

和泉山脈地域における領家—和泉帯の
熱テクトニクス

Thermal tectonics of the Ryoke–Izumi belt in
the Izumi Mountains, Southwest Japan

2014年2月

清家 一馬

Kazuma SEIKE

和泉山脈地域における領家—和泉帯の
熱テクトニクス

Thermal tectonics of the Ryoke–Izumi belt in
the Izumi Mountains, Southwest Japan

2014年2月

早稲田大学大学院 創造理工学研究科
地球・環境資源理工学専攻 古生物学研究

清家 一馬

Kazuma SEIKE

Abstract

Thermal maturity of the Izumi Group in the Izumi Mountains, southwestern Japan, was studied by using vitrinite reflectance. The mean random reflectances, ranging from 0.66 to 2.64%, indicate that thermal maturity of the whole region of the Izumi Mountains increases toward the northern margin. Following the result of vitrinite reflectance data, three-dimensional spatial patterns of the thermal structure were estimated by multiple regression analysis of the surface maturity data collected from the western and central parts of the Izumi Mountains, assuming the altitude of each sample reflects vertical maturity gradients. The analysis resulted in a thermal maturity isograd of N78°E, dipping 19° south, and a maximum temperature gradient of 0.400%Rm/km.

The thermal evolution of the Ryoke–Izumi belt in the Late Cretaceous to early Paleogene was examined based on apatite and zircon fission-track (FT) dating of the Sennan Rhyolites, the Takijiri Adamellite, and the Izumi Group in the Izumi Mountains, newly obtained in this study, along with pre-existing geochronological data and the geological structures. The analysis revealed that the geology of the area is subdivided into three blocks on the basis of different cooling histories and east-trending boundary faults: blocks A, B, and C from the south. Block A consists mostly of the Izumi Group, which accumulated on a part of the Sennan Rhyolites and the Takijiri Adamellite at 70.9 ± 3.4 Ma (zircon FT age). Previous studies on K-feldspar K–Ar ages of the Takijiri Adamellite of Block A show that uplift of Block A occurred at ~ 66 Ma. The higher maturity of the eastern Izumi Mountains must be attributed to the influence of regional uplift in this area. Block B includes most of the Sennan Rhyolites. They were also partly baked by the Takijiri Adamellite and cooled before 73.9 ± 8.2 Ma (zircon FT age). Block C includes the Takijiri Adamellite that was exposed on the north side of the faults after 50.0 ± 6.6 Ma (apatite FT age). The Sennan Rhyolites in Block B were not thermally affected by subsidence of the Izumi sedimentary basin (ISB), indicating that the ISB was formed at 71 Ma by the subsidence of Block A under transtension. The subsequent rapid uplift of the Izumi Group and the Takijiri Adamellite of Block A at 66 Ma was probably caused by reverse faulting under transpression.

To explain the thermal outline of the Izumi sedimentary basin, two hypothesized processes were tested by the computing simulations of thermal models: tectonic block tilting of the Izumi Group around the Median Tectonic Line (MTL) and difference of sedimentation rates between the northern marginal and depocenter of the ISB. Our new model can evaluate influence of sedimentation, subsidence, and uplift rates for thermal structure and organic maturation. The models show that differences of subsidence and uplift rates can affect thermal maturity and that history of rapid uplift subsequent to rapid subsidence makes thermally low maturation in local regions. Our computer simulations also show that tilting of block was not appropriate for the vitrinite reflectance gradient outline in N-S direction. We conclude that a unique thermal structure of ISB may be formed by rapid subsidence subsequent rapid uplift.

目次

1. はじめに	1
2. 地質概略	
2. 1 地質単元	4
2. 2 滝尻アダメロ岩	4
2. 3 泉南流紋岩類	7
2. 4 和泉層群	10
2. 3. 1 北縁相	10
2. 3. 2 主部相	13
2. 3. 3 南部相	13
2. 3. 4 凝灰岩層	13
2. 3. 5 堆積盆形成史の研究	15
2. 3. 6 堆積年代	21
3. ビトリナイト反射率測定	
3. 1 試料と方法	23
3. 1. 1 試料	23
3. 1. 2 Rock-Eval T_{max}	26
3. 1. 3 ケロジェン分離・濃集	26
3. 1. 4 有機物の顕微鏡観察	28
3. 1. 5 ビトリナイト反射率の測定チップの作成	28
3. 1. 6 ビトリナイトの平均ランダム反射率の測定	29
3. 1. 7 鈴木 (1996) のビトリナイト反射率との比較のための換算	29
3. 1. 8 古地温への換算	30
3. 2 結果	30
3. 2. 1 ビトリナイト平均反射率	30
3. 2. 2 有機物観察	32
3. 2. 3 古地温	36
3. 2. 4 鈴木 (1996) の R_m への換算	36
3. 2. 5 Rock-Eval T_{max}	36
3. 3 議論	36
3. 3. 1 有機物熟成の傾向	36
3. 3. 2 ビトリナイト反射率と Rock-Eval T_{max} の相関	42
3. 3. 3 熟成傾向規制要因の検討	42

3. 3. 4 熱履歴のモデル.....	51
3. 4 まとめ.....	56
4. 放射年代測定	
4. 1 試料と方法.....	57
4. 1. 1 試料記載.....	57
4. 1. 2 フィッション・トラック年代測定.....	59
4. 2 結果.....	62
4. 3 議論.....	62
4. 3. 1 和泉山脈地域の領家一和泉帯のテクトニクス.....	62
4. 3. 2 和泉層群の東進と領家・山陽帯の火成活動の関係.....	78
4. 3. 3 周辺地域の花崗岩類の冷却史との比較.....	81
4. 4 結論.....	81
5. 被熱モデリング	
5. 1 熱年代とビトリナイト反射率を用いた温度履歴の推定.....	83
5. 2 埋没の数値モデルシミュレーション.....	87
5. 2. 1 原理.....	87
5. 2. 2 堆積盆での埋没効果の検討.....	94
5. 2. 3 和泉堆積盆の埋没シミュレーション.....	98
6. まとめ.....	105
謝 辞.....	107
文 献.....	108

1. はじめに

白亜紀のアジア大陸東縁部には、クラーク太平洋プレートの斜め沈み込みに関連した横ずれ堆積盆が数多く発達した (Okada and Sakai, 1993 ; Choi and Lee, 2011). その中でも、本邦上部白亜系の和泉層群は、単一の堆積盆に堆積した地層として東アジア最大規模の積算層厚を有する。和泉層群が堆積した狭長な堆積盆は和泉堆積盆と呼ばれる (例えば、西村, 1984). 和泉堆積盆は、南北約 10 km 東西約 300 km にわたり中央構造線 (Median Tectonic Line : MTL) に沿って分布しており (Fig. 1), MTL の横ずれ運動に伴い形成された “典型的な” 横ずれ堆積盆とされる (Taira et al., 1983). 白亜紀以降の東アジア縁辺部において、MTL は横ずれ変位を解消する役割を担ってきたと考えられており、地体構造発達史の復元において重要な論点となってきた (例えば、山北・大藤, 2000). 和泉堆積盆の形成機構は、堆積史研究を中心として多様な議論が行われてきたが (Miyata, 1990 ; 山北・伊藤, 1999 ; Noda and Toshimitsu, 2009), 後期白亜紀の MTL の運動像を明らかにする上でも重要なテーマである。

堆積盆の形成発達史は、基盤岩および埋積した堆積物の埋没史・被熱史に反映される。すなわち和泉層群の埋没および上昇過程を推定する一つの方法として、和泉層群の有機物熟成の検討と合わせた和泉層群・基盤岩の熱年代学的な冷却史の推定が有効であろう。堆積盆の被熱状態は、地層の傾動、断層運動、堆積盆の沈降と堆積物充填による熱的效果など、堆積盆の形成過程を大きく反映することが、標準的に用いられる有機物熟成指標であるビトリナイト反射率 (Hood et al., 1975) を用いて明らかとなっている。例えば、Yamaji and Takahashi (1988) は、本邦秩父盆地新第三系のビトリナイト反射率の変化傾向に着目した結果、堆積盆発達様式が片落ち堆積盆 (ハーフグラベン) であるならばその変化傾向が説明できることを示しておりビトリナイト反射率が堆積盆発達過程の判別指標として有効であることを示唆している。北米アラスカ州における 10,000 弱の有機物熟成指標データを用いた Johnsson et al. (1993) の研究では、多数のボーリングデータから深度ごとの二次元熟成断面を作成することで、上昇と横ずれ断層運動、地域的な熱流量の違いなど、有機物熟成勾配・差異をもたらす様々な要因が区別して議論されている。Petrunin and Sobolev (2008) は、数値モデルを用いて、基盤岩とする岩石の温度状態に依存した延性度の違いが、プルアパート堆積盆の沈降の深さと形状に与える影響を見積もっている。和泉堆積盆のような堆積盆では、地層の傾動、断層の発達やそれによる基盤岩の部分的な沈降・上昇の影響が熱年代および有機物熟成に反映していると考えられ、和泉堆積盆の沈降と東

進の機構を議論できる可能性がある。これまで、和泉層群の埋没・上昇による被熱状態の詳細な検討や基盤岩類の浅所での沈降・上昇と和泉堆積盆の発達との時間的・空間的關係を具体的に検討した例はない。

そこで、本研究では、ビトリナイト反射率を用いた和泉層群の被熱状態の検討および、熱年代学的手法による基盤岩の沈降・上昇を含めた和泉層群の被熱史の検討を行った。さらに、これらの検討に被熱の数値モデリングの検討を加えて、和泉堆積盆の形成発達過程を考察した。なお、中新世における西南日本弧の時計回り回転まで、MTLは北北東走向であったと考えられている（Otofuji and Matsuda, 1983）が、本研究では現在の方位を用いて記載・議論を進める。さらに、本研究で用いている和泉堆積盆の北縁、南縁、および東縁という表現は、すべて現在の和泉層群分布範囲の境界位置を基にしたものであるため、堆積当時の和泉層群分布域と一致していない可能性がある。また、本稿で扱う放射年代の誤差はすべて 2σ （ $\simeq 95\%$ 信頼区間）で示している。

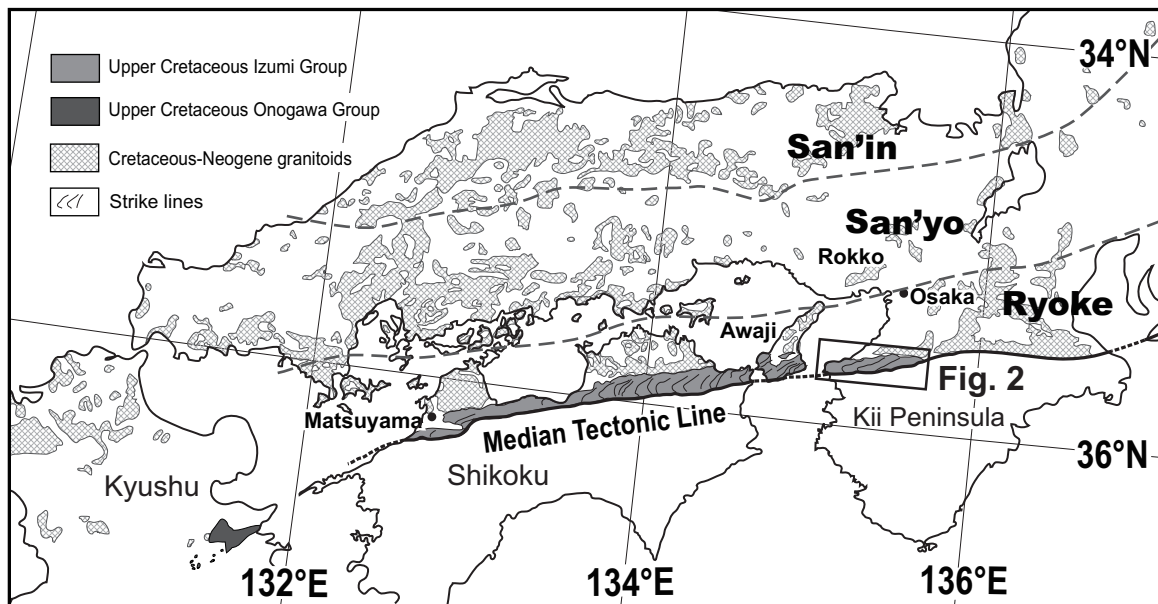


Fig. 1. Distribution of the Upper Cretaceous Izumi and Onogawa groups along the Median Tectonic Line (the MTL), and distributions of granitic provinces in the Inner Zone of Southwest Japan (modified after Yamakita and Ito (1999), Kamei (2004), and Fujii et al. (2008)).

2. 地質概略

2. 1 地質単元

和泉層群の主分布域の東部に位置する和泉山脈地域の和泉層群は、領家帯の泉南流紋岩類および領家花崗岩類を基盤岩としており (Fig. 2), これら三つの地質単元は、北から領家花崗岩類の滝尻アダメロ岩, 泉南流紋岩類, 和泉層群の順に MTL に沿って西南日本内帯の南縁部に概ね東西方向の帯状に配列している (Fig. 3).

2. 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. 3). 模式地は河内長野市石川流域の滝尻である. 市原ほか (1986) は, 三国山 (Fig. 3) 以西の滝尻アダメロ岩を近木川^{こぎがわ}花崗岩と呼んでいる. 模式地周辺の滝尻アダメロ岩は, 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). 模式地東方^{あまみがわ}の天見川周辺で滝尻アダメロ岩に接して分布する天見石英閃緑岩 (山田哲雄ほか, 1979) は, 主に斜長石, 石英, 黒雲母, 角閃石からなり, カリ長石をほとんど含まないなど, 滝尻アダメロ岩とはやや異なる特徴を持つが, 滝尻アダメロ岩と漸移関係にあると解釈されている (山田哲雄ほか, 1979). 他方, 政岡 (1982) は, 東部の新期花崗岩類について詳細に検討した結果, 山田哲雄ほか (1979) が滝尻アダメロ岩と呼ぶ地質単元の一部について小深花崗閃緑岩の滝尻型という区分を用いた上で, 小深花崗閃緑岩と天見石英閃緑岩の関係は, 漸移的であるが天見石英閃緑岩が若干先行して貫入したと解釈している. よって, 本研究では, これらの貫入後の冷却史を推定するにあたり, 天見石英閃緑岩と滝尻アダメロ岩を区別せずに, 一括して滝尻アダメロ岩と呼ぶこととする.

滝尻アダメロ岩からは, 以下の放射年代の報告がある. 西部地域からのジルコンフィッション・トラック (FT) 年代 65.7 ± 4.6 Ma (KW60: 山田ほか, 1987) および Rb-Sr 全岩アイソクロン年代 78.3 ± 3.0 Ma (Fig. 3 の試料 Y1601-07 を使用: Morioka et al., 2000) と, 東部地域からの黒雲母 K-Ar 年代 97.8 ± 20.4 Ma およびカリ長石 K-Ar 年代 72.9 ± 4.6 Ma (76122802: 柴田ほか, 1979), 主分布域東端部からの普通角閃石 K-Ar 年代 86.8 ± 8.6 Ma, 黒雲母 K-Ar 年代 80.5 ± 5.0 Ma, カリ長石 K-Ar 年代 65.8 ± 2.8 Ma および Ar-Ar 年代 66.0 ± 2.2 Ma (Ng08: Shibata et al., 1994), カリ長石 K-Ar 年代 65.2 ± 4.0 Ma (Ng7: 柴田ほか, 2003), 普通角閃石 K-Ar 年代 78.8 ± 4.8 Ma, カリ長石 K-Ar 年代 68.3 ± 4.1 Ma

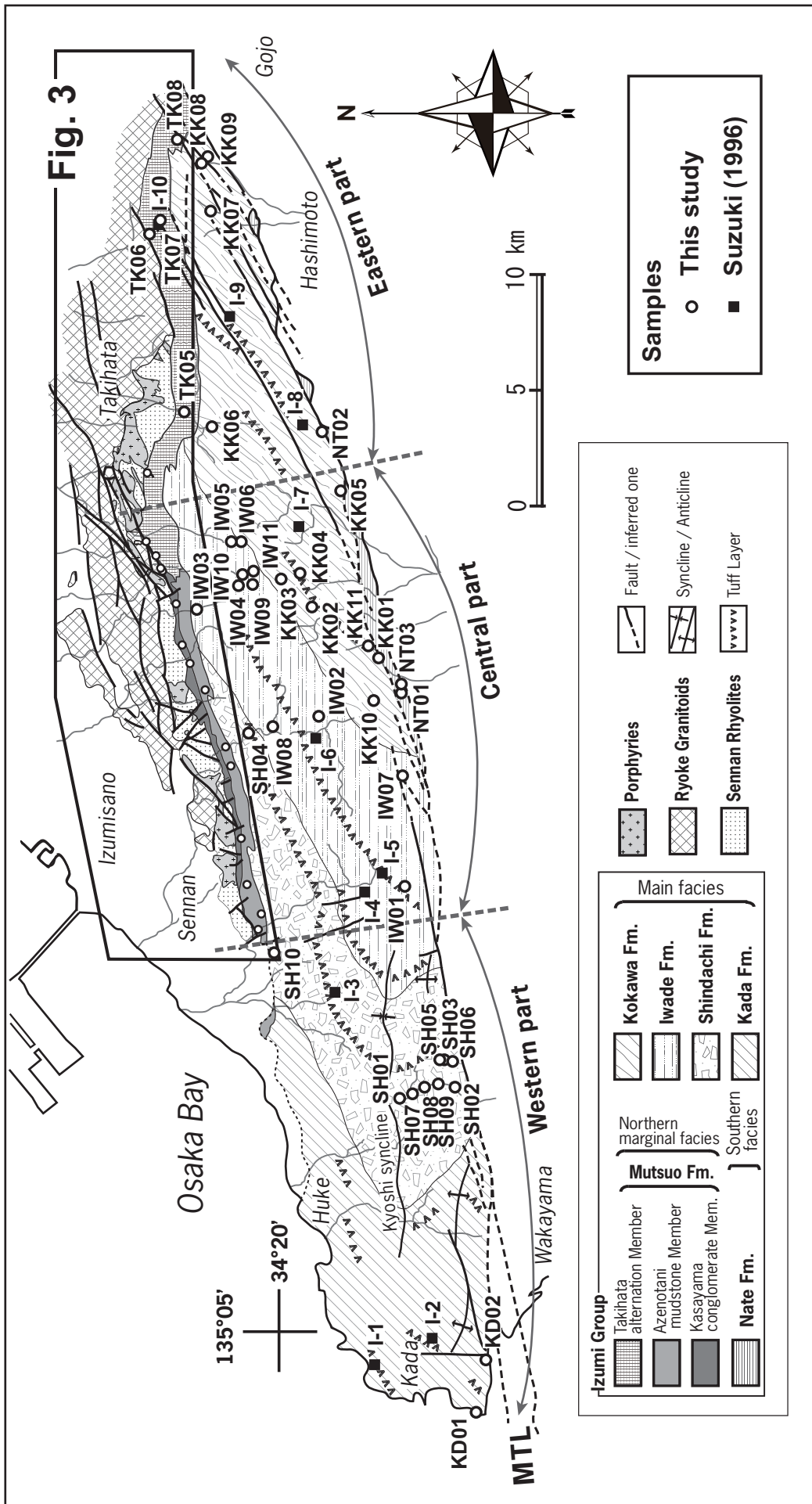
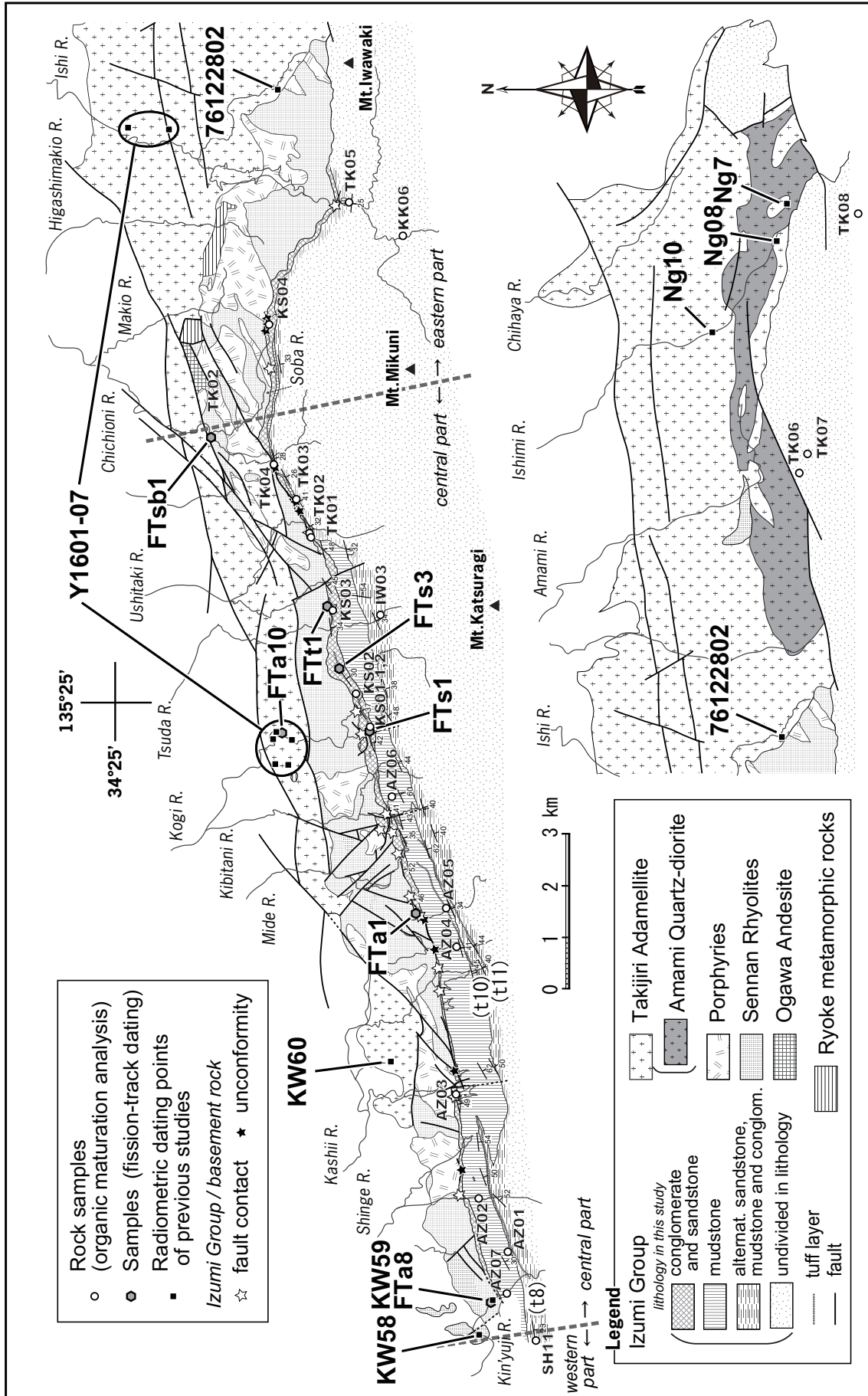


Fig. 2. Geology of the Izumi Mountains and sample localities within the Izumi Group, compiled from Ichikawa et al. (1979), Yamada, N. et al. (1979), Itihara et al. (1986), and Miyata (1990); open circles show the location of samples for organic maturation analysis taken during this study, and solid squares numbered from I-1 to I-10 show the sampling localities of Suzuki (1996) using for vitrinite reflectance.



(Ng10 : 柴田ほか, 2003) である。ただし, FT 年代に関しては, 1990 年の年代標準化報告 (Hurford, 1990) 以前のデータであるため, 現在は参考値として扱わざるを得ない。また, 試料 76122802 の黒雲母には著しい変質が認められる (柴田ほか, 1979) ため, この黒雲母の K-Ar 年代は冷却史の解釈に使用しない。滝尻アダメロ岩は, 以下の理由から, 和泉層群堆積開始以前に貫入したと考えられる。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, 非変成の和泉層群によって不整合で覆われていること (山田直利ほか, 1979), および滝尻アダメロ岩 (天見石英閃緑岩) は和泉層群と不整合関係にあること (政岡, 1982) からである。

2. 3 泉南流紋岩類

泉南流紋岩類 (市原ほか, 1986) は, 和泉山脈北麓に広く分布する溶結凝灰岩を主体とする地質单元である (Fig. 3)。市川・大橋 (1965) は, 領家帯南部に位置し和泉層群に不整合で覆われる火山岩類のうち, 和泉山脈北麓に分布する火山岩類を, 泉南地域を模式地として泉南酸性火砕岩類と命名した。一方, 山田直利ほか (1979) は, 泉南酸性火砕岩類に下位の堆積岩 (側川礫岩層^{そばがわ}) および安山岩溶岩 (小川安山岩) を加えて, 泉南層群として再定義した。その後, 市原ほか (1986) は, 泉南層群から最下位層の小川安山岩を除いた側川礫岩層と泉南酸性火砕岩類について泉南流紋岩類という名称を用いた。泉南流紋岩類は, 和泉山脈北麓に東西約 25 km にわたり細長く分布し (Fig. 1), 概ね東西走向・急傾斜の南上位で, 積算層厚は 4000 m に達する (市原ほか, 1986)。和泉山脈の西にあたる淡路島には, 泉南流紋岩類に対比される火山岩類が和泉層群北縁に沿って小規模に分布しており, それらを泉南流紋岩類と呼ぶ場合もある (例えば, 高橋ほか, 1992)。主にデイサイト・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, 非凝灰質な側川礫岩層および溶岩を主体とする牛滝川流紋岩溶岩^{うしたきがわ}を含めて, 17 層に区分されている。すなわち, 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^{おくみずま}, W5 溶結凝灰岩, W6 溶結凝灰岩, 梶谷川凝灰岩層^{きびたにがわ}, W7 溶結凝灰岩, 下大木凝灰岩層^{しもおおき}, 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。泉南流紋岩類の噴出は白亜紀の火山前線における火成活動の一つとされている (山田, 2005)。

泉南流紋岩類分布域には大小様々な規模の斑岩類の岩株が認められる (Fig. 3)。主に石英斑岩および花崗斑岩からなる。山田直利ほか (1979) は, 斑岩類と溶結凝灰岩の区別が野外で困難な場合があると指摘しており, 実際に山田直利ほか (1979) で花崗斑岩類とさ

れた地質体の解釈が、市原ほか（1986）では溶結凝灰岩へと変更された部分も存在する。斑岩類は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おり、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と考えられる被熱の有無から、泉南流紋岩類堆積後で滝尻アダメロ岩より古い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）が識別されている（市原ほか, 1986）。

泉南流紋岩類の北縁には新期領家花崗岩類の滝尻アダメロ岩が分布し、両者は現在広い範囲で断層関係にある（市原ほか, 1986）。しかし、以下の理由により滝尻アダメロ岩が泉南流紋岩類堆積後に貫入したと考えられている。泉南流紋岩類には滝尻アダメロ岩の貫入時の熱変成による黒雲母の生成がいくつかの地域で認められ、貫入関係と泉南流紋岩類の被熱を示す露頭が存在する（山田直利ほか, 1979）。ただし、別の見解もある。市川・大橋（1965）および上井・阿部（1977）は、牛滝川沿いに分布する大沢礫岩（市原ほか, 1986）について、泉南酸性火砕岩類（泉南流紋岩類）に属し、領家帯の花崗岩類を不整合に覆っていると解釈した。これに対して、山田直利ほか（1979）は、この礫岩と類似する礫岩が泉南流紋岩類で他に認められないことや岩相の特徴から、古第三紀または新第三紀の堆積物の可能性が高いとしている。また、市原ほか（1986）は、大沢礫岩が泉南流紋岩類の礫を主とし、基質が非凝灰質で和泉層群ほど固結しておらず、本地域の北側に断続的に分布する中新統？の甘南備層（吉川, 1973）と和泉層群の中間くらいの固結度であることから古第三紀の河川堆積物と解釈しており、市川・大橋（1965）および上井・阿部（1977）の解釈を支持していない。泉南流紋岩類の南縁は、和泉層群に不整合で覆われる、または和泉層群と断層で接する。斑岩類を含めた泉南流紋岩類が和泉層群に直接不整合で覆われる露頭は、本調査地域内の少なくとも 16 箇所を確認される（Fig. 3 の白星印）。他方、両地質単元が断層で接する露頭は、10 箇所を確認される（Fig. 3 の黒星印）。露頭観察では、境界断層の東西への連続性は悪く、不整合関係と断層関係が境界に沿って繰り返している。また、南縁部の泉南流紋岩類には、地層の側方連続性が悪く、ある地層の走向延長上の上位層準または直接的な層位関係が不明な地層の露出が複数地点で確認される。市原ほか（1986）における、樫井川沿いの下大木凝灰岩層、近木川支流の奥水間凝灰質砂岩層等のレンズ状分布のほかに、小規模ではあるが滝ノ池周辺、稲谷川本流・支流、石川沿いの和泉層群の基盤不整合付近でも、不整合付近のみに周辺と異なる岩相の泉南流紋岩類が小規模に露出している。これらからは、不整合付近の地層の乱れを示す可能性がある（後述）。

泉南流紋岩類の放射年代について、山田ほか（1987）が、分布域西縁で金熊寺川沿いの最上位層準付近 2 層準（Fig. 3 の KW58 および KW59）でジルコン FT 年代 75.3 ± 5.0 Ma

Izumi Group	northern marginal facies		main Facies	southern Facies	The tuff marker bed in Miyata (1980) (Zircon fission-track ages after Miyata et al., 1993).
	F.	Member	Formation	Formation	
Izumi Group	Mutsuo Formation	Kasayama Conglomerate Member	Kokawa Formation	Nate Fm.	vvvvvvvvvv t27 72.2±7.8 Ma (ED2)
			Iwade Formation		vvvvvvvvvv t15 73.1±7.6 Ma (ED1)
		Shindachi Formation	vvvvvvvvvv t14		
			vvvvvvvvvv t12 72.1±7.2 Ma (ED2)		
	not exposed	Azenotani Mudstone Mem.	Kada Formation	vvvvvvvvvv t11	vvvvvvvvvv t10
			vvvvvvvvvv t8	vvvvvvvvvv t7 72.1±8.2 Ma (ED1)	
				vvvvvvvvvv t4	vvvvvvvvvv t1 76.5±7.6 Ma (ED1)

Abbreviations; ED1: inner surface, ED2: outer surface, F.: Formation, Mem.: Member.

Fig. 4. Lithostratigraphic division of the Izumi Group in the Izumi Mountains, which is modified after the Research Group for the MTL in West Kinki (1981). The relationship among the three facies; the northern marginal facies, the main facies, and the southern facies are contemporaneous heteropic facies.

(KW59), 77.4 ± 5.4 Ma (KW58) を, 柴田・内海 (1992) が, 同一岩石試料を用いてサニディンの K-Ar 年代 88.0 ± 5.6 Ma (KW59), 90.4 ± 5.6 Ma (KW58) をそれぞれ報告した. このうち, FT 年代は, 1990 年以前のデータであるため参考値とする. また, 牛滝川流紋岩溶岩からは Sibata et al. (1978) が全岩の K-Ar 年代 59.4 ± 4.8 Ma を報告したが, 噴出年代ではなく, 二次的な変質作用の影響と考えられている (山田直利ほか, 1979).

2. 4 和泉層群

上部白亜系和泉層群 (Matsumoto, 1954) は, 西南日本内帯の南縁部, MTL の北側に沿って四国から紀伊半島まで細長く帯状に分布する (Fig. 1). 岩相の側方変化が著しいために, 礫岩・砂岩・泥岩からなる頻繁な岩相変化と塊状泥岩を特徴とする北縁相および南部相と, 砂岩泥岩互層および砂岩礫岩互層を主体とする主部相の 3 相に大別される (Figs. 2, 4). 和泉山脈地域では, 南縁部を MTL に画され, 北縁部は前述の通り泉南流紋岩類・滝尻アダメロ岩を不整合に覆うか, それらと断層で接する (Fig. 3). 大部分の地域では東西から南西—北東走向・南傾斜で南上位の同斜構造をなすが, 和泉山脈西部地域に大規模な向斜構造が存在する (Fig. 2). 本研究で使用する和泉山脈地域の層序区分は, 基本的に近畿西部 MTL 研究グループ (1981) に従った (Fig. 4). 和泉層群北縁相は全域が六尾層と呼ばれる (田中, 1965; 牧本ほか, 2004). 主部相は, 下位より, 加太層, 信達層, 岩出層, 粉河層に区分されている (近畿西部 MTL 研究グループ, 1981; 牧本ほか, 2004). 南部相は名手層と呼ばれる (近畿西部 MTL 研究グループ, 1981; 牧本ほか, 2004).

2. 3. 1 北縁相六尾層

和泉山脈地域和泉層群の北縁相六尾層 (田中, 1965) は, 主に金熊寺川以東から和泉山脈東端までの和泉山脈北麓に分布する (Fig. 2). 六尾層はさらに笠山礫岩部層および畦谷泥岩部層・滝畑互層部層に細分される (市原ほか, 1986). 主部相とは同時異相の関係にあるため, 両地質体の境界部では断続的または漸移的に主部相の砂岩泥岩互層へと変化するため, 岩相上の主部相が北縁相中に指交関係に分布する場合がある (Figs. 3, 5).

1) 笠山礫岩部層

小林 (1931) が笠山基底礫岩層として命名したものと同義で, 模式地は大阪府泉南市新家の笠山付近である. 和泉山脈中部での南北方向の積算層厚は約 10~150 m である (Fig. 5). 下位の泉南流紋岩類・滝尻アダメロ岩とは不整合関係, または一部で断層関係である. 境界露頭の露出がよい西部の露頭観察では, 一般に和泉層群の基底不整合面は比較的平坦で

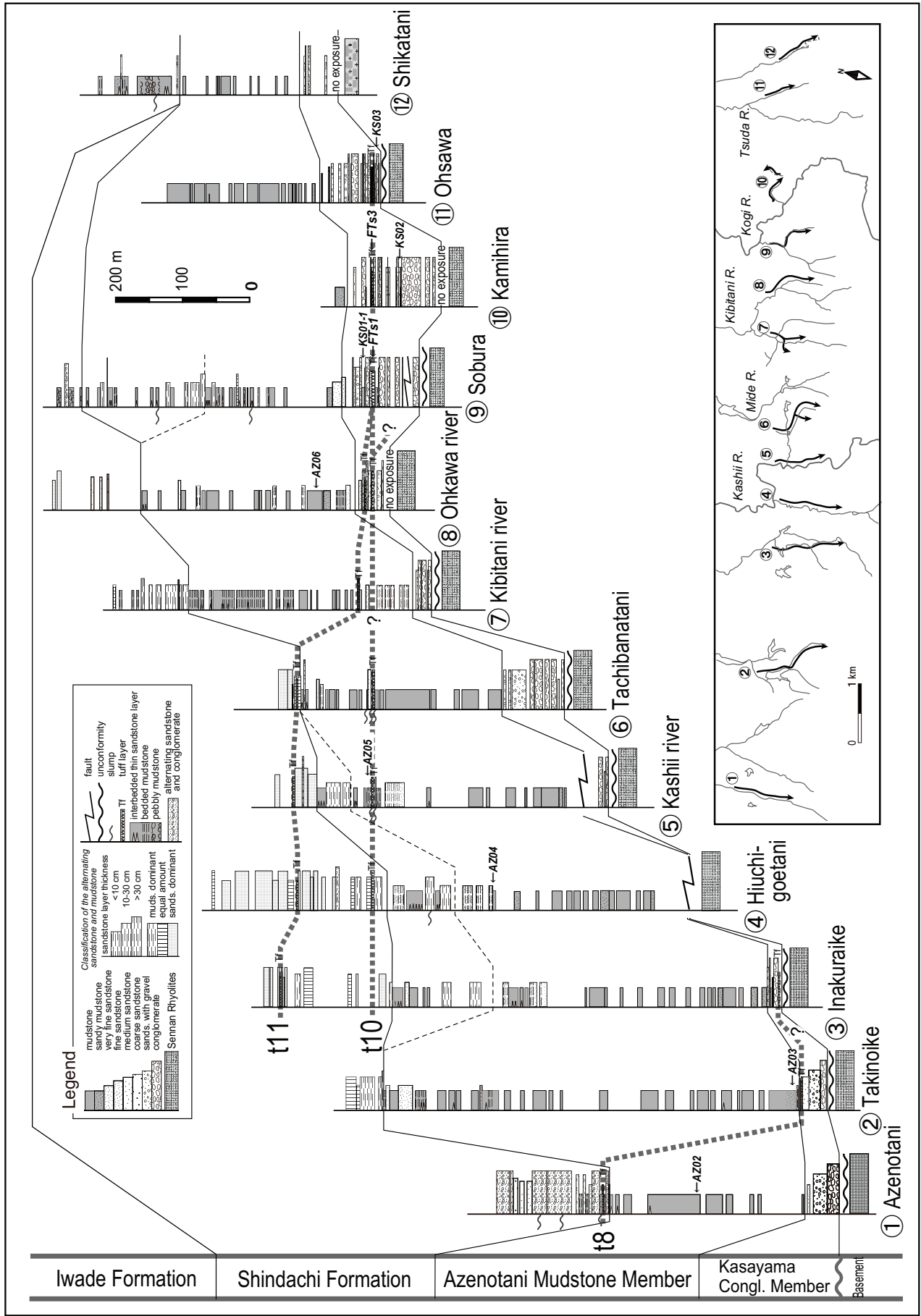


Fig. 5. Columnar sections for the northern margin of the Izumi Group. The three marker beds t8, t10, and t11 are recognized in this sequence. The FT, AZ, and KS sample IDs represent sampling horizons of the fission-track dating and the analyses of vitrinite reflectance of this study. Abbreviations: Congl. = Conglomerate; muds. = mudstone; sands. = sandstone; R. = River.

ある。しかし、境界面の図学延長線と実際の周辺地域の不整合の位置は一致しないことが頻繁に生じる。また、断層境界で接する和泉層群では笠山礫岩部層相当層の一部または全部を欠くことが多く、断層境界は広範囲に連続しない。岩相は礫岩および礫質砂岩・砂岩を主体とする。基底部は泉南流紋岩類を不整合で覆う塊状無層理の基底礫岩であり、礫は垂角～垂円礫の中礫および巨礫であり、淘汰が悪い。礫種は牛滝川以西では泉南流紋岩類が主体であるが、牛滝川から東方では、花崗岩類、チャート、泉南流紋岩類以外の火成岩の礫を普通に含む。その上位に、礫岩、礫質砂岩と、中粒砂岩～シルト岩との互層が累重し、厚さ数 cm の礫岩を挟在する淘汰の良い細粒～中粒砂岩層が発達する。最上部は炭質物を比較的多く挟む淘汰のよい灰白色細粒砂岩が発達する。小型の二枚貝類を除き大型化石はほとんど産出しない。

2) 畦谷泥岩部層

小林 (1931) が汗ノ谷頁岩層として命名したものと同義で、模式地は大阪府泉南市新家の宮川沿い (林道お菊松線) である。和泉山脈中部での南北方向の積算層厚は約 300～800 m の範囲であるが (Fig. 5)、牛滝川西方の滝畑互層部層との漸移部では急激に減ずる (Fig. 3)。下位の笠山礫岩部層とは整合関係である。本層は砂質シルト岩および塊状シルト岩を主体とする。本層最下部は灰色の泥質細粒砂岩または砂質シルト岩からなる。この層準には石灰質団塊が認められ、二枚貝類・腹足類などの軟体動物化石を多産する。その上位は本部層の主体をなす厚い暗灰色の塊状泥岩に漸移する。この塊状泥岩には、タマネギ状風化および偽層が発達する。この層準では化石の産出は稀である。本部層上部では、一部に暗灰色葉理泥岩が発達し、砂岩薄層を稀に挟在する。主部相への漸移部には厚さが数 cm の砂岩薄層を頻繁に挟在する層理の明瞭な泥岩が発達する。

3) 滝畑互層部層

近畿西部 MTL 研究グループ (1981) が滝畑層として命名したものと同義で、模式地は河内長野市石川沿いの滝畑である。泥岩層を頻繁に挟在する砂岩礫岩互層を主体とする。下位の笠山礫岩部層の礫岩層に累重するが、明瞭な侵食面を伴っていない。牛滝川から側川にかけては両地質体の境界に厚い泥岩層が挟在するが、滝畑以東では笠山礫岩部層の礫岩に直接累重する。この泥岩層については畦谷泥岩部層と岩相が類似しており、畦谷泥岩部層として扱うほうが合理的な可能性もあるが、本研究では従来どおり滝畑互層部層の一部として扱う。下位の笠山礫岩部層とは整合関係である (近畿西部 MTL 研究グループ, 1981)。笠山礫岩部層中の礫岩、砂岩、および泥岩の互層と滝畑互層部層を比較すると、単層の側方への連続性がよいなどの違いがある。他方、主部相の砂岩礫岩互層とは区別が困

難である。本研究では、滝畑互層部層と主部相の境界位置について、近畿西部 MTL 研究グループ（1981）および Miyata（1990）に従った。礫は主に垂円礫の細礫～中礫であり、礫種は火成岩類、チャート、花崗岩類などである。

2. 3. 2 主部相

和泉層群の主体をなす。和泉山脈地域では加太層、信達層、岩出層、粉河層の4層に区分される（近畿西部 MTL 研究グループ，1981）。砂岩泥岩互層を主体とし、砂岩・泥岩の比率は1：100を超えるような砂岩優勢互層から厚さ数 cm の砂岩薄層を挟在する泥岩層まで変化する。露出のよい根来街道沿いの採石場は、岩出層下部の IZM3～4（後述）層準に相当し、厚さ 20～50 cm の砂岩層と 5～10 cm の泥岩層の連続性の良い砂岩勝ち砂岩泥岩互層が観察される。砂岩礫岩互層が主体となる層準が信達層・岩出層の下部に確認される。粉河層を除いて、各層は巨視的に上方薄層化と上方細粒化の傾向をもつ（Miyata, 1980；宮田ほか，1993）。さらに、厚さ 100～500 m オーダーの小堆積サイクルに細分することができ、市川ほか（1979）において、信達層（下部垂層群）では IZL1～9、岩出層（中部垂層群）では IZM1～8、粉河層（上部垂層群）では IZU1～3 が識別されている。また、近畿西部 MTL 研究グループ（1981）および宮田ほか（1993）では、加太層が K1～9、信達層が S1～9、岩出層が I1～8 に区分されている。

2. 3. 3 南部相名手層

南部相は MTL 沿いの一部地域に分布しており、名手層と呼ばれる（近畿西部 MTL 研究グループ，1981）。模式地の名手周辺では泥岩を主体とするが、現在風化が著しく、露出状況も芳しくない。桜池周辺では、礫岩・砂岩および砂質泥岩が観察される。礫種はピンク色のカリ長石が特徴的な花崗岩礫が認められ、ほかにチャート、流紋岩質火山岩などである。主部相とは主に断層関係とされているが、主部相の粉河層と同時異相の関係にあるとされる（近畿西部 MTL 研究グループ，1981）。

2. 3. 4 凝灰岩層

和泉山脈地域の和泉層群には流紋岩質の凝灰岩層を多数挟在する。それらは鍵層として鍵層番号 t1～t27（Fig. 4 に一部表示）が識別されている（Miyata, 1980 など）。なお、鍵層 t1～t7 については宮田ほか（1993）、鍵層 t5～t22 については Miyata（1980）、鍵層 t13～t26 については牧本ほか（2004）が詳しく記載し、各調査地域内で追跡している。和泉山

脈地域和泉層群の酸性凝灰岩には、平行葉理・コンボリユート葉理がしばしば認められると記されており(田中, 1965; 近畿西部 MTL 研究グループ, 1981), 厳密には凝灰質砂岩層・凝灰質泥岩層と呼ぶべきものが含まれている。しかし, 広域の岩相対比から各層とも基本的に一層準に発達することが広く知られているため(例えば, 田中, 1965; Miyata, 1980), 広域的には水中降下後の水底での一次的な移動によるものがほとんどであると解釈し, 本研究でも従来どおり凝灰岩鍵層と表記して用いる。

和泉山脈地域中部の北縁部で広範囲に追跡できる凝灰岩鍵層は3層で, いずれも流紋岩質(一部ガラス質)である。各層の特徴および位置関係から, Miyata (1980) における t8, t10, t11 に対応すると考えられる (Figs. 3, 5)。一般に, 笠山礫岩部層中では 50 cm から 10 m 近くまで層厚が大きく変化し, 畦谷泥岩部層中では側方への連続性が良好ではなく, 主部相および笠山礫岩部層と異なる走向をなし, 立花谷や檜井川沿いの露頭ではスランプ構造が確認される。主部相中では 1 m 以上と厚く連続性がよい。以下に各層の概要を示す。

1) t8 凝灰岩鍵層

剥離性に富む平板状層理の発達した黄白色の凝灰質砂岩である。和泉山脈北麓の本調査地域 (Fig. 3) では厚さが 1~7 m である。葉理が発達し, 大量の炭質物を含むことから, 大部分は堆積後に一度は再堆積していると考えられる。主に細粒砂岩であるが, 本層最上部では粗粒~極粗粒の碎屑物が認められる。粒子の円磨度は悪く, 基質は少ない。石英, 長石を主体とし, 有色鉱物は稀に黒雲母・緑泥石およびジルコンが含まれる。本凝灰岩鍵層は主部相信達層最下部の層準 (IZL1) に挟在する (Miyata, 1980)。泉南市昭和池上流の道路沿いや泉南市宮川上流などで観察できる。泉南市にある砂川国際ゴルフクラブ南方の道路工事の際に大規模に露出した。

2) t10 凝灰岩鍵層

灰白色から淡緑色の凝灰質砂岩層である。和泉山脈北麓の本調査地域 (Fig. 3) では層厚は 0.5~10 m と変化する。粗粒~中粒砂で, 石英, 長石を主体とする。板状の層理が下部に発達することがあり, 上部ほど粒度が粗くなる。本凝灰岩鍵層は主部相信達層中部の層準 (IZL5) に挟在する (Miyata, 1980)。泉佐野市檜井川およびその東方の立花谷においては, 畦谷泥岩部層中で観察できる。

3) t11 凝灰岩鍵層

灰緑色で緻密な凝灰岩層で, 和泉山脈北麓の本調査地域 (Fig. 3) では層厚は 1~10 m と変化する。細粒凝灰岩および流紋岩質の火山岩片を主体とするが, 火山礫から細粒火山灰までを含み粒度の変化が著しい。本凝灰岩鍵層は主部相信達層中部の層準 (IZL6) に挟在

する (Miyata, 1980). 和泉山脈地域北縁部において最も連続的に追跡できる凝灰岩層で、泉佐野市稲倉池南方から貝塚市^{そぶら}蕎原まで観察される。この間に、t11 層準は、主部相のタービダイト相から北縁相の畦谷泥岩部層および笠山礫岩部層までの岩相変化する (Fig. 5).

2. 3. 5 堆積盆形成史の研究

和泉層群の堆積場である和泉堆積盆は、MTLの横ずれ運動により形成発達した横ずれ堆積盆と考えられている (市川・宮田, 1973; 市川ほか, 1981; Taira et al., 1983; Miyata, 1990; Tanaka, 1993 など). 和泉層群の代表的な特徴である大規模向斜構造は、断層による左横ずれ変位と逆方向の東にプランジした非対称な向斜構造であり、類似する構造が南カリフォルニアの Ridge Basin (Crowell, 1982 など) にも認められる。

市川 (1960) は、和泉山脈地域の和泉層群で、東方に時代が若化することを示唆した。その後、四国西部から近畿地方西部にかけて、和泉層群の時代が西から東へ若くなり、東ほどより上位の地層が基盤岩類を覆うことが指摘された (市川・大橋, 1965; 田中, 1965; 寺岡, 1977 など). 市原ほか (1986) は、和泉層群の主分布域 300 km において、和泉層群の堆積期間は大型化石の検討によって約 12 m.y. (m.y.: 百万年) と推定されているので、和泉層群の堆積盆中心の移動速度 (東進速度) は単純計算で約 25 km/m.y.が見積もられるとしている。他方、小玉 (1990) は、四国西部地域から淡路島の和泉層群の古地磁気層序の検討をもとに、C33r/C33n 境界から C32n2n/C32n1r 境界までの 8.2 m.y.に移動した距離が約 170 km であるため、東進速度を約 21 km/m.y.と見積もっている。

市川ほか (1981) は、和泉山脈の和泉層群について、以下の特徴に注目した。

(1) 各層とも堆積サイクルの下部には、常に粗粒タービダイト型の岩相の分布が 10~15km の間隔で拡大しているのが認められる。

(2) 向斜軸は東へプランジし、向斜部にある粗粒タービダイト型の岩相の地層は東へ若くなる。

(3) タービダイトの底痕 (フルートキャストやグループキャスト) から示される古流向は一般に西または西南西方向である。

彼らは、これらの特徴を、MTLの横ずれ運動により和泉堆積盆の最大沈降部が 10~15 km の間隔で段階的に東進するモデルで合理的に説明した (Fig. 6). ある時点の堆積盆中心が、相対的または絶対的に上昇すると同時に、東側が相対的または絶対的に沈降することにより、地層は東へ傾き、東側に堆積盆中心が移動する。この堆積盆中心に東から碎屑物が間欠的に供給され、粗粒タービダイト型の岩相が堆積するというものである。その和泉堆積

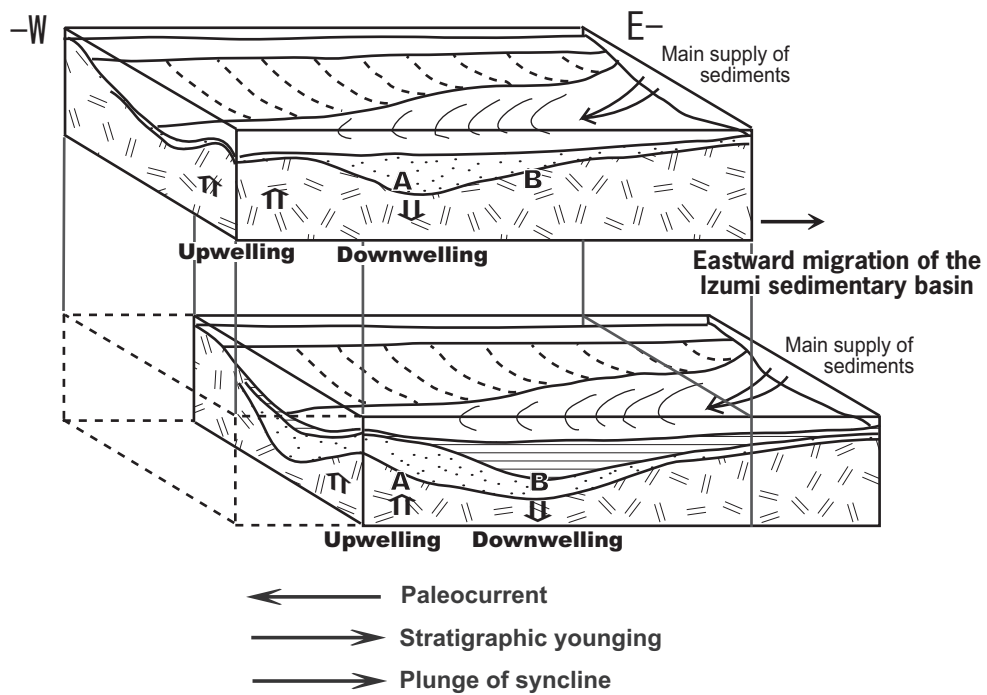


Fig. 6. Eastward migration model of the Izumi sedimentary basin by Ichikawa et al. (1981). The depocenter was migrated eastward from area A to B with relatively or absolutely lifting of area A. This model can explain the eastward plunge of syncline and the stratigraphic younging to the east. Modified after Ichikawa et al. (1981).

