

Research Article
原著論文

基盤岩に注目した和泉堆積盆北縁部のテクトニクス
—和泉層群と大沢礫岩、泉南流紋岩類牛滝川流紋岩溶岩の層序関係の再検討—

清家一馬¹・岩野英樹²・檀原 徹²

Tectonics focused on the basal rocks of the northern marginal Izumi Sedimentary Basin:
Stratigraphic reconsideration of the Ohsawa Conglomerate and the Ushitakigawa Rhyolite
Lava (Sennann Rhyolites), Southwest Japan

SEIKE Kazuma¹, IWANO Hideki² and DANHARA Tohru²

Abstract: Zircon fission track (FT) dating was performed on 4 samples which were collected from the Sennann Rhyolites in the northern foot of the Izumi Mountains. The results reveal that the Sennann Rhyolites erupted at ca. 80–85 Ma without regional difference in E–W direction. On the basis of lithological survey around the Ushitakigawa Rhyolite Lava in the Ushitaki area, mudstone and pebbly mudstone of the Izumi Group directly overlie rhyolites without typical basal conglomerate in the south area, and Ohsawa Conglomerate distributed in the north area must be parts of the Izumi Group. Considering a tectonic history that the Izumi Group is exposed on both the north and south sides of main rock mass of the Ushitakigawa Rhyolite Lava, along the Ushitaki River, it is concluded that this rock mass block slid down a slope had been tilted in connection with northern margin of the fault formations of active tectonics around the Izumi Sedimentary Basin.

抄録: 大阪府南部の和泉山脈北麓に狭長に分布する泉南流紋岩類のジルコンFT年代を4試料測定した。その年代から泉南流紋岩類は東西で地域的な違いが見られず概ね80～85 Maの火山活動であることが示唆された。また、泉南流紋岩類牛滝川流紋岩溶岩が露出する牛滝地域の岩相調査により、南部で和泉層群の泥岩・含礫泥岩が典型的な基底礫岩を伴わずに流紋岩に直接累重することがわかった。さらに、流紋岩の北側に露出する大沢礫岩は和泉層群の一部であると判断された。和泉層群の基盤である牛滝川流紋岩溶岩主岩体の南北両側に、和泉層群が露出するに至った構造発達史を検討した結果、和泉堆積盆北縁部の活発な造構運動によって生じた断層運動と関連して基盤岩の一部が移動ブロックとして堆積盆内に落ち込んだためであると結論される。

Key words: Izumi Group, Ohsawa Conglomerate, Ushitakigawa Rhyolite Lava, Late Cretaceous, Fission-Track dating

はじめに

大阪府南部の和泉山脈北麓に分布する泉南流紋岩類（市原ほか, 1986）は、西南日本内帯における後期白亜紀火成活動史を解明する上で重要な鍵のひとつとされている。牛滝川流紋岩溶岩（山田直利ほか, 1979）は泉南流紋岩類の下部に位置付けられており、現在露出する泉南流紋岩類のなかで唯一の大規模な流紋岩岩体であることから、後期白亜紀におけるこの地域の火山活動の中心の一つと考えられてきた（山田直利ほか, 1979）。しかし、複雑に変化する本溶岩の岩相や分布に関してこれまで詳細に検討されず、その周辺に露出する年代未詳・帰属不明の堆積岩（例えば大沢礫岩；市原ほか, 1986）との関係は十分な見解が示されていない。泉南流紋岩類の放射年代層序の検討も限られており、泉南流紋岩類分布域西部の2試料のジルコンFT年代（山田ほか,

※大阪市立自然史博物館業績第482号（2019年11月20日受理）

¹ 埼玉県立自然の博物館外部研究員 〒369-1305 埼玉県秩父郡長瀬町長瀬1417-1

Saitama Museum of Natural History, Nagatoro 1417-1, Nagatoro, Saitama 369-1305, Japan

² (株) 京都フィッション・トラック 〒603-8832 京都府京都市北区大宮南田尻町44-4

Kyoto Fission-Track Co., Ltd., Minamitajiri-cho 44-4, Omiya, Kita-ku, Kyoto 603-8832, Japan

Corresponding author: K. Seike, ks-cetolith@y.ruri.waseda.jp

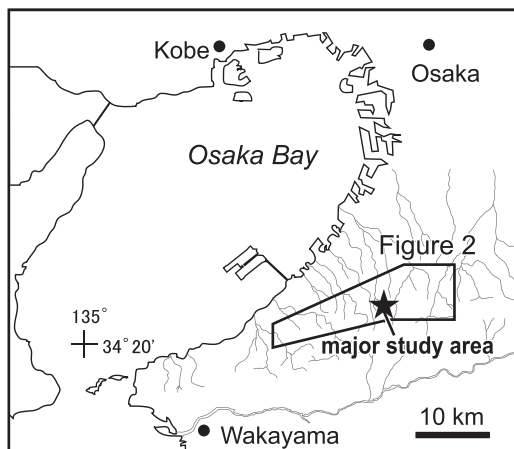


Fig. 1. Study area located in southern Osaka Prefecture, southwestern Japan. Solid box shows a location of Fig. 2. Solid star shows a major study area along the Ushitaki River in southern Kishiwada.

松尾川上流域 (Fig. 1) を踏査し、主溶岩およびその周辺の露頭調査と岩相記載をおこなった。これらを基にして、牛滝川流紋岩溶岩主岩体の複雑なテクニクスを推定することで、和泉堆積盆の形成発達過程との関連性を議論した。なお、本研究では和泉堆積盆における白亜紀当時の方位や位置関係について、現在の方位を用いて記載・議論を進める。本稿で扱う放射年代の誤差はすべて 2σ で示す。また、本稿は筆頭著者の清家による早稲田大学大学院創造理工学研究科の博士論文 (2014年2月) の一部に加筆修正を行った内容が含まれる。

地質概略

1. 泉南流紋岩類

泉南流紋岩類 (市原ほか, 1986) は、大阪府南部に分布する溶結凝灰岩を主体とする上部白亜系である。市川・大橋 (1965) により泉南酸性火砕岩類として命名され、山田直利ほか (1979) が分布域全域を統括的に調査し、泉南層群と改名した。その後、市原ほか (1986) は泉南層群最下部の小川安山岩を除いて泉南流紋岩類と呼んだ。大阪府南部の和泉山脈北麓に東西約25 km にわたり細長く分布しており (Fig. 2), 多数の断層に画され構造は複雑であるが概して東西走向南上位とされる (山田直利ほか, 1979)。主にデイサイト質ないし流紋岩質の溶結凝灰岩と非溶結凝灰岩層の繰り返しからなり、市原ほか (1986) は非凝灰質の側川礫岩層および流紋岩溶岩を主体とする牛滝川流紋岩溶岩を含めた17層に区分した。下位より側川礫岩層, W1溶結凝灰岩, 牛滝川流紋岩溶岩, W2溶結凝灰岩, W3溶結凝灰岩, 畑凝灰質砂岩層, W4溶結凝灰岩, 奥水間凝灰質砂岩層, W5溶結凝灰岩, W6溶結凝灰岩, 鉾谷川凝灰岩層, W7溶結凝灰岩, 下大木凝灰岩層, W8溶結凝灰岩, W9溶結凝灰岩, 岡中凝灰岩層, およびW10溶結凝灰岩である。本流紋岩類の北縁に沿って分布する新期領家花崗岩類の滝尻アダメロ岩 (山田哲雄ほか, 1979; 市原ほか (1986) では近木川花崗岩と呼ばれる) とは広範囲で断層関係とされる (市原ほか, 1986)。南縁部は和泉層群の基底不整合で覆われる, または断層で接する (清家ほか, 2013)。溶結凝灰岩試料について概ね後期白亜紀を示す年代値が報告されており, 柴田・内海 (1992) はサニディンの K-Ar 年代 88.0 ± 5.6 Ma (KW59; W9溶結凝灰岩), 90.4 ± 5.6 Ma (KW58; W10溶結凝灰岩) を, 清家ほか (2013) は 85.0 ± 5.2 Ma (FTa8: KW59 と同一地点の試料) をそれぞれ報告した。なお, これらはいずれも分布域の西端の試料であり, 先述17層の最上位層準とされる (市原ほか, 1986)。泉南流紋岩類分布域には多様な規模で斑岩類 (花崗斑岩類: 市原ほか, 1986) が分布する。石英斑岩および花崗斑岩が主体であり, いずれも泉南流紋岩類の噴出以降に貫入したと考えられている (市原ほか, 1986)。さらに, 露頭観察から推定される貫入関係および滝尻アダメロ岩による被熱の有無から, 滝尻アダメロ岩より古い貫入時期と考えられる花崗斑岩類 (I) と, それらを除いた花崗斑岩類 (II) に区分された (市原ほか, 1986)。

1987) および K-Ar 年代 (柴田・内海, 1992) が本地域の泉南流紋岩類の噴出年代として扱われ, 従来の地史と矛盾する牛滝川流紋岩溶岩の K-Ar 放射年代 59.4 ± 4.8 Ma (Sibata et al., 1978) は放射年代学的再検討を要する。さらに, 山田ほか (1987) の FT 年代はゼータ較正法が勧告される以前のデータであるため, 現在は参考年代の扱いである。また, 本溶岩と和泉層群の境界は従来断層関係とされていたが (例えば, Tanaka and Maejima, 1995), その境界付近において流紋岩に泥岩が直接累重する露頭が新たに見つかった。そのため, 牛滝川流紋岩溶岩の噴出時期, 他の泉南流紋岩類および和泉層群との関係を中心に, 新たな放射年代と詳細な野外調査から本地域の地史を総合的に再検討する必要があると考えた。

本研究では牛滝川流紋岩溶岩を含む泉南流紋岩類の計4試料についてジルコンのフィッシュン・トラック (FT) 年代を測定し, 泉南流紋岩類の年代学的な層序関係を検討した。さらに牛滝川流紋岩溶岩の主岩体が露出する牛滝川・

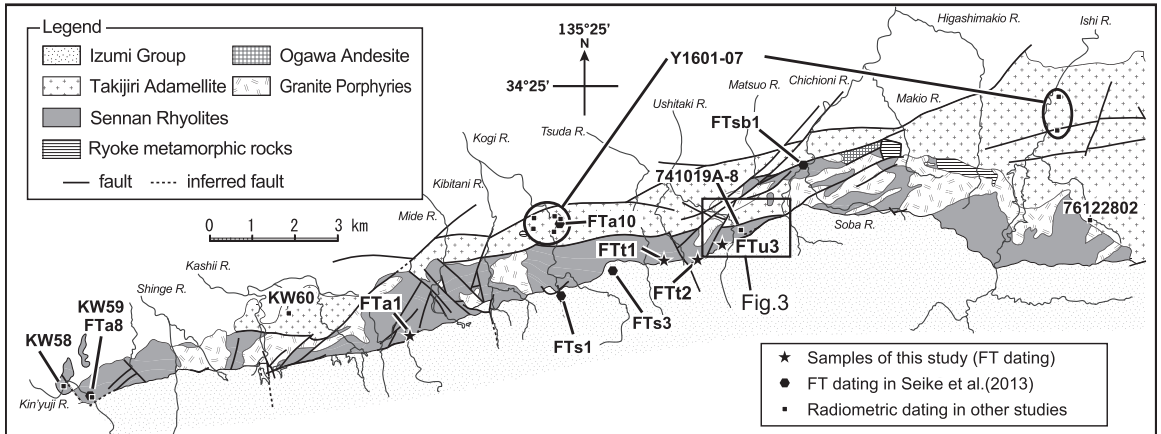


Fig. 2. Geological map and sample locations in the northern Izumi Mountains (modified after Seike et al., 2013). Solid stars (FTa1, FTt1, FTt2, and FTu3) denote locations for zircon fission-track dating in this study. Grey hexagons (FTa8, FTs1, FTs2, and FTsb1) denote locations for zircon fission-track dating in Seike et al. (2013). Solid squares denote locations for radiometric dating in other previous studies; K–Ar ages (741019A-8 in Sibata et al., 1978; KW58 and KW59 in Shibata and Uchiumi, 1992), zircon fission-track ages (KW58, KW59, and KW60 in Yamada et al., 1987), Rb–Sr whole-rock isochron ages (Y1601-07 in Yuhara et al., 2000). Solid box shows a location of Fig. 3.

