

愛知県設楽町八橋地域に分布する中新統北設亜層群(設楽層群下部)の地質

星 博幸¹・中村宣仁²

Hiroyuki Hoshi and Norihito Nakamura (2003) Geology of the Miocene Hokusetsu Subgroup (lower Shitara Group) in the Yatsushashi area, Shitara Town, Aichi Prefecture, central Japan. *Bull. Geol. Surv. Japan*, vol. 54(7/8), p.269 - 278, 10 figs.

Abstract: The geology of the Yatsushashi area in Shitara Town, Aichi Prefecture has been investigated to draw the distribution of clastic sediments of the Lower Miocene Hokusetsu Subgroup (lower part of the Shitara Group). A 5.5 km x 4 km area has been mapped in detail. The clastic sediments are lithologically divided into four formations: from base to top, the Taguchi Formation (dominantly coarse-grained clastics such as ill-sorted breccia and conglomerate), the Kawakado Formation (dominantly sandstone), the Ohno Formation (dominantly mudstone), and the Kadoya Formation (felsic tuff and tuffaceous clastics). An overall upward-fining sequence characterizes this subgroup. The coarse clastics of the Taguchi Formation are mostly fluvial and debris-flow deposits and in minor amounts are probably of talus origin. These clastics fill past-valleys incised into pre-Tertiary basement, resulting in an irregular distribution. On the other hand, the other formations are made of well-bedded marine sediments, the distribution being not complex. The Hokusetsu Subgroup is covered unconformably by volcanic rocks of the Middle Miocene Nansetsu Subgroup (upper part of the Shitara Group). In the eastern part of the mapped area, intermediate to mafic volcanic intrusions form a north-south striking dike swarm.

Keywords: Hokusetsu Subgroup, Miocene, Shitara Group

要 旨

愛知県設楽町八橋地域に分布する下部中新統北設亜層群(設楽層群下部)の分布を明らかにするために、5.5 km × 4 kmの地域の地質図を作成した。岩相に基づき本地域の碎屑岩は下位から上位に向かって次の4層に区別される: 田口層(不淘汰角礫岩や礫岩などの粗粒碎屑岩を主とする)、川角層(主に砂岩)、大野層(主に泥岩)、門谷層(珪長質凝灰岩と凝灰質碎屑岩)。北設亜層群は全体的に上方細粒化を示す。田口層の粗粒碎屑岩の多くは河川堆積物や土石流堆積物で、崖錐性堆積物と判断されるものもある。これらの粗粒碎屑岩は基盤の谷地形を埋積するように分布しており、不規則な分布形態を示す。他方、他の地層は層理の発達した海成層からなり、その分布は単純である。北設亜層群は中部中新統南設亜層群(設楽層群上部)の火山岩類により不整合に覆われる。本地域東部では、中性～苦鉄質火山岩貫入岩が南北方向の平行岩脈群を形成している。

1. はじめに

愛知県南東部の設楽町とその周辺には設楽層群(Kato, 1962)とよばれる第三系が広く分布している。設楽層群は碎屑岩を主体とする下半部(北設亜層群)と火山岩類を主体

とする上半部(南設亜層群)からなる。設楽層群の地質についてはKato (1962)をはじめ多くの報告があり、分布、層序、および年代の概要はほぼ明らかにされている。これらの概要については星ほか(2000)のレビューが詳しい。

本論文で筆者らは、設楽層群分布域の北西縁(設楽町八橋周辺: Fig. 1)で行った地質調査結果を報告する。本地域の設楽層群の地質図はKato (1962)、沢井(1979)、沢井・設楽団体研究グループ(1985)によって報告されているが、Kato (1962)の地質図と沢井を中心とする設楽団体研究グループの地質図は大きく異なっている。とくに北設亜層群下部(粗粒碎屑岩を主とする部分)の分布形態に著しい相異が見られる。設楽層群の形成環境を明らかにする上で、本地域の北設亜層群の分布を正しく描くことは重要である。また、設楽町を流れる豊川では総貯水容量約1億立方メートルの設楽ダムが建設される予定で、貯水後には本地域の北設亜層群下部分布域の多くが水没し、調査が困難になってしまう。こうした背景のもと、筆者らは北設亜層群に調査の主眼を置き、本地域の地質図を作成した。

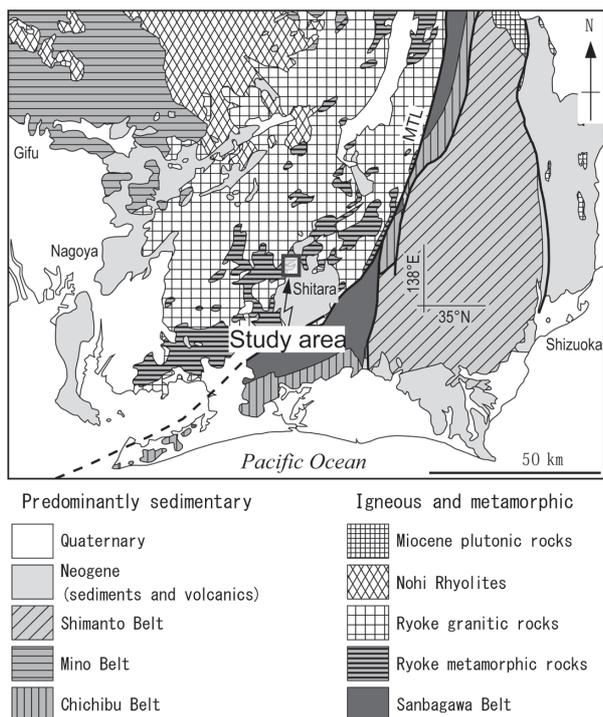
2. 地質概説

設楽層群では層序、古生物、放射年代、構造地質、火山地質、火成岩岩石学などの研究が行われている。2000年以

¹愛知教育大学理科教育講座地学領域;地球科学情報研究部門併任 (Department of Earth Sciences, Aichi University of Education.

1 Hirosawa, Kariya, Aichi 448-8542, Japan; also Institute of Geoscience, GSJ)

²愛知教育大学教育学部(現住所,豊橋市佐藤4-4-17)



第1図 調査地域(愛知県設楽町八橋地域)の位置図。山田ほか(1990)を基に作成。MTL, 中央構造線。

Fig. 1 Simplified geologic map of the southern Chubu district showing location of the study area (based on Yamada *et al.*, 1990). MTL, Median Tectonic Line.

