

## 和歌山県本宮温泉地域の中新世貫入岩類のK-Ar年代と化学組成

村岡洋文<sup>1</sup>

Hirofumi Muraoka (2008) K-Ar ages and chemistry of the Miocene intrusive rocks in the Hongu hot spring area, Wakayama Prefecture, Japan. *Bull. Geol. Surv. Japan*, vol. 59(1/2), p.27 - 43, 8 figs, 4 tables.

**Abstract:** To elucidate the genesis of the Hongu hot springs in Wakayama Prefecture, K-Ar dating and chemical analyses of quartz porphyry intrusive bodies that control the discharge of thermal water have been carried out. The heat source of the Hongu hot springs is ascribed to the high heat flow of the spreading axis of the Shikoku Basin slab underplating the Kii Peninsula. K-Ar ages 14.6 Ma and 14.4 Ma are obtained on the Takayama stock and Kawayu sheet, respectively. Based on the Q-Or-Ab residua system, the magma of the Takayama stock and Kawayu sheet is probably generated at a depth of about 20 km. Major and trace element compositions of the Takayama stock and Kawayu sheet are typical of the S-type granitoid and have resemblance to those of sandstone of the Otonashigawa Group, suggesting that sandstone has selectively been fused in the anatexis of the flysch sediments when the temperature and degree of partial fusion are restricted. The hydrothermal reservoir of the Hongu hot springs is ascribed to the cooling joints penetrative in quartz porphyry sheets and dikes that have high permeability in contrast with the surrounding impermeable flysch sediments. When a permeable body is continued from the depth of 20 km to the ground surface in the high heat flow area, hydrothermal convection will automatically occur. This could be the genesis of the Hongu hot springs.

**Keywords:** Hongu hot springs, sheet, dike, K-Ar age, chemistry, hydrothermal reservoir, permeability, heat source, Japan

### 要 旨

和歌山県本宮温泉の成因解明のため、その湧出を規制している石英斑岩貫入岩体のK-Ar年代や化学分析値等を検討した。本宮温泉の熱源は四国海盆拡大軸の沈み込みによる高い熱流量に求められる。K-Ar年代測定の結果は高山岩株が14.6 Ma、川湯岩床が14.4 Maを示す。化学成分のQ-Or-Ab系相図から、高山岩株や川湯岩床は深度約20 km付近で発生したと推定される。高山岩株や川湯岩床の主成分や微量元素は典型的なSタイプ花崗岩で、音無川層群の砂岩に類似し、アナテクシスの融解度が限定された条件で、フリッシュ堆積物のうち、砂岩が選択的に融解した可能性を示す。本宮温泉の熱水貯留層は周辺のフリッシュ堆積物に比べて、冷却節理に富み浸透率の高い石英斑岩岩床や岩脈に求められる。地殻熱流量の高い地域に、深度20 km程度から地上まで透水体が存在すれば、広範な熱水対流が起こる。これが本宮温泉の成因といえよう。

### 1. はじめに

日本列島には、火山フロントより前弧側にも高温の温泉がしばしば分布しており（例えば、村岡ほか、

2007）、それらの成因は熱源の明瞭な火山性熱水系の場合に比べて、多様な成因の可能性を秘め、むしろ謎が多い。いま90℃以上の沸騰泉に注目すると、我が国の火山フロントより前弧側に分布する温泉は、兵庫県の有馬温泉と和歌山県の湯の峰温泉の2地域に限定され、いずれも近畿地方に分布する。Sano and Wakita (1985)はこれらの地域の温泉水の<sup>3</sup>He/<sup>4</sup>He比が火山帯の値に匹敵するほど大きいことを発見し、これを近畿スポットと呼んだ。それ以来、この地域の温泉水についてはその起源に関する地球科学的興味が増大している。

和歌山県の湯の峰温泉は、川湯温泉や渡瀬温泉とともに本宮温泉と総称され、紀伊半島における高温の温泉地域を代表している。本宮温泉はまた、大峯花崗岩類などの貫入岩類に規制された温泉としても知られている（例えば、新エネルギー・産業技術総合開発機構、1994；原田・中屋、1999；西村、2001）。これらの非火山性地域の高熱温泉の成因は、非火山地域に想定される原子力発電所の高レベル放射性核廃棄物処分場の評価にとっても、重要な研究課題である。

紀伊半島南部に分布するこれら熊野酸性岩類や大峯花崗岩類は、大部分がSタイプ花崗岩であり（中田・高橋、1979）、堆積岩類が部分融解したと推定され（村田、

<sup>1</sup>地圏資源環境研究部門(AIST, Geological Survey of Japan, Institute for Geo-Resources and Environment)

1982;高橋,1986),しかも,メルト比が数10%に及ぶような融解度の大きな部分融解が推定されている(村田,1984;新正ほか,2007).これらの岩石学的研究は火成岩類に関する限り,極めて多彩である.しかし,筆者の知る限り,それら火成岩類の化学組成を直接的に周辺の堆積岩類と比較した事例はないようにみえる.

本報では以上の観点から,2005年度に原子力発電環境整備機構(NUMO)の受託研究として行った本宮温泉地域の貫入岩類に関するK-Ar年代測定及び化学分析の結果を報告する.この受託研究に併せて,2006年1月24日から1月28日まで,産総研予算によって現地調査を行っている.この現地調査結果の詳細を含めた,本宮温泉のより包括的な成因については稿を改めて報告したい.本報では,本宮温泉地域の貫入岩類に関するK-Ar年代測定及び化学分析の結果を中心に報告し,とくにその化学組成を周辺の堆積岩類と直接的に比較する.

## 2. 紀伊半島の地熱地質学的背景

第1図に,紀伊半島における42℃以上の温泉の分布を示す.このうち,熊野古道沿いに位置する湯の峰温泉は92.5℃に達する自然湧出の沸騰泉であり,1,800年の歴史をもつ日本最古の温泉の一つといわれている.川湯温泉は70.0℃に達する自然湧出の高温温泉である.両者の間には,1965年以降に,深度110~500mの掘削によって開発された渡瀬温泉があり,74.0℃に達する(新エネルギー・産業技術総合開発機構,1994).これらの温泉群は総称的に本宮温泉と呼ばれ,紀伊半島における最も高温の温泉を代表している.

本宮温泉地域は日本海側にある現在の火山フロントよりはるかに前弧側に位置しており,近傍には熱水系の熱源となり得るほど若い火山は分布していない.近傍に分布する最も若い火成岩は,15~13Maの熊野酸性火成岩類や大峯花崗岩類である(角井ほか,1998;角井,2000;Sumii and Shinjoe,2003).その年代から考えて,これらのマグマ溜りが完全に冷却していることは疑いなく,これらマグマの熱が熱源となっている可能性は皆無といってよい(西村,2001).ただし,本宮温泉の川湯温泉や渡瀬温泉を始め,紀伊半島の温泉の多くが,これら中新世貫入岩類から湧出していることは,多くの研究が指摘してきたとおりである(例えば,新エネルギー・産業技術総合開発機構,1994;原田・中屋,1999;西村,2001).

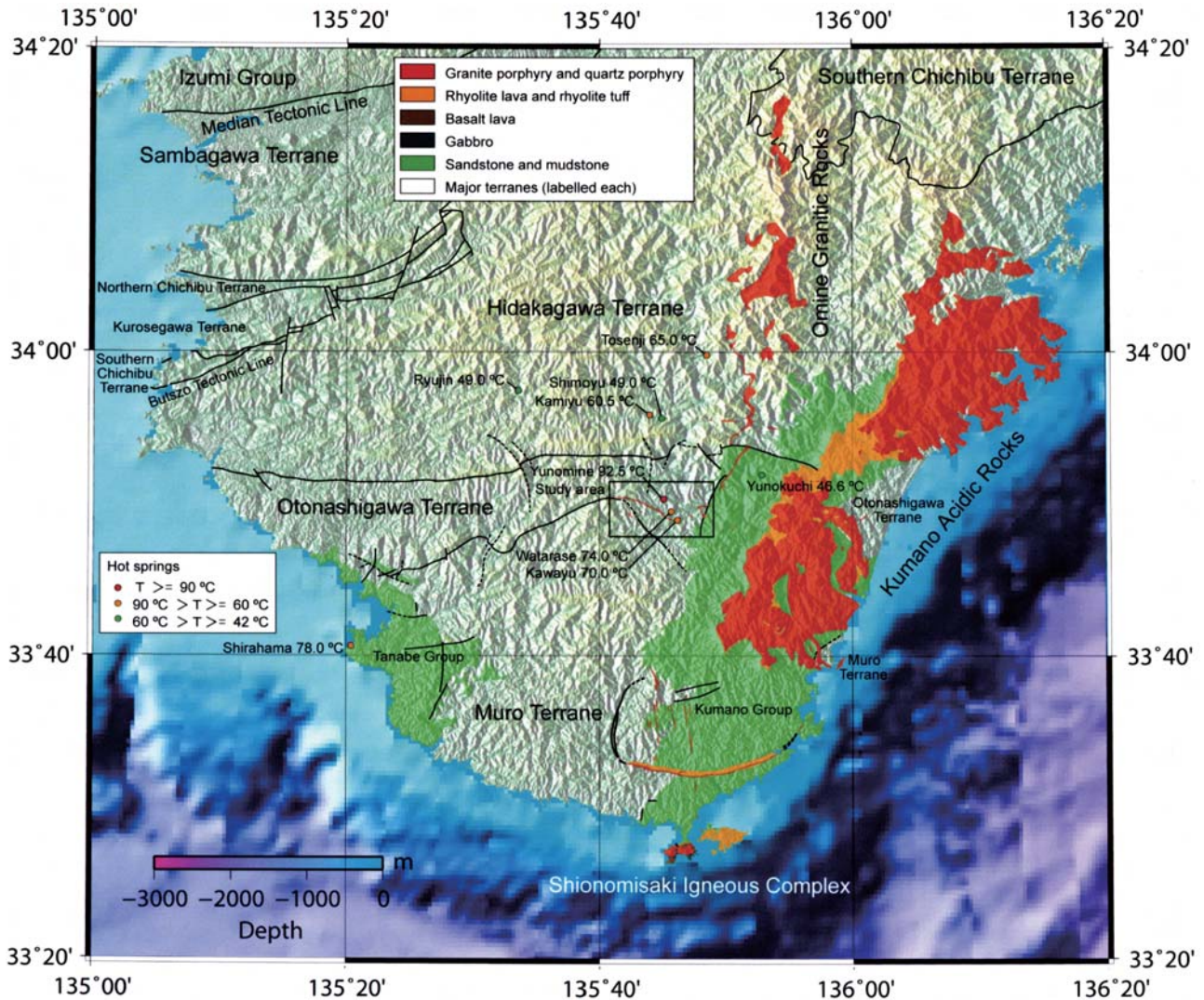
150~100Maに形成された古い太平洋プレートが沈み込んでいる東北日本弧と異なり,西南日本弧の南海トラフでは,28~15Maに形成されたばかりの高温かつ浮力の大きい四国海盆スラブが沈み込んでいる(上田ほか,1983;新妻,1985).南海トラフの南側において,

四国海盆の拡大軸はエシェロン状に配列する海山列の集合体から成っており,それら全体の東西幅が北方に向かって広がる傾向をもつ.深発地震帯の分布からみると,四国海盆スラブの先端は,南海トラフから紀伊半島下に向かって,少なくとも200km程度,沈み込んでおり(Hori *et al.*,2004),アサイスミックな(非地震性の)沈み込みの部分を設定すれば,更に北方まで沈み込んでいる可能性が大きい(Iio *et al.*,2002;Zhao *et al.*,2002).これに伴って,既にいくつかの四国海盆の拡大軸の海山列が紀伊水道や紀伊半島下に沈み込んでいるものと推定される.事実,Yamano *et al.*(2003)は室戸岬南東では南海トラフに沿って,約200±20mW/m<sup>2</sup>の異常に高い熱流量の地帯を見だし,この値は拡大軸が6Maまで活動的であったとしても説明できないほどの高い熱流量としている.

