紀伊半島南部地域の重力異常と深部比抵抗構造 から推定される地熱構造

核燃料サイクル開発機構* 上原大二郎・角田地文・工藤 健・梅田浩司
東京工業大学火山流体研究センター** 小川 康雄
住鉱コンサルタント株式会社*** 棚瀬充史・武田祐啓・千葉昭彦・菊池 晃
東京大学地震研究所**** 鍵山恒臣

Geothermal Structure of the Southern Part of the Kii Peninsula Estimated from the Gravity Anomaly and the Deep Resistivity Structure

Daijiro UEHARA, Chifumi KAKUTA, Takeshi KUDO and Koji UMEDA

Japan Nuclear Cycle Development Institute
959-31 Jorinji, Izumi-cho, Toki-shi, Gifu 509-5102, Japan

Yasuo OGAWA

Volcanic Fluid Research Center, Tokyo Institute of Technology
2-12-1 Ookayama, Meguro-ku, Tokyo 152-8550, Japan

Atsushi TANASE, Masahiro TAKEDA, Akihiko CHIBA and Akira KIKUCHI

Sumiko Consultants Co., Ltd.
2-9-7 Ikenohata, Taito-ku, Tokyo 110-0008, Japan

Tsuneomi KAGIYAMA

Earthquake Research Institute, University of Tokyo
1-1-1 Yayoi, Bunkyo-ku, Tokyo 113-0032, Japan
(Received August 20, 2003; Accepted September 1, 2004)

Gravity interpretation and magnetotelluric (MT) survey were carried out in the southern part of the Kii peninsula, where many anomalous high temperature hot springs are distributed, in order to estimate the geothermal structure in the crust at depths up to nearly 30 km. The results and their prospects of this survey are as follows: (1) A high-density and resistive body exists in the central region of the survey area. It extends from the southernmost part of the survey area toward the north. This body may geologically coincide with the pluton of Omine acidic rocks; (2) An extremely conductive layer is located at the depth of 5 to 15 km in the western region of the survey area. It implies a reservoir of hypersaline water; (3) The lower crust appears as conductive layer. This feature implies that the conductive lower crust is saturated with water brought by the subducting Philippine Sea plate; (4) Hot springs around the Hongu town are located along the extension of the crustal boundary between the high-density and resistive body and the conductive layer. This fact suggests that the fluid migrated from the lower crust through the fractured zone between the Shimanto super

* 〒509-5102 土岐市泉町定林寺 959-31
** 〒152-8551 東京都目黒区大岡山 2-12-1

*** 〒110-0008 東京都台東区池之端 2-9-7
**** 〒113-0032 東京都文京区弥生 1-1-1

group and Tertiary acidic rocks cause high temperature and high ^3He emanation associated with springs in this region.

Key words: Southern region of the Kii peninsula, Gravity interpretation, Density analysis, Magnetotelluric survey, Resistivity structure

§ 1. はじめに

紀伊半島南部地域には第四紀の火山活動がないにもかかわらず、和歌山県東牟婁郡本宮町の湯の峰温泉（泉温 92.5°C ）をはじめとする高温の自噴温泉が分布する。これらの高温泉ではヘリウム同位体比 ($^3\text{He}/^4\text{He}$) が高いことが特徴で、Sano and Wakita (1985) は兵庫県有馬温泉から本宮地域にわたって認められるヘリウム同位体比高異常域を「近畿スポット」と呼び、地下にマグマが存在する可能性を指摘している [Sano and Wakita (1985), Wakita *et al.* (1987)].

著者らは紀伊半島南部地域 (Fig. 1) においてファーマーリモートリファレンス方式の広帯域 MT 法 (Wide-band magnetotelluric method, 以下, 「MT 法」) を実施し、通常のリモートリファレンス方式による既往調査 [例えば Fuji-ta *et al.* (1997)] では良質のデータが取得できなかった $1/10 \sim 1/1,000$ Hz という低周波帯域でも良質なデータを取得することができた。さらに、予察的な解析を行って同地域の比抵抗構造の概略を示した [上原・他 (2003)]. 同地域に分布する熊野酸性岩類と大峯酸性岩

類の地下には、これらの岩体に連続する巨大な高比抵抗体が存在すること、放射年代および岩石学的特徴が類似することなどから、両岩体は同源のマグマに由来する一連の火成活動によって形成された珪長質火成岩体であることを示唆した [梅田・他 (2003)]. さらに、重力異常と温泉のヘリウム同位体比に基づいて紀伊半島南部地域ので殻構造についての検討を加え、珪長質岩体と四万十累層群の境界が地下深部からの流体供給経路になっている可能性を示した [角田・他 (2002)].

