The Geological Society of Japan

地質学論集　第16号　63～75ページ　1979年3月

鳳来寺山南部の新第三紀層について

設楽団体研究グループ*

The Neogene Distributed in the South District of Mt. Horaiji, Aichi Prefecture, Central Japan

Collaborative Research Group for the Shidara Basin

Abstract The Neogene distributed in the south district of Mt. Horaiji is studied stratigraphically. The result is as follows ;

(1) The ill-sorted conglomerate developed at the basal part of the Neogene System is pressumed to be a marginal conglomerate formed by collapse movement.

(2) The disconformity pointed out by KATO (1962) is not found.

(3) We found newly the angular disconformity between the Kuroze formation and the Oro formation.

(4) We have a new difinition of the Hokusetsu and the Nansetsu subgroups on the basis of the angular disconformity (Table 1).

(5) The upheaval movement forming the disconformity is greater in the south.

(6) In the south district, there are many faults along the Median Tectonic Line. It is pressumed that the upheaval movement may have relation to the activity of these faults because it has no effect on the Nansetsu formation.

(7) The collaspe basin is pressumed to be located in the area where the amount of denudation is the largest.

(8) In the Shidara basin, there happened the formation of collaspe basin twice.

はじめに

新第三系からなる設楽堆積盆地は，その南縁を中央構造線に接しており，主として領家変成岩，花こう岩などの基盤の上に発達している．これら新第三紀層は，瀬戸内区の海成の中部中新統として，あるいは，設楽火山岩類としてよく知られている．新第三系の層序学的研究は，鳳来寺山周辺で多くなされてきた（納富，1929；斉藤，1952；吉田，1953；林，1955など）．近年，KATO (1962) は，設楽堆積盆地の総括的研究を行い，不整合を境に，北設亜層群と南設亜層群とにわけた．前者は主に海成層より成り，後者は主に火山岩類からなる．その後，設楽火山岩団研（1979）は，KATOの云う南設亜層群に属する火山岩類の層序を明らかにした．このように地質層序はかなり明らかになってきているが，KATO (1962) の指摘した不整合については疑問視されている(沢井，1976)．

一方，北設亜層群の基底には，特異な礫岩が記載されている（斉藤，1952；KATO，1962）．この基底礫岩は，高角の不整合面で基盤に接し，花こう岩の円礫を含む不淘汰礫岩である．これは，藤田（1973a など）により，グリーン・タフ地域で明らかにされてきた堆積盆地発生期に見られる崖錐性縁辺礫岩とよく類似している．設楽堆積盆地は瀬戸内区の東端に位置し，グリーン・タフ地域の南縁帯の一角を占めている．設楽堆積盆地でも，グリーン・タフ地域と同様な堆積盆地の発生，発展の過程が認められるのかどうかは，きわめて重要である．藤田（1973 b)は，設楽盆地の形成運動と中央構造線の動きとの関連

* 伊藤敏彦（愛知県弥生小）・内田義和°（愛知県矢作西小）・加藤はるみ（愛知県高蔵寺中）・河合智仁（愛知県蒲郡中央小）・黒川友博°（名古屋市米野小）・後藤暢子（愛知県古知野小）・佐々木照男°（愛知県裏谷小）・沢井誠◎(愛知県安城高校)・篠田健夫（名古屋市港南中）・鈴木洋子（愛知県若林東小）・鳥居小夜子（愛知県布袋中）・鳥居孝（愛知県羽黒小）・村尾孝（京都府三山木小）・神谷久美子°・川嶋暁夫°・木村修・鈴木薫・丹羽典子・野沢竜二郎°・二村光一°・松井信裕°・山岡雅俊°・山本康孝°・吉村岸子°（以上愛知教育大），　◎…執筆責任者，　○…執筆者．

NII-Electronic Library Service

The Geological Society of Japan

でも注目している．

設楽団体研究グループは，巨礫を含む基底礫岩の性格を明らかにすることと，KATO（1962）の指摘した不整合についての再検討を目的にして，鳳来寺山南部地域を中心に1976年以来地質調査をしてきた*1．

この団体研究を行なうにあたり，多くの方々の御協力を得た．仲井豊氏（愛知教育大学）には，団研活動を続けるにあたり，終始適切な助言をいただいた．藤田至則氏（新潟大学）には，現地で多くの助言を，さらに草稿の検討・校閲をしていただいた．山内靖喜（島根大学）・吉谷昭彦（鳥取大学）の両氏には論文の査読をしていただいた．愛知県道路公団の竹内康祐氏には，調査の便宜をはかっていただいた．神谷好志枝氏には，和文タイプを打っていただいた．現地調査にはメンバー以外の多くの方々の協力を得た．また，林唯一氏（愛知教育大学），愛知教育大学地学教室には，いろいろと御便宜をはかっていただいた．宿泊には，新城市大海の鈴木家の皆様に懇意な御世話をいただいた．以上の方々に記して，感謝する次第である．

