西南日本の中新世テクトニクスに対する新たな年代制約： 愛知県設楽地域におけるフィッション・トラック年代測定

New age constraints on the Miocene tectonic evolution of southwestern Japan:
fission track ages from the Shitara district, Aichi Prefecture

Abstract

星 博幸* 檀原 徹**
岩野英樹**

Hiroyuki Hoshi, Tohru Danhara** and
Hideki Iwano***

2005年9月5日受付.
2005年11月23日受理.

* 愛知教育大学理科学講座地学領域
Department of Earth Sciences, Aichi University
of Education, Kariya, Aichi 448-8542, Japan

** (株) 京都フィッション・トラック
Kyoto Fission-Track Co., Ltd, Kita-ku, Kyoto
603-8832, Japan

Corresponding author; H. Hoshi,
hoshi@aecc.aichi-edu.ac.jp

The sediments and volcanic rocks of Shitara in Aichi Prefecture have a wealth of information regarding Miocene tectonic events of southwestern Japan such as clockwise rotational motion and vertical movement. In order to place geochronological constraints on such events, we have determined zircon fission track (FT) ages for 32 rock samples collected from lower clastic sediments of the Hokusetsu Subgroup and upper volcanic rocks of the Shitara igneous complex. FT ages for felsic tuff beds intercalated in background marine clastics show late Early Miocene (~17.5 Ma) deposition of the upper part of the Hokusetsu Subgroup, which is in accordance with the biostratigraphic age assignment. On the other hand, FT ages for a thick pile of felsic lavas and pyroclastic rocks of the Shitara igneous complex show clustering around 15 Ma, indicating geologically instantaneous emplacement at that time. Combining the present results with published lithological, paleomagnetic, and structural data, we propose a model in which (1) the Hokusetsu Subgroup was deposited on the subsiding, southward-migrating southwestern Japan microplate around 17.5 Ma, just before the main phase of the clockwise rotation; (2) the clockwise rotation had ended by 15 Ma; (3) collision of the southwestern Japan microplate with the Shikoku basin and the resultant crustal uplifting occurred immediately prior to 15 Ma.

Key words: crustal movement, fission track age, Hokusetsu Subgroup, Miocene, Shitara igneous complex, southwestern Japan, tectonics

はじめに

日本とその周辺の海溝-島弧-背弧海盆系の進化を解明することは、アジア-太平洋地域のプレートテクトニクスをより深く理解することにつながる。その意味で、中新世に西南日本が経験した地質学的諸過程の年代を正しく決定することは重要であり、そうした作業は諸過程の順序を正しく復元し成因やメカニズムの議論を行うための基礎となる。これまでの研究により、西南日本の時計回り回転運動 (Otofuji et al., 1985), 島弧地殻の沈降とそれに引き続く急激な隆起 (Yamaji and Yoshida, 1998), 伸展場から圧縮場への応力場の転換 (Tsunakawa, 1986), 高 Mg 安山岩の活動を伴う瀬戸内区や前弧域での火成活動 (柴田, 1978; Tatsumi, 1983) といった多くの重大事件が中新世の中頃 (15 ± 数 Ma) に起きたことが判明している。しかし、現状においてこうした事件のタイミングや継続期間がきちんと決定されているとは言いがたい。例えば西南日本の時計回り回転については、約 15 Ma のかなり短い期間に起きたという見解 (Otofuji et al., 1985) がある一方、後期漸新世から前期中新世から 15 Ma 頃

Fig. 1. Geological sketch map of the Pacific side of central Honshu, showing location of the Shitara district (simplified from Yamada et al. eds., 1990).

Fig. 2. (a) Simplified geological map of the Shitara district after Takada (1987b). (b) Geological map of the Shitara igneous complex after Takada (1987b). The locations of the Kaore section and Kada area where samples for FT dating were collected are also shown. The Kada sampling sites are plotted by dots with sample names.

までの間に2段階の回転が起きたという見方(中島ほか, 1990)や, 15 Ma以降に回転したという見方(宇都ほか, 1996; 角井ほか, 1998)がある。中新世瀬戸内火山帯(Tatsumi, 1983)の活動についても, 珪長質岩と中性/苦鉄質岩(高Mg安山岩を含む)の活動タイミングが異なるという見解(Tatsumi et al., 2001)がある一方, 岩質に関わりなく15 Ma頃に一気に形成されたという見方(角井, 2000; 星ほか, 2002)も提出されている。

本研究で筆者らは, 愛知県設楽地域(Fig. 1)の地質学から西南日本のテクトニクス論に対して新たな制約を与える目的で, 設楽地域の中新世地質体についてフィッション・トラック(FT)年代測定を行った。設楽地域には陸源性碎屑岩類からなる北設楽層群(Kato, 1962)と主に火山岩類からなる設楽火山岩類(齊藤, 1955)が広く分布する。過去にこの地域で行われた古応力の研究は, 中新世に伸展場から圧縮場へと応力状態が劇的に変化したことを示している(Tsunakawa, 1986; Fournier et al., 1995)。また Torii

(1983)は, 北設楽層群が東偏した古地磁気偏角を示すこと, それに対して設楽火山岩類はほぼ南北の古地磁気偏角をもつことを示し, この変化を西南日本の時計回り回転運動に関連づけた。このように, 北設楽層群と設楽火山岩類は中新世中頃に西南日本が経験した重大事件を記録しているため, 両者の年代を詳細に検討する意義は大きい。

設楽地域では多くの年代学的研究が行われてきたが, 北設楽層群と設楽火山岩類の年代について意見の一致が得られていない。北設楽層群は長らく中新統と見なされてきたが(例えば, 糸魚川・柴田, 1973), 林・奥水(1992)は貝類化石とFT年代の検討から始新-漸新統であるという見解を示した。しかしこの研究では再エッチング法という現在では利用されていない手法が適応されていること, また当時は年代結果の統計的な扱いについても十分手法が確立されていなかったことから, このFT年代については議論すべき点が多い。さらに最近, 星ほか(2000)は放散虫化石の検討から北設楽層群の年代を約20~17 Maの間(前期中新世)であると判断

した。こうしたやや混乱した状況において、北設重層群では放射年代の再検討の必要性が指摘された(星ほか, 2000)。設楽火山岩類からは中新世を示す放射年代が報告されているが(鈴木, 1970; Tsunakawa et al., 1983; 内海ほか, 1990; 林・興水, 1992; 稲武町教育委員会編, 1996; 杉原・藤巻, 2002; 星ほか, 2006), それらは約 18 ~ 約 13 Ma まで広く分布しており, 詳しい形成年代は未解明のまま残されている。こうした問題を解決するために, 筆者らは北設重層群上部と設楽火成複合岩体(後述)について層序に沿った高密度年代サンプリングを実施した。本論で筆者らは新たに得られた FT 年代を示し, 北設重層群と設楽火成複合岩体に対する年代モデルを提示する。そして今回の結果が西南日本のテクトニクス論にどのような制約を与えるのかについて議論する。

地 質 概 説

設楽地域の地質概略図を Fig. 2a に示す。この地域の地層分布や地質構造の概要は Kato (1962) や高田 (1987a, b) などの地質学的研究によって明らかにされている。北設重層群は基盤(領家花崗岩類と領家変成岩類)を不整合に覆って広く分布する。設楽火山岩類は領家帯の岩石と北設重層群を不整合に覆うかそれらに貫入する。設楽火山岩類のうち噴出岩(火山岩層)は一括して南設重層群(Kato, 1962)と呼ばれる。北設重層群と南設重層群をまとめたものが設楽層群(Kato, 1962)である。

1. 北設重層群

北設重層群の碎屑岩は下位より田口層(おもに礫岩と角礫岩), 川角層(主に砂岩), 大野層(主に泥岩), 門谷層(凝灰岩および凝灰質碎屑岩)の4層に区分される(Fig. 3: 星ほか, 2000)。田口層の粗粒碎屑岩の主体は基盤の谷を埋めた河川堆積物や土石流堆積物であり, 一部には崖錐堆積物もある(星・中村, 2003)。田口層を除く地層からは貝類化石が産し(柴田ほか, 1977, 1995; Shibata, 1978; 柴田・伊奈, 1983), それによると川角層は海岸に近い浅い内湾底, 大野層下部は湾内为数 10 m 程度の海底, 大野層上部はより深い海底(深いところで > 100 m の海深), 門谷層はさらに深度の大きな(200 m 前後かそれ以上の)海底でそれぞれ堆積したと考えられる。北設重層群は全体として上方細粒化を示し(ただし最上部は粗粒碎屑物が卓越), 海進期の整合一連の堆積物と考えられる(星ほか, 2000)。北設重層群の厚さは変化に富み, 厚いところで積算 700 m 以上に達する(星ほか, 2000)。

北設重層群の年代については, 前述のように始新-漸新世とする見方(林・興水, 1992)と前期中新世とする見方(糸魚川・柴田, 1973; 柴田・糸魚川, 1989; 星ほか, 2000)がある。林・興水(1992)は北設重層群最上部から採取した2つの凝灰岩試料についてジルコン外部面の再エッチング法による FT 年代測定を行い, 約 32 Ma と約 34 Ma の年代を報告した(Fig. 3)。また彼らは貝類化石群集の検討も行い, 北海道の始新-漸新世群集との類似性を指摘した。他方, 星ほか(2000)は大野層と門谷層下部から *Cyrtocapsella tetrapera*, *Cenosphaera coronata*, *Cenosphaera* cf.