本論文では、重力分布の解析と MT 法の追加調査をもとに仏像構造線以南の紀伊半島南部地域の深度 30 km 程度までの地質構造、高温・高ヘリウム同位体比の温泉の湧出機構について考察する。

§ 2. 調査方法

2.1 重力解析

角田・他 (2002) と同様に東経 $135.0^\circ \sim 136.3^\circ$ 、北緯 $33.4^\circ \sim 34.5^\circ$ の陸域を対象として重力解析を行った。解析に使用した重力データは西南日本重力研究グループ

Fig. 1. Geological outline map and distribution of major hot springs in the southern part of the Kii peninsula [Adapt from Yoshimatsu (1999), Harada and Nakaya (1999) and Kakuta *et al.* (2003)]. Solid lines (Line-1 to Line-4) are profiles for density analysis. Solid circles are MT survey sites. Broken lines (Line-A to Line-C) are profiles for 2-D analysis of MT.

[Shichi and Yamamoto (2001)] および地質調査所 [地質調査所 (2000)] のデータベースから抽出し、0.1 m gal の精度の測定点が数 km に 1 点の割合でほぼ均質に配置されるものとした。この重力データから補正密度 2.67 g/cm³ のブーゲ異常値を求め、さらに緯度・経度 0.1 分間隔の格子点データを作成した。紀伊半島南部地域ではフィリピン海プレートの沈みこみに起因する長波長のブーゲ異常と表層付近の密度の微小変化や局所変化の影響を強く受けていることが予想され、これらは深度 30 km 程度までの地殻内の密度構造を検討する上では障害となるため、2 次元空間周波数領域でのバンドパスフィルタ処理で波長 2~100 k の成分を抽出した。さらに Line-1~Line-4 (Fig. 1 中の太実線) の 4 断面について 2 次元タルワニ法 [Talwani *et al.* (1959)] を利用した密度構造解析を行った。Line-1, 2, 4 は角田・他 (2002) の結果を再解析した。断面解析では予察的に行った MT 法の解析結果 [上原・他 (2003)] を参考にして密度構造の初期モデルを作成し、重力異常の観測値と解析計算値が一致するように密度構造の密度値や形状を変化させる順解析法を用いて最終的な密度構造モデルを得た。

2.2 MT 法

本宮町を含む東西約 50 km、南北約 40 km の範囲で 2001 年度に 16 点 [上原・他 (2003)]、2002 年度に 6 点の広帯域 MT 法観測を実施した (Fig. 1 中の黒丸)。測点間隔は調査地域周縁部で 10~20 km 程度、中央部では 5~10 km 程度である。測定にはカナダ・Phoenix Geophysics 社製、MTU-5 システムを使用し、各測点で水平電場 2 成分、水平と鉛直の磁場 3 成分の変動時系列データを得た。調査地域周辺の直流電化された鉄道に起因する低周波広域ノイズを除去するため、調査地域から約 500 km 離れた鹿児島県内に設置したリファレンス点の観測データと GPS 時計で同期させるファーマトリファレンス方式 [Gamble *et al.* (1979), 高倉・他 (1994), 上原・他 (2003)] を適用した。各測点で 5 晩 (16 時間/晩) の測定を行ったが、地磁気活動が活発な晩のデータのみを採用し、384~1/2,000 Hz の 40 周波数についてインピーダンスと構造指標を求めた。Line-A~Line-C (Fig. 1 中の太破線) の 3 断面のインピーダンスを用いて Ogawa and Uchida (1996) のアルゴリズムによる 2 次元比抵抗構造解析を実施した。Line-A, B は上原・他 (2003) の測線を追加測定・再解析したもので、Line-A については著者らによって報告されている [梅田・他 (2003)]。各測線で、測線方向と並行な電場成分と直交する磁場成分から求まるインピーダンスを TM モードと定義し、TM モードの見掛け比抵抗と位相を観測値、大地の比抵抗構造と各測点におけるスタックシ

フト量をモデルパラメータとし、観測値とモデルによる計算値との適合の度合 (fit) とモデルの粗さ (roughness) がともに小さくなるようにモデルパラメータを決定した。

なお、2 次元解析は測線と直交する方向には地形、比抵抗構造が変化しないという近似的仮定の下で行われるが、実際に比抵抗構造は 3 次元性を含むため、得られる比抵抗構造は測線近傍の平均的な比抵抗構造である。さらに、測線方向が異なれば、想定する 2 次元構造の走向が異なり、同一の測点であっても異なる方向の電場成分・磁場成分から求められるインピーダンスを用いるため (Fig. 7 の kii-109, 111), 結果として得られた交点の比抵抗構造解は必ずしも一致していない。

