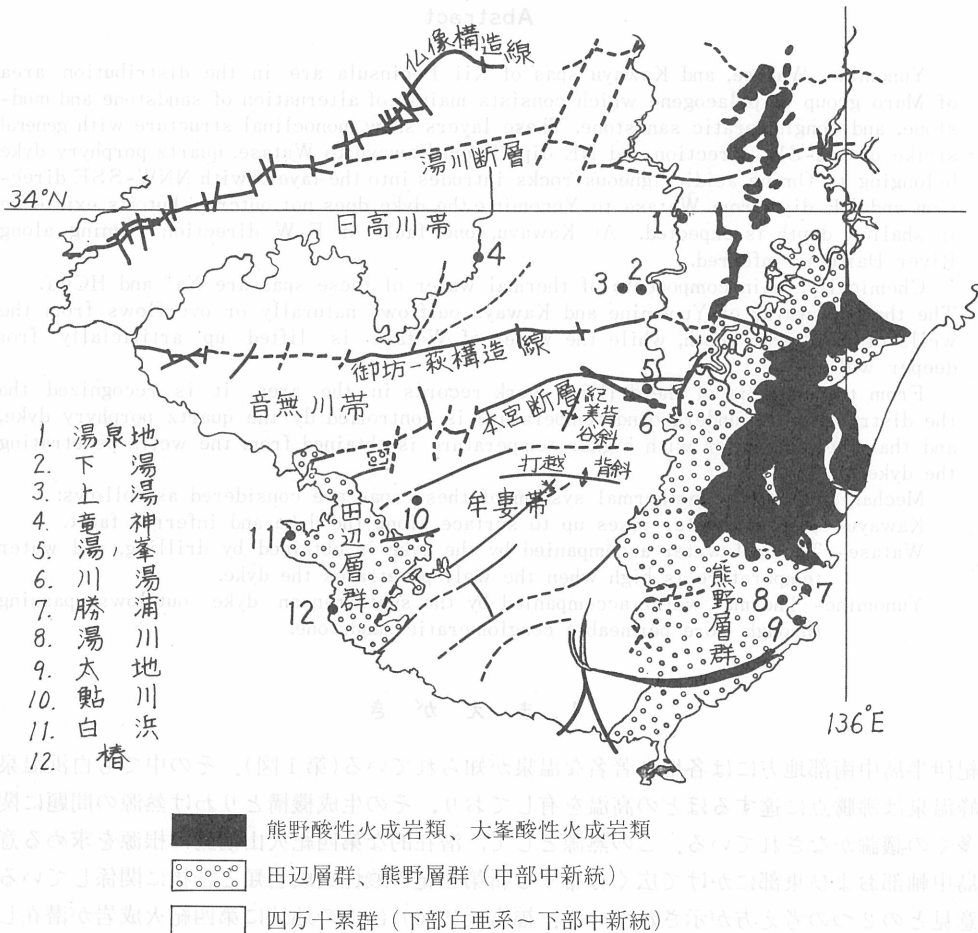
(1958)は準火山地帯ないし火山地帯における深い相の温泉と、石英斑岩の火成活動に関連ある熱水性温泉とに分類されたとしている。中村(1962)はこの地域全体の温泉の熱源を酸性火成岩類に求め、これから導かれた温泉は化学成分上3つの相異なる型に区分されると述べている。また、佐藤(1964)・高橋・田中・佐藤(1978)はそれぞれ白浜温泉、勝浦・湯川温泉が熊野酸性火成岩類の活動に起因する鉱化帯・岩脈と密接に関連していることを指摘した。

筆者らは昭和50年、51年にわたって和歌山県北東部に位置する湯の峰、川湯温泉と、両者の中間にあり近年掘さくによって温泉開発に成功した渡瀬温泉について地質学的・化学的な調査・研究を行ない、温泉の湧出機構や熱源の問題に関して検討した。

なお、これらの温泉についての従来の研究には和歌山県衛生部(1960, 1966)の報告があり、温泉と酸性火成岩類との関係を重視している。

## 2. 地質および地質構造

紀伊半島四万十累帯の地質概略と温泉の分布を第1図に示す。四万十累帯は北から日高川帯・音無川帯・牟婁帯の3つに区分されており、日高川帯と音無川帯とは御坊一萩構造線により、ま



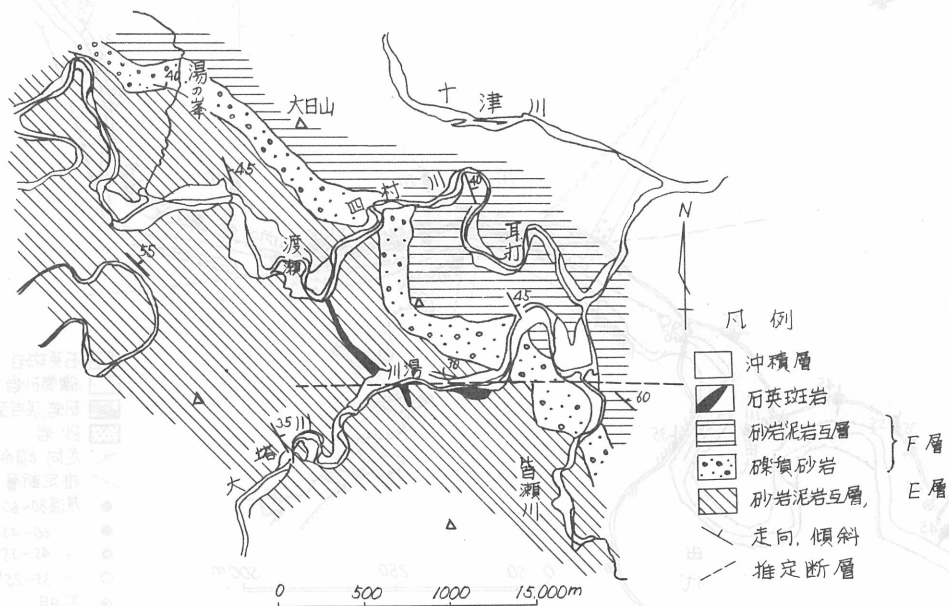
第1図 紀伊半島中南部の地質概略と温泉分布  
(紀州四万十帯団体研究グループ、1975に一部加筆)