前の研究は星ほか(2000)に引用されているので参照されたい。最近の研究としては, Geshi (2000, 2001)による設楽中央岩脈群と大峠火成複合岩体の構造と火成岩岩石学の研究, 杉原・藤巻(2002)による火山岩貫入岩のK-Ar年代の研究, Hoshi and Yokoyama (2001)および星・横山(2002)による平行岩脈群の古地磁気の研究, 星ほか(2002)によるフィッション・トラック(FT)年代の研究がある。

設楽層群は南北約35 km, 東西約20 kmの範囲に分布している(Fig. 1)。盆状構造を示し, 分布域の内側ほど上位

の地層が露出する。盆状構造の形成は南設垂層群形成時のマグマ活動(カルデラ形成)に強く関係していると考えられている(Takada, 1988)。本研究の調査対象地域は盆状に分布する設楽層群の北西縁に位置し, 南北約5.5 km, 東西約4 kmの範囲である。

設楽層群の層序区分は混乱が続いてきた。星ほか(2000)がレビューしているように, 地層名の先取権が無視され研究者ごとに次々と異なる地層名が与えられてきたことが混乱の原因である。本地域を調査したKato (1962), 沢井(1979), および沢井・設楽団体研究グループ(1985)の層序区分対比をFig. 2に示す。この図には本地域の南に隣接する設楽町田口周辺を調査した星ほか(2000)の層序区分も示してある。

本研究では星ほか(2000)が採用した層序区分に従い, 設楽層群下半部の碎屑岩を下位から田口層(礫岩および角礫岩が主体), 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層に区分し, これらを北設垂層群とした(Fig. 3)。北設垂層群は全体的に上方細粒化を示し, 各層は整合に重なる。北設垂層群は基盤である領家帯の結晶片岩類(領家変成岩類)と花崗岩質岩(領家花崗岩類)を不整合に覆い, 上位の南設垂層群(流紋岩質～安山岩質火砕岩と溶岩からなり植物化石を含む凝灰質碎屑岩を伴う)により不整合に覆われる。本地域の北設垂層群の層厚は変化に富み, 薄い所(本地域北東部)では約50 m, 厚い所(同南部)では400 m以上に達する。

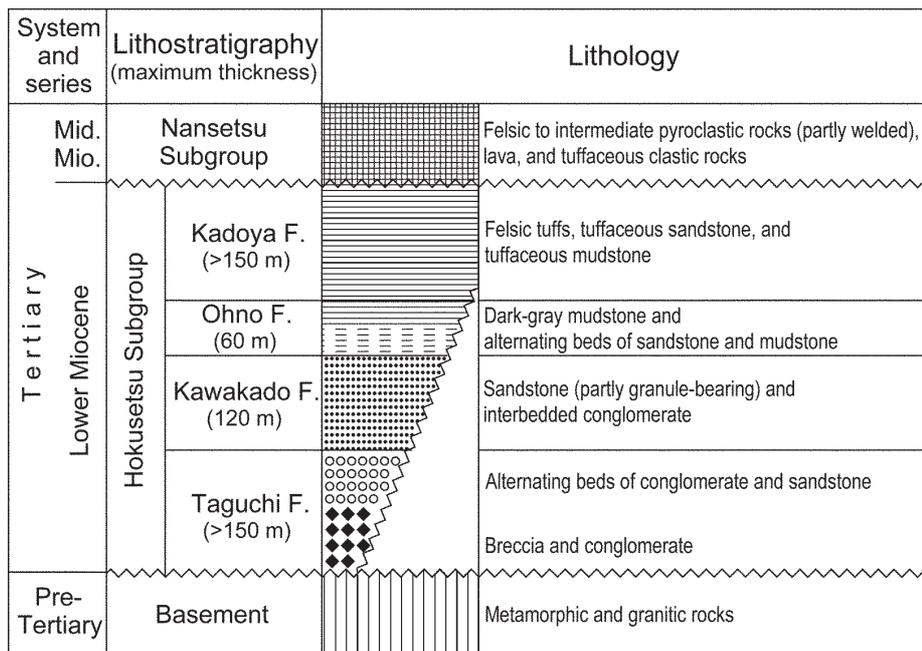
本地域の地質図をFig. 4に, 地質断面図をFig. 5に, 個別柱状図の作成ルートを図. 6に, 個別柱状図をFig. 7にそれぞれ示す。本地域の北設垂層群には有効な鍵層が認定できなかったため, 個別柱状図では星ほか(2000)と同様に門谷層の基底(碎屑岩が凝灰質になり凝灰岩の挟みも多くなる層準)を対比の基準とした。北設垂層群は水平ないし南東に緩く傾いて分布する(Fig. 5)。基盤との境界は起伏に富み, 北設垂層群のさまざまな層準が基盤と接する(Fig. 7)。本地域を北東から南西に流れる境川にほぼ沿うような

Kato (1962)		Sawai (1979)		Sawai and CRGSB (1985)		Hoshi et al. (2000) This study	
Nansetu	Rhyolites & dacites	Nansetsu Subgroup		Nansetsu Subgroup		Nansetsu Subgroup	
	Kuroze F.	Mitsuse F.	Kuroze F.		Kadoya Formation		
Hokusetu Subgroup	Tubozawa F.	Tsubosawa F.	Tsubosawa F.				
	Simoda F.	Toei F.	Higashikadoya F.				
	Kawakado F.						
	Taguti F.						

第2図 北設垂層群の層序区分の対比と本研究で採用する層序区分。

Fig. 2 Chart showing present and past nomenclature of divisions of the Hokusetu Subgroup in the study area and vicinity.

CRGSB, Collaborative Research Group for the Shidara Basin



第3図 調査地域の北設垂層群の模式柱状図.

Fig. 3 Generalized geologic column of the Hokusetsu Subgroup in the study area.