地 質 概 説

調査地域（第1図）は，国鉄飯田線沿いに大海から三河大野までの東西5.5km，南北7kmの範囲を示す地域である．中央構造線に接して，すぐその北側に位置している．

新第三紀層は，三波川変成岩類，圧砕岩類，領家変成岩類，花こう岩類を基盤として発達している．新第三紀層の層序と分布を，第1表と第1図にそれぞれ示した．地質断面図，柱状図の位置は，それぞれ第2図，第3図に示した．第1表にみられるように，KATO（1962）の層序と大きく異なるのは，玖老勢（くろぜ）累層の層準である．筆者らの調査によって坪沢累層と玖老勢累層とは整合漸移関係にあることが明らかにされ，KATO（1962）のいう不整合関係は認められなかった．しかし，玖老勢累層とその上位にくる尾籠（おろう）累層とは，三河大野の北で著しい傾斜不整合の関係であることがわかった．そのため，今回，地質区分をあらためて，北設（ほくせつ）亜層群と南設（なんせつ）亜層群とは，この不整合を境にして分け，玖老勢累層を北設亜層群に含めた*2．南設亜層群の地質層序は，設楽火山岩団研（1979）と一致したため，その地層名を用いた．本調査地域では，明神山（みょうじんやま）累層までしか発達していない．

東門谷累層からは，軟体動物化石が多産し，その化石群集から，林（1952）は，本累層を瑞浪層群の月吉・戸狩層に対比した．また，鳳来寺山の松脂岩の絶対年代と

第1図 層 序 表．

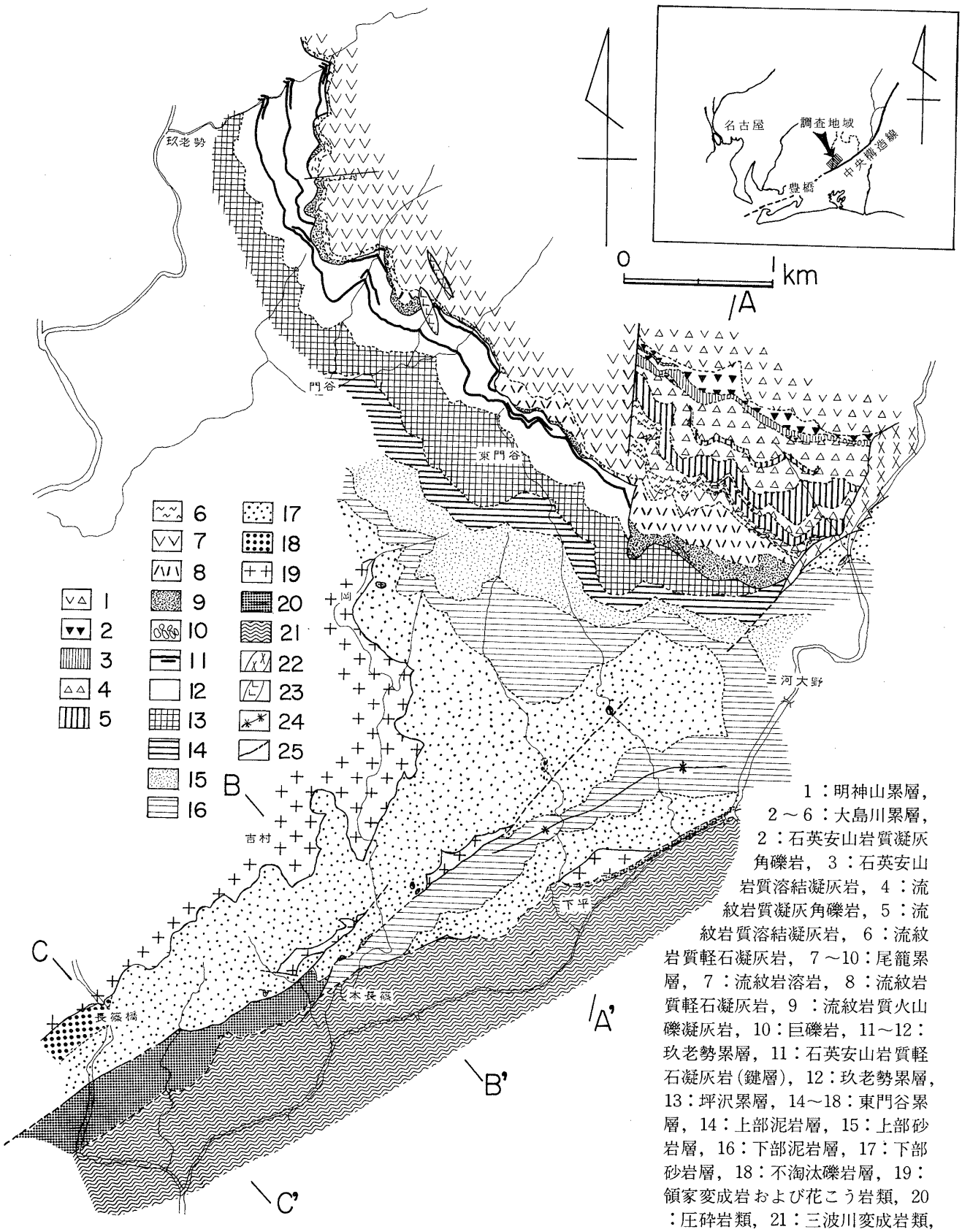
	設楽団研（1979）		岩 相	設楽火山岩団研(1979)		KATO（1962）	
中部中新統	南設亜層群			鳳来湖累層	南設亜層群	安山岩・流紋岩類	南設亜層群
				神田累層			
		明神山累層	紫ソ輝石石英安山岩溶岩	明神山累層			
		大島川累層	石英安山岩質溶結凝灰岩，同質火砕岩，流紋岩質溶結凝灰岩，同質火砕岩	大島川累層			
		尾籠累層	含ザクロ石黒雲母流紋岩，松脂岩溶岩，流紋岩質軽石凝灰岩，同質火砕岩，巨レキ岩	尾籠累層			
	北設亜層群	玖老勢累層	石英安山岩質軽石凝灰岩，同質凝灰岩，流紋岩質軽石凝灰岩，同質凝灰岩，黒色泥岩・凝灰岩互層	北設亜層群		玖老勢累層	
		坪沢累層	凝灰質泥岩，凝灰岩・凝灰質砂岩互層			坪沢累層	北設亜層群
						下田累層	
		東門谷累層	黒色泥岩，黒色泥岩・砂岩互層，砂岩，レキ岩，不淘汰レキ岩			川角累層	
						田口累層	
先新第三系基盤岩類			領家変成岩類，花こう岩，圧砕岩類，三波川変成岩類	先新第三系基盤岩類			