更に,新エネルギー・産業技術総合開発機構が本宮地域に掘削した地熱調査井によれば,N4-HG-1井が深度1,002.0mで56.5℃を,N4-HG-2井が深度1,002.0mで104.8℃を記録している.これは地上気温を15℃と仮定しても,41.5~89.8℃/kmの地温勾配となり,本宮温泉地域が火山フロントの前弧側としてはかなり高い地温勾配をもつことを示している(新エネルギー・産業技術総合開発機構,1994).このように,本宮地域の高温温泉の熱源は,四国海盆の拡大軸の沈み込みに伴う高い地殻熱流量を背景としているように思われる.

## 3. 本宮温泉地域の地熱地質概要

第2図に,本宮温泉地域の調査結果を要約する.この図で,白抜きの部分はほぼ全て四万十累層群のフリッシュ堆積物で構成される.この地域の四万十累層群は本宮-皆瀬断層を境界として,北側に分布する始新世の音無川層群と南側に分布する漸新世-前期中新世の牟婁層群とに分けられる(徳岡ほか,1982).第3図は本宮町曲川の曲川橋から北の河床を望んだものであり,典型的なフリッシュ堆積物である音無川層群の砂岩泥岩互層を示す.風化面の張り出した白色部が砂岩層で,窪んだ黒色部が泥岩層を表す.いま,砂岩層を中心にとみると,下位の泥岩層との間にはシャープな粒径境界があり,上位の泥岩層との間では粒径が漸移している.つまり,砂岩層とその上位の泥岩層が一堆積サイクルで形成された単層を表す.単層の厚さは5~15cm程度のものである.テストピースサイズで測定すれば,一般に砂岩層は空隙率が高く,浸透率が高い.泥岩層は空隙率が低く,浸透率が低い.しかし,両者がこのようにリズミカルに互層した場合,巨視的な地層の浸透率は浸透率の低い泥岩層の三次元的バリエーションが支配して,低くなるものと考えられる.実際に,日本の浸透



第1図 紀伊半島における地質概要と高温温泉の分布。地質データは徳岡ほか(1982)、木村ほか(1991)、栗本ほか(1998)による。海底地形データはLindquist *et al.* (2004)、陸上地形データはSRTM3による。

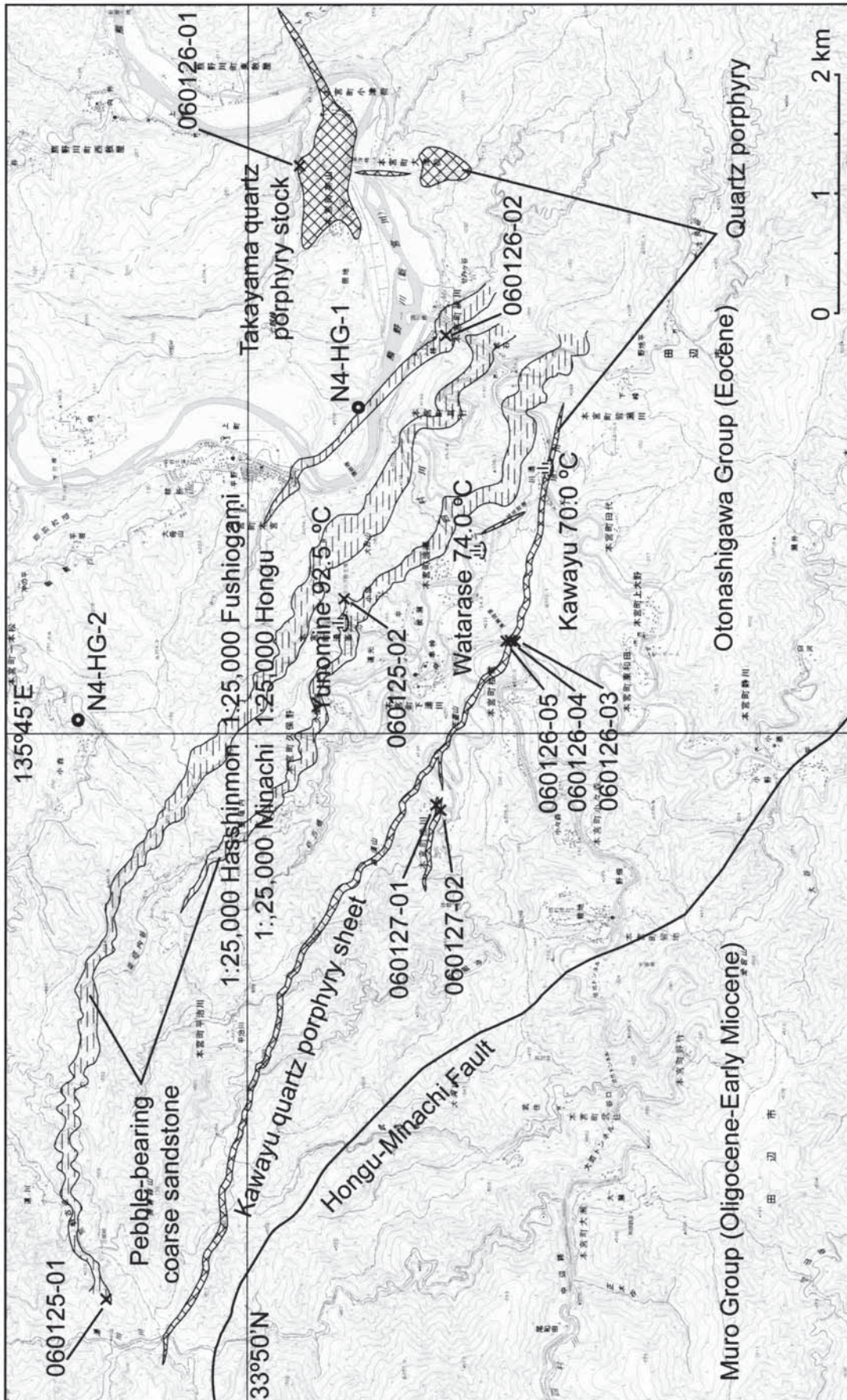
Fig. 1 Outline geology and distribution of high-temperature hot springs in the Kii Peninsula. Geology is after Tokuoka *et al.* (1982), Kimura *et al.* (1991) and Kurimoto *et al.* (1998). Bathymetric data is after Lindquist *et al.* (2004) and topographic data is after SRTM3, USGS.

率の広域分布をみると、西南日本外帯の堆積岩分布域では低い傾向がある(Muraoka *et al.*, 2006)。

第2図に示すように、最も高温の沸騰泉である湯の峰温泉は、礫質粗粒砂岩中から湧出している。その様子を、第4図Aに示す。湧出部には自然硫黄の沈殿物もみられる。この礫質粗粒砂岩層は一般的な砂岩泥岩互層に比べて浸透率が高いと推定される。調査地域には、このような礫質粗粒砂岩層が少なくとも3枚程度見いだされる(第2図)。

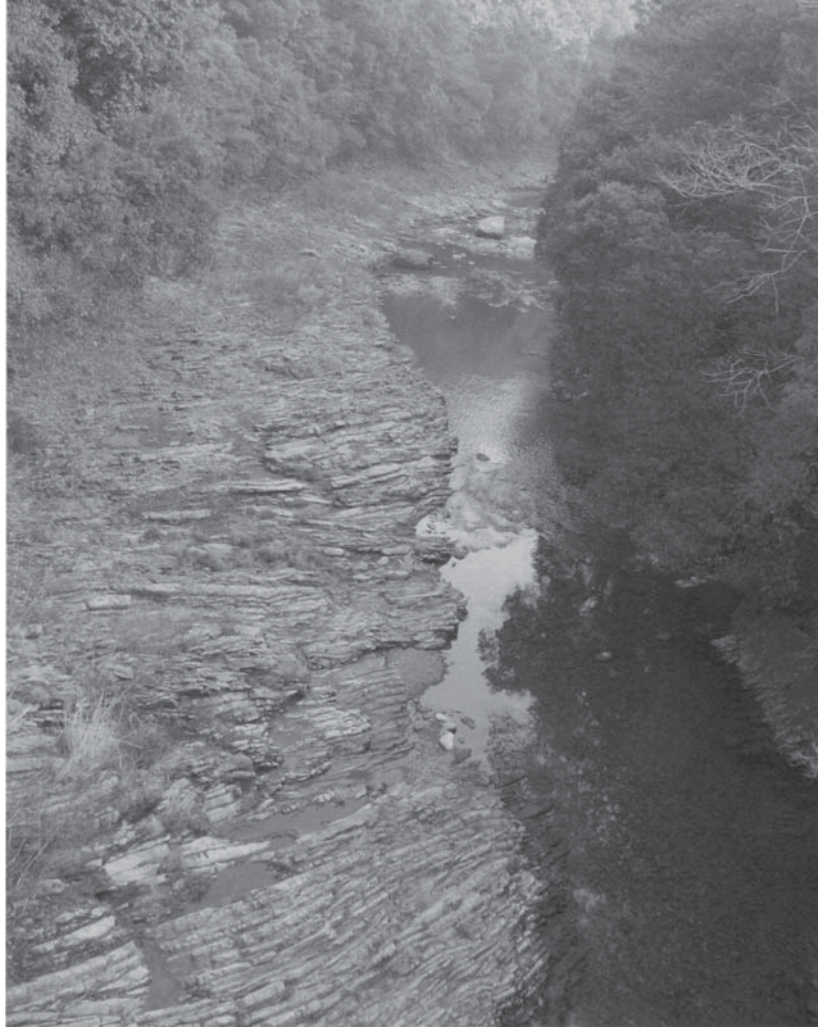
第2図に示すように、川湯温泉は西北西-東南東に約10 kmにわたって連続する大峯花崗岩類の石英斑岩岩床から湧出している。第4図Bに、川湯温泉の仙人湯付近で岩床の冷却節理から熱水が湧出している様子を示す。この岩床は徳岡ほか(1982)の20万分の1地質図

「田辺」にも記載されているが、まだ名称が与えられていない。そのため、Muraoka (2006)はこれを川湯岩脈と呼んだ。ここではこれを次のような産状から再検討し、川湯岩床と呼称する。川湯岩床は、渡瀬隧道南西端の大塔川沿いで歩測した結果によれば、水平面上のみかけの幅が約52 mである。この場合、貫入面が50°程度、北に傾斜しているため、貫入面に直交方向の真の厚さは約40 m程度と見積もられる。この地域では、音無川層群も北北東に30~50°程度傾斜しており、川湯岩床の貫入面は地層面と準平行的である。第4図Cに、地層と平行的な貫入面の一例を示す。川湯岩床は第2図のように、分岐脈が存在することからも明らかのように、貫入面が地層面と斜交している部分も多い。第4図Dに、そのような部分を示す。しかし、第1図の



第2図 本宮温泉地域の地質スケッチマップ。X: 試料採取地点, O: NEDO地熱調査井, メッシュ: 石英斑岩, 横破線: 礫質粗粒砂岩, 白抜き: 大部分が四万十累層群の砂岩泥岩互層。

Fig. 2 Geological sketch map of the Hongyu hot spring area. X: sampling localities, O: NEDO geothermal exploratory wells, laterally broken lines: pebble-bearing coarse sandstone, blank: mostly sandstone-mudstone alternation of the Shimmanto Super Group.



第3図 本宮温泉地域の音無川層群の砂岩泥岩互層。曲川橋から北の河床を望む。

Fig. 3 Alternation of sandstone and mudstone of the Otonashigawa Group in the Hongu hot spring area. The northern riverbed viewed from the Magarikawa bridge.