形で、北設垂層群最下部をなす田口層の粗粒碎屑岩が細長く分布する(Fig. 4)。基盤岩の分布域でも谷埋め状に田口層の粗粒碎屑岩が点々と露出する。他方、川角層以上の地層は本地域東部と南東部に分布し、その分布形態は地質図学が素直に適用できるほど単純である。つまり田口層と川角層以上の地層は分布形態が大きく異なる。南設垂層群は調査範囲の北東部と南東部に分布する。南設垂層群の分布形態は北設垂層群の分布形態と調和しておらず、知生の東で南設垂層群がトラフ状の基底面をもって北設垂層群を不整合に覆うことから(Fig. 5)、北設垂層群と南設垂層群の間で少なくとも高低差100 m以上の谷ができるほどの隆起-侵食事件があったと考えられる。

筆者らの地質図(Fig. 4)は基本的にKato (1962)の地質図とよく似ている。本地域の南に隣接する地域でも、星ほか(2000)が作成した地質図はKato (1962)のそれとよく似ていた。

南北方向の安山岩と玄武岩の岩脈が本地域東部に発達し、平行岩脈群を形成している。

北設垂層群の年代は放散虫化石から前期中新世と考えられる(星ほか, 2000)。南設垂層群の年代は他地域の放射年代(Tsunakawa *et al.*, 1983; 杉原・藤巻, 2002; 星ほか, 2002)から中期中新世の約15 Maと考えられる。本地域の平行岩脈群からは約16 MaのK-Ar年代が報告されている(Tsunakawa *et al.*, 1983)。

地質図に表記可能な規模を持つ断層は本地域には少ない。本地域南部の添沢付近にあるNE-SW方向の断層(Fig. 4)は逆断層で、星ほか(2002)が詳しく記載している。小断層も多くはないが、確認した限りではNE-SW走向の正断層が多いようである。

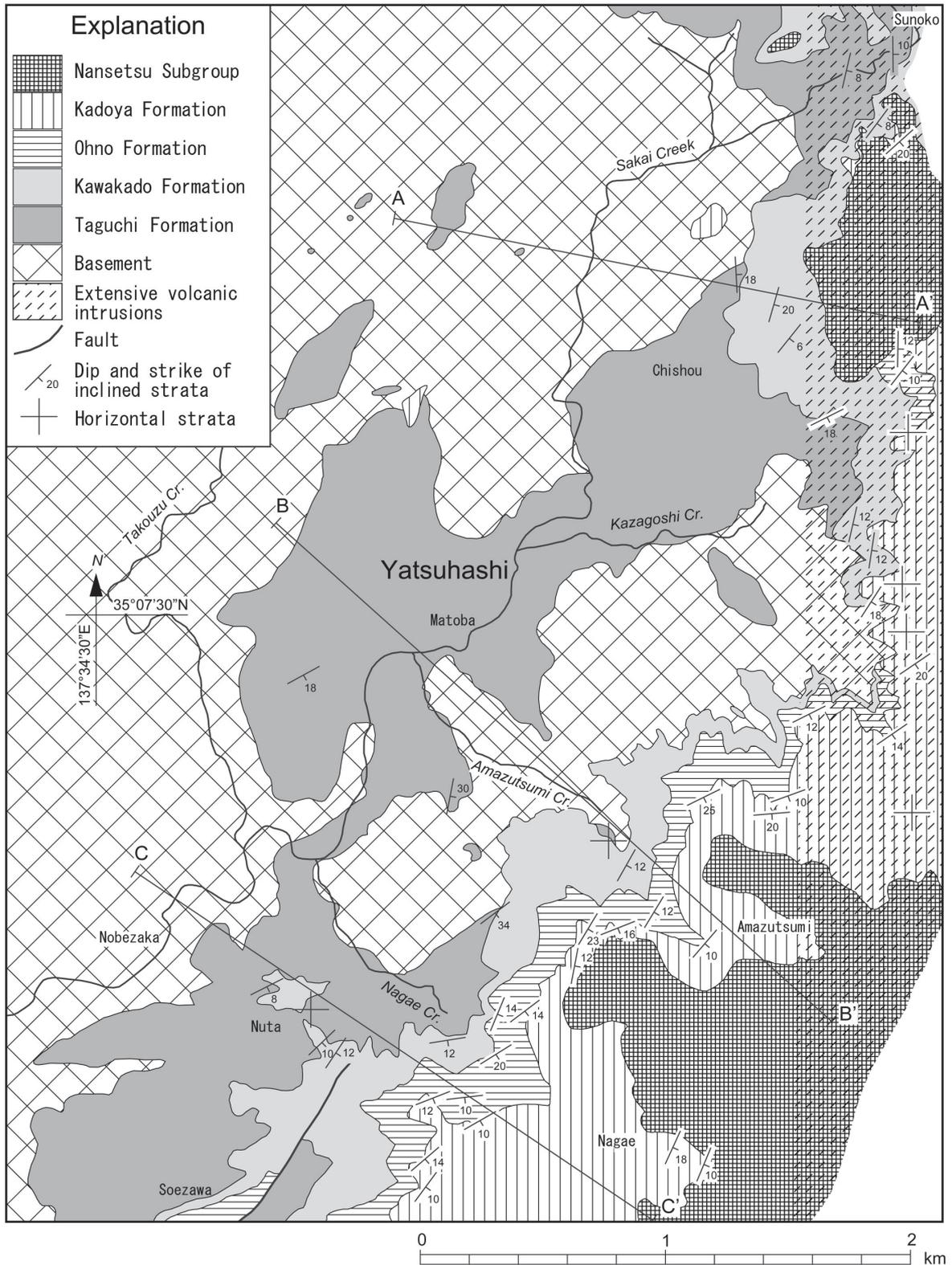
3. 調査地域の北設垂層群

3.1 田口層(Taguchi Formation)

地層名は嘉藤(1955)による。設楽町田口(本地域の南方)から添沢を経て延坂に至る道路沿いを模式地とする(嘉藤, 1955)。本地域内では境川に沿うような形でNE-SW方向に細長く分布し、知生の西方や南方の基盤分布域でも堆積時の谷を埋めるように点々と分布する。基盤との不整合面は明瞭だが、地質図のスケールのみならず一露頭内においても起伏に富んでいる。層厚は変化に富み、最大150 m以上である。基盤との関係は傾斜不整合またはアバット不整合である。