た音無川帯と牟婁帯とは本宮断層によりそれぞれ境されている。これまでの研究から、日高川帯を構成する日高川層群は上部白亜系、音無川帯の音無川層群は始新統、牟婁帯を構成する牟婁層群は漸新統下部中新統と考えられている(紀州四万十帯団体研究グループ, 1975)。この3つの帯をなす地層を傾斜不整合におおって、中部中新統と考えられる田辺層群および熊野層群が半島西部および東部にそれぞれ分布している(棚井・水野1954)。さらに、これらを貫く酸性火成岩類が半島中軸部から東部にかけて広く分布している。この酸性火成岩類は大峰酸性火成岩類と熊野酸性火成岩類とに識別され、前者は主に侵入岩からなり、後者は陸上噴出によって形成されたものと考えられている(荒牧・羽田, 1965; 荒牧, 1965)。

湯の峯、渡瀬および川湯温泉とその周辺地域は打越背斜北翼、さらに紀美谷背斜の東翼に位置している。紀美谷背斜東翼の地層は一般に走向N40°~60°W、傾斜NE 30°~50°であるが、西翼に比してかなり複雑な地質構造をなしている。しかし、この東翼の上部層の分布域にある調査地域周辺では地層はすべてNEに傾斜する単斜構造をなしている(原田ら1967)。

紀伊半島の四万十帯のうち牟婁帯に関してはほぼ全域にわたって調査が行なわれ、その層序や地質構造についてはすでに総括されている(石上ら, 1973; 紀州四万十帯団体研究グループ, 1975)ので、本論ではその層序区分にしたがって記述をすすめる。

調査地域には牟婁層群上部層のE層<sup>\*1</sup>下部およびF層<sup>\*2</sup>下部が分布している(第2図)。また、大峰酸性火成岩類に属する石英斑岩がE層中に貫入している。E層は地域南西部を占めて露出し、砂岩泥岩互層よりなっている。砂岩は中粒・堅硬で、20cm前後の厚さを有するものが多いが、時に1m以上の厚層をなす場合がある。泥岩は10cm前後の厚さを有するものが多い。局部的に褶曲構造の発達する部分がみられるが、露頭単位の構造であるので、層間異常と思われる。F層はE層に整合的に重なり、地域北東部に分布している。下部は礫岩・礫質砂岩よりなるが、上位に向

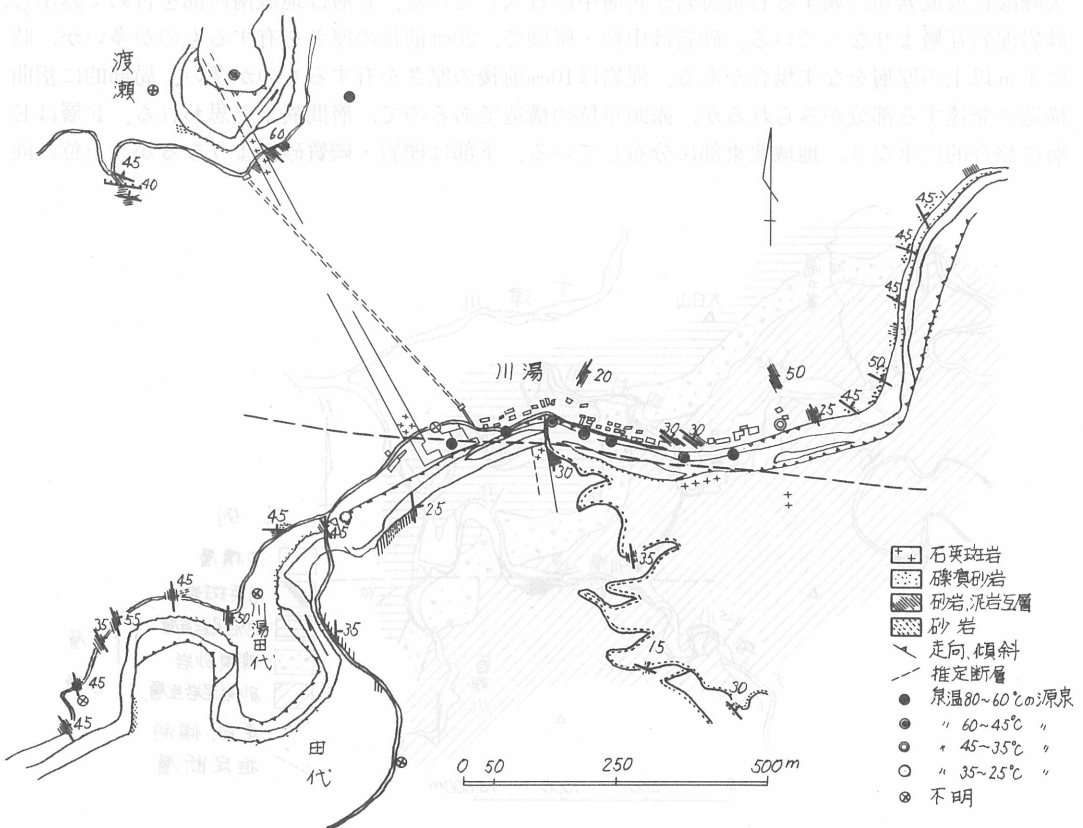


第2図 調査地域地質図

※ 1. 従来の四村川牟婁層最上部層 (原田ら, 1967)