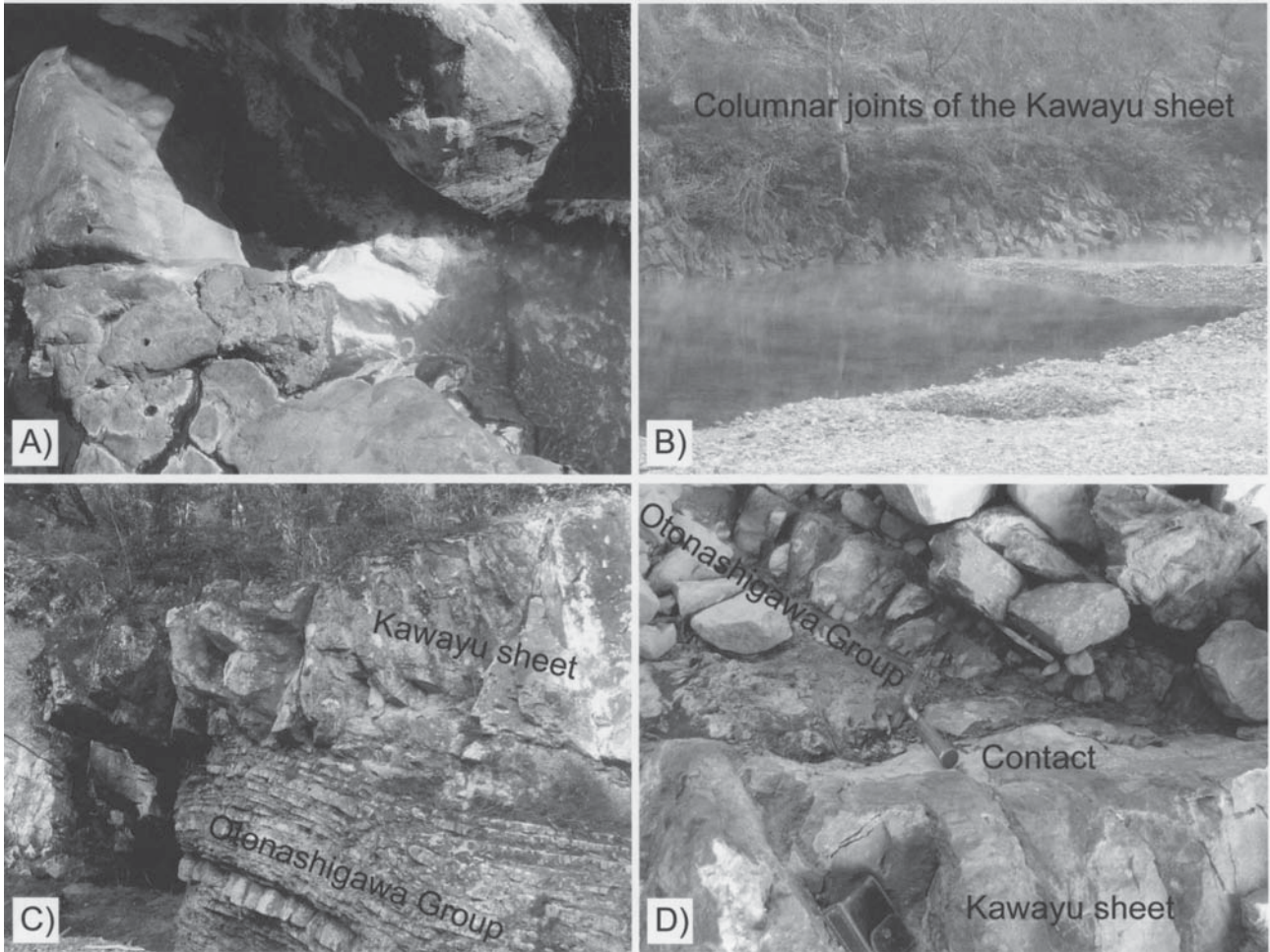
ように、大峯花崗岩類の典型的な岩脈が南北または北北西-南南東方向の走向に貫入しているのに対して、川湯温泉の貫入岩体はこれと直角方向に近い走向をもつ。したがって、川湯温泉の貫入岩体は大峯花崗岩類の典型的な岩脈とは異なり、周囲の四万十累層群の構造に準平行的な性格をもつとみなされる。よって、これを川湯岩床と呼ぶ。

#### 4. 岩石試料の記載

K-Ar年代測定や化学分析の試料は第2図の調査地域において、音無川層群から礫質粗粒砂岩3個、大峯花崗岩類の高山岩株から石英斑岩1個、大峯花崗岩類の川湯岩床から石英斑岩5個を採取した。採取した岩石の位置を第2図に、また、岩石の概要と処理内容を第1表に示す。このほかに比較のため、熊野酸性岩類の花崗斑岩

1個を採取した。この試料のみは、採取位置が第2図の外側になるため、第1表の下にGPSで測定した緯度・経度を付記する。以下、各試料の概要を記載する。

試料060125-01の音無川層群の礫質粗粒砂岩は三越峠で採取したものであり、徳岡ほか(1981)が酸性火砕岩脈として記載し、新エネルギー・産業技術総合開発機構(1994)もこれを踏襲し、K-Ar年代測定を行っている。しかし、筆者の調査結果では、第2図のように、より東方の礫質粗粒砂岩層から連続的に追跡でき、鏡下の観察においても礫質粗粒砂岩として差し支えない。鏡下の観察によれば、平均粒径0.5 mm程度の粗粒砂岩である。基質が15%程度であり、砂粒は角張っている。砂粒は石英、斜長石、カリ長石、緑泥石、鉄鉱、泥岩粒、シルト岩粒、泥質片岩粒、黒雲母などからなる。他の2個の砂岩試料に比べて雲母類が少なく、これは後述の $K_2O$ 成分と調和的である。



第4図 (A) 湯の峰温泉の河床からの自然湧出口。(B) 川湯温泉の仙人湯付近の川湯岩床。(C) 曲川橋南の西岸の川湯岩床下盤境界。(D) 渡瀬隧道南西端の川湯岩床上盤境界。

Fig. 4 (A) Natural boiling spring at the riverbed in the Yunomine hot spring. (B) The Kawayu sheet discharging thermal water at Sennin Spa in the Kawayu hot spring. (C) Lower contact of the Kawayu sheet at the west bank in the south of the Magarikawa bridge. (D) Upper contact of the Kawayu sheet at southwest of the Watarase tunnel.

試料060125-02の音無川層群の礫質粗粒砂岩は湯の峰温泉の東方250 mの位置で採取したものであり、これは湯の峰温泉が湧出している層準の地層である。鏡下の観察によれば、平均粒径0.5 mm程度の粗粒砂岩である。基質は5%以下であり、砂粒は角張っている。石英、斜長石、黒雲母、カリ長石、泥岩粒、シルト岩粒、泥質片岩粒からなる。

試料060126-02の音無川層群の礫質粗粒砂岩は本宮町柿の集落の100 m南、言い換えれば大塔川が熊野川(新宮川)に合流する300 m手前で採取したものである。徳岡ほか(1982)はここに石英斑岩岩脈を記載し、新エネルギー・産業技術総合開発機構(1994)もこれを踏襲している。しかし、連続露頭であるこの位置には、石英斑岩岩脈は確認できず、この礫質粗粒砂岩及び砂岩泥岩互層が分布するのみである。鏡下の観察によれば、平均粒径1 mmの粗粒砂岩である。基質は5%以下で

あり、砂粒は角張っている。石英、斜長石、カリ長石、泥岩粒、シルト岩粒、泥質片岩粒、白雲母からなる。

試料060126-01の大峯花崗岩類の高山岩株の石英斑岩は熊野川(新宮川)の高津橋から450 m北方の谷合いの車道沿いで採取したものである。この露頭は塊状・壁状に連続し、ほとんど冷却節理がみられない。この岩株の場合には、後述の岩脈や岩床の場合に比べて、緩慢に冷却され、冷却節理の空間分布頻度ははるかに小さかったものと推定される。鏡下の観察によれば、石基の粒径が0.02~0.05 mmに達しており、この点でも、岩床より緩慢に冷却されたようにみえる。斑晶は粒径0.1~2.5 mm程度である。斑晶は熊野酸性岩類の花崗斑岩に比べて少なく、鉱物組み合わせにも乏しい。斑晶は半自形・融食形の石英、部分的に交代された自形の斜長石、通常はほぼ全て白雲母に交代された自形の黒雲母(石英に包有されるもののみ新鮮)、鉄鉱(多

量の黄鉄鉱, 少量の黄銅鉱), グリーンスピネル, 黄褐色ざくろ石(アンドラダイト的, レスタイト的)からなる。石基は石英, 白雲母, 斜長石からなる。石基には普遍的に白雲母が生じている。斜長石斑晶中には部分的ながら普遍的に粒径0.01~0.02 mmの細粒結晶が生じており, ざくろ石(グロシュラー的)と推定されるが, 更に検討を要する。この場合には, Sタイプ花崗岩のレスタイト的なガーネットとは意味が異なる。

試料060126-03の大峯花崗岩類の川湯岩床の石英斑岩は渡瀬隧道南西口の下の上村川河床で採取したものである。この地点で, 川湯岩床は貫入面に直交方向の厚さが約40 mであり, この試料は川湯岩床下底の砂岩泥岩互層との境界面から15 cmの位置で採取した。鏡下の観察によれば, 斑晶は量・鉱物組み合わせに乏しく, 粒径0.25~8 mm程度である。石基は隠微晶質であり, 結晶がみられる場合にも粒径0.002 mm以下である。斑晶は融食形の石英, 部分的に交代された半自形の斜長石, 石英中でのみ新鮮で半自形の黒雲母, 鉄鉱(多量の黄鉄鉱, 少量の黄銅鉱), スフェーンからなる。石基はガラス, 石英, 斜長石, 白雲母からなる。白雲母は石基に普遍的に生じているほか, 黒雲母をほぼ全て交代し, 斜長石を部分的に交代している。気泡を埋める緑レン石もみられる。斜長石斑晶中には部分的ながら普遍的に粒径0.01~0.02 mmの細粒結晶が生じており, グロシュラーと推定される。

試料060126-04の大峯花崗岩類の川湯岩床の石英斑岩は渡瀬隧道南西口の下の上村川河床で採取したものである。この試料は川湯岩床の厚さの中間点である下底の砂岩泥岩互層との境界面から約20 mの位置で採取した。鏡下の性質は060126-03とほぼ同様である。

試料060126-05の大峯花崗岩類の川湯岩床の石英斑岩は渡瀬隧道南西口の下の上村川河床で採取したものである。この試料は川湯岩床上面の砂岩泥岩互層との境界面の位置から採取した。鏡下の性質は060126-03とほぼ同様である。ただし, 岩床天盤の本試料のみ, 石基の粒径が何故か隠微晶質でなく, 0.02 mm程度になっており, 石英, 斜長石, 白雲母からなる。これは岩床天盤に揮発性成分が濃集し, 結晶化が促進された可能性を示唆する。これに関連して, この試料の石英斑晶は普遍的に, 幅0.1 mmの隠微晶質コロナに囲まれており, この部分には白雲母が少ない。

試料060127-01の大峯花崗岩類の川湯岩床の石英斑岩は曲川橋から約100 m南の上村川河床で採取したものである。川湯岩床が曲川付近でより東西性の分岐脈を伴い, この位置はその分岐脈の部分に当たる。この地点で, 川湯岩床分岐脈は貫入面に直交方向の厚さが約34 mであり, この試料は川湯岩床上面の砂岩泥岩互層との接触面から3 mの位置で採取した。鏡下の観察によれば, 斑晶は量・鉱物組み合わせに乏しく, 粒径0.25

~3 mm程度である。しかし, 上述の例と同様に, 岩床天盤に当たる本試料のみ, 石基の粒径が何故か隠微晶質でなく, 0.03 mm程度になっており, 石英, 斜長石, 白雲母からなる。これは岩床天盤に揮発性成分が濃集し, 結晶化が促進された可能性を示唆する。これに関連して, この試料の石英斑晶は普遍的に, 幅0.1 mmの隠微晶質コロナに囲まれており, この部分では白雲母が少ない。斑晶は自形・融食形の石英, 部分的に交代された自形の斜長石, 鉄鉱(多量の黄鉄鉱, 少量の黄銅鉱), ごく少量の斜方輝石からなる。黒雲母であったと思われる部分は二次的にルチルに交代されている。斜長石は部分的に方解石に交代され, 前述のグロシュラー的な交代はほとんどみられない。