牛滝川流紋岩溶岩 (山田直利ほか, 1979; 市原ほか, 1986) は流紋岩を主体とし, 岸和田市・和泉市南部を流れる牛滝川・松尾川の上流付近に露出する (Figs. 2, 3). 楔形をなす主岩体 (東西約1 km, 南北約500 m) のほかに, その北側の松尾川沿いの高塚山には周囲の溶結凝灰岩のループペンダントをなす小規模岩体がある (山田直利ほか, 1979). なお上井・阿部 (1977) はこの小岩体を高塚山流紋岩と呼び, 主岩体 (上井・阿部 (1977) における牛滝川流紋岩) と区別した. 牛滝川流紋岩溶岩主岩体と周囲の泉南流紋岩類とは断層関係で接するとされたため, 牛滝川流紋岩溶岩の層序学的位置は, 泉南流紋岩類に挟在する流紋岩薄層が主岩体と同時期のものであると推定したうえでその累重関係に基づくものである (山田直利ほか, 1979). 主岩体は, 南縁で接する和泉層群と全範囲で断層関係と考えられた (山田直利ほか, 1979; 山田哲雄ほか, 1979; 市原ほか, 1986; 山田ほか, 1987; Tanaka and Maejima, 1995). また, 本溶岩から Sibata et al. (1978) により全岩の K–Ar 年代 59.4 ± 4.8 Ma (741019A-8) が報告されている. しかし, 市原ほか (1986) はこの年代が露頭観察から示唆される従来の層序関係と明らかに矛盾しており, 噴出年代を示すものではないと解釈した. なお, 山田ほか (1987) の FT 年代は, 前述の通りで現在は参考年代の扱いのため議論に用いない.

2. 滝尻アダメロ岩

滝尻アダメロ岩 (山田哲雄ほか, 1979) は, 泉南流紋岩類および和泉層群北縁に沿って分布する新期領家花崗岩類である (Fig. 2). 市原ほか (1986) は, 分布域西部の滝尻アダメロ岩を近木川花崗岩と呼んだ. また, 鉱物組成が多少異なる東側の一部は天見石英閃緑岩と呼ばれる (政岡, 1982). 桃色を呈するカリ長石と黒雲母が特徴的で, カリ長石, 斜長石および石英の割合がほぼ等量のアダメロ岩に分類される (山田哲雄ほか, 1979). 滝尻アダメロ岩によって熱変成作用を受けた泉南流紋岩類が存在すること (山田直利ほか, 1979), および滝尻アダメロ岩 (天見石英閃緑岩) は和泉層群に不整合関係で覆われること (政岡, 1982) の2点から滝尻アダメロ岩は泉南流紋岩類堆積後で, かつ和泉層群堆積前に貫入したとされる. 滝尻アダメロ岩からは, Rb–Sr 全岩アイソクロン年代 78.3 ± 3.0 Ma (Y1601-07: Morioka et al., 2000), ジルコン FT 年代 67.8 ± 5.4 Ma (FTa10: 清家ほか, 2013) などの放射年代の報告がある.

3. 和泉層群

和泉層群 (Matsumoto, 1954) は西南日本内帯南縁部の中央構造線 (以下では MTL と表記) に沿って四国から紀伊半島まで東西約300 km, 南北幅約10 km の範囲に細長く帯状をなして分布する上部白亜系である. 和泉層群の岩相は側方変化が著しいために, 礫岩・砂岩および泥岩を主体とする北縁相・南部相と砂岩泥岩互層およ

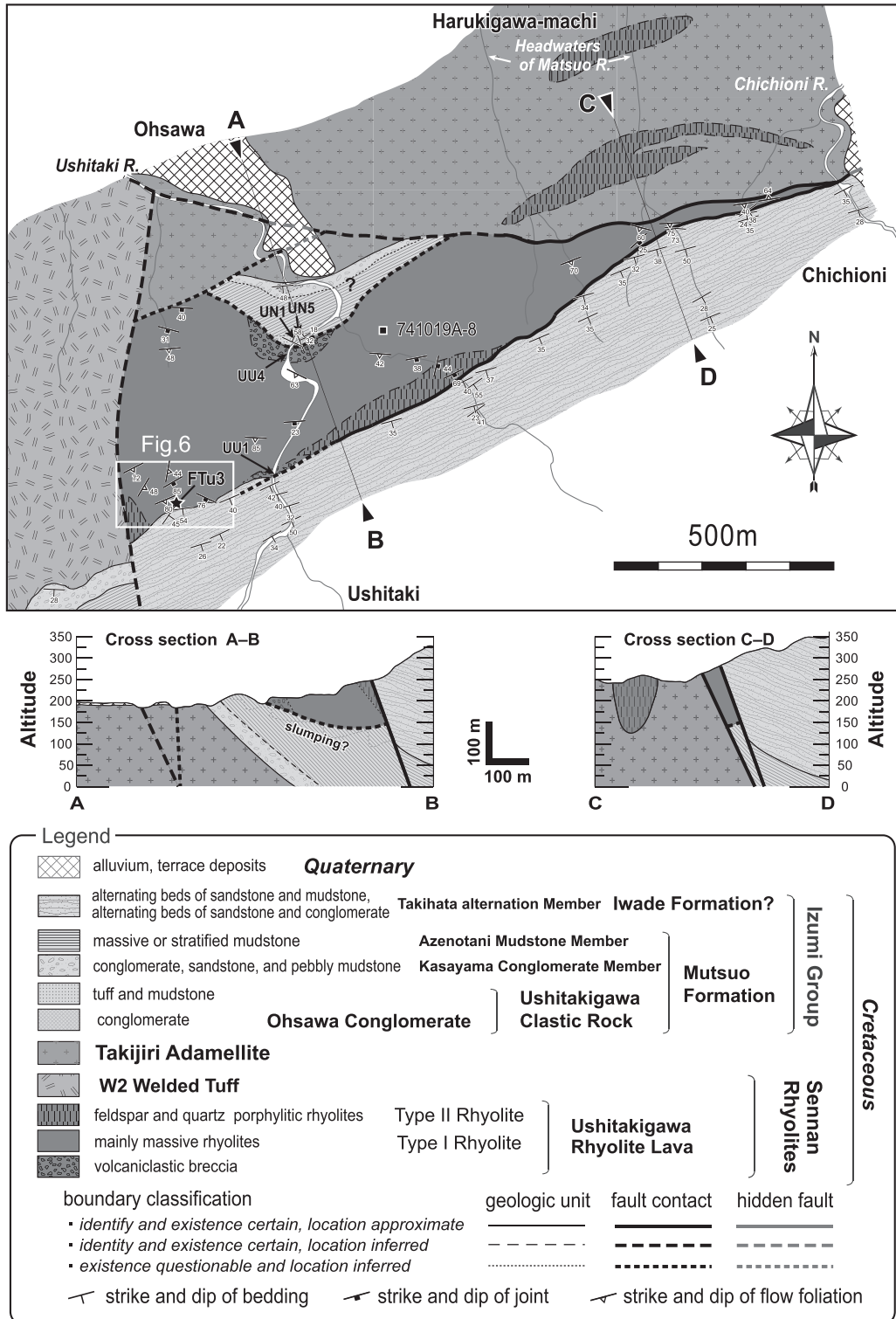


Fig. 3. Lithological map and cross sections of the Ushitaki areas, southern Kishiwada. Cross sections along the N-S direction reflect conclusions of discussion. FTu3 and 741019A-8 are sample locations for radiometric dating (see Fig. 2 caption). UU1, UN1, and UN5 represent sample locations in Seike (2018) and this study. Solid box shows a location of Fig. 6.

び砂岩礫岩互層で特徴付けられるタービダイト相を主体とする主部相の3相に大別される。和泉山脈の和泉層群は南縁でMTLと断層関係で接し、北縁で泉南流紋岩類および滝尻アダメロ岩をアバット不整合に覆う。泉南流紋岩類が広く露出する金熊寺川以東の和泉山脈北麓では、一部地域を除き北東—南西の走向および南傾斜で南方向上位の同斜構造をなし、北縁では北東—南西方向に伸びる不整合境界から上位へ向かって北縁相に相当する礫岩・砂岩、泥岩および砂岩礫岩互層、主部相の砂岩泥岩互層が順次露出する。北縁相は六尾層と呼ばれ、さらに基底礫岩を含む笠山礫岩部層、泥岩を主体とする畦谷泥岩部層、および砂岩礫岩互層を主体とする滝畑互層部層の3つの部層に区分される（市原ほか、1986）。笠山礫岩部層と畦谷泥岩部層は同時異相の関係にある。金熊寺川から父鬼川にかけての北縁相に累重する主部相は信達層および岩出層であり、これらもそれぞれ六尾層と同時異相の関係にある。堆積年代は、Morozumi（1985）がアンモナイト化石層序をもとに後期白亜紀のマーストリヒチアン期に対比しており、清家ほか（2013）は六尾層のジルコンFT年代 70.9 ± 3.4 Ma（挟在する酸性凝灰岩試料のFTs1とFTs3の加重平均年代）から誤差範囲を考慮すると後期カンパニアン期からマーストリヒチアン期とした。

和泉層群という表現を明確にするために、本稿でいう“和泉層群”とは“領家花崗岩類または泉南流紋岩類と不整合関係にあり、MTL沿いに分布する西南日本内帯の上部白亜系”と定義する。これはMatsumoto（1954）において最初に提唱されたIzumi Group（Izumi Belt）の呼称に対して矛盾するものではない。しかしながら改めてここで言及する理由は、本稿で“和泉層群”に含めた地層には、領家花崗岩類や泉南流紋岩類と不整合関係にあるが、和泉層群主部相と多かれ少なかれ明確に時間間隙を伴う堆積岩や凝灰岩が含まれる可能性を否定しないためである。

4. 牛滝川碎屑岩（大沢礫岩）

大沢礫岩は岸和田市大沢町の牛滝川左岸に小規模に露出する礫岩である（Fig. 3）。露頭は泉南流紋岩類牛滝川流紋岩溶岩と滝尻アダメロ岩分布域のちょうど境界部付近にあたる。花崗岩を不整合で覆い、牛滝川流紋岩溶岩との境界は露出しない。当露頭のみが唯一の露出であること、帰属や時代を議論できる情報に乏しいため市原ほか（1986）では時代未詳の礫岩として扱われた。上井・阿部（1977）は本礫岩とその南に露出する小規模な泥岩・凝灰岩（以下、細粒岩相）を含めて牛滝川碎屑岩と呼んだ。市川・大橋（1965）および上井・阿部（1977）は、大沢礫岩が泉南酸性火砕岩類（泉南流紋岩類）に帰属する礫岩であり、領家帯の花崗岩類を不整合に覆っていると解釈した。他方、市原ほか（1986）は、本礫岩が泉南流紋岩類に熱影響を及ぼす領家花崗岩類を不整合に覆うこと、泉南流紋岩類の礫を主体とするが基質は凝灰質でないことから泉南流紋岩類に帰属しないと考へて従来の解釈を否定し、上部白亜系和泉層群と中新統とされる甘南備層（吉川、1973）の中間くらいの固結度からみて古第三紀の河川成堆積岩という解釈を示した。しかし、牛滝川碎屑岩細粒部の泥岩試料について甘南備層および和泉層群などと有機物熟成度を比較した清家（2018）は、その熟成度は甘南備層と有意に差があり和泉層群と同等であることを示し、牛滝川碎屑岩が和泉層群と同時期ないしそれより古い堆積岩の可能性を示唆している。

岩相記載

1. 牛滝川流紋岩溶岩

牛滝川流紋岩溶岩は流紋岩と流紋岩質凝灰岩、火山角礫岩からなる（Fig. 3）。流紋岩は流理・斑晶・岩片の有無や量比が多様に変化するが、その色調は赤色・赤緑色（赤と緑が細かく複雑に混在）・緑色・青白色・黄白色・灰色と変化に富む。しかし、これらの流紋岩は顕微鏡下の観察を踏まえると大きく二つのタイプ、岩相タイプⅠ流紋岩（斑晶の少なくしばしば流理を伴う緑色～赤色・褐色の流紋岩）および岩相タイプⅡ流紋岩（石英斑晶が特徴的な隠微晶質の灰白・灰～青灰色の多斑晶流紋岩）に分けることができる。そのほかに、火山角礫岩や流紋岩質凝灰岩が主岩体の縁辺部などに小規模に露出する。流理および節理の面構造が普通にみられる（Fig. 3）。流理の走向は概ね東北東—西南西の $40^{\circ} \sim 80^{\circ}$ の南傾斜で、牛滝川西方では走向傾斜ともバラつきがある。他方、明瞭な流理の見られない流紋岩中の節理も流理の走向傾斜と調和的であるが、一部で流理より傾斜が緩い。山田直利ほか（1979）によると泉南流紋岩類は一般に南上位であるとされるが、本溶岩中には直接的