盆の東進の具体的プロセスとして、市川ほか (1981) は東側が開放性屈曲 (releasing bend) で西側が収斂的屈曲 (restraining bend) である paired bend (Harland, 1971; Mann, 2007) が順次東に移動していく状況を想定し、南への張り出した左横ずれ断層東側での横ずれ引張場での堆積盆の沈降と、旧堆積盆中心である西側での横ずれ圧縮場での堆積盆の上昇を繰り返すことにより東進が生じた可能性を提示した。

これを皮切りに、MTLの左横ずれ運動に伴う堆積盆形機構としては、正断層の順次形成により最大沈降部が段階的に東進する片落ち堆積盆モデル (高橋, 1992; Tanaka, 1989) と、解放性屈曲によるプルアパート堆積盆発達モデル (Miyata, 1990; 山北・伊藤, 1999) の二つのモデルが提唱された。前者は、MTLの水平方向に対して高角度で斜交する西傾斜の正断層の順次形成に伴う片落ち堆積盆モデルである (Fig. 7)。これを提唱した Tanaka (1989, 1993), Tanaka and Maejima (1995) は主部相の海底扇状地堆積物および北縁相のデルタ堆積物の堆積相を検討した。和泉山脈地域中部から西部に分布する砂岩礫岩互層を主体とする粗粒岩相について、堆積相解析をおこない上部チャネル堆積物 (UCA)・下部チャネル堆積物 (LCA)・分流チャネル堆積物 (DCA)・シート状タービダイト (STA)・シート状タービダイト末端相 (DSA)・オーババンクタービダイトを識別した。さらに、東部の北縁相について、扇状地堆積物 (AFA)・デルタスロープ堆積物 (DEA)・プロデルタ堆積物 (PDA) を識別した。これらの結果から、段階的な海底扇状地の発達を中心とした堆積盆形成過程を復元し、堆積盆の東進は段階的であったとして正断層の順次形成に伴う片落ち堆積盆であったというモデルを示した (Fig. 7)。

後者の Miyata (1990) は MTL の屈曲が当時の左横ずれ運動により開放性屈曲として作用し、伸長デュープレックスの順次形成をもたらす非対称プルアパート堆積盆モデルである (Fig. 8)。Miyata (1990) は、和泉山脈地域の和泉層群では古流向が西 (田中, 1965 ほか) にも関わらず、スランプ褶曲が示す古斜面方向は東方向であることを示した。主部相に認められるスランプ褶曲が示す古斜面方向は、堆積盆東進にともなう向斜形成時の地層傾動の結果であるとし、伸長デュープレックスの順次発達に伴う堆積盆の東進過程を復元した。現在、五條屈曲により MTL は走向方向から左に屈曲しているが、その原型は和泉層群堆積時にはすでに存在していたと岩本・宮田 (1994), 宮田ほか (2012) では考えている。他方、山北・伊藤 (1999) はプルアパート堆積盆モデルの数値解析モデル実験を示している (Fig. 9)。この実験では、連続する大規模な向斜構造が再現されているが、実際の和泉層群で認められる雁行状に配列する褶曲軸とは異なる。彼らは、Miyata (1990) が発達を示唆した二次的な正断層が発生しなくても堆積盆中心の移動は可能であり、堆積盆の

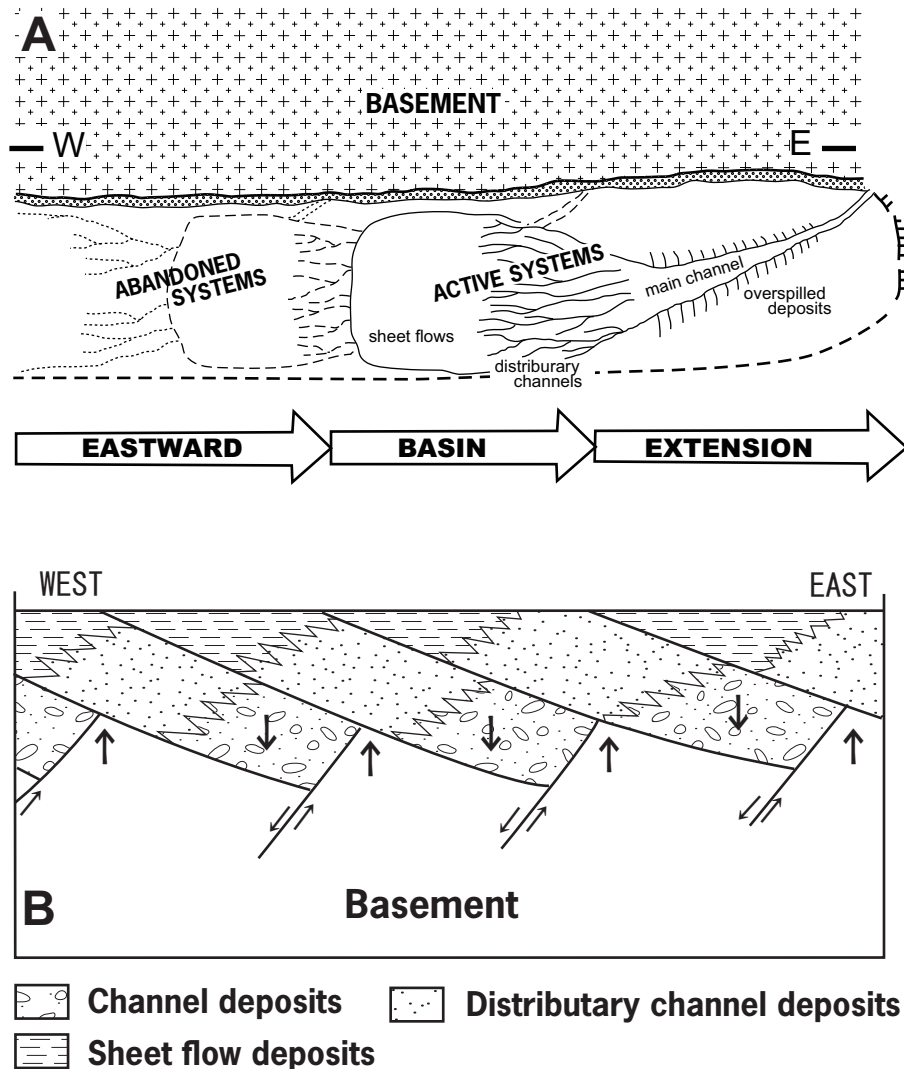


Fig. 7. Eastward migration model of the Izumi sedimentary basin (ISB) after Tanaka (1993). A: Depositional system sketch of the ISB. Active system stepwisly shifted to the east owing to the eastward extensions of the basin. B: Interpretative corss section of the stacking pattern of the Izumi Group. Modified from Tanaka (1993).

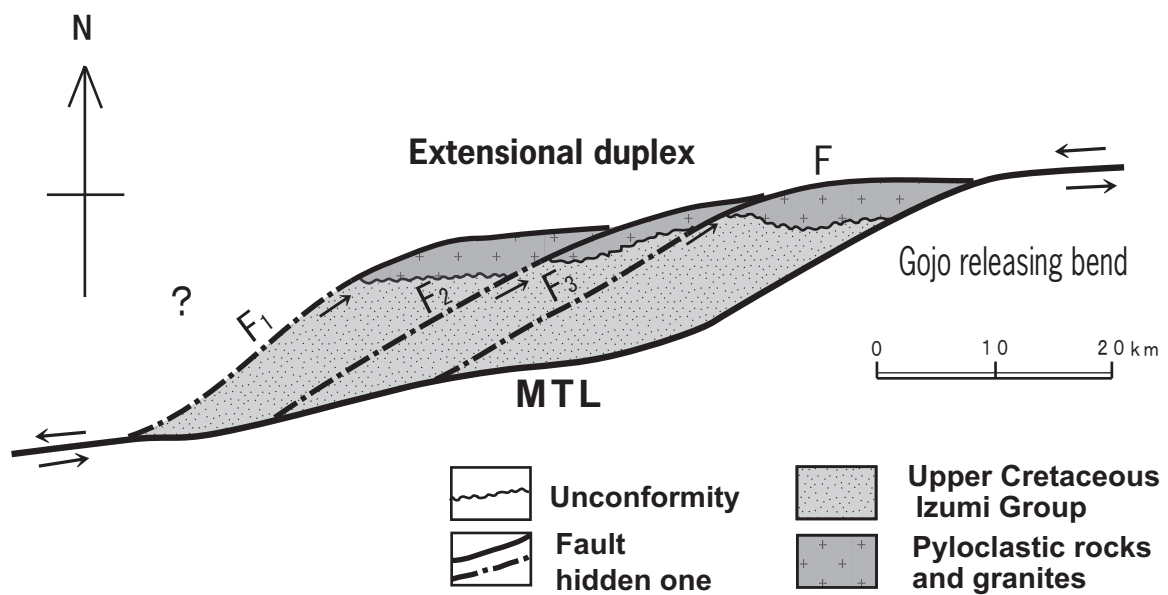


Fig. 8. Eastward migration model of the Izumi sedimentary basin by Miaya (1990). Pull-apart basin with extensional duplex showing the stepwise migration of the depocenter, which is followed by stepwise normal faulting F1, F2, and F3. Modified from Miyata and Iwamoto (1994).

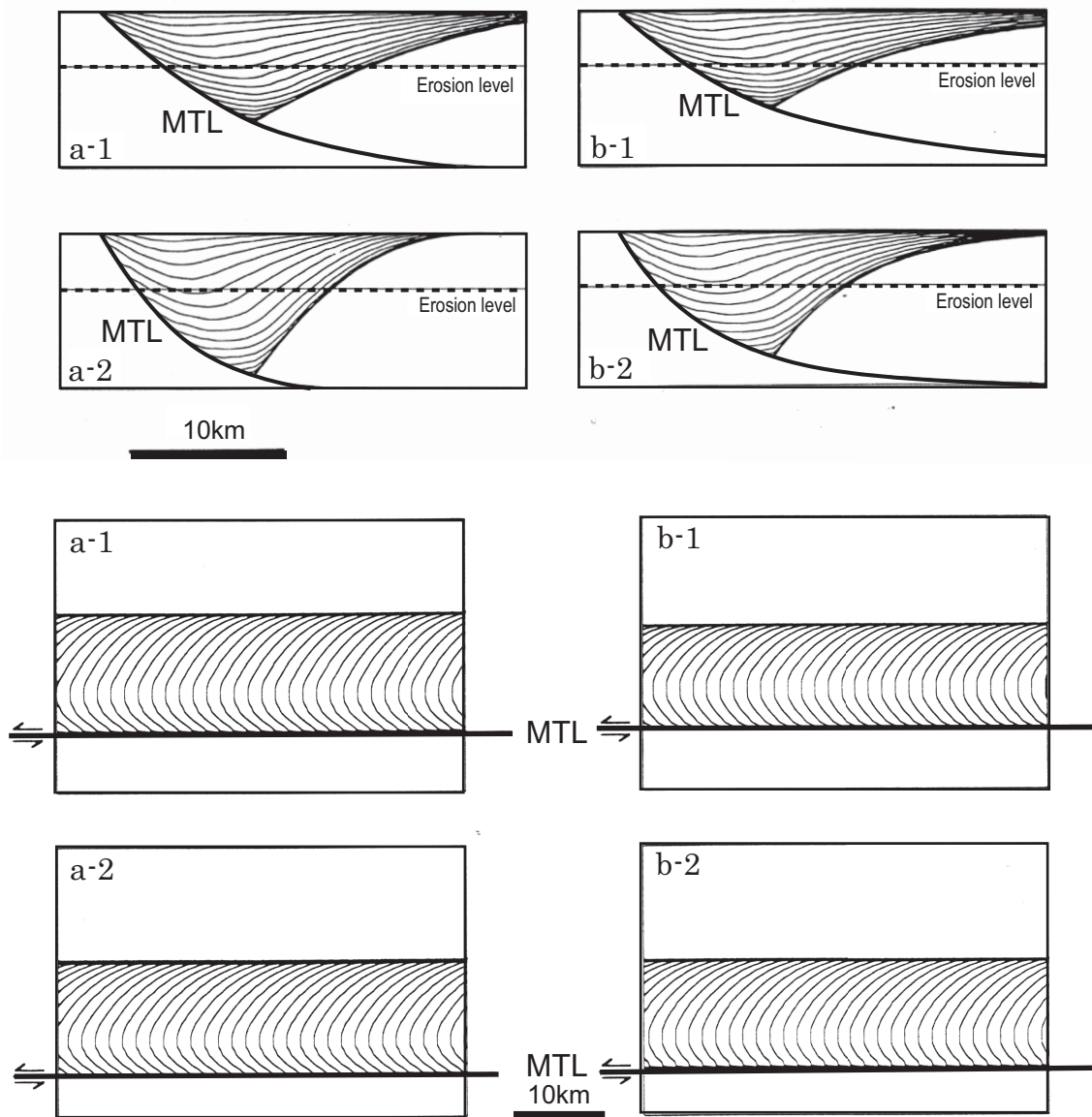


Fig. 9. Eastward migration model of the Izumi sedimentary basin by Yamakita and Ito (1999). Pull-apart basin showing continuous migration of the depocenter, tilting strata, and eastward plunge of syncline. Modified from Yamakita and Ito (1999).

東進は段階的ではなく連続的であるとした。

2. 3. 6 堆積年代

Matsumoto and Morozumi (1980) は、主部相加太層・信達層相当層準の畦谷泥岩部層から産出するアンモナイト化石を用いて、以下のように北海道の蝦夷層群と時代対比している。樫井川付近より以西の地で産出するアンモナイト化石群は *Pachydiscus* (*Pachydiscus*) *kobayashii* (Shimizu), *Canadoceras tanii* Matsumoto and Morozumi, *Nostoceras* sp. aff. *hetonaiense* Matsumoto, *Baculites regina* Obata and Matsumoto で特徴づけられる。Matsumoto and Morozumi (1980) はおそらくヘトナイ統上部階の K6b1 (Fig. 10) に対比されるとしている。樫井川付近より東方で産出するアンモナイト化石群集は、*Pachydiscus* (*Pachydiscus*) sp. aff. *flexuosus* Matsumoto, *P.* (*Neodesmoceras*) cf. *gracilis* Matsumoto, *Gaudryceras izumiense* Matsumoto and Morozumi などの特徴づけられる。Matsumoto and Morozumi (1980) はこれをヘトナイ統上部階の K6b2 (Fig. 10) に対比できるとし、マーストリヒチアン階 (72.1~66.0 Ma : Ogg and Hinnov, 2012) であるとした。Morozumi (1985) は、Matsumoto and Morozumi (1980) の再検討結果から、和泉山脈地域の和泉層群を、*Nostoceras hetonaiense* 帯から *Pachydiscus* (*Pachydiscus*) sp. aff. *compressus* 帯に対比し、和泉山脈地域の全域がマーストリヒチアン階であると解釈した (Fig. 10)。橋本ほか (2001) は、放散虫化石を用いて時代対比を行っている。彼らは、和歌山県和歌山市深山の加太層、大阪府貝塚市蕎原の岩出層および和歌山県橋本市境原の粉河層のうちの計 5 箇所から *Amphipyndax tylotus* (Foreman) などを含むほぼ同様の化石群を得たが、これらを四万十帯での放散虫化石帯 (石田・橋本, 1998) の At 帯に対比し、その時代は前期マーストリヒチアン期であるとした。放射年代としては主部相の凝灰岩鍵層でジルコン FT 年代が 5 層準で測定されているが (Fig. 4; 宮田ほか, 1993), これらには年代標準勧告以前の年代値や詳細が示されていない測定結果が含まれる。そのうちの 3 試料 (Fig. 11 に採集場所をプロット) については、測定を引き受けた京都フィッション・トラックに照会可能で、ゼータ較正が行われている。それらの年代については下記の通りである。t1 凝灰岩 (試料名 IZ1) は 77.1 ± 7.2 Ma, t7 凝灰岩 (試料名 IZ2) は 72.6 ± 8.0 Ma, t15 凝灰岩 (試料名 IZ4) は 73.3 ± 7.4 Ma である。よって、和泉山脈西縁部の加太層最下部付近で得られた 77.1 Ma を除けば層準に関係なく全域で概ね 72~73 Ma (± 8.0 Ma) であり、誤差範囲を含めて本地域の化石層序の解釈 (Morozumi, 1985) と大きな矛盾はない。

Range of the Izumi Group	Zones of the Izumi G.	Subdivision in Hokkaido	Stage	
			Maastrichtian	
		<i>Pachydiscus</i> aff. <i>subcompressus</i>	K6b2	?
		<i>Nostoceras hetonaiense</i>	K6b1	
		<i>Pachydiscus awajiensis</i>	?	Upper
		<i>Pravitoceras sigmoidale</i>		
		<i>Didymoceras awajiense</i>		
		<i>Didymoceras</i> sp.		Campanian
		<i>Baculites kotanii</i>	?	
		<i>Metaplaticeras subtilistriatum</i>	K6a3	
		<i>Sphenoceras schmidti</i>	K6a2	Lower

Fig. 10. Bisotratigraphic correlations of the Izumi Group (Morozumi, 1985).

3. ビトリナイト反射率測定

3. 1 試料と方法

3. 1. 1 試料

ビトリナイト反射率測定試料として、和泉山脈地域の北縁相から 19 試料、主部相から 35 試料、南部相から 3 試料、合計 57 試料を用いた (Figs. 2, 3, 11). 北縁相の試料の内訳は、笠山礫岩部層から 4 試料 (KS01-1, KS01-2, KS02~04), 畦谷泥岩部層から 7 試料 (AZ01~AZ07), 滝畑互層部層から 9 試料 (TK01~TK08) である. 主部相の試料の内訳は、下位より加太層から 2 試料 (KD01, KD02), 信達層から 10 試料 (SH01~SH10), 岩出層から 11 試料 (IW01~IW11), および粉河層から 11 試料 (KK01~KK11) である. 南部相については名手層の 3 試料 (NT01~NT03) である. 本稿では便宜上和泉山脈地域の和泉層群を西部, 中部, 東部の 3 地域に区分した (Fig. 2). これらの区分は和泉層群北縁部の特徴を基準としており, 北縁部不整合付近の露頭が欠如する範囲を和泉山脈地域西部, 北縁部から南縁部までが露出し, 南北幅がほぼ一定の範囲を和泉山脈地域中部, 北縁部不整合の方向が東北東-西南西から東南東-西北西方向へと変化し, 南北幅が東部ほど狭くなる範囲を和泉山脈地域東部と呼ぶ. 全 57 試料のうち, 和泉山脈地域西部に 11 試料, 中部に 36 試料, 東部に 10 試料が位置する (Fig. 2). 試料は粗粒堆積物を避けて, 泥岩, 砂質泥岩, 極細粒砂岩, 含礫泥岩から採集した (Table 1). 北縁相では笠山礫岩部層・滝畑互層部層中に挟在する砂質シルト岩または含礫泥岩や極細粒砂岩, 畦谷泥岩部層のシルト岩や砂質シルト岩, 主部相では砂岩泥岩互層または厚い泥岩層から得られた泥岩や極細粒砂岩を用いた. 各試料は可能な限り保存状態が良い部分を岩石ブロックとして採集した. 室内にてそれらを十分に水洗後, 乾燥させてから風化部分を除去し, 鉄乳鉢で破碎した. さらに#5 および#3.2 の篩で分画し, 粒径 4~6 mm のケロジェン抽出用試料を作成した.

本研究では, 試料採集地点を, 緯度・経度・標高とともに東西方向の距離と南北方向の距離・堆積盆幅という座標を設定して使用し議論する (Table 1). 東西方向の座標原点は, 松山 (東経 132°42') に設定し, 東西の距離は北緯 35°00' に沿った距離とする. 南北方向の基点は, 北縁部の基盤不整合・断層境界と南縁部の物質境界 MTL に置いた (Fig. 11). 北縁については本研究による統合地質概略図 (Fig. 3), および南縁については Miyata (1980) と岡田ほか (1999) から作成した MTL の位置より作成した境界線 (Fig. 11) を基にして, 緯度経度により地図上にプロットした各地点までの距離を算出した. その不整合から物質境界 MTL との間の距離については堆積盆幅と呼ぶことにする. ただし, 和泉山脈地域西部

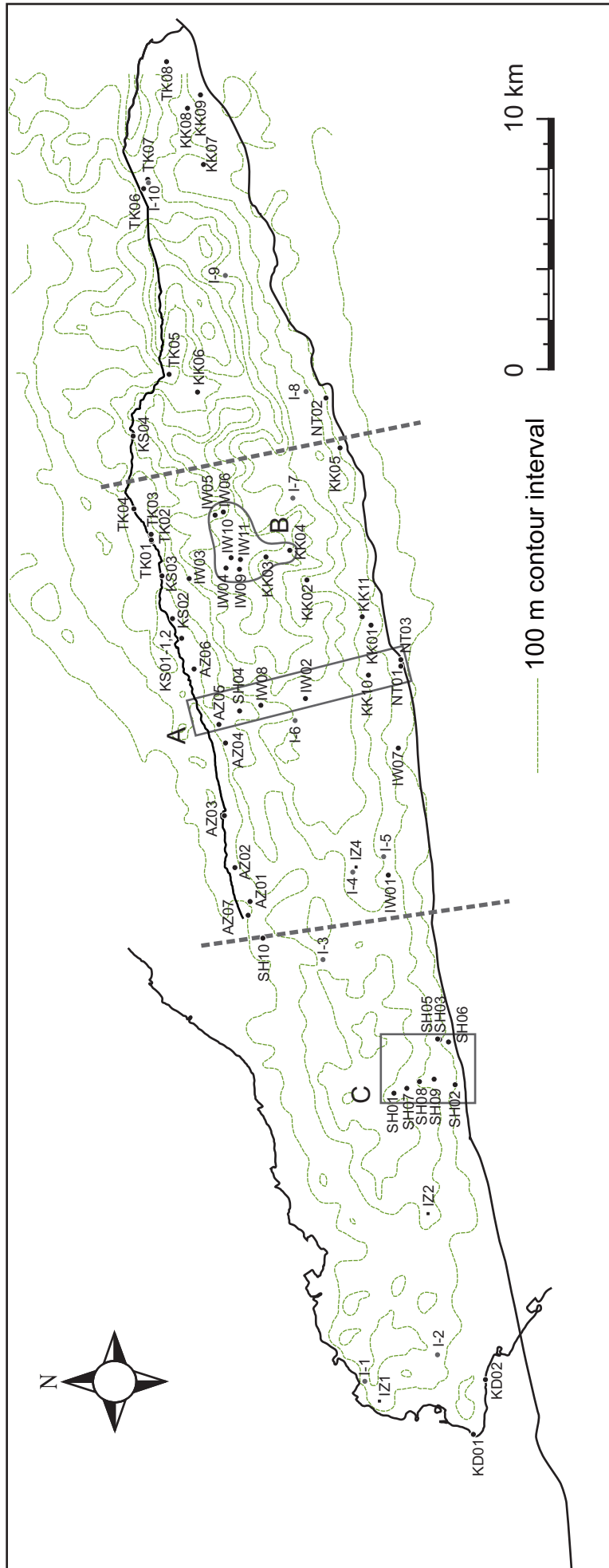


Fig. 11. Map of sample localities with northern and southern boundaries of the Izumi Group in the Izumi Mountains, using for coordinate measurement of localities (distance from the northern margin and MTL, distance of basin width etc.). The northern boundary was referred from Figure 2. The southern boundary (MTL) was compiled after Miyata (1980) and Okada et al. (1999). Black filled circles show the location of samples for vitrinite reflectance analysis, and grey filled circles numbered from I-1 to I-10 show the sampling localities of Suzuki (1996) used for vitrinite reflectance. Black filled squares (IZ1, IZ2, and IZ4) show the localities of zircon fission-track dating after Miyata et al. (1993).

Table 1. List of samples from the Izumi Group in the Izumi Mountains, Southwest Japan.
 * = Distance from the northern end of the Northern Marginal Facies; ** = Basin width distance, which is a distance from the northern end to southern end of the Izumi Group;
 *** = Distance from Matsuyama (132°42' 00" E).

Sample name	Formation & Rock type		Sample locality (Lat., Long.)		Altitude (m)	Positon of locality (km)			Maturation	
						N-S direction*	Basin Width**	E-W direction***	Vitrinite Reflectance	Rock-Eval Analysis
<i>Northern marginal facies</i>										
KS01-1	Mutsuo	pebbly mudstone	34°22.21' N,	135°24.41' E	180	0.16	8.5	246.7	○	○
KS01-2	Mutsuo	coalified wood	34°22.21' N,	135°24.41' E	180	0.15	8.5	246.7	○	
KS02	Mutsuo	sandy siltstone	34°22.40' N,	135°24.92' E	235	0.10	8.7	247.5	○	
KS03	Mutsuo	siltstone	34°22.61' N,	135°24.04' E	245	0.02	8.5	249.1	○	○
KS04	Mutsuo	pebbly mudstone	34°23.27' N,	135°29.70' E	380	0.00	8.5	257.7	○	
AZ01	Mutsuo	sandy siltstone	34°20.73' N,	135°17.56' E	80	0.59	8.0	236.6	○	○
AZ02	Mutsuo	siltstone	34°21.05' N,	135°18.45' E	85	0.41	8.3	237.6	○	
AZ03	Mutsuo	sandy siltstone	34°21.28' N,	135°19.80' E	120	0.13	8.2	239.7	○	○
AZ04	Mutsuo	siltstone	34°21.28' N,	135°21.67' E	105	0.49	8.3	242.5	○	
AZ05	Mutsuo	siltstone	34°21.39' N,	135°22.17' E	105	0.65	8.6	243.3	○	
AZ06	Mutsuo	siltstone	34°21.93' N,	135°23.62' E	165	0.42	8.9	245.5	○	○
AZ07	Mutsuo	sandy siltstone	34°20.77' N,	135°17.20' E	45	0.26	7.7	235.7	○	
TK01	Mutsuo	sandy siltstone	34°22.87' N,	135°26.95' E	255	0.005	8.9	250.5	○	
TK02	Mutsuo	very fine sandstone	34°22.87' N,	135°26.97' E	245	0.00	8.9	250.6	○	
TK03	Mutsuo	sandy siltstone	34°22.99' N,	135°27.38' E	230	0.07	8.9	251.2	○	
TK04	Mutsuo	siltstone	34°23.24' N,	135°27.78' E	260	0.01	9.3	251.9	○	○
TK05	Mutsuo	conglomerate	34°22.47' N,	135°31.29' E	290	0.27	6.2	257.1	○	
TK06	Mutsuo	clay and siltstone	34°22.99' N,	135°36.12' E	300	0.20	4.4	264.5	○	○
TK07	Mutsuo	siltstone	34°22.89' N,	135°36.36' E	370	0.55	4.6	264.9	○	
TK08	Mutsuo	siltstone	34°22.52' N,	135°39.42' E	360	1.11	2.4	269.5	○	
<i>Main facies</i>										
KD01	Kada	silty claystone	34°15.93' N,	135°03.69' E	0	>0.0	>2.6	215.1	○	○
KD02	Kada	very fine sandstone	34°15.66' N,	135°05.11' E	5	>5.0	>6.8	217.3	○	
SH01	Shindachi	siltstone	34°17.63' N,	135°12.57' E	135	>4.4	>7.3	228.7	○	
SH02	Shindachi	siltstone	34°16.32' N,	135°12.79' E	40	>6.9	>7.3	229.0	○	
SH03	Shindachi	sandy siltstone	34°16.63' N,	135°13.97' E	60	>6.4	>6.9	230.8	○	○
SH04	Shindachi	siltstone	34°20.95' N,	135°22.52' E	130	1.62	8.7	243.8	○	○
SH05	Shindachi	siltstone	34°16.70' N,	135°13.99' E	65	>6.2	>6.9	230.8	○	
SH06	Shindachi	sandy siltstone	34°16.47' N,	135°13.92' E	45	>6.6	>6.9	230.7	○	
SH07	Shindachi	siltstone	34°17.35' N,	135°12.70' E	75	>4.9	>7.3	228.9	○	
SH08	Shindachi	siltstone	34°17.08' N,	135°12.87' E	100	>5.5	>7.3	229.1	○	
SH09	Shindachi	siltstone	34°16.77' N,	135°12.94' E	55	>6.1	>7.3	229.2	○	
SH10	Shindachi	sandy siltstone	34°20.45' N,	135°16.60' E	70	>0.4	>7.4	234.8	○	
IW01	Iwade	silty claystone	34°17.75' N,	135°18.24' E	150	6.39	8.2	237.3	○	○
IW02	Iwade	silty claystone	34°19.54' N,	135°22.84' E	255	4.48	8.8	244.4	○	
IW03	Iwade	siltstone	34°22.04' N,	135°25.97' E	320	1.16	8.6	249.0	○	
IW04	Iwade	siltstone	34°21.25' N,	135°26.24' E	775	2.70	8.6	249.5	○	
IW05	Iwade	siltstone	34°21.50' N,	135°27.62' E	505	3.16	9.2	251.6	○	
IW06	Iwade	silty claystone	34°21.31' N,	135°27.71' E	545	3.58	9.3	251.6	○	
IW07	Iwade	sandy siltstone	34°17.53' N,	135°21.53' E	120	7.49	8.2	242.3	○	
IW08	Iwade	siltstone	34°20.49' N,	135°22.67' E	175	2.59	8.7	244.0	○	
IW09	Iwade	siltstone	34°20.95' N,	135°26.22' E	805	3.23	8.6	249.4	○	
IW10	Iwade	sandy siltstone	34°21.12' N,	135°26.52' E	635	2.89	8.7	249.9	○	
IW11	Iwade	siltstone	34°20.93' N,	135°26.47' E	760	3.19	8.6	249.8	○	
KK01	Kokawa	siltstone	34°18.12' N,	135°24.76' E	180	8.01	8.6	247.0	○	○
KK02	Kokawa	very fine sandstone	34°19.50' N,	135°25.93' E	270	5.86	8.5	249.0	○	
KK03	Kokawa	silty sandstone	34°20.37' N,	135°26.53' E	630	4.29	8.7	249.9	○	
KK04	Kokawa	very fine sandstone	34°19.88' N,	135°26.70' E	625	5.34	8.6	250.2	○	
KK05	Kokawa	silty claystone	34°18.79' N,	135°29.38' E	165	8.46	8.8	254.2	○	○
KK06	Kokawa	silty claystone	34°21.84' N,	135°30.83' E	375	1.83	7.3	256.5	○	
KK07	Kokawa	siltstone	34°21.73' N,	135°36.76' E	195	3.01	4.9	265.5	○	
KK08	Kokawa	sandy siltstone	34°22.07' N,	135°38.23' E	290	2.34	3.8	267.7	○	
KK09	Kokawa	siltstone	34°21.80' N,	135°38.57' E	260	2.63	3.1	268.2	○	
KK10	Kokawa	silty sandstone	34°18.18' N,	135°23.45' E	180	7.27	8.8	245.2	○	
KK11	Kokawa	very fine sandstone	34°18.31' N,	135°24.97' E	225	7.85	8.7	247.5	○	
<i>Southern facies</i>										
NT01	Nate	silty sandstone	34°17.47' N,	135°23.69' E	125	8.79	8.9	245.6	○	○
NT02	Nate	siltstone	34°19.10' N,	135°30.68' E	190	7.32	7.6	256.2	○	○
NT02	Nate	sandy siltstone	34°17.46' N,	135°23.85' E	125	8.82	8.8	245.8	○	

では不整合が露出しておらず (Fig. 2), 北縁からの南北方向の基点が定義できないため露出範囲を基にした下限値を示してある (Table 1). 鈴木 (1996) の試料採集地点についても, 本文中の地質図上で示されている採集位置および記載されている採集採石場の現在位置を参考にして同様に算出した (Table 2). 標高は, 国土地理院刊行の 1/25000 地形図を基図とした日本登山地図 TOPO10M v.8.03 (Germin 社) に採集地点をプロットすることにより 5m ごとの精度で取得した (Table 1). 各採集地点の標高差から統計解析を利用して鉛直方向の熟成変化を推定する目的で, 試料採集可能な標高 500 m 以上の 8 地点を含めた (Fig. 11C ; Table 1).

3. 1. 2 Rock-Eval Tmax

Rock-Eval Tmax は Rock-Eval 分析によって得られる有機物の熟成指標である. 前処理として, ケロジェン抽出用の試料から約 20g を秤量し, 鉄乳鉢で粉碎後にメノウ乳鉢でよくすり潰して粉末にした. そこから粉末試料約 100mg を精秤し Rock-Eval 分析に用いた. 装置は石油資源開発株式会社技術研究所所有の VINCI 社製熱分解装置 Rock-Eval 6 型を使用した. 標準試料としてフランス石油研究所 (IFP) の IFP160000 ($S_2=12.43\text{mgHC/gRock}$, $S_3=0.79\text{mgCO}_2/\text{gRock}$, $T_{\text{max}}=416^\circ\text{C}$) を使用した. 岩石中の炭化水素量 S_1 ($300\sim 390^\circ\text{C}$ で蒸発) およびケロジェンの熱分解により生じた炭化水素量 S_2 を水素炎イオン化検出器 (FID) により測定する. S_2 がピークに達する温度が T_{max} ($^\circ\text{C}$) である. また $300\sim 390^\circ\text{C}$ 間に生じた二酸化炭素の量 S_3 はガスクロカラムを経由して赤外検出器 (IRD) により測定する. 昇温速度は $300\sim 800^\circ\text{C}$ の範囲で $25^\circ\text{C}/\text{min}$ である.

3. 1. 3 ケロジェン分離・濃集

ケロジェンの分離には, 岩石を化学的処理により泥化して濃集する方法を採用した. ケロジェン抽出用試料を 200 g 秤量し, ポリエチレン製の容器に入れて脱イオン水でよく洗浄した. そこに 6N 塩酸 300 ml を加えて室温で 24 時間放置した. 脱イオン水による洗浄を数回繰り返し, 塩酸および溶解した炭酸塩鉱物・水酸化鉄を除去した. 残渣に 6N 塩酸 100 ml + 46% フッ酸 100 ml を加え, 約 5 時間置きにかき混ぜながら室温で 20 時間経過後, 24 時間静置し, 傾斜法で上澄み液を除去してから泥化分のみを別の容器に移した. 残渣試料に 46% フッ酸 100 ml + 脱イオン水 20 ml を加えてから, 約 2 時間置きにかき混ぜる作業を 5 回繰り返し, 24 時間静置後に傾斜法で上澄み液を除去してから泥化した試料のみを別の容器に移した. この作業を 3 回以上繰り返した. 泥化した試料は, 脱イオン水を加え 20 時

Table 2. Sample localities of Suzuki (1996) and values of mean random vitrinite reflectance (Rm) converted from maximum vitrinite reflectance (Rmax) values of Suzuki (1996); * = Vitrinite Rm values; ** = Estimates based on Koch and Gunther (1995), using $R_m = 0.7469 R_{max} + 0.2241$; *** = Distance from the northern end of the Northern Marginal Facies; **** = Basin width distance, which is a distance from the northern end to southern end of the Izumi Group; ***** = Distance from Matsuyama (132°42' 00" E).

Sample name	Formation	Vitrinite Rmax	Estimated Vitrinite Rm**	Positon of locality (km)		
				N-S direction***	Basin Width****	E-W direction*****
I-1	Kada	1.19	1.11	>0.0	>6.7	217.3
I-2	Kada	1.19	1.11	>4.1	>7.6	218.4
I-3	Shindachi	1.18	1.11	>2.8	>7.4	235.2
I-4	Iwade	1.17	1.10	5.0	8.2	237.4
I-5	Iwade	1.18	1.11	6.4	8.3	238.2
I-6	Iwade	1.35	1.23	3.8	8.6	243.3
I-7	Kokawa	0.88*	—	6.6	9.4	252.3
I-8	Kokawa	1.03	0.99	6.1	7.2	256.5
I-9	Kokawa	1.55	1.38	2.7	4.5	261.0
I-10	Mutsuo	3.03	2.49	0.5	4.5	264.8

間静置して傾斜法により上澄み液を除去した。この手順を pH が 4 以上になるまで繰り返した。脱イオン水を加えて遠心分離 (2000×g, 10 分 ; g は地球上の重力加速度) による洗浄を上澄み液が中性になるまで繰り返した。遠心分離後の泥化試料に、比重 2.1 (69 wt%臭化亜鉛の塩酸酸性水溶液) の重液を 100 ml 加えてよくかき混ぜて遠心分離 (2500×g, 10 分) を行い、浮遊したケロジェンを回収した。脱イオン水を加えて遠心分離 (2000×g, 10 分) で洗浄を数回繰り返したのちに、ケロジェンを超純水に分散させて回収した。得られたケロジェン量が必要量に満たないと判断された場合には、追加で同様の処理を行った。

3. 1. 4 有機物の顕微鏡観察

有機質微化石の有無を含めた有機物組成の観察を行った。透過顕微鏡観察では、ステンレス篩にて 20 μm 以上のサイズに分画したビトリナイト測定用ケロジェンの一部を使用した。抽出した有機物にゼラチン・フェノール・グリセリンを混合したグリセリンゼリーを加えてよく馴染ませた。各試料についてプレパラートを数枚作成し、微分干渉顕微鏡 Olympus BX51 の透過光にて観察を行った。反射光によるマセラル観察は、ビトリナイト反射率測定の際に行った。透過顕微鏡観察による有機物分類は Tyson (1995) に従い、反射顕微鏡観察によるマセラルの分類は ICCP (1998), ICCP (2001) に従った。

3. 1. 5 ビトリナイト反射率の測定チップの作成

ビトリナイト反射率の測定用試料の作成のため、ケロジェンをプラスチックに埋め込んで鏡面研磨した。最初に、濃集したケロジェンをステンレス篩にて 20 μm 以上に分画した。これを 40°C の恒温器で 48 時間乾燥させてから、真空乾燥器中で水分を完全に除去した。乾燥させたケロジェンは丸本ストルアス社製 CitoPress-10 を使用してアクリル樹脂に埋め込み後、丸本ストルアス社製テグラシステムを使用して研磨を行った。埋め込み設定条件は、メタクリル酸メチル樹脂 No.104 を使用し、圧力 275~300 bar で 145~155°C の 6 分加熱、5.5 分冷却である。試料に水分が残っている場合、埋め込んだアクリル樹脂が白濁する。研磨は、ガラス平板上で #1500 での面出し、ダイヤモンド 9 μm 塗布の MD-Largo, ダイヤモンド 3 μm 塗布の MD-Pan, コロイダルシリカを用いた OP-chem1 の順で行った。なお、KS01-2 は笠山礫岩部層中に挟在する火砕岩層より得られた木化石であるため、一部を鉄乳鉢で数 mm 程度の大きさに破碎したものをそのまま樹脂に埋め込んだ。

3. 1. 6 ビトリナイトの平均ランダム反射率の測定

ビトリナイト反射率の測定のため、反射率標準試料を用いて検量線を作成した。測定には石油資源開発株式会社技術研究所所有のビトリナイト反射率測定装置を用いた。システムはカールツァイス社製の正立型顕微鏡 Axio Imager M1m, 反射率測定装置は J&M 社製の MSP200new である。キャリブレーションに用いた標準試料は測定試料における反射率範囲を考慮して、反射率 0.424% の Spinel, 反射率 0.904% の Yttrium-Aluminum-Garnet, 反射率 1.724% の Gallium-Gadolinium-Garnet, 反射率 3.07% の Cubic Zirconia (すべて J & M 社製) を選択した。反射率の平均値 (%Rm : 後述) が 0.6~1.1% の試料に関しては Spinel および G. G. G. による線形の検量線を適用し, 1.2~2.6% の試料に関しては Y. A. G. および Cubic Zirconia による線形の検量線を適用した。光源は単色フィルターを通したハロゲンランプを使用した。倍率に関しては, 10 倍の接眼レンズと 50 倍の油浸対物レンズを使用し, 浸油には Immersol 518F (屈折率 1.518, 23°C) を使用した。

本研究では, ビトリナイトの平均ランダム反射率 (%Rm) (Hevia and Virgos, 1977) をビトリナイト反射率として用いた。以下, 狭義のビトリナイト反射率 (ビトリナイト平均回転反射率) は R_o , ランダム反射率は R_r , 平均ランダム反射率は R_m , 最大反射率は R_{max} とする。 R_m は微小な有機物粒子においても比較的容易に計測できるため, 堆積物中に含まれる炭質物粒子である DOM (dispersed organic matter; Barker and Pawlewicz, 1993) を対象とした熟成の評価方法として標準的な測定方法である。Stach et al. (1982) は石炭のマセラルにおいて R_m の測定誤差範囲が値の $\pm 2\%$ となる標本数を基に 100 点以上の測定を推奨している一方で, Barker and Pawlewicz (1993) は, DOM 試料に関しては標本数が 50 点以上であれば R_m の値はほとんど変化しないことを示している。本研究で扱うケロジェンは KS01-2 を除き DOM であるため, 顕微鏡下でランダムに選択したコロテリナイトで 1 粒子につき 1~3 点, 計 50 点以上計測し, KS01-2 に関してはテリナイトを同様に 100 点以上計測して, その平均値を R_m とした。

3. 1. 7 鈴木 (1996) のビトリナイト反射率との比較のための換算

先行研究である鈴木 (1996) は反射率 1.0% 以上の試料に関しては R_{max} を採用しており, 本研究の R_m と値を直接比較することはできない。そこで, 本研究ではこれらの R_{max} を R_m に換算して比較した。 R_{max} と R_m (R_r) の間の換算式は数多く提案されている (Koch and Günther, 1995; Houseknecht and Weesner, 1997; Komorek and Morga, 2002)。 R_{max} および R_m (R_r) の値の差は一般的に反射率が約 0.6% を越える付近からビトリナイトが光

学的異方性を持つことに由来し石炭化の進行とともに大きくなる。両者の差は $R_r=0.9\%$ を超える付近で無視できなくなる (Koch and Günther, 1995)。本研究では換算する R_{max} 値の範囲を考慮し、 $R_r=1.0\%$ から無煙炭帯 (anthracite) の熟成範囲に適した Koch and Günther (1995) による換算式 $R_m = 0.7469 R_{max} + 0.2241$ を用いた。また鈴木 (1996) は反射率が 1.0% 以下では和泉層群のビトリナイトは等方性とみなすことができ、ステージを回転させずに計測したとしているので、それらの反射率は R_m と等価として扱った。

3. 1. 8 古地温への換算

ビトリナイト反射率から古地温への換算式は、被熱時間を考慮したうえで温度を推定する方法 (Sweeney and Burnham, 1990 ; Suzuki et al., 1993 ; Huang, 1996) と、被熱時間を考慮しないで最大古地温が反射率と一対一対応すると考える方法 (Barker, 1988 ; Barker and Pawlewicz, 1994) がある。本研究では (A) Barker (1988), (B) Barker and Pawlewicz (1994), および (C) 被熱期間を 50 m.y. と仮定した場合の Huang (1996) により最大古地温または古地温を推定した (Table 3)。 R_o および R_m の関係については Houseknecht and Weesner (1997) が同一サンプルセットにて回帰式 $R_m = 0.976 R_o + 0.033$ を得ており、 $R_m < 3.0\%$ では $R_m = R_o$ と扱ってよいとされる。よって R_m から推定される最高古地温は Barker (1988) の換算式では、 $T_{peak} (^\circ C) = 104 \ln (R_m) + 148$ であり、Barker and Pawlewicz (1994) の埋没続成系の換算式では、 $T_{peak} (^\circ C) = [\ln (R_m) + 1.68] / 0.0124$, Huang (1996) では、 $T (^\circ C) = 2578 / [\ln (32.57) + 0.078 \ln (t) - \ln (R_m - 0.2)] - 273.15$: t は 50 m.y. の秒数, である。

3. 2 結果

3. 2. 1 ビトリナイト平均反射率

全 57 試料のビトリナイトランダム反射率の範囲は $R_r=0.45\sim 3.16\%$ であり、各試料の平均ランダム反射率は $R_m=0.66\sim 2.64\%$ の値を示した (Figs. 12, 13 ; Table 3)。各試料の測定点数が 50~159 に対し標準偏差は概ね $0.1\sim 0.2\%R_m$ であり、正規分布を帰無仮説とした一標本コルモゴロフ・スミルノフ検定で、すべてのデータセットに関して有意水準 5% で帰無仮説が棄却されなかった (Table 3)。なお本研究の統計解析にはすべて SPSS 社の PASW Statistics 18 を使用している。

和泉山脈地域の北縁相では 19 試料の計測を行い、 $R_m=1.63\sim 2.64\%$ の値が得られた (Table 3)。本地域中部では東西方向 20 km の北縁相において常に約 1.7% ($R_m=1.63\sim$

Table 3. Mean random vitrinite reflectance and Rock-Eval Tmax values for the Izumi Group of the Izumi mountains. Maximum paleotemperatures were estimated using (A) Barker (1988): $T_{peak} = 104 \ln(R_m) + 148$, (B) Barker and Pawlewicz (1994): $T_{peak} = (\ln(R_m) + 1.68)/0.0124$, and (C) Huang et al. (1996) at heating time of 50 myr. "n.d." denotes not measured.