試料060127-02の大峯花崗岩類の川湯岩床の石英斑岩は曲川橋から約100 m南の上村川河床で採取したものである。この試料は川湯岩床下底の砂岩泥岩互層との接触面から3 mの位置で採取した。鏡下の性質は060127-01とほぼ同様である。ただし, 石基は隠微晶質であり, スフェルライト組織が発達している。

試料060127-03の熊野酸性岩類の花崗斑岩は熊野川(新宮川)沿いをずっと下流に下り, 第2図と新宮市街との中間付近に位置する田長谷という沢の鼻白滝から350 m南で採取したものである。鏡下の観察によれば, 斑晶は粒径0.25~4 mm, 石基は粒径0.05~0.08 mmである。斑晶は上述の高山岩株・川湯岩床などに比べて, 量・鉱物組み合わせに富んでいる。斑晶は融食形・自形の石英, 自形でしばしば集合状の斜長石, 自形のカリ長石, 半自形の黒雲母, 鉄鉱(多量のイルメナイト, 次いで多い黄鉄鉱, ごく少量の黄銅鉱), 電気石, コランダム, 気泡を埋める緑レン石, 気泡を埋める白雲母などからなる。捕獲岩的なスメクタイト+斜長石+石英+黒雲母+イルメナイトのクロットがしばしばみられる。石基は石英, 斜長石, カリ長石, 黒雲母からなる。

なお, 白雲母は高山岩株や川湯岩床の石英斑岩に普遍的にみられ, 一見, 二次的鉱物の組織を示す。しかし, 注目すべき点は, 白雲母の粒径がそれぞれの試料ごとに固有である石基の粒径とよく一致していることである。したがって, 現在の温泉にみられる熱水活動によって形成されたものではなく, 石基の結晶過程の末期に揮発性成分の濃集によって形成されたものとみてよい。このときの揮発性成分はマグマが上昇・定置時に周辺の堆積岩から吸収したものを含めて, マグマの結晶過程で過飽和になったものであろう(Robertson and Wyllie, 1971)。

## 5. 年代測定・化学分析及び結果

### 5.1 K-Ar年代測定及び結果

K-Ar年代測定は高山岩株の石英斑岩060126-01と,

第1表 採取岩石サンプルとその処理一覧.

Table 1 List of collected samples and their treatments.

No.	Lithology	Geological unit	Locality	Chemical analysis	K-Ar dating
060125-01	Pebble-bearing very coarse sandstone	Otonashigawa Group	Mitsukoshi Pass	○	
060125-02	Pebble-bearing very coarse sandstone	Otonashigawa Group	Yunomine hot spring	○	
060126-02	Pebble-bearing very coarse sandstone	Otonashigawa Group	Kaki	○	
060126-01	Quartz porphyry (stock)	Omine Granitic Rocks	Takayama	○	○
060126-03	Quartz porphyry (dike bottom)	Omine Granitic Rocks	South of Watarase tunnel	○	
060126-04	Quartz porphyry (dike middle)	Omine Granitic Rocks	South of Watarase tunnel	○	○
060126-05	Quartz porphyry (dike roof)	Omine Granitic Rocks	South of Watarase tunnel	○	
060127-01	Quartz porphyry (dike roof)	Omine Granitic Rocks	Magarikawa bridge	○	
060127-02	Quartz porphyry (dike bottom)	Omine Granitic Rocks	Magarikawa bridge	○	○
060127-03	Granite porphyry	Kumano Acidic Rocks	Tanagatani*	○	

\*Latitude 33.78337°N and longitude 135.88778°E

第2表 K-Ar年代測定結果.

Table 2 Results of the K-Ar dating.

Sample No.	Lithology	Geological unit	Locality	Potassium (wt %)	Rad 40Ar (10 <sup>-5</sup> nl/g)	Air cont. (%)	Age ± 1 SD (Ma)
060126-01	Quartz porphyry (stock)	Omine Granitic Rocks	Kotsuka (Takayama stock)	4.78	2.673	30.8	14.6 ± 0.4
060126-04	Quartz porphyry (dike)	Omine Granitic Rocks	Watarase tunnel (Kawayu sheet)	4.28	2.218	42.0	13.5 ± 0.5
060127-02	Quartz porphyry (dike)	Omine Granitic Rocks	Magarikawa bridge (Kawayu sheet)	4.79	2.637	32.5	14.4 ± 0.4

渡瀬隧道南西口の川湯岩床の石英斑岩060126-04と、曲川の川湯岩床の石英斑岩060127-02の全岩について行った(第1表,第2図)。K-Ar年代測定はカナダのActivation Laboratories Ltd.に依頼し、全岩試料について行った。K濃度はICP分析により測定した。Ar測定は貴ガス用質量分析計を用い、同位体希釈法により行った。年代は、次式から求めた。

$$t = 1 / (\lambda_{\beta} + \lambda_{e}) \ln \left( \frac{{}^{40}\text{Ar}_{\text{rad}} * (\lambda_{\beta} + \lambda_{e})}{({}^{40}\text{K} * \lambda_{e}) + 1} \right)$$

ただし、(1)式の定数は  $\lambda_{\beta} = 0.4962 \times 10^{-9} \text{y}^{-1}$ ,  $\lambda_{e} = 0.0581 \times 10^{-9} \text{y}^{-1}$ である(Steiger and Jäger, 1977)。誤差は次式から求めた。

$$\text{error} = t * \sqrt{(\text{relative error } {}^{40}\text{Ar rad})^2 + (\text{relative error K})^2}$$

(2)

各試料について2回測定し、その平均を測定結果とした。第2表にその結果を示す。

## 5.2 全岩化学分析及び結果

化学分析は第1表の10個の試料について行った。化

学分析はカナダのALS Canada Ltd.に依頼し、全岩試料について行った。分析方法の主体は誘導結合プラズマ発光分析法(ICP-AES法)であり、重複して分析される成分があるが、第3表と第4表では、そのうち、最も分析精度の高いものを抽出して示した。

主成分のSiO<sub>2</sub>, TiO<sub>2</sub>, Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub>, Fe<sub>2</sub>O<sub>3</sub>, MnO, MgO, CaO, Na<sub>2</sub>O, K<sub>2</sub>O, Cr<sub>2</sub>O<sub>3</sub>, P<sub>2</sub>O<sub>5</sub>については蛍光X線により分析した。S, H<sub>2</sub>O<sup>+</sup>, Cについては赤外線濃度測定法(LECO-RMC 100)により測定した。H<sub>2</sub>O<sup>-</sup>については、105℃に乾燥した後、重量法により定量した。FeOはHCl-HFで酸処理した後、滴定法で分析した。CO<sub>2</sub>はHClO<sub>4</sub>で酸処理した後、電気量測定法で測定した。得られたFeO成分を基に、蛍光X線分析のFe<sub>2</sub>O<sub>3</sub>成分(全鉄)をFe<sub>2</sub>O<sub>3</sub>成分とFeO成分とに再配分した。これらの分析結果は第3表のとおりであり、第3表にはノルム成分の計算結果も示す。

微量成分のSb, As, Be, Cd, Cr, Co, Cu, Ga, La, Pb, Hg, Mo, Ni, Sc, Ag, Ti, W, V, ZnについてはHF-HNO<sub>3</sub>-KClO<sub>4</sub>で酸処理し、HClでろ過した後、ICP-AES法及び誘導結合プラズマ発光質量分析法(ICP-MS法)で分析した。微量成分のCe, Dy, Er, Eu, Gd, Ho, Lu, Nd, Pr, Sm, Tb, Th, Tm, U, Ybについてはリチウム硼酸塩溶解物にし、ICP-MS法



第3表 全岩主成分化学分析結果. 北上帯登米の標準試料JSI-1及びJSI-2はImai *et al.* (1996)による.Table 3 Results of chemical analyses of major components of bulk rocks. Geochemical reference samples of the Toyoma slate JSI-1 and JSI-2 in the Kitakami terrane are quoted from Imai *et al.* (1996).

			060125-01	060125-02	060126-02	060126-01	060126-03	060126-04	060126-05	060127-01	060127-02	060127-03	JSI-1	JSI-2	
		Unit	Sandstone	Sandstone	Sandstone	Quartz porphyry	Quartz porphyry	Quartz porphyry	Quartz porphyry	Quartz porphyry	Quartz porphyry	Granite porphyry	Toyoma slate	Toyoma slate	
Major component	SiO <sub>2</sub>	wt %	70.84	78.18	79.59	76.37	76.14	76.42	77.74	74.91	74.50	70.15	59.47	59.45	
	TiO <sub>2</sub>	wt %	0.75	0.23	0.19	0.08	0.25	0.29	0.08	0.11	0.20	0.64	0.73	0.75	
	Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	wt %	13.56	11.30	10.32	12.46	13.19	12.74	12.58	13.02	12.84	13.87	17.60	18.17	
	Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	wt %	1.10	0.80	0.99	0.78	0.57	0.36	0.45	0.97	0.81	1.05	1.88	0.96	
	FeO	wt %	4.15	1.34	0.89	0.83	0.38	0.71	0.71	0.58	1.09	3.13	4.52	5.05	
	MnO	wt %	0.08	0.02	0.04	0.01	0.01	0.01	0.03	0.07	0.09	0.07	0.06	0.08	
	MgO	wt %	1.46	0.57	0.33	0.15	0.14	0.11	0.21	0.09	0.18	0.99	2.41	2.39	
	CaO	wt %	1.14	0.12	0.10	0.12	0.11	0.13	0.09	0.58	0.84	1.96	1.48	1.89	
	Na <sub>2</sub> O	wt %	2.74	2.59	2.21	0.81	1.24	0.18	0.06	0.90	1.06	2.56	2.18	1.34	
	K <sub>2</sub> O	wt %	1.92	2.41	2.47	5.96	4.89	5.02	5.07	5.84	5.90	3.29	2.85	3.01	
	Cr <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	wt %	<0.01	<0.01	<0.01	<0.01	<0.01	<0.01	<0.01	<0.01	<0.01	<0.01	<0.01	<0.01	<0.01
	P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	wt %	0.07	0.02	0.03	0.13	0.09	0.12	0.08	0.14	0.11	0.14	0.20	0.16	
	H <sub>2</sub> O+	wt %	2.10	1.33	1.11	1.22	1.38	1.81	1.59	1.32	1.04	1.20	3.92	4.16	
	H <sub>2</sub> O-	wt %	0.19	0.33	0.31	0.28	0.23	0.20	0.19	0.15	0.17	0.25	0.65	0.36	
Total	wt %	100.10	99.24	98.58	99.20	98.62	98.10	98.88	98.68	98.83	99.30	97.95	97.77		
Norm Composition	Q	wt %	40.66	51.95	56.28	48.41	50.03	55.80	57.24	46.13	44.68	35.68	27.15	29.43	
	or	wt %	11.13	14.47	14.47	35.06	28.94	29.49	30.05	34.50	35.06	19.48	16.70	17.81	
	ab	wt %	23.07	22.02	18.87	6.82	10.49	1.57	0.52	7.86	8.91	21.50	18.35	11.53	
	an	wt %	5.56	0.56	0.56	0.00	0.00	0.00	0.00	1.95	3.34	8.90	6.40	8.62	
	C	wt %	5.00	4.18	3.77	4.69	5.81	7.03	6.93	4.49	3.47	2.85	8.66	9.48	
	hy-en	wt %	3.61	1.41	0.80	0.40	0.30	0.30	0.50	0.20	0.40	2.51	6.02	5.92	
	hy-fs	wt %	5.54	1.45	0.53	0.79	0.00	0.53	0.79	0.13	0.92	3.83	5.54	7.25	
	mt	wt %	1.62	0.80	0.96	0.80	0.32	0.32	0.48	0.96	0.80	1.12	1.92	0.96	
	hm	wt %	0.00	0.00	0.00	0.00	0.32	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	
	il	wt %	1.37	0.46	0.30	0.15	0.46	0.61	0.15	0.15	0.46	1.21	1.37	1.37	
	ap	wt %	0.00	0.00	0.00	1.01	1.01	1.01	1.01	1.01	1.01	1.01	1.01	1.01	
Total	wt %	97.56	97.29	96.54	98.12	97.67	96.66	97.68	97.38	99.05	98.08	93.11	93.38		
S	0.01-50	%	0.01	0.02	0.02	0.07	0.37	0.14	0.21	0.01	0.07	0.09			
H <sub>2</sub> O+	0.01-100	%	2.10	1.33	1.11	1.22	1.38	1.81	1.59	1.32	1.04	1.20	3.92	4.16	
H <sub>2</sub> O-	0.01-100	%	0.19	0.33	0.31	0.28	0.23	0.20	0.19	0.15	0.17	0.25	0.65	0.36	
FeO	0.02-100	%	4.15	1.34	0.89	0.83	0.38	0.71	0.71	0.58	1.09	3.13			
C	0.01-100	%	0.07	0.08	0.07	0.04	0.02	0.03	0.01	0.13	0.26	0.12			
CO <sub>2</sub>	0.2-50	%	<0.2	<0.2	<0.2	<0.2	<0.2	<0.2	<0.2	0.40	0.90	<0.2	0.77	1.24	
Method	S, H <sub>2</sub> O+, C: Leco furnace and infrared spectroscopy H <sub>2</sub> O-: Gravimetric procedure after drying at 105°C FeO: Ferrous iron by HCl-Hf acid digestion and titrimetric finish CO <sub>2</sub> : HClO <sub>4</sub> acid and coulometry														