(Stage)	Stratigraphy	Published geochronological data
Shitara Igneous complex	(Last) Shitara central dike swarm Shitara sheet swarm	13.1 ± 0.4 Ma [dike, K-Ar] ¹ 13.5 ± 0.4 Ma [dike, K-Ar] ¹ 15.1 ± 0.5 Ma [dike, K-Ar] ² 12.6 ± 0.4 Ma [sheet, K-Ar] ¹ 13.3 ± 0.4 Ma [sheet, K-Ar] ¹
	(Horaiko) Horaiko lavas & intrusive rocks II Horaiko pyroclastic rocks II Horaiko lavas & intrusive rocks I Horaiko pyroclastic rocks I	
	(Myojin'yama) Myojin'yama lavas & intrusive rocks Myojin'yama pyroclastic rocks Oshimagawa vent breccias Oshimagawa pyroclastic rocks	18.3 ± 1.0 Ma [FT] ³
	(Oro) Oro lavas & intrusive rocks Oro pyroclastic rocks	15.9 Ma [FT] ⁴
Hokusetsu Subgroup	Kadoya Formation	32.4 ± 1.2 Ma [FT] ³ 34.1 ± 1.3 Ma [FT] ³ Early Miocene radiolarians ⁵
	Ohno Formation	Early Miocene radiolarians ⁵
	Kawakado Formation	
	Taguchi Formation	

Fig. 3. Stratigraphy (Takada, 1987b; Hoshi et al., 2000) and published geochronological data for the Hokusetsu Subgroup and Shitara igneous complex. Age errors are represented as 1σ . The wavy line between the two geological units indicates unconformity. 1, Sugihara and Fujimaki (2002); 2, Tsunakawa et al. (1983); 3, Hayashi and Koshimizu (1992); 4, Suzuki (1970); 5, Hoshi et al. (2000).

coronataformis の卓越を特徴とする放散虫化石群集を検出し, 他地域や ODP 資料との比較からそれが前期中新世後期の群集であると主張した(Fig. 3)。

2. 設楽火成複合岩体

設楽火山岩類は分布および岩石学的性質から設楽火成複合岩体(高田, 1987b), 大峠火山岩体(下司, 2003), 津具火山岩類(高田, 1987a)と大きく3つのグループに区分される(Fig. 2a)。N-S 方向(南部)~NE-SW 方向(北部)の一大平行岩脈群である設楽中央岩脈群(高田, 1987a)も設楽火山岩類の一部である。本研究は設楽火成複合岩体を調査対象としたので以下にその概要を述べる。なお, 大峠火山岩体の地質と岩石は沢井(1979), 高田(1987a), 下司(2003)が, 津具火山岩類は鈴木ほか(1985)と榊原ほか(1987)が, 設楽中央岩脈群は高田(1987a), Takada(1988), Geshi(2000, 2005), 下司(2003)が詳しい。

設楽火成複合岩体の主部は設楽地域の南部に広く分布し, 北設重層群とあわせて顕著な盆状構造を形成している(Fig. 2a, b)。基盤は北設重層群で, 南縁部では三波川変成岩類やマイロナイトと北落ちの正断層で接する。本岩体は主に流紋岩, デイサイト, 安山岩の溶岩と貫入岩, および火砕岩からなる。全体的に様々な程度の変質作用を受けている。高田(1987b)は本岩体の火成活動を次の4段階に区分している(Fig. 3): 尾籠ステージ(流紋岩質の溶岩, 貫入岩, 火砕岩), 明神山ステージ(デイサイト~安山岩質の溶岩, 貫入岩, 火砕岩), 鳳来湖ステージ(流紋岩質の溶岩, 貫入岩, 火砕岩), 最終ステージ(安山岩~デイサイト質の岩床群と

Fig. 4. Maps showing sampling localities, based on the topographic maps “Ebi” and “Mikawa-Hongo” (scale 1: 25,000) by the Geographical Institute of Japan. (a) Kaore section. The lithological columns illustrated in Fig. 5 are made along A-A’ and B-B’. (b) Kada area.

中央岩脈群の貫入)。最終ステージの岩床群は設楽岩床群(高田, 1987b)と呼ばれる。本岩体は2重のコールドロンの形成に関連して生じたと考えられている(古儀, 1983; 高田, 1987b)。高田(1987b)によると初めのコールドロンは明神山ステージに、次のコールドロンはその内側に鳳来湖ステージに形成された。噴出岩の積算層厚は2000 m程度かそれ以上と推定される(設楽火山岩団体研究グループ, 1979; 古儀, 1983; 高田, 1987b)。

本岩体から報告された放射年代をFig. 3にまとめた。鈴木(1970)は尾籠ステージの黒曜石について約16 MaのFT年代を報告したが、これはFT年代の標準化に関するゼータ校正報告(Hurford, 1990a, b)より前のもので参考値と見なされる。林・輿水(1992)は明神山ステージのデイサイト質溶結凝灰岩について約18 MaのFT年代を報告した(測定手法は北設重層群の2試料と同じ)。中央岩脈群からは約15 Ma(Tsunakawa et al., 1983)と約13 Ma(杉原・藤巻, 2002)、そして設楽岩床群からは13 Ma前後(杉原・藤巻, 2002)の全岩K-Ar年代がそれぞれ報告されている。

試 料

試料は新城市(旧鳳来町)川売付近と設楽町神田付近で採取した(Fig. 2b)。試料採取地点をFig. 4a(川売)と4b(神田)に示す。川売の調査ルート(以下、川売セクションと呼ぶ)では北設重層群上部の門谷層から設楽火成複合岩体の鳳来湖ステージ噴出岩までの層序をほぼ連続的に観察できる。神田付近には鳳来湖ステージの岩石が好露出する。野外では、まず踏査により岩相の水平・垂直分布を明らかにし、その後FT年代測定用の岩石試料を採取した。本研究で採取した合計32試料の試料名、岩石種、および緯度経度(世界測地

Table 1. Sample information.

Stage / Rock unit	Sample name	Lithology	Lat. (N), long. (E)
Shitara igneous complex			
<i>(Kada)</i>			
Horaiko stage	ICH26	Rhyolitic WT (PFD)	35°04'14", 137°37'28"
	ICH27	Rhyolitic WT (PFD)	35°04'14", 137°37'28"
	ICH30	Rhyolitic WT (PFD)	35°04'11", 137°37'21"
	ICH6a	Rhyolitic WT (PFD)	35°04'03", 137°37'21"
	ICH14-1	Rhyolitic WT (PFD)	35°03'55", 137°37'14"
	ICH14-2	Rhyolitic WT (PFD)	35°03'55", 137°37'14"
	ICH14-3	Rhyolitic WT (PFD)	35°03'55", 137°37'14"
	ICH14-4	Rhyolitic WT (PFD)	35°03'55", 137°37'14"
	ICH14-5	Rhyolitic WT (PFD)	35°03'55", 137°37'14"
<i>(Kaore)</i>			
Horaiko stage	KA040	Pitchstone WT (PFD)	35°00'45", 137°35'18"
	KA039	Pitchstone WT (PFD)	35°00'47", 137°35'12"
	KA038	Pitchstone WT (PFD)	35°00'48", 137°35'08"
	KA037	Pitchstone lava	35°00'49", 137°35'01"
	KA036	Rhyolite lava	35°00'49", 137°34'52"
	KA031	Rhyolite lava	35°00'58", 137°34'39"
	KA032	Rhyolite lava	35°00'58", 137°34'35"
	KA033	Pitchstone lava	35°01'00", 137°34'31"
	KA034	Porphyritic dacite lava	35°01'00", 137°34'27"
Myojin'yama stage	KA035	Porphyritic dacite lava	35°01'01", 137°34'22"
	KA023	Dacitic WT (PFD)	35°01'11", 137°34'22"
	KA022	Dacitic WT (PFD)	35°01'10", 137°34'19"
	KA021	Dacitic WT (PFD)	35°01'10", 137°34'16"
	KA04	Dacitic WT (PFD)	35°01'33", 137°34'40"
	KA03	Dacitic WT (PFD)	35°01'36", 137°34'40"
	KA013	Dacitic WT (PFD)	35°01'31", 137°34'32"
	KA01	Pitchstone lava	35°01'24", 137°34'26"
	KA029	Pitchstone lava	35°01'35", 137°34'23"
Oro stage	KA024	Rhyolite lava	35°01'41", 137°34'14"
Hokusei Subgroup			
<i>(Kaore)</i>			
Kadoya Formation	KA020.5	Felsic fine tuff	35°01'44", 137°34'00"
	KA015	Felsic fine tuff	35°01'41", 137°33'55"
	KA011.5	Felsic pumiceous tuff	35°01'44", 137°33'51"
	KA05	Felsic fine tuff	35°01'39", 137°33'41"

*, collected at the same locality; PFD, pyroclastic flow deposit; WT, welded tuff.