※ 2. 従来の請川牟婁層最下部層 (原田ら, 1967)

かつては礫の数を減じるとともに、砂岩・泥岩を多く挟在するようになり、砂岩泥岩互層に連続的に移化している。礫岩—礫質砂岩は最大層厚200mと見積られ、湯の峰から川湯東方をへて皆瀬川に連なっている。礫はチャート・珪質頁岩・硬質砂岩・酸性火成岩\*3などより構成されている。砂岩泥岩互層はE層の互層に類似しているが、や、砂岩が厚い。川湯東方の礫質砂岩中には小規模な温泉変質作用がみとめられる。石英斑岩は川湯および渡瀬において、E層を貫く岩脈として存在している。温泉掘さくによって明らかになったこの岩脈の状況については後述するが、同岩脈の貫入方向は川湯から渡瀬にかけては走向N35°W、傾斜75°~80°NEを示して露出し、その北方では地下にもぐるようになる。この地域ではF層を貫く露頭はないが、地下深部ではおそらくF層を貫いていて、その貫入方向から湯の峯地域の直下に同岩脈が伏在している可能性もある。肉眼的には白色を呈し、石英・長石類の斑晶を多数みとめうるが、有色鉱物はほとんどみとめられない。渡瀬において温泉掘さくによって捉えられた石英斑岩は長石類の変質が著しく赤褐色に変色している。また、岩石の割れ目に沿って硫化鉱が生じている。石英斑岩の貫入による接触変質作用は地表においては顕著ではないが、掘さく孔内ではその直上の砂岩泥岩互層に対して約1mにわたって熱水変質を与えている。これは紀伊半島中軸部の大峯酸性火成岩類に相当するもので、その貫入時期は5万分の1「新宮」図中北西部において、熊野層群（宮井層群）を貫いていることから、新第三紀中新世以降とされている(村山, 1954)。