に上位方向を判断できる構造は認められない．ここでは最初に岩相タイプⅠおよび岩相タイプⅡ流紋岩について概要を示した上で，各地域の河川ルートごと（Fig. 4）に北から南に向かって岩相変化を記載する．なお，高塚山流紋岩については現在露出不良かつ岩石の風化変質が著しいため本論では議論に含めない．

1. 1 岩相タイプの区分

A. 岩相タイプⅠ流紋岩

本岩相は無斑晶流紋岩または少量の斑晶や岩片を含む流紋岩である．斑晶は20%以下であり，その多くは無斑晶であるが，稀に火山岩片や球顆構造を伴う．本岩相に区分される2試料の薄片写真（クロスニコル）および研磨片写真をFig. 5に示した（i-3: Fig. 5A, およびFig. 5C左上; FTu3: Fig. 5DおよびFig. 5C右下）．石基は脱ガラス化が進んだ微晶質－隱微晶質である．不明瞭なものも含めればその多くで流理がみられるが本稿では明瞭なものを除いて無構造に区分した．見かけ上は多様な色を示し，暗灰色，赤褐色～赤色，赤緑色，緑～暗緑色のものが代表的である．緑色を呈するものは緑泥石が含まれ，赤色には微細な赤鉄鉱が認められる．石基は主に粒径の不均質な隱微晶質または一部はガラス質でありセリサイト化が顕著で，部分的に方解石に置換されている．不透明鉱物として磁鉄鉱，黄鉄鉱を含む．また，同質の凝灰岩や火山角礫岩が本流紋岩に隣接して露出する（Fig. 6）．

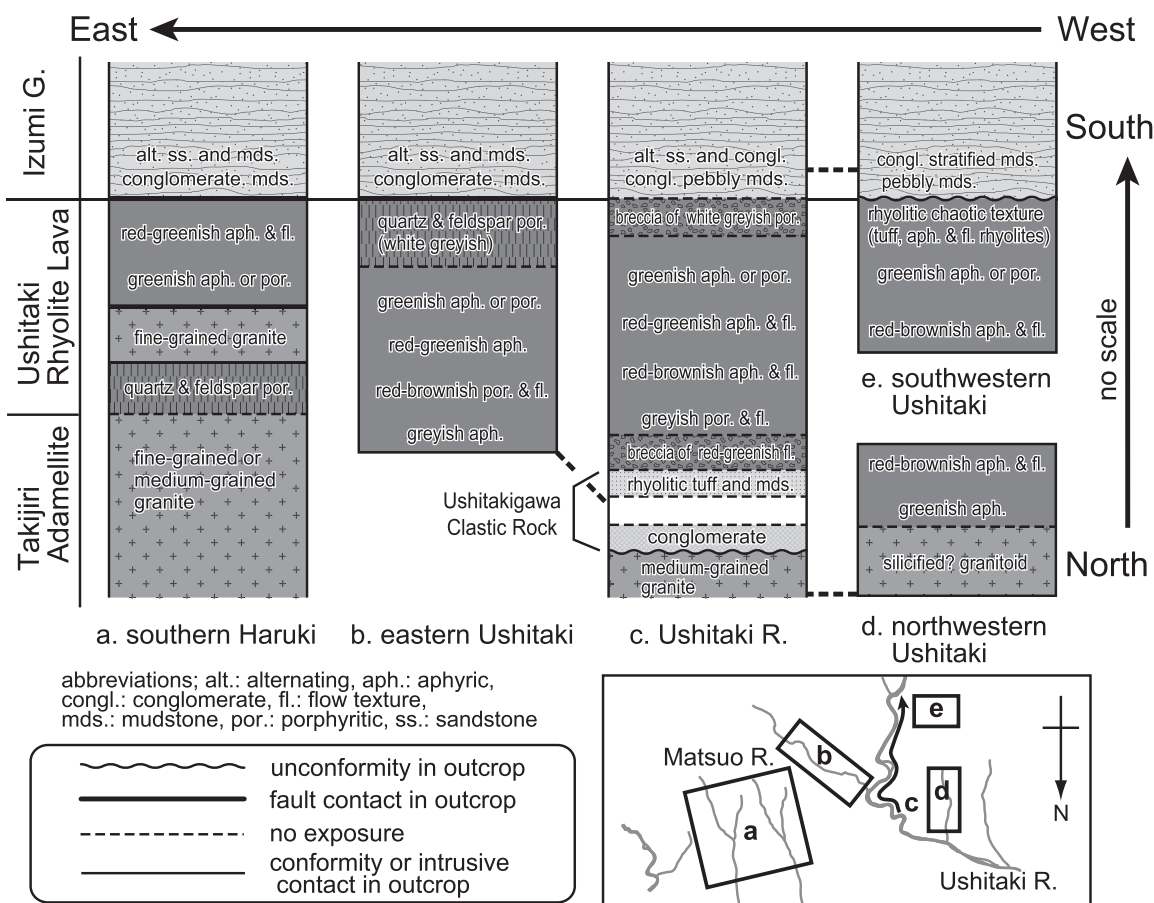


Fig. 4. Schematic diagrams of lithological comparison among four areas in N-S direction, corresponding to Fig. 3. Heavy dashed lines between columnar diagrams show branches of main rivers.

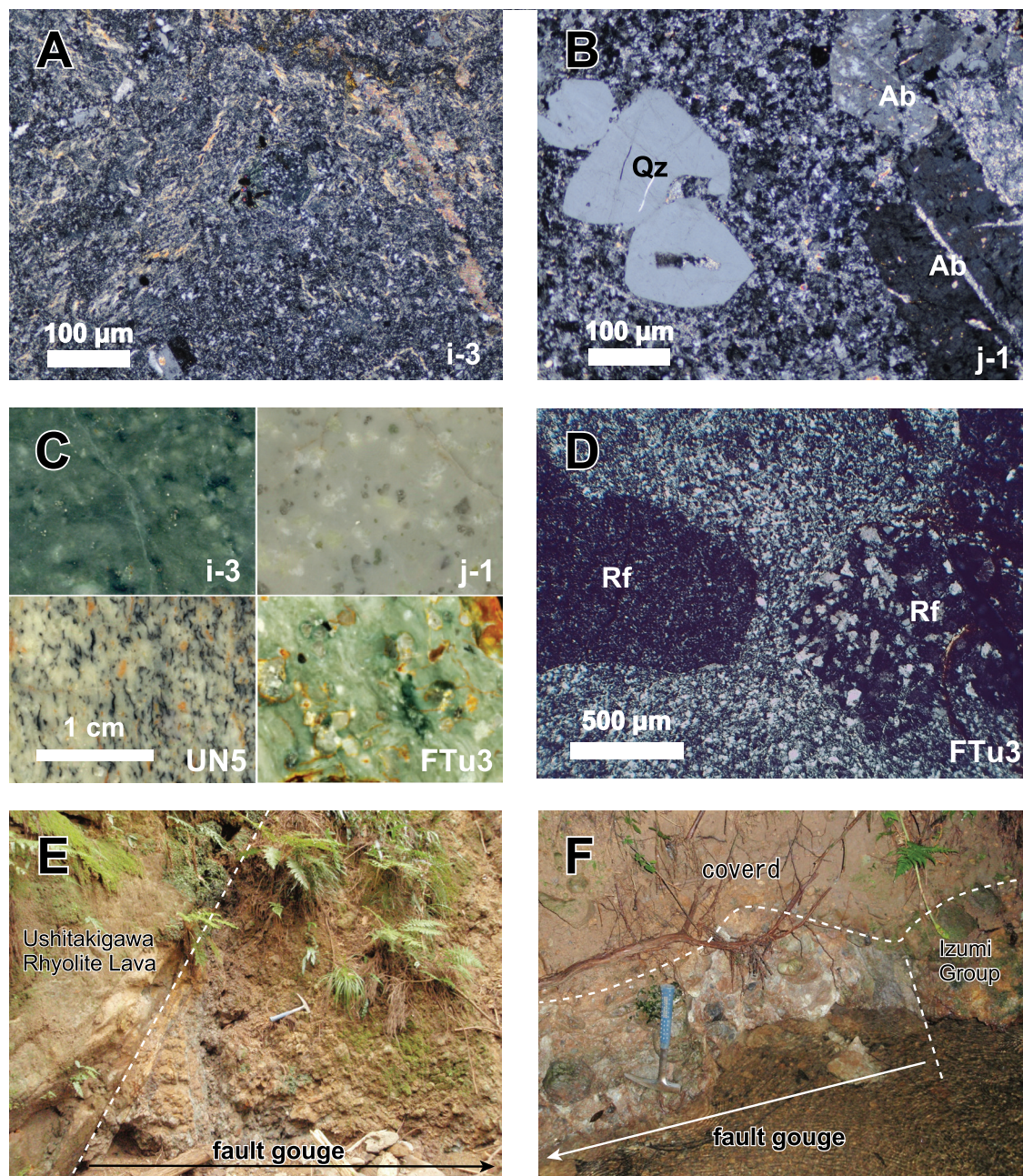


Fig. 5. Photographs; (A) Thin section of the Type I Rhyolite with crossed nicols, (B) Thin section of the Type II Rhyolite with crossed nicols, containing some phenocrysts of quartz (Qz) and albite (Ab), (C) Polished slab of Type I Rhyolite (i-3, FTu3), Type II Rhyolite (j-1), and rhyolitic tuff (UN5). (D) Thin section of the rhyolite of FTu3 with crossed nicols, containing rhyolitic rock fragments (Rf). (E) Outcrop showing the fault gouge between the Ushitakigawa Rhyolite Lava and the Takijiri Adamellite along the Matsuo River. Dashed line shows fault plane of the Ushitakigawa Rhyolite Lava. (F) Outcrop showing the fault gouge between the Ushitakigawa Rhyolite Lava and the Izumi Group along the east branch of the Ushitaki River.

B. 岩相タイプⅡ流紋岩

本岩相は青灰色から灰白色を呈する緻密な多斑晶流紋岩である。風化が進むと多少黄色みを帯びる。本岩相に区分される1試料の薄片写真(クロスニコル)および研磨片写真をFig. 5に示した(j-1: Fig. 5B, およびFig. 5C 右上)。石基の粒度および斑晶比率は場所ごとに差異があるが2~5 mm程度の石英と斜長石の斑晶が散在し、緑泥石化の著しい黒雲母を少量含む。石基は比較的均質な粒径の隠微晶質である。また一部にセリサイト化と弱



Fig. 5. Continued. (G) Rhyolitic breccia (UU4) near the boundary between the Ushitakigawa Rhyolite Lava and the Ushitakigawa Clastic Rock along the Ushitaki River. (H) Breccia (UU1) near the boundary between the Ushitakigawa Rhyolite Lava and the Izumi Group along the Ushitaki River. (I) Basal conglomerate of the Izumi Group, which locates about 600 m southeast of the FTu3. (J) Onion-skin structure at the southwestern Ushitaki. Scale (yellow stick) = 23 cm long. (K) Outcrop showing the basal part of the Ohsawa Conglomerate along the Ushitaki River. The Ohsawa Conglomerate overlies unconformably the Takijiri Adamellite (Dashed line). (L) Outcrop (UN1) showing the Ushitakigawa Clastic Rock along the Ushitaki River.