で分析した。微量成分のBa, Nb, Rb, Sr, Y, Zrについても, リチウム硼酸塩溶解物にし, ICP-MS法で分析した。これらの分析結果は第4表のとおりであり, 表中には分析法の概略と微量成分の分析検出限界も付記した。

## 6. 議論

### 6.1 K-Ar年代の意義

川湯岩床のK-Ar年代として, 渡瀬隧道南西端で13.5 Ma, 曲川で14.4 Maの年代が得られた(第2表)。これらの年代は事実上, 白雲母の形成年代とみてよい。前

第4表 全岩微量成分化学分析結果. 北上帯登米の標準試料JSI-1及びJSI-2はImai *et al.* (1996)による.

Table 4 Results of chemical analyses of trace components of bulk rocks. Geochemical reference samples of the Toyoma slate JSI-1 and JSI-2 in the Kitakami terrane are quoted from Imai *et al.* (1996).

Element	Limit	Unit	060125-01 Sandstone	060125-02 Sandstone	060126-02 Sandstone	060126-01 Quartz porphyry	060126-03 Quartz porphyry	060126-04 Quartz porphyry	060126-05 Quartz porphyry	060127-01 Quartz porphyry	060127-02 Quartz porphyry	060127-03 Granite porphyry	JSI-1 Toyoma slate	JSI-2 Toyoma slate
Sb	0.05-1000	ppm	0.35	0.26	1.08	14.00	10.35	5.66	21.60	1.92	0.62	0.48	0.93	0.91
As	0.2-10000	ppm	1.0	2.4	3.6	26.2	3.3	22.9	5.6	2.5	1.8	4.6	14.9	11.4
Be	0.05-1000	ppm	1.40	0.96	1.04	1.77	1.80	1.84	2.62	2.58	2.90	1.86	2.28	2.68
Bi	0.01-10000	ppm	0.13	0.07	0.09	0.07	0.01	0.02	0.51	0.46	0.13	0.10	0.53	
Cd	0.02-500	ppm	0.12	0.02	0.06	<0.02	0.1	0.08	0.95	0.21	0.09	0.06	0.12	0.11
Cr	1-10000	ppm	55	14	13	28	24	5	22	3	34	24	61	65
Co	0.1-10000	ppm	9.6	3.2	3.7	0.6	1.8	1.2	0.7	1.0	2.1	6.7	15.5	15.7
Cu	0.2-10000	ppm	18.1	9.6	8.2	7.2	4.6	8.2	23.4	6.2	4.7	17.3	40.8	44.5
Ga	0.05-500	ppm	18.20	11.75	11.65	18.50	16.35	17.30	18.05	17.55	17.20	17.40	20.70	22.80
La	0.5-500	ppm	41.8	26.0	24.4	4.0	19.5	15.4	2.7	8.0	12.5	32.6	29.3	32.7
Pb	0.5-10000	ppm	26.3	14.4	15.1	16.5	11.9	21.7	50.5	61.6	26.9	19.4	17.4	19.7
Hg	0.01-100	ppm	0.02	0.02	0.03	2.03	0.19	0.09	0.22	0.01	<0.01	<0.01	0.07	0.04
Mo	0.05-10000	ppm	0.36	0.30	0.53	0.54	0.32	0.35	0.44	0.28	0.54	0.83	0.82	
Ni	0.2-10000	ppm	27.6	9.7	10.0	8.4	5.9	4.2	2.9	3.2	4.8	12.3	37.6	40.6
Sc	0.1-250	ppm	10.8	4.2	3.6	2.6	3.2	3.6	2.6	2.8	3.3	7.4	16.7	16.8
Ag	0.01-100	ppm	0.18	0.06	0.07	0.09	0.04	0.09	0.24	0.23	0.10	0.10	0.12	0.06
Tl	0.02-500	ppm	0.29	0.43	0.51	2.51	1.93	1.59	2.12	1.64	1.62	0.61	0.63	
W	0.1-10000	ppm	0.9	0.7	0.7	1.7	2.0	2.2	2.7	2.3	1.9	1.2	2.5	1.7
V	1-10000	ppm	65	25	21	2	8	9	1	2	7	41	131	122
Zn	2-10000	ppm	88	28	27	5	18	26	36	134	51	59	108	101
Method Four acid (HF-HNO <sub>3</sub> -KClO <sub>4</sub> acid digestion, HCl leach ) and ICPMS and ICPAES, Hg determined using separate digestion														
Element	Limit	Unit												
Ce	0.5-10000	ppm	85.2	54.8	47.1	9.6	42.4	36.6	8.0	19.4	31.8	74.4	60.6	69.6
Dy	0.05-1000	ppm	4.65	1.99	2.64	2.68	5.70	5.88	3.94	4.52	5.21	5.28	5.11	4.71
Er	0.03-1000	ppm	2.59	1.18	1.58	1.84	3.68	3.71	2.53	2.96	3.26	3.07	1.15	2.24
Eu	0.03-1000	ppm	1.49	0.62	0.82	0.14	0.53	0.43	0.21	0.24	0.43	1.00	1.22	1.14
Gd	0.05-1000	ppm	6.52	2.91	3.18	1.50	4.57	4.59	2.03	3.00	4.07	6.41	4.84	4.90
Ho	0.01-1000	ppm	0.91	0.40	0.52	0.58	1.23	1.24	0.85	1.00	1.10	1.06	0.69	0.67
Lu	0.01-1000	ppm	0.39	0.18	0.21	0.32	0.47	0.47	0.37	0.45	0.43	0.40	0.44	0.40
Nd	0.1-10000	ppm	37.1	20.1	18.8	3.8	17.4	16.0	4.2	8.7	14.3	32.4	28.8	32.0
Pr	0.03-1000	ppm	10.20	5.89	5.45	1.12	4.92	4.38	1.04	2.38	3.84	8.74	6.07	6.44
Sm	0.03-1000	ppm	6.88	3.40	3.35	1.32	4.40	4.14	1.74	2.79	3.93	6.58	6.02	5.95
Tb	0.01-1000	ppm	0.82	0.35	0.42	0.34	0.78	0.79	0.53	0.68	0.80	0.95	0.72	0.73
Th	0.05-1000	ppm	14.25	8.85	7.67	5.78	9.11	10.05	6.95	7.33	8.61	14.70	9.97	11.50
Tm	0.01-1000	ppm	0.35	0.15	0.21	0.31	0.49	0.52	0.41	0.47	0.50	0.45	0.27	
U	0.05-1000	ppm	1.22	1.16	1.10	5.61	3.76	3.75	4.93	4.62	3.84	2.44	2.63	2.92
Yb	0.03-1000	ppm	2.19	1.06	1.24	1.98	3.12	3.04	2.53	2.98	3.12	2.82	2.81	3.15
Method Lithium borate fusion and ICPMS														
Element	Limit	Unit												
Ba	0.5-1000	ppm	1005	479	478	520	891	516	617	829	663	684	305	302
Nb	0.2-10000	ppm	11.7	4.3	3.7	7.4	8.1	8.8	7.5	7.6	7.8	12.3	9.5	12.3
Rb	0.2-10000	ppm	47.7	79.3	84.8	289.0	187.5	216.0	267.0	236.0	221.0	124.5	117.0	118.0
Sr	0.1-10000	ppm	212	113	60	61	75	58	56	129	203	160	193	230
Y	0.5-10000	ppm	21.9	9.3	13.6	15.0	31.3	32.9	23.5	27.7	30.9	28.7	30.0	31.3
Zr	0.5-10000	ppm	259.0	118.0	86.7	48.0	95.1	98.3	64.9	72.9	87.2	226.0	174.0	191.0
Method Lithium borate fusion and ICPMS														

述の記載のように、白雲母は石基結晶過程末期に揮発性成分の濃集によって形成されたものと推定され、岩体の規模が小さいことから、これらの年代はほぼ貫入の年代を表すとみてよい。実際に、白雲母をより多く含み、白雲母化が明瞭な曲川の岩石の方が古い年代を示している。他方、現在の温泉に関係した熱水変質は鏡下では判然としないものの、渡瀬隧道南西端の岩石は川湯温泉から約1.75 kmと接近していることから、現在の熱水活動による若返りの影響が無視できないものと思われる。このことから、川湯岩床の年代としては、曲川の14.4 Maという年代の方がより信頼できるであろう。高山の石英斑岩岩株も、ほぼこれと類似した14.6 Maという年代を示している。これも、前述の石基結晶過程末期に生成した白雲母の形成年代とみてよい。

大きくみると、高山岩株付近は南北に伸びる大峯花崗岩類の分布の主軸の南方延長に当たる(第1図)。紀伊半島南部の中新世貫入岩類においては、岩床は堆積岩パイルナップの走向を反映して東西に近い走向をもち、岩脈は南北に近い走向をもつ(第1図)。したがって、高山岩株の位置に、南北性の主岩脈が伏在しており、川湯岩床はこれから派生した岩床である可能性が高い。高山岩株と川湯岩床とは岩相的にも類似している。つまり、高山岩株と川湯岩脈は地下で繋がっている可能性が高い。両者のK-Ar年代の一致は、岩相的な類似性と併せて、この推定を裏づけるように思われる。

14.6~14.4 Maというこれらの年代はSumii and Shinjoe (2003)の大峯花崗岩類プロパーの最頻値である14.8~14.6 Maと、角井ほか(1998)の熊野酸性岩類の14.4~14.2 Maという年代のちょうど中間に入り、妥当のようにみえる。15 Ma頃の西南日本弧の回転によって、西南日本外帯が高温の四国海盆の上に強制的に乗り上げて、スリパープレート下部のアナテクシスが起ったとすれば、これらのマグマは巨視的には同時に発生したとみてよい。しかし、貫入岩体の分布特性からみれば、大峯花崗岩類の分布の中心は本宮地域より北方にあるため、根源的な北方でより古く、それから派生する高山岩株、川湯岩床の順に若くなるという年代測定結果は合理的に理解される。他方、熊野酸性岩類については、長らく定説であった溶岩湖説に対して(荒牧・羽田, 1965)、最近、熊野カルデラ内のラコリス状貫入岩体説が提案された(Miura, 1999)。この場合には、その岩体規模が大きく、最も緩慢に冷却されたため、より若い年代まで閉鎖温度を保っていたのであろう。

## 6.2 岩石の化学組成の意義

村田(1982)は外帯の大峯花崗岩類プロパーの中で、北端の一部がIタイプ花崗岩であり、南側の大部分がSタイプ花崗岩であることを明らかにした。高橋(1986)