Sample name	Vitrinite Rm (%)	Standard deviation	n	Pr (Kolmogorov-Smirnov test, %)	Rock-Eval Tmax (°C)	Paleotemperature (°C)		
						(A)	(B)	(C)
<i>Northern marginal facies</i>								
KS01-1	1.75	0.10	53	38.8	508	206	181	173
KS01-2	1.70	0.13	105	28.4	n.d.	203	178	171
KS02	1.63	0.16	57	10.5	n.d.	199	175	167
KS03	1.71	0.15	159	18.5	510	204	179	171
KS04	1.65	0.11	50	78.6	n.d.	200	176	168
AZ01	1.63	0.13	58	82.1	514	199	175	167
AZ02	1.73	0.13	57	37.3	n.d.	205	180	172
AZ03	1.74	0.16	97	61.3	473	206	181	173
AZ04	1.71	0.16	55	90.3	n.d.	204	179	171
AZ05	1.73	0.16	75	29.2	n.d.	205	180	172
AZ06	1.80	0.13	57	95.1	482	209	183	176
AZ07	1.65	0.11	100	79.3	n.d.	200	176	168
TK01	1.79	0.16	76	67.8	n.d.	209	182	175
TK02	1.74	0.15	63	11.8	n.d.	206	180	173
TK03	1.82	0.21	54	92.9	n.d.	210	184	177
TK04	1.67	0.20	81	40.2	482	201	177	169
TK05	2.27	0.18	101	47.4	n.d.	233	202	197
TK06	2.64	0.16	111	49.4	548	249	214	211
TK07	2.48	0.13	73	79.4	n.d.	242	209	205
TK08	2.64	0.18	100	25.3	n.d.	249	214	211
<i>Main facies</i>								
KD01	0.82	0.10	105	57.4	440	127	119	112
KD02	0.76	0.09	102	60.7	n.d.	119	113	106
SH01	0.96	0.10	68	54.6	n.d.	144	132	124
SH02	0.79	0.11	52	62.0	n.d.	123	116	109
SH03	0.83	0.10	64	38.6	446	129	120	113
SH04	1.63	0.14	66	72.2	499	199	175	167
SH05	0.83	0.10	100	18.9	n.d.	129	120	113
SH06	0.75	0.07	100	83.0	n.d.	118	112	105
SH07	0.88	0.09	100	55.2	n.d.	135	125	118
SH08	0.87	0.08	100	98.8	n.d.	134	124	117
SH09	0.76	0.09	111	77.0	n.d.	119	113	106
SH10	1.55	0.14	101	99.3	n.d.	194	171	163
IW01	0.88	0.10	100	36.6	458	135	125	118
IW02	1.21	0.18	53	85.3	n.d.	172	151	142
IW03	1.58	0.22	83	55.4	n.d.	196	172	164
IW04	1.02	0.10	101	29.6	n.d.	150	137	129
IW05	1.18	0.10	55	93.9	n.d.	165	149	140
IW06	1.19	0.11	50	88.8	n.d.	166	150	141
IW07	0.74	0.05	100	76.3	n.d.	117	111	104
IW08	1.34	0.12	50	64.5	n.d.	178	159	151
IW09	1.09	0.10	55	53.2	n.d.	157	142	134
IW10	1.20	0.09	50	81.8	n.d.	167	150	142
IW11	1.19	0.12	50	87.3	n.d.	166	150	141
KK01	0.69	0.17	62	25.7	434	109	106	99
KK02	0.92	0.12	64	27.8	n.d.	139	129	121
KK03	1.11	0.12	50	27.3	n.d.	159	144	136
KK04	0.92	0.11	111	29.4	n.d.	139	129	121
KK05	0.70	0.08	102	36.6	435	111	107	100
KK06	1.99	0.12	68	69.7	n.d.	220	191	185
KK07	2.22	0.12	100	92.8	n.d.	231	200	195
KK08	2.35	0.11	100	54.2	n.d.	237	204	200
KK09	2.35	0.15	100	45.7	n.d.	237	204	200
KK10	0.77	0.09	100	80.1	n.d.	121	114	107
KK11	0.66	0.07	101	10.8	n.d.	105	102	96
<i>Southern facies</i>								
NT01	0.87	0.10	87	78.3	437	134	124	117
NT02	0.74	0.08	113	66.2	432	117	111	104
NT03	0.71	0.07	100	5.1	n.d.	112	108	101

1.82%) の値を示した。一方、東部では、 $R_m=1.66\sim 2.64\%$ であり、相対的に中部の北縁相と比較して高い値を示した (Fig. 12 ; Table 3)。和泉山脈地域の主部相・南部相では 38 試料の計測を行い、 $R_m=0.66\sim 2.35\%$ の値が得られた (Table 3)。南部相に関しては、主部相の南縁部と同程度または若干高い反射率を示したが 1σ で重複する。そのため、本研究では傾向の解析に関して主部相と南部相の試料の区別を行わない。

3. 2. 2 有機物観察

有機物組成は化学的手法で岩石より抽出した 20 μm 以上のケロジェンのみを観察しているため必ずしも初生的な特徴を保持しているとは言えないが、簡単な特徴を以下に示す。すべての DOM 試料が、透過顕微鏡下で光透過性のない黒色を呈する opaque (Tyson, 1995) なケロジェンを主体としていた。ビトリナイト反射率の減少とともに、translucent (Tyson, 1995) なケロジェンおよび biostructured (Tyson, 1995) なケロジェンなど、光を透過する有機物が増加したが (Fig. 14A, B), amorphous (Tyson, 1995) なケロジェンはどの試料においても稀であった。有機微化石が認められる試料は主部相および南部相の一部に限られており、SH01, SH06, SH07, IW01, KK02, KK05, KK10 および NT02 は暗色化や破損して保存状態の悪い花粉孢子化石・渦鞭毛藻化石が確認できる程度で、KD01, KD02, SH02, SH03, SH05, SH08, SH09, IW07, KK01, KK11, NT01 および NT03 には、比較的保存状態のよい花粉孢子および渦鞭毛藻化石が含まれていた。産出する花粉化石は裸子植物花粉が主体であるが、上部白亜系に特徴的とされる被子植物の三突出型花粉 *Aquilapollenites* (田中・平野, 2008) が KD01, KD02, SH02, KK01, KK05 および KK11 で確認された (Fig. 14B, C)。渦鞭毛藻化石は、どの試料もペリディニウム型シストが極端に卓越し (Fig. 14B–D), ゴニオラックス型シストは非常に稀であった。

反射顕微鏡観察ではすべての試料で DOM のマセラル組成に極端な差異は認められず、リプチナイト、ビトリナイトグループのコロデトリナイト、コロテリナイト (Fig. 14E), イナーチナイトグループのセミフージナイト (Fig. 14F), フージナイト (Fig. 14G), セクレティナイトを主体としていた。どの試料にもセミフージナイトが最も多く、その他のイナーチナイトグループも普遍的に含まれる。コロテリナイトは比較的少ない。また、微細な黄鉄鉱を内部に多数包有するマセラル (Fig. 14H) が普通に存在し、不整合付近の笠山礫岩部層中から得られた試料 KS03 および主部相の試料 KD01, SH01 に特に多く認められた。黄鉄鉱の分布状態は、均一に分散するものから注入脈状のものなど様々であった。

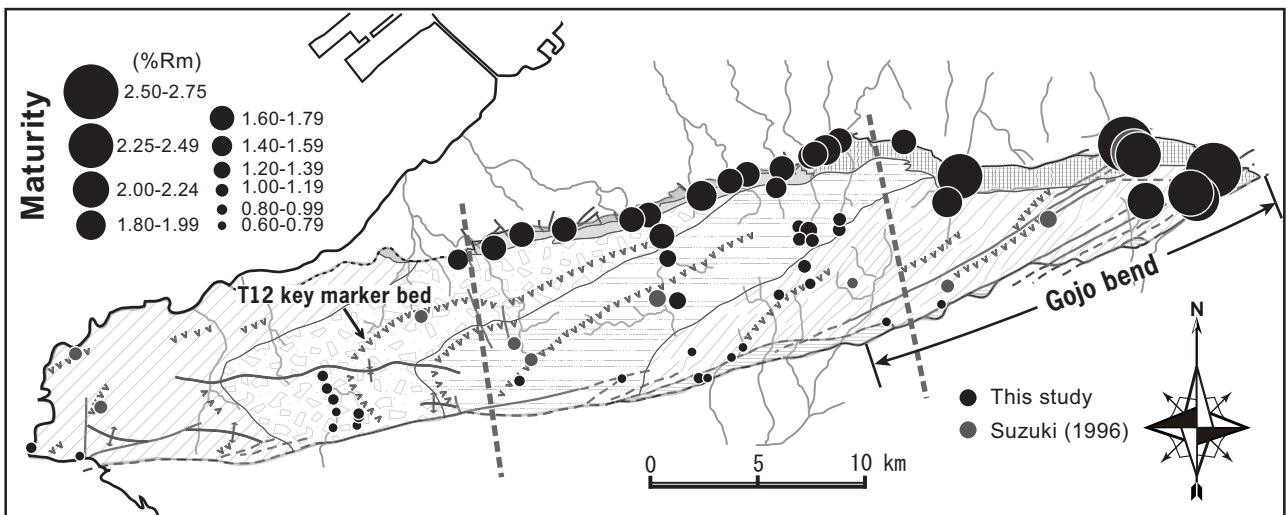


Fig. 12. Organic maturity of the Izumi sedimentary basin within the Izumi Mountains; geology modified from Ichikawa et al. (1979). Black solid circles represent the magnitude of vitrinite mean random reflectance values obtained in this study and grey solid circles represent mean random vitrinite reflectance values converted from maximum vitrinite reflectance values in Suzuki (1996).

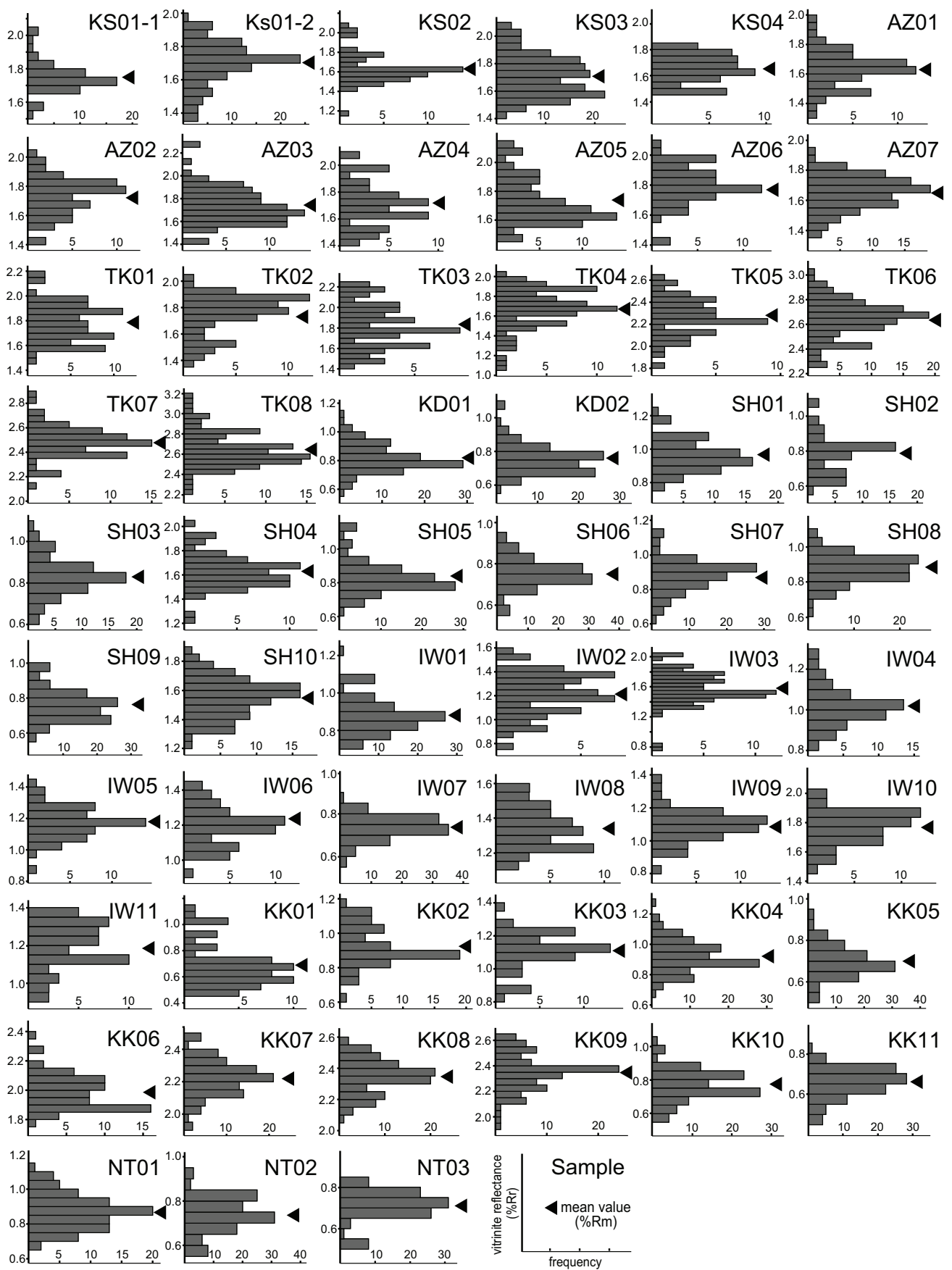


Fig. 13. Histograms of vitrinite reflectance (%Rr) for 57 samples from the Izumi Group in the Izumi Mountains. Class width of each population is 0.05% reflectance and triangles indicate the mean random reflectance value for each sample.

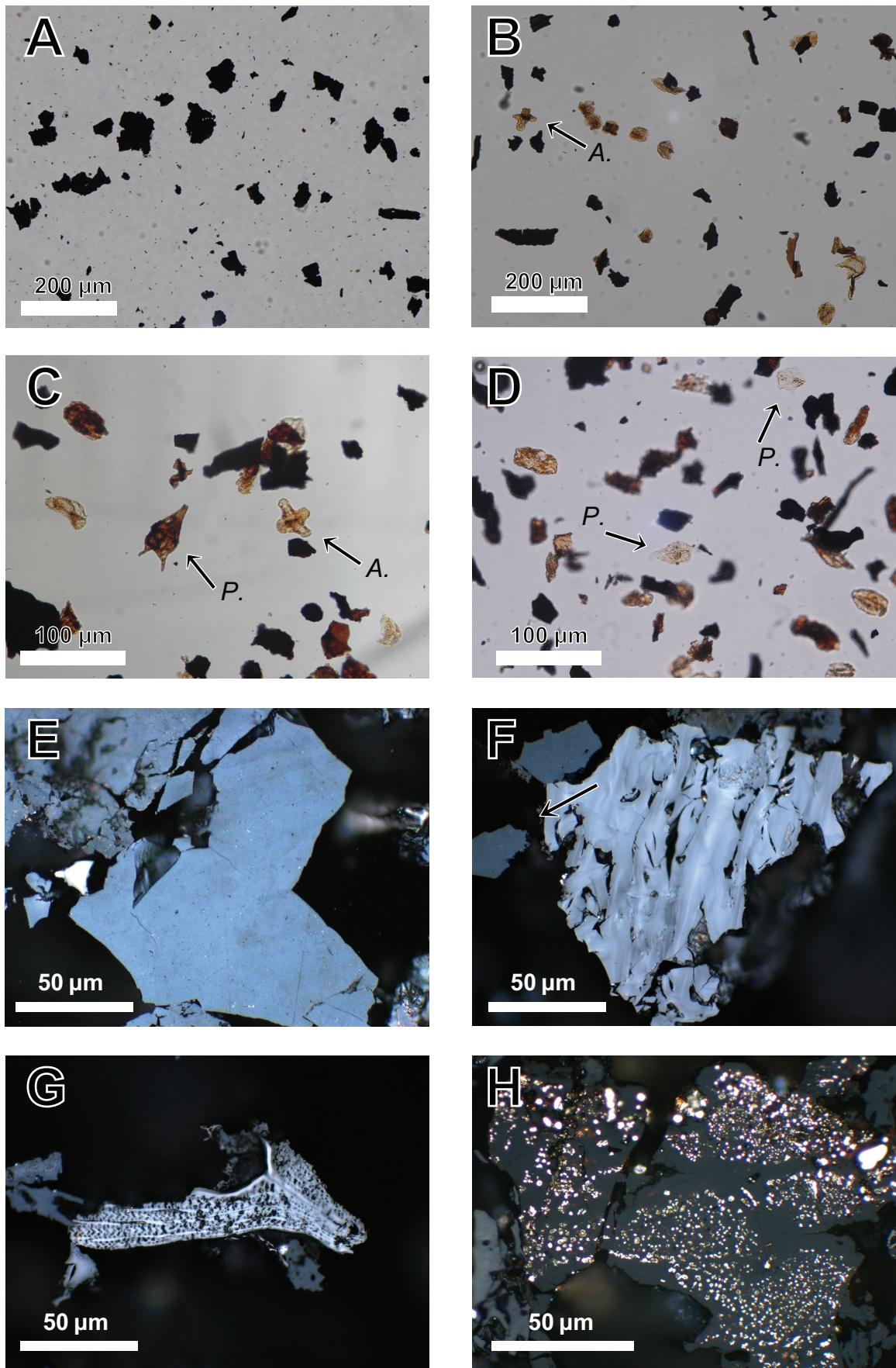


Fig. 14. Photomicrographs showing typical examples of organic matter from the Izumi Group in the Izumi Mountains; (A) Kerogen from KS03, (B)–(D) Kerogen from KK01, (E) Collotellinite from KS03, (F) Semifusinite from AZ03, (G) Fusinite from KS02. (H) Collotellinite with minute pyrites from KD02. (A)–(D) were taken under transmitted light, and (E)–(H) were taken under reflected light and oil immersion. Abbreviations; A.: *Aquilapollenites* of an angiosperm pollen, P.: *Peridinium* type cyst of a dinoflagellate.

3. 2. 3 古地温

和泉山脈地域の 57 試料のビトリナイト平均ランダム反射率から換算される最大古地温は, Barker (1988) の換算式を適用すると 105~249°C, Barker and Pawlewicz (1994) のそれを適用すると 102~214°C, Huang (1996) では 96~211°Cとなった (Table 3).

3. 2. 4 鈴木 (1996) の Rm への換算

鈴木 (1996) の 10 計測データから換算される平均ランダム反射率は $R_m=0.88\sim 2.49\%$ となった (Table 2). なおほぼ同一地点で採集された TK07 と I-10 は, それぞれ $R_m=2.48\%$ と 2.49%, 近接する IW02 と I-6 ではそれぞれ $R_m=1.21\%$ と 1.23%であり, どちらの地点でもほぼ一致した. 他の値についても, 本研究と顕著な相違はないと考えられる (Fig. 12).

3. 2. 5 Rock-Eval Tmax

和泉山脈地域の Tmax 値は北縁相の 7 試料では 473~548°C, 主部相の 6 試料では 434~499°C, 南部相の 2 試料では 432°C, 437°Cを示した (Table 3). 一般に, Tmax 値をもとに石油・ガスの熟成段階が未熟成 (immature: 410~434°C), 熟成 (mature: 435~464°C), 過熟成 (post mature: >465°C) に区分されるが, 本地域の北縁相はすべて過熟成に, 主部相は過熟成から未熟成までの範囲に, 南部相は熟成と未熟成の境界付近に相当する値であった.

3. 3 議 論

3. 3. 1 有機物熟成の傾向

本研究で得られたビトリナイト反射率と Rock-Eval 分析結果を用い, 和泉層群の有機物熟成の傾向について以下の考察を行う.

1) 和泉山脈地域中部~西部

和泉山脈地域中部~西部のビトリナイト反射率については $R_m=0.69\sim 1.82\%$ の値を示した. 中部の 37 試料の反射率について, 北縁不整合からの距離で配列したところ, 線形回帰において相関係数 $r=0.964$ のよい負の相関が得られた (Fig. 15a). 他方, 中部~西部の 48 試料の反射率について, MTL からの南北距離で配列すると相関係数 $r=0.963$ のよい正の相関が得られた (Fig. 15d). 北縁不整合からおよび MTL からの南北距離で回帰した直線の傾きは -0.127 と 0.124 でほぼ対称関係である. すなわち, 本地域のビトリナイト反射率の変化は北縁の不整合および南縁の MTL からの距離とよい線形相関があるといえる. 東部

の試料 I-8, 9, 10 を除く鈴木 (1996) の 7 試料の結果もこの傾向に矛盾しない (Figs. 15a, d). Barker and Pawlewicz (1994) で換算した最高古地温は, 中部の 37 試料の反射率について, 北縁不整合からの距離で配列したところ, 線形回帰において相関係数 $r=0.974$ のよい負の相関が得られた (Fig. 15a). 回帰直線の傾きは -8.70 である.

東西方向の位置による変化に関しては, 南北方向の影響を考慮するために, 北縁からの南北距離, 東西距離と平均ランダム反射率について線形重回帰分析を行った (Table 4). 北縁からの南北距離を制御変数として東西距離と平均ランダム反射率の偏相関は相関係数 0.293 (有意確率 23.3%) となり両変数に相関関係は認められない (Table 4A). 中部における北縁からの南北距離は, ほぼ東北東-西南西方向に伸びる不整合から各地点への真南の距離であり, 同一の南北距離は北縁の不整合を平行に真南へ移動させた線上の位置にあたる. すなわち和泉山脈地域中部・西部の反射率は東西方向の位置に関係なく, 和泉層群北縁または南縁からの距離に関係し, 南方ほど低い傾向にあることが示唆される.

ビトリナイト反射率および Barker and Pawlewicz (1994) で換算した古地温の両方において, 南北距離と高い相関係数を示し (Table 4A-D の単相関係数), 古地温との相関が反射率より若干高い. 本研究で使用した 3 つの温度換算式では, 反射率が南北距離と線形的に変化する場合, 古地温と南北距離がすべて下に凸の関係となる. 一般的な堆積盆では, 鉛直方向に正の熟成変化を持つため, 標高が高い地点ほど反射率が減少する傾向があると考えられる. 和泉山脈地域中部は, 南北断面の標高断面において堆積盆中央部の標高が最も高い. つまり, 和泉山脈地域中部の南北断面での熟成変化はこの地形効果で本来の南北変化から若干変化する. すなわち元来, 反射率の南北傾向が直線的であった場合, 標高の効果で下に凸となり, 結果的に古地温との相関のほうが高くなってしまいう現象が生じうる. そこで, 本研究では, 標高差の小さい粉河街道沿い (Fig. 11A) の南北変化において, 反射率と古地温のどちらに対してより相関が高いのかを判別することで, 本来の熟成変化傾向の基準として採用した. 粉河街道沿いの 6 試料の採集地点の標高は $105\sim 255$ m で最大標高差は 155 m である. 南北距離と反射率と古地温との相関はそれぞれ, $r^2=0.943$, $r^2=0.939$ であり, 反射率との線形相関がより高い (Fig. 15e). よって本研究では, 西部・中部における南北距離との傾向に関して反射率がより線形関係にあると判断し, 線形重回帰分析においても反射率を用いた場合の結果を採用して議論を進める.

等熟成面と熟成勾配の算定のために, 試料採集地点の標高差を利用して, 地表面における熟成から鉛直方向における熟成変化の見積もりを試みた. 標高 500 m 以上の IW04-06, IW09-11, KK03, KK04 の 8 試料 (Fig. 11B) は概ね回帰直線より下位に位置しており,

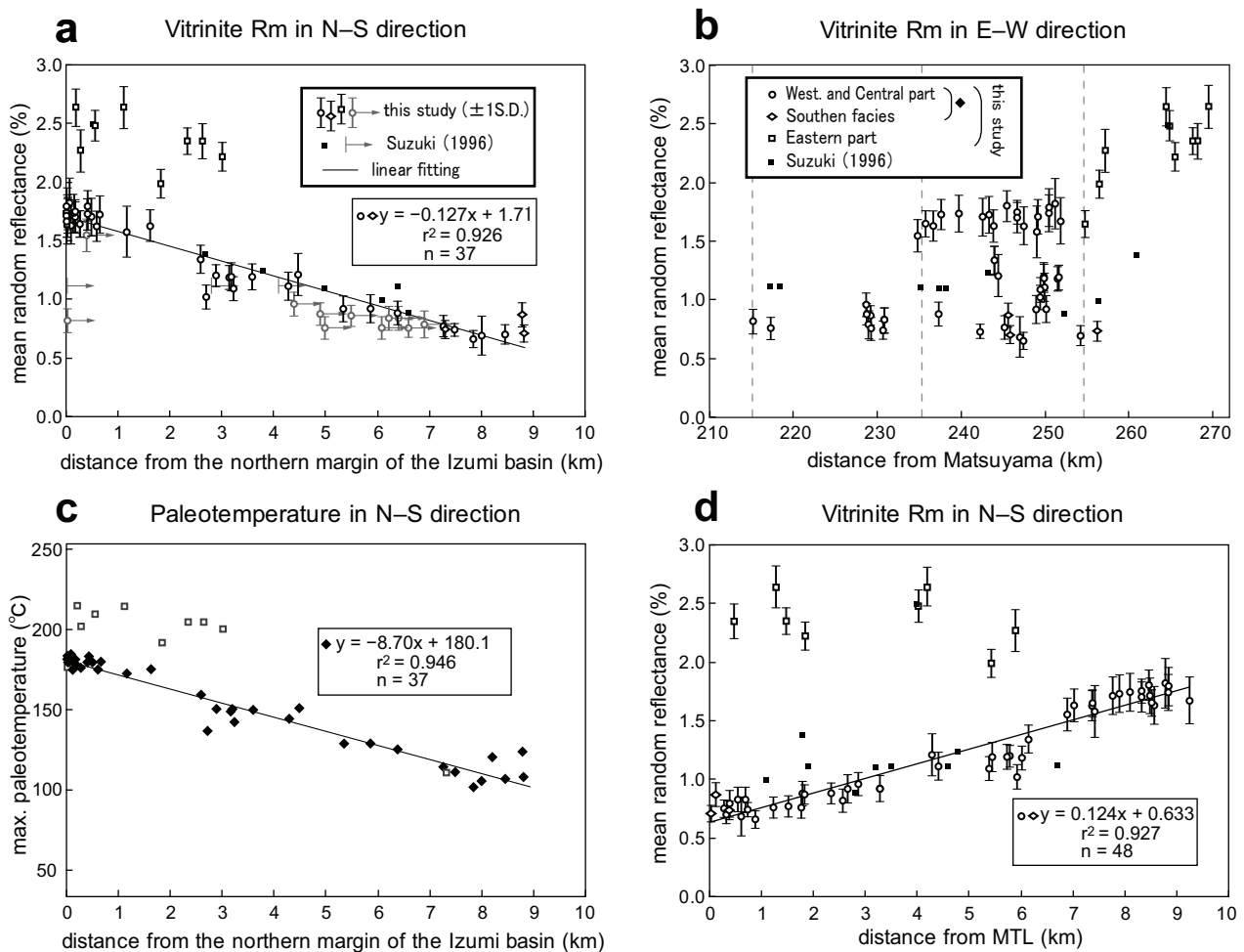


Fig. 15. Maturation trends of organic matter in the Izumi Group within the Izumi Mountains. (a) Variations in N-S-oriented mean random vitrinite reflectance values (%Rm) compared to the distance from the northern marginal unconformity. Mean random reflectance values were converted from maximum reflectance data as previously reported by Suzuki (1996). Error bars indicate one standard deviation (1σ), and arrows represent lower distance values from the northern marginal unconformity since the northern margin of the basin is not exposed in these areas. (b) E-W-oriented mean random vitrinite reflectance values obtained during this study, along with values converted from Suzuki (1996); error bars indicate one standard deviation values. (c) N-S-oriented variations in maximum paleotemperature values determined from vitrinite reflectance data; solid symbols = samples from western and central areas, open symbols = samples from the eastern area. Maximum paleotemperatures were estimated using the conversion equation of Barker and Pawlewicz (1994). (d) Variation in N-S-oriented mean random vitrinite reflectance values compared to the location of the MTL.

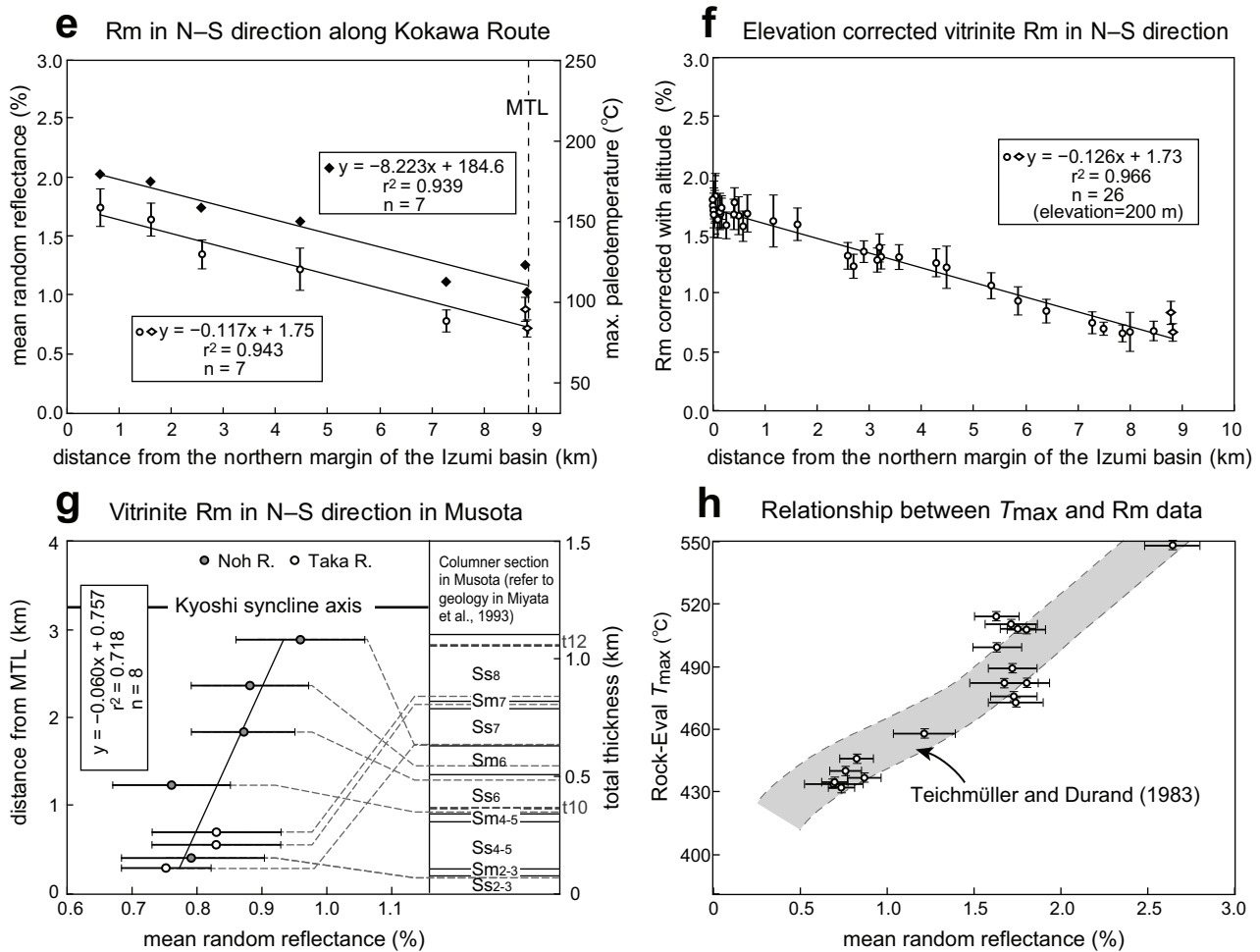


Fig. 15. Continued. (e) N-S-oriented variations in mean random vitrinite reflectance and maximum paleotemperature values along Kokawa Route (Fig. 11A). (f) Change in mean random vitrinite reflectance values, corrected for elevation (see text for details). (g) N-S-oriented variations in mean random vitrinite reflectance values in Musota (Fig. 11C). The dash lines show horizons of samples, on the basis of geological map of Miyata et al. (1993). (h) Relationship between vitrinite reflectance (%Rm) and Rock-Eval T_{max} values. Error bars indicate one standard deviation values for each sample, and the grey area corresponds to the Rm/ T_{max} values of Teichmüller and Durand (1983).

これは標高が高いすなわち埋没深度が標高差により若干浅いことに因ると考えられる。そこで和泉山脈地域中部の 37 試料に関して標高および北縁からの南北位置を説明変数、ビトリナイト反射率を従属変数に設定し、線形重回帰分析を行った (Table 4B)。解析の結果、反射率との 2 変数の単相関と比較してそれぞれ一方の変数を制御変数とした場合の偏相関は改善し、鉛直方向の熟成勾配が $0.379 \pm 0.058\%/\text{km}$ (1σ ; 有意確率 0.1%) で、南北方向の $0.126\%/\text{km}$ の約 3 倍と推定された (Table 1B)。標高 200 m として反射率の標高補正を行うと南北距離との関係がより線形に近づくことがわかる (Fig. 15f)。本研究では便宜上南北距離を真南または真北への距離としているが、水平面での等熟成線是和泉山脈地域中部～西部では北縁の不整合または MTL と平行するおよそ $N78^\circ E$ 方向の直線である。そのため、若干補正が必要となり、実際の熟成変化率は $0.129\%/\text{km}$ ($0.126\%/\sin 78^\circ$) で $N12^\circ W$ の方向に向かって増大する。よって 3 次元的な等熟成面は $N78^\circ E$ 走向 19° 南傾斜で、 $0.400\%/\text{km}$ の熟成勾配が計算される。同様に、MTL からの距離による線形重回帰分析の結果を用いると、同じく 19° 南傾斜で $0.410\%/\text{km}$ の熟成勾配が計算される。一般にビトリナイト反射率と最高古地温は非線形関係であるため、ビトリナイト反射率と距離が線形の場合の温度勾配は反射率が上がるほど少しずつ増加する。Barker and Pawlewicz (1994) の換算式を微分せずに $R_m=0.6\sim 1.8\%$ の範囲での $0.400\%R_m$ に相当する最高古地温勾配を計算すると約 $20\sim 41^\circ\text{C}/\text{km}$ になる。彼らの換算式を反射率により微分して用いると、中部～西部の $R_m=0.6\sim 1.8\%$ の範囲の熟成勾配 $0.400\%/\text{km}$ は最高古地温勾配で約 $18\sim 53^\circ\text{C}/\text{km}$ に相当するが、反射率範囲の中央値 $1.2\%R_m$ においては、約 26.8°C である。和泉層群から見積もられたこの最高古地温勾配は、本邦における現在の平均地温勾配 $2.7^\circ\text{C}/100\text{m}$ と比較して大差ない。

なお、古地温換算による線形重回帰分析の結果 (Table 4D, E) を用いた場合、最高古地温の等温面の勾配は、北縁からの距離の場合が 30° 南傾斜で $17.7^\circ\text{C}/\text{km}$ 、MTL からの距離の場合が 27° 南傾斜で $20.1^\circ\text{C}/\text{km}$ となるが、前述の熟成勾配から計算した値と比較すると、等熟成面 (等温面) の傾斜が 10 度ほど異なり、温度勾配は平均して 8°C 程度小さい値となった。しかし、これらは古地温と南北方向の変化が線形関係の場合の推定値 (Table 4D, E) で、古地温と反射率が線形関係にないため、前述のモデル (Table 4B, C) と回帰条件が異なる。すなわち、異なる結果が得られたのはむしろ当然である。前述の通り、南北方向の関係は反射率とより線形関係にあると判断されたため、本研究ではこれらの結果は参考値として扱う。

Table 4. Summary of multiple regression models for the analysis of vitrinite reflectance data for the Izumi Mountains. (A) Multiple linear regressions to determine mean random reflectance in relation to N–S distance (distance from Median Tectonic Line: MTL) and E–W distance (distance from Matsuyama). (B) Multiple linear regressions to determine mean random reflectance in relation to N–S distance (distance from northern margin of the Izumi sedimentary basin: N.M.) and altitude. (C) Multiple linear regressions to determine mean random reflectance in relation to N–S distance (distance from MTL) and altitude. (D) Multiple linear regressions to determine maximum paleotemperature in relation to N–S distance (distance from N.M.) and altitude. (E) Multiple linear regressions to determine maximum paleotemperature in relation to N–S distance (distance from MTL) and altitude. (F) Multiple linear regressions to determine mean random reflectance in relation to N–S distance (distance from N.M.) and basin width. (G) Multiple linear regressions to determine maximum paleotemperature in relation to N–S distance (distance from N.M.) and basin width. (H) Multiple linear regressions to determine mean random reflectance in relation to distance from line of basin center (B.C.L.) and distance from eastern end of the Izumi sedimentary basin (E.E.I.). (I) Multiple linear regressions to determine maximum paleotemperature in relation to distance from B.C.L. and distance from E.E.I. Maximum paleotemperatures from vitrinite reflectance were estimated using the conversion equation of Barker and Pawlewicz (1994).

Multiple Linear Regression Analysis						
models	coefficient	standard error of mean	p value	correlation coefficient		
				single correlation	partial correlation	
(A) n=48	constant (%)	1.161	0.434	0.010		
	distance from MTL (km)	0.126	0.005	0.000	0.963	0.961
	distance from Matsuyama (km)	-0.002	0.002	0.233	0.293	0.178
(B) n=37	constant (%)	1.811	0.024	0.000		
	distance from N.M. (km)	-0.126	0.004	0.000	0.964	0.983
	altitude (km)	-0.379	0.058	0.000	0.231	0.745
(C) n=48	constant (%)	0.702	0.022	0.000		
	distance from MTL (km)	0.129	0.004	0.000	0.963	0.983
	altitude (km)	-0.388	0.056	0.000	0.015	0.722
(D) n=37	constant (°C)	184.4	1.803	0.000		
	distance from N.M. (km)	-8.728	0.303	0.000	0.974	0.980
	altitude (km)	-15.33	4.392	0.001	0.150	0.513
(E) n=48	constant (°C)	109.5	1.576	0.000		
	distance from MTL (km)	8.774	0.260	0.000	0.972	0.981
	altitude (km)	-17.96	3.981	0.000	0.078	0.558
(F) n=46	constant (%)	3.357	0.096	0.000		
	distance from N.M. (km)	-0.129	0.007	0.000	0.788	0.942
	basin width (km)	-0.190	0.012	0.000	0.707	0.922
(G) n=46	constant (°C)	251.9	5.508	0.000		
	distance from N.M. (km)	-8.734	0.402	0.000	0.874	0.957
	basin width (km)	-8.278	0.695	0.000	0.584	0.876
(H) n=12	constant (%)	2.727	0.116	0.000		
	distance from B.C.L. (km)	0.136	0.024	0.000	0.403	0.886
	distance from E.E.I. (km)	-0.091	0.010	0.000	0.786	0.950
(I) n=12	constant (°C)	220.9	6.289	0.000		
	distance from B.C.L. (km)	8.980	1.293	0.000	0.515	0.918
	distance from E.E.I. (km)	-4.718	0.544	0.000	0.708	0.945

Abbreviations; MTL: Median Tectonic Line, N.M.: northern margin of the Izumi sedimentary basin, B.C.L.: line of basin center, E.E.I.: eastern end of the Izumi sedimentary basin.

2) 和泉山脈地域東部

和泉山脈地域東部の北縁相および主部相の試料 (KS04, TK05-08, KK06-09, および NT02) に関しては $R_m=0.74\sim 2.64\%$ の値を示し, 中部~西部の直線回帰より高い反射率を示す傾向が認められる (Figs. 12, 15a, d). 主な傾向は, 北縁・南縁の熟成全体が東方ほど上昇し (Fig. 12, 15b), 南北方向では常に北方ほど高い熟成を示すことである (Figs. 12, 15a, d). 和泉山脈地域東部は和泉山脈の他地域と異なり, 概ね東方ほど露出する和泉層群の南北分布幅 (堆積盆幅) が狭くなるという特徴を持つ. そこで中部~東部の北縁相・主部相の 33 試料に関して不整合からの南北距離と堆積盆幅を説明変数としたビトリナイト反射率の線形重回帰分析を行った. 解析の結果, 両変数の反射率との単相関と比較して, それぞれ一方の変数を制御変数とした場合の偏相関は顕著に改善した (Table 4F, G).

3. 3. 2 ビトリナイト反射率と Rock-Eval T_{max} の相関

ビトリナイト反射率と Rock-Eval T_{max} の関係は Teichmüller and Durand (1983) をはじめとして, Sykes and Snowdon (2002), Copard et al. (2002) などで議論されているが, いずれもビトリナイト反射率に対して幅を持った T_{max} 値が示されている. さらに Copard et al. (2002) は長期間の風化の影響で T_{max} 値が大きく上昇する可能性を示唆している. 本研究で得られた Rock-Eval T_{max} とビトリナイトの平均ランダム反射率 R_m の関係は Teichmüller and Durand (1983) と概ね整合的である (Fig. 15h). すなわち, 北方ほど高いという南北方向の有機物熟成の傾向は, Rock-Eval T_{max} においても支持される. 北縁相の泥岩は主部相に比べ露頭状態が良くない. そのため, 北縁相での反射率に対する T_{max} 値の 20°C 程度の値のばらつきは, 試料の風化の影響かもしれない.

3. 3. 3 熟成傾向規制要因の検討

上記の熟成傾向の検討から, 和泉層群では, 和泉山脈地域のみならず阿讃山地地域を含めて, 北縁相で熟成度が高く主部相に向かって熟成度が下がるという傾向が認められた. また, 和泉山脈地域東部では東方に熟成が高まることも明らかになった. この原因について, 熱水活動, 層準規制, 堆積盆幅規制の観点から検討する.

1) 熱水活動の痕跡と沸石続成帯

和泉山脈地域中部では, 基底不整合直下の基盤岩において, 熱水影響によると思われる粘土化が AZ03 (Fig. 3) から約 1.5 km 東方の樫井川支流および AZ07 (Fig. 3) から約 0.5 km 西方などで確認できるが小規模であり, 方解石・沸石脈の顕著な発達は認められない.

和泉山脈地域東部においては、基盤岩の大規模な粘土化は確認できないものの、TK05 (Fig. 3) の北方約 0.4 km の石川流域で基盤岩の泉南流紋岩類に方解石・沸石脈が頻繁に認められるとともに、和泉層群基底も緑色に変色しているのが確認され、さらに東方の TK06 付近 (Fig. 3) では基盤岩の滝尻アダメロ岩および和泉層群に方解石・沸石脈が頻繁に発達している。

和泉山脈の和泉層群において中島・田中 (1967) は方沸石、斜ブチロル沸石、モルデン沸石、濁沸石、および束沸石 (稀産) を記載し、沸石の形成は地層の深部への埋積による一種の低変成作用であると解釈している。他方、西村ほか (1980) は、和泉層群の濁沸石帯に関して、濁沸石や束沸石 (稀産) が一般的な沸石続成帯では形成されないことから、沸石続成帯の一部であることに疑問を呈している。ところが、西村・南川 (1993) による沸石帯の再検討では、和泉山脈の沸石帯は北部の曹長石帯と南部の方沸石帯で特徴付けられ、凝灰岩層中の斜ブチロル沸石やモルデン沸石は少なく、濁沸石は稀であると述べられている。これが事実ならば、和泉山脈で主に産出する沸石は四国地域と共通し、埋没続成の産物と解釈することに問題はないであろう。さらに、花崗岩および片麻岩地帯の裂け目孔隙を充填する流体において、熱水活動と直接関連しないにもかかわらず Ca-Na-HCO_3 に富んだ流体が見ついている (Bucher and Stober, 2010)。この流体は、現在は束沸石が過飽和状態にあり (Bucher and Stober, 2010)、以前の岩体の上昇過程では、過飽和状態の濁沸石が流体から結晶化したと示唆されている (Weisenberger et al., 2012)。和泉層群においては、和泉堆積盆発達や中央構造線 (MTL) の運動に関連して領家花崗岩類などの基盤岩の網目状破壊が生じ、その割れ目を通過して基盤岩側から和泉層群中に類似した組成の流体が供給された可能性が示唆される。和泉山脈の和泉層群北縁相の泥岩からは、自然界では稀であるドーソナイトの産出などが報告されているが (Aikawa et al., 1972; Okuyama et al., 2011)、北縁相中に認められる沸石類とドーソナイトの地球化学的安定領域は共存し得ないことが指摘されている (Okuyama et al., 2011)。中島・田中 (1967)、Aikawa et al. (1972)、および Okuyama et al. (2011) のいずれも、和泉層群において流体 (地層水) に複数回の組成変化があったことを示唆しているが、Akikawa et al. (1972) および Okuyama et al. (2011) を考慮すると、和泉山脈地域の和泉層群において、方解石・石英脈の形成時、沸石類の形成時、およびドーソナイトの形成時の、少なくとも 3 回の地層流体の組成変化があったと考えられる。また、鈴木 (1996) では、和泉層群のビトリナイト反射率と沸石続成帯の関係が、第三系グリーンタフ地域とずれていることを述べている。現在のところ、地層流体の組成変化とその時期や原因を議論できる情報が十分得られてお

らず、和泉層群の熱年代学的熱史、流体包有物を用いた鉱物脈生成時の温度・圧力条件、安定同位体比を用いた流体の起源等の検討が行われれば、沸石続成と有機物熟成との関係性の解明が進むものと期待される。

ビトリナイト反射率はその上昇とともに上昇に必要な活性化エネルギーが増加するため (Sweeney and Burnham, 1990)、既に到達していた熟成状態によっては、その後の被熱による反射率上昇がほぼ生じないことが起こりうる。例えば、熱水活動が活発な天草地域の白亜系および古第三系の有機物熟成状態は、熱水による変質帯の分布と関係なく、下位層準ほど高い傾向を保持している (三木・田代, 1979)。よって、和泉山脈地域の和泉層群のビトリナイト反射率に熱水活動が影響したことを考慮すべき積極的な証拠は存在せず、局所的な熱水活動によるビトリナイト反射率への影響は今回測定した試料に関しては考慮しなくてよいと判断される。また、広域的な熱水活動による被熱影響は考慮する必要がないと判断される。

2) 中新世火成活動の影響

近畿地方の西南日本内帯における大規模な中新世火成活動の痕跡については、瀬戸内火山岩類に属する二上層群や室生火砕流堆積物の堆積 (西岡ほか, 1998; 星ほか, 2002) が知られている。和泉山脈の和泉層群の比較的近傍には、鍋山安山岩 (市原ほか, 1986) が分布し、関連するとされる岩脈も存在する (後述)。

火山岩の貫入岩脈による堆積岩への熱影響について、ビトリナイト反射率の変化を用いた評価では、共通の特徴として岩脈からの距離に対するビトリナイト反射率の減少が著しいことが挙げられる (Galushkin, 1997; 相澤ほか, 2005)。Galushkin (1997) によると、母岩のオリジナルのビトリナイト反射率 (平均反射率) が $0.35\sim 1.37\%R_o$ である場合に、厚さ 10 m 未満の小岩脈の貫入では、熱的影響がビトリナイト反射率に及ぶ範囲は岩脈の厚さと同程度であり、厚さ 10~120 m の岩脈では、厚さの 2 倍程度までの範囲である。すなわち、少なくとも厚さが 120 m 以内の規模の貫入岩脈から受けるビトリナイト反射率への影響は岩脈周辺の限定的範囲であることが示唆される。和泉山脈地域中部の北縁部において、和泉層群堆積以降 (中新世) に貫入した可能性のある岩株や岩脈は、いずれも規模が小さく、市川・大橋 (1965) が報告した和泉層群中の畦谷南方の小岩脈 (厚さ約 5 m) と、山田直利ほか (1979) が報告した近木川流域の泉南流紋岩類中の岩脈 (厚さ約 20 m)、稲倉池西方の泉南流紋岩類中の小岩脈 (厚さ約 3 m) の 3 箇所であり、これらは鍋山安山岩と関連しているとされている (市原ほか, 1986)。鍋山安山岩と近木川の岩脈は、それぞれ和泉層群から最短距離で、3.1 km、0.4 km に位置する。本研究で用いた和泉山脈地域の試料

には、中央構造線周辺の岩脈を含めて既報（田中, 1965；市原ほか, 1986；佐藤, 2009）の岩脈近傍で採集されたものはない。さらに、岩脈類の報告が和泉層群の北縁および南縁の近傍に集中しているにもかかわらず（佐藤, 2009）、和泉山脈地域中部の両縁において反射率が最大値と最小値を示すことは、岩脈類およびそれに付随する熱水活動によるビトリナイト反射率への被熱影響を想定することに対して否定的である。よって、貫入岩脈がもたらす熱的影響は岩脈周辺には認められると推定されるが、本試料に反映されている可能性は低く、和泉山脈地域の和泉層群のビトリナイト反射率の傾向には影響を与えていないと結論される。

また、中新統の二上層群や室生火砕流堆積物に最も近接した地域である和泉山脈地域東部の最高古地温での被熱時期は白亜紀末ごろであると考えられる（第 4 章にて後述）ことから、中新世の火成活動の反射率への広域への影響には否定的にならざるをえない。

3) 層準規制

和泉層群では大局的には東方ほど上位層準が露出する。東西方向の熟成変化の特徴は、堆積盆中心の東進によって上位の地層が下位の地層に一部分だけオーバーラップするかたちで累重することにより（西村ほか, 1980）、層準で最大埋没深度に差が生じず、その結果として熟成変化が生じなかったと解釈することが可能である（Yamaji and Takahashi, 1988）。他方、和泉層群を特徴付ける向斜構造の北翼側では、東北東—西南西の走向と南傾斜南上位であり、和泉山脈・阿讃山地地域とも北縁相から主部相にかけて南方ほど順次上位層準が露出するため、反射率から示唆される南北方向の熟成の変化は、単純に層準による埋没深度の変化を反映している可能性は否定できない。ところが、向斜構造の南翼側が露出するに地域においても南北方向の変化は北翼部と同様であるため、下位層準ほど反射率が低い状態が生じている（Fig. 12）。本研究で検討した^{むそた}六十谷地域（Fig. 11C）の^{のう}直川および高川沿いには、主部相信達層の t10～t12 層準が露出する（宮田ほか, 1993）が、それぞれ下位層準の南方ほど反射率が低い傾向が読み取れる（Fig. 15g）。さらに、和泉山脈地域中部～西部において、t12 凝灰岩鍵層（Fig. 2）の分布からほぼ同層準と考えられる地点から採集された試料 SH04, I-3, SH01 および SH03・SH05 の反射率を比較すると、同層準にもかかわらず、反射率が 1.63～0.83%Rm へと南方ほど下がっていくことが見て取れる（Fig. 12）。したがって、南北方向の熟成変化は、単なる層準の変化では説明できない。

4) 堆積盆幅規制

和泉山脈地域東部は和泉層群の南北分布幅（堆積盆幅）が連続的に変化する（Figs. 2, 11）。重回帰分析により堆積盆幅というパラメーターを導入すると、堆積盆幅の減少と反射率の