Fig. 5. Lithological columns along the Kaore section (for location refer to Fig. 4) and FT ages ($\pm 1\sigma$). The FT ages for Horaiko-stage rocks in the Kada area are also plotted.

系)をTable 1にまとめた。

川売セクションの柱状図(試料採取層準も含む)をFig. 5に示す。A-A'とB-B'の2本の柱状図の作成ルートはFig. 4aのA-A'区間(谷川沿い)とB-B'区間(林道沿い)である。

門谷層は暗灰色～灰色の凝灰質泥岩を主体とし、凝灰質砂岩と珪長質凝灰岩を伴う。層厚は230 m以上で下限は観察されない。異なる層準に挟まる珪長質凝灰岩から4試料を採取した。試料を採取した凝灰岩のうち最も厚いものは約160 cmで(KAO5)、その他の凝灰岩(KAO11.5, KAO15, KAO20.5)は数cm～数10 cmの厚さである。

尾籠ステージの岩石は、最下部の流紋岩質火砕岩(高田, 1987bの尾籠火砕岩類)とその上位の流紋岩質溶岩(高田, 1987bの尾籠溶岩・貫入岩類)からなる。層厚は約350 mである。流紋岩質溶岩の一部は黒曜石と松脂岩である。溶岩分布域には貫入岩も見られる。溶岩から3試料(KAO24, KAO29, KAO1)を採取した。

明神山ステージの岩石は下部と上部で岩相が大きく異なる。下部はデイサイト質の溶結火山礫凝灰岩や溶結凝灰岩からなる火砕流堆積物を主体とする(高田, 1987bの大島川火砕岩類)。尾籠ステージの溶岩(下位層)とはアバット関係

である。A'付近で3枚、B付近でも少なくとも3枚の火砕フローユニットが識別され、各フローユニットから1試料ずつ計6試料を採取した(KAO13, KAO3, KAO4, KAO21, KAO22, KAO23)。A'付近とB付近の火砕フローユニットは岩相(A'付近のほうが強く溶結)と変質の程度(B付近のほうが強く変質)が異なるため、両者は異層準である可能性が高い。両者が対比されない場合、下部の厚さは180 m以上である。一方、上部は安山岩溶岩、安山岩質火砕岩(一部溶結)、および斑状デイサイト溶岩からなる(高田, 1987bの明神山火砕岩類と明神山溶岩・貫入岩類)。上部の厚さは180 m以上である。斑状デイサイト溶岩を2地点で採取した(KAO35, KAO34)。

鳳来湖ステージの岩石は流紋岩質溶岩(黒曜石と松脂岩を含む)とその上位の松脂岩質溶結火砕岩(火砕流堆積物)からなる。いずれも高田(1987b)の区分では鳳来湖溶岩・貫入岩類Iに含まれる。溶岩は厚さ約500 mで、下位層とは断層関係と推定される。溶岩にはそれと同質の小貫入岩体が多数貫入している。また溶岩は自破碎構造を示すことがある。溶岩から5試料を採取した(KAO33, KAO32, KAO31, KAO36, KAO37)。溶岩を整合的に覆う松脂岩質火砕流堆積物(B'付近: 厚さ150 m以上)には少なくとも2枚の火砕

フローユニットが識別される。溶岩直上の火砕フローユニットから1試料 (KAO38), その上位の火砕フローユニットから2試料 (KAO39, KAO40) を採取した。

神田付近には1枚の厚い火砕流堆積物 (高田, 1987b の鳳来湖火砕岩類 I) が広く分布する。この堆積物は流紋岩質の凝灰岩および火山礫凝灰岩からなり, 全般に強く溶結している。4地点で試料を採取した (Fig. 2b, 4b)。ICH26 と ICH27 は同一地点の試料である。また ICH14 では5つの試料を採取した。なお火砕流堆積物にはパイプ状の断面形を示す流紋岩質〜デイサイト質の貫入岩や多数の平行岩脈 (中央岩脈群) が貫入している。

方 法

本研究では白雲母または DAP (diallyl phthalate) を誘導 FT の検出材とする外部ディテクター法 (Gleadow, 1981) を採用し, ジルコン内部研磨面 (4 面: ED1 法) および外部面 (2 面: ED2 法) を測定対象とした。測定作業の方法と手順は Danhara et al. (1991, 2003), 岩野・檀原 (1997), 岩野ほか (2003) と基本的に同じであるため詳細はそれらを参照されたい。年代算出はゼータ較正法 (Hurford, 1990a, b) で行い, ゼータ (ζ) 値は Table 2 の脚注に示してある。

北設亜層群の試料は, 平坦な結晶外面をもつ, 外面の FT 密度や FT 長の情報が外来結晶の排除に有効である, といった理由から外面測定を基本とし, 内部面も併せて測定した (ただし KAO20.5 はジルコン粒子数が少ないため外面測定のみ)。一方, 設楽火成複合岩体の試料の多くは, 均質なジルコン結晶を含む, 試料によっては外部効果 (Suzuki, 1988; 鈴木ほか, 1988; 星ほか, 2003) によるものと考えられる短い FT が外面に認められる (KAO34, KAO35, KAO23, KAO22, KAO21, KAO4, KAO3), といった理由から内部面測定を基本とした。ただし平坦な外面を有し FT 長分布にも短縮化が認められない試料については外面測定も行った (KAO40, KAO39, KAO38, KAO37, KAO33, KAO24)。

採取した 32 試料のうち 5 試料 (KAO13, KAO20.5, KAO15, KAO11.5, KAO5) はジルコンの色調, 晶癖, 自発 FT 密度の違いから起源の異なる粒子が混在していると判断された。こうした試料では, 上記の形態的特徴と測定データの統計的な検討を通じて古い年代をもつ外来結晶を除外した上で FT 年代を算出した。他の 27 試料は均質なジルコン結晶を含み, 岩質 (溶岩や溶結凝灰岩) の点からも外来結晶の混入の影響を考慮する必要がなかった。

測定結果と解釈

1. 北設亜層群

門谷層の凝灰岩 4 試料 (9 測定) について約 20 ~ 16 Ma の FT 年代が決定された (Table 2)。すべての試料には 50 ~ 125 Ma という古い FT 年代を示す外来結晶が含まれていたが, 鏡下観察およびデータ解析結果 (Fig. 6a) からそれらを明瞭に識別することができ, それらを除外することで 9 つの FT 年代はすべて χ^2 検定 (Galbraith, 1981) に合格し

た。KAO5, KAO11.5, KAO15 の 3 試料については複数の FT 年代が得られたため, 試料毎に加重平均年代を算出した (Table 2)。加重平均年代と誤差の算出は Taylor (1982) に従った。Fig. 5 にはこのようにして求めた試料平均年代を示した (設楽火成複合岩体の年代も同様)。これら 3 試料は 17.5 Ma 前後の類似した試料平均年代を示した。KAO20.5 については ED2 年代 1 つしか決定されなかったが, 誤差を考慮すると上記 3 試料の試料平均年代と異なるとは言えない。4 試料 (層準) の加重平均年代は 17.5 ± 0.5 Ma となった (Fig. 5)。異なる層準の年代を平均するという手続きには問題があるが, 地層の堆積が比較的短期間に行われたと推定される場合, こうして得られる数値は地層の堆積年代を近似するものと考えられる。以上の検討結果は, 門谷層の堆積年代が 17.5 Ma 前後 (前期中新世後期) であることを強く示唆する。

FT 年代から導かれる前期中新世後期という結果は, 放散虫化石の検討結果と調和的である。星ほか (2000) は大野層と門谷層下部から放散虫化石群集を検出し, これらの地層が Shilov (1995) の *Cenosphaera coronataformis* Zone に対比可能であることを示した。*C. coronataformis* Zone は地磁気年代スケールの Chron C6n-C5Cr (約 20 ~ 17 Ma) に対比され (Shilov, 1995; 星ほか, 2000), 放散虫化石年代学の最近の総括では約 18 ~ 17 Ma に位置づけられている (Kamikuri et al., 2004: Fig. 7)。このように FT 年代と微化石層序という異なる手法によってほぼ同じ年代が推定された。よって北設亜層群上部の年代は 17.5 Ma 前後であると筆者らは結論する。