い流理構造が認められる。不透明鉱物として磁鉄鉱を含む。この岩相タイプⅡ流紋岩は、その岩相の特徴および松尾川での露出範囲から、市原ほか（1986）で花崗斑岩類（Ⅱ）に区分された花崗斑岩を含む可能性がある。しかし、この岩相は以下の理由から牛滝川流紋岩溶岩と明確に区別する根拠に乏しいと判断されたため、本稿では牛滝川流紋岩溶岩の一部として扱った。岩相タイプⅡ流紋岩は従来の研究で牛滝川流紋岩溶岩主岩体が分

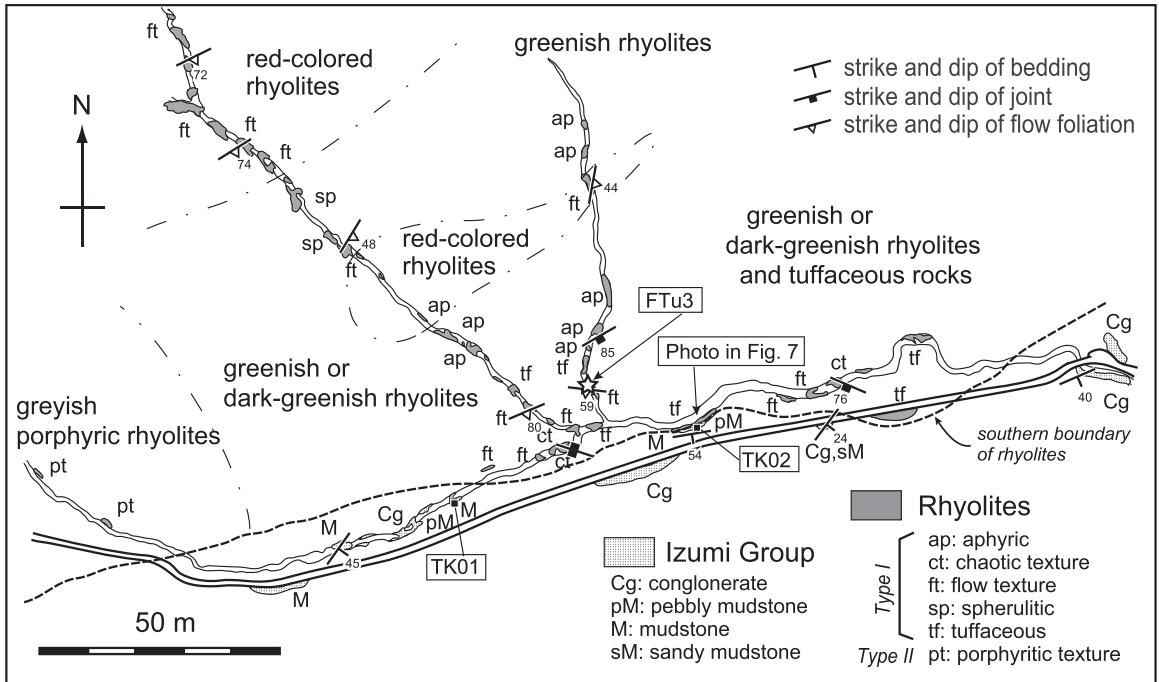


Fig. 6. Route map of lithology in the southwestern Ushitaki area. Heavy dashed line indicates the boundary between rhyolitic rocks and non tuffaceous sedimentary rocks, which was presumed to be a basal unconformity of the Izumi Group against the Ushitakigawa Rhyolite Lava. Dashed dotted lines show lithologic characteristics distinguished by differences in color. Solid squares denote sample location for organic maturation analyzed in Seike and Hirano (2013).

布するとされた地域にも露出すること、岩相タイプⅠ流紋岩や他の泉南流紋岩類との境界が露出しないうこと、岩相タイプⅠおよびⅡ流紋岩の斑晶の比率および石基の粒度にもバリエーションがあること、花崗斑岩類の放射年代は公表されておらず後述のとおり本稿でも岩相タイプⅡのFT年代測定が実施できなかったことである。

1. 2 ルートごとの岩相変化

a. 南春木（松尾川上流周辺）（Fig. 4a）

牛滝川支流の松尾川上流は本調査地域内で四股に分かれており、ほぼ真南に流れる2つの支流で本溶岩が露出する。そのうち西支流は露出が限られているが東支流は比較的露出が良好である。北から南の上流側に向かって花崗岩および流紋岩（タイプⅡ）、流紋岩（タイプⅠ）、堆積岩（和泉層群）が順次露出する。細粒で黒雲母に富む花崗岩には硬質の青灰色の岩相タイプⅡ流紋岩が構造的に挟在し、直接接する。両者の境界付近では、花崗岩に等粒状結晶粒径の変化や熱水による変質（粘土化）が認められるが、岩相タイプⅡ流紋岩は硬質で緻密である。両者の貫入関係は露頭から明瞭に判別できないことに加えて、境界付近では境界に平行な縞模様を伴う数cm幅の粘土が一部で確認できるため、多少の変位を伴う断層関係の可能性もある。花崗岩の南側に露出する岩相タイプⅠ流紋岩は、ガウジ帯を挟んで高角断層で花崗岩と直接接している（Fig. 5E）。断層ガウジは幅3.2mで花崗岩および流紋岩の亜角～角礫と灰白色の粘土質基質からなり、流紋岩側のガウジとの境界面（Fig. 5Eの左側）はN75°W65°Sで垂直に近い断層擦痕がみられる。岩相タイプⅠ流紋岩は主に無斑晶で、北から南に向かって緑色から赤緑色へと変化する。この流紋岩は南側で和泉層群の礫岩と南に70°傾斜する高角断層で画され、境界には礫を含む緑色粘土基質のガウジ帯が幅約1mにわたり露出する。ガウジ帯とした部分の礫に破碎は見られず、最大長径10cmに達する流紋岩および溶結凝灰岩の亜円礫を多く含むが、それに接する和泉層群の礫岩はよく固結しており粘土基質ではないことから、和泉層群の基底礫岩とは考えられない。和泉層群は南傾斜南上位であり、下位より礫岩および砂岩、泥岩、砂岩泥岩互層が順次露出する。

b. 東牛滝（牛滝川東支流）（Fig. 4b）

本調査地域内で牛滝川本流より分岐する支流沿いのルートである。西北西から東南東の上流側に向かって流紋岩、堆積岩（和泉層群）が順次露出する。岩相タイプⅠ流紋岩が広く露出しており、その南東側に岩相タイプⅡ流紋岩が露出する。岩相タイプⅠは北西から南東へ灰色、赤褐色、赤緑色、緑色と変化していく。岩相タイプⅠと岩相タイプⅡの境界は欠如しており、関係は不明である。岩相タイプⅡは和泉層群の礫岩と直接接していることが確認できる。その境界には流紋岩・溶結凝灰岩礫および緑白色粘土質の基質からなる幅約1.2 m断層ガウジを挟む（Fig. 5F）。礫径は数cmから十数cmであり淘汰が悪い亜円礫である。基質および礫種構成、幅（厚さ）、礫に破碎は見られないなどルートaにおいて確認できる断層境界と特徴が一致するが、礫支持ではある点は異なる。和泉層群は南傾斜南上位であり、下位より礫岩、泥岩、砂岩泥岩互層が順次露出する。

c. 牛滝川本流（Fig. 4c）

牛滝川本流沿いには北から南の上流側に向かって花崗岩、堆積岩（牛滝川碎屑岩）、流紋岩、堆積岩（和泉層群）が順次露出する。牛滝川碎屑岩についての詳細は後述する。牛滝川流紋岩溶岩と牛滝川碎屑岩に帰属する凝灰岩・泥岩は露頭で直接接しておらず約15mにわたり露頭が欠如するため、両者の関係は不明である。境界は花崗岩および牛滝川碎屑岩の境界（後述の大沢礫岩露頭）から約300 m上流に位置する。基質支持の火山角礫岩が河床に露出する（Fig. 5G）。基質はよく固結している塊状の緑色火山碎屑物からなる。礫種は主に2種で緑色の無斑晶流紋岩と赤色で流理の明瞭な流紋岩である。礫サイズは主に中礫の亜円礫から亜角礫であるが淘汰が悪い。この赤色で流理の発達する流紋岩の露出は本地域内ではかに確認できない。

岩相タイプⅠ流紋岩は和泉層群との境界付近まで断続的に露出する。火山角礫岩と岩相タイプⅠの境界は露出しない。北より南へ灰色、赤褐色、赤緑色、緑色と変化し概ね北ほど緑色の傾向がみられる。これはルートaおよびbと同じ傾向である。一部で明瞭な流理構造を示し、流理面は東西走向で南傾斜である。明瞭な流理を伴わない岩相では、東西走向で南傾斜の板状節理面がみられる。上位方向が判別できる特徴は確認できない。

和泉層群との境界付近の河床に火山角礫岩（Fig. 3のUU1地点；Fig. 5H）が小規模に露出する。この火山角礫岩は、下流の岩相タイプⅠ流紋岩からなる火山角礫岩と礫種および基質が全く異なる。基質は岩相タイプⅡ流紋岩の破碎物で粗粒砂サイズを主体とするがよく固結しており、礫は細礫～2 cm程度で岩相タイプⅡの灰白色の斑晶流紋岩の角礫と異質礫として少量の泥岩の断片および岩相タイプⅠ流紋岩を含む。また、基質には厚さ数mmの黄鉄鉱脈が複数発達する。岩相タイプⅠとの境界および和泉層群との境界は露出しない。その上流では南傾斜南上位の和泉層群が露出し、下位より礫岩、含礫泥岩、砂岩礫岩互層および砂岩泥岩互層が順次露出する。

d. 北西牛滝（牛滝川西支流）（Fig. 4d）

本地域の西側で牛滝川本流に真南から合流する支流沿いのルートである。北から南の上流側に向かって花崗岩、流紋岩が順次露出する。花崗岩と流紋岩との境界付近は南北約30mにわたり露頭が欠如する。境界の北側には優白色の珪長質岩が露出するが、これは熱水変質の著しい滝尻アダメロ岩と思われる。境界の南側では岩相タイプⅠ流紋岩が露出し、緑色の無斑晶流紋岩で弱い流理が発達するが、南ほど赤みが強くなり流理が発達する。この色調の南北変化の傾向は他地域と逆である。標高350mほどの嶺を越えると南西牛滝地域（ルートe）であるが、山頂まで変質した流紋岩が点在して露出する。

e. 南西牛滝（牛滝川西枝沢）（Fig. 4e）

牛滝川本流から西に伸びるこの枝沢では、東西に流れる支流付近を境にして北側で流紋岩、南側で堆積岩（和泉層群）が露出する。本ルートでは小規模露頭が断続的に露出し、岩相タイプⅠ流紋岩の多様な岩相がみられるが（Fig. 6）、概して南ほど緑色を呈し北ほど赤色であり、この色調変化の傾向はルートa～cと一致する。明瞭ないし弱い流理構造を持つ岩相、塊状無構造の岩相が主体ではあるが、球顆構造を伴うものや同心円状に流理の発達したタマネギ状構造（Fig. 5J）、流紋岩礫を含む凝灰岩と流紋岩が複雑に組み合わせる岩相もみられる（Fig. 6の岩相ct）。これらの岩相が漸移的に変化するのが一部露頭で確認できる。広い範囲で概ね東西走向の流理面が発達し南に傾斜する。また、明瞭な流理構造のない岩相の板状節理面は東西走向で南に急傾斜する。上

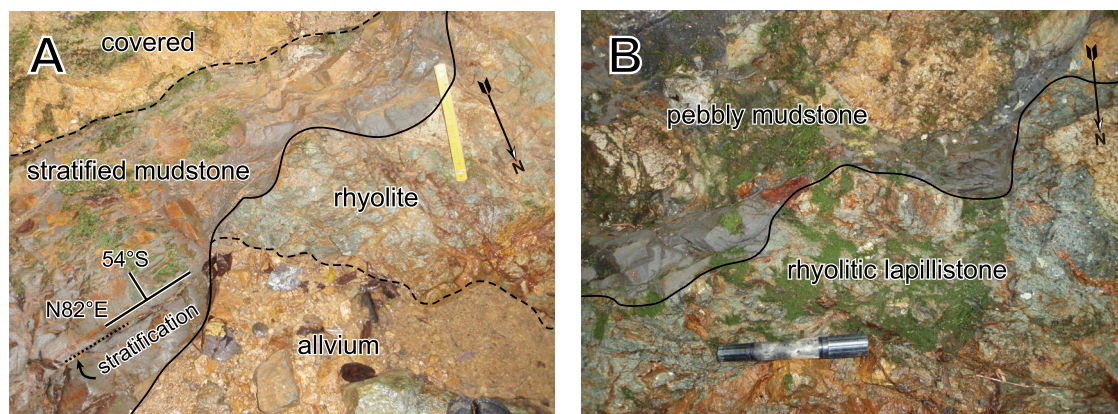


Fig. 7. Photographs showing contact between rhyolitic rocks and muddy sedimentary rocks. (A) Lithological boundary of rhyolite/mudstone. Scale (yellow stick) = 23 cm long. (B) Lithological boundary of rhyolitic lapillistone/mudstone. Scale (black stick) = 14 cm long.