増加の関係は統計学的に有意であり、堆積盆幅が狭いほど北縁・南縁全体の熟成が上昇することが示唆された。この東部の熟成傾向の要因については、二つの可能性が考えられる。一つは中部～西部とは別の何らかの熱影響が重複して加わることによって熟成が高くなった可能性である。この仮説では、東部の反射率の特徴は他地域と異なる要因による被熱現象であり、堆積盆幅との相関関係は擬似相関ということになる。和泉層群主分布域東端の北部に熱源となる岩体の貫入等が起こったのであれば東側ほど被熱が高いことを説明できる。もう一つは、東部における高い有機物熟成の理由として堆積盆幅と関連する要素が直接影響している可能性である。和泉山脈地域東部において、西への相対的な傾動が生じた場合、北縁の不整合は南へ 30 度ほど（詳細は後述）、南縁の MTL は北に高角度（40 度：詳細は後述）に傾斜しているために堆積盆底部ほど両境界は堆積盆中央部へ近づき、見かけ上、堆積盆の幅が狭くなるはずである。東方ほど相対的に深く埋没した堆積物が露出しているならば有機物熟成も東方ほど相対的に高くなるであろうという可能性について考えた。この仮説では、東部の反射率の特徴は他地域と共通の要因による被熱現象であり、堆積盆幅との相関関係は直接の因果関係となる。

前者の仮説では、東部に和泉層群堆積後に貫入した大規模な岩体が存在する必要がある。和泉山脈東部周辺に広く分布する領家花崗岩類の区分とそれらの相互関係を議論した政岡（1982, 1987）によれば、泉南流紋岩類を貫く比較的規模の大きい石英閃緑岩の岩体が存在する。これらの岩体と和泉層群との時間的な関係によっては、和泉層群に被熱影響を及ぼした可能性があるだろう。しかし、和泉層群堆積以降に貫入したと考えられる岩体はこの石英閃緑岩を含めて存在しないとされている（政岡, 1982；1987）。東部における貫入による熱影響の可能性については、第 4 章の熟年代学的な考察で詳しく議論する。

後者の仮説が成り立つ場合、東部の堆積盆幅は埋没深度に対応すると考えられる。埋没深度を厳密に推定するためには、MTL 沿いで和泉層群の大規模な構造侵食が東部の傾動後に生じていないことを前提とした上で、当地域における露出面から地下深部までの和泉層群南縁の中央構造線 (MTL) の傾斜角度および和泉層群と基盤岩との不整合の傾斜角度、または和泉層群の下限の深度が必要である。しかし、和泉層群と基盤岩との不整合境界は反射法地震探査で識別されておらず（伊藤ほか, 1996；横倉ほか, 1998）、和泉山脈地域の和泉層群の地下深部断面についても定まった見解が示されていない。さらに、第 4 章で後述するように、和泉層群北縁部については、断層群を境とした堆積盆境界が想定されるため、必ずしも堆積盆幅と埋没深度が一致しない可能性がある。そこで本研究では、和泉山脈地域東部が西への一定角度の傾動を伴う上昇を経た場合を仮定し、堆積盆形から計算さ

れる MTL および不整合の傾斜角度，和泉層群の下限の深さおよび鉛直方向の温度・熟成勾配の関係に矛盾があるかを検討した．鉛直方向の温度勾配または熟成勾配がほぼ一定の環境で被熱したのであれば，中部と東部における統計学的な鉛直勾配の見積もりは最低でもどちらかがほぼ一致するだろう．

簡略化した堆積盆形と東部の傾動について，Fig. 16A のような状態を仮定した．これを実際の和泉堆積盆に当てはめた (Fig. 16B)．すなわち，和泉山脈地域中部の堆積盆北縁・南縁の境界を N78°E で堆積盆幅一定，和泉山脈地域東部の堆積盆北縁・南縁の境界をそれぞれ N88.6°W，N68.6°E，平均標高を 200 m を採用し，東部地域では N78°E に直交する N12°W を軸とした一定角度の傾動を仮定した．その上で，傾動角度と堆積盆北縁・南縁の傾斜角の関係を計算した (Fig. 17)．堆積盆底部の位置は N88.6°W，N68.6°E の交差する地点から傾動軸まで鉛直に伸ばした直線 (堆積盆中心軸と呼ぶ) 上として，堆積盆底部までの水平距離は 17.6 km である．東ほど堆積盆底部が順次露出する場合を想定するために，新たに，堆積盆中心軸に沿った各地点の位置の変数として堆積盆東縁を基点として堆積盆中心軸に沿った東西の位置 (B.C.L.) とその線を基点として北に正方向の鉛直方向の距離 (E.E.L.) を設定した (Table 4H)．これらの変数の導入は，前述の通り，埋没深度が堆積盆幅と厳密には相関しない可能性が考えられるためである．すなわち本研究では，一定の傾動から東側ほど線形的に埋没深度が大きい場合を仮定した．東部および東部との境界付近の中部の 2 地点 (TK04, KK05) を含めた計 12 地点の反射率，B.C.L.，E.E.L. の線形重回帰を行うことで，堆積盆中心部における底部での反射率およびその鉛直方向への反射率変化率を計算することにした．B.C.L. での変化率は $0.136 \pm 0.024\% / \text{km}$ (1σ ; 有意確率 0.1% 未満) と推定された．堆積盆底部までの水平距離と傾動角度から，鉛直方向の層厚に換算され (Fig. 17 の(1))，さらに熟成勾配 $0.136\% / \text{km}$ から鉛直方向の熟成勾配を計算することができる (Fig. 17 の(2))．また，温度勾配による同様の検討のため，ビトリナイト反射率から Barker and Pawlewicz (1994) を用いて温度換算した最高古地温をもとに，計 12 地点の最高古地温，B.C.L.，E.E.L. の線形重回帰を行った (Table 4I)．見かけ上の堆積盆幅の減少に伴う最高古地温勾配は， $8.98 \pm 0.54^\circ\text{C} / \text{km}$ (1σ ; 有意確率 0.1% 未満) と推定された．ここから同様にして傾動角度に対応した鉛直方向の最高古地温勾配を示すことができる (Fig. 17 の(3))．

これらの妥当性の検討は，推定される和泉層群の鉛直方向の厚さをもとにして行った．和泉山脈地域の和泉層群の下限深度については具体的に検討されていないため，伊藤ほか (1996) による四国地域のモデルを参考にした．彼らによると和泉層群の下限深度は標高

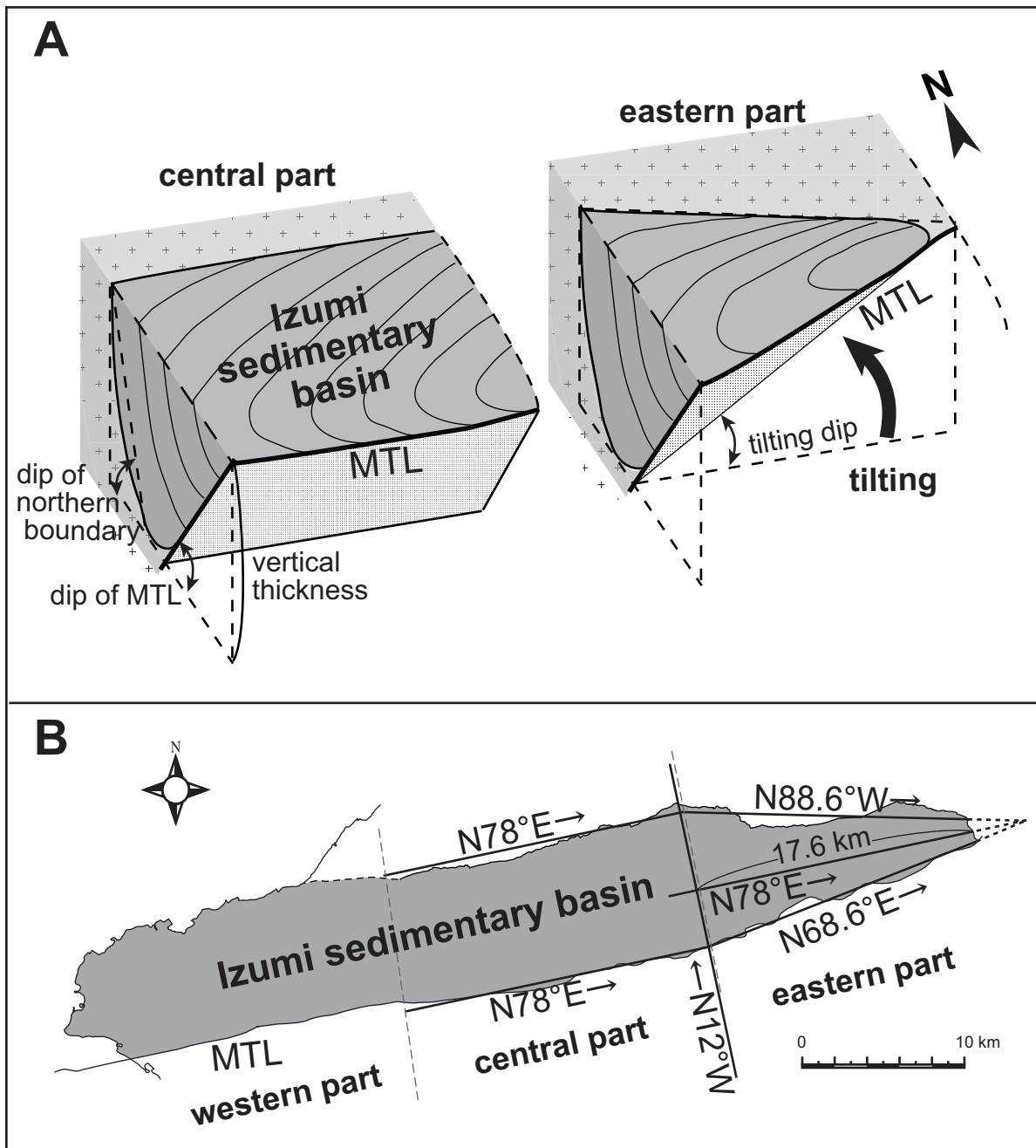


Fig. 16. Schematic map shows tilting of Izumi sedimentary basin (ISB) in eastern Izumi Mountains. (A): Tectonic block tilting of ISB toward the west after sedimentation and main diagenetic stages. (B): General outline and simplified boundaries of the ISB.

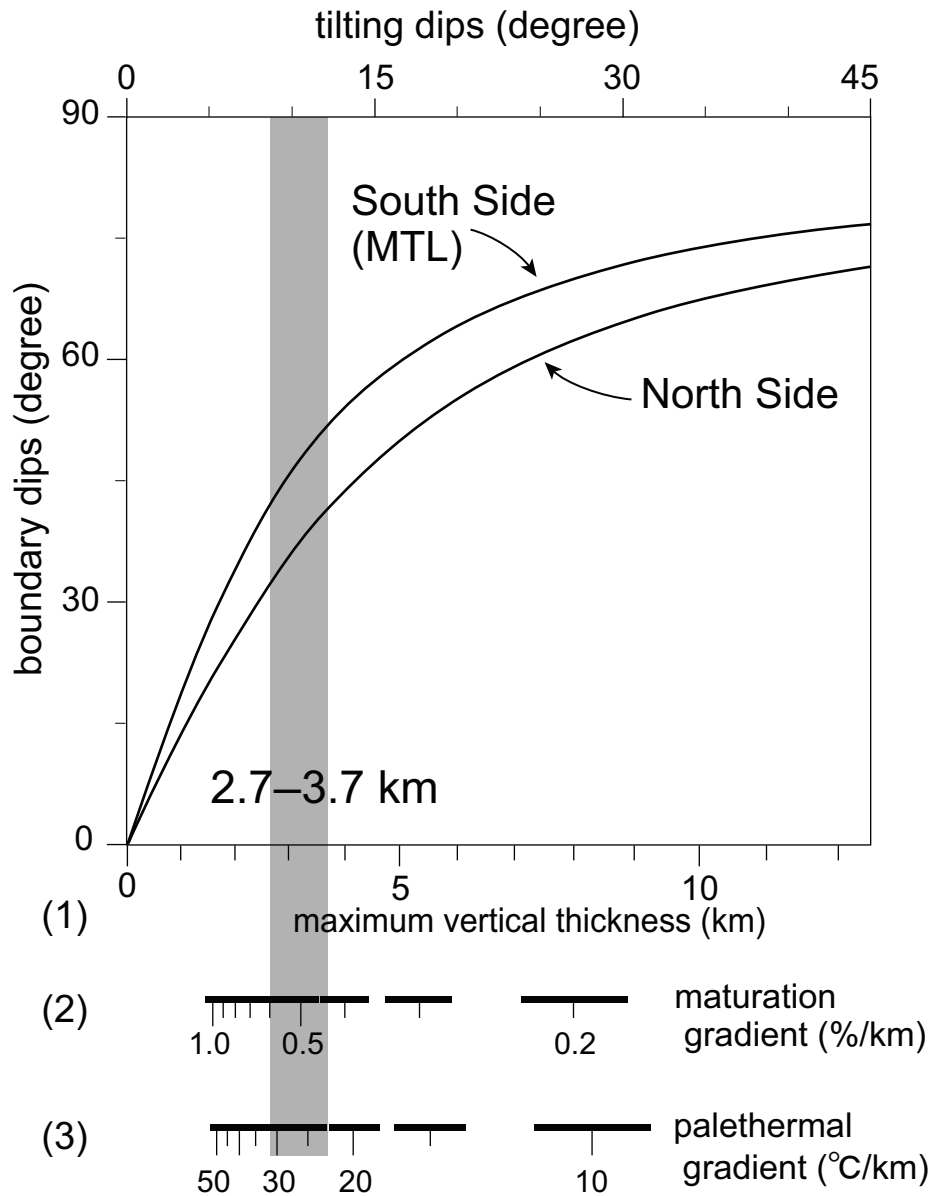


Fig. 17. Proposed model for tilting of the Izumi Group in the Izumi Mountains. The relationship between tilting of the eastern Izumi Mountains and the dip of units on either side of the Izumi Group (north side = unconformity and faults; south side = Median Tectonic Line: MTL) is also shown. Construction of the model involved three main steps: (1) the dip of the tilting was scaled to the maximum vertical thickness of the Izumi Group, (2) the vertical maturation gradient of vitrinite reflectance was estimated from maximum vertical thickness, and (3) the maximum vertical paleotemperature gradient was estimated using the conversion equation of Barker and Pawlewicz (1994) and the maximum vertical thickness. Black rectangles show 1 σ (standard deviation) of each scales.

約 - 3000 m ほどが見積もられているが、モデルの整合性を 1000 m おきに検討しているため、深度の精度を±500 m とした。また、これらは標高であるため、和泉山脈地域の東部と中部の平均標高 200 m を加算すると、和泉山脈地域の和泉層群の露出面から下限深度までの鉛直方向の厚さは 2700~3700 m と推定でき、灰色の範囲で示される (Fig. 17)。傾動角では、約 8.8~12.1 度に相当する。この鉛直層厚・傾動角に対応する堆積盆両境界の傾斜角を検討する。北縁の基盤岩との境界については 33~41 度に対応する。この値は和泉山脈地域中部の和泉層群北縁の不整合の傾斜角 (20~30 度 : 山田直利ほか, 1979) より若干大きい、周辺地層の傾斜角と広く重複する (Fig. 3)。また、南縁の MTL については 43~52 度に対応し、地震波断面から推定される MTL の傾斜角 (30~40 度 : 伊藤ほか, 1996 ; 33~62 度で平均 41 度 : 横倉ほか, 1998) と整合的または若干大きい程度である。よって、和泉山脈地域の東部が西への傾動で東ほど上昇したと仮定した場合、和泉層群の北縁および南縁の傾斜角と鉛直方向の厚さの関係性に矛盾はない。次に、この鉛直層厚から計算される鉛直方向の熟成勾配と温度勾配について検討する。層厚に対応する熟成勾配は 0.433~0.593%/km となり、和泉山脈地域中部で推定された鉛直方向の熟成勾配 $0.379 \pm 0.058\%$ /km (1σ ; 有意確率 0.1%未満) とは 1σ の誤差範囲で重複するが若干大きい。他方、最高古地温の温度勾配は、22.4~30.8°C/km となり、和泉山脈地域中部で推定された最高古地温勾配 (約 20~41°C/km) の鉛直成分 (19~40°C/km) と一致する。これは、一般に熟成が高いほど温度に対するビトリナイト反射率の変化は小さくなる (例えば, Barker and Pawlewicz, 1994) ことが原因と解釈できる。鉛直方向の熟成勾配の算出に大きく寄与する中部の標高の高い試料の反射率範囲は 0.9~1.2%Rm で、東部のそれ (主に 2.0~2.7%Rm) と重複していないため、和泉山脈地域中部と東部で見積もられた鉛直方向の熟成勾配の差異は、古地温変化に対する反射率の変化が線形関係ではない影響が強く現れたと解釈できる。また、後述する第 5 章の熱モデルによる和泉堆積盆被熱の検討では、堆積盆の急速な沈降と上昇を伴う場合に、深部ほど温度勾配が大きい状態が生じるために堆積盆底部ほど熟成勾配が大きいという結果が得られている。この結果を考慮すると、東部の熟成・温度勾配から推定される鉛直勾配が、中部の推定値と比較して若干大きいという結果は、東部の高い有機物熟成が、東側の相対的な上昇であるという可能性を否定するものではない。

5) 他地域の和泉層群との比較

日野ほか (2010) は、四国阿讃山地東部における主に南北方向の有機物熟成変化を Rock-Eval T_{max} および有機物の H/C 比を用いて検討した結果、両指標ともに北方ほど高い熟成傾向を示すことを報告している。また、北縁相の T_{max} 値 471~493°C (日野ほか,

2010) は、和泉山脈地域中部における 473~508°C (Table 3) と比較しても明瞭な違いはない。よって南北方向において北側ほど高い有機物熟成を示す傾向は、阿讃山地においても存在することが強く示唆される。四国西部の桜樹屈曲 (小林, 1950) より以西の和泉層群に関しては、東北東-西南西走向の重信川断層を境として、北側で高く南部で低い沸石続成状態が認められることが示されている (西村, 1984)。西村 (1984) はこれらの違いは重信川断層による南北の露出レベルの違いに因るものであると解釈している。鈴木 (1996) のビトリナイト反射率の結果も基本的にはこれに整合的である。しかし、ビトリナイト反射率の計測地点 E-2 および E-3 はどちらも重信川断層の北部に位置するが、より北方の E-2 は $R_{max}=2.39\%$ 、南方の E-3 は $R_{max}=1.36\%$ であり北高南低の傾向が認められる。この傾向は、重信川断層による露出レベルの違いでは説明できない。広域的な傾向の検討のためにはさらに多数の北縁部の反射率データを必要とするが、少なくとも東西に狭長に分布する和泉層群の 3 地域の北縁部付近で南北方向の有機物熟成の変化を見てみると、北ほど高く、南ほど低い傾向が認められることになる。

3. 3. 4 熱履歴のモデル

上述の議論から、北縁相から主部相に向かって熟成度が下がるという有機物熟成の大局的な傾向は、局所的被熱や層準規制ではなく、和泉堆積盆全体の発達史・埋没史に関連があると解釈するのが妥当であろう。ここでは具体的な和泉堆積盆の堆積盆被熱プロセスモデルを 3 つ提示する。

1) 地層の傾動

第 1 のモデルは堆積後の地層の傾動である (Fig. 18A)。深度に対応する被熱を受けた後に起こった地層の傾動により、北方は南方より深く埋没した堆積物が露出しているならばこの温度構造を説明できる。深度に対する温度がほぼ一定の環境下で被熱した場合、東北東-西南西方向を軸とした約 19 度の北上がりのブロック傾動により温度構造を説明できるであろう。このように露出面において埋没レベルに違いが生じる場合として、重信川断層 (西村, 1984) のように大規模な垂直変位を伴う断層の存在も考慮すべきであるが、和泉山脈地域での南北の反射率変化は連続的であるため、この可能性は排除されるだろう。東西方向に関しては、西村ほか (1980) および市川ほか (1981) がいうような堆積盆中心の東進によって上位の地層が累重するのならば東西方向での埋没レベルがそれほど変化せず、東西方向の変化が小さくなったと解釈することが可能である。

大規模向斜構造を特徴とする現在の和泉層群の地質構造が形成された時期は、和泉層群

堆積の進行中または直後であると解釈されている (Miyata, 1990など). よって現在の和泉層群における広範囲での共通特徴である南上位南傾斜の地質構造は必ずしも和泉層群上昇時の北上がり傾動を意味しないが, MTLの断層運動が和泉層群に南北方向の傾動をもたらした可能性があるだろう (西山, 1998 ; Fukunari and Wallis, 2003). 西山 (1998) は領家帯の深成岩・半深成岩に記録された古地磁気の伏角が南方ほど低角度に連続的变化を示した. これは領家帯には冷却後から現在までに東北東—西南西方向を軸として南側 (MTL側) へ沈下する大規模な運動があったことを意味している. 仮にこれ以前に和泉層群がすでに累重していた場合を考えると, この運動は和泉層群にMTLの走向方向を軸とした北上がり南落ちの傾動をもたらすはずである. 西山 (1998) はこの運動を和泉層群の堆積場形成に関係したものであるとしているが, 伏角の変化をもたらした運動の時期に関する直接的な根拠は示されておらず, 和泉層群堆積後に起こった運動を反映している可能性は否定できない. また, Fukunari and Wallis (2003) が指摘した三波川変成岩上昇に関連したMTLの正断層運動がMTL側での和泉層群のずり落ちを引き起こし和泉層群に大規模な傾動をもたらした可能性もある.

2) 大規模熱源の存在

第2のモデルは, 和泉層群北方でのマグマの定置・大規模貫入などの大規模熱源による持続的な熱影響を受けた場合である (Fig. 18B). 例えば, 和泉層群堆積後に和泉層群北方で大規模な火成活動が起こると, 南北方向の有機物熟成に勾配が形成される可能性が考えられる. この場合, 熱影響は貫入岩体等との距離に強く依存するため (Kosakowski et al., 1999), 和泉層群北縁部からほぼ同一の距離に熱源が存在する必要があるだろう. 東西方向に関しては, 前述の堆積盆東進に関連した理由でもともと小さかった, または北方の大規模熱源からの被熱で上書きされたため識別できないという二つの可能性が考えられる.

和泉山脈地域の和泉層群北方に分布する領家花崗岩類の滝尻アダメロ岩は和泉層群の基盤岩とされ (政岡, 1982), 阿讃山地地域では北側に広く分布する領家花崗岩類 (白鳥花崗岩) を不整合に覆っている (吉川ほか, 2011 など). すなわち, 和泉層群に持続的な熱影響を与えたとは考えにくい. また, 末岡ほか (2010) による花崗岩体貫入時の熱的影響のモデル計算では, 熱的影響は花崗岩近傍から時間とともに徐々に拡散しており, 貫入後約 1.5 m.y.でほとんど元の温度状態に復帰している. 仮に和泉層群北方下部に広範囲にわたり未知の花崗岩貫入岩体が存在する場合も彼らのモデルと類似する影響を受け, 熱影響は貫入岩体との距離に依存するであろう. 北縁相のビトリナイト反射率がほぼ一定であることから, 岩体からの熱影響が北縁部に沿ってほぼ同じでなければならない. また, 前述の通りで中

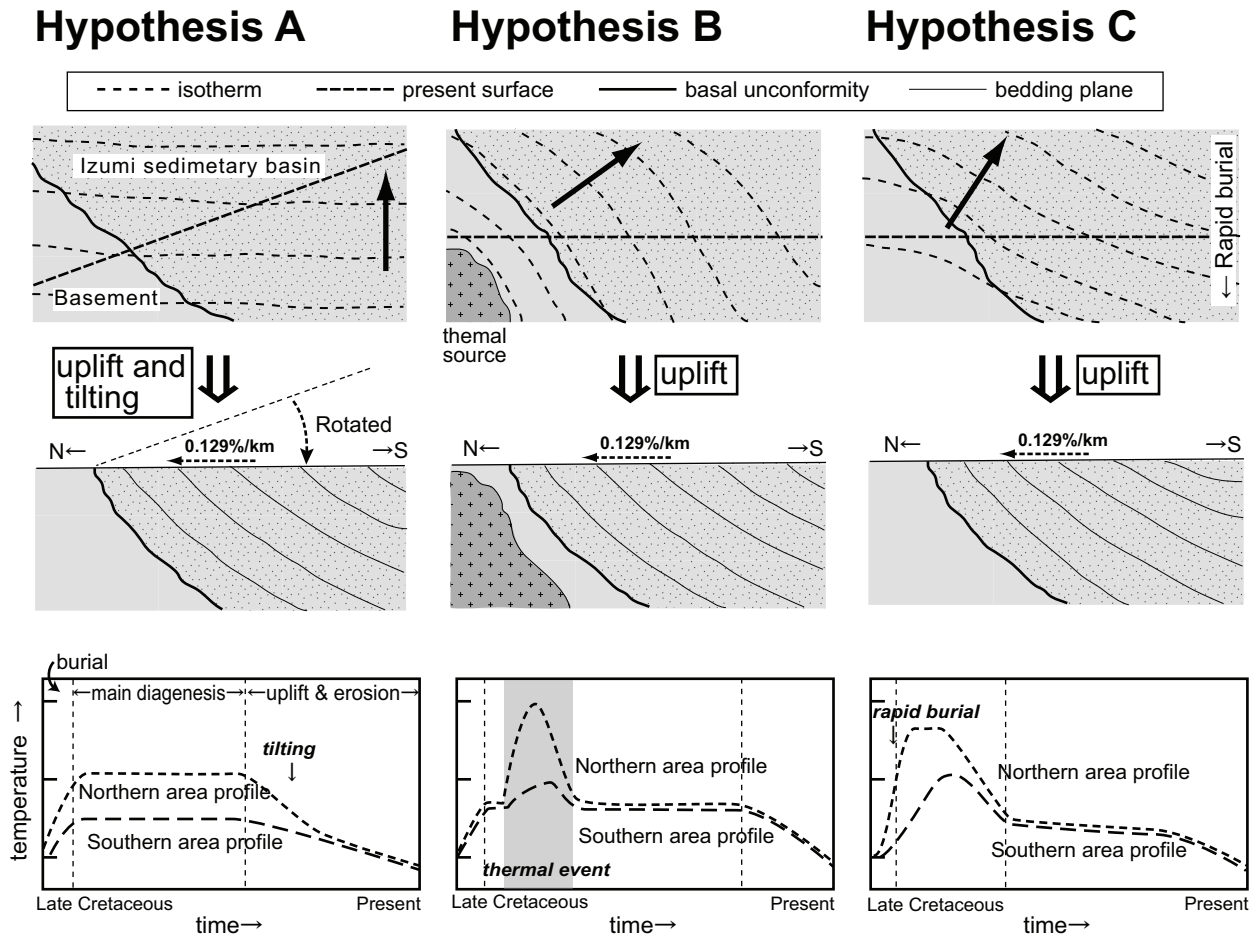


Fig. 18. Three hypothesized mechanisms and schematic thermal histories that could have produced N–S-oriented thermal gradients. Solid thick arrows represent thermal gradient directions during the main maturation process. (A) Tectonic block tilting of the Izumi Group around the MTL. (B) Post-depositional intrusion of igneous rocks in the northern area of the Izumi sedimentary basin. (C) Differential sedimentation rates between the northern margin and the depocenter of the Izumi sedimentary basin, caused by rapid burial along the MTL.

新統の火成活動に関連した火成岩は和泉山脈地域近傍にほとんど分布していない。本地域に未知の大規模火成岩体が存在する可能性を含めた検討は、本地域から得られた放射年代を用いた第4章における熱年代学的な熱史の検討において議論する。

3) 堆積盆の急速埋没

第3のモデルは和泉堆積盆の沈降に関連した地下の温度構造によるものである (Fig. 18C)。このモデルは堆積盆における位置関係を反映して、堆積盆縁辺部と堆積盆中心部の沈降速度・沈降量の違いが生じ、温度構造が複雑になるという考え方に基づく (Hutchison, 1985 ; Chiamonte et al., 1988 ; Grall et al., 2012)。Chiamonte et al. (1988) は堆積盆における急速な埋没が特異な温度状態を引き起こすことを指摘しているほか、Inan et al. (1997) はアゼルバイジャンのthe Lower Kura Depressionにおいてごく速い堆積速度をもつ堆積盆中心部の等温線が周囲より沈降していることを示している。Grall et al. (2012) は、北アナトリア断層沿いに発達したプルーアパート堆積盆における熱流量の分布に注目し、主断層に垂直な南北の堆積盆断面において堆積盆中心ほど海底面の熱流量が大きく減少することについて、数値シミュレーションを用いて埋没時の堆積速度の違いにより説明できることを示している。つまりこれらの解釈では、沈降速度が大きい地域ほど、相対的に地温勾配が小さくなることを示している。

和泉堆積盆の沈降様式をモデルにより具体的に示した宮田・岩本 (1994) および山北・伊藤ほか (1999) では、ともにMTL近傍に堆積盆中心が形成され堆積盆縁辺部とMTL近傍の沈降量は大きく異なる。阿讃山地で得られた和泉層群の地震波断面からは、北縁相から主部相にかけて南側に大きく傾斜した不整合境界面が示唆されているため (伊藤ほか, 1996)、堆積盆中心と縁辺部の埋没速度に大きな差が想定される。北アナトリア断層によるトランスフォーム堆積盆において主断層側が極端に沈降する非対称の断面が示されている (Seeber et al., 2010)。このようなプロセスにおいて、地下の等温線はMTL沿いの堆積盆中心に向かって大きく傾斜した形となり、同一埋没深度においても温度差が生じることになり、この時期の被熱影響により現在の熟成勾配が形成されたのではないかという考え方である。さらに、和泉層群では大きな堆積量にもかかわらず埋没期間が比較的短期間であったことが堆積学的に示唆されている (橋爪ほか, 1993)。このような埋没プロセスにおいて、同一埋没深度においても熟成差が生じていた可能性が考えられる。東西方向の熟成の変化が北縁からまたは南縁からの距離で基準化するとほとんど変化しないことに関しては、以下のように解釈できる。このモデルによる被熱変化の要因は主に堆積過程と堆積速度である。堆積盆中心の東進により順次堆積が進行した場合、堆積過程の変遷において同じよ

うなプロセスを経ていると思われる堆積盆の東西方向での有機物熟成の特徴は変化しなかった。

4) モデルの妥当性の検討

第1のモデルと第3のモデルの妥当性についてさらに検討をおこなう。第1の南北のブロック傾動および第3の堆積盆埋没のモデルにおける直接的な違いの一つとして、狭長な和泉堆積盆の不整合側（現在の位置関係での北縁部）とMTL側（現在の位置関係での南縁部）で埋没深度の大きな違いがあるか否かが挙げられる。第1のモデルの場合に想定される南縁および北縁における埋没深度差は約3~4 kmであり、第3のモデルの場合は差が生じない。西村（1984）は、重信川周辺、阿讃山地西部、阿讃山地東部、および淡路島東部の4地域について、北縁相と主部相から得られた泥岩試料の有効孔隙率を多数測定し、その最大埋没深度を推定した。和泉層群の平均孔隙率は1.4~2.9%、最大孔隙率は3.2~9.7%であり、最大孔隙率から最大埋没深度を概ね4~6 kmと見積もっている。さらに西村（1984）からは、阿讃山地2地域と淡路島における最大孔隙率の位置がMTL近傍の最南縁部ではないこと、および地域内の値のばらつきが比較的小さいことが読み取れるため、重信川断層を境として南北で埋没深度が異なるとされる重信川周辺地域を除いた3地域の和泉層群に南北方向の大きな埋没深度差はないと考えられる。すなわち、大きな堆積相の遷移が生じる北縁相から主部相にかけて、埋没深度としては差がほとんどないことが示唆される。これが和泉山脈地域を含めた和泉層群全体での一般的な特徴ならば、第1のモデルに矛盾する。ただし、堆積物の孔隙率は、埋没深度だけでなく試料の粒度（岩相）など様々な要因に依存し、5%以下の小さい孔隙率では埋没深度の違いに対して孔隙率の変化が小さい（Dzevanishir et al., 1986）。よって、孔隙率での検討では、それらの要因の影響が無視できる程度であるという根拠が必要である。

和泉山脈地域の和泉層群では、MTL沿いの南縁部の有機物熟成が最も小さく、その熟成は四国のMTL沿いに分布する久万層群のうち中新統（成田ほか, 1999）とされる層準の $R_o=0.70\%$ （鈴木, 1996）と同等である。ところが、Grall et al. (2012) では、断層で画される堆積盆の両縁辺部の熱流量は堆積盆中心よりも高い熱流量を示している。現在の和泉層群の断面において和泉層群の堆積物の厚さが最も厚いのは、MTLより北方に2~3kmの地点である（伊藤ほか, 1996）。もし第3のモデルのように堆積速度の違いがもたらす温度低下であれば、MTL北方数kmが最も低く、南方に向かって熟成が上昇すると考えられるがこのような傾向は認められない。第1のモデルの傾動であればプロセスにも依存するがMTL側の熟成が最も低いことは普通に起こりうるだろう。

本研究では第3のモデルでこの現象を解釈できる二つの可能性を以下に示す。代表的な横ずれ断層としてMTLとよく比較される北米のサンアンドレアス断層において、断層付近の地殻熱流量が想定される値より小さいことが明らかにされている (Lachenbruch and Sass, 1988)。この原因としてWilliams and Narasimhan (1989) は断層破碎帯における地下水の重力移動が要因となった熱移動が大きく影響している可能性を示している。本地域のMTL近傍においても同様の熱移動があったならば、MTLに近づくほど熟成が低いことを説明することが可能ではないだろうか。もう一つの可能性は、堆積当時の和泉堆積盆は現在よりもっと幅の広い堆積盆であり、現在の位置関係でMTLと接する南縁のより南方にMTLが存在し、かつてのMTLと現在の南縁部との間に存在した和泉層群の堆積物が数kmオーダーにわたり失われているという考え方が可能である。現在のところ両者を示唆する直接的証拠は得られていない。

よって、本章での検討では第1および第3のモデルとも可能で結論付けられない。さらに厳密に検証するためには、2つの被熱要因の温度構造を定量的に解析による検討や複合的に作用した場合を想定する必要があるだろう。より具体的な埋没プロセスの復元と温度構造の検討は第4章および第5章で議論する。

3. 4 まとめ

1) 和泉山脈地域の上部白亜系和泉層群において有機物の有機物熟成を検討した結果、堆積盆の北縁部ほど熟成が進む大局的な傾向が認められた。この特徴は本地域の沸石続成帯の検討から示唆されていた被熱傾向と一致するものである。

2) 統計学的手法を用いた検討によれば、和泉山脈地域西部および中部の和泉層群における等熟成面は、北縁の基盤不整合に平行な東北東—西南西 (概ね N78°E 方向) の走向の約19度南傾斜であり、その熟成勾配は約0.400%/kmと見積もられた。

3) 和泉山脈地域東部における東ほど相対的に高い有機物熟成を示す傾向は、何らかの熱影響が重複して加わることによって熟成が高くなった可能性と、西への傾動により東部ほど和泉堆積盆のより底部が露出しているため熟成度が相対的に高いという可能性が考えられる。後者については、東部で観察される熟成変化から推定される鉛直方向の反射率・古地温勾配で検討すると、それらの関係性に大きな矛盾はない。

4) 和泉層群の特徴的な温度構造の要因として、堆積後の地層の南北傾動、和泉層群分布域の北方に大規模熱源が存在した可能性、および堆積盆埋没過程に関連した南北の堆積速度の違いによる温度構造の複雑化が生じた可能性の3つが考えられる。

4. 放射年代測定

4. 1 試料と方法

4. 1. 1 試料記載

フィッション・トラック年代測定のために、泉南流紋岩類、滝尻アダメロ岩、和泉層群から計 7 試料を採取した (Fig. 3 ; Table 5). 泉南流紋岩類からは側川礫岩層 (FTsb1), W2 溶結凝灰岩 (FTt1), 下大木凝灰岩層 (FTa1) および W9 溶結凝灰岩 (FTa8) より各 1 試料, 滝尻アダメロ岩 (FTa10) の 1 試料, 和泉層群六尾層笠山礫岩部層中に挟在する火砕岩層から 2 試料 (FTs1, FTs3) である (Table 5). 各露頭からそれぞれ約 5 kg の岩石試料を採取した. なおすべての地域で付近に貫入岩は確認されない.

試料 FTsb1 は, 側川礫岩層の模式地において採取された礫岩試料で, 径 3~10 mm の桃白色の垂円~垂角礫を主体とする. 主な礫の鉱物組成は, 微細な石英を主体とし, 長石類および苦鉄質鉱物に乏しく, 副鉱物としてジルコン, アクチノ閃石, 磁鉄鉱を少量含む. そのため主な礫種はホルンフェルスまたはメタチャートであると考えられ, 山田直利ほか (1979) で指摘された安山岩礫の存在は顕微鏡下で確認されなかった. 基質は乏しく, 石英脈, 方解石脈の発達が著しい. 二次的な変質鉱物としてセリサイトが認められる. 試料 FTt1 は, 津田川支流に露出する W2 溶結凝灰岩であり, 和泉層群との不整合から北に約 15 m の地点で採取した. 本溶結凝灰岩は和泉層群により不整合で覆われることが近傍の露頭で確認される. 茶褐色から黄色を呈する流紋岩質の溶結凝灰岩であり, 流理は認められず 0.5~3 mm の石英・斜長石を多く含む. 副鉱物に乏しく, 二次的な変質鉱物としてセリサイトが認められる. 試料 FTa1 は, 樫井川に露出する下大木凝灰岩層であり, 非溶結の凝灰質砂岩を主体とする. 和泉層群により不整合で覆われることが露頭において, 不整合から東に約 10 m の地点で採取した. 石基に乏しく, 円磨度の比較的高い 0.5~4 mm の石英・斜長石・流紋岩質岩片を主体とする. 岩片は泉南流紋岩類の溶結凝灰岩と類似するが, 粒度・構成鉱物が多様であるため, リワークおよび堆積作用を受けた碎屑物と考えられる. 試料 FTa8 は, 山田ほか (1987) および柴田・内海 (1992) における W9 溶結凝灰岩の KW59 地点から採取した. 石基は弱い流理を伴い隠微晶質で黄灰から黄白色を呈し, 斑晶として径 0.5~3 mm の半自形または融食した石英, 径 0.3~2 mm の斜長石とカリ長石が含まれる. また, 稀に珪長質の石質岩片が認められる. 副鉱物としてジルコン, アパタイトおよび磁鉄鉱が含まれる. 変質が著しいが, 外形から苦鉄質鉱物として黒雲母と角閃石が含まれていたと考えられる.

Table 5. Fission-track dating samples taken from the Izumi Mountains, Kinki district.

Geological unit	Sample name	Rock type	Sample locality (Lat., Long.)	Zircon/Apatite yield (grains/weight of sample)	Note
Izumi Group Mutsuo F.					These two samples were taken from the same horizon corresponding to t10/ t11 tuff marker beds in Miyata (1980), but are 1.5 km apart along strike.
Kasayama Congl. Mem.	FTs1	pyroclastic rock	34°22' 13"N 135°24' 25"E	Zrn: 800 / 0.4kg	
	FTs3	pyroclastic rock	34°22' 32"N 135°25' 13"E	Zrn: 700 / 0.4kg	
Takijiri Adamellite	FTa10	granite	34°23' 02"N 135°24' 24"E	Zrn: 1000 / 0.3kg Ap: 1000 / 0.3kg	Type locality of the "Kogi-gawa Granite"
Sennan Rhyolites					
W9 Welded Tuff	FTa8	welded tuff	34°20' 56"N 135°17' 03"E	Zrn: 10000 / 0.3kg Ap: 3000 / 0.3kg	Same locality as KW59 of Yamada et al. (1987)
Shimo-ohgi Tuff	FTa1	tuffaceous sands.	34°21' 41"N 135°21' 57"E	Zrn: 1500 / 0.3kg	Outcrop directly overlain by the Izumi Group
W2 Welded Tuff	FTt1	welded tuff	34°22' 38"N 135°26' 02"E	Zrn: 2000 / 0.4kg	
Soba-gawa Congl.	FTsb1	conglomerate	34°23' 54"N 135°28' 15"E	Zrn: 50 / 0.3kg	Type locality of the Soba-gawa Conglomerate

Abbreviations; Ap: apatite, Congl.: conglomerate, F.: Formation, Mem.: Member, sands: sandstone, Zrn: zircon.

試料 FTa10 は近木川中流域河床に露出する滝尻アダメロ岩の試料である。Morioka et al. (2000) による Rb-Sr 全岩アイソクロン年代の主な試料採取地点近傍で採取した (Fig. 3)。試料 FTa10 は等粒状組織をなし、径 4~6 mm の他形の石英、径 3~8 mm の半自形のカリ長石・斜長石、および径 2~4 mm の自形の黒雲母を主体とする。黒雲母には緑泥石化が認められる。副鉱物としてジルコン、アパタイト、磁鉄鉱が含まれる。

和泉層群の試料 FTs1, FTs3 は、近木川上流の蕎原付近に分布する和泉層群北縁相の六尾層笠山礫岩部層中に挟在する火砕岩の試料である。田中 (1965) および Miyata (1980) による主部相の詳細な岩相図を参考に、北縁相で火砕岩層を追跡した結果、両試料は Miyata (1980) の t10 または t11 凝灰岩鍵層に相当するものと見られた (Figs. 3, 5)。試料 FTs1 は淡緑灰色を呈する緻密な流紋岩質火砕岩であり、細粒な流紋岩質の基質に径 1~5 mm の融食から他形の石英、径 1~7 mm の斜長石やカリ長石、径 2~6 mm の流紋岩質岩片を含む。ほかに白雲母、ジルコン、赤鉄鉱、緑泥石および炭質物を少量含む。含まれる火山岩片と基質の組成は類似し、50 cm を越える木化石 (本研究の KS01-2 試料) や層理面に対しほぼ鉛直に伸びる炭質物の痕跡が認められた。試料 FTs3 は灰白色を呈する流紋岩質火砕岩であり、径 3~6 mm の垂角礫の白色流紋岩質岩片を大量に含み、チャートの如く緻密な珪質岩となっている。径 3~5 mm の他形の石英や径 1~7 mm の斜長石、カリ長石も含む。石英粒子にはしばしば波動消光が確認される。ほかに白雲母、ジルコン、磁鉄鉱、緑泥石および炭質物を少量含む。両地点の火砕岩層とも堆積構造に乏しく、周辺岩相では認められない珪質の細粒基質を特徴としており堆積当時の降下火山灰を主体とすると判断される。

4. 1. 2 フィッション・トラック年代測定

年代測定試料の全 7 試料についてジルコン FT 年代を、さらに泉南流紋岩類 FTa8, 滝尻アダメロ岩 FTa10 についてアパタイト FT 年代を、それぞれ測定した。和泉層群の熱年代に関する研究は (株) 京都フィッション・トラックとの共同のもとで進めている研究であり、FT 年代測定とトラック長計測は同社の岩野英樹氏が行った。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 号炉の気送管で行った。Au のカドミ比はそれぞれ約 23, 3.6 である。年代測定はすべての測定で結晶内部面 (ED1) を利用し、年代値にはゼータ較正法を適用した (檀原, 1995 ; Danhara and Iwano, 2009)。また、ジルコンのコンファインド・トラック長解析 (岩野・檀原, 1997) を和泉層群 FTs1, FTs3, 泉南流紋岩類 FTt1 の計 3 試料で行った。

フィッション・トラック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

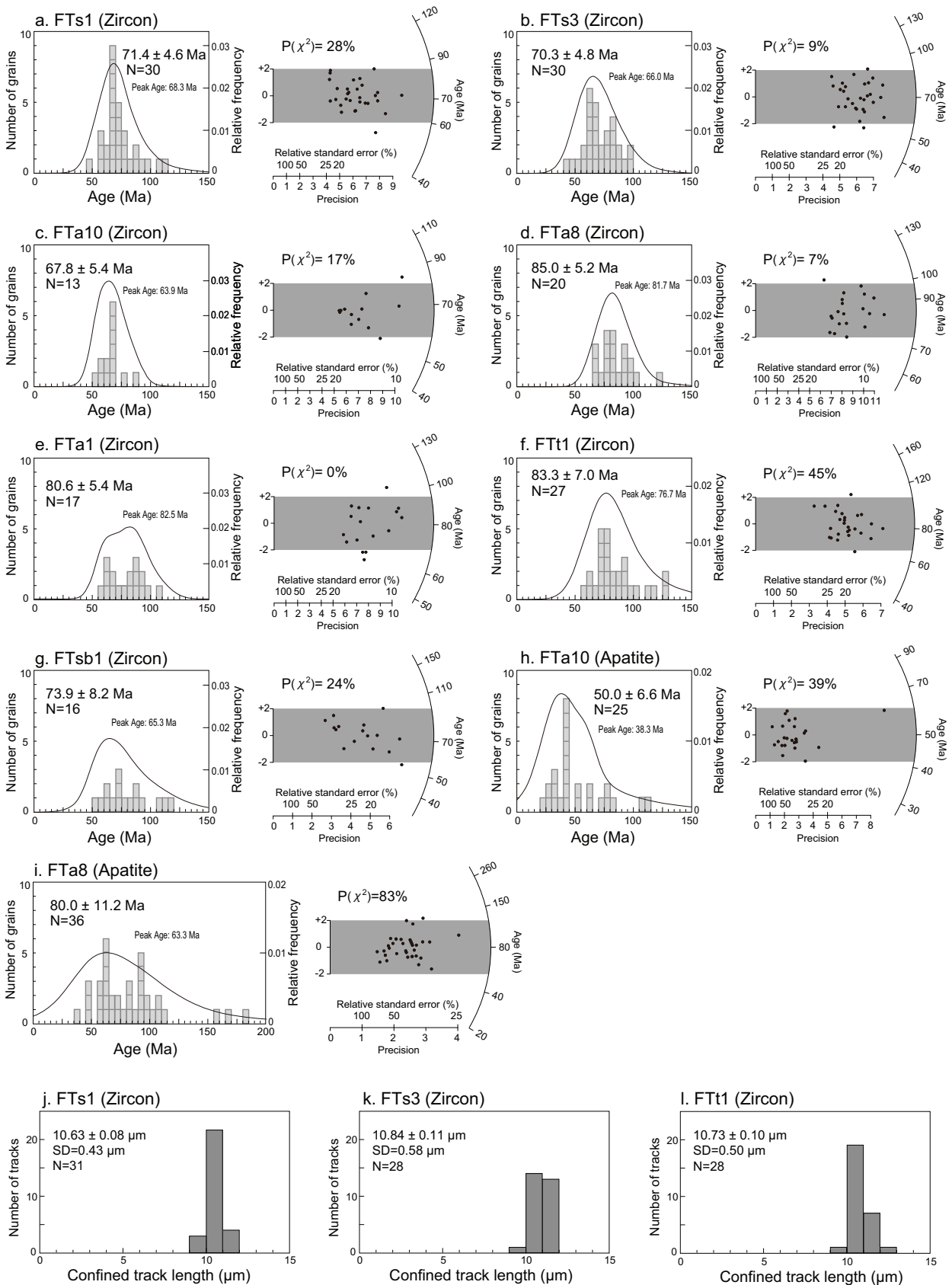


Fig. 19. (a–i) Grain-age histograms, age spectra, and radial plots of fission-track ages from individual apatite and zircon grains. (j–l) Confined-track length histograms of spontaneous fission in zircon.

Table 6. Results of fission-track dating of zircons and apatites.

Sample name	Method	No. of grains	Spontaneous ρ_s ($\times 10^6$ cm $^{-2}$)	Induced ρ_i ($\times 10^6$ cm $^{-2}$)	Ni	Dosimeter ρ_d ($\times 10^4$ cm $^{-2}$)	r	Pr(χ^2) (%)	U (ppm)	Age (Ma) $\pm 2\sigma$		
Izumi Group												
FTs1	Zircon ED1	30	8.44	4641	3.08	1695	12.66	4558	0.888	28	230	71.4 \pm 4.6
FTs3	Zircon ED1	30	9.22	4225	3.43	1570	12.69	4570	0.753	9	250	70.3 \pm 4.8
FTs1 & FTs3 weighted mean age 70.9 \pm 3.4												
Takijiri Adamellite												
FTa10	Zircon ED1	13	13.8	2544	5.72	1052	13.62	4087	0.884	17	400	67.8 \pm 5.4
	Apatite ED1	25	0.269	317	0.914	1078	101.2	4856	0.958	39	11	50.0 \pm 6.6
Sennan Rhyolites												
FTa8	Zircon ED1	20	10.5	6399	3.46	2099	13.56	4068	0.765	7	240	85.0 \pm 5.2
	Apatite ED1	36	0.200	323	0.424	684	101.2	4856	0.714	83	5	80.0 \pm 11.2
FTa1	Zircon ED1	17	9.02	4581	3.13	1588	13.59	4077	0.845	0	220	80.6 \pm 5.4
FTt1	Zircon ED1	27	11.4	4895	1.99	853	7.592	3644	0.738	45	250	83.3 \pm 7.0
FTsb1	Zircon ED1	16	12.6	1310	4.81	500	13.71	4114	0.726	24	330	73.9 \pm 8.2

Abbreviations

ρ_s : density of spontaneous tracks; N_s : number of spontaneous tracks counted; ρ_i : density of induced tracks in a sample; N_i : number of induced tracks counted in a diallyl phthalate (DAP) resin external detector; ρ_d : density of induced tracks in NIST-SRM612 dosimeter glass; N_d : number of induced tracks counted in a DAP resin external detector; r : correlation coefficient; $Pr(\chi^2)$: Probability of chi-square values for ν degrees of freedom (ν = Number of grains - 1); Age: FT pooled age calculated from pooled N_s and N_i for all grains counted; Zircon and apatite grains were irradiated using pneumatic tube of JRR-3 and JRR-4 reactors at the Japan Atomic Energy Agency. $\zeta_{ED1} = 414 \pm 3$ (for zircon, JRR-3; Danhara and Iwano, 2009), $\zeta_{ED1} = 337 \pm 4$ (for apatite, JRR-3; Danhara and Iwano, 2009), $\zeta_{ED1} = 385 \pm 4$ (for zircon, JRR-4; Danhara et al., 2007).