§3. 地質概要

Fig.1 に紀伊半島南部地域の概略の地質図 [吉松 (1999) に加筆] と主な温泉 [原田・中屋 (1999), 角田・他 (2003)] を示した。紀伊半島南部地域には白亜紀~新第三紀前期の四万十累層群が広く分布する。南東部には新第三紀中新世中期に形成された熊野層群および熊野酸性岩類が、南西部には田辺層群が分布する。また、熊野酸性岩類とほぼ同時期の形成である大峯酸性岩類が南北方向に貫入するほか、南端部には潮岬火成複合岩体が貫入する。紀伊半島東部にはこれらの酸性岩類に関連した岩脈が四万十累層群および熊野層群中に多数貫入している。

四万十累層群は、北傾斜の低角断層 (スラスト) と、褶曲軸が北に傾斜する褶曲群で特徴づけられる砂岩、泥岩などからなる付加体である [狩野 (1998), 公文 (1985) など]。南から牟婁帯、音無川帯および日高川帯に区分され、それぞれ本宮-皆地断層、御坊-十津川断層によって境される。大局的には東西走向であるが、紀伊半島中央部では十津川-紀美谷複背斜によって北北東に突出する屈曲構造が見られる。また、熊野層群、熊野酸性岩類の分布域でも岩体の東西で走向が大きく変化し、熊野向斜によって南東に突出する屈曲構造が見られる。[中屋 (1999), 杉山 (1989)]。

熊野層群は下部~中部中新統の海成層で、四万十累層群を傾斜不整合で覆い、熊野酸性岩類に向かって 10~20° 傾斜し、全体としては北東-南西方向の軸をもつ舟底状の形態を示す。層厚は北部で約 1,500 m、南部では急激に厚くなり約 4,000 m に達する [Chijiwa and Tomita (1981), 久富 (1981)]。

田辺層群は下部中新統の礫岩、砂岩、砂岩泥岩互層および泥岩からなる浅海成層で、最大層厚は約 1,500 m に達する。一部を除いて緩傾斜で、西に開く半盆状構造を

なして円弧状に分布する [田辺団体研究グループ (1984, 1992)].

熊野酸性岩類は尾鷲市付近から熊野市付近まで分布する北岩体と新宮市付近に分布する南岩体からなる。全体の露出面積は 600 km² に達し、下位より神ノ木流紋岩、流紋岩質凝灰岩、花崗斑岩の 3 岩相に分けられる。凝灰岩の噴出後、じょうご状の火道を満たしたマグマが溶岩湖を形成し、かなり急速に冷却固結して花崗斑岩が形成された [荒牧 (1965), 荒牧・羽田 (1965)] と考えられているが、最近ではピストンシリンダー型のカルデラであるとする解釈 [川上・他 (2002), Miura (1999)] がある。活動の最末期には結晶質凝灰岩、石英斑岩、花崗斑岩からなる弧状、平行岩脈群が形成された。黒雲母 K-Ar 年代は 14.2~14.4 Ma を示し、熊野酸性岩類を形成した火山活動は極めて短時間に完了したものと考えられる [角井・他 (1998)].

大峯酸性岩類は細粒斑状花崗岩および花崗閃緑岩からなり、四万十累層群、熊野層群を貫いている。黒雲母 K-Ar 年代は 11.6~15.6 Ma であり、熊野酸性岩類とほぼ同時期を示すが、両者は直接接しないことからその前後関係は不明である [村田 (1984)].

§ 4. 調査結果および解析結果

4.1 重力解析

(1) 重力異常分布

短波長成分重力異常分布図 [角田・他 (2002) に加筆] を Fig. 2 に示す。大局的には、半島全体で東西走向の構造が卓越し、半島東部では南北走向の構造がこれを切るように重なっている。半島中央部~東部に南北走向をもつ 2 条の高重力異常域が顕著であり、地表ではこれに挟まれるように大峯酸性岩類が分布する。半島西部には東北東-西南西方向に伸長する高重力異常域があり、四万十累層群の日高川帯に調和的である。半島南端部も高重力異常域で、見掛け上、潮岬火成複合岩体に対応する。ただし、突出した半島先端であるため測定点分布が一樣ではなく、格子点データを作成する際に重力異常が誇張されている可能性がある。熊野灘に面した 2 カ所、紀伊水道に面した 1 カ所、内陸部の 1 カ所には低重力異常域が存在する。熊野灘に面した 2 カ所の低重力域は熊野酸性岩類の北岩体および南岩体の分布と調和的であり、紀伊水道に面したそれは田辺層群の分布に調和的である。内陸部の低重力域は紀伊半島南端近くの古座川弧状岩脈 (Fig. 1) を南縁とする陥没構造 [Miura (1999)] と一致する。

(2) 密度構造解析

Fig. 3 に各測線の密度構造解析結果を、Fig. 4 に重力

Fig. 2. Short wavelength (2 to 100 km) Bouguer gravity anomaly map of the southern part of the Kii peninsula [Retouched after Kakuta *et al.* (2002)]. Assumed density is 2.67g/cm³. Contour interval is 1 mGal. Surrounded areas with dashed lines show anomalous high gravity areas. Surrounded areas with hatched lines show anomalous low gravity areas.