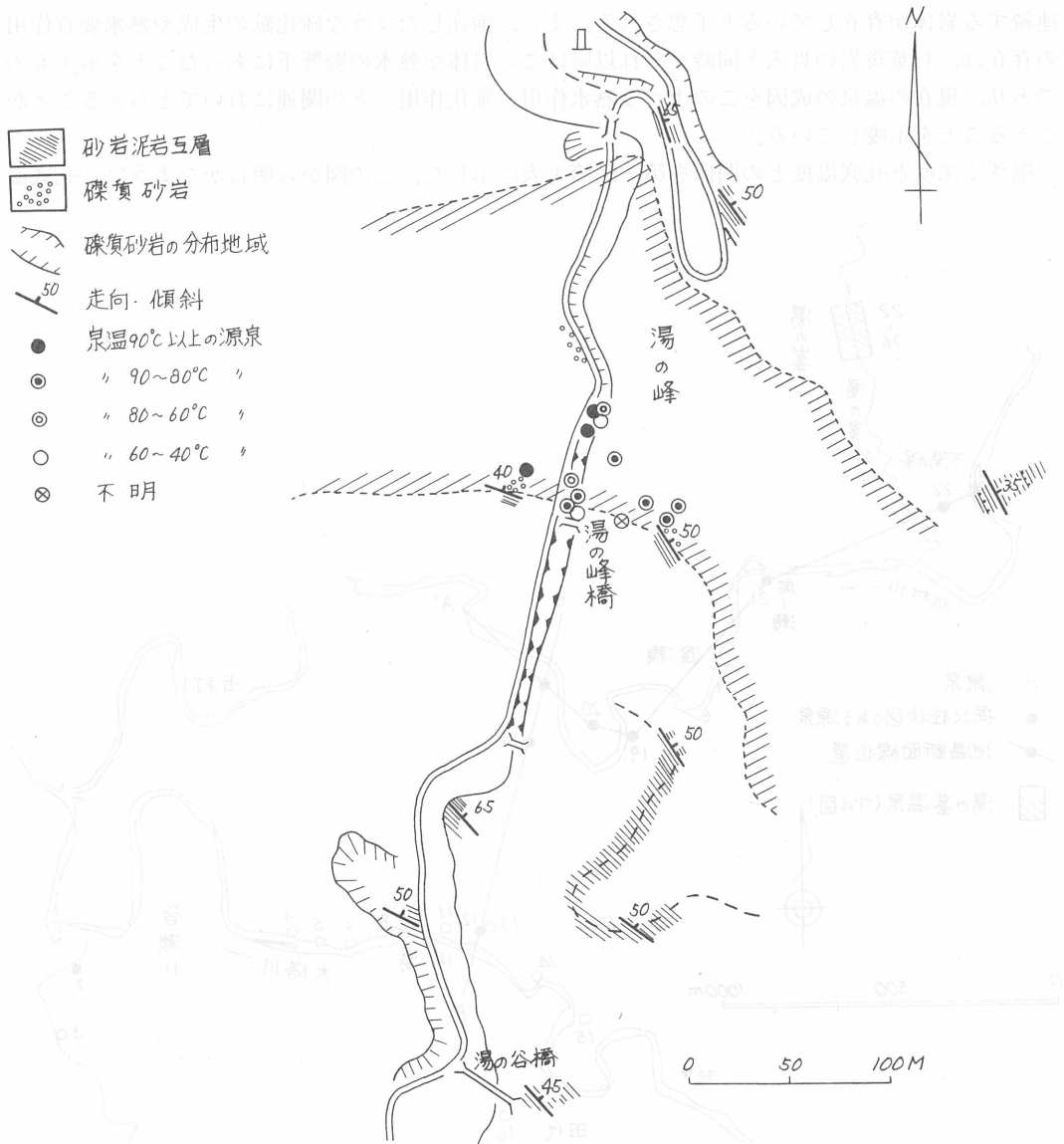


第3図 渡瀬・川湯地域の地質と源泉の分布

※3. 酸性火成岩類に関しては岩石学的検討を行っていないので、その由来については論及しない。



この地域を構成する地層は一般に走向NW-SE、傾斜20°~60°NEの整然とした単斜構造をなしている。川湯・渡瀬温泉付近のルートマップを第3図に、また湯の峯温泉付近のそれを第4図にそれぞれ示した。前者の地域にはE層の砂岩泥岩互層と、これを貫く石英斑岩岩脈が分布している。砂岩泥岩互層はNW-SEからN-S方向の走向を示しており、NEないしEに30°~50°傾斜している。原田ら(1967)によると、川湯に露出する石英斑岩はNNW方向によく連続し、本宮断層を横切って日高川帯にまで追跡されるという。しかし、今回調査した限りでは大塔川兩岸の石英斑岩はNNW-SSEの貫入方向を示している。さらに、渡瀬から大塔川左岸にかけて貫入する石英斑岩に対して、右岸側に露出する同岩体は東方に約150m変位しているように分布している。このことから、大塔川沿いにE-W方向に延び、石英斑岩を胴切りにする左ズレの断層が推定される。一方、湯の峯温泉にはNW-SEからNNW-SSE走向、35°~65°NE傾斜を示すE層の砂



第4図 湯の峯地域の地質と源泉の分布

岩泥岩互層と、F層の礫質砂岩とが分布しており、石英斑岩は露出していない。

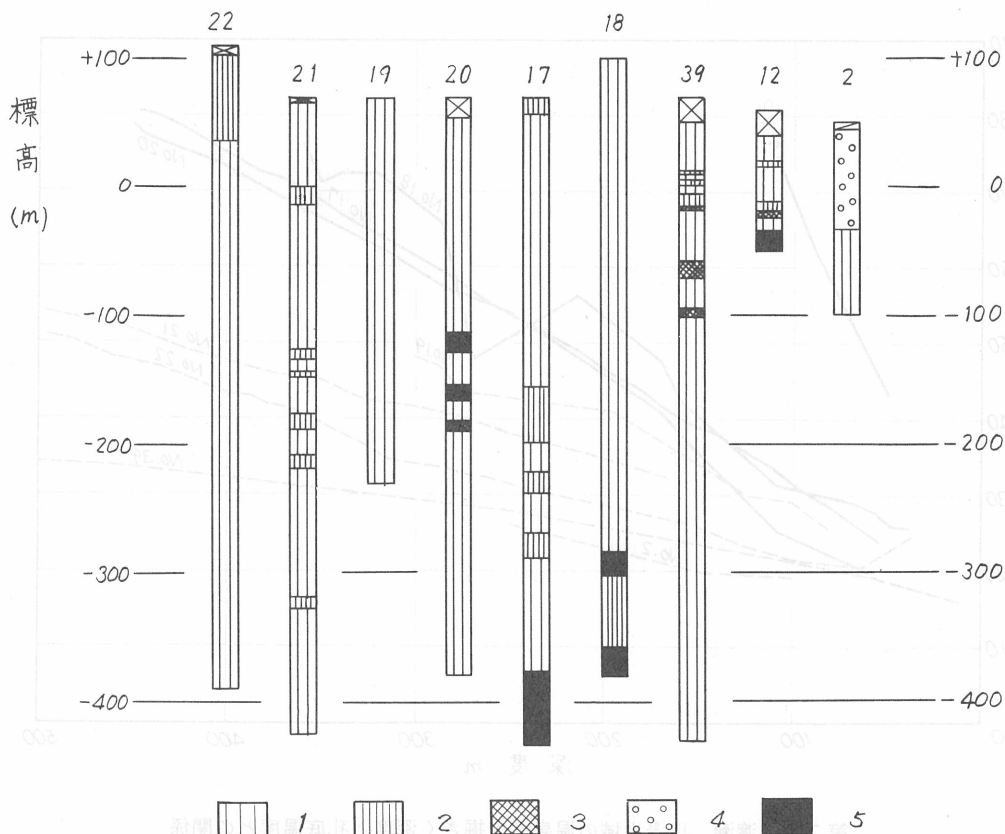
### 3. 掘さく資料の検討

第5図に示した9つの温泉井についてその掘さく資料を収集し、地下地質の状況や地温分布などについて検討した。その地質柱状図を第6図に示す。岩質は大部分が砂岩泥岩互層であり、砂岩・泥岩がこれに次いでいる。皆瀬川のNo.2源泉では礫岩が地表から175mまでの深度にわたって存在している。また、川湯・渡瀬の4つの温泉井(No.12,17,18,20)では石英斑岩に1~3層遭遇している。これは石英斑岩が地下浅所ではいくつかの支脈に分岐しており、そのうちの1支脈が地表に達していることを示している。この地域の地下深部には北方に露出する大峯酸性火成岩類に連続する岩体が存在していると予想される。また、前述したような硫化鉍の生成や熱水変質作用の存在は、石英斑岩の貫入と同時かそれ以降にこの岩体が熱水の影響下にあったことを示すものであり、現在の温泉の成因をこのような熱水作用—鉍化作用—との関連においてとらえることができることを示唆している。