*1 成果の一部は，1977年日本地質学会で講演した．

*2 沢井（1976，1979）と同じ見解になった．

NII-Electronic Library Service

The Geological Society of Japan

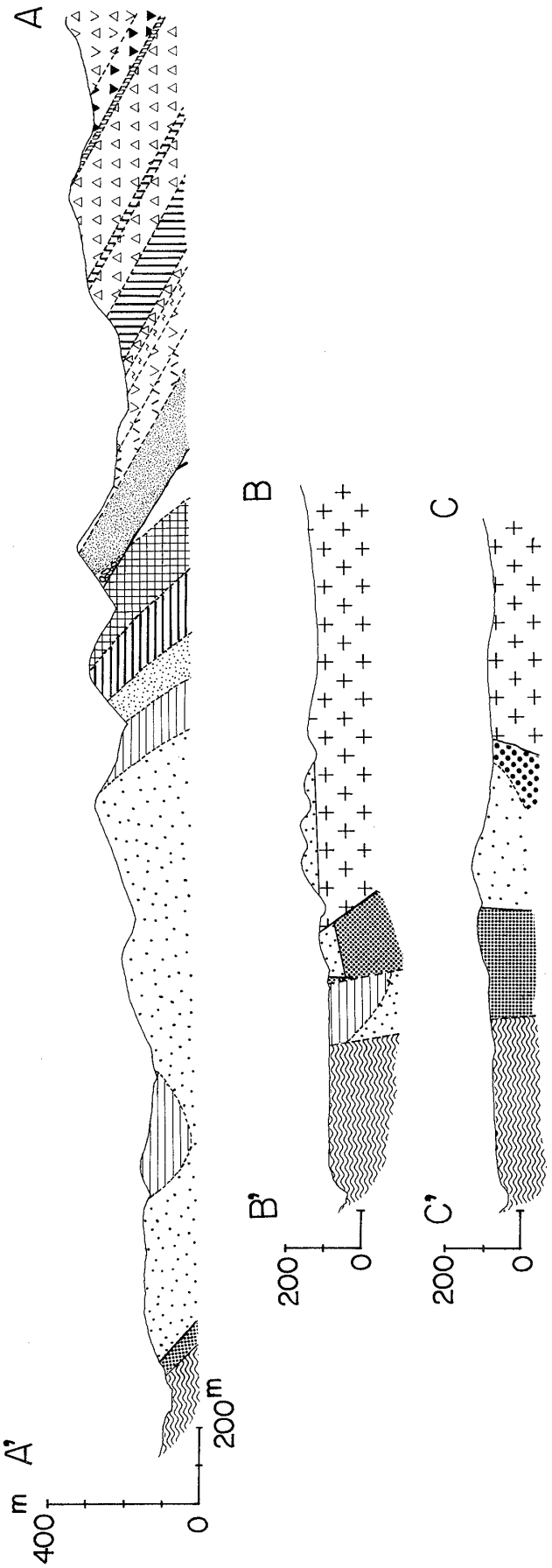


1：明神山累層，2～6：大島川累層，2：石英安山岩質凝灰角礫岩，3：石英安山岩質溶結凝灰岩，4：流紋岩質凝灰角礫岩，5：流紋岩質溶結凝灰岩，6：流紋岩質軽石凝灰岩，7～10：尾籠累層，7：流紋岩溶岩，8：流紋岩質軽石凝灰岩，9：流紋岩質火山礫凝灰岩，10：巨礫岩，11～12：玖