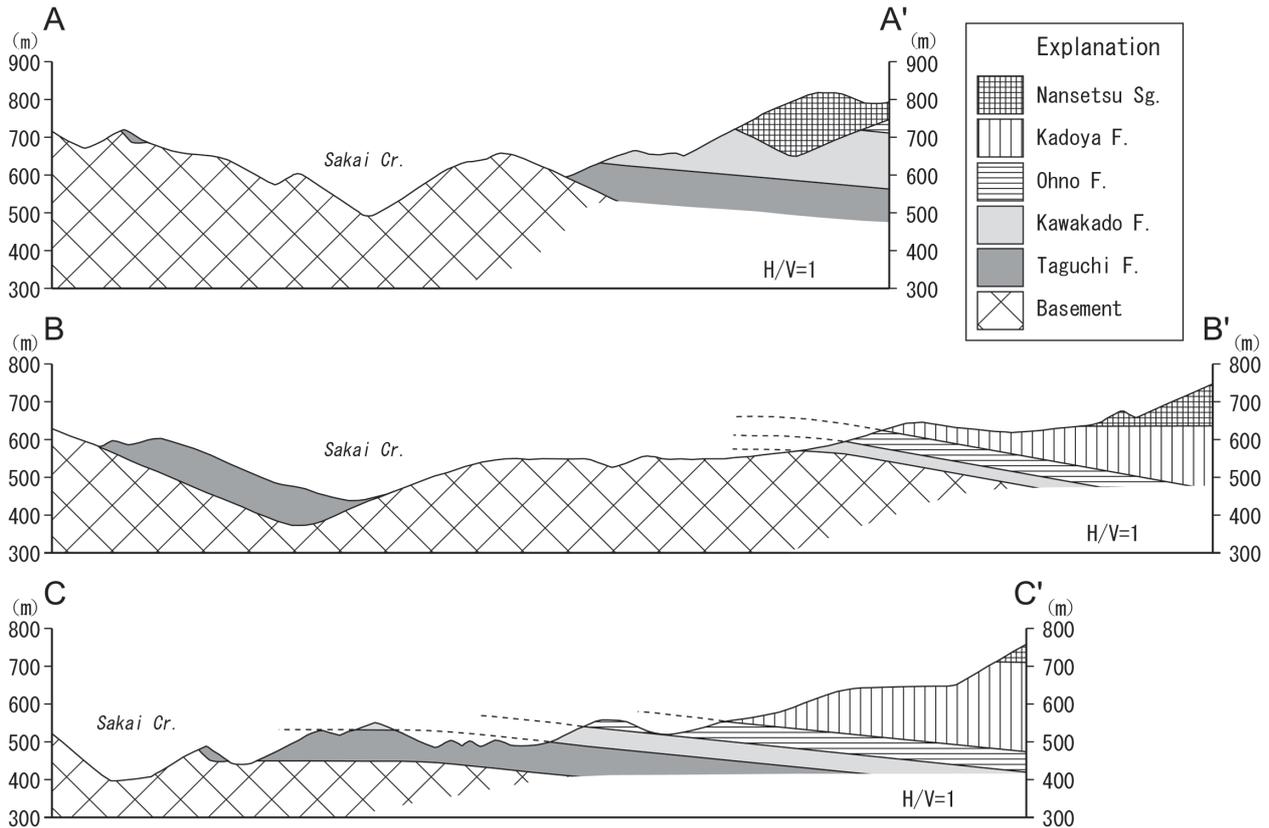
本層は主に角礫岩、礫岩、礫岩砂岩互層からなる。全体的に上方細粒化を示し、本層下半部に角礫岩と礫岩が多く、上半部に礫岩砂岩互層が多い(Fig. 7)。角礫岩は巨礫～大礫を多く含み(最大径が15 mを超えるものもある)、淘汰が著しく悪く、多くの場合礫支持である(Fig. 8a)。礫種は基盤由来の変成岩(片岩または片麻岩)が多く、花崗岩質岩の礫も見られる。基質は細礫岩や極粗粒砂岩からなる。全般に基質の固結度が高いため、礫を取り出すことは困難なことが多い。一般に塊状で無層理だが、インプリケーションが見られることがある。垂角礫～垂円礫を主とする礫岩もやはり不淘汰だが、基質支持のことが多く、礫のサイズは中礫～大礫が多い(Fig. 8b)。基質は極粗粒～粗粒砂岩で固結度が高い。この礫岩は基盤の谷地形を埋積するように5 m以上の厚さで堆積していることもあれば、極粗粒～粗粒砂岩と互層していることもある。級化を示すことがある。礫岩と互層する砂岩は細礫～中礫混じりの極粗粒～粗粒砂岩で、礫岩との境界は不明瞭かつ不規則な形状である。

分布と岩相の特徴から(岩相の解釈には八木下, 2001を参考にした)、田口層の大部分は堆積当時の谷を埋積した



第4図 調査地域の地質図。A-A', B-B', C-C' は地質断面図(第5図)の断面線。

Fig. 4 Geologic map of the study area. Geologic profiles along lines A-A', B-B', and C-C' are drawn in Fig. 5.



第5図 地質断面図. 断面線は地質図(第4図)を参照.

Fig. 5 Geologic profiles. See Fig. 4 for locations.

河川成堆積物および土石流堆積物であると判断される。角礫岩の一部は、礫がまったく円磨されていないことと分布が局所的であることから崖錐性堆積物と判断される。なお本層から化石の報告はない。

3.2 川角層(Kawakado Formation)

地層名は嘉藤(1955)による。模式地は東栄町川角の^{おお}大干瀬川左岸である(本地域外:嘉藤, 1955)。本地域内では東部～南東部に分布する。層厚は最大約120 mで側方への変化に富み、^{あまつみ}天堤の北東1.3 km付近(Fig. 7の柱状図⑦)では欠如する。本層の下限は田口層の礫岩砂岩互層から砂岩に移り変わる層準で、その境界は明瞭である。田口層との関係は整合的で、田口層を欠いて直接領家帯の基盤を不整合に覆う所もある(例えば天堤川上流部)。

本層は細礫混じりの極粗粒～粗粒砂岩からなり、細礫岩、中粒～極細粒砂岩、泥岩を伴う。天堤付近(Fig. 7の柱状図②)では本層の典型的な岩相を観察できる。ここでは厚さ1 m前後の級化を示す粗粒砂岩単層(単層基底部は細礫岩や極粗粒砂岩になっている)が繰り返し重なる。砂岩中には中粒～極細粒砂岩や泥岩の大小のスラブ(多くの場合撓んでいたり引き切られていたりする)が取り込まれており、それらは層界面とほぼ平行である(Fig. 8c)。こうした特徴から乱泥流堆積物と考えられる。なお、局所的に崖錐性