掘さく深度と孔底温度との関係を第7図第1表に示した。この図から明らかなように、孔底温



第5図 湯の峯、渡瀬および川湯温泉の源泉分布

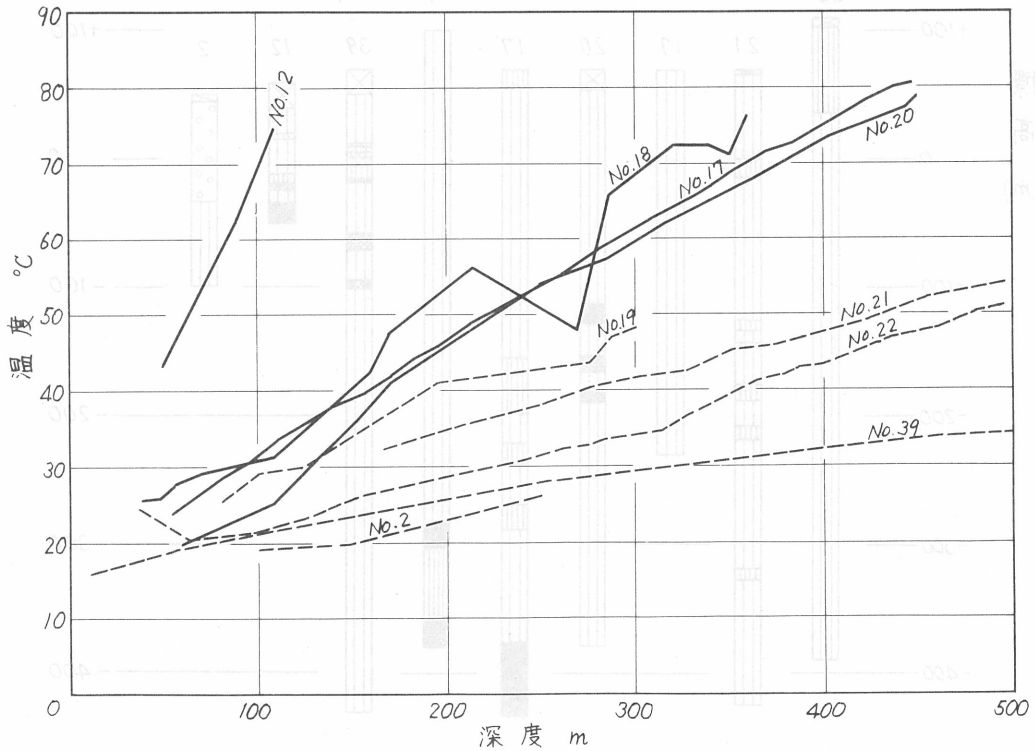


第6図 温泉井の地質柱状図

- 1. 砂岩泥岩互層    2. 砂岩    3. 泥岩
- 4. 礫岩            5. 石英斑岩

度はすべての源泉で深度と共に上昇しているが、その上昇率は石英斑岩の有無によって大きな差があることがわかる。すなわち、地温の上昇率は石英斑岩に遭遇している源泉で $14^{\circ}\text{C}/100\text{m}$ 以上と大きく、遭遇していない源泉で $8^{\circ}\text{C}/100\text{m}$ 以下と小さい。ただしNo.19は石英斑岩にもっとも近接し、その影響を少なからず受けているためかや、高い地温上昇率を示している。

地温の鉛直分布を第8図に示した。孔底温度の上昇率と石英斑岩との関係でもみられたように、地温分布は石英斑岩の岩体の形状に支配されている。石英斑岩岩脈の貫入方向と直交する形のA-A'断面では、等地温線が岩脈部分で浅く、岩脈から離れた部分で深くなっている。ことに岩脈の傾斜方向であるNE方向よりもSW方向で深い。また、岩脈の貫入方向に平行する形のB-B'断面では岩脈がNW方向で地下にもぐり込んでいる形状に調和的に等地温線が上縁の形とほぼ平行している。このように、この地域の高地温は石英斑岩岩体と調和的に形成されており、地温の異常が石英斑岩によってもたらされていることは明らかである。この場合、石英斑岩は温泉水を賦存している(後述)ので、地温の異常は温泉水を媒体とする熱輸送によって主に形成されるとみることができる。石英斑岩から遠ざかると、地温は急激に低下し、A-A'断面のNo.21-No.22間にいたっては地温は深度に関してほぼ一定となり、地温上昇率は $6\sim 8^{\circ}\text{C}/100\text{m}$ になっている。ここで特徴的なことは、地温の急激な異常が地下深部で著しいのに対して、その直上の浅部では明瞭には認めがたく、むしろ安定した地温分布をなしているとみることができる点である。石英斑