老勢累層，11：石英安山岩質軽石凝灰岩(鍵層)，12：玖老勢累層，13：坪沢累層，14～18：東門谷累層，14：上部泥岩層，15：上部砂岩層，16：下部泥岩層，17：下部砂岩層，18：不淘汰礫岩層，19：領家変成岩および花こう岩類，20：圧砕岩類，21：三波川変成岩類，22：斜長流紋岩，23：安山岩，24：向斜構造，25：断層.

第1図 地 質 図.

NII-Electronic Library Service

The Geological Society of Japan

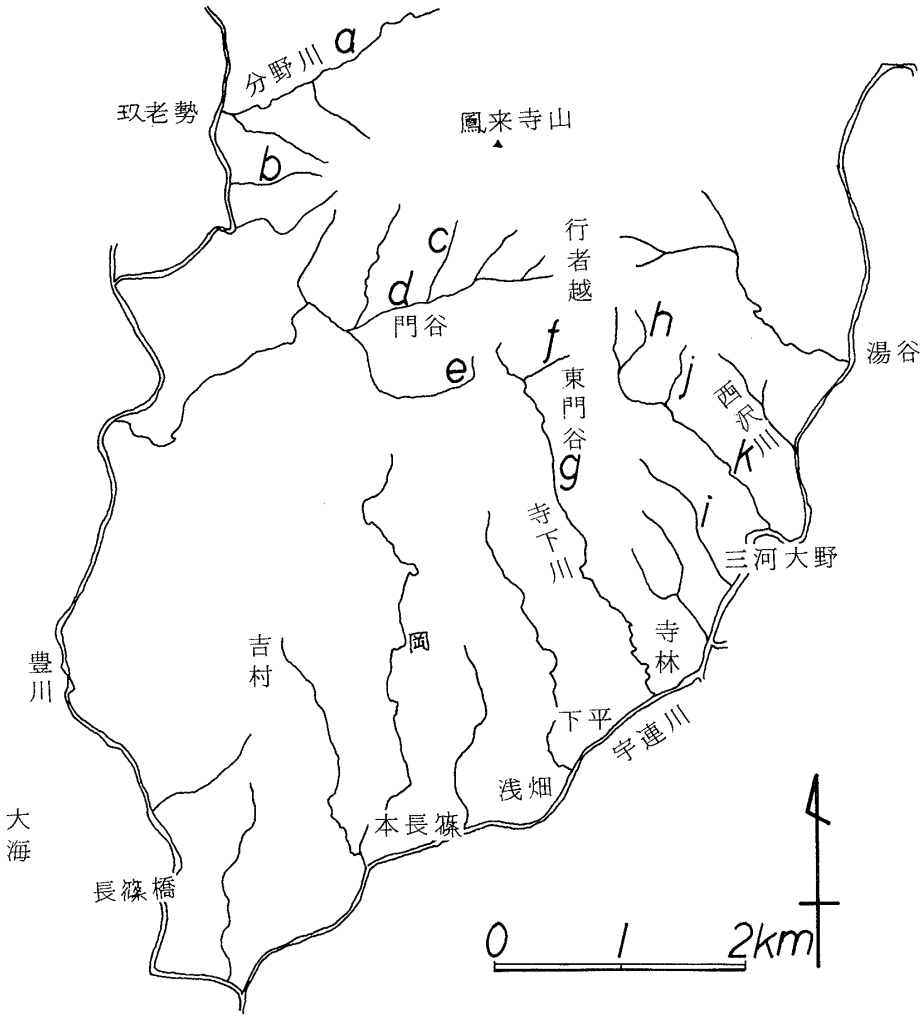


第２図　地　質　断　面　図.