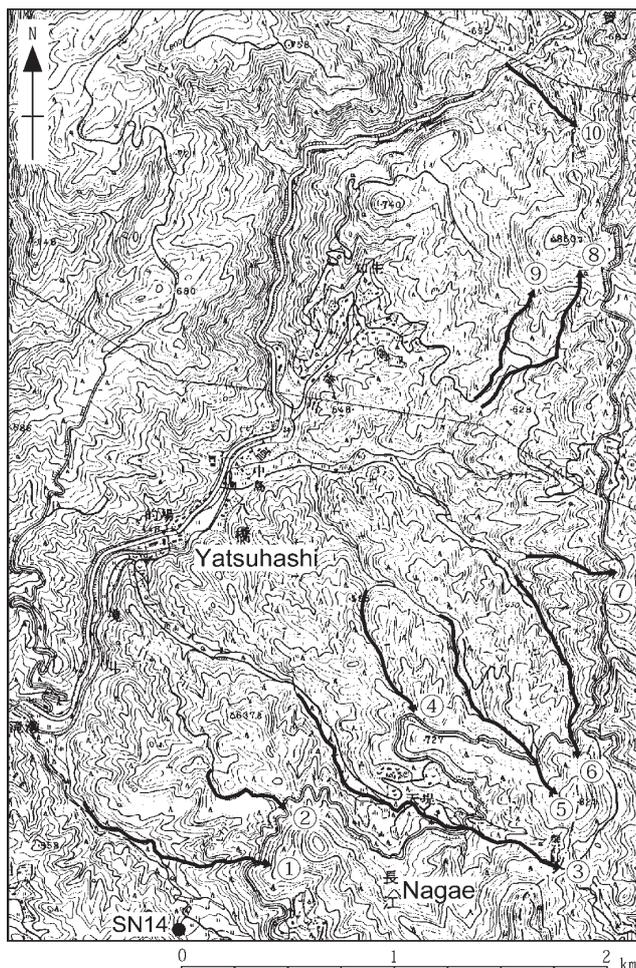
堆積物と思われる角礫岩が挟まることがあり、基盤岩からなる山地斜面が堆積場のごく近傍に迫っていたことが予想される。

本層からは柴田ほか(1977)とShibata(1978)により貝類化石が報告されている。本地域ではShibata(1978)の *Chlamys iwamurensis* assemblage を特徴づける貝類化石群集が産する。本地域北東部の^{すのこ}簗ノ子の東方(本地域外)に露出する本層からも同様の群集が報告されている(柴田ほか, 1977)。この群集は潮間帯～水深20 m程度の内湾的環境を示唆する(柴田ほか, 1977; Shibata, 1978; 柴田・伊奈, 1983)。ただし二枚貝のほとんど全ては片殻で、場所によっては破片が混ざっていることもあり、異地性の化石である可能性が高い(柴田ほか, 1977)。

3.3 大野層(Ohno Formation)

地層名は吉田(1953)による。模式地は鳳来町大野の西方である(本地域外:吉田, 1953)。本地域では東部(知生の東方)と南東部に川角層を覆うように分布する。層厚は最大約60 mで北東ほど薄化する傾向があり、^{かぎごし}風越川上流部、知生北東方、簗ノ子付近では欠如する。本層の下限は星ほか(2000)の再定義に従い、川角層の砂岩優勢層相から砂岩泥岩等量互層に漸移する層準とした。

本層は下部が砂岩泥岩互層(Fig. 8d)、上部が暗灰色泥



第6図 個別柱状図の作成ルート(①~⑩). 星ほか(2000)の放射虫化石検出地点SN14も示す. 国土地理院発行25000分の1地形図「田口」を使用.

Fig. 6 Topographic map showing locations of the stratigraphic sections depicted in Fig. 7 (based on topographic map "Taguchi", scale 1:25000 by the Geographical Survey Institute). Also shown is locality SN14 where radiolarian fossils indicative of Early Miocene age have been reported (Hoshi *et al.*, 2000).

岩からなる. いずれも層理が発達する. 中粒~極細粒砂岩から泥岩へ級化を示し, 乱泥流堆積物である. 砂岩泥岩互層を欠き, 川角層の砂岩卓越部から直接暗灰色泥岩に移り変わる所もある(例えばFig. 7の柱状図②). 暗灰色泥岩は風化するとタマネギ状構造が発達する.

本層からは放射虫化石が報告されている(星ほか, 2000). 本地域の地点SN14 (Fig. 6)からは *Cenosphaera coronata*, *Cenosphaera cf. coronataformis*, *Cyrtocapsella tetrapera* が産出している. 同様の放射虫化石群集は設楽町和市付近(本地域外)の本層からも産出している(星ほか, 2000). その他の化石については本地域からはあまり報告されていないが, 簗ノ子の東方(本地域外)に露出する本層からは *Lucinoma acutilineatum*, *Macoma izurensis*, *Macoma optiva*, *Chlamys cf. iwamurensis*, *Fissidentalium sp.*, *Turritella ichishiensis* などの貝類化石が報告されている(柴田ほか,

1977). *Macoma-Lucinoma* assemblage (Shibata, 1978) を特徴づける群集が優勢であるが, 川角層の貝化石と共通する種も産する. *Macoma-Lucinoma* assemblage は上浅海帯上部の内湾環境を示唆する(柴田ほか, 1977; Shibata, 1978; 柴田・伊奈, 1983).