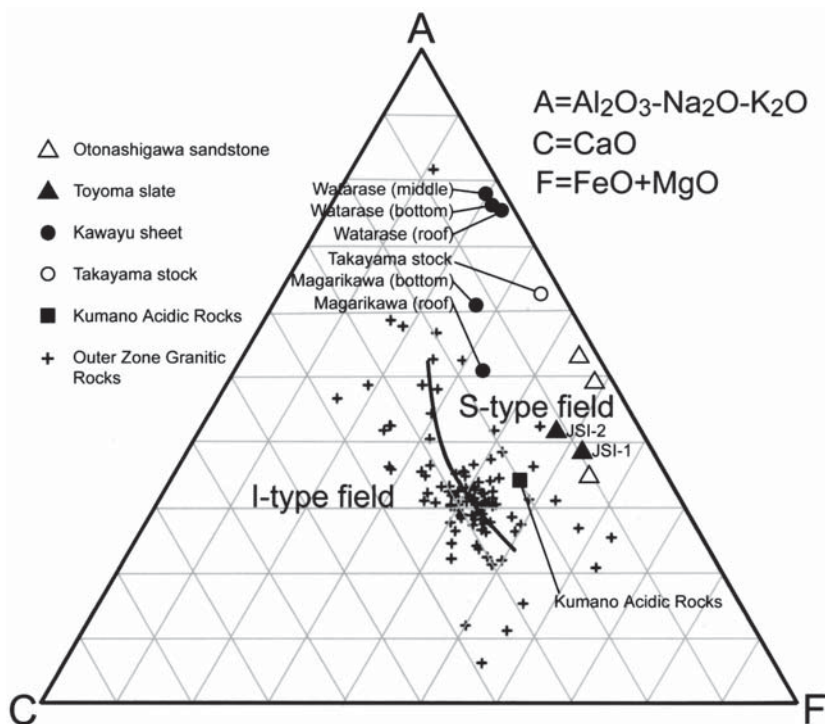
は内帯から外帯にかけての広い範囲の紀伊半島の中新世火成岩類について、その化学組成が南に向かうほど、Sタイプ花崗岩的になることを明らかにした。これらの研究からすれば、比較的南に位置する本宮地域の中新世貫入岩類はSタイプ花崗岩になると予想された。ごく最近、新正ほか(2007)は、紀伊半島南部のIタイプ花崗岩とSタイプ花崗岩の境界が、南東から北西に向かって深くなる深発地震帯に対応して、北東-南西方向にあることを明らかにした。この研究からみると、本宮地域の中新世貫入岩類、とくには西側に張り出している川湯岩床はややIタイプ地帯に近づくことになるが、それでもSタイプ地帯に位置していると推定される。

分析結果は第5図のACF図のように、本宮地域の高山岩株や川湯岩床は一般的な西南日本外帯の中新世花崗岩類(Takahashi *et al.*, 1980)に比べても、より典型的なSタイプ花崗岩であることが明瞭となった。川湯岩床のマグマの本来の供給源は、新正ほか(2007)のIタイプとSタイプ花崗岩の境界に近い現在の位置ではなく、高山岩株付近にある可能性が高い。しかも、その化学組成は偶然に分析した音無川層群の3個の砂岩に近い特徴をもつ。

第6図は、高山岩株や川湯岩床のノルム成分を珪長質マグマのQ-Or-Ab系の最低融解温度を表す相図にプロットしたものである。これによれば、川湯岩床は不均質であり、同一地点でも、岩床の下盤から天盤に向かって、系統的にアルバイト端から石英・カリ長石端へと変化する傾向を示す。これは結晶分化作用というよりも、石基結晶過程末期にKに富んだ揮発性成分が天盤に濃集し(例えば、村岡・大谷, 2000)、NaをKで交換する反応に伴って白雲母が形成された結果を表す可能性が高い。例えば、Incompatible元素の代表であるRb成分も、2箇所とも岩床の天盤で高濃度になっている(第4表)。下盤の石基が隠微晶質であり、天盤の石基がより結晶化していることも、揮発性成分の効果と考えられる。他方、第6図において、岩床下盤の試料や高山岩株や熊野酸性岩類などを併せて考えれば、そのトレンドの一つの出発点は5 kb付近にあるようにみえる。同じ生成圧力条件は、Kawasaki (1981)や村田(1984)が大峯花崗岩類プロパーの詳細な岩石学的研究に基づいて提案している。これが正しければ、その深度はおおよそ20 kmに当たる。

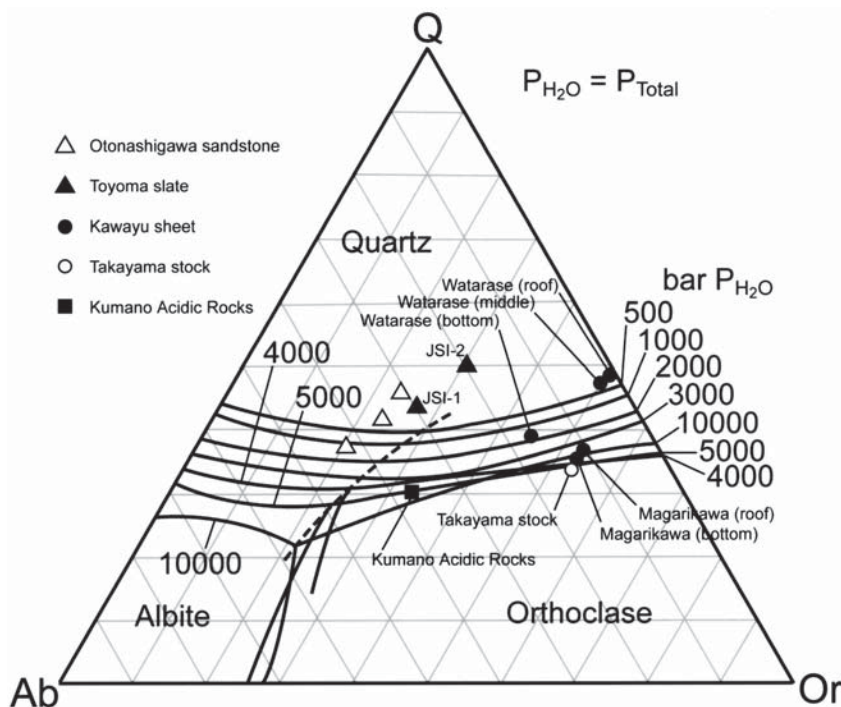
## 6.3 堆積岩起源物質について

これまで、大峯花崗岩類については、多様な岩石学的研究が行われ(中田・高橋, 1979; Kawasaki, 1981; 村田, 1982, 1984; 村田・吉田, 1985; 高橋, 1986; 新正ほか, 2007)、Sタイプ花崗岩については、融解度の大きな堆積岩のアナテクシス説が広く受け入れられてきた。そして、起源物質としては、どちらかといえ



第5図 本宮温泉地域の貫入岩類と砂岩のACF図。外帯花崗岩はTakahashi *et al.* (1980)による。北上帯登米の標準試料JSI-1及びJSI-2はImai *et al.* (1996)による。

Fig. 5 ACF diagram showing intrusive rocks and sandstone in the Hongu hot spring area. The Outer Zone Granitic Rocks are after Takahashi *et al.* (1980). Geochemical reference samples of the Toyoma slate JSI-1 and JSI-2 in the Kitakami terrane are quoted from Imai *et al.* (1996).

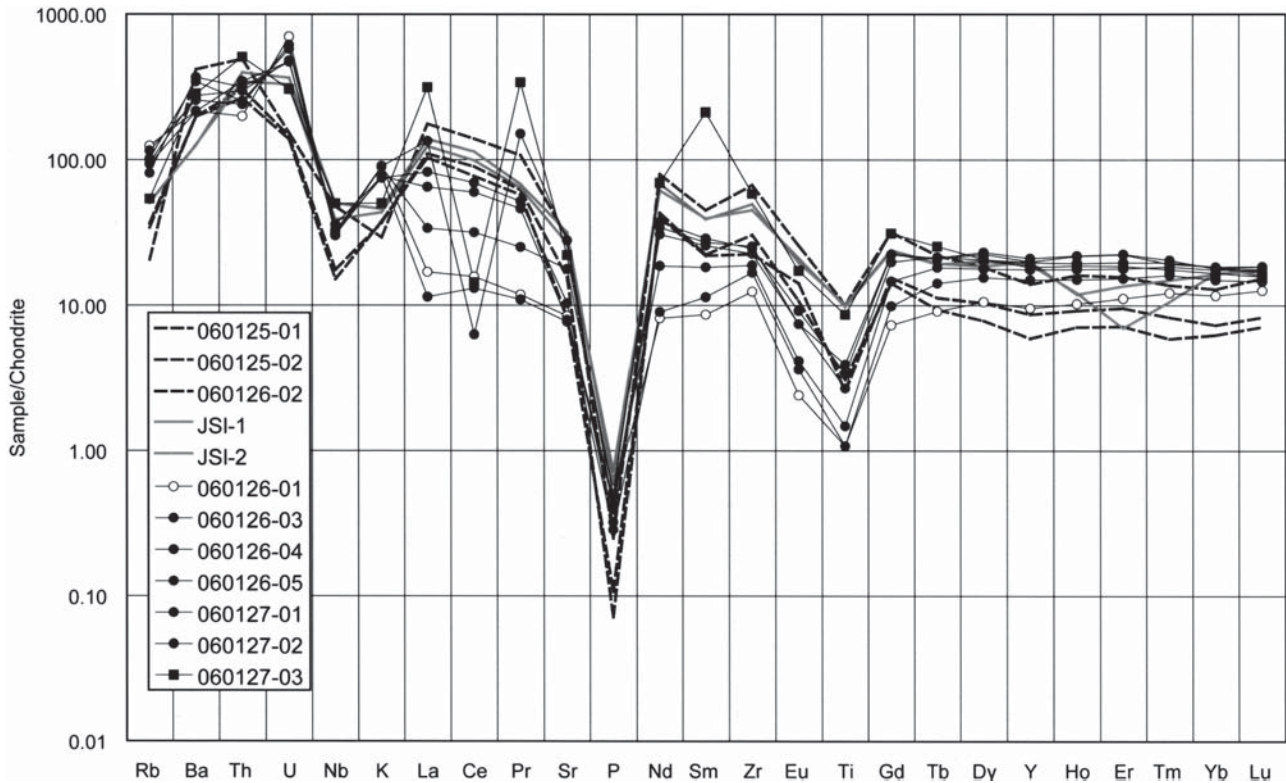


第6図 本宮温泉地域の貫入岩類と砂岩のQ-Or-Ab系相図。相関係はTuttle and Bowen (1958), Luth *et al.* (1964), Steiner *et al.* (1975)による。北上帯登米の標準試料JSI-1及びJSI-2はImai *et al.* (1996)による。

Fig. 6 Q-Or-Ab phase diagram showing intrusive rocks and sandstone in the Hongu hot spring area. The phase relation is after Tuttle and Bowen (1958), Luth *et al.* (1964) and Steiner *et al.* (1975). Geochemical reference samples of the Toyoma slate JSI-1 and JSI-2 in the Kitakami terrane are quoted from Imai *et al.* (1996).