する温度領域 (total annealing zone : TAZ) および FT が短縮するが消滅しない温度領域 (partial annealing zone : PAZ) は, ジルコンについて Tagami et al. (1995) の ZTAZ : 310°C以上および ZPAZ : 230~310°C, アパタイトについて Wagner and Van den haute (1992) の ATAZ : 130°C以上および APAZ : 60~130°Cを採用した. 閉鎖温度はジルコンの FT 法 240±50°C (Hurford, 1986), アパタイトの FT 法 100±20°C (Wagner and Van den haute, 1992) をそれぞれ採用した.

4. 2 結果

年代測定結果を Table 6 に示し, 各粒子年代をヒストグラムとして Fig. 19a-i に示した. ジルコン FT 年代は, 泉南流紋岩類側川礫岩層 (FTsb1) が 73.9±8.2 Ma, 泉南流紋岩類 W2 溶結凝灰岩 (FTt1) が 83.3±7.0 Ma, 泉南流紋岩類下大木凝灰岩層 (FTa1) が 80.6±5.4 Ma, 泉南流紋岩類 W9 溶結凝灰岩 (FTa8) が 85.0±5.2 Ma, 滝尻アダメロ岩 (FTa10) が 67.8±5.4 Ma, 和泉層群火砕岩層 (FTs1, FTs3) がそれぞれ 71.4±4.6 Ma, 70.3±4.8 Ma であり, 和泉層群の両年代の加重平均年代が 70.9±3.4 Ma であった. アパタイト FT 年代は, 泉南流紋岩類溶結凝灰岩 (FTa8) が 80.0±11.2 Ma, 滝尻アダメロ岩 (FTa10) が 50.0±6.6 Ma であった.

ジルコン・アパタイト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は, FTa1 を除く 6 試料では 5%有意水準で棄却されないため(以後, カイ二乗検定に合格と表現する), 外来結晶の混入などの非ポアソン変動要素を含んだ測定データとは判断されず, 帰無仮説は矛盾しない (Table 6). FTa1 については, 5%有意水準で棄却され (以後, カイ二乗検定に失格と表現する), 非ポアソン変動要素を含んだ測定データと判断された (Table 6).

和泉層群のジルコンのコンファインド・トラック長解析では, 和泉層群火砕岩層の 2 試料 (FTs1, FTs3), 泉南流紋岩類の 1 試料 (FTt1) と, 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 (Fig. 19j-l).

4. 3 議論

4. 3. 1 和泉山脈地域の領家—和泉帯のテクトニクス

1) 被熱・冷却史を説明するブロック区分

泉南流紋岩類, 滝尻アダメロ岩および和泉層群について, 既報の放射年代値を含めた年代データと和泉層群の被熱史 (第3章) をもとに冷却曲線を推定した. その際, 和泉山脈

地域を实在および推定断層で画される3つのブロックに区分すると (Fig. 20), 現有データをすべて用いて, ブロック毎に異なる冷却史を編めることが判明した (Fig. 21A). 本節では, 3つのブロックについて説明する.

ブロック A は, 和泉層群と和泉層群に不整合で直接覆われる泉南流紋岩類・滝尻アダメロ岩とからなり, 和泉層群主分布域の全域と泉南流紋岩類・滝尻アダメロ岩の一部を含む (Figs. 20, 22A). 和泉層群と泉南流紋岩類の境界は, 調査地域全域にわたり部分的に断層関係である (Figs. 2, 3, 5). また, 境界付近の泉南流紋岩類に複数の地層分布の乱れが認められ, 泉南流紋岩類南縁部が複数の断層で切られていることを示唆するものと解釈した. すなわちブロック B との境界は, 实在または存在が示唆される断層・断層群で, 具体的には, 和泉層群と泉南流紋岩類の境界断層および泉南流紋岩類・滝尻アダメロ岩中の断層・断層群である. ブロック A とブロック B を識別した熱年代学的根拠は, 次節で詳細に議論する.

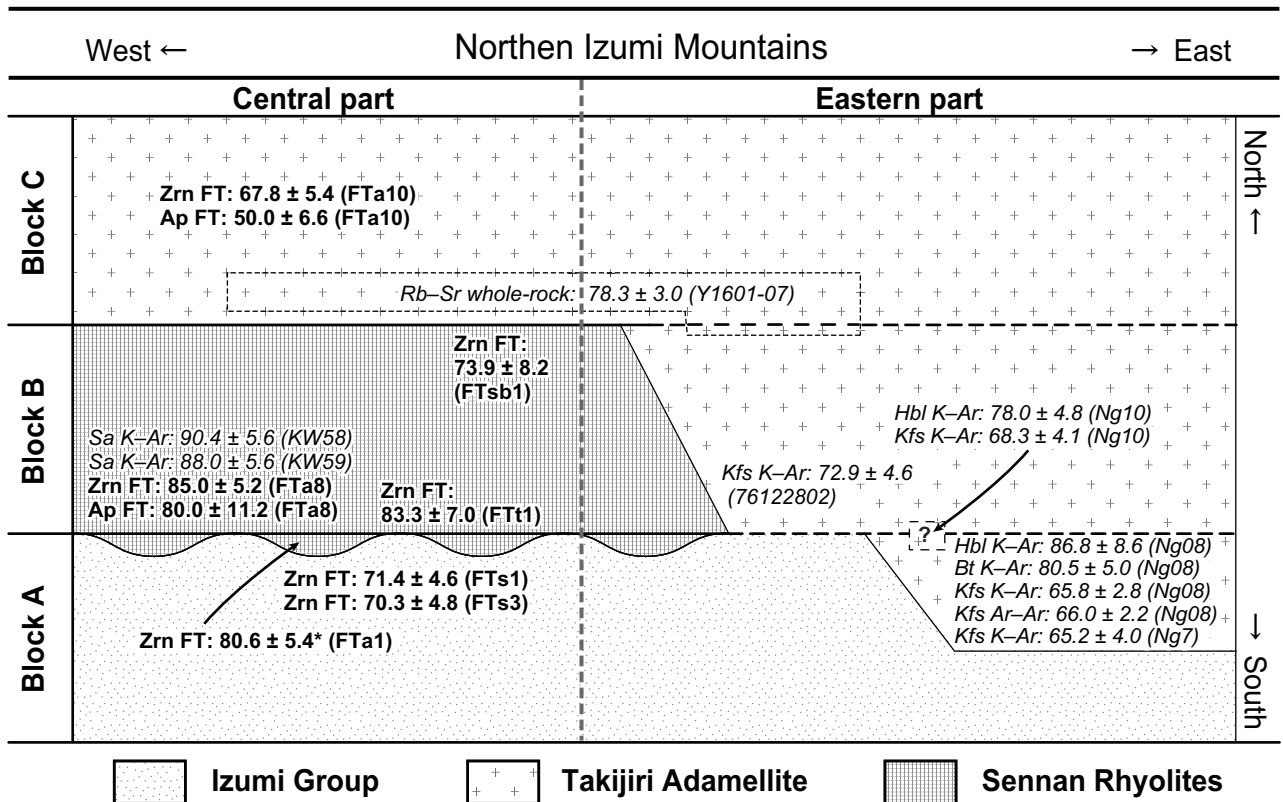
ブロック B は, 泉南流紋岩類と滝尻アダメロ岩とからなり, ブロック A との境界をなす断層・断層群の北側に分布する泉南流紋岩類の全てと, 滝尻アダメロ岩の一部を含む (Figs. 20, 22A). ブロック C との境界は断層で, 泉南流紋岩類と滝尻アダメロ岩の境界断層 (市原ほか, 1986), およびこれに連続して東部の滝尻アダメロ岩体を切る断層 (小深断層: 政岡, 1987) である (Fig. 3).

ブロック C は滝尻アダメロ岩とからなり, 三国山 (Fig. 3) 以西の滝尻アダメロ岩体のほぼ全域と, 三国山以东の滝尻アダメロ岩体のうち, 上記の東北東—西南西走向の断層より北側に位置する岩体を含む (Figs. 20, 22A).

和泉山脈東部における3つのブロック区分に関しては, 滝尻アダメロ岩を含む領家花崗岩類の分布域を貫いていると考えられるが (Fig. 21A), ブロックを区分する根拠となる熱年代が十分得られていない (Fig. 20). そのため本研究では, ブロック境界の一例を政岡 (1982) による領家花崗岩類の地質図に示された断層をもとに推定して示した (Fig. 21A). これらの境界の妥当性について, 本研究で十分に検討することはできない.

2) ブロック A の被熱・冷却史

ブロック A の, 和泉山脈地域中部に位置する和泉層群 (試料 FTs1, FTs3) のジルコン FT 年代 71.4 ± 4.6 Ma, 70.3 ± 4.8 Ma (両年代の加重平均年代 70.9 ± 3.4 Ma) は, カイニ乗検定に合格しており堆積年代を示すと判断される. ビトリナイト反射率から推定される同地域の被熱温度は, 埋没系の最高古地温換算 (Barker and Pawlewicz, 1994) で $175 \sim 181^\circ\text{C}$ (Table 3) と ZPAZ に達していない. 有効被熱時間を考慮した場合 (Fig. 23), 0.1



Abbreviations;

Age: Ma ± Error (2σ), Ap FT: Apatite fission-track date, Bt K-Ar: Biotite K-Ar date, Hbl K-Ar: Hornblende K-Ar date, Kfs K-Ar: K-feldspar K-Ar date, Rb-Sr whole-rock: Rb-Sr whole-rock isochron date, Sa K-Ar: Sanidine K-Ar date, Zrn FT: Zircon fission-track date, *(single astrisk): detrital zircon FT date.

Fig. 20. Simplified diagram showing geochronological data from the three blocks used to discuss the cooling history of the Ryoke-Izumi belt. The data in bold indicate the fission-track ages obtained in this study, whereas those in italic indicate the radiometric ages analyzed in previous studies.

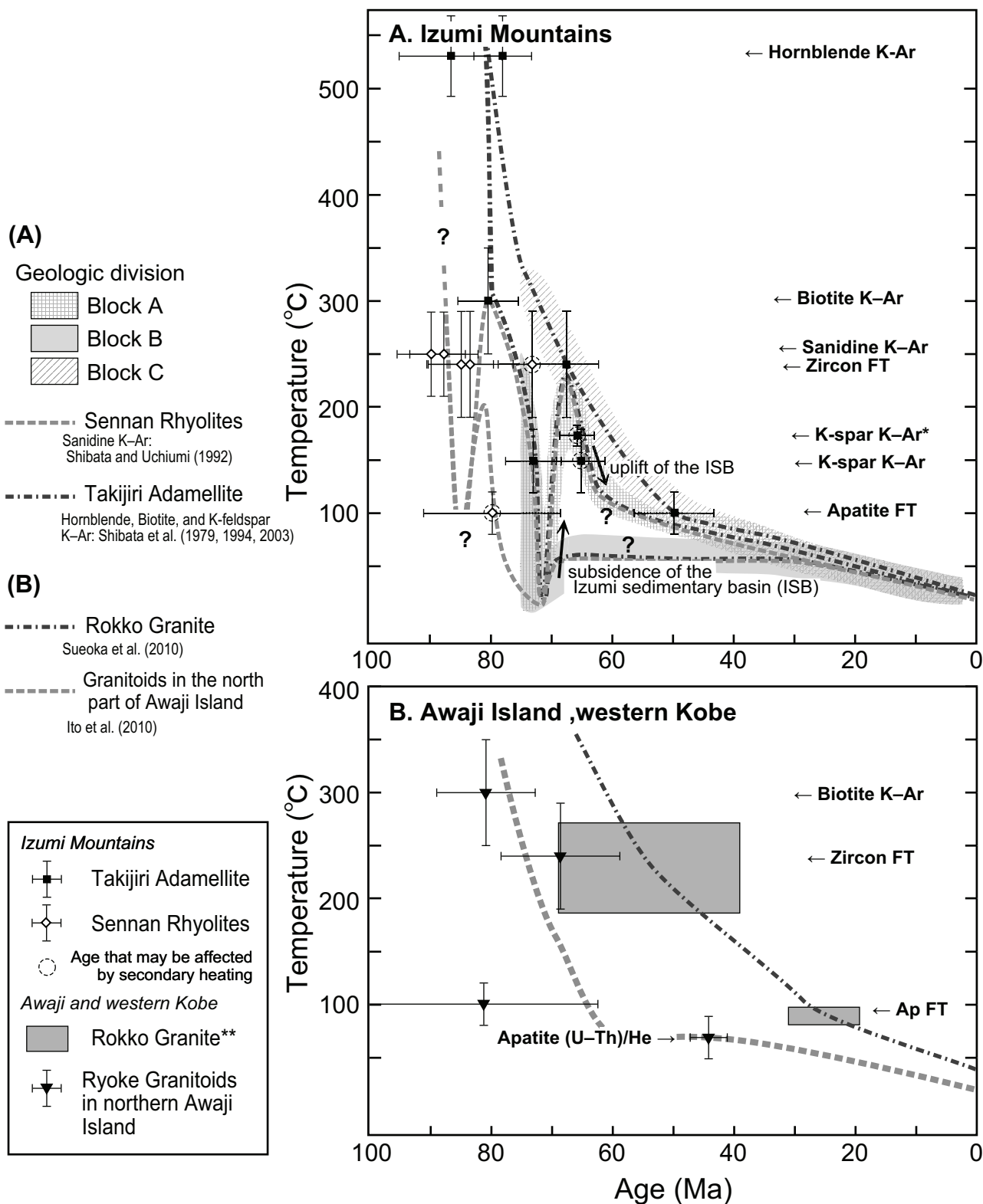


Fig. 21. (A) Cooling curves of the Takijiri Adamellite and the Sennan Rhyolites based on zircon and apatite fission-track dating obtained in this study and radiometric dating from previous studies. (B) Cooling curves of the Ryoke granitoids of northern Awaji Island after Ito et al. (2010) and of the San'yo granitoids of the Rokko Mountains after Sueoka et al. (2010). Single asterisks denote the closure temperature from Shibata et al. (1994); Double asterisks denote the range of apatite and zircon FT peak ages.

～100 m.y.の範囲において北縁相のビトリナイト反射率 1.6～1.8%Rm では、ジルコン FT 年代の閉鎖温度は常に 60°C以上高く、この FT 年代への和泉層群埋没時の被熱影響はないものと判断される。トラック長の短縮が認められない事実も、上記の判断を支持する。試料 FTs1 と FTs3 は、和泉層群北縁相の笠山礫岩部層の試料である。笠山礫岩部層からはこれまで時代決定に有効な化石の産出や放射年代は報告されていないが、同じ北縁相の畦谷泥岩部層は、大型化石からマーストリヒチアン階に対比される (Morozumi, 1985)。両試料のジルコン FT 年代は、畦谷泥岩部層の化石年代であるマーストリヒチアン期 (72.1～66.0 Ma : Ogg and Hinnov, 2012) と整合的である。また、本研究のジルコン FT 年代は、和泉層群北縁相および主部相を同時異相とする従来の示唆 (近畿西部 MTL 研究グループ, 1981 ; 市原ほか, 1986 ; Tanaka and Maejima, 1995) を支持する。

和泉層群に直接不整合で覆われる露頭の試料 FTa1 (非溶結の泉南流紋岩類) から、ジルコン FT 年代 80.6 ± 5.4 Ma が得られたが、カイ二乗検定に失格した。一般に堆積岩から得られた碎屑ジルコン粒子の FT 年代は堆積年代より古い年代を示し、堆積後に FT がリセットする程度まで再加熱されない限りカイ二乗検定に合格しない (檀原, 1997)。前述の通り、和泉層群北縁相の埋没時の被熱温度は ZPAZ に達していなかった可能性が高く、本試料に堆積後の ZPAZ での被熱を支持する証拠はない。そのため、この年代は本試料の碎屑ジルコン粒子の年代を反映したものと解釈できる。

和泉山脈東部の和泉層群に近接する、ブロック A の滝尻アダメロ岩試料 Ng08 と Ng7 (Fig. 3) から、カリ長石の K-Ar 年代 65.8 ± 2.8 Ma (Ng08 : Shibata et al., 1994) と 65.2 ± 4.0 Ma (Ng7 : 柴田ほか, 2003) が得られている。この Ng08 については閉鎖温度が示されており、和泉山脈東部の和泉層群北縁部の被熱温度は、Ng08 のカリ長石 K-Ar 年代 (閉鎖温度 173°C : Shibata et al., 1994) がリセットされる 202～214°C と推定された (Table 3)。和泉山脈東部は、第 3 章でも議論した通り、和泉山脈において相対的に高い被熱影響が認められた地域である。東部周辺の花崗岩類の放射年代を以下にまとめる。東部の和泉層群北方に広く分布する葛城石英閃緑岩 (政岡, 1982) は、和泉山脈東部から金剛山地に分布する領家花崗岩類の中で最後期に貫入した岩体とされるが (政岡, 1982; 1987), その黒雲母 K-Ar 年代 (閉鎖温度 300 ± 50 °C : Wagner et al., 1977) は 68.8 ± 2.2 Ma (柴田ほか, 2003), 75.9 ± 1.6 Ma (松本ほか, 2007) が得られている。この両者の不一致については、現段階で明確な理由は不明であるが、前者の年代については、黒雲母が一部緑泥石化していること、金剛山地東側を貫く、金剛断層 (柴田ほか, 2003) による何らかの影響によるのかもしれない。同地域の黒雲母 K-Ar 年代 (柴田ほか, 2003 ; 松本ほか, 2007) は、前述の 1 試料を除

き誤差範囲を含めて和泉層群堆積以前の年代を示す。他方、ジルコン U-Pb 年代, Rb-Sr 全岩アイソクロン年代, および角閃石 K-Ar 年代は, 閉鎖温度が高いため一般に貫入年代として扱われるが, 和泉山脈東部周辺に分布する花崗岩類で得られたこれらの年代 (Herzig et al. 1998 ; Morioka et al., 2000 ; 柴田ほか, 2003) は, 誤差範囲を含めてすべて和泉層群堆積以前を示す。すなわち, 政岡 (1987) などで示唆されていたように, 和泉山脈周辺には和泉層群堆積後に貫入した花崗岩体は存在しないという見解が妥当であろう。マグマとして貫入した岩体は, 熱の供給が何らかの形で持続しない限り, 数 Ma 以内に冷却される (例えば, 末岡ほか, 2010)。実際, 海成層が広く堆積した地域で, その海成層の堆積以前に貫入した近傍岩体からの持続的な被熱が示唆された例は著者が知る限り知られていない。これらの考察に従うと, 和泉山脈地域中部より相対的に高い東部の被熱は埋没によるものと解釈するのが合理的で, Ng08 の年代は埋没による被熱後の冷却年代を示す可能性が支持される。また, カリ長石の閉鎖温度は, パーサイト組織の割合などの試料条件により変化することが示唆されているが (例えば, Shibata et al., 1994), Harrison and McDougall (1980) では概ね $150 \pm 30^\circ\text{C}$ と見積もられており, Ng7 についても, Ng08 と同程度の閉鎖温度が考えられるため, 埋没による被熱後の冷却年代を示すと推定される。和泉山脈地域東部の和泉層群は, 試料 FTs1 や FTs3 より堆積年代が若干若いと解釈される (Miyata, 1980 ; 近畿西部 MTL 研究グループ, 1981) ため, ブロック A の東部では, 71 Ma 以降に和泉堆積盆の沈降に伴い和泉層群と基盤岩が埋没し, 66 Ma ごろには上昇に転じていたと推定される (Fig. 22)。東部北縁の和泉層群の主な埋没被熱期間は, 堆積後の 5 m.y. 程度以内の短期間であっただろう (Fig. 21A)。

和泉山脈地域東部の和泉層群の主な被熱要因が埋没深度に関連した温度上昇と解釈される場合, 現在では東部ほど和泉堆積盆の底部が露出していることになる。すなわち, 東部では, 東ほど和泉層群の深部が地表に露出するために, 五條屈曲を以て和泉層群の主な分布が途切れる。岩本・宮田 (1994) などでは, 五條屈曲において和泉堆積盆が順次形成されたと考えたが, 上記の示唆は, 和泉層群堆積後の紀伊半島中部の相対的な上昇が原因で五條屈曲が形成され, 和泉堆積盆を形成した MTL の屈曲部はこれより東方に位置していた可能性を示す。千々和 (1992) は中新統熊野層群の碎屑物供給についての議論で, 紀伊半島中央部から金剛山地にかけて陸化した領家帯からの供給を想定しており, 五條屈曲以東の和泉層群は中新世以前に上昇および中新世ごろには削剥されていたことを示す可能性がある。

和泉山脈東部の上昇については, 埋没深度が相対的に大きかったことを示す直接の根拠

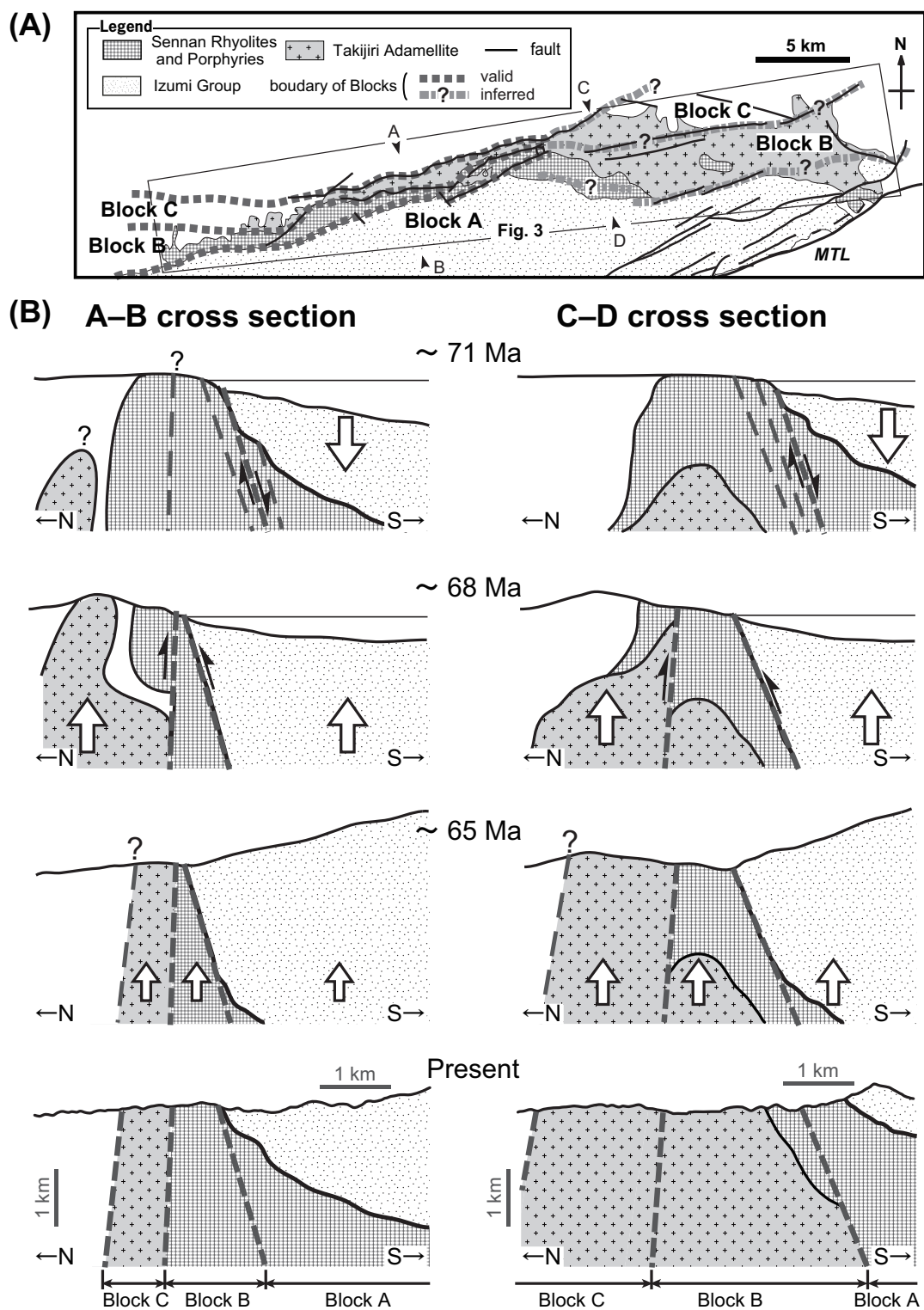


Fig. 22. Schematic diagrams showing the tectonic development of the northern margin of the Izumi Group in the Izumi Mountains. The Ryokey–Izumi belt of the Izumi Mountains is divided into three blocks (Blocks A, B, and C) by faults or fault zones on the basis of different burial histories during the Late Cretaceous. (A) Distribution of Blocks A, B, and C on the general geological map compiled by Kurimoto et al. (1998). The trapezoid area shows the location of Figure 2. (B) Schematic diagrams (cross-sections: A–B and C–D of Figure 22A), showing the tectonic development of this area from the Late Cretaceous to the present. At ~71 Ma, the Izumi sedimentary basin to the south of the basin-bounding faults was buried by the relative displacement of the basement rocks of Block A towards the west of the depocenter. At ~68 Ma, the Izumi sedimentary basin was uplifted by reverse faulting along the basin margin, but the Sennan Rhyolites and Takijiri Adamellite of Block B remained stable, and the Takijiri Adamellite of Block C was uplifted by reverse faulting. Since 65 Ma, the uplift has been greater towards the east in the eastern Izumi Mountains.

が得られていないことから、他に想定可能な熱源が存在するのか考慮しつつ、露頭状況からの再検討や圧力指標の測定結果を行ったうえで、今後さらに検討する必要があるだろう。

3) ブロック B の被熱・冷却史

ブロック B に位置する泉南流紋岩類 W9 の溶結凝灰岩のジルコン FT 年代 (FTa8 : 85.0 ± 5.2 Ma) は、粒子年代がカイ二乗検定に合格しており、閉鎖温度 $250 \pm 40^\circ\text{C}$ (Ramos-Velázquez et al., 2008) のサニディン K-Ar 年代 88.0 ± 5.6 Ma (KW59 : 柴田・内海, 1992) と誤差範囲で一致するため、両年代を噴出年代と解釈して矛盾がないことが示された。泉南流紋岩類 W10 のサニディン K-Ar 年代 90.4 ± 5.6 Ma (KW58 : 柴田・内海, 1992) を併せて考慮すると、西縁部に分布する泉南流紋岩類の噴出年代は概ね $90 \sim 85$ Ma と考えられる (Fig. 21A)。泉南流紋岩類 W2 の溶結凝灰岩のジルコン FT 年代 (FTt1 : 83.3 ± 7.0 Ma) は、粒子年代はともにカイ二乗検定に合格した。本試料のコンファインド・トラック長に有意な短縮は認められない。そのため、本年代も噴出年代と解釈できる。泉南流紋岩類 W2 については W9 より下位層準と考えられているが (市原ほか, 1986)、本研究で得られた年代では、より下位の W2 のほうが年代の中央値が若い。層序関係および 2σ の誤差範囲を考慮すると、泉南流紋岩類の噴出年代は全地域を通して概ね $90 \sim 85$ Ma だった可能性が示唆される。

ブロック A とブロック B では和泉堆積盆沈降時の埋没状況に違いがある。FTa8 地点 (ブロック B) のアパタイト FT 年代 (80.0 ± 11.2 Ma) はカイ二乗検定に合格しており、 80.0 ± 11.2 Ma 以降に APAZ まで被熱していないと考えられる。この FT 年代は、 1σ の誤差範囲で本地域の和泉層群火砕岩層のジルコン FT 加重平均年代 (70.9 ± 3.4 Ma) と区別され、 2σ の誤差範囲を考慮しても、大型化石層序においてマーストリヒチアン期とされる本地域の和泉層群の堆積開始以前または堆積時である。他方、ビトリナイト反射率より推定される FTa8 地点近傍の和泉層群 (ブロック A) の被熱温度は、埋没系の最高古地温換算 (Barker and Pawlewicz, 1994) で $175 \sim 180^\circ\text{C}$ (Table 3) である。試料 FTa8 が、和泉層群と共に埋没したのならば、ATAZ の下限温度を 45°C 以上超える被熱が想定される。有効被熱時間を考慮した場合でも (Fig. 23), $0.1 \sim 100$ m.y. の範囲において北縁相のビトリナイト反射率 $1.6 \sim 1.8\%R_m$ は、アパタイト FT 年代の閉鎖温度より常に 80°C 以上高い。アパタイトのフィッシュン・トラックは塩素濃度が高いほど熱安定性が高く、アニーリングを受けにくいことが知られており (Green et al., 1989), $2.2\text{wt}\%$ を超えると閉鎖温度が 124°C を超え、一般的な閉鎖温度の見積もり (Wagner and Van den haute, 1992 など) と大きな違いが生じるとされる (Green, 1995)。アパタイトの化学組成は $\text{Ca}_5(\text{PO}_4)_3(\text{F}, \text{Cl}, \text{OH})$ で示され、

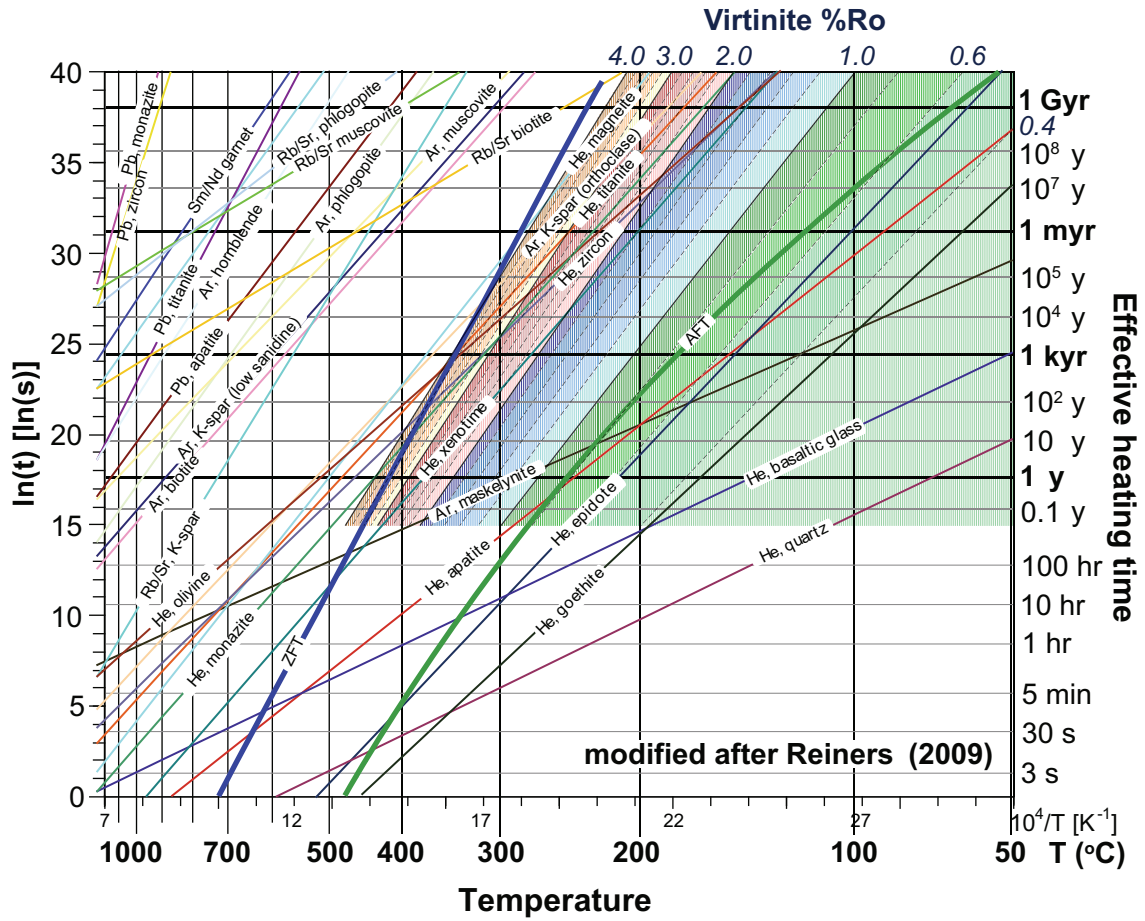


Fig. 23. Closure temperature of several thermochronometers after Reiners (2009) and vitrinite reflectance (%Ro) corresponding to effective heating time and temperature. Vitrinite reflectance calculated using scheme (B) of Suzuki et al. (1993) and temperature paths during heating were taken for temperature rising time before heating at constant temperature as 20% of constant temperature time. Gradation of colors from green to dark yellow represents difference of vitrinite reflectance ranging from 0.2%Ro to 4.0%Ro. Abbreviations; AFT: apatite fission-track dating, ZFT: zircon fission-track dating.

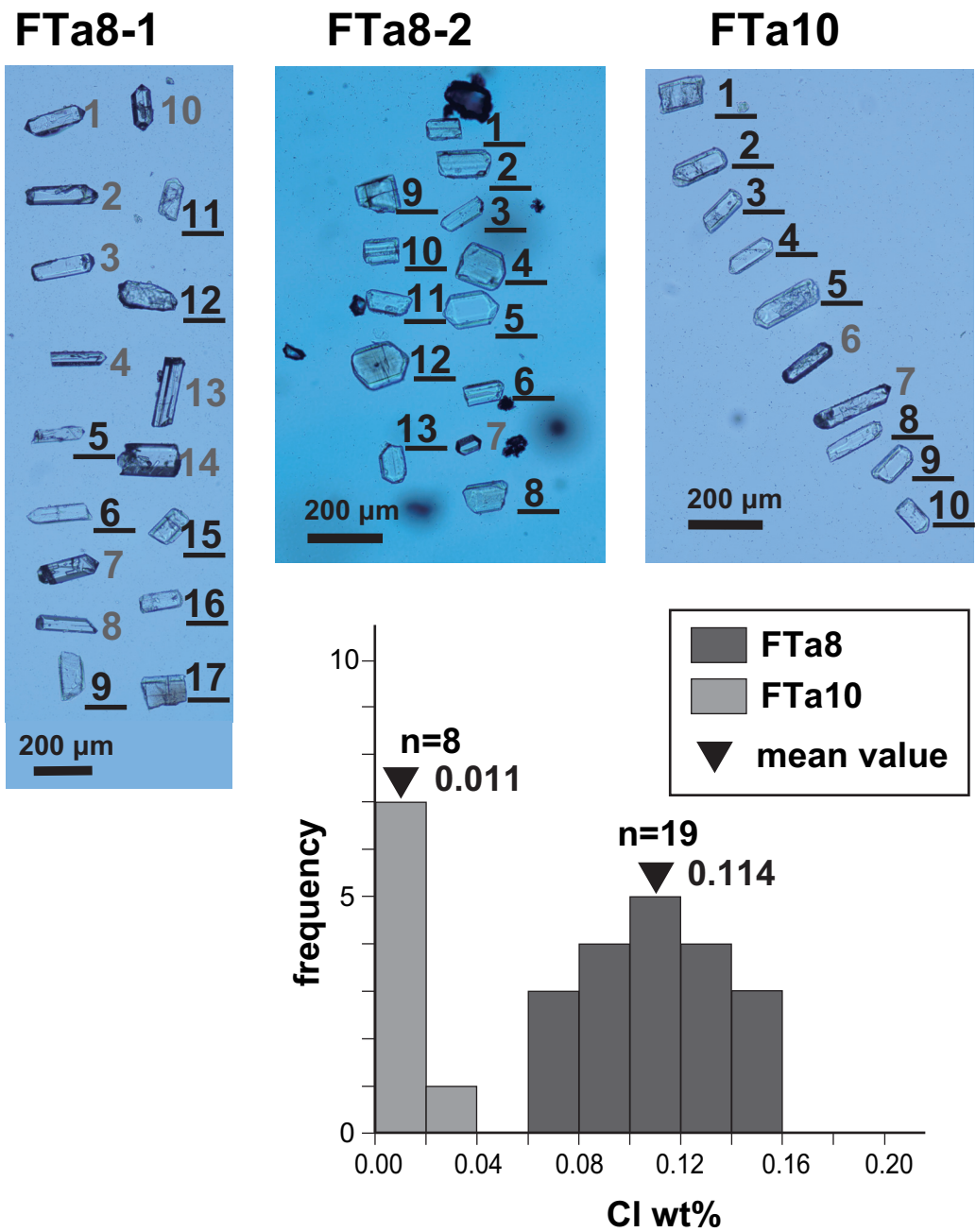


Fig. 24. Apatite and zircon grains of FTa8 and FTa10. Black number with under line indicates apatite grain and grey number indicates zircon grain. A histograms of chlorine concentration (wt%) with WDS-EPMA (JXA-8900) from apatite grains show these photos. Individual apatite grains were measured two points on polished grains and averages of two values were regarded as grain values.

天然条件では一般に塩素 (Cl) を 0.0~2.0 wt% (重量パーセント) ほど含んでいる。そこで、本研究でアパタイト FT 年代を測定した 2 試料について、塩素濃度が閉鎖温度に影響している可能性を検討した。両試料に含まれているのは、火成岩由来のアパタイトであるため、年代を測定した粒子自体の塩素濃度を個々に測定する必要はないと判断される (大平ほか, 2005)。そのため、年代測定を行ったのと同じの鉱物分離試料の中から、アパタイトを任意に選別し、その塩素濃度を測定した。測定には波長分散型 EPMA (JXA-8900: 早稲田大学地球科学教室) を使用した。アパタイト粒子をエポキシ樹脂に冷間で埋め込んで鏡面研磨した後に、測定条件は 15 kV, 20 nA, プローブ径 0 μ m, 標準試料 NaCl で塩素濃度を定量した。泉南流紋岩類試料 (FTa8) では 19 粒子 (Fig. 24), 滝尻アダメロ岩試料 (FTa10) では 8 粒子 (Fig. 24) について、それぞれ 1 粒子ごとに 2 ポイントの濃度測定を行い、平均値を各粒子の塩素濃度とした。結果、塩素濃度は泉南流紋岩類試料 (FTa8) では平均 0.114 wt%, 滝尻アダメロ岩試料 (FTa10) では平均 0.011 wt% であった (Fig. 24)。本研究で扱った両試料のアパタイトの塩素濃度は低く、Ketchamet (1999) により塩素濃度が 0.0 wt% で 92°C, 0.4 wt% の試料で 95~100°C の閉鎖温度が示されていることから、アパタイトの閉鎖温度として本研究が採用した 100 \pm 20°C (Wagner and Van den haute, 1992) が妥当な値であることが支持される。以上の条件から、和泉層群と共に埋没したのならば、FTa8 試料のアパタイト FT 年代は、ブロック A 西部の和泉層群の上昇時期・またはそれ以降の被熱後の冷却を示すと考えられる。その時期は、ブロック A 東部の和泉層群上昇時期 (約 66 Ma) と誤差範囲で一致する時期となるはずであるが、実際は西部、Ng08 地点のカリ長石 K-Ar 年代 (65.8 \pm 2.8 Ma) と 2 σ の誤差範囲で区別される。従って、ブロック A と異なり、ブロック B は和泉堆積盆沈降時の熱的影響を受けていないと解釈できる (Fig. 21A)。また、和泉山脈東部地域、ブロック B の滝尻アダメロ岩から報告されたカリ長石の K-Ar 年代 72.9 \pm 4.6 Ma (76122802: 柴田ほか, 1979) と、ブロック A (Ng08, Ng7 地点) のカリ長石の両 K-Ar 年代は、2 σ の誤差範囲を考慮してもそれぞれ 0.3 m.y., 1.1 m.y. しか重複しないことから、ブロック A とブロック B で冷却史が異なることが支持される。ブロック A とブロック B の境界断層は、高角の南傾斜と推定されており (近畿西部 MTL 研究グループ, 1981), ブロック A は正断層運動でブロック B に対し、相対的に沈降したと考えられる。

ブロック B に位置する、泉南流紋岩類最下部の非凝灰質堆積岩 (側川礫岩) のジルコン FT 年代 (FTsb1: 73.9 \pm 8.2 Ma) は、最上部の FTa8 のジルコン FT 年代より中央値が約 11 m.y. 若く、粒子年代はカイ二乗検定に合格した。前述の通り、碎屑ジルコン粒子から構

成されるまたはそれを多く含む場合、FT がリセットする程度まで再加熱されない限りカイ二乗検定に合格しない (檀原, 1997). よって側川礫岩層が何らかの熱影響で ZTAZ に達するような被熱の結果, 一度 FT が完全に又はほぼ完全にリセットしたと解釈される. 側川礫岩層を含む泉南流紋岩類の東縁部が, ブロック B 内で滝尻アダメロ岩と接していることから, FTsb1 のジルコン FT 年代は, 滝尻アダメロ岩の貫入による被熱 (政岡, 1982) の影響を受けた可能性が示唆される. すなわち, ブロック B において, 90~85 Ma ごろに噴出した泉南流紋岩類は, 74~72 Ma までに東部で滝尻アダメロ岩の貫入による接触変成を受けたが, それ以降は泉南流紋岩類と滝尻アダメロ岩にアパタイト FT 年代およびカリ長石の K-Ar 年代に反映される程度の被熱イベントが起らなかった. つまり, ブロック A の和泉堆積盆の沈降・上昇が起った 71~65 Ma の時期に, ブロック B はほとんど埋没も上昇もしなかったと考えられる (Figs. 21A, 22). 東方ほど堆積盆の底部が露出すると考えられる和泉山脈東部地域については, 堆積盆拡大時に形成された東西性の階段状断層群が, ブロック A とブロック B の漸移的境界となっている可能性がある. Ng10 のカリ長石の K-Ar 年代については, ブロック A および後述のブロック B で推定される冷却曲線において, 2σ の誤差範囲でブロック A, B 両方の曲線と重複している. そのため, ブロック A, ブロック B のどちらに帰属する可能性も考えられるが, 年代の中央値が両ブロックの冷却曲線のほぼ中間に位置するため, 漸移境界に位置しているとも考えることも可能である. いずれにしても, 年代の誤差範囲内でどの可能性も考慮されるため, 本研究では冷却曲線 (Fig. 21A) に示していない. また, 和泉山脈東部のブロック境界の決定にも有効ではない.

4) ブロック C の被熱・冷却史

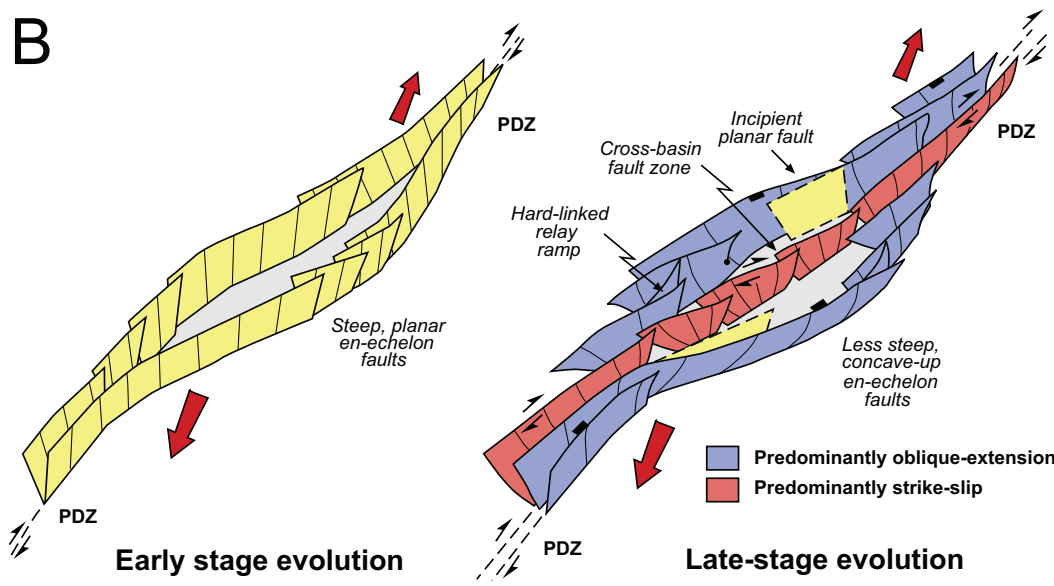
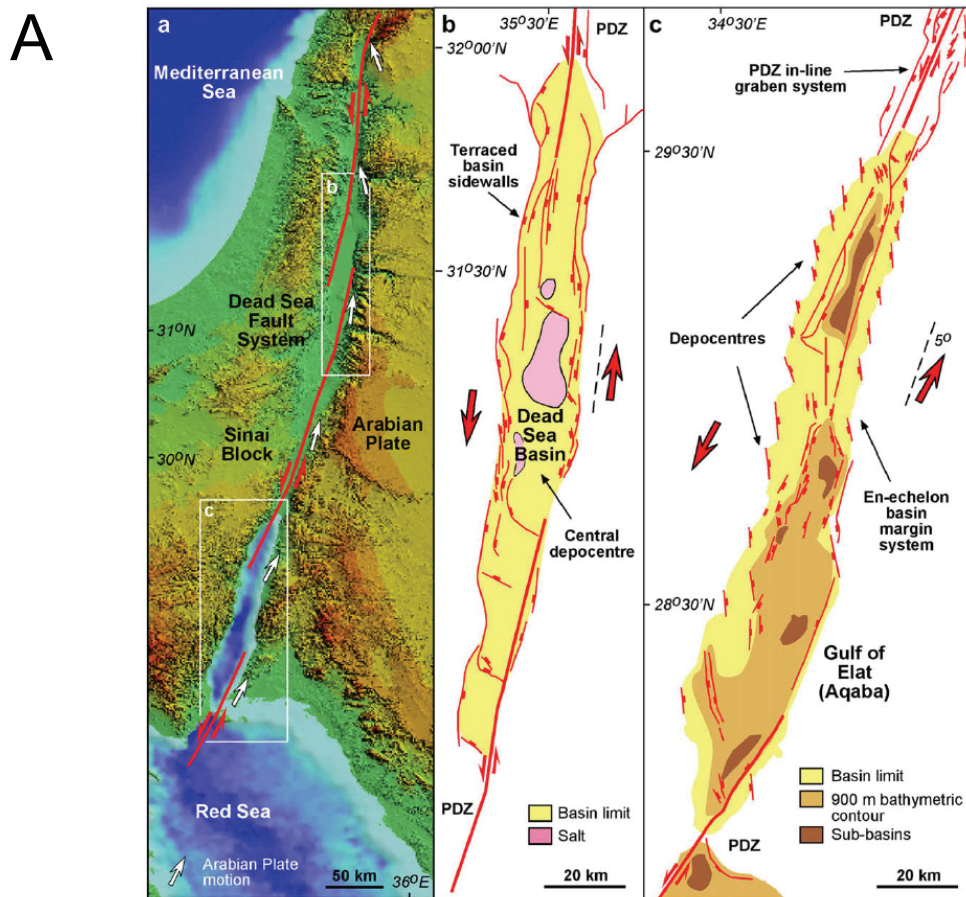
ブロック C に位置する, 近木川地域の滝尻アダメロ岩 (FTa10) のジルコンおよびアパタイト FT 年代は, それぞれ 67.8 ± 5.4 Ma と 50.0 ± 6.6 Ma である. 滝尻アダメロ岩の貫入時期は和泉層群堆積開始以前とされる (山田直利ほか, 1979). 正確な貫入時期はジルコン U-Pb 年代等で検討する必要があるだろうが, 比較的高い閉鎖温度 ($530 \pm 40^\circ\text{C}$; Harrison and McDougall, 1980) の普通角閃石の K-Ar 年代 86.8 ± 8.6 Ma (Ng08 : Shibata et al., 1994) および 78.0 ± 4.8 Ma (Ng10 : 柴田ほか, 2003) が報告されているため, より閉鎖温度の低い黒雲母の K-Ar 年代 80.5 ± 5.0 Ma (Ng08 : Shibata et al., 1994) も考慮すると, 滝尻アダメロ岩の貫入時期は, 普通角閃石の K-Ar 両年代が 2σ の誤差範囲で重なる約 80 Ma より古いと考えられる. よって, 側川礫岩層のジルコン FT 年代 (73.9 ± 8.2 Ma) は, 東部地域の滝尻アダメロ岩の閉鎖温度以下への冷却時期を示すのだろう.