凡例は，地質図と同じ．断面線は地質図に表わしてある.

NII-Electronic Library Service

The Geological Society of Japan



第3図　地名索引図.

しては，フィッション・トラック法により，15.9m.y.という値が得られている（兼岡・小島，1970）．こうした事実から，現段階では，北設・南設両亜層群の時代は中新世中期と考えられる．

地　質　各　説

1．先新第三系

調査地域の南部から北部にかけて，それぞれ三波川変成岩類，圧砕岩類，領家変成岩類，花こう岩類などが分布している．それぞれがほぼ北東－南西方向の帯状分布を示している．本地域の三波川変成岩類は，黒色片岩を主体とし，しばしば緑色片岩が挾在するのが特徴である．ほぼ北東－南西の走向を示し，北に急傾斜する．それらが圧砕岩と接する場合は，固結した破砕帯（30－100m幅）を伴うことが多い．

圧砕岩類と，破砕しかつ固結した三波川変成岩との境界が区別できない場所も多く認められるので，中央構造線が，明瞭な断層として確認できる場所は少ない．また，三波川帯内にみられる断層も断層面は固結していることが多い．しかし，中央構造線の構造は，大局的に北東－南西の走向で，北に40°程度傾斜しているとみてよい．

圧砕岩類は，本長篠（ほんながしの）以西に広く分布し，それらのほとんどには，花こう岩組織が残されていてカタクラスティックな岩相を呈している．大井川から東方に点々と分布している圧砕岩類は，ポーフィロイド様の岩相を示し，その構造は，北東－南西の走向で，北に40°の傾斜を示している．

花こう岩類は，暗色包有物を多く含む，角閃石黒雲母花こう岩（清崎花こう岩）と，5mm大の角閃石を多く含む黒雲母角閃石花こう岩（新城花こう岩）とがある（NAKAI, 1976）．領家変成岩類の分布は狭く，それは黒雲母片麻岩が主で，すべて花こう岩中にとりこまれており，ルーフペンダント様の産状を呈する．

NII-Electronic Library Service

The Geological Society of Japan

2．新第三系

本調査地域の新第三系を，不整合面を境にして，下位を砕屑性堆積物を主とする北設亜層群，上位を火山岩を主とする南設亜層群とに区分した．

a．北設亜層群（再定義）

北設亜層群は，鳳来町寺下川南西部区域に広く分布している．上限は不整合のため，不明であるが，少なくとも1375m以上の層厚を有する．下位から上位に向けて，東門谷（ひがしかどや）累層，坪沢累層，玖老勢累層とに区分した．前述のように，玖老勢累層と尾籠累層との間に，傾斜不整合関係が認められるため，玖老勢累層を北設亜層群に含めた．

（i） 東門谷累層（新称・KATO，1962の田口累層，川角累層，下田累層に相当）

模式地：鳳来町寺下川（ただし不淘汰礫岩層を除く）．

積算層厚：785m．

東門谷累層は，下位より不淘汰礫岩層，下部砂岩層，下部泥岩層，上部砂岩層，上部泥岩層の5層からなっている．各層はそれぞれ整合で，漸移関係にある．これら5層が，KATO（1962）の田口，川角，下田累層のどれに相当するのか，対比できないため，一括して新名称を用いた．

不淘汰礫岩層（層厚80m）

長篠橋北と下平北方の沢に分布している．両地点での礫岩の岩相はともに淘汰不良の巨礫岩であるが，構成する礫種に違いがある．

長篠橋北：この地点に分布する礫岩の構成礫は粗粒角閃石花こう岩と黒雲母片麻岩の巨礫からなり，最大径は3mに達する．圧砕岩類と三波川変成岩類の礫は認められない．粗粒角閃石花こう岩の礫が，礫全体の70－80％を占め，残りは黒雲母片麻岩である．粗粒角閃石花こう岩は，黒雲母片麻岩に比して，礫径が大きく，円～亜円礫である．黒雲母片麻岩は亜角～亜円礫である．基質は花こう岩の細粒砕屑物からなり，著しく固結している．上部にいくほど級化構造が発達し，礫径も小さくなり，円磨度も高くなって，粗粒花こう岩質砂岩が挟在してくる．そして上位の下部砂岩層へと漸移していく．