地質概説で述べたように, 北設亜層群は海進期の整合一連の地層からなり, その中に大きな堆積間隙を示すような証拠 (岩相の突然の変化, 地質構造の変化など) は認められない。また海進期が 500 ~ 1000 万年もの長期にわたって続くことも考えにくい。従って星ほか (2000) が指摘したように, 北設亜層群の下部 (田口層, 川角層) も大野層や門谷層と同じく前期中新世後期の地層である可能性が高いと筆者らは考えている。北設亜層群下部の年代については今後の重要な検討課題である。北設亜層群の年代層序を Fig. 7 に示した。

2. 設楽火成複合岩体

溶岩および火砕岩の 28 試料から 37 の FT 年代を得た (Table 2)。KAO13 以外はすべて, 外来結晶の混入のない均質なジルコン結晶をもつ試料であった。Fig. 6b に解析結果の一例を示す。試料採取層準や測定手法 (ED1, ED2) などの違いがあるにもかかわらず, 多くの試料が 15 Ma 前後の FT 年代を示した (Fig. 5)。

37 測定のうち 10 測定が χ^2 検定に合格しなかった (Table 2)。それらはすべて ED1 法の結果である。一般に FT 計数の非ポアソン変動をもたらす要因の一つに外来結晶の混入が考えられるが, χ^2 検定に不合格の 10 測定はすべて溶岩や溶結凝灰岩といった高温定置の岩石に対するものであり, 外来結晶も年代値がリセットすることが期待されるため, この原因は考えにくい。これら 10 測定のジルコンには自発, 誘導 FT 密度の粗密, すなわち U 濃度分布の累帯構造が確認され

Table 2. Fission track analytical results.

Stage / Rock unit	Sample name	Method	<i>n</i>	Spontaneous		Induced		Dosimeter		<i>P</i> (χ ²)	<i>r</i>	U	Age ± 1σ	Etch time	Anal.				
				<i>ρ_s</i>	<i>N_s</i>	<i>ρ_i</i>	<i>N_i</i>	<i>ρ_d</i>	<i>N_d</i>										
				(10 ⁶ cm ⁻²)		(10 ⁶ cm ⁻²)		(10 ⁴ cm ⁻²)								(%)	(ppm)	(Ma)	(h)
Shitara igneous complex																			
(Kada) Horaiko stage	ICH26	}	*	ED1	30	4.05	2309	4.34	2473	8.889	4551	36	0.840	410	{	16.2 ± 0.5	25	TD	
				ED1	28	4.39	2564	4.68	2733	8.444	4323	7	0.874	460		15.4 ± 0.5	28	TD	
				ED1	30	3.69	2779	3.84	2889	8.573	2195	11	0.929	350		15.2 ± 0.5	25	TD	
														Mean	15.6 ± 0.3				
	ICH30			ED1	30	4.03	3482	4.44	3842	8.572	2194	0	0.854	430	{	15.1 ± 0.5	25	TD	
				ED1	26	4.60	2282	4.95	2455	8.458	4331	28	0.886	490		15.3 ± 0.5	25	TD	
														Mean	15.2 ± 0.4				
	ICH6a			ED1	30	4.49	2876	4.78	3062	8.437	4320	0	0.721	470	{	15.4 ± 0.5	28	TD	
				ED1	26	4.85	2353	5.05	2446	8.430	4316	40	0.867	500		15.8 ± 0.5	28	TD	
														Mean	15.6 ± 0.4				
	ICH14-1	}	*	ED1	30	4.18	2158	4.32	2227	8.546	2625	0	0.778	530	{	14.6 ± 0.5	24	HI	
				ED1	30	4.31	2715	4.22	2659	8.554	2628	0	0.682	510		15.4 ± 0.5	24	HI	
				ED1	30	3.68	2868	3.59	2800	8.561	2630	0	0.738	440		15.4 ± 0.5	24	HI	
				ED1	30	3.47	3059	3.45	3044	8.568	2632	47	0.898	420		15.1 ± 0.5	24	HI	
				ED1	30	3.79	3474	4.02	3688	8.576	2634	0	0.888	490		14.2 ± 0.5	24	HI	
														Mean	14.9 ± 0.2				
	(Kaore) Horaiko stage	KAO40			ED1	30	5.07	1733	4.85	1658	8.575	2195	87	0.877	590	{	15.8 ± 0.7	24	HI
					ED2	30	2.45	914	5.11	1907	8.903	4558	52	0.714	600		14.2 ± 0.6	25	HI
													Mean	14.9 ± 0.5					
KAO39				ED1	30	4.63	1848	4.86	1942	8.577	2196	32	0.865	450	{	15.1 ± 0.6	25	TD	
				ED2	30	2.60	1049	5.24	2112	8.577	2196	79	0.832	480		15.8 ± 0.7	25	TD	
													Mean	15.4 ± 0.5					
KAO38				ED1	30	4.37	2565	4.66	2738	8.579	2196	50	0.760	430	{	14.9 ± 0.5	25	TD	
				ED2	30	3.13	1086	5.97	2068	8.579	2196	75	0.875	550		16.7 ± 0.8	25	TD	
													Mean	15.4 ± 0.4					
KAO37				ED1	30	4.51	1354	4.39	1316	8.580	2197	6	0.756	530	{	15.5 ± 0.7	24	HI	
				ED2	30	2.28	1256	4.37	2413	8.917	4566	6	0.790	510		15.5 ± 0.6	25	HI	
													Mean	15.5 ± 0.5					
KAO36				ED1	30	4.69	3488	4.93	3666	8.582	2197	0	0.726	450		15.1 ± 0.5	25	TD	
KAO31				ED1	30	4.46	2527	4.48	2543	8.584	2197	14	0.898	410		15.8 ± 0.6	25	TD	
KAO32				ED1	30	4.15	2752	4.41	2925	8.585	2198	0	0.779	410		14.9 ± 0.5	29	TD	
KAO33				ED1	30	3.68	1998	4.28	2327	8.587	2198	69	0.915	400	{	13.6 ± 0.5	29	TD	
				ED2	26	2.25	727	4.87	1571	8.917	4566	25	0.780	430		15.3 ± 0.8	25	TD	
													Mean	14.1 ± 0.4					
Myojin'yama stage	KAO34			ED1	30	2.58	2948	2.66	3034	8.589	2199	53	0.910	320		14.7 ± 0.5	29	HI	
	KAO35			ED1	30	2.73	2489	2.86	2610	8.590	2199	12	0.336	260		15.1 ± 0.6	30	TD	
	KAO23			ED1	30	1.49	1479	1.66	1646	8.592	2200	54	0.958	150		14.3 ± 0.6	30	TD	
	KAO22			ED1	30	1.46	1767	1.52	1833	8.594	2200	9	0.853	140		15.3 ± 0.6	29	TD	
	KAO21			ED1	30	1.51	1426	1.63	1541	8.595	2200	32	0.859	150		14.7 ± 0.6	30	TD	
	KAO4			ED1	30	1.37	1507	1.46	1612	8.597	2201	4	0.891	130		14.9 ± 0.6	30	TD	
	KAO3			ED1	30	1.99	1893	2.10	1993	8.599	2201	0	0.955	190		15.1 ± 0.6	29	TD	
	KAO13			ED1	12	2.27	511	2.23	502	8.600	2202	49	0.920	270		15.4 ± 1.0	29	HI	
Oro stage	KAO1			ED1	27	2.51	850	2.54	859	8.602	2202	23	0.958	310		15.0 ± 0.8	29	HI	
	KAO29			ED1	19	5.19	1120	4.94	1067	7.385	3781	95	0.947	630		14.7 ± 0.7	29	HI	
	KAO24			ED1	21	3.12	1208	3.10	1201	7.406	3792	34	0.939	400	{	14.1 ± 0.6	29	HI	
				ED2	16	1.30	460	2.37	838	7.399	3789	36	0.854	300		14.1 ± 0.9	27	HI	
													Mean	14.1 ± 0.5					
Hokusetsu Subgroup																			
(Kaore) Kadoya Formation	KAO20.5			ED2	18	1.62	154	2.43	231	8.610	2204	64	0.772	290	{	19.1 ± 2.0	27	HI	
				KAO15	ED1	29	1.92	721	2.10	789	10.250	2624	87	0.921		160	18.2 ± 1.0	33	TD
	KAO15			ED2	26	0.71	168	1.19	280	8.988	4602	35	0.649	140	{	18.0 ± 1.8	27	HI	
				ED2	23	0.64	156	1.12	275	8.612	2205	90	0.841	140		16.3 ± 1.7	30	HI	
																	Mean	17.8 ± 0.8	
	KAO11.5			ED1	27	1.36	472	1.60	554	10.260	2627	90	0.895	120	{	17.0 ± 1.1	33	TD	
				ED2	30	0.83	301	1.24	451	9.002	4609	17	0.817	140		20.0 ± 1.5	27	HI	
				ED2	23	1.04	171	1.90	314	8.614	2205	6	0.726	230		15.6 ± 1.5	30	HI	
														Mean	17.4 ± 0.8				
	KAO5			ED1	14	2.34	484	2.59	535	10.270	2629	97	0.926	200	{	18.1 ± 1.2	33	TD	
				ED2	26	1.15	427	2.01	745	8.615	2206	52	0.612	240		16.5 ± 1.1	27	HI	
														Mean	17.2 ± 0.8				