Fig. 3. Models of density structure of Line-1 to Line-4 with projected MT survey sites. H1 to H4 show analyzed high-density bodies. The numbers denote density of each block in the unit of g/cm^3 .

Fig. 4. Profiles of Bouguer gravity anomaly of Line-1 to Line-4. Circles show short wavelength Bouguer gravity anomalies derived from the gravity data of Shichi and Yamamoto (2001) and Geological Survey of Japan (2000). Solid lines show calculated Bouguer gravity anomalies from the density models in Fig. 3.

異常の観測値とモデルによる解析計算値の対比を示す。

Line-1 および Line-4 の密度構造には西傾斜の高密度体 (図中の“H₁”および“H₄,”“H₅”) が存在する。Line-2 の深度 15~20 km (H₂) および Line-3 の南東端深部 (H₃) も高密度である。重力異常分布との対比から、紀伊半島中央部~東部には西傾斜で南北に連続する 2 条の大規模な高密度体 (H₃~H₁~H₄ と H₅, H₂ は H₅ の最下部の縦断面) が存在するものと考えられる。高密度体が西傾斜であることは重力異常プロファイル (Fig. 4) が西側で緩く、東側で急であることに対応している。

Line-1~Line-3 の密度構造解析の結果から、熊野酸性岩類南岩体付近の低重力異常は深度数 km 以浅の低密度体 (カルデラ内部を埋積する火山岩類など) を反映したものと推定される。

4.2 MT 法

(1) 構造指標

Fig. 5 に 0.28 Hz (表皮深度約 20 km) における構造指標 (ティッパ・マグニチュード, ティッパ・ストライキ, インダクション・ベクトル) の平面図を示す。ティッパ・マグニチュードは比抵抗構造の 1 次元性を表す指標で、水平多層構造ではゼロとなるが、構造が複雑な場合には 0.5 以上となり、比抵抗構造の境界を抽出し得る指標である。ティッパ・ストライキは鉛直磁場との相関が最大となる水平磁場の方向に 90° を足したもので走向を表す指標、インダクション・ベクトルは相対的な低比抵抗体が存在する方向を示す指標である。ティッパ・マグニチュードは半島中央部の測点 103, 110, 115, 205, 204 で大きく、半島東部と西部では小

Fig. 5. MT parameters in 0.28 Hz. Short thick lines show tipper strike. Contour map shows distribution of tipper magnitude. Arrows show induction vectors. Shaded area shows estimated resistive zone.

Fig. 6. Models of resistivity structure of Line-A to Line-C derived from inversion of apparent resistivity and phase from TM mode [Line-A is from Umeda *et al.* (in submission)]. R_A to R_C show resistive bodies and C_A to C_C show conductive layers.

さな値となる。ティッパーストライキは半島中央部の測点では南北走向を示し、東部および西部では東西走向を示す測点が多い。インダクションベクトルは半島東部では南東向き、半島西部では北西向きを示す測点が多い。これらの特徴から、測点 103 から測点 204 にかけて大規模な比抵抗境界が存在し、半島中央部～東部は南北走向の高比抵抗部 (Fig. 5 中の網掛け部分)、半島西部は

広い範囲にわたって比較的単純な成層構造をなす低比抵抗部であると推定される。

(2) 2 次元比抵抗構造解析

Fig. 6 に各測線の 2 次元比抵抗構造解析結果を、Fig. 7 に見掛け比抵抗と位相の観測値 (TM モード) とモデルによる計算値の対比を示す。各測線の位置は Fig. 1 に太破線で示した。ほとんどの測点において高周波帯域か

Line-A

Line-B

Line-C

Fig. 7. Circles show observed apparent resistivity and phase responses in TM mode. Vertical bars show standard deviations of the observed data. Solid lines show calculated responses from the resistivity models in Fig. 6.