3.4 門谷層(Kadoya Formation)

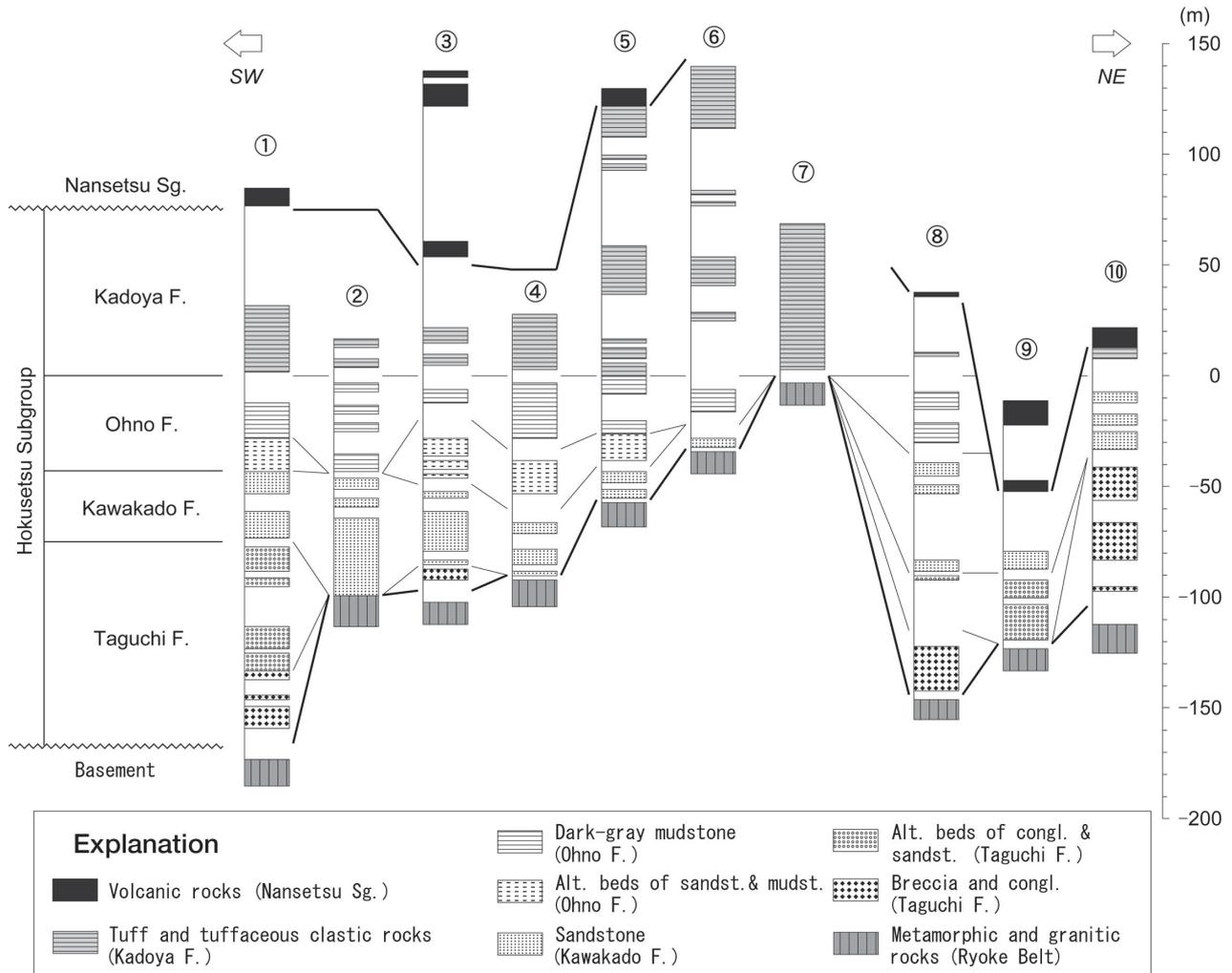
地層名は吉田(1953)による. 鳳来町門谷(本地域外: 吉田, 1953)を模式地とする. 本地域では東部と南東部にやや広く分布し, 知生の北北東約600 m付近や的場の北約800 m付近の比較的標高が高い所にも基盤岩や田口層を覆ってわずかに露出する. 層厚は最大150 m以上で側方に大きく変化し, 知生北東の南設垂層群分布域では欠如している(Fig. 7の柱状図⑨). この層厚変化は主に南設垂層群基底の不整合によりさまざまな程度に削剥されたためである(Fig. 7). 本層の下限は星ほか(2000)に従い, 碎屑岩が凝灰質になり凝灰岩の挟みが多くなる層準とした. 本地域程度の範囲においては凝灰質になる層準(本層基底)はほぼ同一時間面とみなしてよいと考えられる.

本層は主に凝灰質砂岩, 凝灰質泥岩, 珪長質凝灰岩からなり, 凝灰質角礫岩を伴う. Fig. 7の柱状図⑦において, 本層最下部は凝灰質砂岩からなり, 大野層以下の北設垂層群を欠いて直接基盤を不整合に覆うようである. この砂岩は上位に向かって凝灰質泥岩に漸移する. 凝灰質泥岩中には石灰質ノジュールが含まれる. しばしば乳白色~淡青灰色の珪長質凝灰岩が挟在する. 知生の北北東や的場の北に基盤や田口層を直接覆ってわずかに露出する本層は凝灰質角礫岩からなる. 著しく不淘汰で, 礫は中礫~巨礫サイズが多い. 基質は乳白色の凝灰岩からなる. いずれの分布域でもこの凝灰質角礫岩は基盤に高角度でアバットしている. 礫がまったく円磨されていないこと, 分布が極めて局所的なことなども考慮すると, この角礫岩は崖錐性堆積物であろう.

設楽町小松(本地域外)の本層最下部からは大野層の地点SN14と同様の放射虫化石群集が報告されている(星ほか, 2000). 貝類化石は本地域から柴田ほか(1977)により *Acila (Truncacila) sp.*, *Malletia inermis*, *Neilonella? ovata*, *Lucinoma acutilineatum* などが報告されている. 化石の破損や二枚貝の離弁は稀で, 現地理没したものと考えられる(柴田ほか, 1977). これらは *Malletia-Nuculana* assemblage (Shibata, 1978) を構成し, 下浅海帯下部ないし下浅海帯下部~半深海の堆積環境を示唆する(柴田ほか, 1977).

4. 調査地域の平行岩脈群

本地域の東部には平行岩脈群が南北方向に伸びている(Fig. 4). 岩脈の多くは変質し粘土化が進み, 母岩よりも軟質になっていることがある(Fig. 9). 他方, 変質が微弱で暗



第7図 個別柱状図. 太実線の対比線は不整合境界を表す. 作成ルートは第6図を参照.

Fig. 7 Correlation of stratigraphic columns. Thick solid lines indicate unconformities. See Fig. 6 for locations.