基底礫岩と基盤岩類との関係は，長篠橋北200mの豊川河床で観察できる．基底礫岩は破砕されかつ固結した花こう岩に80°～90°の高角不整合面をもって，アバットの関係を示している．

下平北方の沢：本地点には，花こう岩，玢岩，ホルンフェルスの巨礫からなる淘汰不良の巨礫岩が発達する．花こう岩，玢岩は亜円～円礫で，最大径80cmに達し，ホルンフェルスは極角礫である．基質は主に花こう岩の細粒砕屑物からなり，著しく固結している．玢岩礫は緑色を呈し，鏡下では著しく破砕された組織が観察される．本地点は，盆地中央部に位置するため，基盤岩類との直接の関係は不明である．しかし，近くに分布する花こう岩類は破砕され，固結している．玢岩，ホルンフェルスとも付近の地表には分布していない．

下部砂岩層（層厚155m）

本層は主に粗粒花こう岩質砂岩からなる．しかし，ゆるく傾斜した不整合面をもって基盤岩類上にオーバーラップしている部分では，円磨度の高い中～細礫からなる礫岩層を挟んでくるのが認められる．また，花こう岩類が基盤をなしている場合，不整合面がわかりにくいことが多い．礫岩の下部に比べて，上部は一般に，淘汰の良い中粒の塊状砂岩となる．最上部には薄い（1cm以下）黒色泥岩が挟在するようになり，上位の下部泥岩へと漸移している．本層からは，多くの海棲動物化石が産出する．

下部泥岩層（層厚280m）

本層の下部は黒色泥岩優勢の砂岩・泥岩の互層からなる．黒色泥岩の厚さは，下部では1～2cmであるが，上部に向ってしだいに厚くなり，本層の上部では数mになる．また，薄い白色細粒凝灰岩が挟在することがある．本層の構造はいちじるしく乱れ，発達地域全域に異常堆積構造がみられる．砂岩中には，黒色泥岩の偽礫が多く含まれている．

上部砂岩層（層厚135m）

本層は岩相変化に富んだ粗粒堆積物を主体とする．一般に，岡東方では黒雲母結晶片に富む淘汰度の高い塊状砂岩，東門谷南方では砂岩優勢の砂岩・黒色泥岩互層，および寺林北方では層厚20cm程度の砂質凝灰岩，凝灰岩をはさむ黒色泥岩・砂岩互層からなる．

上部泥岩層（層厚85m）

本層は数10cm単位の黒色泥岩と砂岩の互層からなり，黒色泥岩が比較的に優勢である．下部泥岩層に比べて，本層中には白色の凝灰岩層がよく挟在する．上部に向って泥岩はしだいに凝灰質となり，凝灰岩・凝灰質泥岩互層に漸移していく．

（ii） 坪沢累層（KATO，1962と同義）

積算層厚：175m．

本累層は凝灰岩と凝灰質泥岩が，10cm～数10cm単位での互層よりなる．しばしば，花こう岩質砂岩が挟在する．凝灰岩は極細粒～中粒で，淘汰度も高く，白色を呈している．泥岩は灰～暗灰色で，凝灰質である．上部に向か