ら $1/100 \sim 1/1,000$ Hz 程度の低周波帯域まで高品質のデータが得られていて、モデルによる計算値は観測値と良く一致している (Fig. 7)。観測された $1/100$ Hz の見掛け比抵抗の平均値は $400 \Omega \cdot \text{m}$ 程度であり、表皮深度は約 100 km となることから、少なくとも深度 30 km までの解析結果の信頼度は十分に高いと考えられる。

Line-A では、半島中央部に西急傾斜の高比抵抗体 (図中の“ R_A ”), 半島西部と東端の深度 $10 \sim 15 \text{ km}$ 付近にはほぼ水平な低比抵抗層 (C_A) が存在する。深度 20 km 以深は測線全域で比較的低い比抵抗 ($100 \Omega \cdot \text{m}$ 程度) である。

Line-B では地表～深度 15 km 付近が全域で高比抵抗 (R_B) であり、Line-A で検出された西傾斜の高比抵抗体 (R_A) が南北に連続しているものと思われる。測線北端部の深度 $10 \sim 15 \text{ km}$ 付近には低比抵抗層 (C_B) がある。深度 20 km 以深は比抵抗が低い。

Line-C では、北西側の深度 $5 \sim 10 \text{ km}$ 付近に低比抵抗層 (C_C), 南東側に大規模な高比抵抗体 (R_C) が存在す

る。深度 20 km 以深は北西側が低比抵抗、南東側が高比抵抗である。

3 測線の高比抵抗体 ($R_A \sim R_C$) は一連のもので、構造指標の特徴から推定された半島中央部～東部の南北走向の高比抵抗部に相当すると考えられる。測点 205 付近で最も深く (地表～ 30 km), 北に向かって徐々に浅くなりながら (地表～ 10 km) 南北に連続 (西傾斜) する。また、Line-A 西部と Line-C 北西部の深度 $5 \sim 15 \text{ km}$ に見られる低比抵抗層 (C_A および C_C) は、構造指標の解析結果から紀伊半島西部の広い範囲に存在すると推定された低比抵抗部に相当し、連続するものであると考えられる。

§ 5. 考 察

密度構造解析および比抵抗構造解析の測線に沿った地質構造考察断面を Fig. 8 に示す。Section-A は重力解析の Line-1 と MT 法の Line-A, Section-B は重力解析の Line-2 と MT 法の Line-B, Section-C は重力解析の

Fig. 8. Geological interpretation sections of southern part of the Kii peninsula. Small circles show hypocenters of earthquakes occurred within 10 km epicentral distance on both sides of each section listed in the JMA catalog with the exception of low frequency earthquakes. Small solid arrows show estimated pathway of fluids. Locations of sections are shown in the inset. The contour map and shaded area show distribution of the upper boundary of the earthquakes in the Philippine Sea plate [Yamazaki and Ooida (1985)] and the focal region of low frequency tremors [Obara (2001)]. R₁: A high-density and resistive body, C₁: A conductive layer, C₂: A deeper conductive layer, OC: Oceanic crust, OM: Oceanic mantle, AS: Aseismic region over the slab, FL: Horizontal extent of the focal region of low frequency tremors, KC: Kumano caldera.

Line-3 と MT 法の Line-C に沿っている。調査地域の地殻構造を広域かつ大深度の構造の中で論じるために、考察断面は深度 60 km まで示した。断面図中には MT 法による比抵抗構造（コンター）と震源分布（黒丸。気象庁一元化処理カタログのうち 1998～2002 年に発生した地震で、断面から両側各 10 km の幅の震源を投影。低周波イベントは含まない）、プレート地震上面の深度分布から推定されるフィリピン海プレートの形状 [山崎・大井田 (1985) の等深線図から断面図を作成] を示した。海洋性地殻の厚さは熊野灘における速度構造 [Nakanishi *et al.* (2002), 宇平・他 (2001)] から一様に 8 km として示した。また、左上の挿入図には考察断面の位置とプレート地震上面の深度分布 [山崎・大井田 (1985)], 低周波微動の発生域 [小原 (2001)] を示した。

5.1 地質構造

重力異常から検出された南北走向の高密度体 (Fig. 2, Fig. 3) と、MT 法によって検出された西傾斜・南北走向の高比抵抗体 (Fig. 5, Fig. 6) は、地表での大峯酸性岩類の分布と調和的である (Fig. 1)。このことから、高密度・高比抵抗体は大峯酸性岩類の深部構造を反映したもので、地表では点在して分布する大峯酸性岩類は、地下では連続した大規模な深成岩体を形成しているものと推定される (Fig. 8 中の “R₁”)。本宮付近を通る東西断面では、この高密度・高比抵抗体は地表から深度 20 km 付近まで分布するが、それ以深には連続していないように見える (Fig. 3, Line-1 の “H₁” および Fig. 6, Line-A の “R_A”)。また、半島南端近くでは深部に向かって肥大化するようである (Fig. 6 の Line-C)。この場所は古座川弧状岩脈 (Fig. 1) とそれに伴う火山陥没性構造がつく