灰色～濃青緑色の堅固な岩脈もある.この平行岩脈群は久野(1976, p.107)が「平行岩脈群」の一例として紹介したものである. Hoshi and Yokoyama (2001)と星・横山(2002)の古地磁気研究もこの平行岩脈群(簗ノ子付近)を対象に行われた.

58地点で岩脈の走向傾斜を調査した. 走向のローズダイアグラムをFig. 10に示す. N-S走向からNNW-SSE走向が卓越しており, この方向が本岩脈群形成時の水平最大圧縮主応力軸(σ_{Hmax})の方向とみなすことができる. 後述するように, この平行岩脈群の形成は15 Ma頃と考えられる. 15 Ma頃にこの地域の σ_{Hmax} がほぼ南北方向だったということは, 西南日本各地の平行岩脈群の卓越方向を調査したTsunakawa (1986)や山元(1991)の報告と一致する.

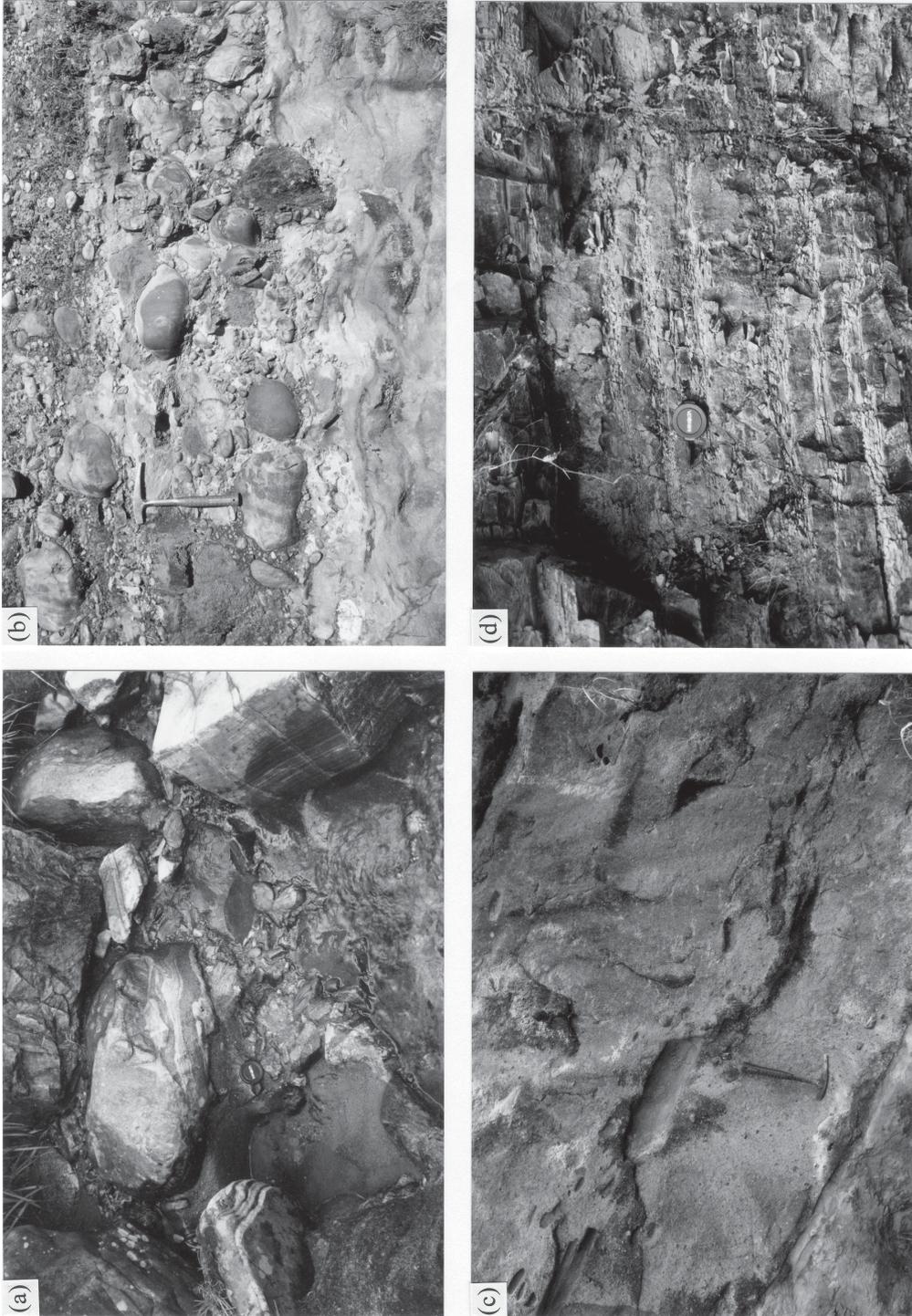
5. 地質年代

北設垂層群の年代論については一時期混乱が見られたが, 大野層と門谷層下部から報告された放散虫化石群集

(星ほか, 2000)から前期中新世であることが明らかにされた. 星ほか(2000)は大野層と門谷層下部がShilov (1995)の*Cenosphaera coronataformis* Zoneに対比される可能性が高いことを示した. 彼らはODP資料と地磁気年代尺度を用いた検討からこの放散虫化石帯の年代範囲を約20～17 Maと見積もり, これを北設垂層群の堆積年代と考えた. この年代見積もりは最近測定された門谷層のFT年代(17 Ma前後:星ほか, 2002)と調和的である. 田口層と川角層からは年代に関するデータが得られていないが, 各層は整合関係であるため, 20 Maを超えるほど古くなることはない. 筆者らは考えている.

本地域に露出する南設垂層群から年代データは報告されていない. 最近星ほか(2002)は鳳来町海老から棚山に至るルートで南設垂層群の各層のジルコンFT年代を測定し, 15 Ma前後の年代を得ている.

平行岩脈群については, Tsunakawa et al. (1983)が本地域内の天堤に露出する玄武岩岩脈から 16.5 ± 0.9 MaのK-Ar年代(全岩)を報告している. 南設垂層群の年代と



第8図 (a) 田口層最下部の不淘汰角礫岩(山地河川の堆積物?)の岩相, 境川と長江川の合流部付近, 綿状構造の発達する巨礫はすべて基盤由来の片岩または片麻岩, 写真中央部のレンズキヤップは5.5 cm. (b) 田口層上部の礫岩砂岩互層(土石流堆積物)の岩相, 設楽町荒尾(本地域外), 礫岩には級化が見られ, 一部基質支持, ハンマーの長さは33 cm. (c) 川角層の細礫混じり砂岩(乱泥流堆積物)の岩相, 設楽町長江, 中粒~極細粒砂岩や泥岩のスラブが多く含まれる, ハンマーの長さは33 cm. (d) 大野層の砂岩泥岩互層の岩相, 設楽町長江, 内側陸棚の堆積物と推定される, 写真中央部のレンズキヤップは5.5 cm.