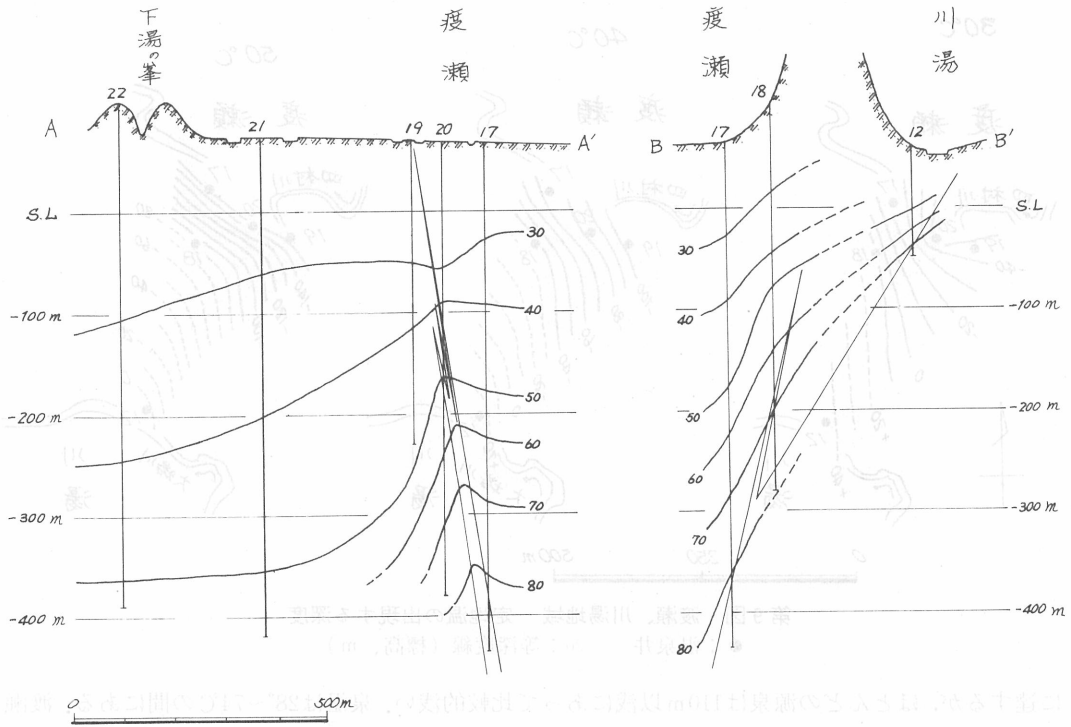
第7図 渡瀬、川湯地域の温泉井の掘さく深度と孔底温度との関係  
 実線：石英斑岩に遭遇した温泉井  
 点線：石英斑岩に遭遇しない温泉井

第1表 川湯・渡瀬地域の掘さく井の地温上昇率

地域	源泉番号	掘さく深度 <sup>※1</sup> (m)	最高孔底温度(℃)	地温上昇率(℃/100m)	石英斑岩の有無	石英斑岩に遭遇した深度(m)
川湯	2	250 (-200)	26	5	×	
	12	110 (-40)	75	52	○	98~110
	39	500 (-430)	34.4 <sup>※2</sup>	4 <sup>※2</sup>	×	
渡瀬・下湯の峯	17	500 (-430)	81	15	○	486~
	18	381 (-281)	76.5	18	○	284~302, 359~
	19	300 (-225)	48.5	10	×	
	20	450 (-375)	79.5	14	○	188~202, 228~240, 265~272.
	21	495 (-420)	54	6	×	
	22	500 (-385)	51	8	×	

※1：( )内の数字は孔底の海拔高度。

※2：温度検層による。



第8図 地温の鉛直分布

50：等地温泉(℃)、断面線の位置は第5図に示している

岩の周囲の地層は不透水性の砂岩泥岩互層であり、この地下温度の分布は温泉水を媒体とする熱輸送によるものではなく、岩石の熱伝導のみによって決定されているとみなすことができる。したがって、石英斑岩から遠ざかるとその熱的影響は著しく小さくなって、定安した地温分布を示すようになるのであろう。しかし、石英斑岩から離れ、一応その熱的影響が非常に小さいと考えられるNo.21~No.22間の地温上昇率は一般的なそれ(3℃/100m)に比して大きな値を示しており、この付近の地下それほど深くない所に、熱的に異常な岩体が潜在していると予想される。