NII-Electronic Library Service

The Geological Society of Japan

ってしだいに凝灰岩が優勢になる．

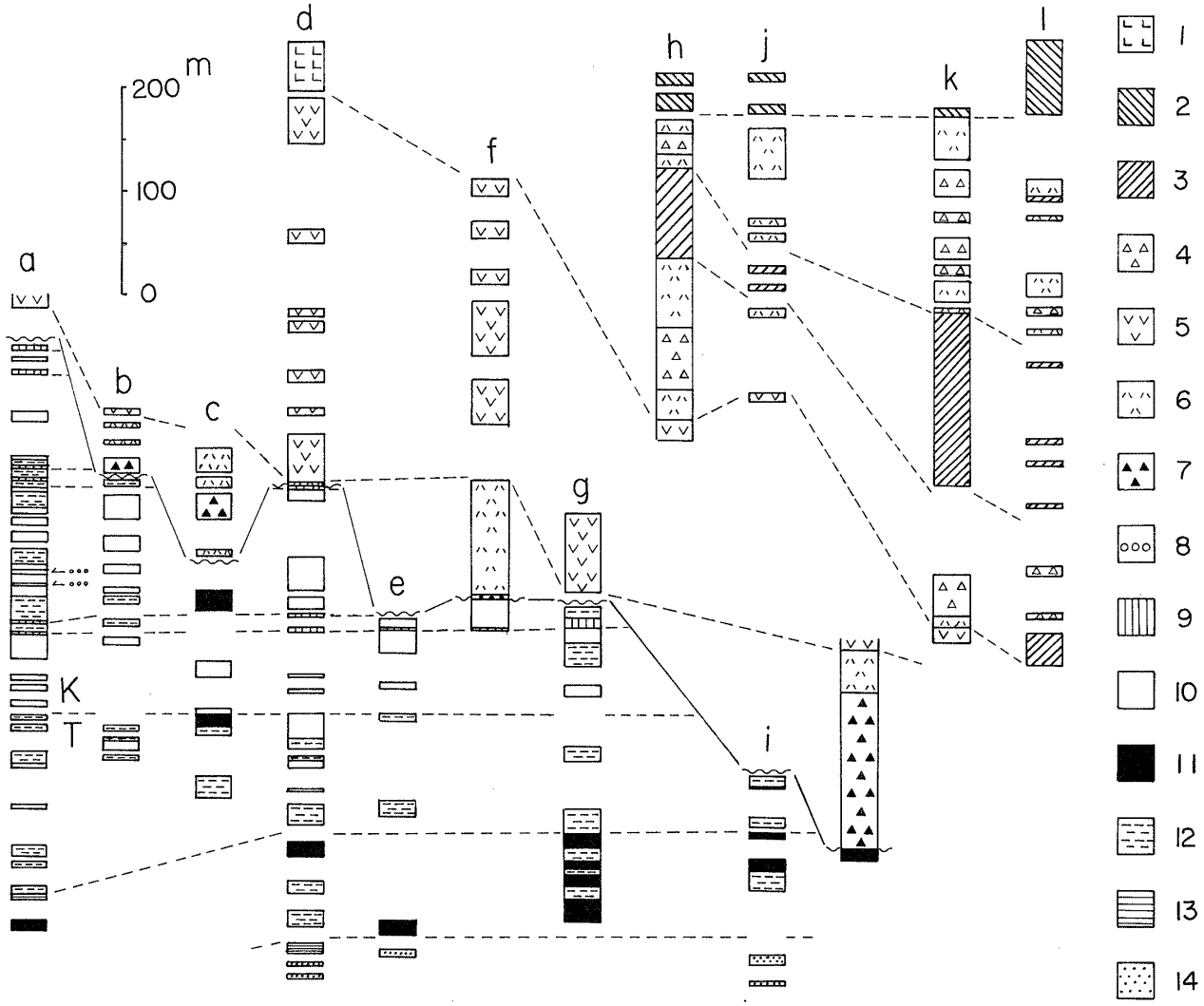
（iii） 玖老勢累層（KATO，1962の再定義）

模式地：鳳来町玖老勢東方の分野川河床．

積算層厚：415m以上．

本層は主に緑色凝灰岩からなる．その多くは粗粒で，結晶片の多い石英安山岩質凝灰岩である．結晶片としては，石英，斜長石，普通輝石が含まれる．流紋岩質凝灰岩は，比較的少ない．各凝灰岩の単層の間には，凝灰質泥岩が挟在する．また，凝灰岩はまれに火山豆石を含む．

模式地では，本累層の基底を流紋岩質軽石質凝灰岩層（層厚3m）においた．下位層とは整合関係にある．この流紋岩質軽石質凝灰岩層は，層厚を激しく変化させるが，比較的連続性が良く，調査地域全域でみられるので，この凝灰岩を玖老勢累層の基底にした．この上位には，緑色凝灰岩，泥岩，6枚の石英安山岩質軽石質凝灰岩が累積する（第4図）．石英安山岩質軽石質凝灰岩層は連続性が良く，また2枚づつ近接しているので，2枚の石英安山岩質軽石質凝灰岩層を1組にする3組の鍵層として使える．この軽石質凝灰岩は，斜長石片の多い結晶質凝灰岩で，流紋岩と黒色泥岩の岩片を含む．岩片は単層の中では下部に多く，最上部には，厚さ1～2cmの軽石濃集層をはさむことが多い．軽石は2～4mm大で，偏平につぶれている．色は緑灰色で，ろう状光沢を示し表面には弱い線構造がみられる．この石英安山岩質軽石質凝灰



第4図　地質柱状図．

各柱状図の位置は，第3図に示してある．

1：石英安山岩熔岩，2：石英安山岩質熔結凝灰岩，3：流紋岩質熔結凝灰岩，4：流紋岩質凝灰角礫岩，5：流紋岩熔岩，6：流紋岩質軽石凝灰岩，7：流紋岩質火山礫凝灰岩，8：礫岩，9：石英安山岩質軽石凝灰岩(鍵層)，10：緑色凝灰岩，11：黒色泥岩，12：黒色泥岩・凝灰岩互層，13：黒色泥岩・砂岩互層，14：砂岩，K：玖老勢累層，T：坪沢累層．