ジルコン FT 年代 67.8 ± 5.4 Ma は, 誤差範囲を考慮すると本地域の和泉層群の堆積開始

直前から堆積終了以降に相当する。一方、アパタイト FT 年代 50.0 ± 6.6 Ma は、ブロック A の和泉層群堆積年代より中央値が 21 m.y. 程若い。また、ブロック A が上昇に転じた年代を示すと解釈された滝尻アダメロ岩のカリ長石 K-Ar 年代（試料 Ng08 の 65.8 ± 2.8 Ma および Ng7 の 65.2 ± 4.0 Ma）と 2σ の誤差範囲で区別される。更に、このアパタイト FT 年代は、ブロック B の泉南流紋岩類のアパタイト FT 年代 (80.0 ± 11.2 Ma) より中央値が 30 m.y. 程若く、 2σ の誤差範囲で区別される。以上のように、ブロック C とブロック A, B についても、浅所で異なる上昇史を経たと解釈される (Figs. 21A, 22)。FTa10 地点周辺の和泉層群北縁部の被熱温度が $175 \sim 183^\circ\text{C}$ (Table 3) と見積もられているため、ブロック C の滝尻アダメロ岩 (FTa10) がブロック A の和泉層群と同時期に同程度沈降したとしても ZPAZ に到達せず、ジルコン FT 年代に若返りは生じない。すなわち、FTa10 のジルコン FT 年代 (67.8 ± 5.4 Ma) は、ブロック C の滝尻アダメロ岩が冷却過程でジルコン FT 年代の閉鎖温度 240°C を初めて下回った時期を示すと解釈される。そのため、ブロック C の滝尻アダメロ岩は、ブロック A の和泉層群と同時期 (67.8 ± 5.4 Ma) の急速な上昇に伴って 240°C 以下まで冷却され、 50.0 ± 6.6 Ma 以降に露出レベルに達したという地史が考えられる。ブロック B との境界断層は、高角の北傾斜と推定されており (政岡, 1982)、ブロック C はブロック B に対して逆断層運動により上昇したと考えられる (Fig. 22)。

5) 和泉山脈地域の和泉堆積盆の発達過程

和泉堆積盆の縁辺部に発達した断層の特徴から、堆積盆の発達史を考察する。和泉堆積盆で観察される側方への急激な岩相変化、堆積盆内部での褶曲発達、直線的な堆積盆縁部境界は、プリアパート堆積盆の典型的特徴として挙げられている (Crowell, 1974)。さらに、堆積盆軸方向の一方向に時代が若化する和泉堆積盆の特徴は、非対称プリアパート堆積盆の Ridge Basin (Crowell, 1982) と共通する。よって、従来多くの研究者が支持してきたように (Miyata, 1990 ; 山北・伊藤, 1999 ; Noda and Toshimitsu, 2009)、和泉堆積盆はプリアパート堆積盆の一形態であろう。Shreurs and Colletta (1998) による横ずれ圧縮場のモデル実験では、基盤の横ずれ方向のひずみ速度とそれに直交する方向のひずみ速度の比であるひずみ速度比が 3.6 の場合は正の花弁構造が発達して隆起し、7.3 の場合は全体的には隆起も沈降も生じず横ずれ断層が卓越する。つまり、一般的な横ずれ圧縮場での堆積盆の沈降は、ひずみ速度比が大きい場合のみ生じると考えられるため、横ずれ堆積盆である和泉堆積盆の形成応力場は、ほぼ純横ずれ場または横ずれ引張場のどちらかである。和泉層群主分布域の北縁に沿った大規模断層が確認されないため、和泉堆積盆は不連続な断層群を境に沈降したと推定される。Wu et al. (2009) によると、横ずれ引張場で発達し



Wu et al. (2009)

Fig. 25. Transtensional pull-apart basins of natural conditions and analogue modeling for sand box after Wu et al. (2009). (A) Transtensional and pure pull-apart systems in the southern end of the Dead Sea fault system. (B) Evolution of fault zone in a transtensional pull-apart basin system. In the early stage, a narrow basin is formed between planar sub-vertical en-echelon faults. In the late stage, soft- and hard-linked concave-upward en-echelon faults and initiation of new planar faults are developed.

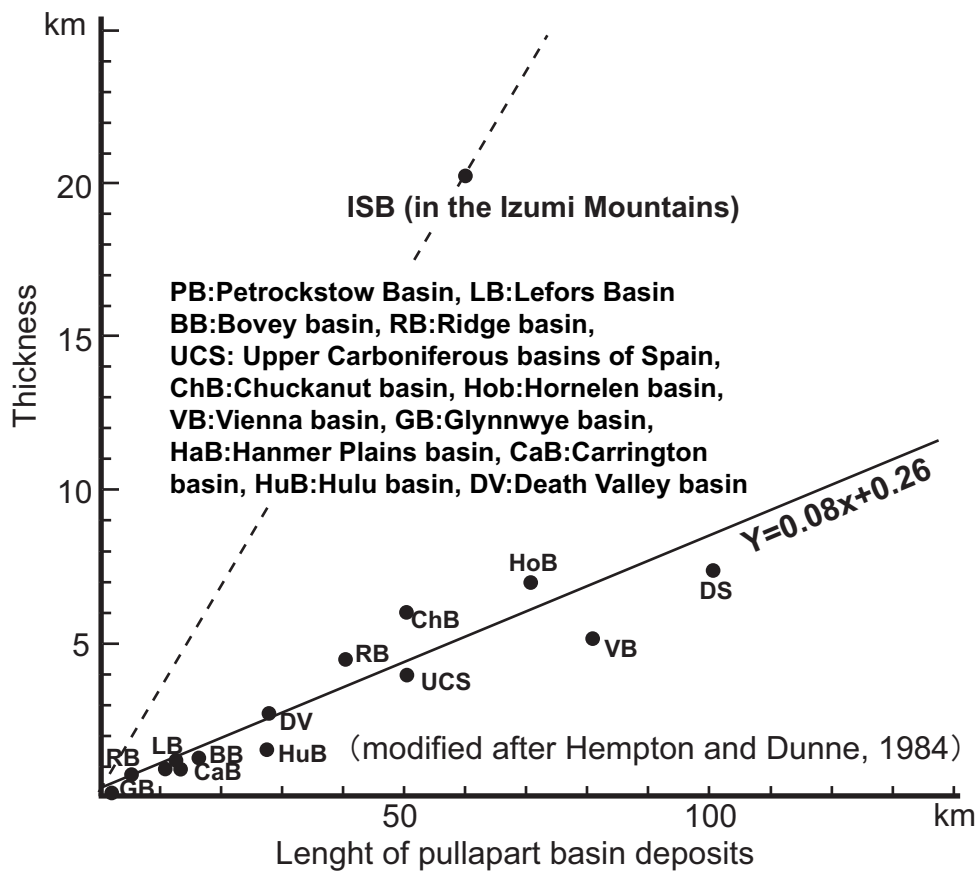


Fig. 26. Relationship between length of several pull-apart basin deposits and total thickness (modified after Hempton and Dunne, 1984). Total thickness of Izumi sedimentary basin (ISB) in the Izumi Mountains referred to Miyata et al. (1994).

たプリアパート堆積盆の縁辺部は、単一断層面ではなく不連続に発達する雁行状の断層群により画され、堆積盆外縁部はその沈降の影響をほとんど受けない (Fig. 25A, B). この断層群が堆積盆発達に伴って盆の内側の運動を停止して外側に拡大した場合、断層群に挟まれる範囲において堆積物と基盤岩の一部は不整合関係となりうる (Fig. 25A). また、このような断層群は、純粋な横ずれ運動で形成されたプリアパート堆積盆では発達せず、斜交分岐運動 (横ずれ引張場のプリアパートシステムや高角のリフティング) による堆積盆形成でしか発達しないことが示唆されている. そのため、和泉堆積盆は横ずれ引張場のもとで発達したプリアパート堆積盆と判断される. 同じ横ずれ変位量では、横ずれ引張場で発達したプリアパート堆積盆は、純粋な横ずれでのプリアパート堆積盆と比較して、堆積盆の規模が大きくなるため (Wu et al., 2009), 和泉層群が他の代表的なプリアパート堆積盆より大きな積算層厚を有する原因の一つとなった可能性がある (Fig. 26). 実際、Wu et al. (2009) が純横ずれ場と横ずれ引張場で形成した堆積盆例として示した中東の死海盆地とアカバ湾 (Fig. 25A) を比較すると、死海の最深部が約 -700 m で盆地の平均標高は約 -200 m あるが、アカバ湾は最深部が -1850 m で沿岸を含めた約 8 割が -800 m 以深と、同じ断層系に位置するにもかかわらず地形的特徴が大きく異なる (Ben-Avraham et al., 1979). 堆積環境が異なるため、厳密には堆積物による埋積速度の違いも加味する必要があるだろうが、沈降量が大きく異なることがこの差の主な要因と考えられる.

近畿地方の白亜紀後期の広域応力場は横ずれ圧縮応力場とされ、和泉層群形成についても横ずれ圧縮応力場で発達したという議論がある (Okudaira et al., 2009) が、上記の境界断層群の特徴より和泉堆積盆は広域応力場とは異なる局所的な横ずれ引張場で発達したものと見られる. そのような例として以下に二つを示す. Ratschbacher et al. (1989) はアルプス東部地域において、広域圧縮場に存在したと考えられている地域的な引張場を報告しており、その原因として、地殻の厚さの肥大化による地殻の沈降または大陸地殻下の海洋地殻がマントルへ沈み込むことにより発生した引張場である可能性を示している. また、Daczko et al. (2007) は、プレート収束境界に位置し横ずれ圧縮場での上昇史をもつオーストラリア沖のマッコリー島において、地域的な引張場が卓越して働いていると示唆された原因として、過去の海嶺沈み込みと湾曲したプレート境界に発達した無数の雁行ステップが関係していると考察している.

和泉堆積盆の上昇時に、断層および不整合で画される泉南流紋岩類が和泉層群と共に上昇した場合、現在露出する泉南流紋岩類は、和泉層群北縁部と同程度の ATAZ を超える被熱を経験し、そのアパタイト FT 年代は結局のところ和泉層群上昇時期を反映すると考えら

れる．ところが，前述のように，試料 FTa8 のアパタイト FT 年代は 80.0 ± 11.2 Ma で，和泉層群上昇時期を示すとは考えられない．そのため，このアパタイト FT 年代を解釈するには，ブロック B 側に大規模な上昇運動が生じてはならないため，和泉堆積盆の上昇の際に泉南流紋岩類を伴わないことが必要となる．Arthur (1989) は横ずれ引張場から横ずれ圧縮場に変化した Rhomb 型プルアパート堆積盆において，沈降の際に運動した堆積盆縁辺部の断層が再活動することで，以前の堆積盆の主沈降部が一転して上昇に転ずる発達史を示唆している．和泉層群（ブロック A）と基盤岩（ブロック B）の被熱・冷却史は，和泉山脈地域の和泉堆積盆が同様に，堆積盆縁辺の基盤岩とは独立して上昇に転じたことを示唆する．具体的には，南北圧縮により，ブロック B の南北両側の断層が逆断層としてブロック A およびブロック C が上昇したとすれば和泉層群堆積以降の冷却史を説明できるだろう．本研究で示唆されたような急速な沈降後にすぐに生じた比較的大きな上昇は，市川ほか (1981) が想定した paired bend において，左横ずれ断層東側の横ずれ引張場における堆積盆の沈降と，より西側の横ずれ圧縮場における旧堆積盆中心の上昇の繰り返すという地史を反映している可能性がある．しかし，paired bend の発達過程において，それが順次一方向に移動していくような現象は一般に知られていない (Mann, 2007)．横ずれ引張場の開放性屈曲において，物理的に脆弱な地殻部分が存在する場合，その部分が上昇場となることが議論されている (Dooley et al., 2012)．このような部分が和泉堆積盆の地下で東に順次移動するような現象が起こるかもしれない．和泉堆積盆の発達機構についてはさらに議論する必要があるが，本研究の示唆は，和泉堆積盆では短期間で沈降場から上昇場へと転換していたことを間接的ながら支持する初めての熱年代学的証拠と言える．橋爪ほか (1993) は，淡路島の南部相の堆積相と古流向および碎屑物の特徴から，南部相堆積時にはすでに南部相北側が上昇の著しい削剥場であったと推定している．すなわち，堆積盆中心の移動後の旧堆積盆中心の上昇量は比較的大きなものと考えられるが，本研究の熱年代はこの見解を強く支持する．

4. 3. 2 和泉層群の東進と領家・山陽帯の火成活動の関係

和泉層群の東への堆積年代の若化（いわゆる東進）の速度に関しては，これまでに化石層序と古地磁気層序による検討結果が示されている．化石層序と古地磁気層序から概算される値はそれぞれ 25 km/m.y. (市原ほか, 1986)， 21 km/m.y. (小玉, 1990) である．和泉層群のジルコン FT 年代は，前述の宮田ほか (1994) と本研究による和泉山脈地域 (71.4 ± 4.6 Ma， 70.3 ± 4.8 Ma) の他に，四国松山地域 (77.3 ± 4.4 Ma : 佐藤ほか, 2005)，四国

中央部地域 (76.8 ± 4.8 Ma, 92.1 ± 11.4 Ma : 野田ほか, 2010) で測定されており, 和泉層群主分布域の西端から東端の範囲を網羅している (Fig. 27). 四国地域の 3 試料のジルコン FT 年代は, コンファインド・トラック長解析の結果に有意な短縮は認められず, 堆積年代を保持していると解釈されている. しかし, 92.1 ± 11.4 Ma については, 四国西部・中央部地域で測定された他の 2 つの FT 年代の中央値と大きく異なるだけでなく, 近接地点の放散虫化石では中期カンパニアン期 (約 $80.5 \sim 76.5$ Ma : Ogg and Hinnov, 2012) が示唆されている (野田ほか, 2010). この年代は測定が困難な微細なジルコン粒子を使用しており, 総トラック数が少ないため, 本研究での検討に採用しない. 宮田ほか (1994) による FT 年代のうち, 前述の 3 試料は京都フィッション・トラックで測定されたデータであるが, 測定者: 同社檀原 徹氏, 熱中性子照射: 立教大学実験原子炉, 測定方法: ED2 (結晶外部面) であり, それ以外の FT 年代では, 測定者: 同社岩野英樹氏, 熱中性子照射: 日本原子力研究開発機構 JRR 3 号炉, 測定方法: ED1 (結晶内部面) と条件が大きく異なるため, 本研究での東進速度の計算には使用しない. 和泉層群のジルコン FT 年代は, MTL 沿いの東西方向を横軸として配列すると, 前述の四国中央部地域の 1 試料 (野田ほか, 2010) と和泉山脈西端部の 1 試料 (宮田ほか, 1994) を除き, ほぼ直線関係で東ほど若くなる (Fig. 27). その勾配を佐藤ほか (2005), 野田ほか (2010) の各 1 試料と本研究の 2 試料の計 4 試料の線形回帰で計算することで, 松山地域から和泉山脈地域間の和泉層群の平均東進速度 34.6 ± 4.3 (1σ) km/m.y. が見積もられる. 野田ほか (2010) を除き, いずれも和泉層群北縁の基底不整合付近の試料であるため, この値は和泉層群堆積開始時期の東進速度を示す. 一方, 古地磁気層序および化石層序によるこれまでの推論は, 堆積盆中心の移動速度を示していると言える. FT 年代による検討結果とこれらが異なる原因として, 古地磁気層序および化石層序の分解能の問題で, 実際より堆積期間が大きく見積もられた可能性や, FT 年代の誤差の影響等が考えられる. 本研究で見積もられた東進速度から単純計算で推定される和泉層群の堆積期間は, 四国松山地域から和泉山脈まで約 $77.9 \sim 70.3$ Ma である.

和泉層群の西方延長 (山北・大藤, 2000 など) とされる大野川層群は, イノセラムス化石層序より *Inoceramus hobetsensis* 帯から *Inoceramus amakusensis* 帯に区分されている (野田, 1994). Hayakawa and Hirano (2013) の蝦夷層群におけるイノセラムス化石帯で時代対比すると, 大野川層群の化石年代は, 最長で中期チューロニアン期から前期カンパニアン期前期のおおよそ $93 \sim 82$ Ma (Ogg and Hinnov, 2012) と考えられる. これより大野川層群の堆積年代は, 四国地域の和泉層群より若干古いことが示唆される (Fig. 27). すなわち, 大野川層群と和泉層群の堆積期間は重複しておらず, 堆積盆中心の東進が九州

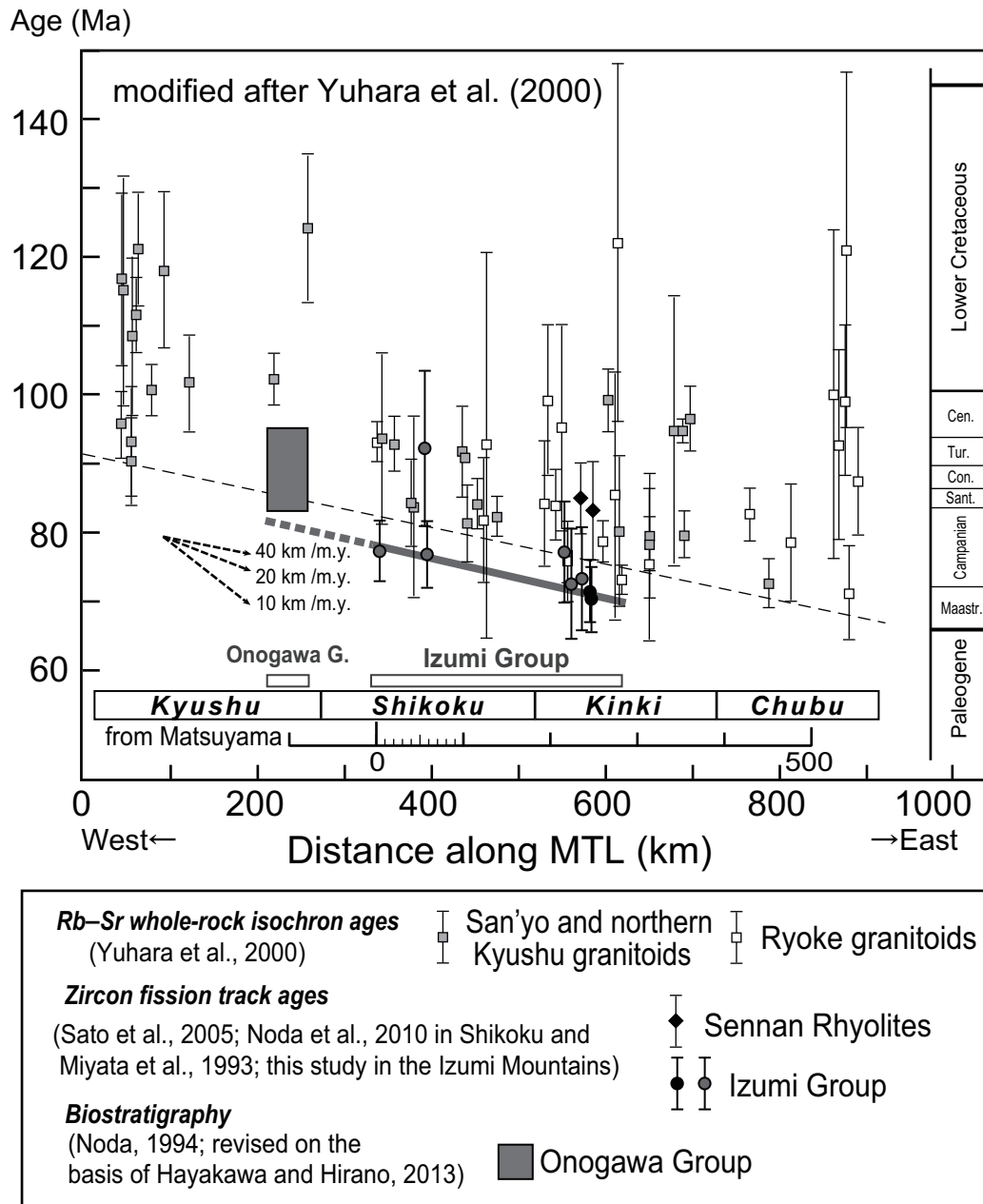


Fig. 27. Whisker plots showing Rb–Sr isochron ages of granitoids, fission-track ages, and biostratigraphic ages of sedimentary rocks distributed along the MTL, southwestern Japan. Rb–Sr whole-rock isochron ages of the Ryoike and San'yo granitoids (gray squares and open squares, respectively) are from Yuhara et al. (2000). Zircon fission-track ages of the Sennan Rhyolites (black solid rhombus) are from this study. Zircon fission-track ages of the Izumi Group are from Miyata et al. (1994), Sato et al. (2005), Noda et al. (2010) (grey solid circles), and this study (black solid circles). Error bars indicate two standard errors (2σ). The biostratigraphic age of the Onogawa Group (Noda, 1994) was revised following Hayakawa and Hirano (2013). The thin dashed line represents the younger limit of whole-rock ages (Yuhara et al., 2000). The thick line represents the approximate formation age of the formation of the basin in which the Izumi Group was deposited.

地方から近畿地方まで連続して生じた可能性は否定されない。

MTLの北側に分布する花崗岩類の放射年代をもとにした白亜紀火成活動の東進速度がいくつも見積もられている(例えば, 約 30 km/m.y.: Kinoshita, 1995). Yuhara et al. (2000)によりまとめられた領家花崗岩類・山陽花崗岩類の Rb-Sr 全岩アイソクロン年代と和泉層群の堆積年代を MTL 沿いの位置で比較すると, Rb-Sr 全岩アイソクロン年代下限の東への若化を示す点線 (37 km/m.y.) と, 本研究による和泉堆積盆東進の回帰直線 (35 km/m.y.) は, 4.5~5 m.y.の時間間隔を介して概ねパラレルな関係にある (Fig. 27). 4.5~5 m.y. は東西距離で約 170 km に相当するため, 後期白亜紀の西南日本において, 深成火成活動の活発な地域と和泉層群の堆積盆東端は 170 km ほどの距離を保ちつつ共に東へ移動していたことになる。

4. 3. 3 周辺地域の花崗岩類の冷却史との比較

滝尻アダメロ岩・泉南流紋岩類を区分するブロック B とブロック C の関係と類似するものが, 明石海峡を挟んで分布する淡路島北部の領家花崗岩類花崗岩質岩と六甲山地の山陽花崗岩類六甲花崗岩の冷却史である (Fig. 21B). 淡路島北部の花崗岩質岩のアパタイト FT 年代は 83 ± 18 Ma (Ito, 2004) であり, 泉南流紋岩類 (ブロック B) から得られたアパタイト FT 年代とよく一致する。一方, レーザーアブレーション誘導結合プラズマ質量分析法を用いたジルコンとアパタイト FT 年代から推定された六甲花崗岩の冷却史 (末岡ほか, 2010) は, ジルコン FT 年代の閉鎖温度を通過するのが 68.6~39.0 Ma, アパタイト FT 年代の閉鎖温度を通過するのが 30.8~19.5 Ma である。すなわち, 滝尻アダメロ岩 (ブロック C) の 300°C 以下の冷却史は, 淡路島北部の花崗岩質岩よりも六甲花崗岩に類似する (Fig. 21A, B). 淡路島北部の領家花崗岩類は, 和泉山脈地域のブロック B と同様に, 和泉層群堆積以前に上昇後, 大きな温度変化を伴う沈降・上昇を経験していないのであろう。

4. 4 結論

和泉山脈地域の和泉層群, 泉南流紋岩類, および滝尻アダメロ岩の熱年代学的データより, 本地域をブロック A, B, C に三分することで, その冷却史を合理的に解釈できることが明らかとなった。和泉堆積盆北縁での不連続な断層群を伴う和泉堆積盆の発達では, ブロック B の基盤岩が和泉層群 (ブロック A) の沈降・上昇の影響を受けないため, 両ブロックの冷却史は大きく異なる。和泉堆積盆沈降時に発達したと見られる雁行状の不連続な断層群は, 和泉堆積盆が横ずれ引張場で形成された可能性を示唆する。泉南流紋岩類 (ブ

ロック B) に貫入した滝尻アダメロ岩については、熱影響は東部地域に限定され、現在分布する滝尻アダメロ岩の広範囲 (ブロック C) が、白亜紀以降に泉南流紋岩類と接したことが示唆された。ブロック B の泉南流紋岩類・滝尻アダメロ岩を南北から挟む境界断層・断層群が逆断層として活動することで、和泉層群を含むブロック A と滝尻アダメロ岩の広範囲を含むブロック C の上昇が起ったと考えられる。さらに、これらの熱年代学的な検討からは、和泉層群の北縁部周辺において和泉層群堆積後に貫入した大規模な岩体の存在は支持されなかった。また、和泉山脈東部地域における和泉層群および滝尻アダメロ岩の熱年代学的検討から、和泉層群の埋没から上昇への変遷は数 Ma の短期間で生じたことが示唆された。これは、堆積盆中心の東への移動と旧堆積盆中心の上昇を繰り返す (市川ほか, 1981) ような、和泉堆積盆の東進過程を反映したものと考えられる。

5. 被熱モデリング

5. 1 熱年代とビトリナイト反射率を用いた温度履歴の推定

和泉山脈東部地域の埋没被熱史を復元するため、一定条件を満たす温度パスを自動検索するプログラムを作成した。和泉層群との不整合近傍に位置する Ng08 の放射年代と閉鎖温度、東進速度または化石年代から推定される堆積年代、和泉山脈東縁部で得られた $R_m = 2.64\%$ の 3 条件を拘束条件とした。

温度履歴からビトリナイト反射率の計算には SIMPLE-Ro (Suzuki et al., 1993) のうち、EASY-Ro (Burnham and Sweeney, 1991) により較正されたスキーム (B) を適用した。ビトリナイト反射率の被熱温度・時間による変化については、以下の式で定義することができる (Suzuki et al., 1993)。

$$Ro = \exp[\ln(Roo) + 3.7F_c] \quad (1.1)$$

$$F_c = fa - fa \exp\left(-\int_0^t k dt\right) \quad (1.2)$$

$$k = A \exp(-E_{app}/RT(t)) \quad (1.3)$$

$$E_{app} = \alpha \ln(Ro) + \beta \quad (1.4)$$

到達するビトリナイト反射率が Ro である。 Roo は被熱を受けていない初生的な“ビトリナイト”の反射率であり、通常 $Roo=0.2$ が与えられる。 F_c はビトリナイトが受けた熱影響の積算で、有機物の被熱による重量減少量と関連する値である。 fa はビトリナイトの熱分解と重量比に関する係数で 0.85 が与えられる。 k は反応速度定数と呼ばれ、ビトリナイトの微小時間での重量変化量の元重量に対する比例定数であり、温度と活性化エネルギーに依存する。ビトリナイトの炭化過程は Arrhenius 則に従うとされる (Burnham and Sweeney, 1991)。 k の時間積分に fa を積算した値が、ビトリナイトの熱分解による総重量変化比である。温度履歴が $T(t)$ であり K 単位で用いられる。 E_{app} はビトリナイトの活性化エネルギーであり、この値が自身の反射率により随時変化し、反射率が上昇するほど上昇する。すなわち、反射率が上昇するほどビトリナイト反射率が上昇しにくくなることを意味する。この事象が、長期間の定温被熱に関して、被熱時間の違いでビトリナイト反射率の変化がほとんど生じないという、いわゆる温度飽和状態を引き起こす。 t は時間であり、秒単位で扱われる。 A は頻度因子で 10^{13} (s^{-1})、 R は気体常数の 8.314 ($J \cdot K^{-1} mol^{-1}$)、 α と β は反射率の自然対数と活性化エネルギーとの関係の線形近似式の係数で、本研究では Suzuki et al. (1993) におけるスキーム (B) の $\alpha=9.7$ 、 $\beta=54.1$ を使用する。

数値シミュレーションでは、 F_c について時間 Δt で離散化した以下の式を用いる。

$$F_c = fa - fa \cdot \exp\left(\sum_{i=1}^n (-ki \cdot \Delta t)\right) \quad (1.5)$$

$$ki = A \exp(-E_i/RT(ti)) \quad (1.6)$$

E_i および $T(ti)$ は時刻 ti におけるビトリナイトの活性化エネルギーおよび温度であるが、 E_i はその値自体に現在の反射率がフィードバックするため、温度変化の大きい温度パスにおける離散化に関しては十分に小さい時間幅で分割することが必要である。本研究では、温度一時間パスからのビトリナイト反射率の計算にすべてこのスキームを用いる (Figs. 23, 28 など)。

両端を拘束された温度パスから、反射率が Ro ($\equiv Rm$: 第 2 章を参照) = 2.64% を満たす温度パスを検索するため、2 通りの初期条件を与えた (Fig. 28A, B)。第 1 の条件 (Fig. 28A) は、本研究による東進速度の見積もり 35 km/m.y. から計算される Ng08, TK08 付近の堆積年代 (約 70.3 Ma) と、Ng08 の熱年代 (65.8 Ma ; 閉鎖温度 173°C) をもとにした。第 2 の条件 (Fig. 28B) は、マーストリヒチアン期の下限の年代 (72.1 Ma) を堆積年代として、Ng08 の 2σ の範囲で最も若い年代 (63.0 Ma ; 閉鎖温度 173°C) を熱年代とした。すなわち、第 2 の条件は考慮される東部での被熱の最長期間の条件である。なお、和泉山脈地域中部の滝尻アダメロ岩のアパタイト FT 年代 50.0 Ma をもとに閉鎖温度 100°C の温度パスを便宜上与えてあるが、173~100°C の区間での反射率の変化は 0.01% Ro 未満であり、結果的に温度パスの決定に寄与していない。50 Ma 以降の 100°C 以下での被熱についても、同様であると考えられる。堆積後から最高古地温を経験して、173°C まで冷却する間の温度パスについて、2 つのパターンを検討した。一つは、最高古地温に到達した後、速やかに 173°C まで冷却する場合で、この区間の温度パスの可変コントロールポイントは 1 点である (Fig. 28 の赤色線)。ただし、計算上必要な最高古地温での被熱時間を 0.01 m.y. として与えている。もう一つは、最高古地温に到達した後、定温状態で最大期間の被熱後、速やかに冷却する場合である。この区間の温度パスの可変コントロールポイントは 2 点である (Fig. 28 の青色線)。温度の変化率については、昇温・降温とも 150°C/m.y. を上限とした。検索の一致精度は被熱温度 $\pm 0.25^\circ\text{C}$ または $\pm 0.005\% Rm$ を設定し、パスは最高古地温に到達する時間を 0.1 m.y. 間隔で変更して描画した。解析の結果、第 1 の条件 (70.3–65.8 Ma) では、68.9–66.2 Ma 期間に最高古地温 228~249°C での被熱が復元された。速やかに冷却する場合の平均的な昇温・降温率は 65°C/m.y. であった。被熱当時の地温勾配として 30°C/km, 温度変化の原因が埋没・上昇によると仮定すると、後述の埋没効果を無視した場合、

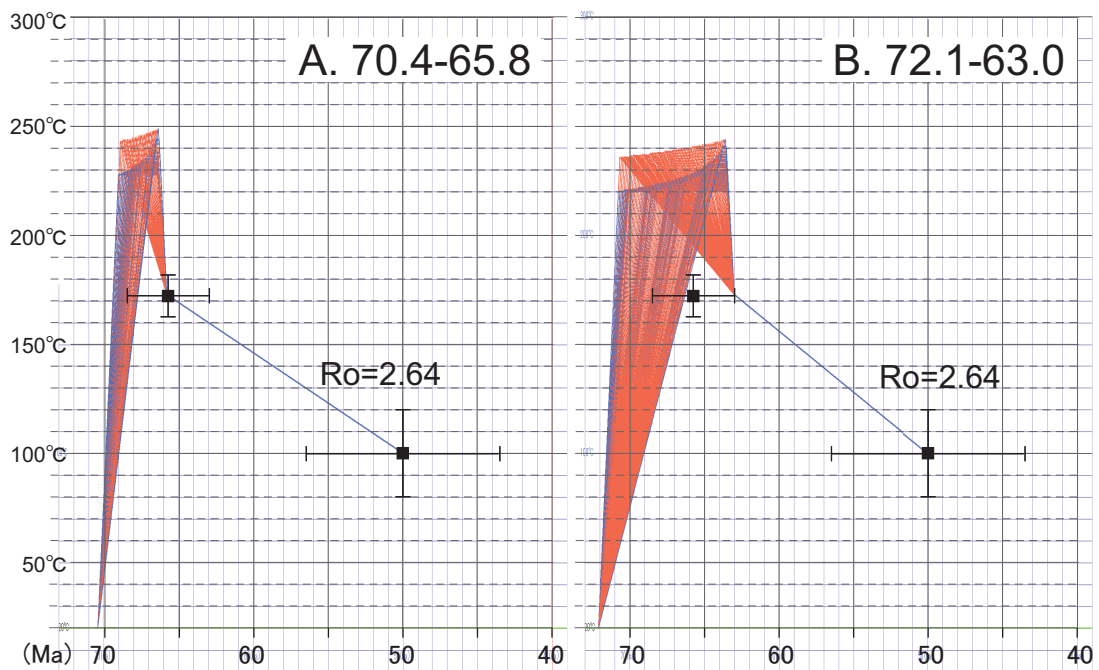


Fig. 28. Time-temperature path models of the Izumi Group with vitrinite reflectance and thermal chlonological data in the Izumi Montains. Vitrinite reflectance was calculated using scheme (B) of Suzuki et al. (1993). For this study, two assumption were made for modelling: (A) Depositional time=70.4 Ma, time of cooling at 173°C=65.8 Ma; (B) Depositional time=72.1 Ma, time of cooling at 173°C=63.0 Ma.

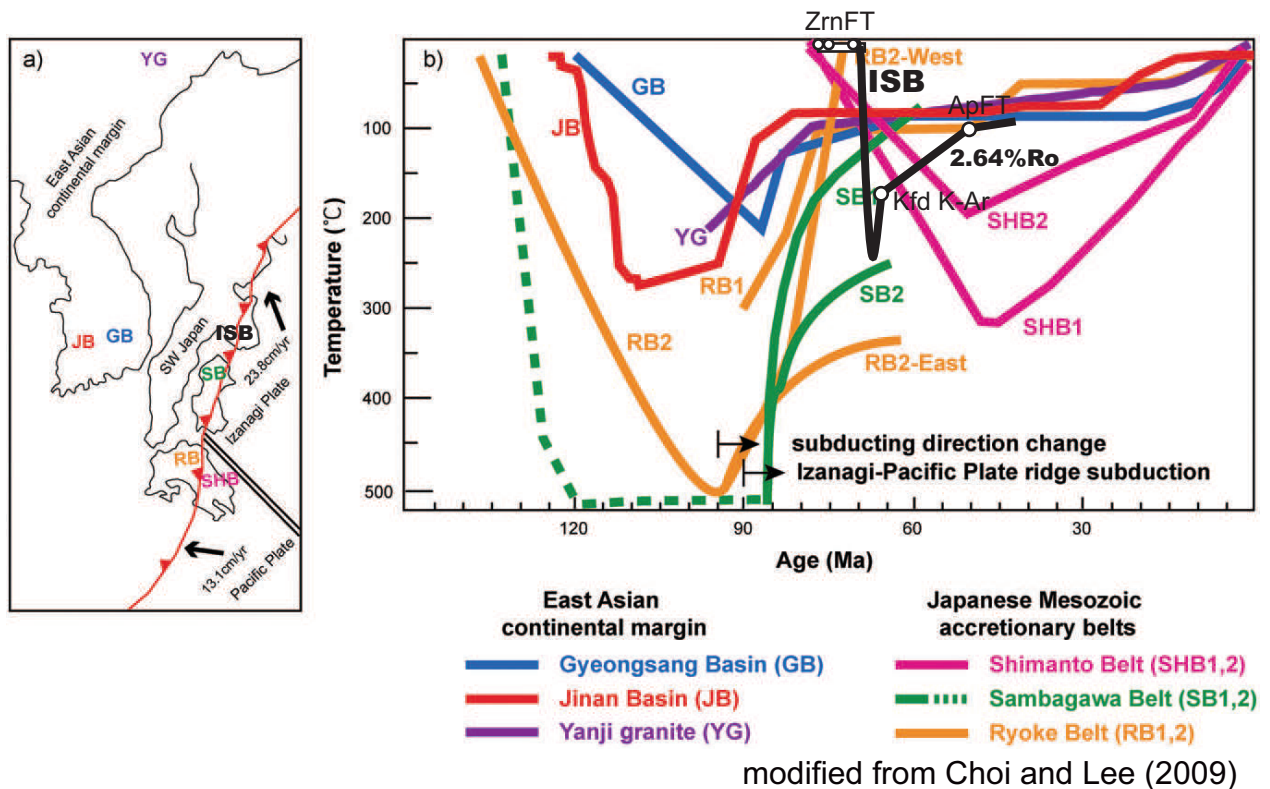


Fig. 29. Thermal histories of the East Asia continental margin (Cretaceous Gyeongsang, Jinan, and Izumi basins, Yanji granitoids, Ryoke, Sambagawa, and Shimanto belts) in the Late Cretaceous to present. Thermal history of the Izumi basin was estimated in this study. Others are after Choi and Lee (2009).

平均して 2.2 km/m.y. の埋積速度と削剥速度が計算される。第 2 の条件 (72.1–63.0 Ma) では、70.8–63.3 Ma 期間に最高古地温 220~244°C での被熱が復元された。速やかに冷却する場合の平均的な昇温・降温率は 30°C/m.y. であった。前者と同様に仮定すると、平均して 1.0 km/m.y. の埋積速度と削剥速度が計算される。

この和泉堆積盆の温度曲線 (Fig. 28A) を東アジアの白亜紀の代表的な堆積盆と比較すると、和泉堆積盆の沈降開始時期や上昇の時期が大陸縁辺部の他の横ずれ堆積盆と一致していない (Fig. 29)。おそらく、和泉堆積盆の形成発達には、何らかの地域的なテクトニクスが大きく影響していたのだろう。第 4 章で議論したとおり、和泉帯の沈降と上昇には、MTL の横ずれ運動が複雑に関連した応力場の変遷が関与していた可能性がある。

5. 2 埋没の数値モデルシミュレーション

5. 2. 1 原理

本研究では、堆積盆での急速な沈降がもたらす温度状態と上昇時の温度状態及び熟成状態の変化について、数値モデルで復元することを目的としてシミュレーションプログラムの作成とモデル計算を実施した。

Hutchison (1985) は海洋プレート上の堆積物の地殻熱流量に堆積物の埋積が及ぼす影響を数値モデルにより明らかにした。鉛直方向に伸びる堆積物柱の dz 空間における質量保存の法則および上面と底面の熱量の収支より、鉛直方向に物質が速度 V ($\text{m} \cdot \text{s}^{-1}$) で移動する場合の一次元熱拡散方程式は以下のように表現できる (2.1 式)。

$$\frac{\partial \rho C}{\partial t} \frac{\partial T}{\partial t} = \frac{\partial}{\partial z} K \frac{\partial T}{\partial z} - \frac{\partial \rho C V}{\partial z} \frac{\partial T}{\partial z} + A \quad (2.1)$$

温度 T (K)、時間 t (s)、鉛直方向の座標 z (m)、 ρ は物質の比重 ($\text{kg} \cdot \text{m}^{-3}$)、 K は熱伝導率 ($\text{W} \cdot \text{m}^{-1} \cdot \text{K}^{-1}$)、 C は比熱容量 ($\text{J} \cdot \text{kg}^{-1} \cdot \text{K}^{-1}$) であり ρC が単位体積あたりの熱容量である。 A ($\text{W} \cdot \text{m}^{-3}$) は熱生産で、岩石の場合は内部に含まれる放射性核種の壊変により発生する熱量が該当する。 ρC は時間の偏微分に関して通常は定数として扱える。

Hutchison (1985) は、基盤岩上に堆積した堆積物の鉛直方向への移動に関して以下の 2 式を用いている (2.2 および 2.3 式)。

(堆積物の埋没時)

$$\left[\rho_w C_w \phi + \rho_s C_s (1 - \phi) \right] \frac{\partial T}{\partial t} = \frac{\partial}{\partial z} K_{w+s} \frac{\partial T}{\partial z} - \frac{\partial [\rho_w C_w V_w \phi + \rho_s C_s V_s (1 - \phi)]}{\partial z} \frac{\partial T}{\partial z} + A \quad (2.2)$$

(基盤岩の沈降時)

$$\rho_B C_B \frac{\partial T}{\partial t} = \frac{\partial}{\partial z} K_B \frac{\partial T}{\partial z} - \frac{\partial \rho_B C_B V_B}{\partial z} \frac{\partial T}{\partial z} + A \quad (2.3)$$

下付きの B は基盤岩を表し、孔隙率は 0 で変化しない。同じく S は堆積物を表し、孔隙の中を地層水 (W) が充填する。孔隙率は $\phi(z)$ で与えられる。地層水が孔隙を充填する堆積物全体の熱伝導率は、孔隙の分布形態によっても変化することが知られているが、Hutchison (1985) では Budiansky (1970) の理論から以下の式を使用している (2.4 式)。

$$K_{W+S}(\phi) = \frac{-\alpha + \sqrt{\alpha^2 + 8K_S K_W}}{4}$$

$$\alpha = 3\phi(K_S - K_W) + K_W - 2K_S \quad (2.4)$$

堆積物の移動速度 V_S および見かけ上の地層水の移動速度 V_W については、基盤岩の移動速度 V_B と孔隙率 $\phi(z)$ 、基盤岩と堆積物との境界の座標 (深度) Z による微分方程式 (Hutchison, 1985) で示され、以下の一般解で示することができる (2.5 式)。

$$V_S(t, z) = \frac{V_B(t)(1 - \phi(Z))}{(1 - \phi(z))}, \quad V_W(t, z) = \frac{V_B(t)\phi(Z)}{\phi(z)} \quad (2.5)$$

本研究では Hutchison (1985) の理論を基にいくつかの変更を行った。Hutchison (1985) は従来、堆積盆の埋没のみに対応しているため、それを堆積盆上昇に対応するように条件を以下のように拡張した (2.6 式)。

(堆積物の上昇時)

$$\frac{\partial [\rho_W C_W \phi_{\min} + \rho_S C_S (1 - \phi_{\min})]}{\partial t} \frac{\partial T}{\partial t} = \frac{\partial}{\partial z} K_{W+S} \frac{\partial T}{\partial z} - \frac{\partial [\rho_W C_W V_W \phi_{\min} + \rho_S C_S V_S (1 - \phi_{\min})]}{\partial z} \frac{\partial T}{\partial z} + A,$$

$$V_S = V_W = V_B, \quad \phi_{\min} = \phi_{\min}(t, z) \quad (2.6)$$

堆積物の孔隙率に関しては、最大埋没時に到達した孔隙率を保持し、上昇時は標高 0m 以上の堆積物が速やかに削剥されると仮定した。なお、上昇時の ρC は位置と時間の関数となる。基盤岩に関しては、上昇に際しても沈降時と同様の微分方程式を用いることができる。

和泉層群の主体をなすのは砂岩泥岩互層であるため、砂岩泥岩互層に対応した孔隙率と熱伝導率を定義した。孔隙率に関しては一般的に以下の式が用いられる (2.7 式)。

$$\phi(z) = \phi_0 \exp(-z/\lambda) \quad (2.7)$$

ϕ_0 は初期孔隙率、 $1/\lambda$ (または λ) は圧密係数と呼ばれ、堆積物の種類に依存する。

堆積物全体の砂泥比率が $r_0 : (1 - r_0)$ で、十分に薄い砂と泥の互層堆積物が水平方向の層面に堆積した場合、孔隙率の変化は以下の式で表される (2.8 式)。

$$\phi_{MS+SS}(z) = \frac{r_{P0}\phi_{SS}(z)(1-\phi_{SS0})(1-\phi_{MS}(z)) + (1-r_{P0})\phi_{MS}(z)(1-\phi_{MS0})(1-\phi_{SS}(z))}{r_{P0}(1-\phi_{SS0})(1-\phi_{MS}(z)) + (1-r_{P0})(1-\phi_{MS0})(1-\phi_{SS}(z))}$$

$$r_{P0} = \frac{r_0(1-\phi_{MS0})}{(1-\phi_{SS0} + r_0(\phi_{SS0} - \phi_{MS0}))}$$

$$\phi_{MS}(z) = \phi_{MS0} \exp(-z/\lambda_{MS}), \quad \phi_{SS}(z) = \phi_{SS0} \exp(-z/\lambda_{SS}) \quad (2.8)$$

下付き文字 MS , SS はそれぞれ泥と砂を表す。 r_{P0} は、孔隙率を含めた初期堆積物の砂層泥層比率で初期孔隙率が加味される。また、その場合の堆積物の熱容量および鉛直方向の熱伝導率は、以下の式で表される (2.9 および 2.10 式)。

$$(\rho C)_{MS+SS} = \rho_{SS} C_{SS} r_0 + \rho_{MS} C_{MS} (1 - r_0) \quad (2.9)$$

$$K_{MS+SS+W}(z) = \frac{K_{SS+W} K_{MS+W}}{K_{SS+W} (1 - r_s) + K_{MS+W} r_s} \quad (2.10)$$

$$r_s = \frac{r_{P0}\phi_{SS}(z)(1-\phi_{SS0})}{r_{P0}(1-\phi_{SS0} + (1-\phi_{SS}(z))(1-\phi_{SS0}))/\phi_{SS}(z) + (1-r_{P0})(1-\phi_{MS0} + (1-\phi_{MS}(z))(1-\phi_{MS0}))/\phi_{MS}(z)}$$

r_s は各孔隙率状態 (深度) での見かけ上の砂層・泥層の比率であり、両堆積物が鉛直方向に平行に堆積した場合を想定しているため、熱伝導率は直列 (調和平均) モデル (Woodside and Messmer, 1961) で計算される (2.10 式)。他方、孔隙水が充填した各堆積物の熱伝導率については、加重幾何平均モデル (Woodside and Messmer, 1961) を採用する (2.11 式)。

$$K_{MS+W}(z) = K_{MS}^{(1-\phi_{MS}(z))} \cdot K_W^{\phi_{MS}(z)}, \quad K_{SS+W}(z) = K_{SS}^{(1-\phi_{SS}(z))} \cdot K_W^{\phi_{SS}(z)} \quad (2.11)$$

さらに、基盤の沈降速度と堆積速度を分離した条件式を定義して被熱モデルを作成した。

その場合、堆積物および孔隙水の移動速度として以下の式が適用される (2.12 式)。

$$V_s(t, z) = \frac{(V_B(t) - V_U)(1 - \phi(Z - Z_U))}{(1 - \phi(z - Z_U))} + V_U, \quad V_w(t, z) = \frac{(V_B(t) - V_U)\phi(Z - Z_U)}{\phi(z - Z_U)} + V_U \quad (2.12)$$

V_U は堆積物上面 (堆積面) の移動速度で Z_U は堆積物上面の深度を表す。本研究では、累重する堆積物の厚さは埋積深度と表現し、標高としての深度 (z) とは区別して使用する。すなわち堆積物上面からの深度である埋積深度は各深度 (z) の堆積物から水深を除算した $z - Z_U$ で表される。

2.1 式を整理すると以下のように表わされる (2.13 式)。

$$\frac{\partial T}{\partial t} = \frac{K}{\rho C} \frac{\partial^2 T}{\partial z^2} - \frac{1}{\rho C} \left(\rho C V - \frac{\partial K}{\partial z} \right) \frac{\partial T}{\partial z} + \frac{1}{\rho C} \left(A - \left(\frac{\partial \rho C}{\partial t} + \frac{\partial \rho C V}{\partial z} \right) \cdot T \right) \quad (2.13)$$

ここで、以下のように定義する (2.14 式).

$$p(t, z) = \frac{K}{\rho C}, \quad q(t, z) = \frac{1}{\rho C} \left(\rho C V - \frac{\partial K}{\partial z} \right), \quad f(t, z) = \frac{1}{\rho C} \left(A - \left(\frac{\partial \rho C}{\partial t} + \frac{\partial \rho C V}{\partial z} \right) \cdot T \right) \quad (2.14)$$

本研究では、システムがシンプルで計算量の少ない有限差分法のクランク - ニコルソン法を用いて偏微分方程式の数値解を計算した. 2.13 式を 2.14 式で簡略化すると、時間 ($t_i: i=0, 1, 2, \dots, m$) および深度 ($z_j: j=0, 1, 2, \dots, n$) で以下のように離散化される.

$$\begin{aligned} & T_{i-1, j+1} \left(-\Delta t \cdot p_{i, j+1} - 1/2 \cdot \Delta t \Delta z \cdot q_{i, j+1} \right) + T_{i, j+1} \left(2\Delta z^2 + 2\Delta t \cdot p_{i, j+1} \right) \\ & + T_{i+1, j+1} \left(-\Delta t \cdot p_{i, j+1} + 1/2 \cdot \Delta t \Delta z \cdot q_{i, j+1} \right) \\ & = T_{i-1, j} \left(\Delta t \cdot p_{i, j+1} + 1/2 \cdot \Delta t \Delta z \cdot q_{i, j} \right) + T_{i, j} \left(2\Delta z^2 + 2\Delta t \cdot p_{i, j} \right) \\ & + T_{i+1, j} \left(\Delta t \cdot p_{i, j+1} - 1/2 \cdot \Delta t \Delta z \cdot q_{i, j} \right) + 2\Delta t \Delta z^2 \cdot f_{i, j} \end{aligned} \quad (2.15)$$

2.15 式の連立による $n-2$ 次の三重対角行列をガウス・ジャルダン法で解くことで数値解を導いた. 境界条件には、必要に応じてディリクレ条件 (温度) またはノイマン条件 (熱流量) を設定した.

堆積物と基盤岩との境界において物性の不連続境界が発生するため、このままでは十分な精度の数値解が得られない. Hutchison (1985) は、境界前後の不連続性に関してその境界での上下の微小変化を合わせる方法を用いているが、本研究ではクランク - ニコルソン法を使用しているため、この方法を適用できない. そこで、本研究では、境界面の前後の任意の範囲の $p(t, z)$, $q(t, z)$, $f(t, z)$ を全区間で一階微分可能となるように正弦曲線で接続することで近似解を得る方法を適用した (Fig. 30A). この方法による誤差の検討は、熱伝導率が異なる 2 つの物性からなる定常状態の単純モデルケースでの解析解と数値解の比較で行った (Fig. 30A). 下限境界にノイマン条件 100 mW/m^2 とし、上面はディリクレ条件の 0°C 、深度 $0 \sim 5 \text{ km}$ までは熱伝導率が 2.0 W/mK 、深度 $5 \sim 10 \text{ km}$ までは 4.0 W/mK とした. 範囲については、境界の上下 (緑) または境界下部 (赤) のみの 2 通りを検討した. 検討の結果、境界 $10 \sim 20$ 区画 (上下 $5 \sim 10$ 区画 : 1 区画 = Δz) に連続的に勾配をもたせる場合、解析解との誤差範囲は温度で 1°C 以内に収まった.