位方向が判別できる特徴はみられない。西から流れる枝沢の上流では、風化変質した岩相タイプⅡ流紋岩が数箇所で露出する (Fig. 6の岩相pt)。さらに嶺を越えた西側に泉南流紋岩類W2が露出するが、岩相タイプⅠ／タイプⅡの境界、および流紋岩／泉南流紋岩類W2の境界はどちらも露出しない。

牛滝川流紋岩溶岩の流紋岩質凝灰岩と泥質堆積岩が和泉層群の非凝灰質な泥質堆積岩が直接接する境界が河床に露出する (Fig. 6)。ここでは流紋岩／泥岩の境界 (Fig. 7A)、および流紋岩・流紋岩質凝灰岩 (ラピリス トーン)／含礫泥岩の境界 (Fig. 7B) がみられる。凹凸のある境界を隙間なく覆う泥岩・含礫泥岩はよく固結している。境界には断層粘土や条線など断層境界を示唆する証拠は認められない。Fig. 7Aの泥岩には層理が発達しており層理面はN82°E52°Sで、流紋岩との境界面と斜交する。流紋岩および流紋岩質凝灰岩には砂岩、泥岩の岩片は一切含まれない。他方、含礫泥岩の礫種はチャートや溶結凝灰岩のほかに牛滝川流紋岩溶岩と同質の流紋岩が含まれる。さらに上位側は表土に覆われるが、その南には和泉層群の礫岩が散在的に露出する。

2. 牛滝川碎屑岩 (Fig. 4c)

牛滝川本流の2地点のみで露出が確認できる。下流に大沢礫岩と呼ばれる礫岩が露出し、上流で泥岩などの細粒岩相が露出する。礫岩はN85°E48°Sの比較的平坦な境界で優白色の花崗岩と接している (Fig. 5K)。淘汰の悪い礫支持の礫岩で、小礫～巨礫 (最大長径約60 cm) の亜円礫～円礫で構成される。境界より上位約7 mで若干逆級化を示しその上位で正級化する。粗粒砂～細礫のアルコース質砂岩を主体とする基質であり層理は不明瞭である。不整合面より層厚約20 mの範囲で露出するが、本露頭以外には牛滝川本流および周辺にも同様の礫岩は露出せず、流紋岩や溶結凝灰岩と接する境界も露出しない。近接のルートdでは花崗岩と流紋岩の境界は露出しないが、その周辺に礫岩はみられない。本礫岩の礫種構成を示す (Fig. 8)。不整合面直上より上位約5 mまでの範囲で露出面からランダムに73個礫を採取し、岩石カッターで切断して同定した。礫種は凝灰岩が全体の66%であり、そのうち弱溶結や非溶結凝灰岩が3割、強溶結の溶結凝灰岩は7割を占める。強溶結の溶結凝灰岩のうち4割を占めるのが濃い緑色で一部赤色を呈する流紋岩質基質と数mm径の石英斑晶が特徴的な溶結凝灰岩である (Fig. 8の区分A)。これと類似する溶結凝灰岩は本地域より西方の津田川や根谷川、榎井川に広く露出する。深成岩は花崗岩類のみが認められ全体の12%を占める。石英斑岩および花崗斑岩は全体の15%を占める。ほかに少量の安山岩礫が含まれる。他方、泥岩・砂岩などの非凝灰質堆積岩の礫は採取試料には含まれず、露頭表面の礫種を観察した際も確認することはできなかった。

礫岩露頭から上流側にしばらく露頭が欠如するが、約200 m上流で泥岩および凝灰岩の小規模露頭が河床に露出する (Fig. 3のUN1およびUN5付近; Fig. 5L)。泥岩相には極粗粒砂サイズの凝灰質砂岩層を数枚挟む。それと接する凝灰岩は灰白色を呈し大きな結晶片を含まない流紋岩質凝灰岩で特徴的な黒色片状含有物が認められる (UN5: Fig. 5Cの左下)。細粒の黒雲母花崗岩のような外観を呈するが、黒色含有物は鏡下で光を透過しない。この岩石試料UN5について乾燥・粉碎・炭酸塩除去後にCHN元素分析装置 (ジェイサイエンスラボ社製

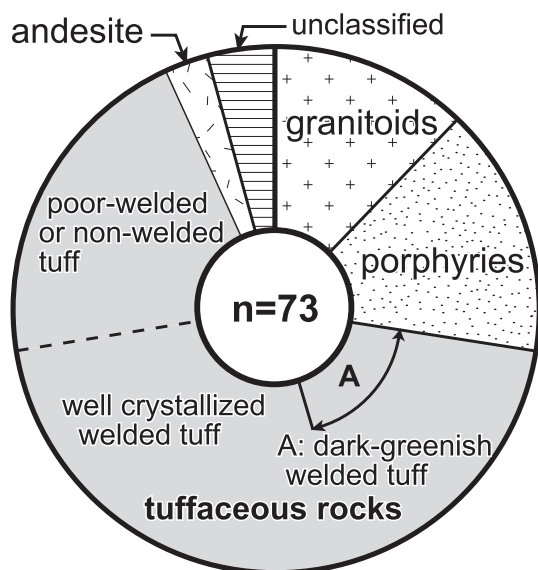


Fig. 8. Chart of pebble lithology of the Ohsawa Conglomerate.

牛滝川流紋岩溶岩は1試料 (FTu3) を用いた。FTu3は岩相タイプⅠの流紋岩で、和泉層群との整合境界から北へ約20 mに位置する (Fig. 6)。淡緑色から淡灰色を呈した緻密な流紋岩で弱い流理があり石英斑晶が見られず、1~5 mmの淡灰色の流紋岩やパミスなどの火砕岩片を普通に含む (Fig. 5C 右上およびD)。なお、東牛滝で採取した岩相タイプⅡ流紋岩試料は、ジルコン粒子に顕著な累帯構造がみられるなどの理由で年代測定を途中で断念した。

牛滝川流紋岩溶岩以外の泉南流紋岩類からは、W2溶結凝灰岩の2試料 (FTt1, FTt2) および下大木凝灰岩層 (FTa1) を用いた。W2溶結凝灰岩は茶褐色から黄色を呈する流紋岩質の溶結凝灰岩であり、流理はみられず石英・斜長石の斑晶を多く含む。本溶結凝灰岩は牛滝川流紋岩溶岩主岩体の西方に広く分布しており、ここより3 kmほど西方の津田川から本調査地域にかけて和泉層群に不整合で覆われる。W2溶結凝灰岩が本溶岩と直接接する露頭は露出しませんが、市原ほか (1986) はW2溶結凝灰岩を牛滝川流紋岩溶岩の直上に位置づけた。FTt1は津田川支流にて和泉層群との不整合から北に約15 mの地点で採取した (Fig. 2; Table 1)。FTt2は牛滝川流紋岩溶岩主岩体の約1 km西で和泉層群との不整合から北に約50 mの地点で採取した (Fig. 2; Table 1)。下大木凝灰岩層は非溶結の凝灰質砂岩・礫岩を主体とする。円磨度の比較的高い石英・斜長石の鉱物粒と溶結凝灰岩の岩片を多く含む。試料FTa1は榎井川において露出する和泉層群との不整合露頭から北に約10 mの地点で採取した (Fig. 2; Table 1)。いずれの地点も過去の研究で近傍に貫入岩体の存在が示されたことはなく、採取時の露頭調査でも小規模貫入岩体は確認されなかった。

マイクロコーダーJM10; 石油資源開発株式会社技術研究所) で分析した結果、全有機炭素量 (TOC) は約0.5wt%であり、窒素 (N) も検出されたため、この黒色含有物は何かしらの有機物であると推定される。泥岩および凝灰質砂岩層の走向傾斜は、多少ばらつくが東西走向の緩い北傾斜で大沢礫岩の不整合面と調和しない。上位方向は判別できないが、南上位の大沢礫岩の南東に位置する。

フィッシュン・トラック (FT) 年代測定

1. 試料

牛滝川流紋岩溶岩および他の泉南流紋岩類から計4試料 (Table 1) についてジルコンフィッシュン・トラック年代測定をおこなった。北縁に沿って広く露出する新期嶺家花崗岩の貫入による再加熱の影響をできるだけ避けるために、いずれも泉南流紋岩類分布域南縁で和泉層群との境界近傍を採取地点として選択し、各露頭につきそれぞれ約3 kgの岩石試料を採取した。

Table 1. List of FT dating samples taken from the Sennan Rhyolites in the northern Izumi Mountains.

Geological unit	Sample name	Rock type	Sample locality (Lat., Long.)	Note
Sennan Rhyolites				
Ushitakigawa Rhyolite Lava	FTu3	rhyolite	34° 22' 53"N; 135° 26' 57"E	20 m North from boundary of the Izumi G.
W2 Welded Tuff	FTt2	welded tuff	34° 22' 42"N; 135° 26' 37"E	50 m North from boundary of the Izumi G.
W2 Welded Tuff	FTt1	welded tuff	34° 22' 38"N; 135° 26' 02"E	15 m North from boundary of the Izumi G.
Shimo-ohgi Tuff	FTa1	tuffaceous sandstone	34° 21' 41"N; 135° 21' 57"E	Outcrop directly overlain by the Izumi G. (10 m North from boundary of the Izumi G.)

2. 測定

測定は(株)京都フィッション・トラックで行った。熱中性子照射は日本原子力研究開発機構東海研究開発センターのJRR3号炉およびJRR4号炉の気送管でおこなった。Auのカドミ比はそれぞれ約23, 3.6である。FTu3試料では両原子炉での照射をおこない、それぞれ独立して年代値を得た。年代測定はすべての測定で結晶内部面(ED1)を利用し、年代値の算出にはIUGSからのFT年代測定法に関する年代較正の勧告に従ってゼータ較正法を適用した(檀原, 1995; Danhara et al., 2007; Danhara and Iwano, 2009)。また、ジルコンの結晶内部のコンファインド・トラック長の測定(岩野・檀原, 1997)をFTu3およびFTt1で実施した。

3. 結果

測定結果をFig. 9およびTable 2に示す。ジルコンFT年代は、牛滝川流紋岩溶岩FTu3が 84.2 ± 6.8 Maおよび 80.8 ± 8.8 Maで両測定加重平均年代が 82.9 ± 5.4 Ma, W2溶結凝灰岩FTt1およびFTt2がそれぞれ 83.3 ± 7.0 Maと 76.0 ± 6.8 Ma

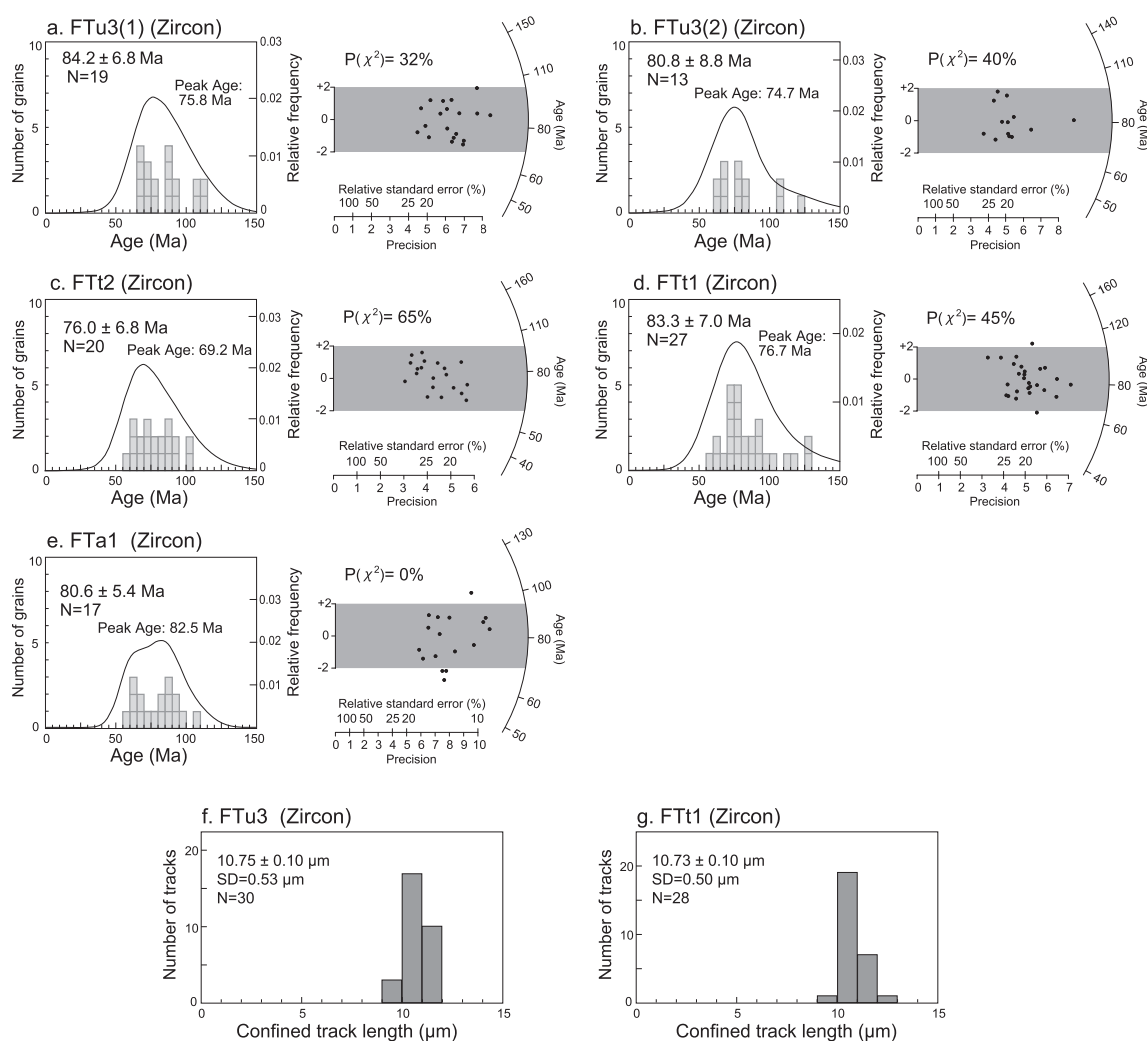


Fig. 9. Fission-track (FT) ages and track-length distributions measured for samples of the Sennan Rhyolites. (a-e) Grain-age histograms, age spectra, and radial plots of FT ages from individual zircon grains. (f, g) Confined-track length histograms of spontaneous fission in zircon.