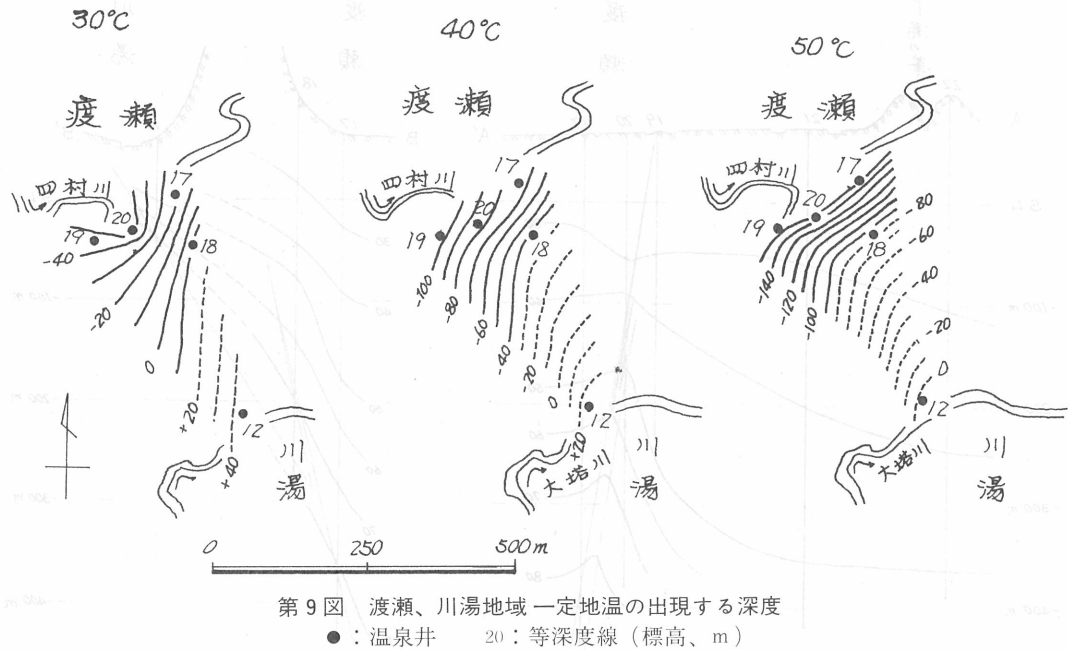
一方、川湯・渡瀬間においてある一定した地温がどの深度であられるかを検討したのが第9図である。これはある地下温度を得るためには、どの程度の掘さくが必要であるかをみるのに便利である。川湯側での資料が1つの温泉井しかなく、不確実な所もあるが大略の様子はうかがうことができる。この図から明らかな様に、一定の地温に達する深度は川湯側で浅く、NW方向に向って深度を増している。このような形も石英斑岩岩脈が川湯から渡瀬、さらにNE方向にとだんだん地下にもぐり込んでいる状況と調和的で、石英斑岩と地温分布との密接な関連性が示されている。

#### 4. 温泉と地質との関係

##### i) 温泉の状況

湯の峯・渡瀬および川湯温泉には第5図に示したように、総計35の源泉がある。そのうちの29源泉については温度・湧出量などの状況を第2表に示した。

川湯温泉は大塔川河床より自然湧出するものを除くと、大部分は掘さく泉でその深度は最大500m



に達するが、ほとんどの源泉は110m以浅にあって比較的浅い。泉温は $28^{\circ}\sim 74^{\circ}\text{C}$ の間にある。渡瀬温泉もすべて掘さくによっているが、その深度は300~500mの間であって深い。泉温は $47^{\circ}\sim 72.0^{\circ}\text{C}$ の間にある。湯の峯温泉の場合は大部分が自然湧出泉であり、掘さくされていてもその深度はせいぜい1.5m程度である。泉温は大部分が $80^{\circ}\text{C}$ 以上を示しており、掘さくによって温泉を採取している川湯・渡瀬温泉よりも高温である。温泉水の化学成分はいずれの温泉でも $\text{Na}^+$ と $\text{HCO}_3^-$ を主要成分としており、重曹泉型の泉質を示している。これらの温泉では、化学的に有意義な差はみとめられず、本質的には同質とみなされるが、この詳細な議論は別報にゆずることとする。

## ii) 温泉の湧出機構の検討

温泉と地質との関係は第3・4図のように示される。川湯温泉の源泉はすべてE層の砂岩泥岩互層の分布地域内にあるが、 $60^{\circ}\text{C}$ 以上の高温泉は大塔川両岸にある石英斑岩にはさまれた部分、すなわち大塔川左岸の石英斑岩を西限、右岸の同岩体を東限とする約500mの範囲内に限られている。図には示されていないが、ここには大塔川河床よりそのまま浴用に供される程度の温泉水が自然湧出しており、その分布も上記範囲内に限られている。また、渡瀬温泉の場合は掘さくによって石英斑岩を捉えた源泉で優勢な温泉が得られており、温泉の優劣は掘さくの深度よりもむしろどの深度で石英斑岩に遭遇したかによって決定され、より深い深度で同岩体を捉えた場合の方が概して高温となっている。これは石英斑岩が温泉水の流動・賦存の場となっていることを示すものであり、地温が石英斑岩の形状に規制されて分布していることも温泉水の流動による熱輸送が大きいことによると解釈することができる。以上の事から川湯・渡瀬温泉における温泉水の湧出機構はいずれも石英斑岩中に賦存される温泉水が上昇し、地表に達していると考えられる。川湯温泉の場合は石英斑岩を胴切りにする断層破碎帯も有力な温泉水の上昇通路になっていると考えられる。渡瀬地域には従来わずかの温泉兆候しかみとめられていなかった。その理由は温泉水の上昇通路である石英斑岩の主体は地下に潜り込み支脈の一部がわずかに露出するのみで、周囲の砂岩泥岩互層が温泉水に対して帽岩の役割を果していることと、この地域の温泉水頭