次に、埋積による熱流量減少の数値解を解析解 (Benfield model) と比較し、モデルにおける Δz の大きさによる誤差の影響を調べた (Fig. 30B). 定常状態の熱流量 Q_0 で均一な物性の半無限スペースが一定速度 $V \text{ (m/s)}$ で沈降する場合、時間 $t \text{ (s)}$ の熱流量 Q_s は複素誤差関数を用いて以下の式で表されることが知られている (Benfield, 1949 : 2.16 式).

$$Q_s(t) = Q_0 \cdot \left(4i^2 \operatorname{erfc} \left(\sqrt{t} \sqrt{2\kappa} \right) \right), \quad \kappa = K / \rho C$$

$$i^2 \operatorname{erfc}(x) = \sum_{j=0}^{\infty} \frac{(-x)^j}{2^{2-j} j! \Gamma(1 + (2-j)/2)} \quad (2.16)$$

数値解の導出では、半無限スペースは仮定できないので、計算を実施する下限境界の深度として、50 km, 1000 km の二通りを設定し、下限境界にノイマン条件として熱流量 Q_0 を与えている。熱伝導率 (K) は 2.0 W/mK, 熱容量 (ρC) は 3.0×10^6 J/m³K である。解析解の計算には代数計算ソフト wxMaxima v. 0.8.7 を使用した。比較の結果は、均質物質の場合に分割数による影響はそれほど大きいものではないことが示唆され、鉛直方向を 100 m 以下に離散化するならば、解析解とほとんど差が生じていない。実際のシミュレーションでは、物性に勾配があり不連続境界や存在するため、 $\Delta z = 20$ m 以下の条件を実シミュレーションの目安とした。和泉堆積盆のモデル計算では、孔隙率の変化や堆積物の有機物熟成の計算も考慮して $\Delta z = 2$ m または 5 m を用いている。各温度パスからビトリナイト反射率の計算には Suzuki et al. (1993) による SIMPLE-Ro のスキーム (B) を適用した。

和泉層群のモデルで使用した主な条件は、Hutchison (1985) で使用されている物性などを参考とした (リスト 1)。和泉層群では、基盤岩を含めて物性の詳細な測定データが示されていない。埋没プロセスは本研究で得られたデータ、西村 (1984) による有効孔隙率、および伊藤ほか (1996) から設定した (リスト 1)。

リスト 1

物性	孔隙率, 圧密係数, 熱伝導率, 熱容量, 熱生産 ($\times 10^{-3} \text{ km}^{-1}$) (W/mK) ($\times 10^6 \text{ J/m}^3\text{K}$) ($\times 10^{-6} \text{ J/m}^3$)
基盤岩	0.0, —, 2.8, 2.8, 1.0~3.0
地層水	—, —, 0.58, 4.184, —
砂 (砂岩)	0.62, 0.360, 4.18, 2.8832, 1.0
泥 (泥岩)	0.60, 0.650, 1.88, 2.2599, 1.0
境界条件	上限・下限境界ともディリクレ条件, 上限温度 300 K; 下限温度 1050~1396 K (下限深度 20~27 km)
堆積物の砂 : 泥の比率	6 : 4 (孔隙率 0 に換算した場合)
露出面の最大埋積深度	埋没効果モデル 5~6 km 傾動モデル 3~5 km
南縁部の堆積盆の深さ	埋没効果モデル 3.7~5.7 km 傾動モデル 3.7 km
堆積年代・最高被熱期間	71 Ma ; 69~63 Ma
深度・時間分解能	深度 2, 5 m (孔隙率と反射率は 1 m) ; 時間 0.01 m.y.

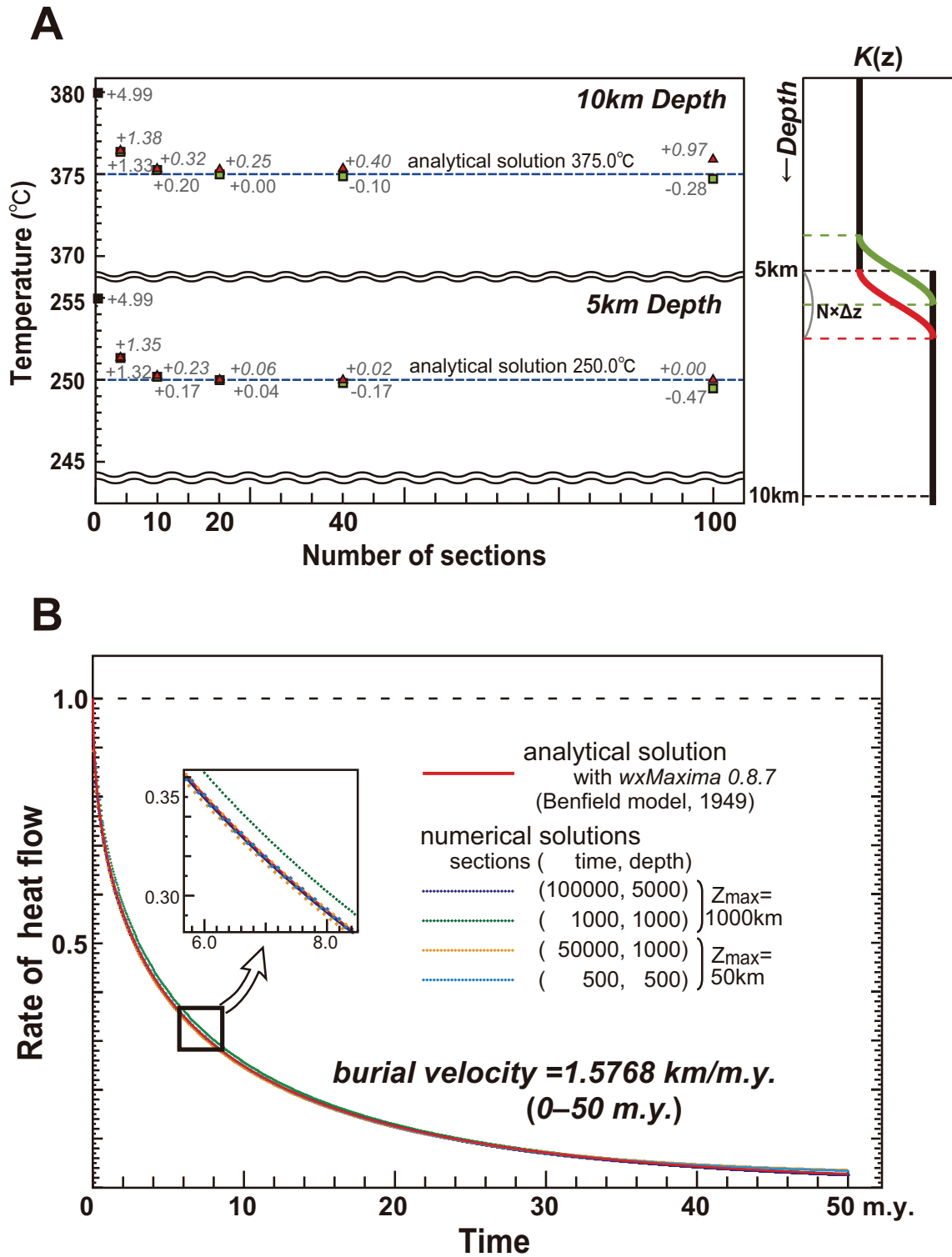


Fig. 30. Comparison between analytical solutions and numerical solutions of these models. A: thermal discrepancy caused by discontinuous a boundary of physical properties in the sediment– basement column. B: Computational errors of the heat flow for discretization of time and depth.

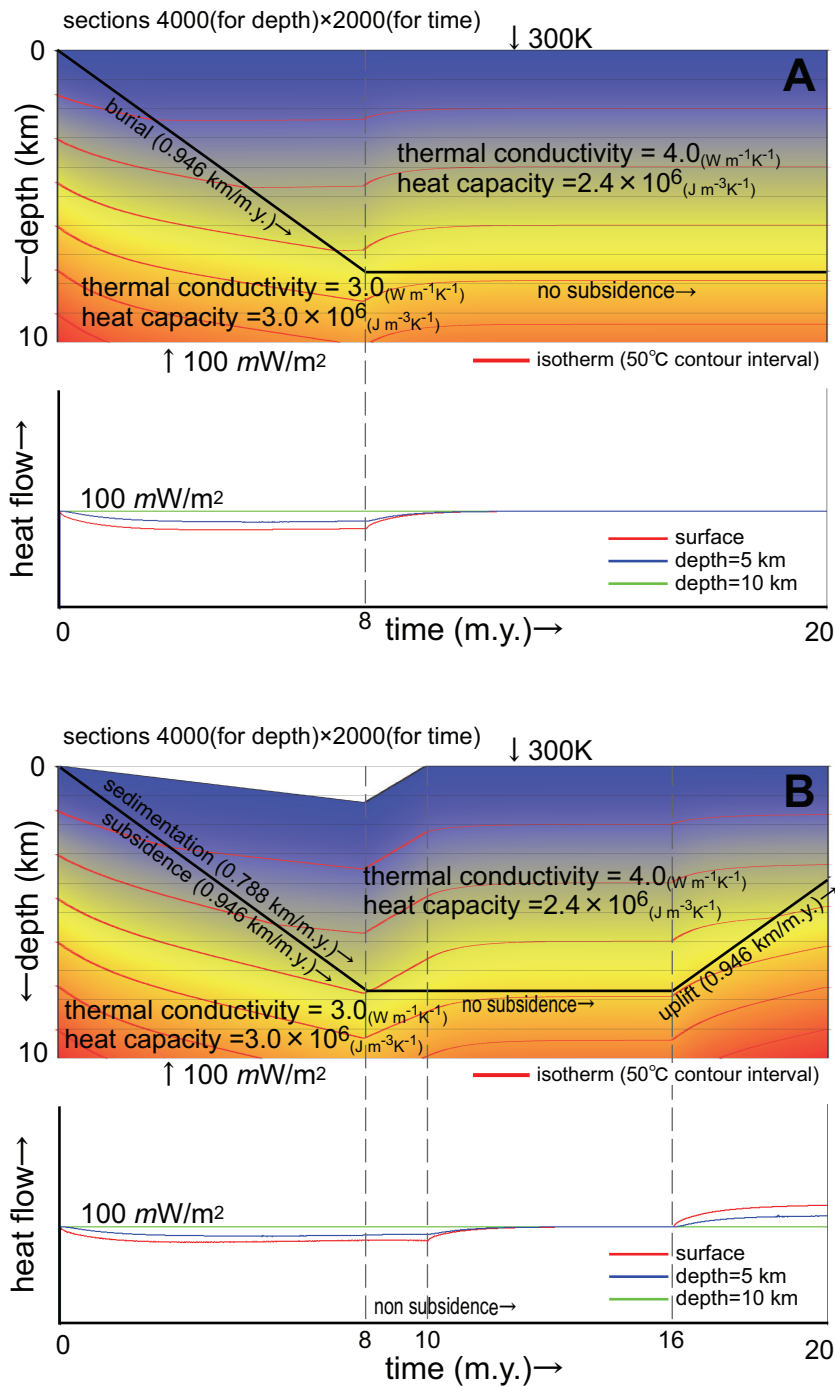
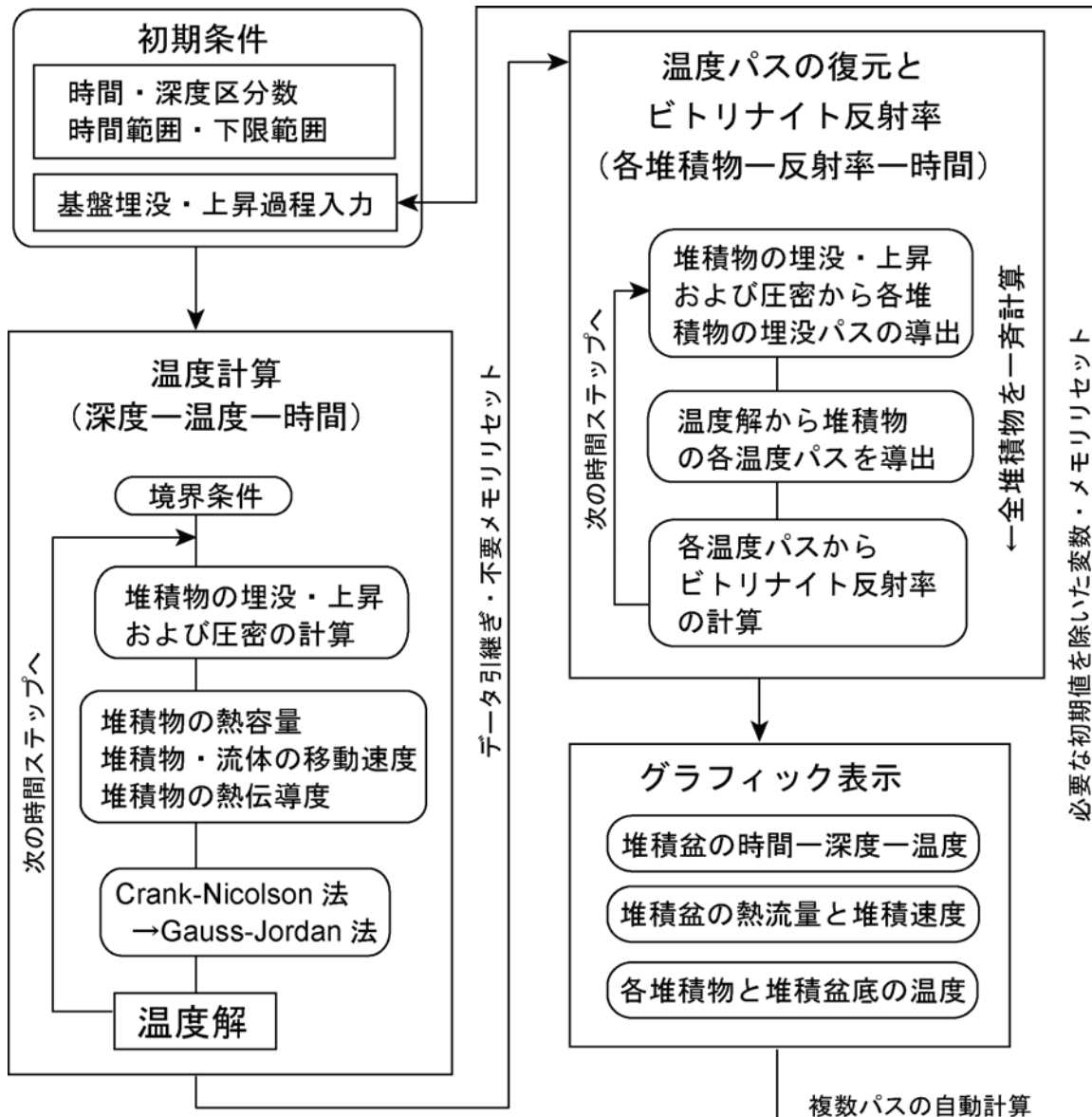


Fig. 31. Numerical models of thermal condition for subsidence, sedimentation and uplift. Time series variation of temperature distribution in the sediment-basement column and heat flows among surface, 5 km, and 10 km depths. A: subsidence and steady state. B: subsidence, steady state, and uplift in a restricted sedimentation rate. Gradation of colors from blue to orange-red represents difference of temperature ranging from 300 K to 600 K.

シミュレーションには JIS Full BASIC の一つである UltraBasic v.3 を使用した。プログラムの基本構造は以下のリストの通りである（リスト 2）。また、複数条件のパスを同時計算し、その時間的变化表示に対応するバージョンも作成した。

リスト 2



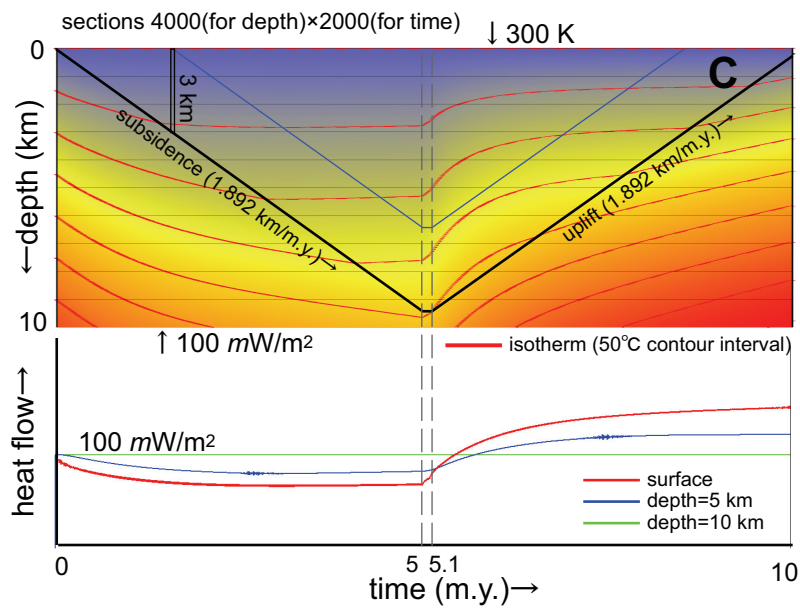
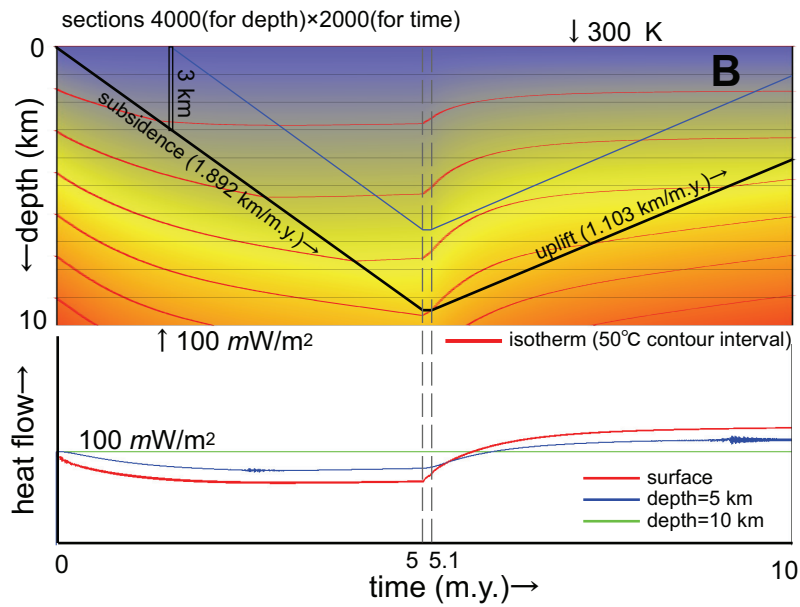
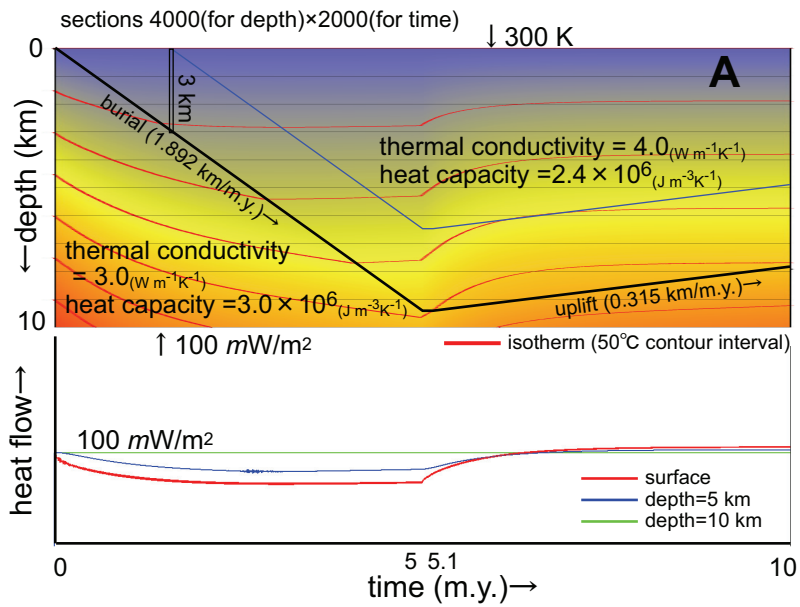
5. 2. 2 堆積盆での埋没効果の検討

最初に簡単な条件でのシミュレーションをいくつか実行した。孔隙の存在しない均質な堆積物の埋没において、堆積物の堆積速度を制限した場合と上昇過程での温度構造・熱流量の変化を調べた (Fig. 31)。主な物性条件・境界条件は、基盤岩の熱伝導度 3.0 W/mK,

熱容量 $3.0 \times 10^6 \text{ J/m}^3$, 熱生産 $0 \text{ } \mu\text{W/m}^3$, 堆積物の熱伝導度 4.0 W/mK , 熱容量 $2.4 \times 10^6 \text{ J/m}^3$, 熱生産 $0 \text{ } \mu\text{W/m}^3$, 下限深度は, 10 km で上限が 300 K のディリクレ条件, 下限が 100 mW/m^2 のノイマン条件とした. 埋没条件は, A: 期間 $0 \sim 8 \text{ m.y.}$ 時に沈降速度 0.946 km/m.y. ($3 \text{ } \mu\text{m/s}$), その後 ($8 \sim 20 \text{ m.y.}$ 時)は沈降・上昇とも生じない. 堆積速度は沈降速度と同じ (全埋積) とした. B: 期間 $0 \sim 8 \text{ m.y.}$ 時に沈降速度 0.946 km/m.y. ($3 \text{ } \mu\text{m/s}$), 期間 $8 \sim 16 \text{ m.y.}$ 時は沈降・上昇とも生じず, 期間 $16 \sim 20 \text{ m.y.}$ 時に上昇速度 0.946 km/m.y. ($3 \text{ } \mu\text{m/s}$) である. 堆積速度は 0.788 km/m.y. ($2.5 \text{ } \mu\text{m/s}$) とした. その結果, 全埋積の場合, 沈降が停止後に速やかに熱流量の上昇が生じる. それと同時に地温勾配が上昇し各等温線の深度が浅くなる. 他方, 堆積速度が沈降速度より遅い場合, 基盤の沈降が停止後の埋積が完了するまでの期間の地殻熱流量は, 初期値まで回復せずに減少傾向を維持することが判明した. これは新たな堆積物が供給され続ける堆積物表面付近だけでなく, 深度 5 km においても同様であった. (Fig. 31A). 埋積により堆積物上面の深度が上昇するため, 結果的に等温線の深度は上昇するが, 地温勾配は上昇していない. 両モデルについて, 基盤岩直上の温度変化に注目すると, 堆積速度を制限した場合のほうが低い温度履歴を辿っている. また, 上昇に転じると, 上限境界では下限境界より高い熱流量となる.

次に, 基盤岩が沈降後すぐに上昇に転じる場合のシミュレーションとして5条件を比較した (Fig. 32A–E). 主な物性条件・境界条件は前述のモデル (Fig. 31) と同様である. 埋没条件は, A: 期間 $0 \sim 5 \text{ m.y.}$ 時に沈降速度 1.892 km/m.y. ($6 \text{ } \mu\text{m/s}$) で, 期間 $5.1 \sim 10 \text{ m.y.}$ 時に上昇速度 0.315 km/m.y. ($1 \text{ } \mu\text{m/s}$) である. B: 期間 $0 \sim 5 \text{ m.y.}$ 時に沈降速度 1.892 km/m.y. ($6 \text{ } \mu\text{m/s}$) で, 期間 $5.1 \sim 10 \text{ m.y.}$ 時に上昇速度 1.103 km/m.y. ($3.5 \text{ } \mu\text{m/s}$) である. C: 期間 $0 \sim 5 \text{ m.y.}$ 時に沈降速度 1.892 km/m.y. ($6 \text{ } \mu\text{m/s}$) で, 期間 $5.1 \sim 10 \text{ m.y.}$ 時に上昇速度 1.892 km/m.y. ($6 \text{ } \mu\text{m/s}$) である. A–B では堆積速度は沈降速度と同じとした. D: 期間 $0 \sim 5 \text{ m.y.}$ 時に沈降速度 1.892 km/m.y. ($6 \text{ } \mu\text{m/s}$) で, 期間 $5.1 \sim 10 \text{ m.y.}$ 時に上昇速度 1.892 km/m.y. ($6 \text{ } \mu\text{m/s}$) である. 堆積速度を 0.946 km/m.y. ($3 \text{ } \mu\text{m/s}$) に制限した. E: 沈降・上昇・堆積速度はモデル D と同条件であるが, 現在の海洋の低緯度地域の温度構造を参考にして堆積物上面の温度を水深と共に変化させた. 水深による温度条件は $273 + 27 \times \exp(-z/2618)$ (z は深度 (m), 温度の単位は K) であり, 水深 0 m では 300 K , 水深 5000 m では約 277 K (4°C) とした. 温度分布中の青線はそれぞれ基盤岩より 3 km 上位の堆積物の埋没パスである. これらの温度パスおよび被熱によるビトリナイト反射率を Fig. 33 に示した.

その結果, いくつかの注目すべき現象が読み取れた. 沈降後の速やかな上昇に応じて熱流量および地温勾配は上昇に転じるが, 上昇速度が大きいほど熱流量の上昇速度と上昇量



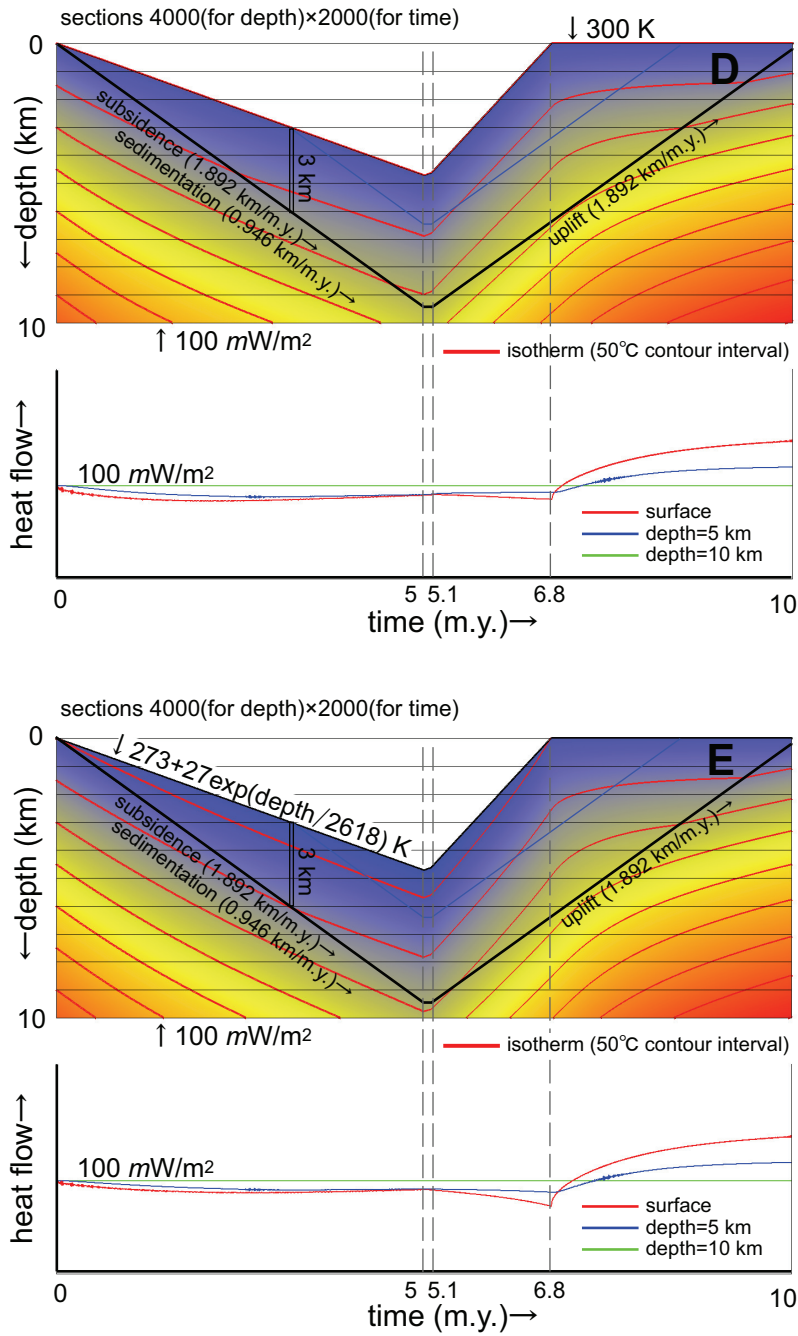


Fig. 32. Comparison of thermal models for five conditions. A–C: Rapid subsidence followed by slow to rapid uplift. D: Rapid subsidence followed by rapid uplift in a restricted sedimentation rate. E: Rapid subsidence followed by rapid uplift in a restricted sedimentation rate and variable surface temperature for depth. Gradation of colors from blue to orange-red represents difference of temperature ranging from 300 K to 700 K.

が大きいことがわかる (Fig. 32A–C). しかし、モデル A から C の堆積物の埋没パスとその温度変遷を比較してみると、上昇速度が小さいほうが、経験する最高古地温は高いことが読み取れる (Fig. 33). すなわち、上昇速度が大きいほど地温勾配の上昇量が大きい、同じ深度まで到達した堆積物の温度履歴を比較すると、結局上昇速度が大きいほど最高古地温が低くなることが示唆される. また、全埋積と堆積速度を制限した場合を比較すると (Fig. 32C, D), モデル D ではモデル C と比較して最高古地温が 64°C 低い温度パスとなった (Fig. 33). 堆積速度が制限された分だけ堆積物上面の標高が下がるため、モデル A–C とモデル D, E では基盤の最大埋積深度およびその時期が異なる (Fig. 33). 全埋積のモデル A–C では、最大埋積深度は 9.46 km で、その期間は 5.0–5.1 m.y. 時である. 堆積速度制限のモデル D, E では最大埋積深度は約 6.5 km で、埋積が完了する約 6.8 m.y. 時であり、最大沈降時の 5.0–5.1 m.y. 時の埋積深度は 4.73 km である. この両者の最大埋積深度差は、沈降後の上昇速度が小さく堆積速度が大きいほど小さくなる. 他方、堆積物上面での熱流量の減少量は、堆積速度が小さいほど小さくなった. 最高古地温を経験する期間は、3つのモデルとも上昇を開始する 5.1 m.y. 時より数 m.y. 後であった (Fig. 33). モデル D において、上昇に転じた 5.1 m.y. 時以降の表面での熱流量は、沈降時と同様に下限から供給される熱流量より小さい. しかもその影響は堆積物表面付近だけでなく、深度 5 km の熱流量からも読み取れる. モデル A–C とモデル D で最高古地温に大きな差が生じた最大の原因は、最大沈降時の埋積深度の違いであろうが、もう一つの重要な要因として、上昇時に供給が続いた堆積物を温めるために必要な熱量が挙げられる. すなわち、新たな堆積物の供給は、堆積盆の上昇時においても熱流量の減少の大きな要因となったことが示唆される. これが上昇時の温度上昇を緩和したのだろう. さらに、モデル D とモデル E について同じ深度まで到達した堆積物の温度履歴を比較すると、モデル E のほうが最高古地温付近での被熱温度が 6°C 低い (Fig. 33). 海洋の一般的な温度構造を考慮するとモデル E が自然条件に近いと考えられるだろうが、この影響は地下においても十数度の温度差となり決して無視できるほど小さいものはないことが示唆された. モデル D および E の条件による温度構造への影響は、どちらのケースも堆積盆縁部より埋没速度が急速で水深が深いと考えられる堆積盆中心側の地下温度状態をより低温化させる方向に作用することになる.

5. 2. 3 和泉堆積盆の埋没シミュレーション

有機物熟成のサブルーチンを機能させた和泉堆積盆の具体的な埋没モデルを検討する. 和泉層群のモデルでは、ビトリナイト反射率による熟成状態の特徴としてどのような状態

が生じうるかの検討に重点を置き、現状においてはモデルと自然条件の観察結果（ビトリナイト反射率の値）が正確に一致することを目的としていない。シミュレーションにおける温度条件は、深度などの埋没条件および熱伝導度などの基本的な物性条件だけでなく、境界条件の設定などに大きく影響される (Figs. 31, 32)。しかし、前述の通り、和泉層群では堆積盆の地下構造、表面堆積物の最大埋没深度、基盤岩の種類およびその物性が十分に解明されているとは言い難いためである。つまり、本研究において、和泉堆積盆の被熱モデルと自然条件が類似する条件であっても、地殻熱流量などの具体的な値が、白亜紀堆積当時の和泉堆積盆周辺での物理条件として復元された最適な値であると主張しているわけではないことを言及しておく。なお、沈降と堆積、上昇により生じる熱流量の変化について、本研究ではまとめて埋没効果と表現する。

リスト 1 の条件を使用して、和泉堆積盆の被熱状態のシミュレーションのいくつかの例を示す (Fig. 34)。MTL 近傍での被熱に関しては第 3 章にて 2 通りの解釈を提示したが、本モデルでは、具体的な検討が容易である堆積当時の堆積盆幅はもっと広がった場合を仮定して、堆積盆の底部の形状を北縁部から南縁部まで直線的な斜面とした。様々な条件を変化させて検討した結果、 100mW/m^2 以上の高い地殻熱流量、南縁から北縁へ向かって埋没、堆積と上昇の速度が小さくなり、上昇は南方から開始するという条件 (Fig. 35a) において、同じ深度まで埋没したとしても大きな熟成度の違いを実現できた (Fig. 34. model S1, S2, S4)。また、埋没効果が生じる環境下での地層のブロック傾動による被熱モデルも作成した (Fig. 34. model S6)。その代表的なモデル S2 および S6 の北縁・南縁での埋没プロセスを示した (Figs. 35, 36)。4 つのモデル (Fig. 34) と埋没効果の生じない定常状態での被熱後にブロック傾動が生じるモデルの計 5 つの条件において、ビトリナイト反射率の南北変化を比較した (Fig. 37)。すると、埋積・上昇速度の違いによるモデル S1, S2 および S4 では直線から若干上に凸、ブロック傾動を仮定したモデル S6 と赤い太線のラインでは下に凸という明確な違いが生じた。S6 や Fig. 37 の赤線のように、埋積後に何らかの原因で生じた南北方向の一定角度の傾動を仮定した場合、当然南北の熟成度の差は生じる。しかし、Fig. 37 の赤線で示されるとおり、定常状態での被熱の場合、一様な傾動および傾動角度が MTL 側ほど減少する状況では、南縁から北縁への反射率の変化率は高反射率ほど高くなるという結果が得られる。これは、ビトリナイト反射率の温度に対する変化率が、反射率が高いほど大きいことが起因する。よって一定角度の傾動では、北縁相において最も反射率の変化が大きいことになり、南北方向の距離と反射率の関係は原理的に線形ではなく下に凸となることが示唆される。さらに、本研究のブロック傾動モデル S6 により、埋没

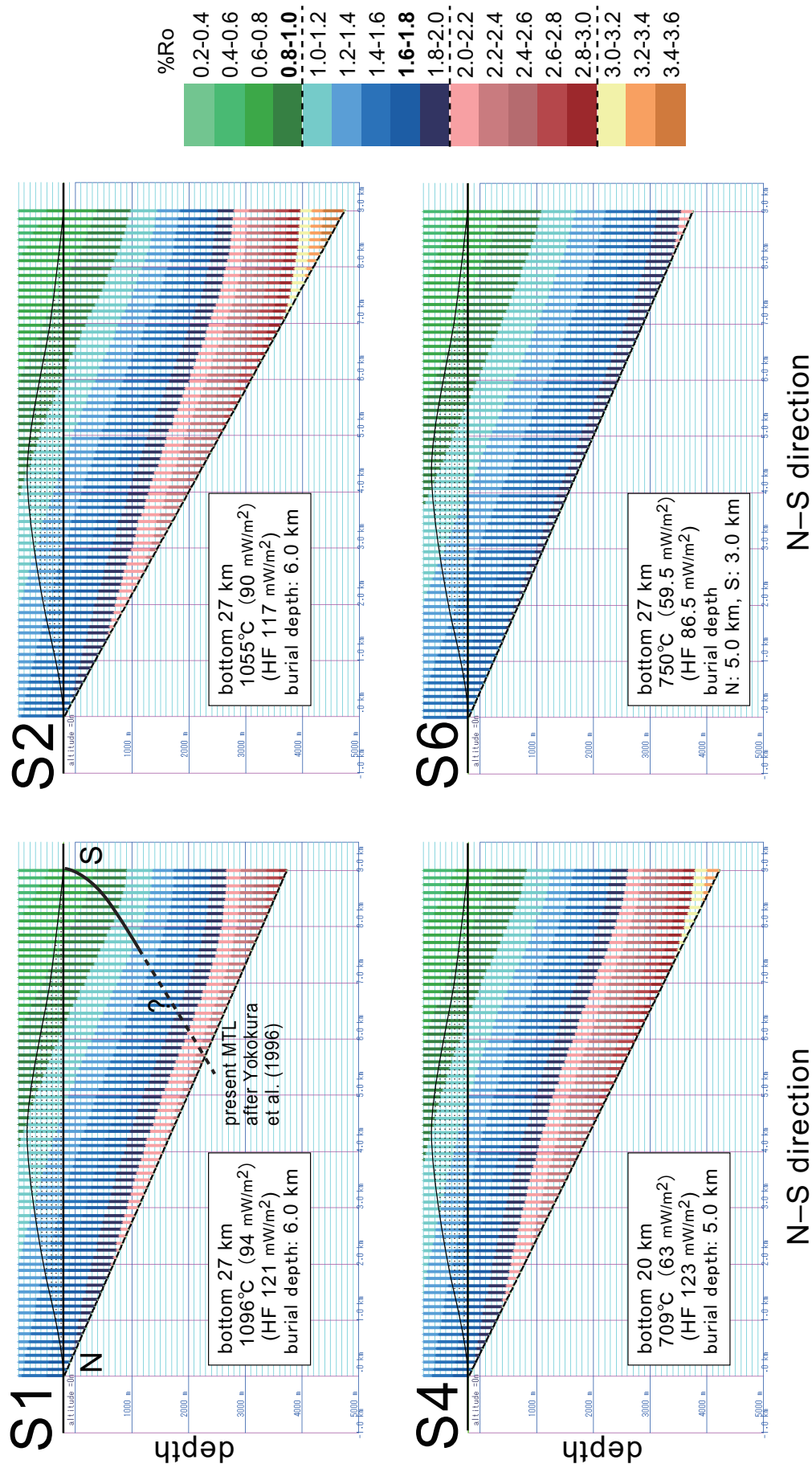


Fig. 34. Comparisons of thermal models S1, S2, S4, and S6 for the Izumi sedimentary basin in the N–S direction. Terrestrial heat flow (HF) depends on heat flux of a bottom boundary and heat production of the sediment and basement rocks. Gradation of colors from green to dark yellow represents difference of vitrinite reflectance ranging from 0.2%Ro to 3.6%Ro.

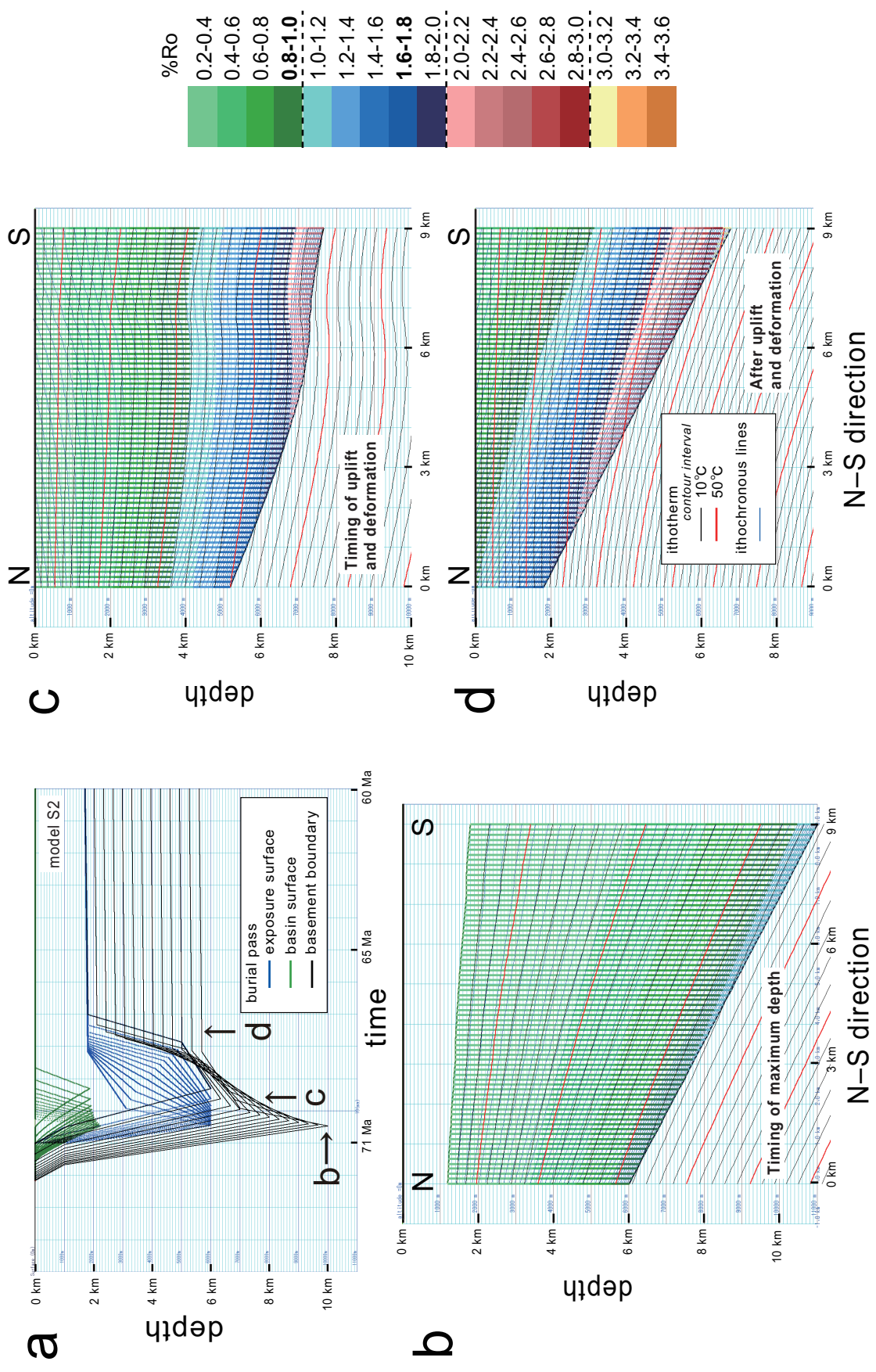


Fig. 35. Burial conditions and time snapshots of the isotherm and vitrinite maturation distribution of the Model S2 (difference of the subsidence and uplift rate and timing).

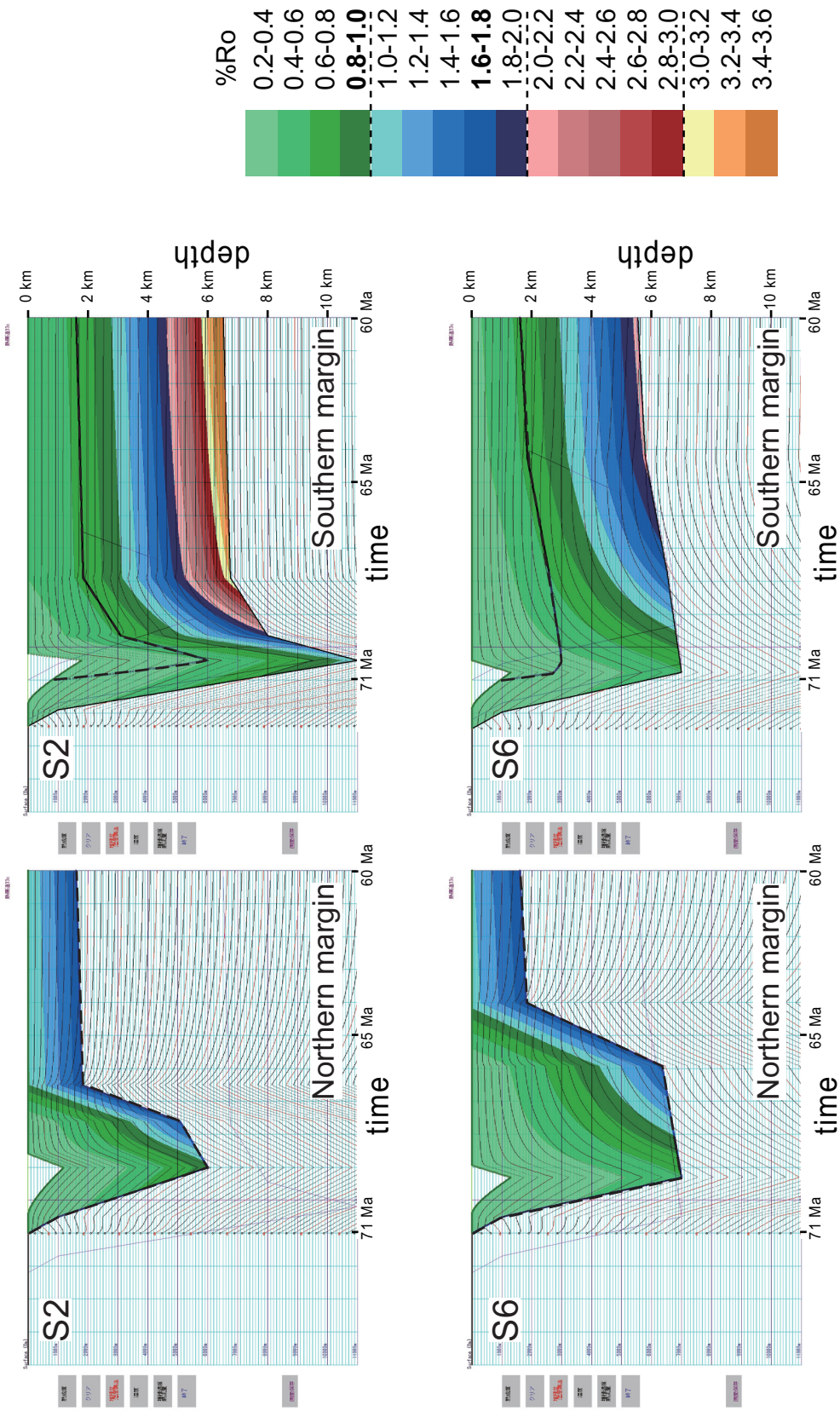


Fig. 36. Comparison of the burial histories in Model S2 (difference of the subsidence and uplift rate and timing) and Model S6 (block tilting after general heating).

効果の生じるような非定常状態での被熱においても定常状態被熱と同様に下に凸の傾向となることが示された。すなわち、南北の変化が南北位置と線形になるためには、傾動角度が MTL 側ほど増加するような、上に凸の断面形状を和泉堆積盆が示す場合だけである。しかし、堆積盆の南北断面は、上に凸よりむしろ直線的または下に凸の形状と考えられている（例えば、伊藤ほか, 1996）。本研究（第 4 章）から推定された和泉堆積盆の発達過程と同様の横ずれ引張場で形成した堆積盆では、堆積盆側面での下に凸の緩やかな断層面の発達を特徴としており（Fig. 25B : Wu et al. 2009）、サンドモデルおよび自然の堆積盆とも断面形状はしばしば下に凸の断面が示されている（Wu et al. 2009 ; Dooley and Schreurs, 2012）。すなわち、和泉層群のブロック傾動による南北の被熱状態の違いによる反射率の南北変化では、本研究で得られた南北方向の変化の線形的変化を説明することはできない。他方、南北での沈降様式の違いによる埋積効果モデルでは、堆積盆の底部の形状を直線的な斜面とした場合に反射率の南北距離による変化は直線的または上に凸となりうる条件が存在することがモデルにより示唆された。MTL 近傍の被熱過程に関しては、本モデルで考えるすべてのケースが十分な検討されたとは言えないが、少なくとも和泉層群北縁部から主部相にかけての有機物熟成変化の大まかな特徴が埋没効果モデルで再現可能であることは明らかとなった。よって、数値モデルによる被熱の検討では、和泉層群の南北方向の被熱傾向の要因は、堆積盆の南北方向に生じた埋積・上昇速度の違いであると結論される。

Basin thermal simulation Ro in N-S direction

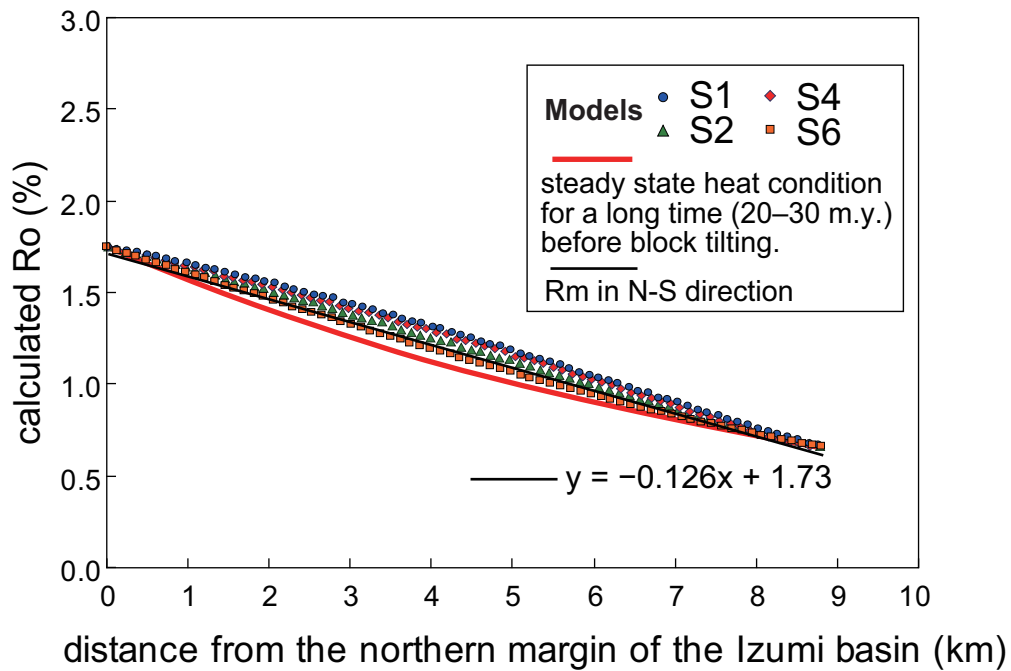


Fig. 37. Variations in N–S-oriented vitrinite reflectance values (Ro) of Models S1, S2, S4, S6, and steady state heating condition, compared to distance from the northern marginal unconformity. Note that differential subsidence and uplift rates is a convex trend in Models S1, S2, and S4, but block tilting after general heating is downward-convex trend in Models S6 and red line.