Table 2. Results of FT dating of zircons. Zircon grains of FTu3 (1) and FTu3 (2) were collected from same zircon population which separated from FTu3 rock sample.

Sample name	Method	No. of grains	Spontaneous		Induced		Dosimeter		r	Pr(χ^2) (%)	U (ppm)	Age ($\pm 2\sigma$)
			ρ_s ($\times 10^6$ cm $^{-2}$)	Ns	ρ_i ($\times 10^6$ cm $^{-2}$)	Ni	ρ_d ($\times 10^4$ cm $^{-2}$)	Nd				
FTu3(1)	ED1	19	9.87	3050	3.30	1019	13.68	4105	0.815	32	230	84.2 \pm 6.8
FTu3(2)	ED1	13	12.7	2515	2.28	452	7.593	3645	0.570	40	280	80.8 \pm 8.8
FTu3 weighted mean age												82.9 \pm 5.4
FTt2	ED1	20	9.93	2115	3.67	782	13.65	4096	0.788	65	250	76.0 \pm 6.8
FTt1	ED1	27	11.4	4895	1.99	853	7.592	3644	0.738	45	250	83.3 \pm 7.0
FTa1	ED1	17	9.02	4581	3.13	1588	13.59	4077	0.845	0	220	80.6 \pm 5.4

Abbreviations

ED1: external detector method for internal surface; ρ_s : density of spontaneous tracks; Ns: number of spontaneous tracks counted; ρ_i : density of induced tracks in a sample; Ni: number of induced tracks counted in a diallyl phthalate (DAP) resin external detector; ρ_d : density of induced tracks in NIST-SRM612 dosimeter glass; Nd: number of induced tracks counted in a DAP resin external detector; r, correlation coefficient; Pr(χ^2): Probability of chi-square values for ν degrees of freedom (ν = Number of grains - 1); Age: FT pooled age calculated from pooled Ns and Ni for all grains counted. Zircon grains were irradiated using pneumatic tube of JRR-3 and JRR-4 reactors at the Japan Atomic Energy Agency. ζ_{ED1} = 414 \pm 3 (for zircon of FTu3(1), FTt2, and FTa1; JRR-3: Danhara and Iwano, 2009), ζ_{ED1} = 385 \pm 4 (for zircon of FTu3(2) and FTt1; JRR-4: Danhara et al., 2007).

Ma, 下大木凝灰岩層 FTa1が80.6 \pm 5.4 Maであった。ジルコンの粒子年代の分布がポアソン分布であるという帰無仮説のもとでカイ二乗検定を行った結果, FTa1を除いた3試料では5%有意水準で棄却されなかった(以後, カイ二乗検定に合格と表現する)。FTa1では棄却されたため, 非ポアソン変動要素を含んだ年代測定データと判断された。すなわち, この試料から得られたジルコンは, 碎屑ジルコン結晶の集団あるいは凝灰岩起源の本質結晶中に碎屑ジルコン結晶などの外来結晶が混入した粒子集団であることが示唆される。FTu3およびFTt1のジルコンのコンファインド・トラック長解析では, 標準試料のFish Canyon Tuffと比較して有意な短縮は認められなかった (Table 2)。

議論

1. 泉南流紋岩類の噴出・堆積年代

和泉群層との不整合境界に沿った泉南流紋岩類の東西方向のジルコン FT年代は2 σ の誤差範囲ではすべて一致し, 年代の中央値は東より82.9 Ma (FTu3), 76.0 Ma (FTt2), 83.3 Ma (FTt1), 80.6 Ma (FTa1), 85.0 Ma (FTa8: 清家ほか, 2013)であった。泉南流紋岩類のFT年代のうち, 溶結凝灰岩・流紋岩から採取したFTt1, FTt2およびFTu3は粒子年代がカイ二乗検定に合格し, コンファインド・トラック長に有意な短縮は認められない。また, 泉南流紋岩類のすべてのFT年代は, 滝尻アダメロ岩の定置年代を示すであろうRb-Sr全岩アイソクロン年代78.3 \pm 3.0 Ma (Morioka et al., 2000)と誤差範囲で一致する。

和泉山脈地域では, 泉南流紋岩類堆積後に滝尻アダメロ岩などの新期領家花崗岩類が貫入しており(市原ほか, 1986など), 泉南流紋岩類は程度の差があれ全域でその熱影響を受けているだろう。ジルコン FT年代の熱的特徴に関して, FTがアニーリングにより完全に消滅する温度領域をZTAZ (total annealing zone of zircon FT), FTが短縮するが消滅しない温度領域をZPAZ (partial annealing zone of zircon FT)と呼んでいる。その温度範囲は様々な提案がなされているが, 例えば100万年の被熱期間でZPAZが230 \pm 30 \sim 330 \pm 50 $^{\circ}$ C (ZTAZ >330 \pm 50 $^{\circ}$ C)であり (Tagami and Shimada, 1996), 短期被熱ほど高い温度が必要である。泉南流紋岩類分布地域南縁のFTt1およびFTu3でトラック長の短縮が認められないため, これらの放射年代は熱影響を受けていないかZTAZまで熱せられてリセットしたかのどちらかである。もしこれらが新期花崗岩類によりZTAZに達する被熱を受けたのであれば, 泉南流紋岩類のほぼ全域がZTAZまで熱せられたと考えるのが妥当である。しかし, 泉南流紋岩類でホンフェルス化などの明らかな被熱証拠が見られるのは北縁側の限られた地域であること(山田直利ほか, 1979), およびZTAZ被熱ならば凝灰質砂岩のFTa1の粒子年代はカイ二乗検定に合格しうるのに失格していることからそれは否定される。凝灰質砂岩のFTa1が他の泉南流紋岩類のFT年代と誤差範囲で一致したのは, 泉南流紋岩類

の碎屑物起源のジルコン粒子が多く含まれ、その噴出が比較的短い期間に集中したためだろう。すなわち本研究のジルコンFT年代は新期領家花崗岩類からの熱影響は考慮せずともよく、牛滝川流紋岩溶岩のFT年代 82.9 ± 5.4 Maは周囲の泉南流紋岩類のFT年代とも 2σ の誤差範囲で一致することから、本溶岩が泉南流紋岩類と同時期に噴出したことが年代学的に初めて示唆された。同時に泉南流紋岩類は初生的に全層準とも概ね80～85 Maの火山活動であることが示唆された。これはサニディンのK-Ar年代(山田ほか, 1987)から示唆されていた活動時期より500～1000万年ほど若い。さらに、従来の層序では一般に東より西に上位層準が露出するとされたが放射年代からは示唆されない。この原因は以下のような可能性がある。①ジルコンFT年代の 2σ の誤差範囲が平均して ± 700 万年であるために、東西傾向が十分に反映されていない。実際、同一地点の試料(FTa8)では両手法の放射年代が誤差範囲で一致する(清家ほか, 2013)。②両放射年代測定法の熱年代学的な違い(例えば、閉鎖温度)が影響した。Reiners (2009)で両放射年代を比較すると、低温サニディンのK-Ar年代はジルコンFT年代よりも被熱時間1000年から100万年では 400°C 付近で $250 \sim 100^{\circ}\text{C}$ の差が生ずる。溶結凝灰岩が噴出後に徐々に冷却する過程で、サニディンのK-Ar年代がほぼ噴出年代を保持し、比較的ばらつきの小さいジルコンFT年代が泉南流紋岩類の広域的な火山活動の終息に伴う冷却を示すのかもしれない。

2. 牛滝川碎屑岩と周辺地質体の層序関係

牛滝川碎屑岩の礫岩部分(大沢礫岩)について、①礫種構成は泉南流紋岩類が卓越し花崗岩類を含む、②花崗岩を不整合に覆っている、③砂岩・泥岩の礫を含まない、④不整合面の走向は東西で傾斜は南に約 50° である、の4つの点に注目して、和泉層群に対して想定しうる以下の3つの層序関係を再検討した。すなわち、大沢礫岩が和泉層群堆積以前の泉南流紋岩類と同時期の堆積岩である、本礫岩は和泉層群の基底礫岩である、和泉層群堆積終了後の古第三紀以降の堆積岩である場合である。

はじめに、大沢礫岩が泉南流紋岩類と同時期の堆積岩である場合を検討する。泉南流紋岩類は一部で滝尻アダメロ岩による熱変成の痕跡が認められることや広域的な地質構造から、泉南流紋岩類の堆積終了後に新期領家花崗岩類の滝尻アダメロ岩が進入したと解釈されている(山田直利ほか, 1979)。また、泉南流紋岩類に帰属する側川礫岩層や他の凝灰岩層中の礫岩において花崗岩類の礫が記載されたことがなく、古期領家花崗岩類も80 Maごろに削剥レベルに達していたのは疑わしい。これより①および②に矛盾が生じる。すなわち本礫岩が泉南流紋岩類に帰属することはない。

次に、本礫岩は和泉層群の基底礫岩である場合を検討する。和泉層群の基底礫岩の礫種構成から、この時期に滝尻アダメロ岩と泉南流紋岩類がともに露出・削剥レベルに達したことが示唆され、①および②に矛盾は生じない。③は和泉層群の基底礫岩と一致する特徴である。④は不整合面の姿勢であり必ずしも当時のジオイド面と平行ではないが、和泉層群北縁部で見られる不整合境界の姿勢や一般走向傾斜と調和的である。

最後に、市原ほか(1986)が指摘していた古第三紀以降の堆積岩である場合について検討する。②に関して矛盾は生じないが、①・③と④に関しては矛盾や疑問が生じる。③から本礫岩には和泉層群起源の礫が含まれていないと考えられる。主に溶結凝灰岩の亜円礫からなる礫種構成からは、近隣に限らずその後背地に泉南流紋岩類が広く露出していたことが示唆される。ところが、古地磁気の検討から和泉層群の堆積と同時期にその基盤岩(領家帯)は大きく南に傾動したとされるため(西山, 1998)、その後の泉南流紋岩類は現在のように和泉層群と伴にその北縁に沿って狭長に露出していた可能性が高い。①と③の礫種構成の特徴は、後背地の位置関係がどの方向であれ、古第三紀以降の堆積岩として異質である。また、大阪湾南部の甘南備層や大阪層群は不整合面および層理面が北に $15 \sim 10^{\circ}$ 緩やかに傾斜しており、④とは調和的ではない。以上の検討からは大沢礫岩は和泉層群の基底礫岩であるという解釈が妥当であると結論される。

清家(2018)は牛滝川碎屑岩の細粒岩相から採取した泥岩試料UN1の有機物熟成度が和泉層群と同等であることから、これらが和泉層群堆積以前の堆積岩であると解釈している。すなわち、古期・新期領家花崗岩類の貫入時期を考慮すると和泉層群に帰属するまたは泉南流紋岩類に帰属するかのいずれかである。有機物に富む牛滝川碎屑岩の泥岩は、有機物に極端に乏しい側川礫岩層の泥岩相(清家, 2018)や泉南流紋岩類中に薄層として挟在する緻密で凝灰質な泥岩相(市原ほか, 1986)とはいずれも特徴が一致しない。他方、ここに露出する優白色の流紋岩質凝灰岩は泉南流紋岩類や和泉層群でもみられる。また、牛滝川流紋岩溶岩の火山角礫岩・流紋岩や滝尻アダメロ岩が隣接している当地域において、堆積岩の有機物熟成が和泉層群と同等のカタジェネ

シスであること（清家, 2018）は、牛滝川流紋岩溶岩の噴出や滝尻アダメロ岩の貫入後に牛滝川碎屑岩の細粒岩相が堆積したことを示唆する。これらから総合的に判断するならば、大沢礫岩を含めた牛滝川碎屑岩は和泉層群に帰属すると解釈することが妥当であろう。