る低重力域と熊野酸性岩類南岩体に一致する低重力域との境界部に相当し (Fig. 2), 肥大化した高密度・高比抵抗体はこれらの火山性構造の深部構造である固結したマグマ溜まりを捉えたものと推定され, Miura (1999) が指摘する「gigantic magma chamber」に相当する可能性がある。

熊野酸性岩類の直下には深成岩体を示唆するような密度構造, 比抵抗構造は見られず, 地表～地下数 km までは低密度 (Fig. 3) である。このことから, 熊野酸性岩類を形成したマグマ溜まりはその直下には存在しないか, 周囲とのコントラストが顕著ではない程度に岩体が破壊されて低密度化, 低比抵抗化し, カルデラ内は低密度の火成岩類で満たされていると考えられる。

5.2 紀伊半島南部地域における流体の挙動

MT 法の解析結果から, 深度 20 km 以深は広範囲にわたって $100 \Omega \cdot \text{m}$ 以下程度の低比抵抗を示している (Fig. 8 中の“C₂”)。紀伊半島南部地域を含む西南日本では低周波微動が観測されていて, 沈みこむスラブから脱水された流体が関与しているものと考えられている [小原 (2001)]。その分布はフィリピン海プレートの幾何学的形状と良い相関を示し, 微動源の深さは一般的には決定精度が良くないものの, 比較的精度良く求まったものは約 30 km 程度である [小原 (2001)]。これは, Mizoue *et al.* (1983) が指摘する紀伊半島における微小地震の震源分布に見られる三層構造のうち, 深度 15～35 km の「Transitional seismic zone」と深度 35～85 km の「subcrustal seismic zone」の間の, 地震活動が低調な領域に一致する (Fig. 8 中の“AS”) ようであり, ここでは脆性破壊が起こりにくく非地震性すべりを起こしているものと考えられる。低比抵抗層“C₂”は低周波微動発生領域からその直上に相当する (Fig. 8) ことから, 下部地殻はスラブから供給された大量の水を含んで低比抵抗化しているものと推定され, 地震学的特徴を支持するものである。低周波微動発生域の直上にはヘリウム同位体比 ($^3\text{He}/^4\text{He}$) が高い温泉 (例えば川湯温泉 = 5.84×10^{-6} [Sano and Wakita (1985)], 湯の峰温泉 = 5.88×10^{-6} [同], 鮎川温泉 = 6.52×10^{-6} [同], 下北山温泉 = 6.25×10^{-6} [角田・他 (2003)]) が存在し, マントル起源のヘリウムが供給されていることを示唆する。したがって流体の起源としてはスラブ内の粒間水の脱水よりもスラブ上の MORB (Mid Oceanic Ridge Basalt) に含まれる含水鉱物から脱水された水の方が考えやすい。

紀伊半島西部の深度 5～15 km に見られる低比抵抗層 (Fig. 8 中の“C₁”) は広範囲に, 四万十累層群の構造 (北傾斜のスラストや褶曲群) に規制されることなく分布し, 比抵抗が極めて低いことが特徴である。対照的に

北西-南東断面 (Fig. 3 の Line-3) の北西部の密度構造は四万十累層群の構造を反映するかのよう複雑な形状を示すことから, 低比抵抗層を四万十累層群中の岩相の違い (泥質の堆積岩) や金属鉱物の存在 (硫化鉱物や石墨を多量に含む層) で説明することは困難であり, 温度・圧力条件に依存して形成されたものと考えの方が妥当であると思われる。深度 5～15 km の温度・圧力条件では低比抵抗化をもたらす粘土鉱物 (ス멕タイト) は安定して存在し得ないことから, バンクーバー島の電磁探査結果 [Hydman (1988)] に対して考えられているのと同様に, 温度が低下した深部流体からシリカ鉱物等が沈殿して難透水層を形成し, その下に極めて塩濃度が高い深部流体が貯留した層である可能性が考えられる。この難透水層が地表付近の低温・低ヘリウム同位体比の地下水と深部流体との混合や希ガスの拡散を防ぎ, 高温・高ヘリウム同位体比を保ったまま地表まで供給する構造を形成しているものと考えられる。本宮町の高温度・高ヘリウム同位体比の温泉は大峯酸性岩類の地下岩体である高密度・高比抵抗体の西縁に位置することから, 裂罅に乏しく透水性の低い酸性岩類が壁となり, 貫入面付近に発達した裂罅を上昇し, 地表付近に発達する開口性の割れ目を使って地表へ速やかに供給されているものと考えられる。