ば泥質堆積物が想定されてきた(村田, 1984; 村田・吉田, 1985)。しかし、それにもかかわらず、筆者の知る限り、それら火成岩類の化学組成を直接的に周辺の堆積岩類の化学組成と比較した研究例は少ないようにみえる。第7図に、本研究で分析した7個の火成岩と3個の音無川層群の礫質粗粒砂岩について、その微量成分の化学組成を比較する。このように、高山岩株や川湯岩床や熊野酸性岩と音無川層群の砂岩とは注目すべ

き一致を示している。火成岩類の方が左寄りのIncompatible元素にやや富む傾向があるが、そのほかの元素については概してよく一致している。残念ながら、これら3個の堆積岩は全て、フレッシュ堆積物のうちの砂岩の例であり、泥岩の化学組成については未確認である。そのため、この図中には泥岩の参考例として、産業技術総合研究所の標準試料の中から、北上帯宮城県登米の粘板岩JSI-1とJSI-2の例を示した (Imai *et al.*,



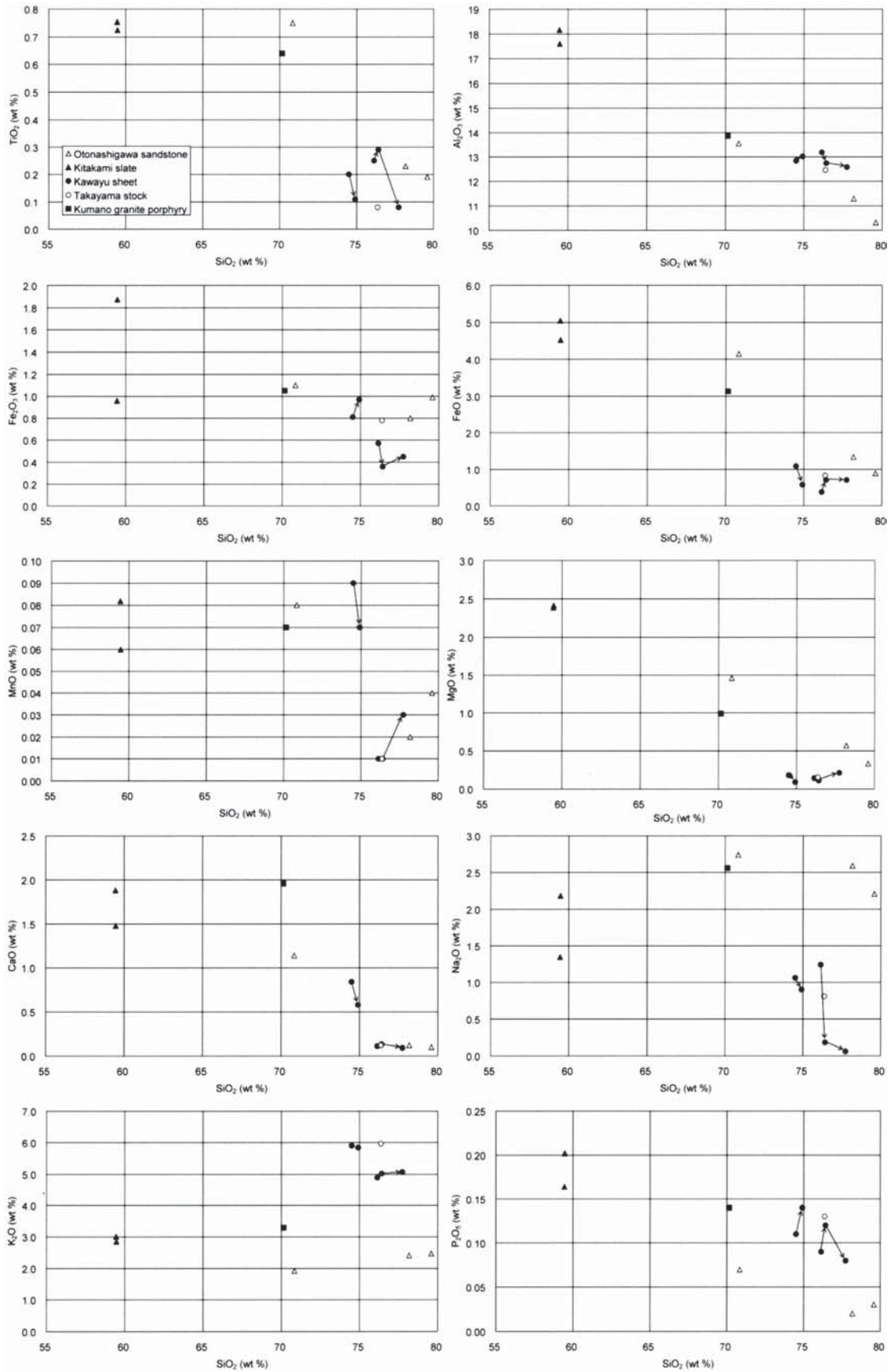
第7図 本宮温泉地域の貫入岩類と砂岩の微量元素パターン図。C1コンドライトで正規化したもので、C1コンドライト組成はSun and McDonough (1989)による。北上帯登米の標準試料JSI-1及びJSI-2はImai *et al.* (1996)による。

Fig. 7 Trace element abundance pattern diagram showing intrusive rocks and sandstone in the Hongu hot spring area. All the samples are normalized by C1-chondrite after Sun and McDonough (1989). Geochemical reference samples of the Toyoma slate JSI-1 and JSI-2 in the Kitakami terrane are quoted from Imai *et al.* (1996).

1996)。この図からみる限り、泥岩の微量元素も砂岩と大差はなく、これら火成岩類の堆積岩起源物質は泥岩でもよいように見える。しかし、これら火成岩類の微量元素の中で比較的絶対量の多いPやTiの負異常については、砂岩の方に類似性があるように見える。この点を更に検証するため、第8図に主成分のハーカー図を示す。ハーカー図上では、泥岩は砂岩に比べてSiO<sub>2</sub>に乏しく、代わってAl<sub>2</sub>O<sub>3</sub>、全鉄、MgO、CaOなどに富み、その差が歴然としている。そして、ほとんどの主成分は、これらの火成岩類が泥岩よりもむしろ砂岩に類似していることを示している。その例外はNa<sub>2</sub>OとK<sub>2</sub>Oのハーカー図であるが、これは前述の白雲母形成に伴うNaとKの交換反応のためである可能性が高い。事実、白雲母をごく少量しか含まない熊野酸性岩の試料のみはNa<sub>2</sub>OやK<sub>2</sub>Oのハーカー図においても、砂岩との類似性を維持している。

以上のことから、アナテクシスの温度や融解度が非常に大きい場合には、その起源物質はフリッシュ堆積物のうち、砂岩と泥岩を分けて考える必要はなく、砂岩泥岩互層全体が融解したとみてよいであろう。例えば、近傍で最も大規模な貫入岩体である熊野酸性岩類

(南岩体)はこのような事例に相当するかもしれない。第8図では、熊野酸性岩類の試料のみが常に砂岩と泥岩の中間に近いところに位置しており、この可能性を裏づけている。しかし、アナテクシスの温度や融解度が比較的限定された場合には、フリッシュ堆積物のうち、砂岩が選択的に融解するという事は十分に起こり得る。これは砂岩の方が、第6図の最低溶融点に近いことにより説明できる。特に、5 kbの条件下では、砂岩の方が泥岩よりも明瞭に最低溶融点に近い。また、第6図には表現されないが、泥岩は一般にノルム・コランダムを10 wt%近く含み(第3表)、砂岩との大きな相違点となっている。大峯花崗岩類や熊野酸性岩類のレスタイト鉱物がほとんどAl<sub>2</sub>O<sub>3</sub>に富む鉱物であることは、むしろ、Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub>に富む泥岩が相対的に難溶性であった証拠といえるかもしれない。高山岩株や川湯岩床は貫入岩体としての規模が小さく、アナテクシスの温度や融解度が比較的限定され、砂岩が選択的に融解した事例に相当する可能性が高い。第7図や第8図にみられる高山岩株や川湯岩床と砂岩との類似性は、複雑な分別融解の解釈を必要とせず、これらが基本的には砂岩の全融解で生じ得る可能性を示している。



第8図 本宮温泉地域の貫入岩類と砂岩のハーカー図。北上帯登米の標準試料 JSI-1 及び JSI-2 は Imai *et al.* (1996) による。

Fig. 8 Harker diagrams showing intrusive rocks and sandstone in the Hongu hot spring area. Geochemical reference samples of the Toyoma slate JSI-1 and JSI-2 in the Kitakami terrane are quoted from Imai *et al.* (1996).

#### 6.4 本宮温泉の成因

既に述べたように、紀伊水道や紀伊半島下には、いくつもの四国海盆の拡大軸の海山列が沈み込んでいるものと推定される。これに関連して、Yamano *et al.* (2003) は四国南東の南海トラフ(変形フロント)沿いに約 $200 \pm 20 \text{ mW/m}^2$ という高い熱流量を見いだしている。沈み込んだ四国海盆の拡大軸の北方延長がどの位置を通過しているかは定かではないが、紀伊半島における $^3\text{He}/^4\text{He}$ 比の異常(Sano and Wakita, 1985)や白浜温泉から本宮温泉にかけての深度20~40 km付近に見いだされる低比抵抗帯など(梅田ほか, 2003)、様々の異常からみると、四国海盆の拡大軸の沈み込みが与えた熱的影響は、四国東部よりもむしろ紀伊半島において大きい可能性が少なくない。事実、本宮温泉地域においては、地熱井によって $41.5 \sim 89.8 \text{ }^\circ\text{C/km}$ という大きな地温勾配が観測されている(新エネルギー・産業技術総合開発機構, 1994)。したがって、本宮温泉の究極的な熱源は四国海盆拡大軸の沈み込みであると考えられる。

本宮温泉の熱水貯留層についていえば、この地域は基本的に難透水性のフリッシュ堆積物から構成されている。このことから、熱水貯留層の可能性は比較的限定されている。一般的に言えば、最も期待される熱水貯留層は断層である。しかし、本地域の場合、母岩中に普遍的に分布する泥岩が断層破砕帯を二次的に閉塞しやすいため、断層の場合にはその形成時代や固結度が問題となる。そして、いま一つの可能性が中新世の岩脈や岩床である。

難透水性のフリッシュ堆積物の中にあっては、岩脈や岩床の透水性は相対的に大きく、温泉水や地下水の通路になりやすい。その理由は板状のマグマが急冷して固結する際に体積の収縮が起これ、これに伴って柱状節理、板状節理、直交節理などの冷却節理が形成されるからである。この冷却節理は板状の岩脈や岩床全体にわたって発達し、連続的な流体の通路となる。その典型的な事例が川湯温泉の仙人湯であり、ここでは熱水が川湯岩床の柱状節理から直接的に湧出しており、岩床が熱水貯留層となっている典型的な事例を示している。逆の事例として、高山岩株などには冷却節理が少なく、連続塊状の露頭を呈するところが多い。これは板状の岩脈や岩床に比べて、湿潤な堆積岩に近接する面積が少なく、より緩慢に冷却したためであろう。これが高山岩株に温泉を伴わない理由であろう。

これまでの地熱地質情報を総合するならば、湯の峰温泉や渡瀬温泉についても、岩脈や岩床を熱水貯留層としている可能性が少なくない。例えば、渡瀬温泉は掘削によって開発された温泉であり、近傍に南北性の岩脈が露出している。このことから、温泉掘削はこの岩脈を捉えたものであり、岩脈を熱水貯留層にしてい

ると考えられる。湯の峰温泉についていえば、その4 km東方には高山岩株が分布している。加えて、湯の峰温泉の2 km東方には、新エネルギー・産業技術総合開発機構が深度1,002 mのN4-HG-1号井を掘削し、深度453.05~573.35 mで石英斑岩岩脈または岩床を捕捉するとともに、ここから毎分80~90リットルの逸泥を記録している(新エネルギー・産業技術総合開発機構, 1994)。このことから、湯の峰温泉もその地下には岩床が伏在し、その先端が接近している可能性が大きい。

前述のように、高山岩株や川湯岩床のマグマの発生深度はおおよそ20 km程度と推定される。本宮温泉地域付近の現在の四国海盆スラブの上面境界は、深度30 km程度である(Hori *et al.*, 2004)。15 Ma頃の西南日本弧の回転に伴い(Torii, 1983; Otofujii and Matsuda, 1983, 1984)、西南日本弧外帯のフリッシュ堆積物のパイルアップが高温状態の四国海盆スラブの上に強制的に乗り上げてアナテクシスを起こし、Sタイプマグマを発生したとすれば(新妻, 1985; 高橋, 1986)、巨視的にはそのアナテクシスが四国海盆スラブの上の30~20 km程度の深度範囲で起こったとみてよい。そして、脆性的なマグマフラクチャリングを必要とする岩脈や岩床が深度20 km程度から発生したとすれば、およその空間的な位置関係は合理的に理解される。

川湯岩床は深部で岩脈に収束する可能性が高いため、いま、これを垂直的な岩脈と単純化してみよう。このような透水体が地殻熱流量の大きい地域に深度20 kmから地表まで連続しているとすれば、この透水体の中では広範な熱水対流が起これ、深部の熱を効率的に地表まで運ぶはずである。これが本宮温泉の成因といえよう。