第2表 川湯・渡瀬および湯の峰温泉の源泉状況

※1は掘さく時の孔底温度

※2は昭和51年6月調査, 他は昭和50年9月調査

地域	No.	温度 ℃	湧出量 ℓ/min	掘さく深度 m	備考
川湯	2	26* <sup>1</sup>	—	250	未利用
	5	61.5	120	30	3 HP, タービン
	6	61	88	15	" , "
	8	58	75		" , "
	9	54.0	55.5		0.5HP
	10	48.5	15.6	30	400W, タービン
	11	67	133	50	3 HP, エアリフト
	12	74	200	110	" , "
	14	28		500	" , "
39	34.5* <sup>1</sup>		500	廃止	
渡瀬	17	72	400	502	53年完成, 水中ポンプ
	18	69	51	382	7.5KW, エアリフト
	19	48.5* <sup>1</sup>		300	
	20	47	35.1	452	5.5KW, エアリフト
	21	51.6* <sup>2</sup>		498	未利用
湯の峯	22	51* <sup>1</sup>		500	
	23	91.5	101		自噴
	24	80	13.3		"
	25	89	77.4	1.5	"
	26	61	—	1	"
	27	59.5	—	1	"
	28	89.0	33.3		"
	29	87.5	5	1	"
	30	92	14.1	1	"
	31	上: 90 下: 88	5 1.3	1	"
	33	84.5	55.1		"
	34	86	15.3		"
	35	83	17.1		"
	36	58	1.6		"

が低い(現在でも源泉はすべて機械揚湯によって揚湯している)ことの2点があげられる。

一方、湯の峯温泉には石英斑岩は露出していないが、温泉水の主要化学成分が上記2温泉と同じことからみて、やはり石英斑岩が温泉水の流動・賦存の場となっていると考えられる。この源泉は礫質砂岩の下底部に集中して分布している。また図には示されていない自然湧出泉や微温泉の分布は礫質砂岩層の上半部にまで及んでいるが、砂岩泥岩互層からは全く温泉の湧出はみとめられない。石英斑岩はその貫入方向からみて、湯の峯温泉付近の直下において礫質砂岩層をも貫いていると予想される。温泉水は石英斑岩から礫質砂岩層の孔隙や割れ目に移動し、地表付近に達すると表流水の流下方向に移動するが、礫質砂岩層の下位の砂岩泥岩互層が不透水層をなしているために礫質砂岩層下底部で主に湧出しているのであろう。

以上述べてきたように、これら諸温泉は石英斑岩中に賦存する温泉水に由来しているという点



で一致するが、それが地表に達するまでの間にはそれぞれの温泉で特異性がある。このような相違が温泉水の化学組成にどのような影響を与えているかは興味ある問題だが主要化学成分に関してはすでに述べたように大きな差はなく、むしろ同一の性質を示しているといえる。

### iii) 温泉の熱源についての考察

角(1977)は西南日本のパリスカン・パシフィックおよびヒマラヤ造山帯では最高泉温が60°C以上を示す温泉地の温泉放熱量が大きく、その構成地質の状況からみて高温岩体の賦存が予想されると指摘し、紀伊半島南部の高温泉はアルプス造山との関連で考えた方がよいと述べている。高温岩体の賦存はこの地域の地温上昇率が一般的なそれよりもかなり高いことから期待される。一方、5万分の1 図巾「串本」および「那智」で、熊野酸性火成岩類などの酸性火成岩類に関連する岩脈がNNW-SSE 方向に多数発達していること(水野1956, 広川・水野1965)、大塔川上流地域から四村川上流地域にかけて発達する顕著な変質帯が、上記岩脈群と同様の方向性を示しており、熊野酸性火成岩類と一連の火成岩がその地下浅所に存在していることに起因すると考えられること(原田ら, 1967)、さらに太地-古座の弧状岩脈の活動の中心が大峯酸性火成岩類の貫入方向の南方延長上に位置していること(荒牧・羽田, 1965; 荒牧, 1965)などから、この地域の地下には比較的大規模な酸性火成岩類が潜在していると予想される。

このような火成岩体が高温岩体を形成しているのかどうか分らないが、それが単に冷却途中のもので外からの熱の供給が全くない状態では、それほど的高温は期待できないであろう。地表付近でみられる石英斑岩には硫化鉱の生成がみられ、かつては熱水下の状況におかれていたことがわかる。現在湧出する温泉はこのような熱水の名残りであるかもしれない。いずれにしても、石英斑岩は地下深部の高温岩体ないしそこで生成された温泉水の貯溜層にまで達しており、温泉水の上昇通路として利用されていると考えられる。

## 4. あ と が き

紀伊半島に分布する温泉は従来この地方に広く露出する酸性火成岩類との関連でとらえられてきた。今回の調査でも温泉の湧出が主に石英斑岩からなされている事が明らかとなった。これは温泉水の上昇通路として割れ目に富む石英斑岩がもっとも適しているためであり、温泉の起源を考える上にはさらに深部の情報が必要であろう。さらに、酸性火成岩類の主要な露出地域においては、著しい鉱床や鉱化帯とともに温泉兆候がみとめられず、酸性火成岩類、鉱床、温泉といった関係についての検討も必要であろう。

最後に、この研究をすすめるにあたって東海大学杉山隆二教授からは終始御指導・御助言を賜った。また、中央温泉研究所益子安所長を始めとし、所員の方々の一方ならぬ御協力をいただいた。これらの方々に深甚の謝意を捧げる。

## 参 考 文 献

- (1) 荒牧重雄・羽田忍(1965): 熊野酸性火成岩類の中部および南部の地質, 地質雑 vol. 71 ,No.841
- (2) 荒牧重雄(1965): 熊野酸性火成岩類の噴出様式, 地質雑 vol. 71 ,No.842
- (3) 福富孝治(1970): 本邦における温泉分布から見た温泉の熱の起源, 北大地物研報 vol. 23
- (4) 原田哲朗, 鈴木博之, 寺嶋英志, 徳岡隆夫(1967): 紀伊半島四万十累帯の研究-本宮町・中辺路間付近の牟婁層群, 地球科学 vol. 21 ,No.6