§ 6. ま と め

紀伊半島南部地域において重力異常の解析と MT 法による深部比抵抗構造調査を実施し, 紀伊半島の中央部～東部の地表から深度 20 km 付近には西に急傾斜する高密度・高比抵抗の大規模な岩体が検出され, 半島西側の深度 5～15 km 付近には西に緩く傾斜する低比抵抗層が検出された。また, 深度 20 km 以深は広範囲にわたって低比抵抗であることがわかった。これらの結果から高温・高ヘリウム同位体比 ($^3\text{He}/^4\text{He}$) の温泉の湧出機構について以下のモデルを提案した。

紀伊半島南部地域では, 沈みこむスラブ (フィリピン海プレート) 上の MORB に含まれる含水鉱物からの脱水によって高いヘリウム同位体比をもつ流体が発生し, 低周波微動を起こしつつ最上部マントル～地殻内を上昇する。流体の供給により低比抵抗化した下部地殻を通して上部地殻まで上昇した流体は, 温度の低下に伴ってシリカ鉱物等を沈殿させ, 難透水層を形成する。難透水層はその下に上昇してきた流体をトラップし, 深度 5～15 km 付近に低比抵抗層が形成するとともに, 深部流体と地表水との混合や希ガスの拡散を防ぐキャップロックとしても機能する。紀伊半島中央部～東部の高密度・高比抵抗岩体は裂罅に乏しく透水性が低い大峯酸性岩類の地

下岩体であり、これが壁となり、貫入面付近に発達した裂隙から高温・高ヘリウム同位体比を保った流体が地表付近まで供給され、湧出する。

今後、比抵抗構造および密度構造を3次元的に解明し、その形状をより明確にして、地質学的、地震学的構造を明らかにしていくとともに、深部における流体の存在形態やその胚胎場についても検討していく必要がある。また、同様の環境にあると考えられる他の地域との対比によってモデルの妥当性を評価していく必要がある。

謝 辞

MT法のデータ取得に際しては、Phoenix Geophysics社の山下実氏にご教示をいただきました。調査を進めるにあたって、日本大学の高橋正樹教授、京都大学の鎌田浩毅教授、島根大学の木村純一助教授、東京大学海洋研究所の佐野有司教授、愛媛大学の趙大鵬助教授にはご助言をいただきました。比抵抗構造の解釈に際しては住鉱コンサルタント(株)の水落幸広氏、二ノ宮淳博士との意見交換が大いに参考となりました。また、編集委員の筒井智樹氏と査読者の坂中伸也氏ならびに匿名の査読者からは適切なご指摘をいただき、本稿の改善に大いに役立ちました。ここに記して謝意を表します。