Fig. 8 Outcrop photographs of the Hokusetsu Subgroup. (a) Unsorted breccia at a lower horizon of the Taguchi Formation near the confluence of the Sakai Creek and the Nagae Creek. Boulders are mostly of pre-Tertiary metamorphic basement. The lens cap is a scale (5.5 cm in diameter). (b) Alternating beds of conglomerate and sandstone at an upper horizon of the Taguchi Formation in Arai, Shitara Town. Conglomerate beds show a normal grading and are in part matrix-supported. The handle of the hammer is 33 cm in length. (c) Granule-bearing sandstone of the Kawakado Formation in Nagae, Shitara Town. This bed contains oriented slabs of finer clastic rocks. The hammer handle is 33 cm in length. (d) Alternating beds of sandstone and mudstone of the Ohno Formation in Nagae. The lens cap is 5.5 cm in diameter.



第9図 田口層の礫岩(土石流堆積物)を貫く変質火山岩岩脈. 津具村簗ノ子西方の境川河床. 岩脈は無斑晶質玄武岩と思われるが, 変質により粘土化が進行し, 母岩の礫岩よりも軟質になり窪んでいる. 岩脈の走向と傾斜はN9°W, 70°W, 幅36 cm.

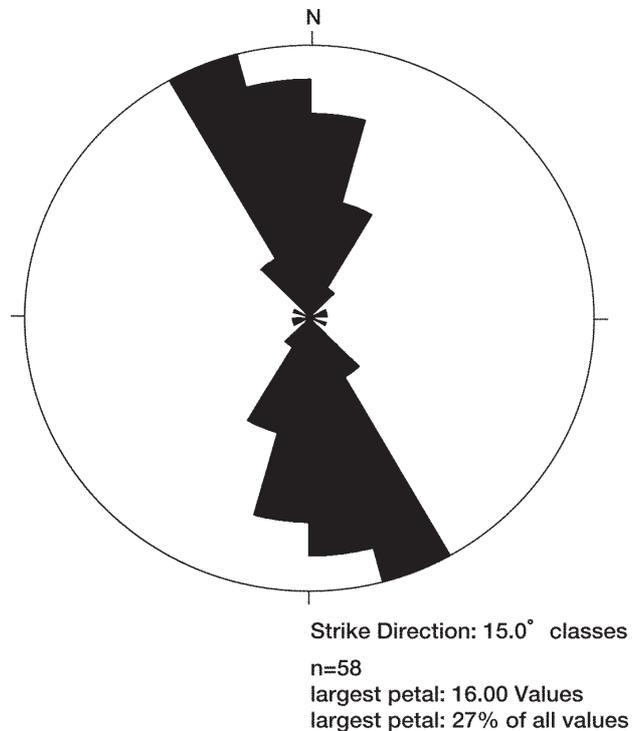
Fig. 9 Outcrop photograph showing an altered volcanic dike intruding conglomerate beds of the Taguchi Formation along the Sakai Creek in Sunoko, Tsugu Village. The dike, probably of aphyric basalt, is less resistant to erosion than sedimentary host rocks owing to severe alternation. At this locality, it is 36 cm wide, strikes N9° W, and dips 70° W.

比較するとやや古く見えるが, 誤差(1σ)を考慮するとほぼ区別できず, 15 Ma頃の形成と筆者らは考えている.

謝辞: 本論文は第二著者(中村)の愛知教育大学卒業研究の成果に星の調査結果を加え, 星が取りまとめたものである. 愛知教育大学名誉教授で前学長の仲井 豊氏には調査地の長期滞在に関して便宜を図っていただいた. 設楽町田口の正木 定氏ご一家には長期滞在中でお世話になった. 査読者の竹内圭史氏と編集担当の吉川敏之氏から頂いたコメントにより本論は改善された. 以上の方々へ深く感謝します. 本研究は地球科学情報研究部門の複合年代層序研究の一部として行われた.

文 献

- 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.
- Geshi, N. (2001) Melt segregation by localized shear deformation and fracturing during crystallization of magma in shallow intrusions of the Otoge volcanic complex, central Japan. *Jour. Volcanol. Geotherm. Res.*, **106**, 285-300.



第10図 平行岩脈群の走向のローズダイアグラム. StereoNett ver.2.46 (J. Duyster氏作のソフトウェア)により作成.

Fig. 10 Rose diagram of strike data of the north-south trending dike swarm in the eastern part of the study area (made by using the computer software StereoNett ver.2.46 programmed by J. Duyster).

- 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・横山実穂 (2002) 東海地方設楽地域, 中新世平行岩脈群の古地磁気からみた本州中部部のテクトニクス. 愛教大研究報告(自然科学), **51**, 47-55.
- 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垂層群の地質, 放散虫化石, および地質年代. 地質雑, **106**, 713-726.
- 星 博幸・檀原 徹・岩野英樹 (2002) 設楽層群(中新統)の高密度サンプリングFT年代測定. 地球惑星科学関連学会2002年合同大会予稿集, J027-003.
- 嘉藤良次郎 (1955) 愛知県設楽盆地東部の地質構造(設楽盆地の研究その1). 地質雑, **61**, 51-61.
- Kato, Y. (1962) On the structural development of the Shidara basin. *Jour. Earth Sci., Nagoya Univ.*, **10**, 51-69.
- 久野 久 (1976) 火山及び火山岩(第2版). 岩波書店, 東京, 283p.
- 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・夫馬政承 (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.
- 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. Results*, **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.
- 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.
- 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.
- 八木下晃司 (2001) 岩相解析および堆積構造. 古今書院, 東京, 222p.
- 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.
- 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.
- 吉田新二 (1953) 愛知県設楽第三紀層の地質構造. 愛知学芸大研報, **2**, 83-88.

(受付:2003年8月8日;受理:2003年9月25日)