3. 牛滝川流紋岩溶岩と和泉層群の関係

牛滝川流紋岩溶岩の主岩体と周辺地質单元との境界は、市原ほか（1986）など従来の研究では実在または推定断層で画されるとされてきた。ところが岩相タイプⅠの流紋岩直上には泥岩および含礫泥岩が累重することが南縁部のルートeで確認された。これらの含礫泥岩・泥岩は周辺の和泉層群でみられる岩相と一致し、岩質・固さ・色、礫種構成の特徴も和泉層群のそれと差異がみられない。さらに、清家・平野（2013）で有機物熟成測定に用いられた試料TK01（Fig. 6）はこの流紋岩直上の泥岩を用いたものであり、そのビトリナイト反射率は近傍のTK02および周囲の和泉層群北縁相の測定値と一致する。すなわちこの境界は牛滝川流紋岩溶岩の流紋岩に和泉層群が直接累重する境界であるとの解釈が妥当である。しかしながら、牛滝川流紋岩溶岩のFT年代は 82.9 ± 5.4 Ma（FTu3）であり、本地域の和泉層群が従来の解釈どおりにマーストリヒチアン期（72.1～66.0 Ma；Ogg and Hinnov, 2012）に堆積したとするならば、 2σ の誤差範囲を考慮して両者の間に少なくとも500万年の時間間隙が存在する。このため、本境界で両者が不整合関係にあることに疑いの余地はない。境界部の含礫泥岩・泥岩が笠山礫岩部層、畦谷泥岩部層、滝畑互層部層の3部層のうち、どの部層に相当するのかについては、露頭が断片的で識別できないが、この含礫泥岩は砂を含まない泥岩基質でありながら礫の淘汰は悪く、ファブリックもランダムであることから狭義の土石流堆積物である粘性土石流堆積物（Lowe, 1982）と解釈できる。和泉山脈地域の和泉層群の基底不整合における典型的な基底礫岩は、最大礫径こそ中礫から巨礫まで変化に富むが、主に礫支持で基質は細粒砂から粗粒砂（例えば本調査地域近傍の基底礫岩：Fig. 6I）である。含礫泥岩・泥岩が基盤岩に累重する不整合境界は和泉山脈地域では他に見られない（Fig. 10）。

ブルアパート堆積盆の縁辺部には崖錐・崩積土や沖積扇状地の堆積物がしばしば認められ（Michell and Reading, 1986；Dec, 1992）、帯状の礫岩相が分布する和泉堆積盆北縁部にも沖積扇状地が発達したとされる（Tanaka and Maejima, 1995など）。沖積扇状地システムでは粘性土石流によると解釈される基質支持の礫岩を頻繁に挟在するが、基盤岩直上に限れば礫岩は礫支持で基質が基盤岩由来の粗粒碎屑物から構成される（Dec, 1992）。すなわち、牛滝川流紋岩溶岩の主岩体の南縁部の境界では基底礫岩としては稀な粘性土石流の含礫泥岩や泥岩が直接累重していることになる。他にもこの地域に特異的にみられる岩相の特徴がある。四国讃岐山地から近畿地方まで、基底不整合を伴う和泉層群北縁部には基底礫岩を含む礫岩・砂岩相とその上位にあたる積算層厚数百mの泥岩相が連続して狭長に分布する。和泉山脈では笠山礫岩部層、畦谷泥岩部層がそれらに相当し、基底不整合から主部相にかけて礫岩・砂岩、泥岩が順次露出することが確認できる（Fig. 10）。ところが、牛滝川流紋岩溶岩主岩体の南側に露出する和泉層群には畦谷泥岩部層に相当する厚い泥岩相が露出せず、代わりに含礫泥岩や砂岩礫岩互層が卓越する。これに類似する岩相は主部相の各層最下部で特徴的にみられる（田中, 1965およびFig. 10の①および⑫）。

和泉層群と基盤岩との基底不整合・断層境界は、金熊寺川から牛滝川にかけて西南西—東北東方向に比較的直線的に連続するが、北側に突出して分布することや隔離して和泉層群が露出することがある。これらは標高が北ほど高い地形でみられる。その結果、基盤岩／和泉層群境界が南北方向に複数繰り返す地域も存在する。南側の境界の標高と比べて北側の境界の標高がより高いのであれば、南傾斜する基底不整合面と地形の兼ね合い、断層境界を挟んだ堆積盆縁辺側（北側）と中心部側（南側）の相対沈降量の違いによる露出レベルの不連続性のどちらかでこの繰り返しは説明できる。ところが、北へ流れる主要水系に沿って境界が3箇所存在（露頭で確認できるのは基底不整合が2箇所）する当地域では、牛滝川流紋岩溶岩主岩体の南縁部の境界が露出するすべて地点で大沢礫岩（和泉層群）の露出地点より標高が20 m以上高い。すると、不整合面の地形的起伏が地形標高差と一般傾斜（南傾斜）に因る不整合面の標高差を相殺する程度に大きい場合や、主岩体北側に南側に比べて何らかの理由で相対的に沈降している場合を想定するしかない。すなわち、牛滝川流紋岩溶岩主岩体の北側で和泉層群の基底不整合の露出がみられ、かつ南縁部で和泉層群と主岩体が直接接するこの地質構造は簡単に説明できない。

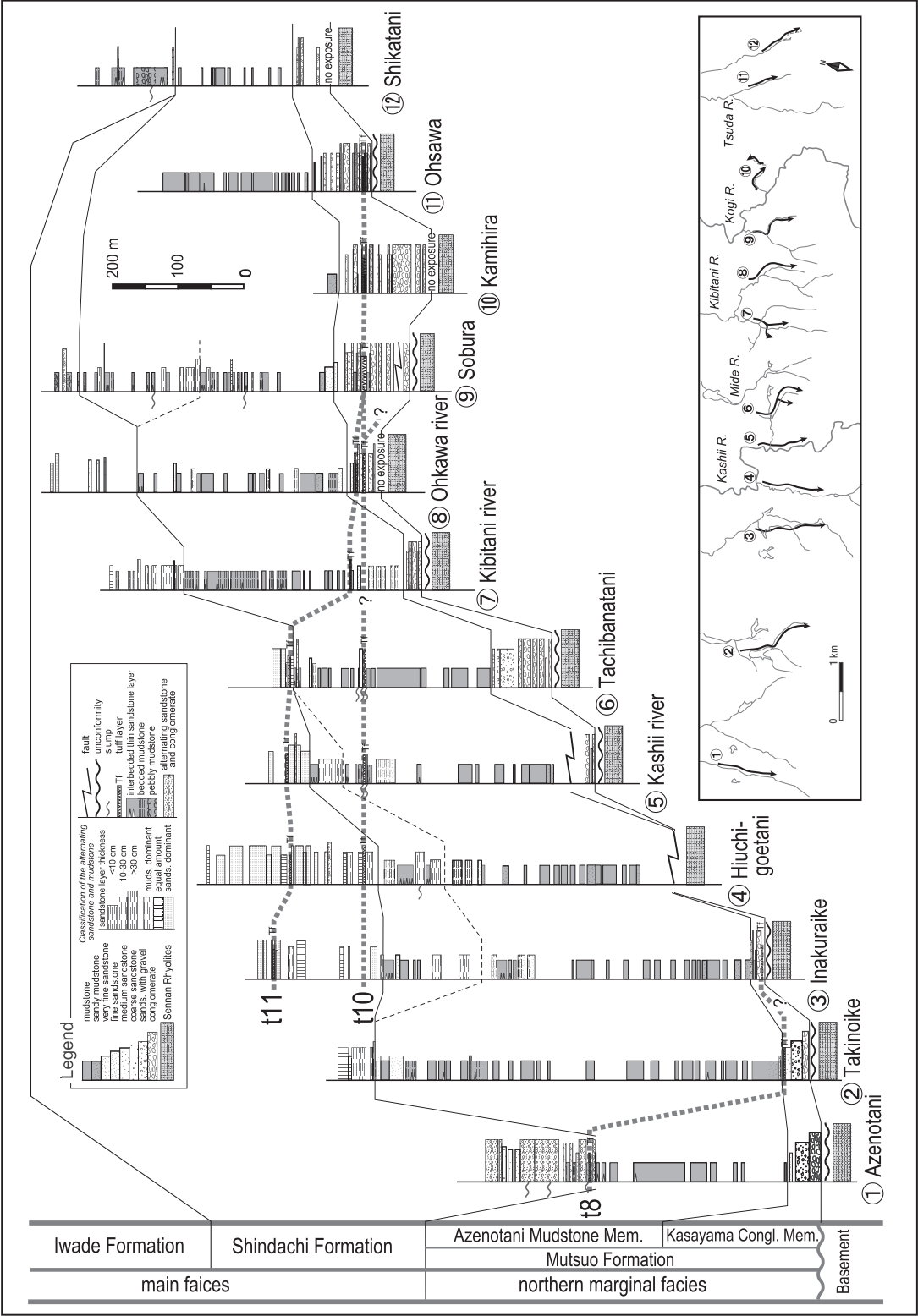


Fig. 10. Columnar sections for the northern margin of the Izumi Group (modified after Seike et al., 2013). The three marker beds t8, t10, and t11 are recognized in this sequence. Abbreviations: Congl. = Conglomerate; muds. = mudstone; sands. = sandstone.

4. 和泉堆積盆北縁のテクトニクス

牛滝川流紋岩溶岩主岩体周辺の和泉層群の特異な分布が、和泉堆積盆の北縁部に網目状ないし階段状の断層を形成しつつ沈降する際に、偶発的に形成された可能性を検討した。その概要は、牛滝川流紋岩溶岩主岩体は堆積盆の縁辺に露出していた基盤岩が巨大な根無しの基盤岩ブロックとして和泉層群の堆積盆内に直接崩落したもの、あるいは単純に堆積盆中心ほど沈降するのではなく沈降量の異なる複数の基盤ブロックに分かれたものの一つとするモデルである。Crowell (1974) はプリアパート堆積盆でみられる模式的な地質構造のなかで、堆積盆縁辺部の基盤岩が周辺断層の発達に伴い中心部へ滑落した小規模な移動ブロックを例に挙げている。この岩体ブロックの基底では堆積物と断層関係でありながらその上に累重する堆積物とは不整合関係になりうる。また、堆積盆側へ基盤岩が落ち込む過程で、堆積盆側面の基盤岩が高角断層を伴って側方に階段状に変位する際、断層面の一部は開口して堆積物が充填した結果、基盤岩ブロックの一部が堆積盆充填堆積物に挟まれる例が示されている (Zak and Freund, 1981)。後述のとおり、牛滝川流紋岩溶岩主岩体と牛滝川砕屑岩の露出関係から主岩体の底部に和泉層群との低角断層境界の存在が示唆されるため、前者を基にして地史を考察した。

主岩体周辺の断層の運動と関連付けてその地史を具体的に考察する。和泉層群である牛滝川砕屑岩と牛滝川流紋岩溶岩主岩体の断層境界は露出していないが、以下のとおり解釈した。和泉堆積盆の側方への拡大と基盤の傾動に伴って、基盤岩の一部が盆内にブロックで滑落して和泉層群の構造的上位に定置した。その後も堆積盆の拡大と埋積が進んだため、クリッペ様の関係になった。牛滝川流紋岩溶岩北縁において、牛滝川本流を除いた4地点では境界付近に和泉層群が露出しない。和泉層群と主岩体の境界が南傾斜の低角断層であることに関連して、基盤岩と和泉層群の不整合境界および和泉層群と主岩体の断層境界が露出する（すなわち、構造的な下位の和泉層群が露出する）まで削剥が進んだのが牛滝川本流である。これに対し、他の4地点は牛滝川本流より標高が高いため後述の高角正断層により和泉層群は欠如する (Fig. 3断面参照)。この条件を満たすような和泉層群と主岩体の断層面の姿勢を、牛滝川本流・牛滝川西支流・松尾川上流における境界の位置関係から具体的に検討した。牛滝川本流沿いよりも標高が60~80m高い牛滝川西支流・松尾川上流の滝尻アダメロ岩／主岩体の高角断層境界において和泉層群が露出しない和泉層群と主岩体の断層面は、走向がN60°EからN70°Wまでの範囲で、20° (N60°E), 23° (N70°E), 30° (N80°E), 14° (EW走向), 10° (N80°W), 7° (N70°W) 以下の南傾斜となる。すなわち断層面は概ね30°以下の南傾斜となる必要がある。ブロック滑落当時のジオイド面の姿勢が仮に大沢礫岩の不整合面と水平な南北走向50°南傾斜面であったとすると、計算された和泉層群と主岩体の断層面は和泉層群堆積当時の堆積盆中心側と逆の北に傾斜していたことになる。これは主岩体滑落の解釈と一見矛盾するが、本岩体南側の和泉層群の傾斜角はバラつきがあり20°前後南傾斜も見られることや、この検討を行った範囲の境界面が滑落時の底面である必然性はなく前面や側面でもよいため、滑落説を否定するものではない。