6. まとめ

和泉山脈地域の上部白亜系和泉層群において、堆積物の有機物熟成指標であるビトリナイト反射率、アパタイトフィッシュン・トラック年代や既報年代、熱拡散の数値モデルを用いて、堆積盆の被熱史を復元した。和泉山脈地域では、堆積盆の北縁部ほど有機物熟成が進む大局的な傾向が、ビトリナイト反射率および Rock-Eval T_{max} で確認された。和泉山脈地域西部および中部の和泉層群における等熟成面は、北縁の基盤不整合に平行な東北東-西南西（概ね $N78^{\circ}E$ 方向）の走向の約 19 度南傾斜であり、その熟成勾配は約 0.400% / km と見積もられた。和泉層群の特徴的な温度構造の要因として、堆積後の MTL を軸とした地層の南北傾動、和泉層群分布域の北方に大規模熱源が存在した可能性、および堆積盆埋没過程に関連した南北の堆積速度の違いによる温度構造の複雑化が生じた可能性の 3 つを仮定した。

和泉層群の北縁部を含む領家一和泉帯において、ジルコン・アパタイトのフィッシュン・トラック年代を測定した。その結果と既存の研究の放射年代をもとに当地域の冷却史を推定した。和泉山脈地域の和泉層群、泉南流紋岩類、および滝尻アダメロ岩の熱年代学的データからは、本地域は 3 つの地質単元を含む単一のブロックでの冷却史・上昇史を推定することは困難であり、冷却史の違いにより東西性の断層・断層群で画された 3 つの地質ブロックに区分することができると判断された。また、熱年代学的解釈から和泉層群北方の大規模熱源の存在は否定された。和泉堆積盆の形成に関して、北縁で不連続な雁行状の断層群を伴う和泉堆積盆の発達が生唆され、横ずれ引張場で堆積盆が形成したと判断された。和泉山脈東部地域では、和泉層群の埋没から上昇への変遷が 5 m.y. 以内の短期間で生じ、 68.9 – 66.2 Ma 期間に主な被熱を受けた可能性が高いことがビトリナイト反射率のモデル計算より示唆された。これは、市川ほか（1981）が考案した、堆積盆中心の東への移動と旧堆積盆中心の上昇を繰り返す和泉堆積盆の東進過程を反映したものかもしれない。

堆積後の MTL を軸とした地層の南北傾動、および堆積盆埋没過程に関連した南北の堆積速度の違いによる温度構造の複雑化で生じる温度構造と有機物熟成状態を具体的に検討するため、数値シミュレーションを行った。このモデルは Hutchison (1985) の理論を基に、堆積盆の上昇や海底面の沈降に対応するように変更を加えた。埋没効果の影響を検討するためのシミュレーション結果から、急速な沈降はその沈降速度に応じて熱流量と地温勾配の減少をもたらすが、急速な上昇については結果的に上昇速度が大きいほど温度履歴が低温化することが示唆された。また、海底面の沈降は最大沈降時の温度および上昇時の温度

状態をより低下させる効果があることが示唆された。堆積盆の具体的な埋没モデルでは、堆積と上昇の速度の違いで堆積盆の南北方向に熟成勾配を形成できた。堆積盆断面が直線的に南方に深くなる場合、南北距離に対する変化傾向は上に凸または直線的となった。他方、南北傾動モデルでも南北方向に熟成勾配が生じるが、その変化傾向は原理的に下に凸であることが示唆された。よって、和泉層群の南北方向の被熱傾向の要因は、堆積盆の南北方向に生じた埋積・上昇速度の違いであると結論される。

謝 辞

本研究をまとめるにあたり、早稲田大学教育・総合科学学術院の平野弘道教授には、多数の有益な御助言と励ましを賜った。早稲田大学教育・総合科学学術院の太田 亨准教授、高木秀雄教授には、博士申請に際しての手続きでお力添えを頂き、博士論文への多くの御助言・ご指摘を賜った。早稲田大学教育・総合科学学術院の大師堂経明教授には、数値モデルに関して多大な御助言を賜った。神戸大学の宮田隆夫名誉教授には、博士論文を執筆するに当たり多くの御助言・ご指摘を賜った。また、宮田名誉教授の和泉層群におけるこれまでの研究成果は、本研究を遂行するにあたり大きな助けとなった。(株)地球科学総合研究所の加藤 進博士には、日ごろより研究への御助言を賜り、博士論文についても多くの御助言・ご指摘を賜った。京都大学大学院の山路 敦教授には、ご多忙な中、フィールドで御指導頂き、さらに和泉層群の形成・発達に関連した多くのご指摘を賜り、和泉層群北縁部の地質構造や基盤岩との関係を再考するきっかけを与えていただいた。(株)京都フィッシュン・トラックの檀原 徹、岩野英樹両博士には、フィッシュン・トラック年代測定を快く引き受けていただき、データの解釈への様々な御助言を含めて本研究への多大なご協力を賜った。(株)石油資源開発技術研究所の早稲田 周博士には、各計測に際し多大なる便宜を図っていただいた。同研究所の岩野裕継氏には長期にわたりビトリナイト計測のご指導を賜り、他の同研究所の方々にも大変お世話になった。香川県教育委員会の吉川武憲博士には、四国の和泉層群に関して有益な情報を提供していただいた。本稿の基になった投稿原稿の査読を担当して頂いた電力中央研究所の伊藤久敏博士ならびに京都大学大学院の佐藤活志助教、担当編集委員である富山大学大学院の大藤 茂教授、(株)石油資源開発の高野 修博士には、原稿修正に際して有意義なご指摘・ご教授を賜った。早稲田大学招聘研究員の高橋昭紀博士には、本稿の粗稿への的確な御助言・ご指摘を賜り、本稿の改善に大いに役立った。(独)海洋研究開発機構高知コア研究所の浦本豪一郎博士には、本研究をまとめるにあたりご助言を賜った。早稲田大学先進理工学部講師の貴田寿美子博士には、熱拡散理論に関してご助言を賜った。米国のサザンメソディスト大学の木村由莉博士には英文要旨の校閲をして頂いた。早稲田大学大学院の生野賢司学兄には、研究に関して日ごろよりご協力を頂いた。卒業生の日野直之学兄、西村拓也学兄、本多和正学兄には、四国の和泉層群に関する貴重なデータを残していただいた。以上の皆様に深く感謝申し上げます。なお、本研究の経費の一部に日本学術振興会科学研究費補助金(基盤研究 B, 代表者: 平野弘道, 課題番号 19340157,2007-2009), 早稲田大学特定課題研究助成(研究番号 2010A-022; 研究番号 2012A-848)を使用した。ここに記して感謝します。

文 献

- Aikawa, N., Yoshida M., and Ichikawa, K., 1972, Discovery of dawsonite and alumohydrocalcite from Cretaceous Izumi Group in Osaka Prefecture, southwest Japan. *Jour. Japan. Assoc. Min. Petr. Econ.*, **67**, 370–385.
- 相澤武宏・星居朗子・氏家良博 (Aizawa, T., Hoshii, H., and Ujiie, Y.), 2005, 堆積性有機物の有機熟成に対する接触変成作用の影響—青森県南津軽郡大鰐町に分布する中新統泥岩の場合—. 地球科学(*Earth Sci. (Chikyu Kagaku)*), **59**, 313–322.
- Arthur, M. J., 1989, The Cenozoic evolution of the Lundy Pull-Apart Basin into the Lundy Rhomb Horst. *Geol. Mag.*, **126**, 187–198.
- Barker, C. E., 1988. Geothermics of petroleum systems: Implications for stabilization of kerogen maturation after a geologically brief heating duration at peak temperature. In Magoon, L., ed., *Petroleum Systems of the United States*, US Geol. Surv. Bull., **1870**, 26–29.
- Barker, C. E. and Pawlewicz M. J., 1994, Calculation of vitrinite reflectance from thermal histories and peak temperatures. In Mukhopadhyay, P. K. and Dow, W. G., eds., *Vitrinite Reflectance as a Maturity Parameter, Applications and Limitations*, Amer. Chem. Soc. Symp. Ser., 570, 216–229.
- Ben-Avraham, Z., Almagor, G., and Garfunkel, Z., 1979, Sediments and structure of the Gulf of Elat (Aqaba) –Northern Red Sea. *Sed. Geol.*, **23**, 239–267.
- Benfield, A. E., 1949, The effect of uplift and denutiation on underground temperatures. *Jour. appl. Phys.*, **20**, 66–70.
- Bucher, K. and Stober, I., 2010, Fluids in the upper continental crust. *Geofluids*, **10**, 241–253.
- Budiansky, B., 1970, Thermal and thermoelastic properties of isotropoc composites. *Jour. Compos. Mater.*, **4**, 286–295.
- Chiaramonte, M. A., Tamburini, A., Salvatori, T., and Bersani, A., 1988, Geochemical modeling in rapidly subsiding basins. *Org. Geochem.*, **13**, 181–186.
- Choi, T. and Lee, Y. I., 2011, Thermal histories of Cretaceous basins in Korea: Implications for response of the East Asian continental margin to subduction of the Paleo-Pacific Plate. *The Island Arc*, **20**, 371–385.
- 千々和一豊 (Chijiwa, K.), 1992, 西南日本外帯中新統熊野層群の碎屑岩組成と堆積層. 地質学論集(*Mem. Geol. Soc. Japan*), no. 38, 311–327.
- Copard, Y., Disnar, J. R., and Becq-Giraudon, J. F., 2002, Erroneous maturity assessment given by T_{max} and HI Rock-Eval parameters on highly mature weathered coals. *Int. Jour. Coal Geol.*, **49**, 57–65.

- Crowell, J. C., 1974, Origin of late Cenozoic basins in southern California. *In* Dickinson, W. R., ed., *Tectonics and Sedimentation*, SEPM Spec. Pub., no. 22, 190–204.
- Crowell, J. C., 1982, The tectonics of Ridge Basin, southern California. *In* Crowell, J. C. and Link, M. H., eds., 1982, Geologic history of Ridge Basin, southern California, SEPM Pacif. Sec., no. 22, 21–41.
- Daczko, N. R., Wertz, K. L., Mosher, S., Coffin, M. F., and Meckel, T. A., 2007, Extension along the Australian-Pacific transpressional transform plate boundary near Macquarie Island. *Geochem. Geophys. Geosyst.*, **4**, 1080, doi:10.1029/2003GC000523.
- 檀原 徹 (Danhara, T.), 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(*Quatern. Res.*), **34**, 221–237.
- 檀原 徹 (Danhara, T.), 1997, FT 法の最近の成果と石油探鉱へのジルコンの応用。石技誌 (*Jour. Japan. Assoc. Petrol. Tech.*), **62**, 25–34.
- 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. *Jour. Geol. Soc. Japan*, **115**, 141–145.
- Dooley, T. P. and Schreurs, G., 2012, Analogue modeling of intraplate strike-slip tectonics: A review and new experimental results. *Tectonophysics*, **574**, **575**, 1–71.
- Dzevanishir, R. D., Buryakovsky, L. A., and Chilingarian, G. V., 1986, Simple quantitative evaluations of porosity of argillaceous sediments at various depths of burial. *Sed. Geol.* **46**, 169–175.
- 藤井正博・早坂康隆・堀江憲路 (Fujii, M., Hayasaka, Y., and Horie, K.), 2008, 九州東部, 朝地変成岩地域の変成作用とナップ運動の時期。地質雑(*Jour. Geol. Soc. Japan*), **114**, 127–140.
- Fukunari, T. and Wallis, S. R., 2003, Structural evidence for large-scale top-the-north normal displacement along the Median Tectonic Line in southwest Japan. *Island Arc*, **16**, 243–261.
- Galushkin, Yu. I., 1997, Thermal effects of igneous intrusions on maturity of organic matter: A possible mechanism of intrusion. *Org. Geochem.*, **26**, 645–658.
- Grall, C., Henry, P., Tezcan, D., Mercier de Lepina, B., Becel, A., Geli, L., Rudkiewicz, J. L., Zitter, T., and Harmegnies, F., 2012, Heat flow in the Sea of Marmara Central Basin: Possible implications for the tectonic evolution of the North Anatolian fault. *Geology*, **40**, 3–6.
- Green, P. E., 1995, AFTA Today. *OnTrack*, **5**, 8–10.
- Green, P. F., Duddy, L. R., Laslett, G. M., Hegarty, K. A., Gleadow, A. J. W., and Lovering

- J. F., 1989, Thermal annealing of fission tracks in apatite. 4. Quantitative modeling techniques and extension to geological timescales. *Chem. Geol. (Isot. Geosci. Sect.)*, **79**, 155–182.
- Harland, W., 1971, Tectonic transpression in Caledonian Spitsbergen. *Geol. Mag.*, **108**, 27–42.
- Harrison, T. M. and McDougall, I., 1980, Investigations of an intrusive contact, northwest Nelson, New Zealand, I. Thermal, chronological and isotopic constraints. *Geochim. Cosmochim. Acta*, **44**, 1985–2003.
- 橋本寿夫・香西 武・石田啓祐 (Hashimoto, H., Kozai, T., and Ishida, K.), 2001, 和泉山脈の和泉層群上部白亜系に混在する再堆積ジュラ紀・白亜紀前期放射虫. 大阪微化石研究会誌特別号 (*News of Osaka Micropaleontologists. Spec. Vol.*), no. 12, 271–282.
- 橋爪正樹・前島 渉・田中 淳 (Hashizume, M., Maejima, W., and Tanaka, J.), 1993, 淡路島の和泉層群南部相下灘累層の古流向. 地質雑 (*Jour. Geol. Soc. Japan*), **99**, 755–758.
- Hayakawa, T. and Hirano, H., 2013, A revised inoceramid biozonation for the Upper Cretaceous based on high-resolution carbon isotope stratigraphy in northwestern Hokkaido, Japan. *Acta Geol. Polonica*, **63**, 239–263.
- Herzig, C.T., Kimbrough, D. L., Tainosho, Y., Kagami, H., Iizumi, S., and Hayasaka, Y., 1998, Late Cretaceous U/Pb zircon ages and Precambrian crustal inheritance in Ryoike granitoids, Kinki and Yanai districts, Japan. *Geochem. Jour.*, **32**, 21–31.
- Hevia, V. and Virgos, J. M., 1977, The rank and anisotropy of anthracites: the indicating surface of reflectivity in uniaxial and biaxial substances. *Jour. Microsc.*, **109**, 23–28.
- 日野直之・清家一馬・平野弘道 (Hino, N., Seike, K., and Hirano, H.), 2010, 四国上部白亜系和泉層群における有機物の熱成熟度の検討. 三笠市立博物館紀要 (*Bull. Mikasa City Mus.*), no.14, 15–37.
- Hood, A., Gutjahr, C. C. M., and Heacock, R. I., 1975, Organic metamorphism and the generation of petroleum. *Amer. Assoc. Petrol. Geol. Bull.*, **59**, 986–996.
- 星 博幸・岩野英樹・檀原 徹 (Hoshi, H., Iwano, H., and Danhara, T.), 2002, 瀬戸内火山岩類のフィッショントラック年代測定：近畿地方，二上層群の例. 地質雑 (*Jour. Geol. Soc. Japan*), **108**, 353–365.
- Houseknecht, D. W. and Weesner, C. M. B., 1997, Rotational reflectance of dispersed vitrinite from the Arkoma basin. *Org. Geochem.*, **26**, 191–206.
- Huang, W. L., 1996, Experimental study of vitrinite maturation: effects of temperature, time, pressure, water, and hydrogen index. *Org. Geochem.*, **24**, 233–241.
- Hurford, A. J., 1986, Cooling and uplift patterns in the Lepontine Alps South Central

- Switzerland and an age of vertical movement on the Insubric fault line. *Contrib. Mineral Petrol.*, **92**, 413–427.
- Hurford, A. J., 1990, Standardization of fission track dating calibration: Recommendation by the Fission Track Working Group of the I.U.G.S. Subcommittee of Geochronology. *Chem. Geol.*, **80**, 171–178.
- Hutchison, I., 1985, The effects of sedimentation and compaction on oceanic heat flow. *Geophys. Jour. Res. astr. Soc.*, **82**, 439–459.
- 市川浩一郎, 1960, 和泉山脈中部の和泉層群の層相変化及び後背地の問題 (要旨). 地質雑 (*Jour. Geol. Soc. Japan*), **66**, 466.
- 市川浩一郎・宮田隆夫 (Ichikawa, K. and Miyata, T.), 1973, 中新世前の中央構造線 (とくに近畿地方). 杉山隆二編, 中央構造線 (Median Tectonic Line), 東海大学出版会 (Tokai Univ. Press), 87–95.
- 市川浩一郎・宮田隆夫・篠原正男 (Ichikawa, K., Miyata, T., and Shinohara, M.), 1979, 和泉山脈の和泉層群の層序区分. 日本地質学会関西支部報 (*Proc. Kansai Branch, Geol. Soc. Japan*), no. 85, 10–11.
- 市川浩一郎・宮田隆夫・篠原正男 (Ichikawa, K., Miyata, T., and Shinohara, M.), 1981, 和泉層群堆積盆の段階的東進に関するモデルと中央構造線の運動像. 日本地質学会関西支部報 (*Proc. Kansai Branch, Geol. Soc. Japan*), no. 89, 11–12.
- 市川浩一郎・大橋邦宏 (Ichikawa, K. and Ohhashi, K.), 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 (*72th Ann. Meet. Geol. Soc. Japan, Excursion Guidebook*), 19p.
- Inan, S., Yalçın, M. N., Guliev, I. S., Kuliev, K. and Feizullayev, A. A., 1997, Deep petroleum occurrences in the Lower Kura Depression, South Caspian Basin, Azerbaijan: an organic geochemical and basin modeling study. *Mar. Petrol. Geol.*, **14**, 731–762.
- International Committee for Coal and Organic Petrology (ICCP), 1998, The new vitrinite classification (ICCP System 1994). *Fuel*, **77**, 349–358.
- International Committee for Coal and Organic Petrology (ICCP), 2001, The new inertinite classification (ICCP System 1994). *Fuel*, **80**, 459–471.
- 石田啓祐・橋本寿夫 (Ishida, K. and Hashimoto, H.), 1998, 四万十北帯の上部白亜系チャート—碎屑岩シーケンスと放散虫生層序. 大阪微化石研究会誌特別号 (*News of Osaka Micropaleontologists. Spec. Vol.*), no. 11, 211–225.
- 市原 実・市川浩一郎・山田直利 (Itihara, M., Ichikawa, K., and Yamada, N.), 1986, 岸和田地域の地質. 地域地質調査報告 (5 万分の 1 地質図幅) (*Geology of the Kishiwada district. With Geological sheet Map at 1:50000*). 地質調査所 (Geol. Surv. Japan), 148p.

- Ito, H., 2004, Apatite fission-track dating of fault-related rocks along the Nojima and Kusumoto faults and its tectonic significance. *Geophys. Res. Lett.*, **31**, L21610, doi:10.1029/2004GL020776.
- 伊藤久敏・田村明弘・森下知晃・荒井章司 (Ito, H., Tamura, A., Morishita, T., and Arai, S.), 2010, 野島断層およびその周辺の花崗岩質岩から得られたジルコンの U-Pb および FT 年代. 地質雑(*Jour. Geol. Soc. Japan*), **116**, 544–551.
- 伊藤谷生・井川 猛・足立幾久・伊勢崎修弘・平田 直・浅沼俊夫・宮内崇裕・松本みどり・高橋道浩・松沢進一・鈴木雅也・石田啓祐・奥池司郎・木村 学・國友孝洋・後藤忠徳・沢田臣啓・竹下 徹・仲谷英夫・長谷川修一・前田卓哉・村田明広・山北 聡・山口和雄・山口 覚 (Ito, T., Ikawa, T., Adachi, I., Isezaki, N., Hirata, N., Asanuma, T., Miyauchi, T., Matsumoto, M., Takahashi, M., Matsuzawa, S., Suzuki, M., Ishida, K., Okuike, S., Kimura, G., Kunitomo, T., Goto, T., Sawada, S., Takeshita, T., Nakaya, H., Hasegawa, S., Maeda, T., Murata, A., Yamakita, S., Yamaguchi, K., and Yamaguchi, S.), 1996, 四国中央構造線地下構造の総合物理探査. 地質雑(*Jour. Geol. Soc. Japan*), **102**, 346–360.
- 岩本正人・宮田隆夫 (Iwamoto, M. and Miyata, T.), 1994, 非対称プルアパート堆積盆の疑似モデル実験. 構造地質(*Jour. Struct. Geol. Japan*), no. 40, 131–138.
- 岩野英樹・檀原 徹 (Iwano, H. and Danhara, T.), 1997, 高品位モニターを用いたフィッション・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. フィッション・トラックニュースレター(*Fission Track News Lett.*), no. 10, 11–20.
- Johnsson, M. J., Howell, D. G., and Bird, K. J., 1993, Thermal maturity patterns in Alaska: implications for tectonic evolution and hydrocarbon potential. *Amer. Assoc. Petrol. Geol. Bull.*, **77**, 1874–1903.
- Kamei, A., 2004, An adakitic pluton on Kyushu Island, southwest Japan arc. *Jour. Asian Earth Sci.*, **24**, 43–58.
- Ketcham, R. A., Donelick, R. A., and Carlson, W. D., 1999, Variability of apatite fission-track annealing kinetics: III. Extrapolation to geological time scales. *Amer. Mineralog.*, **84**, 1235–1255.
- 近畿西部 MTL 研究グループ (Research Group for the MTL in West Kinki), 1981, 和泉山脈東部の和泉層群の層序と構造. 地球科学(*Earth Sci. (Chikyu Kagaku)*), **35**, 312–320.
- Kinoshita, O., 1995, Migration of igneous activities related to ridge subduction in Southwest Japan and the East Asian continental margin from the Mesozoic to the Paleogene. *Tectonophysics*, **245**, 25–35.
- 小林貞一 (Kobayashi, T.), 1950, 日本地方地質誌：四国地方 (*Regional Geology of Japan: Shikoku*), 朝倉書店(Asakura Publ.), 271p.

- Koch, J. and Günther, M., 1995, Relationship between random and maximum vitrinite reflectance. *Fuel*, **74**, 1687–1691.
- 小玉一人 (Kodama, K.), 1990, 四国および淡路島の中央構造線沿いに分布する和泉層群の古地磁気層位. 地質雑(*Jour. Geol. Soc. Japan*), **96**, 265–278.
- Komorek, J. and Morga, R., 2002, Relationship between the maximum and the random reflectance of vitrinite for coal from the Upper Silesian Coal Basin (Poland). *Fuel*, **81**, 969–971.
- Kosakowski, G., Kunert, V., Clauser, C., Franke, W., and Neugebauer, H. J., 1999, Hydrothermal transients in Variscan crust: paleo-temperature mapping and hydrothermal models. *Tectonophysics*, **306**, 325–344.
- 栗本史雄・牧本 博・吉田史郎・高橋裕平・駒沢政夫 (Kurimoto, C., Makimoto, H., Yoshida, F., Takahashi, Y., and Komazawa, M.), 1998, 20 万分の 1 地質図幅「和歌山」(*Geological map of Japan 1:200000, Wakayama*). 地質調査所(Geol. Surv. Japan).
- Lachenbruch, H. and Sass, J. H., 1988, The stress heat-flow paradox and thermal results from Cajon Pass. *Geophys. Res. Lett.*, **15**, 981–984.
- 牧本 博・宮田隆夫・水野清秀・寒川 旭 (Makimoto, H., Miyata, T., Mizuno, K., and Sangawa, A.), 2004, 粉河地域の地質. 地域地質調査報告 (5 万分の 1 地質図幅) (*Geology of the Kokawa district. With Geological sheet Map at 1:50000*). 地質調査所(Geol. Surv. Japan), 89p.
- Mann, P., 2007, Global catalogue, classification and tectonic origins of restraining- and releasing bends on active and ancient strike-slip fault systems. In Cunningham, W. D. and Mann, P., eds., *Tectonics of strike-slip restraining and releasing bends*, Geol. Soc. London, Spec. Pub., **290**, 13–142.
- 政岡邦夫 (Masaoka, K.), 1982, 近畿地方金剛山地およびその周辺の領家花崗岩類. 地質雑 (*Jour. Geol. Soc. Japan*), **88**, 483–497.
- 政岡邦夫 (Masaoka, K.), 1987, 近畿地方南部領家帯花崗岩類の構造. 岩石鉱物鉱床学会誌 (*Jour. mineral. petrol. economic geol., Japan*), **82**, 60–74.
- 松本哲一・太田 靖・星住英夫・高橋 浩・西岡芳晴・三宅康幸・角田謙朗・清水正明 (Matsumoto, A., Ohta, Y., Hoshizumi, H., Takahashi, Y., Nishioka, Y., Miyake, Y., Tunoda, K., and Shimizu, M.), 2007, 日本列島における年代未詳岩石の K–Ar 年代測定—地質図幅作成地域の火山岩・深成岩 (平成 17 年度分) —. 地調報告(*Rep. Geol. Surv. Japan*), **58**, 33–43.
- Matsumoto, T., ed., 1954, *The Cretaceous System in the Japanese Islands*. Japan. Soc. Prom. Sci., Tokyo, 324p.
- Matsumoto, T. and Morozumi, Y., 1980, Late Cretaceous ammonites from the Izumi Mountains, southwest Japan. *Bull. Osaka Mus. Nat. History*, **33**, 1–31.

- 三木 孝・田代昭雄 (Miki, T. and Tashiro, T.), 1979, 九州天草の白亜系—古第三系泥質岩中の炭質物. 鉱山地質(*Min. Geol.*), **29**, 323–330.
- Miyata, T., 1980, Wrench fault tectonics of the Median Tectonic Line and deformation of the Cretaceous Izumi Group in west Kinki, southwest Japan. *Jour. Geosci. Osaka City Univ.*, **23**, 65–114.
- Miyata, T., 1990, Slump strain indicative of paleoslope in Cretaceous Izumi sedimentary basin along Median tectonic line, southwest Japan. *Geology*, **18**, 392–394.
- 宮田隆夫・安 鉉善・猪川千晶 (Miyata, T., Ahn, H., and Ikawa, C.), 2012, 和泉山脈西端部：和泉層群と中央構造線. 日本地質学会第 119 年学術大会見学旅行案内書(119th *Ann. Meet. Geol. Soc. Japan, Excursion Guidebook*), 37–52.
- 宮田隆夫・岩本正人 (Miyata, T. and Iwamoto, M.), 1994, 和泉堆積盆の東進メカニズム. 構造地質(*Jour. Struct. Geol. Japan.*), no. 40, 139–144.
- 宮田隆夫・牧本 博・市川浩一郎・寒川 旭 (Miyata, T., Makimoto, H., Ichikawa, K., and Sangawa, A.), 1993, 和歌山及び尾崎地域の地質. 地域地質研究報告 (5 万分の 1 地質図幅) (*Geology of the Wakayama and Ozaki district. With Geological sheet Map at 1:50000*). 地質調査所(Geol. Surv. Japan), 68p.
- 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. *Bull. Osaka Mus. Nat. Hist.*, **39**, 1–58.
- 中島和一・田中啓策 (Nakajima, K. and Tanaka, K.), 1967, 和泉山脈中部の和泉層群における含沸石凝灰岩, とくに含モルデン沸石凝灰岩および濁沸石凝灰岩. 地質雑(*Jour. Geol. Soc. Japan*), **73**, 235–245.
- 成田耕一郎・山路 敦・田上高広・栗田裕司・小布施明子・松岡數充 (Narita, K., Yamaji, A., Tanoue, T., Kurita, Y., Obuse, A. and Matsuoka, K.), 1999, 四国の第三系久万層群の堆積年代とその意義. 地質雑(*Jour. Geol. Soc. Japan*), **105**, 305–308.
- 西村年晴 (Nishimura, T.), 1984, 四国西部の上部白亜系和泉層群の堆積盆解析. 地質雑(*Jour. Geol. Soc. Japan*), **90**, 157–174.
- 西村年晴・飯島 東・歌田 実 (Nishimura, T., Iijima, H., and Utada, M.), 1980, 四国・淡路島の和泉層群の沸石続成帯と堆積盆解析. 地質雑(*Jour. Geol. Soc. Japan*), **86**, 341–351.
- 西村年晴・南川恭範 (Nishimura, T. and Minagawa, Y.), 1993, 和泉山脈中・西部の和泉層群産沸石類. 日本地質学会第 100 年学術大会講演要旨(100th *Ann. Meet. Geol. Soc. Japan, Abstr.*), 389.
- 西岡芳晴・尾崎正紀・山元孝広・川辺孝幸 (Nishioka, Y., Ozaki, M., Yamamoto, T., and

- Kawabe, T.), 1998, 名張地域の地質. 地域地質調査報告 (5 万分の 1 地質図幅) (*Geology of the Nabari district. With Geological sheet Map at 1:50000*). 地質調査所 (Geol. Surv. Japan), 72p.
- 西山慶尚 (Nishiyama, Y.), 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 (*Bull. Ehime Pref. Sci. Mus.*), no. 3, 1–18.
- Noda, A. and Toshimitsu, S., 2009, Backward stacking of submarine channel–fan successions controlled by strike-slip faulting: The Izumi Group (Cretaceous), southwest Japan. *Lithosphere*, **1**, 41–59.
- 野田 篤・利光誠一・栗原敏之・岩野英樹 (Noda, A., Toshimitsu, S., Kurihara, T., and Iwano, H.), 2010, 愛媛県新居浜地域における和泉層群の層序と堆積年代. 地質雑 (*Jour. Geol. Soc. Japan*), **116**, 99–113.
- 野田雅之 (Noda, M.), 1994, 九州田野層群ならびに大野川層群より産出する白亜系イノセラムス. 大分県地質同好会誌別冊 (*Spec. Issue, Geol. Soc. Oita*), no. 1, 1–49.
- Ogg, J. G. and Hinnov, L. A., 2012, Cretaceous. In Gradstein, F. M., Ogg, J. G., Smith, M. D., and Ogg, G. M., eds., *The Geologic Time Scale 2012*, Elsevier, Boston, 793–853.
- 大平寛人 (Ohira, H.), 2005, 進化したフィッシュン・トラック熱履歴解析—岩石がたどった温度-時間パスのモデリングと最近の成果—. 地球科学 (*Earth Sci. (Chikyu Kagaku)*), **59**, 267–278.
- 岡田篤正・松井和夫・遠藤 理・有吉道春・斉藤 勝 (Okada, A., Matsui, K., Endo, O., Ariyoshi, M., and Saito, M.), 1999, 中央構造線活断層系根来断層の性状と最新活動—和歌山市今滝 (仁王谷) でのトレンチ調査—. 活断層研究 (*Act. Fault Res.*), **18**, 37–54.
- Okada, H. and Sakai, T., 1993, Nature and development of Late Mesozoic and Early Cenozoic sedimentary basins in southwest Japan. *Palaeogeogr. Palaeoclimat. Palaeoecol.*, **105**, 3–16.
- Okudaira, T., Beppu, Y., Yano, R., Tsuyama, M., and Ishii, K., 2009, Mid-crustal horizontal shear zone in the forearc region of the mid-Cretaceous SW Japan arc, inferred from strain analysis of rocks within the Ryoke metamorphic belt. *Jour. Asian Earth Sci.*, **35**, 34–44.
- Okuyama Y., Nakashima, Y., Sasaki, M., and Ueda, A., 2011, Do the sedimentary strata have power to neutralize leaking CO₂? : a natural analogue study on past CO₂ invasion and carbonate precipitation in the Cretaceous Izumi Group, SW Japan. *Energy Procedia*, **4**, 4953–4960.
- Otofujii, Y. and Matsuda, T., 1983, Paleomagnetic evidence for the clockwise rotation of Southwest Japan. *Earth Planet. Sci. Lett.*, **62**, 349–359.
- Ramos-Velázquez, E., Calmus, T., Valencia, V., Iriondo, A., Valencia-Moreno, M., and

- Bellon, H., 2008, U-Pb and $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ geochronology of the coastal Sonora batholith: New insights on Laramide continental arc magmatism. *Rev. Mex. Ciencias Geológicas*, **25**, 314–333.
- Ratschbacher, L., Frisch, W., Neubauer, F., Schmid, S. M., and Neugebauer, J., 1989, Extension in compressional orogenic belts: The eastern Alps. *Geology*, **17**, 404–407.
- 佐藤 努・北川有一・小泉尚嗣・名取二郎・西村義章・芳賀政蔵・廣岡 知・谷川晋一 (Sato, T., Kitagawa, Y., Koizumi, N., Natori, J., Nishimura, Y., Haga, M., Hirooka, S., and Tanikawa, S.), 2005, GSJ コア松山観測点資料. 地質調査総合センター研究資料集 (*GSJ Openfile Rep.*), no. 504, CD-ROM 1 枚, 産業技術総合研究所地質調査総合センター.
- 佐藤隆春 (Sato, T.), 2009, 甲山, 信貴山, 畝傍山, 嶽山などの火山岩類. 日本地質学会編, 日本地方地質誌 5 : 近畿地方 (*Regional Geology of Japan, Part 5:Kinki*), 朝倉書店 (Asakura Publ.), 276–278.
- Schreurs, G. and Colleta, B., 1998, Analogue modeling of faulting in zones of continental transpression and transtension. In Holdsworth, R. E., Strachan, R. A., and Dewey, J. F., eds., *Continental Transpressional and Transtensional Tectonics*, Geol. Soc. London, Spec. Pub., **135**, 59–79.
- Seeber, L., Sorlien, C., Steckler, M. and Cormier, M. -H., 2010, Continental transform basins: Why are they asymmetric? *EOS, Trans. Am. Geophys. Union*, **91**, 29–30.
- Shibata, K., Kaneoka, I., and Uchiumi, S., 1994, $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ analysis of K-feldspars from Cretaceous granitic rocks in Japan: Significance of perthitization in Ar loss. *Chem. Geol.*, **115**, 297–306.
- Shibata, K., Matsumoto, T., Yanagi, Y., and Hamamoto, R., 1978, Isotopic ages and stratigraphic control of Mesozoic igneous rocks in Japan. In Cohee, G. V., Glaessner, M., and Hedlberg, H., eds., *Contributions to the geologic time scale*, Amer. Assoc. Petrol. Geol. Studies in Geol., **6**, 143–164.
- 柴田 賢・中島 隆・内海 茂 (Shibata, K., Nakajima, T., and Uchiumi, S.), 2003, 奈良県金剛断層付近の領家花崗岩類および三波川変成岩類の K-Ar 年代. 名古屋文理大学紀要 (*Jour. Nagoya Bunri Univ.*), **3**, 111–115.
- 柴田 賢・内海 茂 (Shibata, K. and Uchiumi, S.), 1992, K-Ar 年代測定結果—4—地質調査所未公表資料—. 地調月報 (*Bull. Geol. Surv. Japan*), **43**, 359–367.
- 柴田 賢・内海 茂・中川忠夫 (Shibata, K., Uchiumi, S., and Nakagawa, T.), 1979, K-Ar 年代測定結果—1. 地調月報 (*Bull. Geol. Surv. Japan*), **30**, 675–686.
- 末岡 茂・田上高広・堤 浩之・長谷部徳子・田村明弘・荒井章司・山田隆二・松田達生・小村健太朗 (Sueoka, S., Tagami, T., Tsutsumi, H., Hasebe, N., Tamura, A., Arai, S.,

- Yamada, R., Matsuda, T., and Omura, K.), 2010, フィッション・トラック熱年代に基づいた六甲地域の冷却・削剥史. 地学雑(*Jour. Geogr.*), **119**, 84–101.
- Stach, E., Mackowsky, M. Th., Teichmuller, M., Taylor, G. H., Chandra, D., and Teichmuller R., 1982, *Stach's textbook of Coal Petrology, 3rd edition*. Gebruder Borntraeger, Berlin, 535p.
- 鈴木舜一 (Suzuki, S.), 1996, 上部白亜系和泉層群のビトリナイト反射率と熱史. 地質雑 (*Jour. Geol. Soc. Japan*), **102**, 777–786.
- Suzuki, N., Matsubayashi, H., and Waples D. W., 1993, A simple kinetic model of vitrinite reflectance. *Amer. Assoc. Petrol. Geol. Bull.*, **77**, 1502–1508.
- Sweeney, J. J. and Burnham, A. K., 1990, Evaluation of a simple model of vitrinite reflectance based on chemical kinetics. *Amer. Assoc. Petrol. Geol. Bull.*, **74**, 1559–1570.
- Sykes, R. and Snowdon, L. R., 2002, Guidelines for assessing the petroleum potential of coaly source rocks using Rock-Eval pyrolysis. *Org. Geochem.*, **33**, 1441–1455.
- Tagami, T., Hasebe, N., and Shimada, C., 1995, Episodic exhumation of accretionary complexes: Fission-track thermochronologic evidence from the Shimanto Belt and its vicinities, southwest Japan. *The Island Arc*, **4**, 209–230.
- Taira, A., Saito, Y., and Hashimoto, M., 1983, The role of oblique subduction and strike-slip tectonics in the evolution of Japan. In Hilde, T. W. C. and Uyeda, S., eds., *Geodynamics of the Western Pacific–Indonesian Region*, Amer. Geophys. Union, Geodynamics Series, **11**, 303–316.
- 高橋治郎 (Takahashi, J.), 1992, 愛媛地域の中央構造線の活動史. 地質学論集(*Mem. Geol. Soc. Japan*), no. 40, 99–112.
- 高橋 浩・寒川 旭・水野清秀・服部 仁 (Takahashi, Y., Sangawa, A., Mizuno, K., and Fukube, H.), 1992, 洲本地域の地質. 地域地質調査報告 (5 万分の 1 地質図幅) (*Geology of the Sumoto district. With Geological sheet Map at 1:50000*). 地質調査所(Geol. Surv. Japan), 107p.
- Tamaki, M., Tsuchida, K., and Itoh, Y., 2009, Geochemical modeling of sedimentary rocks in the central Hokkaido, Japan: Episodic deformation and subsequent confined basin-formation along the eastern Eurasian margin since the Cretaceous. *Jour. Asian Earth Sci.*, **34**, 198–208.
- Tanaka, J., 1989, Sedimentary facies of the Cretaceous Izumi turbidite system, southwest Japan – An example of turbidite sedimentation in an elongated strike-slip tectonic basin –. *Jour. Geol. Soc. Japan*, **95**, 119–128.
- Tanaka, J., 1993, Sedimentation and Tectonics in the Cretaceous, strike-slip Izumi Basin, Izumi Mountains, Japan. *Jour. Geosci., Osaka City Univ.*, **36**, 85–107.

- Tanaka, J. and Maejima, W., 1995, Fan-delta sedimentation on the basin margin slope of the Cretaceous, strike-slip Izumi Basin, southwestern Japan. *Sed. Geol.*, **98**, 205–213.
- 田中啓策 (Tanaka, K.), 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. 地調報告(*Rep. Geol. Surv. Japan*), **212**, 1–34.
- 田中智史・平野弘道 (Tanaka, S. and Hirano, H.), 2008, 北海道上部白亜系から産出した被子植物花粉化石. 日本花粉学会誌(*Japan. Jour. Palynol.*), **54**, 5–14.
- Teichmüller, M. and Durand, B., 1983, Fluorescence microscopical rank studies on liptinites and vitrinites in peat and coals, and comparison with results of the Rock-Eval pyrolysis. *Int. Jour. Coal Geol.*, **2**, 197–230.
- 寺岡易司 (Teraoka, Y.), 1977, 領家・三波川両帯における白亜紀堆積盆. 秀 敬編, 三波川帯 (*Sambagawa Belt*), 広島大学出版会(Hiroshima Univ. Press), 419–431.
- Tyson, R.V., 1995, *Sedimentary Organic Matter: Organic Facies and Palynofacies*. Chapman and Hall, London, 615 p.
- 上井太兵衛・阿部正宏 (Uei, T. and Abe, M.), 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(*Jour. Japan. Assoc. Mineral. Petrol. Econ. Geol.*), **72**, 354–360.
- Wagner, G. A., Reimer, G. M., and Jäger, E., 1977, Cooling ages derived by apatite fission-track, mica Rb–Sr and K–Ar dating: the uplift and cooling history of the Central Alps. *Mem. Inst. Geol. Mineral. Univ. Padova*, **30**, 1–27.
- Wagner, G. A. and Van den haute, P. 1992, *Fission-Track Dating*. Enke, Stuttgart, 285p.
- Weisenberger, T., Rahn, M., van der Lelij, R., Spikings, R., and Bucher, K., 2012, Timing of low-temperature mineral formation during exhumation and cooling in the Central Alps, Switzerland. *Earth Planet. Sci. Lett.*, **327–328**, 1–8.
- Williams, C. F. and Narasimhan, T. N., 1989, Hydrogeologic constraints on heat flow along the San Andreas fault: a testing of hypotheses. *Earth Planet. Sci. Lett.*, **92**, 131–143.
- Woodside, W. and Messmer, J. H., 1961, Thermal conductivity of porous media I: unconsolidated sand. *Jour. appl. Phys.*, **32**, 1688–1706.
- Wu, J. E., McClay, K., Whitehouse, P., and Dooley, T., 2009, 4D analogue modelling of transtensional pull-apart basins. *Marine Petrol. Geol.*, **26**, 1608–1623.
- 山田直利 (Yamada, N.), 2005, 濃飛流紋岩の形成史. 地団研専報(*Monogr. Assoc. Geol. Collab. Japan*), no. 53, 173–183.
- 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 (Yamada, N., Koido, Y., Ichikawa, K., Harayama, S., Tanabe, M., Murakami, N., Yoshida, H., Yoshikura, S., and Akabane, H.), 1979, 泉南層群一領

- 家帯南部における後期中生代酸性火山作用－. 地質学論集(*Mem. Geol. Soc. Japan*), no. 17, 195–208.
- 山田直利・仲井 豊・檀原 徹 (Yamada, N., Nakai, Y., and Danhara, T.), 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. 地質雑 (*Jour. Geol. Soc. Japan*), **93**, 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 (Yamada, T., Hayama, Y., Kagami, H., Kutsukake, T., Maeno, S., Masuoka, K., Nakai, Y., and Yoshida M.), 1979, 泉南地域の領家帯. 地質学論集(*Mem. Geol. Soc. Japan*), no.17, 209–200.
- Yamaji, A. and Takahashi, M., 1988, Estimation of relative depth of burial using vitrinite reflectance: Implications for a sedimentary basin formation by basement tilting. *Int. Jour. Coal Geol.*, **10**, 41–50.
- 山北 聡・伊藤谷生 (Yamakita, S. and Ito, T.), 1999, 和泉層群堆積盆形成に関する数値モデル実験. 構造地質(*Jour. Struct. Geol. Japan*), **43**, 1–9.
- 山北 聡・大藤 茂 (Yamakita, S. and Otoh, S.), 2000, 中央構造線の後期白亜紀左横すべり変位量の推定とその西南日本の地帯配列における意味. 地団研専報(*Monogr. Assoc. Geol. Collab. Japan*), no. 49, 93–104.
- 横倉隆伸・加野直巳・山口和雄・宮崎光旗・井川 猛・太田陽一・川中 卓・阿部 進 (Yokokura, T., Kano, N., Yamaguchi, K., Miyazaki, T., Ikawa, T., Ohta, Y., Kawanaka, T., and Abe, S.), 1998, 大阪湾における反射法深部構造探査. 地質調査所月報(*Bull. Geol. Surv. Japan*), **49**, 571–590.
- 吉川周作 (Yoshikawa, S.), 1973, 大阪南東部の大阪層群. 地質雑(*Jour. Geol. Soc. Japan*), **79**, 33–45.
- 吉川武憲・安藤寿夫・香西 武・近藤康生 (Yoshikawa, T., Ando, H., Kozai, T., and Kondo, Y.), 2011, 香川県まんのう地域に分布する上部白亜系和泉層群北縁相の自生・他生混在型カキ化石密集層. 地質雑(*Jour. Geol. Soc. Japan*), **117**, 523–537.
- Yuhara, M., Kagami, H., and Nagao, K., 2000, Geochronological characterization and petrogenesis of granitoids in the Ryoike belt, Southwest Japan Arc: constraints from K–Ar, Rb–Sr and Sm–Nd systematics. *The Island Arc*, **9**, 64–80.

研究業績

種 類 別	題名、 発表・発行掲載誌名、 発表・発行年月、 連名者（申請者含む）
論文	<p>○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, 印刷中.</p> <p>○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, 397-409.</p>
総説	<p>浦本豪一郎・清家一馬, 2013, ストラウブ法によるシート状タービダイト層累重過程の定量検出: 房総半島三浦層群清澄層の例. 地質学雑誌, 119, 693-698.</p> <p>浦本豪一郎・清家一馬, 2012, ストラウブ法: チャネル堆積層における補償累重の定量的検出. 地質学雑誌, 118, 582-587.</p>
講演	<p>清家一馬, 2012, 和泉堆積盆の熱テクトニクス. 日本地質学会第 119 年学術大会, 大阪.</p> <p>清家一馬・岩野英樹・檀原 徹・平野弘道, 2011, 熱拡散モデルによる和泉山脈地域の上部白亜系和泉層群の被熱史の復元. 日本地質学会第 118 年学術大会・日本鉱物科学会 2011 年年会合同学術大会, 水戸.</p> <p>清家一馬・岩野英樹・檀原 徹・平野弘道, 2011, 和泉山脈地域の和泉層群の熱史から解釈した滝尻アダメロ岩の FT 年代. 第 35 回日本フィッション・トラック研究会, 京都.</p> <p>清家一馬・檀原 徹・岩野英樹・平野弘道, 2010, 和泉山脈地域の和泉層群と牛滝川流紋岩溶岩のフィッション・トラック年代. 日本地質学会第 117 年学術大会, 富山.</p> <p>清家一馬, 2008, 和泉層群中の Wildfire 堆積物及び溶結凝灰岩層がもたらす和泉堆積盆の形成発達像. 日本地質学会第 115 年学術大会, 秋田.</p> <p>清家一馬・平野弘道, 2008, 中新統三浦層群三崎層・熊野層群下里層より産出するメニスカス構造と中心の管状構造からなる生痕化石の形態的特徴と古環境学的意義. 日本古生物学会第 157 回例会, 宇都宮.</p> <p>清家一馬・平野弘道, 2007, 和泉堆積盆の堆積モデルと形成発達過程-和泉山脈地域和泉層群北縁相の堆積環境変遷からの考察-. 日本地質学会第 114 年学術大会, 札幌.</p> <p>清家一馬・平野弘道, 2007, 和泉堆積盆の形成発達過程の復元-和泉山脈の和泉層群北縁相における堆積環境変遷からの考察-. 日本地質学会関東支部第一回研究発表会「関東地方の地質」講演資料集, 49-50.</p> <p>清家一馬・平野弘道, 2007, 中新統一更新統三浦層群三崎層から産出する生痕化石. 日本地質学会関東支部第一回研究発表会「関東地方の地質」講演資料集, 47-48.</p>

種 類 別	題名、 発表・発行掲載誌名、 発表・発行年月、 連名者（申請者含む）
その他	<p>○清家一馬, 2013, 「清家一馬・平野弘道, 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」への討論に対する回答. 地質学雑誌, 119, 印刷中.</p> <p>清家一馬・岩野英樹・檀原 徹・平野弘道, 2011, 和泉山脈地域の和泉層群の熱史から解釈した滝尻アダメロ岩の FT 年代. フィッション・トラックニュースレター, no. 24, 63-65.</p> <p>高橋昭紀・清家一馬, 2011, 北海道蝦夷層群における後期白亜紀セノマニアン/チューロニアン期境界前後の生痕相の変化. 平成 22 年度深田研究助成研究報告, 21-30.</p> <p>日野直之・清家一馬・平野弘道, 2010, 四国讃岐山脈に分布する上部白亜系和泉層群における花粉孢子化石層序の可能性—産出状況および有機物の熱熟成度—. 三笠市立博物館紀要, no. 14, 15-37.</p>