本研究の一部には気象庁・文部科学省の協力によって作成された気象庁一元化処理震源データを使用いたしました。

文 献

- 荒牧重雄, 1965, 熊野酸性火成岩類の噴出様式, 地質学雑誌, **71**, 525-540.
- 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, 地質学雑誌, **71**, 494-512.
- Chijiwa, K. and S. Tomita, 1981, Stratigraphic Notes on the Kumano Group (A Study of Tertiary formations of the Kumano Coal-field in the Kii Peninsula, Southwest Japan, part1), *Memoirs of the Faculty of Science, Kyushu University, Series D (Geology)*, **24**, 155-178.
- 地質調査所(編), 2000, 日本重力CD-ROM, 数値地質図P-2
- Fuji-ta, K., Y. Ogawa, S. Yamaguchi and K. Yasaka, 1997, Magnetotelluric imaging of the SW Japan forearc-a lost paleoland reveal?, *Phys. Earth Planet. Inter.*, **102**, 231-238.
- Gamble, T. D., W. M. Goubou and J. Clarke, 1979, magnetotellurics with a remote reference, *Geophysics*, **81**, 69-89.
- 原田哲朗・中屋志津男, 1999, 温泉, *アーバンクボタ*, **38**, 42-56.
- 久富邦彦, 1981, 紀伊半島東南部の熊野層群の地質と堆積, 地質学雑誌, **87**, 157-174.
- Hyndman, R. D., 1988, Dipping seismic reflectors, electrically conductive zones, and trapped water in the crust over a subducting plate, *J. Geophys. Res.*, **93**, 13391-13405.
- 角田地文・梅田浩司・石丸恒存・工藤 健・棚瀬充史・小松 亮, 2002, 紀伊半島南部における地殻構造について—非火山地域における高温異常域の地殻構造の検討例一, 日本応用地質学会中部支部研究発表会・講演会予稿集, **14**, 25-30.
- 角田地文・梅田浩司・棚瀬充史・福田大輔, 2003, 紀伊半島南部における温泉湧出裂か系と温泉水・温泉ガスの地球化学, 地球惑星科学関連学会 2003 年合同大会予稿集, H060-007
- 狩野謙一, 1998, 付加体の構造地質学—四万十帯を中心とした研究の現状と課題一, 地質学論集, **50**, 107-130.
- 川上 裕・星 博幸・岩野英樹・壇原 徹, 2002, 紀伊半島南東部, 尾鷲地域における熊野酸性火成岩類の形成プロセスと FT 年代, 地球惑星科学関連学会 2002 年合同大会予稿集, G030-006.
- 公文富士夫, 1985, 紀伊半島の四万十帯研究の現段階と課題, 地球科学, **39**, 57-73.
- 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.
- Mizoue, M., M. Nakamura, N. Seto, Y. Ishiketa and T. Yokota, 1983, Three-layered Distribution of Microearthquakes in Relation to Focal Mechanism Variation in the Kii Peninsula, Southwestern Honshu, Japan, *Bull. Earthq. Res. Inst.*, **58**, 287-310.
- 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, 岩石鉱物鉱床学会誌, **79**, 351-369.
- Nakanishi A., N. Takahashi, J. O. Park, S. Miura, S. Kodaira, Y. Kaneda, N. Hirata, T. Iwasaki and M. Nakamura, 2002, Crustal structure across the coseismic rupture zone of the 1944 Tonankai earthquake, the central Nankai Trough seismogenic zone, *J. Geophys. Res.*, **107**, EPM2-1-EPM2-21.
- 中屋志津男, 1999, 四万十帯の屈曲構造, *アーバンクボタ*, **38**, 32-35.
- 小原一成, 2001, 西南日本で発見された地殻底部低周波微動—フィリピン海プレート沈み込み帯におけるスラブ脱水プロセスの証拠?—, 日本地震学会講演予稿集 2001 年度秋季大会, 187-187.
- Ogawa, Y. and T. Uchida, 1996, A two-dimensional magnetotelluric inversion assuming Gaussian static shift, *Geophysical J. Int.*, **126**, 69-76.
- Sano, Y. and H. Wakita, 1985, Geographical distribution of $^3\text{He}/^4\text{He}$ ratios in Japan: Implications for arc tectonics and incipient magmatism, *J. Geophys. Res.*, **90**, 8729-8741.
- Shichi, R. and A. Yamamoto (Representatives of the Gravity Research Group in Southwest Japan),

- 2001, Gravity Database of Southwest Japan (CD-ROM), Bulletin of Nagoya University Museum, Special Report, 9.
- 杉山雄一, 1989, 島弧における帯状構造の屈曲とプレートの斜め沈み込み 第2部—西南日本外帯の屈曲構造とプレート間相対運動の変遷—, 地質調査所月報, **40**, 543-564.
- 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.
- 高倉伸一・武田祐啓・松尾公一, 1994, MT 法における広域ノイズの影響とファーリモートリファレンス法によるその除去, 物理探査, **47**, 24-35.
- Talwani, M., J. L. Worzel and M. Landisman, 1959, Rapid gravity computation for two dimensional bodies with application to the Mendocino Submarine Fracture Zone, J. Geophys. Res., **64**, 49-59.
- 田辺団体研究グループ, 1984, 紀伊半島田辺層群の層序と構造, 地球科学, **38**, 249-263.
- 田辺団体研究グループ, 1992, 朝来累層の堆積相と層序—田辺層群朝来累層の研究 (その 1)—, 地球科学, **46**, 369-383.
- 上原大二郎・石丸恒存・棚瀬充史・小川康雄・鍵山恒臣, 2003, MT 法におけるファーリモートリファレンス処理の効果と紀伊半島南部地域の深部比抵抗構造, 応用地質, **44**, 164-174.
- 宇平幸一・仲西理子・小平秀一・金田義行・高橋成実, 2001, 南海トラフにおける最近の構造探査の成果と東海地域における構造探査計画について, 地球, 号外 No. **33**, 160-170.
- 梅田浩司・上原大二郎・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.
- Wakita, H., Y. Sano and M. Mizoue, 1987, High ^3He Emanation and Seismic Swarms Observed in a Nonvolcanic, Forearc Region, J. Geophys. Res., **92**, 12539-12546.
- 山崎文人・大井田 徹, 1985, 中部地方におけるフィリピン海プレート沈み込みの形状, 地震 2, **38**, 193-201.
- 吉松敏隆, 1999, 地帯区分と境界断層, アーバンクボタ, **38**, 8-9.