主岩体南縁の断層と主岩体と滝尻アダメロ岩の境界である北縁断層は以下の解釈である。両境界断層とも露頭では若干南傾斜で垂直に近い断層面が確認できる。広いガウジ帯を持つ北縁断層は、断層条線の方から垂直方向の断層運動が示唆されるため、地史も踏まえて沈降時の正断層運動およびその後の隆起 (清家ほか, 2013) における主断層であり大きな変位が生じたと解釈できる。他方、南縁断層の断層ガウジ帯は、北縁より規模が小さくて破碎されていない和泉層群の基底礫が多数含まれることから、和泉層群固結前の活動が示唆される。和泉堆積盆が沈降・隆起した際に、和泉層群の半固結堆積物と主岩体のレオロジーの違いが主な原因で生じた比較的小変位の断層であると推察される。

牛滝川流紋岩溶岩主岩体西縁の断層は露頭で確認できないが、流紋岩溶岩主岩体はこれより西に露出しない。牛滝川西支流 (Fig. 4d) のひとつ西隣の沢では溶結凝灰岩が露出し、和泉層群および流紋岩の礫は確認できない。また、牛滝川西枝沢地域 (Fig. 4e) より西では流紋岩の露出は確認できず、嶺を越えると溶結凝灰岩が露出する。牛滝川流紋岩溶岩主岩体西縁は南北走向の高角断層で画されるとされた従来研究の解釈と整合的である。この断層のずれを和泉層群の岩相を考慮して以下のように解釈した。和泉層群の不整合はこの付近で南北方向に約500 mずれる。他方、主岩体の南西側に隣接する河川沿い (Fig. 10の⑫) では不整合から約500 m北の地点で六尾層畦谷泥岩部層の泥岩から主部相岩出層の含礫泥岩に遷移する。この一致より、東盤が北ないし下方に変位することで、見かけ500 m程度の水平変位に相当するずれが生じた、すなわち、主岩体の南に露出する滝畑互層部層は元来主部相に連続するものであったと解釈できる。左横ずれ引張場のプリアパート堆積盆縁辺部では、堆積盆軸に対してミ型雁行配列をなす高角正断層群が発達する (Wu et al., 2009)。西縁断層の形

成時期は特定する材料に乏しいがこの西縁断層とずれ方向が一致するため、このような断層運動に関連している可能性がある。

清家ほか(2013)は、和泉層群北縁相は一見すると不整合境界から南へ順次累重し連続的であるように見えるが、堆積盆拡大時に基盤岩と北縁相との境界付近で地層分布への影響が判別しにくい網目状ないし階段状の無数の断層を挟んで堆積盆の沈降・隆起が生じた可能性を示した。本研究で示唆された牛滝川流紋岩溶岩主岩体の和泉堆積盆内への滑落は、堆積盆形成時の北縁部における断層運動および堆積環境変遷を知る鍵となりうるものであり、テクトニック堆積盆の縁辺部で観察される複雑な地層分布の興味深い例と考えられる。

まとめ

- ・本研究および先行研究のFT年代測定結果から、泉南流紋岩類の噴出年代は概ね80~85 Maであることが示唆された。従来の層序では一般に東から西に上位層準とされたが、FT年代では噴出年代の地域的差異は示唆されない。
- ・従来の研究で約60 Maの放射年代が報告されていた泉南流紋岩類牛滝川流紋岩溶岩のジルコンFT年代は82.9 ±5.4 Maであり、従来の層序学的な解釈に矛盾しない放射年代が初めて得られた。
- ・従来断層関係とされていた牛滝川流紋岩溶岩と和泉層群が直接累重する境界の露出が確認された。その境界直上の岩相は、和泉山脈地域で見られる和泉層群基底不整合の一般的な岩相とは異なっていた。
- ・牛滝川流紋岩溶岩は斑晶の有無などから大きく2つに区分される。このうち色彩の変化に富んだ無斑晶の流紋岩は複雑な分布が確認できた。
- ・時代未詳の牛滝川碎屑岩は、有機物熟成度の比較や本研究における露出状況や礫種構成の検討から、和泉層群に帰属すると考えるのが妥当と判断できる。
- ・牛滝川流紋岩溶岩主岩体は南北を和泉層群に挟まれ、一部の和泉層群の構造的上位に位置するが、和泉堆積盆の形成拡大に起因した沈降運動に関連して、側方の基盤岩が泥岩相堆積中の盆内へ滑落したのが原因であると解釈した。

謝辞

本研究を進めるにあたり、故・平野弘道早稲田大学名誉教授ならびに元地球科学総合研究所の加藤 進博士には有意義なご指摘を頂いた。京都大学大学院の山路 敦教授には現地調査に際して御助言を賜った。担当編集委員である大阪市立自然史博物館の中条武司学芸員には、本稿の投稿および修正についての的確なアドバイスを頂いた。産業技術総合研究所の野田 篤博士および匿名査読者には本稿修正に際して丁寧で建設的なご指摘を賜った。上記の方々に深く感謝申し上げます。

引用文献

- Crowell, J.C. 1974. Origin of late Cenozoic basins in southern California. Dickinson, W.R. ed., *Tectonics and Sedimentation*. SEPM, Oklahoma, pp. 190-204. (SEPM Special Publications No. 22)
- 檀原 徹 1995, 第四紀テフラの高精度フィッション・トラック (FT) 年代測定—ジルコンとガラスを用いた測定法の確立に向けて—, 第四紀研究 34 (3) : 221-237.
- Danhara, T., Iwano, H., Kobayashi, H. and Tsuruta, T. 2007. A report on fission-track data of zircon and apatite age-standards for age calibration using diallyl phthalate (DAP) resin detectors and a minor revision of zeta values by Danhara et al. (2003). *Journal of the Geological Society of Japan* 113 (2) : 77-81.
- Danhara, T. and Iwano, H. 2009. Determination of zeta values for fission-track age calibration using thermal neutron irradiation at the JRR-3 reactor of JAEA, Japan. *Journal of the Geological Society of Japan* 115 (3) : 141-145.
- Dec, T. 1992. Textural characteristics and interpretation of second-cycle, debris-flow-dominated alluvial fans (Devonian of Northern Scotland). *Sedimentary Geology* 77: 269-296.

- 市川浩一郎・大橋邦宏 1965. 大阪南部の泉南酸性火砕岩類と和泉層群. 日本地質学会第72年年会地質見学案内書, 日本地質学会, 東京, 19pp.
- 市原 実・市川浩一郎・山田直利 1986. 岸和田地域の地質. 地域地質研究報告 (5万分の1地質図幅). 地質調査所, 148pp., 1 sheet.
- 岩野英樹・檀原 徹 1997. 高品位モニターを用いたフィッシュン・トラック年代測定システムのゼータ補正とシステム間比較. フィッシュン・トラックニュースレター (10) : 11-20.
- Lowe, D.R. 1982. Sediment gravity flows: II, Depositional models with special reference to the deposits of high-density turbidity currents. *Journal of Sedimentary Petrology*. 52: 279-297.
- 政岡邦夫 1982. 近畿地方金剛山地およびその周辺の領家花崗岩類. 地質学雑誌 88 (6) : 483-497.
- Matsumoto, T. (ed.) 1954. The Cretaceous System in the Japanese Islands. The Japanese Society for the Promotion of Scientific Research, Tokyo, 324pp., 20pls.
- Michell, A.H.G. and Reading, H.G. 1986. Sedimentation and tectonics. Reading, H. G. (ed.) *Sedimentary Environments and Facies*, 2nd Edition. Blackwell Scientific Publications, Oxford, pp. 471-524.
- Morioka, K., Tainosho, Y. and Kagami, H. 2000. Rb-Sr isochron ages of the Cretaceous granitoids in the Ryoke belt, Kinki district, Southwest Japan. *The Island Arc* 9: 46-54.
- Morozumi, Y. 1985. Late Cretaceous (Campanian and Maastrichtian) ammonites from Awaji Island, southwest Japan. *Bulletin of the Osaka Museum of Natural History* 39: 1-58.
- 西山慶尚 1998. 古地磁気学的データからみた四国西部領家帯の地質構造. 愛媛県総合科学博物館研究報告 (3) : 1-18.
- Ogg, J.G. and Hinnov, L.A. 2012. Cretaceous. Gradstein, F.M., Ogg, J.G., Smith, M.D. and Ogg, G.M. eds., *The Geologic Time Scale 2012*, 1st Edition. Elsevier, Boston, pp. 793-853.
- Reiners, P.W. 2009. Nonmonotonic thermal histories and contrasting kinetics of multiple thermochronometers. *Geochimica et Cosmochimica Acta* 73: 3612-3629.
- 清家一馬 2018. 大阪府南部の和泉山脈北麓に点在する時代未詳堆積岩の有機物熟成指標による地史の検討. 大阪市立自然史博物館研究報告 (72) : 151-157.
- 清家一馬・平野弘道 2013. 和泉山脈地域における和泉層群の有機物熟成と堆積盆の埋没モデル. 地質学雑誌 119 (9) : 397-409.
- 清家一馬・岩野英樹・檀原 徹・平野弘道 2013. 熱年代学データに基づく和泉山脈地域の領家—和泉帯のテクトニクス. 地質学雑誌 119 (12) : 759-775.
- Shibata, K., Matsumoto, T., Yanagi, Y. and Hamamoto, R. 1978. Isotopic ages and stratigraphic control of Mesozoic igneous rocks in Japan. Cohee, G.V., Glaessner, M. and Hedberg, H. eds., *Contributions to the geologic time scale*. American Association of Petroleum Geologists, Oklahoma, pp. 143-164. (Studies in Geology No. 6)
- 柴田 賢・内海 茂 1992. K-Ar 年代測定結果—4—地質調査所未公表資料—. 地質調査所月報 43 (6) : 359-367.
- Tagami, T. and Shimada, C. 1996. Natural long-term annealing of the zircon fission track system around a granitic pluton. *Journal of Geophysical Research* 101 (B4) : 8245-8255.
- Tanaka, J. and Maejima, W. 1995. Fan-delta sedimentation on the basin margin slope of the Cretaceous, strike-slip Izumi Basin, southwestern Japan. *Sedimentary Geology* 98: 205-213.
- 田中啓策 1965. 和泉山脈中部の和泉層群, とくにその堆積層と堆積輪廻について. 地質調査所報告 (212) : 1-34.
- 上井太兵衛・阿部正宏 1977. 泉南酸性火砕岩類で二分される領家花崗岩類 (I). 岩石鉱物鉱床学会誌 72: 354-360.
- Wu, J.E., McClay, K., Whitehouse, P. and Dooley, T. 2009. 4D analogue modelling of transtensional pull-apart basins. *Marine and Petroleum Geology* 26: 1608-1623.
- 山田直利・小井土由光・市川浩一郎・原山 智・田辺元祥・村上允英・吉田久昭・吉倉紳一・赤羽久忠 1979. 泉南層群—領家帯南部における後期中生代酸性火山作用—. 村上允英編, 中生代酸性火成作用. 日本地質学会, 東京, pp. 195-208. (地質学論集 No. 17)

- 山田直利・仲井 豊・檀原 徹 1987. 領家帯南縁部に分布する泉南流紋岩類および巢山火砕岩のフィッショントラック年代. 地質学雑誌 93 (4) : 287-299.
- 山田哲雄・端山好和・加々美寛雄・沓掛俊夫・前野伸一・政岡邦夫・仲井 豊・吉田 勝 1979. 泉南地域の領家帯. 村上允英編, 中生代酸性火成作用. 日本地質学会, 東京, pp. 209-220. (地質学論集 No. 17)
- 吉川周作 1973. 大阪南東部の大阪層群. 地質学雑誌 79 (1) : 33-45.
- Yuhara, M., Kagami, H., and Nagao, K. 2000. Geochronological characterization and petrogenesis of granitoids in the Ryoke belt, Southwest Japan Arc: constraints from K–Ar, Rb–Sr and Sm–Nd systematics. *The Island Arc* 9: 64-80.
- Zak, I. and Freund, R. 1981. Asymmetry and basin migration in the Dead Sea Rift. *Tectonophysics* 80: 27-38.