Analyses were made by T. Danhara (TD) and H. Iwano (HI) using the external detector method (ED1, internal surface; ED2, external surface) (Gleadow, 1981). Zircons were irradiated using TRIGA MARK II reactor of Rikkyo University (RU) or JRR-4 reactor of Japan Atomic Energy Research Institute (JRR4). Ages were calculated using a dosimeter glass NIST-SRM612 and age calibration factors: $\zeta_{\text{RU-ED1}} = 370 \pm 4$, $\zeta_{\text{RU-ED2}} = 372 \pm 5$, $\zeta_{\text{JRR4-ED1}} = 390 \pm 3$, and $\zeta_{\text{JRR4-ED2}} = 350 \pm 3$ for TD (Danhara et al., 1991, 2003), and $\zeta_{\text{RU-ED1}} = 352 \pm 3$, $\zeta_{\text{RU-ED2}} = 334 \pm 4$, $\zeta_{\text{JRR4-ED1}} = 380 \pm 3$, and $\zeta_{\text{JRR4-ED2}} = 347 \pm 3$ for HI (Iwano and Danhara, 1997; Danhara et al., 2003). *n*, number of zircon grains; ρ and *N*, density and total number of counted tracks, respectively; $P(\chi^2)$, probability of obtaining the χ^2 value for ν degrees of freedom, where $\nu = n - 1$ (Galbraith, 1981); *r*, correlation coefficient between ρ_s and ρ_i ; U, uranium content; *, collected from the same locality.

Fig. 6. Examples of fission track analytical results. (a) Sample of water-laid tuff from the Hokuseitsu Subgroup, containing two populations of zircons. (b) Sample of welded tuff from the Shitara igneous complex, containing a single zircon population. Upper diagrams show composite probability density plot and grain histogram of the single-grain age, and lower diagrams indicate radial plot (Galbraith, 1988, 1990) of the single-grain age. Open and solid symbols represent essential zircons and detrital ones, respectively.

た。こうしたジルコンはU分布が不均一であるため、それが非ポアソン変動因子となり χ^2 検定に失格することがある (Danhara et al., 1991)。10測定が χ^2 検定に失格したのはこの理由によると筆者らは推定する。しかし、年代値への影響を小さく抑えるために十分な粒子数を測定したため (25粒子以上: Green, 1981; 鈴木ほか, 1988), 検定に失格したED1年代も信頼性は高いと考えられる。また同一層準における複数測定の年代再現性が高いことも信頼できる年代であることを示唆している。これらの年代は検定に合格した年代とともにFig. 5に示した。

本岩体の噴出岩のFT年代は15 Ma前後に集中する。川売セクションでは層序に沿って高密度の試料採取を行ったが、試料の層準に関係なく15 Ma前後のFT年代が得られた (Fig. 5)。層序の下位から上位に向かってFT年代が若くなるといった傾向はなく、FT年代は僅かな分散を示しつつも有意な差はない。神田の溶結凝灰岩 (鳳来湖火砕岩類I) から得られたFT年代も同様の年代を示した。尾籠ステージ、明神山ステージ、鳳来湖ステージの加重平均年代はそれぞれ約14.4 Ma, 約14.9 Ma, 約15.1 Maとなり (Fig. 5), いずれも15 Ma前後で近接している。各ステージの活動年代にほとんど差がないと考えられることから、本岩体の噴出岩は約15 Ma (中期中新世前期) の短期間に集中して噴出・堆積したものであると筆者らは結論する。仮に全23測定地点 (層準) の加重平均年代を求めると 15.0 ± 0.1 Maとなり、これは本岩体の噴出年代の近似値と見なされる。

設楽火成複合岩体の年代層序をFig. 7に示す。設楽火成複合岩体 (噴出岩) のFT年代はすべて16 ~ 14 Maの間にいる。この図で噴出岩の年代層序はすべてのFT年代を含むように広く描かれているが、上記のように層序に沿って系統的な年代変化が認められないことから、実際の年代幅はずっと短いに違いない。

約15 Maという形成年代は津具火山岩類 (Fig. 2a) の年代とほぼ一致する。津具火山岩類は高アルミ玄武岩ないしアルカリ玄武岩の噴出岩と貫入岩からなる (沢井・設楽団体研究グループ, 1985; 鈴木ほか, 1985)。溶岩からは 15.0 ± 0.7 Ma (全岩 K-Ar: 内海ほか, 1990), 14.7 ± 0.9 Ma (全岩 K-Ar: 稲武町教育委員会編, 1996), 15.7 ± 0.6 Ma (ジルコン FT: 星ほか, 2006) という放射年代が報告されている。また玄武岩質岩脈からも 14.9 ± 0.5 Maと 16.5 ± 0.9 Maの全岩 K-Ar年代が得られている (Tsunakawa et al., 1983)。星ほか (2006) はこうしたデータを比較検討し、津具火山岩類の活動年代を約15 Maと結論した。津具火山岩類の岩脈には設楽火成複合岩体の火砕岩を切って貫入しているものがあるため (高田, 1987b), 津具火山岩類の活動は設楽火成複合岩体と同時期かそれより後と推定されるが、放射年代を比較する限り、両者は年代測定では差が検出できないほど活動タイミングが近接していた可能性が高い。

主にアルカリ岩系の塩基性~中性火山岩類からなる大峠火山岩体は大きく2つの活動ステージが知られている (コールドロン形成期と後コールドロン期: 下司, 2003), そのうち後

Fig. 7. FT ages ($\pm 1\sigma$) and chronostratigraphy of the Hokusetsu Subgroup and Shitara igneous complex. The magneto-biochronological timescale shown here is a compilation of reports for geomagnetic polarity timescale (Cande and Kent, 1995), diatom stratigraphy (Yanagisawa and Akiba, 1998), and radiolarian stratigraphy (Shilov, 1995; Kamikuri et al., 2004). Note that the time range of the Shitara igneous complex is depicted to cover all the FT ages, but the range would be exaggerated and the actual duration would be much shorter (see text). The vertical movement is inferred in this study, and temporal variations in the paleostress field and paleomagnetic declination are compiled from published data.

コールドロン期の活動年代は貫入岩（大峠コーンシートと中央岩脈群：高田，1987a）の K-Ar 年代測定によって 13 Ma 頃であると考えられている（杉原・藤巻，2002）。しかしこの岩体の主体をなすコールドロン形成期の噴出岩（大峠火砕岩類：高田，1987a）については年代測定が行われておらず，その年代はよくわからない。しかし，大峠火砕岩類は設楽火成複合岩体の明神山ステージよりも後の活動と考えられること（高田，1987a），および後コールドロン期の貫入岩が 13 Ma 頃と考えられること（上記）から，大峠火砕岩類の年代は約 15 ～ 約 13 Ma までの間と言えよう。現状において大峠火砕岩類と設楽火成複合岩体の年代関係を詳しく議論するのは難しく，今後の年代学的研究が待たれる。

テクトニックな意味

北設亜層群の堆積時，設楽地域は沈降場に置かれていたと考えられる（Fig. 7）。北設亜層群の積算層厚 > 700 m（厚層部）の地層が大局的には上方細粒化シーケンスを示す。地質概説で述べたように，貝類化石は水深の浅い内湾的環境を示す群集（北設亜層群下部）から水深が 200 m 前後かそれよりも深い海底環境を示唆する群集（同上部）に変化し，堆積が進むにつれ水深が増したことがわかる。こうした事実は北設亜層群堆積中に堆積盆が沈降していたことを示す。また，小断層解析結果は北設亜層群堆積時に NW-SE 方向に伸展するような応力が作用していたことを示唆している（Fournier et al., 1995: Fig. 7）。前期中新生後期に伸展応力場の下で設楽堆積盆は沈降し，そこに発生した堆積空間を埋めるように北設亜層群が堆積したと考えられる。なお，北設亜層群の層序を細かく見ると，泥岩が卓越する地層（大野層）の中に砂岩が増える層準がある，亜層群上部で比較的粗粒な

碎屑物が多くなる（Kato, 1962 の玖老勢層）などの岩相変化が認められる。こうした岩相変化はユースタシーの影響を示している可能性がある。しかしユースタシーのみで北設亜層群の堆積空間の増大を説明することはできない。