#### 7. まとめ

日本列島において、和歌山県本宮温泉は兵庫県有馬温泉と並んで、火山フロントより前弧側に分布する沸騰温泉地域の1つであり、その成因は火山性温泉の場合よりも謎に包まれている。本宮地域の温泉は従来から、貫入岩類がその湧出を規制している可能性が指摘されており(新エネルギー・産業技術総合開発機構, 1994; 原田・中屋, 1999; 西村, 2001)、本報では本宮温泉地域の貫入岩類のK-Ar年代測定や化学分析を中心として、本宮温泉の成因を検討した。その結果、次のような結論を得た。

- ① K-Ar年代を測定した結果、高山岩株が14.6 Ma、川湯岩床が14.4 Maという結果が得られた。これらの年代はSumii and Shinjoe (2003)の大峯花崗岩類プロパーの最頻値である14.8~14.6 Maと、角井ほか(1998)の熊野酸性岩類の14.4~14.2 Maという年代のちょうど中間に入る。高山岩株や川湯岩床は北方の大峯花崗岩類中心域から末端域までマグマが派生

して形成されたため、大峯花崗岩類プロパーよりやや若い年代を示すのであろう。

- ②川湯岩床のマグマはQ-Or-Ab系相図から、Kawasaki (1981) や村田 (1984) が大峯花崗岩類プロパーで論じたように、深度約20 km付近で発生したと推定される。
- ③高山岩株や川湯岩床はその主成分や微量成分が、フリッシュ堆積物のうち、泥岩よりも砂岩に類似している。フリッシュ堆積物のアナテクシスにおいて、温度や融解度が限定されたため、砂岩が選択的に融解した可能性がある。
- ④本宮温泉の熱源は、比較的高い熱流量をもつ四国海盆の拡大軸の、紀伊水道や紀伊半島下への沈み込みに求められる。
- ⑤本宮温泉の熱水貯留層は周辺の難透水性のフリッシュ堆積物に比べて浸透率の高い大峯花崗岩類の石英斑岩岩床や岩脈に求められる。岩床や岩脈の全体にわたって発達している冷却節理が連続的な熱水貯留層を提供している。
- ⑥このことは川湯岩床の柱状節理から湧出している川湯温泉において最も明瞭であるが、渡瀬温泉の近傍にも岩脈が露出している。湯の峰温泉はその東方2 kmの位置で掘削された地熱井が石英斑岩を貫いており、伏在する岩床に関係づけられる可能性が大きい。
- ⑦地殻熱流量の高い地域に、深度20 km程度から地上まで透水体が存在すれば、広範な熱水対流が起り、深部の熱を効率的に地表まで運ぶはずである。これが本宮温泉の成因といえよう。

**謝辞:**本研究には原子力発電環境整備機構(NUMO)の受託研究『熱・熱水の影響評価手法に関する検討』の予算を使わせていただいた。三菱マテリアル資源開発の小関武宏氏には、年代測定・化学分析を特急で行っていただいた。産総研の角井朝昭氏には西南日本弧の外帯酸性岩類の年代論についてご教授いただいた。鉄鉱の一部は村上浩康氏に鑑定していただいた。玉生志郎氏・阪口圭一氏にはまとめつつあった『熱・熱水の影響評価手法に関する検討』の途中から、参加の機会を与えていただいた。水垣桂子氏の査読には大いに助けられた。以上の機関や方々に記して御礼申し上げる。

## 文 献

荒牧重雄・羽田 忍 (1965) 熊野酸性岩類の中部および南部の地質。地質学雑誌, **71**, 494-512。  
 原田哲朗・中屋志津男 (1999) 特集「紀伊半島の地質と温泉」7温泉。URBAN KUBOTA, No.38, 42-56。  
 Hori, T., Kato, N., Hirahara, K., Baba, T. and Kaneda, Y. (2004) A numerical simulation of earthquake cycles along the Nankai Trough in southwest

Japan: lateral variation in frictional property due to the slab geometry controls the nucleation position. *Earth and Planetary Science Letters*, **228**, 215-226。  
 Iio, Y., Sagiya, T., Kobayashi, Y. and Shiozaki, I. (2002) Water-weakened lower crust and its role in the concentrated deformation in the Japanese Islands. *Earth and Planetary Science Letters*, **203**, 245-253。  
 Imai, N., Terashima, S., Itoh, S. and Ando, A. (1996) 1996 compilation of analytical data on nine GSJ geochemical reference samples, —Sedimentary rock series —. *Geostandards Newsletter*, **20**, 165-216。  
 Kawasaki, M. (1981) Omime acid rocks, Kii peninsula — Petrogenesis —. *J. Japan Assoc. Min. Petr. Econ. Geol.*, **76**, 195-206  
 木村克己・笹田政克・広島俊男 (1991) 20万分の1地質図幅「木本」。地質調査所。  
 栗本史雄・牧本 博・吉田史郎・高橋裕平・駒澤正夫 (1998) 20万分の1地質図幅「和歌山」。地質調査所。  
 Lindquist, K. G., Engle, K., Stahlke, D. and Price, E. (2004) Global topography and bathymetry grid improves research efforts. *Eos Trans. AGU*, **85** (19), 186。  
 Luth, W. C., Jahns, R. H. and Tuttle, O. F. (1964) The granitic system at pressures of 4 to 10 kilobars. *J. Geophys. Res.*, **69**, 759-773。  
 Miura, D. (1999) Arcuate pyroclastic conduits, ring faults, and coherent floor at Kumano caldera, southwest Honshu, Japan. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, **92**, 271-294。  
 Muraoka, H. (2006) Dikes as hydrothermal reservoirs in sedimentary basins. *Proceedings of the 7th Asian Geothermal Symposium*, 83-89。  
 Muraoka, H., Sakaguchi, K., Nakao, S. and Kimbara, K. (2006) Discharge temperature - discharge rate correlation of Japanese hot springs driven by buoyancy and its application to permeability mapping. *Geophysical Research Letters*, **33**, L10405, doi: 10.1029/2006GL026078。  
 村岡洋文・大谷具幸 (2000) WD-1a井の全岩化学分析による葛根田地熱系のプロファイリング。地調報告, 第284号, 35-55。  
 村岡洋文・阪口圭一・玉生志郎・佐々木宗建・茂野 博・水垣桂子 (2007) 日本の熱水系アトラス。産総研地質調査総合センター, 110p。  
 村田 守 (1982) 紀伊半島中部、大峯地域のSタイプおよびIタイプ花崗岩質岩。岩石鉱物鉱床学会誌, **77**, 267-277。



- 村田 守 (1984) 紀伊半島中部, 大峯地域の中新世IタイプおよびSタイプ花崗岩質岩の岩石学. 岩石鋳物鋳床学会誌, **79**, 351-369.
- 村田 守・吉田武義 (1985) 紀伊半島中部, 大峯地域の中新世IタイプおよびSタイプ花崗岩質岩の微量元素組成. 岩石鋳物鋳床学会誌, **80**, 227-245.
- 中田節也・高橋正明 (1979) 西南日本外帯・瀬戸内区における中新世の中性~珪長質マグマの化学組成広域的变化. 地質学雑誌, **85**, 571-582.
- 新妻信明 (1985) 変動している日本列島—新第三紀テクトニクスとプレート沈み込み. 科学, **55**, 53-61.
- 西村 進 (2001) 紀伊半島の温泉とその熱源. 温泉科学, **51**, 98-107.
- Otofujii, Y. and Matsuda, T. (1983) Paleomagnetic evidence for the clockwise rotation of Southwest Japan. *Earth and Planetary Science Letters*, **62**, 349-359.
- Otofujii, Y. and Matsuda, T. (1984) Timing of rotational motion of Southwest Japan inferred from paleomagnetism. *Earth and Planetary Science Letters*, **70**, 373-382.
- Robertson, J. K. and Wyllie, P. J. (1971) Rock-water systems, with special reference to the water-deficient region. *American Journal of Science*, **271**, 252-277.
- Sano, O. and Wakita, H. (1985) Geographical distribution of  $^3\text{He}/^4\text{He}$  ratios in Japan: Implications for arc tectonics and incipient magmatism. *J. Geophys. Res.*, **88**, 8729-8741.
- 新エネルギー・産業技術総合開発機構 (1994) 地熱開発促進調査報告書No.37本宮地域. 新エネルギー・産業技術総合開発機構, 885p.
- 新正裕尚・折橋裕二・和田穰隆・角井朝昭・中井俊一 (2007) 紀伊半島中新世珪長質火成岩類の全岩組成の広域変化. 地質学雑誌, **113**, 310-325.
- Steiger, R. H. and Jäger, E. (1977) Subcommission on geo-chronology: conversion on the use of decay constants in geo- and cosmochronology. *Earth and Planetary Science Letters*, **36**, 359-362.
- Steiner, C. R., Jahns, R. H. and Luth, W. C. (1975) Crystallization of alkali feldspar and quartz in the haplogranite system  $\text{NaAlSi}_3\text{O}_8\text{-KAlSi}_3\text{O}_8\text{-SiO}_2\text{-H}_2\text{O}$  at 4 kb. *Geol. Soc. Amer. Bull.*, **86**, 83-98.
- 角井朝昭 (2000) 瀬戸内火山岩類と外帯酸性岩類の年代再検討. フィッショントラックニュースレター, 第13号, 43-47.
- 角井朝昭・内海 茂・新正裕尚・下田 玄 (1998) K-Ar法による熊野酸性火成岩類の年代の再検討. 地質学雑誌, **104**, 387-394.
- Sumii, T. and Shinjoe, H. (2003) K-Ar ages of the Ohmine Granitic Rocks, south-west Japan. *The Island Arc*, **12**, 335-347.
- Sun, S. -s. and McDonough, W. F. (1989) Chemical and isotopic systematics of oceanic basalts: implication for mantle composition and processes. Souders, A.D. and Norry, M.J. (eds): *Magmatism in the Ocean Basins*, Geological Society Special Publication No.42, 313-345.
- 高橋正樹 (1986) 日本海拡大前後の“島弧”マグマ活動. 科学, **56**, 103-111.
- Takahashi, M., Aramaki, S. and Ishihara, S. (1980) Magnetite-series/Ilmenite-series vs. I-type/S-type granitoids. *Mining Geology Special Issue*, No.8, 13-28.
- 徳岡隆夫・原田哲朗・井内美郎・石上知良・木村克己・公文富士夫・中條健次・中屋志津男・坂本隆彦・鈴木博之・谷口純造 (1981) 龍神地域の地質. 地域地質研究報告 (5万分の1地質図幅), 地質調査所, 69 p.
- 徳岡隆夫・原田哲朗・鈴木博之・八尾 昭 (1982) 20万分の1地質図幅「田辺」. 地質調査所.
- Torii, M. (1983) Paleomagnetism of Miocene rocks in the Setouchi Province: evidence for rapid clockwise rotation of Southwest Japan at Middle Miocene time. *Doctoral Thesis, Faculty of Science, Kyoto University*, 126p.
- Tuttle, D. F. and Bowen, N. L. (1958) Origin of granite in the light of experimental studies in the system  $\text{NaAlSi}_3\text{O}_8\text{-KAlSi}_3\text{O}_8\text{-SiO}_2\text{-H}_2\text{O}$ . *Geol. Soc. Amer. Mem.*, **74**, 153p.
- 上田誠也・玉木賢策・久城育夫 (1983) フィリピン海東縁部のテクトニクス—マリアナ弧と小笠原弧. 科学, **53**, 439-455.
- 梅田浩司・大原大二郎・小川康雄・工藤 健・角田地文 (2003) 広帯域MT法による紀伊半島の中新世珪長質火成岩体の深部構造. 火山, **48**, 461-470.
- Yamano, M., Kinoshita, M., Goto, S. and Matsubayashi, O. (2003) Extremely high heat flow anomaly in the middle part of the Nankai Trough. *Physics and Chemistry of the Earth*, **28**, 487-497.
- Zhao, D., Mishra, O.P. and Sanda, R. (2002) Influence of fluids and magma on earthquakes: seismological evidence. *Physics of the Earth and Planetary Interiors*, **132**, 249-267.

(受付: 2008年1月31日; 受理: 2008年2月7日)