設楽地域の周辺には富草層群，瑞浪層群，師崎層群などの下部中新統（いわゆる第一瀬戸内区中新統）が分布する（Fig. 1）。いずれも海成堆積物を主体とし，北設亜層群とほぼ同時代の地質体と判断できる（伊藤ほか，1999；星ほか，2000）。これらの下部中新統は一般に南ほど地層が厚く，細粒碎屑岩の割合も高い（柴田・糸魚川，1989）。これらの地質体も北設亜層群と同様，沈降場で堆積したものと考えられる。静岡県掛川地域（Fig. 1）の倉真層群や基礎誌錐「御前崎沖」の下部中新統上部でも沈降が推定されている（加藤ほか，1989；Hiroki and Matsumoto, 1999）。三重県加太盆地（鈴鹿層群）にはハーフグラベン状の地質構造が認められ，伸展場での堆積盆発生が強く示唆される（宮村ほか，1981；吉田，1992）。このように，東海地方では前期中新生後期に広域的に伸展応力場の下にあり，各地で堆積盆が発生し海成層が堆積した。

他方，設楽火成複合岩体の形成環境は北設亜層群のそれとはまったく異なっていた。噴出岩に溶結火砕岩が大量に見られること，複数の層準に炭化木片が含まれること（高田，1987b），海成を示唆する堆積物や化石が未発見であることなどから，陸域の堆積場であったことは疑いない。噴出岩は起伏の著しい侵食面（高低差 100 m 以上：星・中村，2003）をもって北設亜層群を不整合に覆う。すなわち火山岩類が堆積する前に本地域では海退が起り，地形起伏が 100 m 以上に達する程度まで侵食作用が進んだ。平行岩脈群や小断層を用いた古応力場解析は，中央岩脈群やその他の平行岩脈群が活

Fig. 8. Plate tectonic settings in which the Hokusetsu Subgroup and Shitara igneous complex were deposited. The plate reconstruction shown here is after Yamaji and Yoshida (1998). IBA, Izu-Bonin arc; KPA, Kyushu-Palau paleo-arc; SIC, Shionomisaki igneous complex; SVB, Setouchi volcanic belt.

動した約 15 ～ 13 Ma には N－S 圧縮場であったことを示す (Fig. 7: 浦川・横山, 1985; Tsunakawa, 1986; Fournier et al., 1995; 星・中村, 2003). 15 ～ 13 Ma 頃の N－S 圧縮場は設楽以外にも西南日本各地で復元されており (Tsunakawa, 1986; 山元, 1991), この圧縮応力が作用したことにより西南日本は隆起した (吉田, 1992; Yamaji and Yoshida, 1998). 設楽火山岩類の堆積直前に起きた海退, 陸化, そして侵食 (不整合の形成) は, この広域的隆起によって生じたものと判断できる. 今回の FT 年代測定結果は, 東海地方における広域的隆起が約 15 Ma (設楽火成複合岩体の形成) より少し前であったという年代制約を与える (Fig. 7).

堆積環境や古応力場に加え, 設楽地域では北設重層群と設楽火成複合岩体の間で古地磁気方位も大きく異なる (Fig. 7). Torii (1983) は北設重層群が約 50° 東偏した偏角をもつこと, それに対し設楽火成複合岩体の偏角はほぼ南北であることを明らかにした. Tosha and Tsunakawa (1981) は中央岩脈群もほぼ南北の偏角をもつことを示した. 最近 Hoshi and Yokoyama (2001) は津具火山岩類の一部である約 15 Ma の南北性平行岩脈群の古地磁気を検討し, やはり南北の古地磁気方位を報告している. こうした古地磁気データは, 北設重層群の堆積後, 設楽火山岩類の活動より前に, 本地域で時計回り回転運動が起きたことを示す. この回転運動は日本海の拡大に関連した西南日本の時計回り回転運動を示すものと解釈される (Torii, 1983; Otofujii et al., 1985). 本研究の FT 年代測定結果は, 西南日本の時計回り回転が約 15 Ma には終了していたという年代制約を与える. 回転が 15 Ma には終了していたことを示唆するデータは, 瀬戸内火山岩類の他の分布域からも最近相次いで報告されている

(Hoshi et al., 2000; 嶋田ほか, 2001).

中島ほか (1990) は, 越前・加賀地方の新第三系の古地磁気および放射年代測定結果に基づき, 西南日本は 26 Ma から 17 Ma の間のある時期に 15° 程度時計回りに回転し, その後 (17 ～ 15 Ma) さらに 40° 程度時計回りに回転したという 2 段階回転モデルを提案した. 1980 年代に出された西南日本の 15 Ma 高速回転モデルは日本海の形成も約 15 Ma であると主張していたが (Otofujii et al., 1985), この主張は日本海盆と大和海盆は漸新世から前期中新世にかけて形成されたとする海洋地質データに基づく年代推定 (Tamaki, 1986), 大和海盆の形成が 19 Ma よりも前に始まっていたという ODP 資料 (Kaneoka et al., 1992), 日本海沿岸のいくつかの地域に 20 Ma よりも古い海成堆積物があるという陸上地質の証拠 (Kano et al., 2002; 大口ほか, 2005) などと調和するものではなかった. しかし中島ほか (1990) の 2 段階回転モデルはそうした古地磁気以外の情報と矛盾しないように見える. 北設重層群の 17.5 Ma 前後 (本研究) という年代を考慮すると, 北設重層群は約 17 ～ 15 Ma の主要な回転運動に先立つ日本海拡大期 (2 段階回転の最初の回転フェーズ: 中島ほか, 1990) の堆積物である可能性が高い (Fig. 8). 北設重層群が堆積した後, 西南日本は回転運動を伴いつつ南方に移動したであろう. 回転しながら南下する西南日本マイクロプレートの下には古い海洋プレートが沈み込んでいたと推定される (Hibbard and Karig, 1990; Yamaji and Yoshida, 1998). Fig. 8 は Yamaji and Yoshida (1998) の平家プレート仮説に基づき描いたプレート配置図である. 移動する西南日本マイクロプレートは約 15 Ma まで拡大が続いた四国海盆 (Okino et al., 1994) に接近し, やがて接合し

たであろう。若い四国海盆は浮揚性沈み込みを行ったと考えられ、西南日本と四国海盆の間に発生した強いプレート間結合は西南日本に島弧軸に直交する方向 (N-S) の圧縮力を作用させ、西南日本を広域にわたって隆起させたと考えられる。こうした事件が起きた直後に設楽では火成作用 (瀬戸内火山活動) が始まり、設楽火山岩類が発生した。かつて瀬戸内火山活動は珪長質岩の活動が 14 Ma 前後、中性～苦鉄質岩の活動が 12 Ma 前後であると考えられていたが (例えば、巽ほか, 1980; 山崎ほか, 1981), 近畿地方や瀬戸内海西部地域などで最近行われた年代学的研究は岩質にかかわらず活動開始が 15 Ma 頃であるという新しい年代観を確立しつつある (例えば、吉川, 1997; 角井, 2000; 星ほか, 2002)。本研究結果もそうした最近の年代観を支持するものである。本論で報告した設楽火成複合岩体の FT 年代は、西南日本と四国海盆の接合が約 15 Ma より少し前に起きたことを示唆している。

結 論

- (1) 北設亜層群上部の堆積年代は 17.5 Ma 前後 (前期中新世後期) である。北設亜層群下部も前期中新世後期の地層であると考えられ、北設亜層群全体が下部中新統上部である可能性が高い。北設亜層群は西南日本の主要な時計回り回転運動 (約 17–15 Ma) の前に、伸展応力場の下で生じた堆積盆に堆積した地層である。
- (2) 設楽火成複合岩体の噴出岩は約 15 Ma (中期中新世前期) の火山活動によって短期間に堆積した。今回の FT 年代測定結果は、西南日本の時計回り回転運動が 15 Ma よりも前に終了していたという新たな年代制約を与え、また西南日本と四国海盆の接合およびその結果生じた東海地方における広域的隆起も 15 Ma より少し前に起きたことを示唆する。

謝 辞

鳳来寺山自然科学博物館の横山良哲氏には露頭の情報をご教示頂いた。(株) 第一原子力グループ放射線研究所の沼田東治氏と日本原子力研究所東海研究所の市村茂樹氏には熱中性子照射の際に大変お世話になった。(株) 京都フィッション・トラックの吉岡 哲氏には FT 分析図の作成にご助力頂いた。査読者である産業技術総合研究所の高田 亮氏と同研究所の下司信夫氏、および編集担当の金沢大学の長谷部徳子氏からは有益なコメントを頂いた。以上の方々に深く感謝致します。

文 献

- Cande, S. C. and Kent, D. V., 1995, Revised calibration of the geomagnetic polarity timescale for the Late Cretaceous and Cenozoic. *Jour. Geophys. Res.*, **100**, 6093-6095.
- Danhara, T., Iwano, H., Yoshioka, T. and Tsuruta, T., 2003, Zeta calibration values for fission track dating with a diallyl phthalate detector. *Jour. Geol. Soc. Japan*, **109**, 665-668.
- Danhara, T., Kasuya, M., Iwano, H. and Yamashita, T., 1991, Fission-track age calibration using internal and external surfaces of zircon. *Jour. Geol. Soc. Japan*, **97**, 977-985.
- Fournier, M., Jolivet, L. and Fabbri, O., 1995, Neogene stress field in SW

- Japan and mechanism of deformation during the Sea of Japan opening. *Jour. Geophys. Res.*, **100**, 24295-24314.
- Galbraith, R. F., 1981, On statistical models for fission track counts. *Jour. Math. Geol.*, **13**, 471-478.
- Galbraith, R. F., 1988, Graphical display of estimates having differing standard errors. *Technometrics*, **30**, 271-281.
- Galbraith, R. F., 1990, The radial plot: Graphical assessment of spread in ages. *Nucl. Tracks Radiat. Meas.*, **17**, 207-214.
- Geshi, N., 2000, Fractionation and magma mixing within intruding dike swarm: evidence from the Miocene Shitara-Otoge igneous complex, central Japan. *Jour. Volcanol. Geotherm. Res.*, **98**, 127-152.
- 下司信夫, 2003, 愛知県設楽地域に分布する中期中新世大峠火山岩体の構造発達過程とそのマグマ供給系. 地質雑, **109**, 580-594.
- Geshi, N., 2005, Structural development of dike swarms controlled by the change of magma supply rate: the cone sheets and parallel dike swarms of the Miocene Otoge igneous complex, Central Japan. *Jour. Volcanol. Geotherm. Res.*, **141**, 267-281.
- Gleadow, A. J. W., 1981, Fission-track dating method: What are the real alternatives? *Nucl. Tracks*, **5**, 3-14.
- Green, P. F., 1981, A new look at statistics in fission-track dating. *Nucl. Tracks*, **5**, 77-86.
- 林 唯一・奥水達司, 1992, 愛知県東北部に分布する設楽層群のフィッション・トラック年代と最下部長篠層産始新世貝化石. 地質雑, **98**, 901-904.
- Hibbard, J. P. and Karig, D. E., 1990, Alternative plate model for the early Miocene evolution of the southwest Japan margin. *Geology*, **18**, 170-174.
- Hiroki, Y. and Matsumoto, R., 1999, Magnetostratigraphic correlation of Miocene regression-and-transgression boundaries in central Honshu, Japan. *Jour. Geol. Soc. Japan*, **105**, 87-107.
- 星 博幸・中村宣仁, 2003, 愛知県設楽町八橋地域に分布する中新統北設楽層群 (設楽層群下部) の地質. 地質調査研報, **54**, 269-278.
- Hoshi, H. and Yokoyama, M., 2001, Paleomagnetism of Miocene dikes in the Shitara basin and the tectonic evolution of central Honshu, Japan. *Earth Planets Space*, **53**, 731-739.
- 星 博幸・伊東宣貴・本山 功, 2000, 愛知県設楽地域に分布する北設楽層群の地質, 放散虫化石, および地質年代. 地質雑, **106**, 713-726.
- 星 博幸・岩野英樹・檀原 徹, 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, **108**, 353-365.
- 星 博幸・岩野英樹・檀原 徹, 2006, 設楽地域, 津具火山岩類のフィッション・トラック年代測定. 愛知教育大研報 (自然科学), **55**, 67-70.
- 星 博幸・岩野英樹・檀原 徹・吉田武義, 2003, 紀伊半島, 潮岬火成複合岩類のフィッション・トラック年代測定. 地質雑, **109**, 139-150.
- Hoshi, H., Tanaka, D., Takahashi, M. and Yoshikawa, T., 2000, Paleomagnetism of the Nijo Group and its implication for the timing of clockwise rotation of Southwest Japan. *Jour. Mineral. Petrol. Sci.*, **95**, 203-215.
- Hurford, A. J., 1990a, Standardization of fission track dating calibration: Recommendation by the Fission Track Working Group of the I.U.G.S. Subcommission of Geochronology. *Chem. Geol.*, **80**, 171-178.
- Hurford, A. J., 1990b, International Union of Geological Sciences Subcommission on Geochronology recommendation for the standardization of fission track dating calibration and data reporting. *Nucl. Tracks Radiat. Meas.*, **17**, 233-236.
- 稲武町教育委員会編, 1996, 稲武町史—自然—稲武町.
- 伊藤知佳・入月俊明・岩井雅夫, 1999, 第一瀬戸内区中新統 (師崎, 岩村, 富草層群) の珪藻示準化石と地質年代. 地質雑, **105**, 152-155.
- 糸魚川淳二・柴田 博, 1973, 古環境の変遷と対比…瀬戸内区中新統の場合. 地質学論集, no.8, 125-135.
- 岩野英樹・檀原 徹, 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校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, no.10, 11-20.
- 岩野英樹・星 博幸・檀原 徹・吉岡 哲, 2003, 東北本州弧, 朝日山地南縁に分布する中新世火山岩類のフィッション・トラック年代測定. 地質雑, **109**, 179-191.

- Kamikuri, S., Nishi, H., Motoyama, I. and Saito, S., 2004, Middle Miocene to Pleistocene radiolarian biostratigraphy in the Northwest Pacific Ocean, ODP Leg 186. *Island Arc*, **13**, 191-226.
- Kaneoka, I., Takigami, Y., Takaoka, N., Yamashita, S. and Tamaki, K., 1992, ^{40}Ar - ^{39}Ar analysis of volcanic rocks recovered from the Japan Sea floor: Constraints on the age of formation of the Japan Sea. In Tamaki, K., Suyehiro, K., Allan, J., McWilliams, M. et al., eds., *Proc. ODP, Sci. Res.*, 127/128, 819-836, College Station, TX (Ocean Drilling Program).
- Kano, K., Yoshikawa, T., Yanagisawa, Y., Ogasawara, K. and Danhara, T., 2002, An unconformity in the early Miocene syn-rifting succession, northern Noto Peninsula, Japan: Evidence for short-term uplifting precedent to rapid opening of the Japan Sea. *Island Arc*, **11**, 170-184.
- 加藤 進・井上洋子・矢口良一, 1989, 基礎試錐「御前崎沖」の層序. 地質雑, **95**, 851-864.
- Kato, Y., 1962, On the structural development of the Shidara basin. *Jour. Earth Sci., Nagoya Univ.*, **10**, 51-69.
- 古儀君男, 1983, 設楽火山岩体の地質と構造. 地質雑, **89**, 487-500.
- 宮村 学・吉田史郎・山田直利・佐藤啓生・寒川 旭, 1981, 亀山地域の地質. 地域地質研究報告 (5 万分の 1 図幅), 地質調査所, 128p.
- 中島正志・沢田順弘・中川登美雄・林 昌代・板谷徹丸, 1990, 福井県北部新第三系の K-Ar 年代と古地磁気—西南日本ブロックの回転に関して—. 岩鉱, **85**, 45-59.
- 大口健志・山崎貞治・野田浩司・佐々木清隆・鹿野和彦, 2005, 男鹿半島から見いだされた 20 Ma 以前の海成堆積物. 石技誌, **70**, 207-215.
- Okino, K., Shimakawa, Y. and Nagaoka, S., 1994, Evolution of the Shikoku Basin. *Jour. Geomag. Geoelectr.*, **46**, 463-479.
- Otofuji, Y., Matsuda, T. and Nohda, S., 1985, Opening mode of the Japan Sea inferred from the palaeomagnetism of the Japan Arc. *Nature*, **317**, 603-604.
- 齊藤正次, 1955, 5 万分の 1 地質図幅「三河大野」及び同説明書. 地質調査所, 36p.
- 榊原雄太郎・角田和子・栗原宏美, 1987, 愛知県北設楽郡津具村天狗棚および長野県下伊那郡根羽村池の平・ムネバタ付近に分布する火山岩類. 東京学芸大紀要 (4 部門), **39**, 149-163.
- 沢井 誠, 1979, 設楽盆地北部にみられる大峠陥没盆地. 地質学論集, no.16, 77-85.
- 沢井 誠・設楽団体研究グループ, 1985, 設楽地域からみた瀬戸内火山岩類. 地団研専報, no. 29, 131-142.
- Shibata, H., 1978, Molluscan paleoecology of the Miocene First Setouchi Series in the eastern part of the Setouchi geologic province, Japan. *Bull. Mizunami Fossil Mus.*, no.5, 23-110.
- 柴田 博・伊奈治行, 1983, 愛知県設楽層群の貝類および植物化石. 瑞浪市化石博専報, no.4, 1-89.
- 柴田 博・伊奈治行・浅井孝一・石黒泰宏・磯部克己・伊奈紀代美・岩田順子・大沢正吾・大脇雅直・神取初義・柴田浩治・柴田律子・田口一男・夫馬政幸, 1977, 愛知県設楽盆地の中新世貝類および植物化石. 瑞浪市化石博研報, no.4, 61-71.
- 柴田 博・糸魚川淳二, 1989, 瀬戸内区と古瀬戸内海. 古瀬戸内海と瀬戸内火山岩類 (アーバンクボタ no.28), 久保田鉄工, 2-9.
- 柴田 博・氏原 温・林 達也・藤堂幸子, 1995, 愛知県の中新統設楽層群中の“足跡化石” 包含層の堆積環境. 豊橋市自然史博研報, no.5, 51-52.
- 柴田 賢, 1978, 西南日本外帯における第三紀花崗岩貫入の同時性. 地調月報, **29**, 551-554.
- 嶋田光雄・角井朝昭・鳥居雅之, 2001, 高縄半島に分布する瀬戸内火山岩類の古地磁気方位と K-Ar 年代—西南日本の時計回り回転運動への制約—. 地質雑, **107**, 773-783.
- 設楽火山岩団体研究グループ, 1979, 愛知県設楽火山岩類の火山層序 (概報). 地球科学, **33**, 129-136.
- Shilov, V. V., 1995, Miocene-Pliocene radiolarians from Leg 145, North Pacific. In Rea, D. K., Basov, I. A., Scholl, D. W. and Allan, J. F., eds., *Proc. ODP, Sci. Res.*, **145**, 93-116, College Station, TX (Ocean Drilling Program).
- 杉原孝充・藤巻宏和, 2002, 愛知県設楽地域に分布する瀬戸内火山岩類の K-Ar 年代. 岩鉱科学, **31**, 15-24.
- 角井朝昭, 2000, 瀬戸内海西部地域における中新世瀬戸内火山岩類の K-Ar 年代. 地質雑, **106**, 609-619.
- 角井朝昭・内海 茂・新正裕尚・下田 玄, 1998, K-Ar 法による熊野酸性火成岩類の年代の再検討. 地質雑, **104**, 387-394.
- Suzuki, K., 1988, Heterogeneous distribution of uranium within zircon grains: Implications for fission-track dating. *Jour. Geol. Soc. Japan*, **94**, 1-10.
- 鈴木和博・畑井定士・縣 孝之・与語節生・平岩五十鈴, 1985, 愛知県北東部の火山岩類—予報. 名古屋大総合研究資料館報, no. 1, 69-88.
- 鈴木正男, 1970, フィッシュトラック法による黒曜石の噴出年代とウラン濃度の測定 (第 II 報). 第四紀研究, **9**, 1-6.
- 鈴木正男・原 雄・福岡 久, 1988, フィッシュトラック年代測定法. 地質学論集, no.29, 37-58.
- 高田 亮, 1987a, 愛知県設楽地方の大峠環状複合岩体中に存在するコールドロンの構造. 地質雑, **93**, 107-120.
- 高田 亮, 1987b, 設楽火成複合岩体の発達史とコールドロンの構造. 地質雑, **93**, 167-184.
- Takada, A., 1988, Subvolcanic structure of the central dike swarm associated with the ring complexes in the Shitara district, central Japan. *Bull. Volcanol.*, **50**, 106-118.
- Tamaki, K., 1986, Age estimation of the Japan Sea on the basis of stratigraphy, basement depth, and heat flow data. *Jour. Geomag. Geoelectr.*, **38**, 427-446.
- Tatsumi, Y., 1983, High magnesian andesites in the Setouchi volcanic belt, Southwest Japan and their possible relation to the evolutionary history of the Shikoku inter-arc basin. In Hilde, T. W. C. and Uyeda, S., eds., *Geodynamics of the western Pacific-Indonesian region*, AGU, Washington, DC, 331-341.
- Tatsumi, Y., Ishikawa, N., Anno, K., Ishizaka, K. and Itaya, T., 2001, Tectonic setting of high-Mg andesite magmatism in the SW Japan arc: K-Ar chronology of the Setouchi volcanic belt. *Geophys. Jour. Int.*, **144**, 625-631.
- 巽 好幸・鳥居雅之・石坂恭一, 1980, 瀬戸内火山岩類の火山活動時期および分布範囲について—瀬戸内火山岩類の年代測定, その 5—. 火山, **25**, 171-179.
- Taylor, J. R., 1982, *An introduction to error analysis: The study of uncertainties in physical measurements*. Univ. Sci. Books, Mill Valley, CA, 270p.
- Torii, M., 1983, Paleomagnetism of Miocene rocks in the Setouchi Province: Evidence for rapid clockwise rotation of Southwest Japan at middle Miocene time. Doctoral Dissertation, Kyoto Univ., 126p.
- Tosha, T. and Tsunakawa, H., 1981, Paleomagnetism of the Shidara dike swarm, central Japan—an estimation of paleointensity in Miocene—. *Rock Mag. Paleogeophys.*, **8**, 28-33.
- Tsunakawa, H., 1986, Neogene stress field of the Japanese arcs and its relation to igneous activity. *Tectonophysics*, **124**, 1-22.
- Tsunakawa, H., Kobayashi, Y. and Takada, A., 1983, K-Ar ages of dikes in Southwest Japan. *Geochem. Jour.*, **17**, 265-268.
- 内海 茂・宇都浩三・柴田 賢, 1990, K-Ar 年代測定結果—3—地質調査所未公表資料. 地調月報, **41**, 567-575.
- 浦川洋一・横山良哲, 1985, 設楽盆地の岩脈の分布と応力場. 鳳来寺山自然科学博物館報, no.14, 1-18.
- 宇都浩三・阿武 賢・周藤正史・内海 茂, 1996, 西南日本, 中期中新世室生火山岩の K-Ar 年代. 火山, **41**, 257-261.
- 山田直利・斎藤英二・村田泰章編, 1990, コンピュータ編集による日本地質図. 1:2,000,000 地質編集図, no.22, 地質調査所.
- Yamaji, A. and Yoshida, T., 1998, Multiple tectonic events in the Miocene Japan arc: The Heike microplate hypothesis. *Jour. Min. Petr. Econ. Geol.*, **93**, 389-408.
- 山元孝広, 1991, 日本列島の後期新生代岩脈群と造構応力場. 地調月報, **42**, 131-148.
- 山崎俊嗣・鳥居雅之・石坂恭一, 1981, 四国北東部および北西部の瀬戸内酸性火山岩類のフィッシュ・トラック年代と K-Ar 年代—瀬戸内火山岩類の年代測定, その 6—. 岩鉱, **76**, 276-280.
- Yanagisawa, Y. and Akiba, F., 1998, Refined Neogene diatom biostratigraphy for the northwest Pacific around Japan, with an introduction of code numbers for selected diatom biohorizons. *Jour. Geol. Soc. Japan*, **104**, 395-414.
- 吉田史郎, 1992, 瀬戸内区の発達史—第一・第二瀬戸内海形成期を中心に—. 地調月報, **43**, 43-67.
- 吉川敏之, 1997, 大阪東南部, 二上層群の中新世火山岩の放射年代. 地質雑, **103**, 998-1001.

(要 旨)

星 博幸 檀原 徹 岩野英樹, 2006, 西南日本の中新世テクトニクスに対する新たな年代制約: 愛知県設楽地域におけるフィッション・トラック年代測定. 地質雑, **112**, 153–165.

(Hoshi, H., Danhara, T. and Iwano, H., 2006, New age constraints on the Miocene tectonic evolution of southwestern Japan: fission track ages from the Shitara district, Aichi Prefecture. *Jour. Geol. Soc. Japan.* **112**, 153–165.)

西南日本の時計回り回転や垂直運動などの事件に年代制約を与える目的で, 愛知県設楽地域の北設楽層群と設楽火成複合岩体から 32 個の岩石試料を採取しジルコンの FT 年代を測定した. 北設楽層群上部の凝灰岩は 17.5 Ma 前後の FT 年代を示し, これは生層序年代と調和する. 他方, 設楽火成複合岩体の珪長質噴出物の FT 年代は 15 Ma 前後に集中し, これは膨大な噴出物が約 15 Ma の短期間に定置したことを示す. こうした結果と地質, 古地磁気, 古応力場に関するデータから, 筆者らは次のようなモデルを提案する: (1) 北設楽層群は西南日本の主要な時計回り回転の直前にあたる 17.5 Ma 頃に, 西南日本マイクロプレートが沈降しながら南方へ移動していた状況下で堆積した; (2) 西南日本の時計回り回転は 15 Ma には既に終了していた; (3) 西南日本と四国海盆の接合, およびそれによって生じた広域的な地殻隆起は, 15 Ma より少し前に起きた.