NII-Electronic Library Service

The Geological Society of Japan

岩の近接した2枚を1組とした3組の鍵層は，模式地から南方に向うにつれ，上位から順番に一組みづつ上位の南設亜層群に切られて消滅している（第4図）．模式地では，2枚1組の軽石凝灰岩の下位から2組の間に，層厚1mの連続性に乏しい礫岩層が，3枚はさまれる．これらの礫岩は，径1～2cmの円礫からなり，淘汰度が高い．礫種はチャート，黒雲母片麻岩，流紋岩，黒色泥岩である．

b．南設亜層群

（i） 尾籠累層（設楽火山岩団研，1979）

尾籠累層は，下位から巨礫岩層，流紋岩質火山礫凝灰岩層，同質軽石質凝灰岩層，流紋岩熔岩の5層に細分される．

巨礫岩層

本層の分布は，行者越断層の南方で，東門谷南東800mの地点だけである．岩相は淘汰度不良の巨礫岩で，構成礫はすべて角礫からなる．礫種は北設亜層群に由来する緑色凝灰岩，凝灰岩・黒色泥岩互層，黒色泥岩，および砂岩である．最大礫は緑色凝灰岩で，径が5×2mに達する．基質は礫と同質の細粒砕屑物よりなるが，上部では流紋岩質凝灰岩になり，軽石と流紋岩片を含む．北設亜層群との関係は直接観察されないが，アバットの関係にあるものと考えられる．

流紋岩質火山礫凝灰岩層

本層は行者越断層の南方延長を境にして，層厚と層相が異なり，東側で厚く（160m），西側では薄い（0～60m）．

行者越断層の東側では，本層は下位の巨礫岩層と漸移関係にあり，北設亜層群にアバットの関係で接している．下部は異質岩片に富み，上部に向かって異質岩片が少なくなり，上位の流紋岩質軽石質凝灰岩へと漸移している．礫種は，流紋岩，花こう岩，および北設亜層群に由来する砂岩，黒色泥岩，緑色凝灰岩であり，そのうち流紋岩が大部分を占める．流紋岩礫は角礫であるが，他の礫は円磨されている．三河大野北方の沢では，本層が東門谷累層の上部泥岩層に対してアバットの関係で接している．ここでは，本層は径1mの緑色凝灰岩と径2mに達する黒色泥岩の角礫を含む．

行者越断層西側では，本層はオーバーラップの関係で北設亜層群をおおっている．本層の岩相は，大部分が火山礫凝灰岩であるが，凝灰質泥岩，流紋岩質軽石質凝灰岩も挟んでいる．また，本層の基底部に層厚1m程度の円磨度の高い礫からなる礫岩が発達することがある．礫岩に含まれる礫の種類は，径2cm程度のチャート，黒雲母片麻岩，緑色凝灰岩，黒色泥岩であり，まれに先新第三系のものと思われるアルカリ長石に富む流紋岩質熔結凝灰岩がみとめられる．本層には火山豆石がまんべんなく含まれている．

流紋岩質軽石質凝灰岩

東門谷の東方にある鳳来寺山パークウェイの道路ぞいに，本層がよく露出しており，その岩相は流紋岩質軽石質凝灰岩で，ほとんどが熔結構造を示している．軽石レンズは2cm大で，白色で，脂肪状光沢を示す．岩片はほとんど含まれない．まれに径1cm大の黒色泥岩や流紋岩の岩片がみられる．基質には，斜長石，石英の結晶片が少量認められる．

流紋岩熔岩

本層は，門谷東方の鳳来寺山参道ぞいによくあらわれており，含ザクロ石黒雲母流紋岩の熔岩からなる．本層は下位の地層を整合におおい，その層厚は行者越断層を境にして，その西側で層厚380mに達するが，東側で著しく薄化して層厚30m程度となる．本熔岩の下部は自破砕構造を示し，上部に向かって塊状になり，真珠岩構造を示し，松脂岩となる．塊状の部分には，流理構造がよくみられる．斑晶として，石英，斜長石，アルカリ長石，黒雲母，ザクロ石がみとめられ，石基はガラス基流晶質状組織または真珠岩組織を示す．二次的に炭酸塩鉱物，石英，アルカリ長石，絹雲母ができている．

（ii） 大島川累層（設楽火山岩団研，1979）

本累層は，行者越断層を境にして東側にしか分布しない．下位の地層を整合におおい，大部分は熔結凝灰岩からなる．

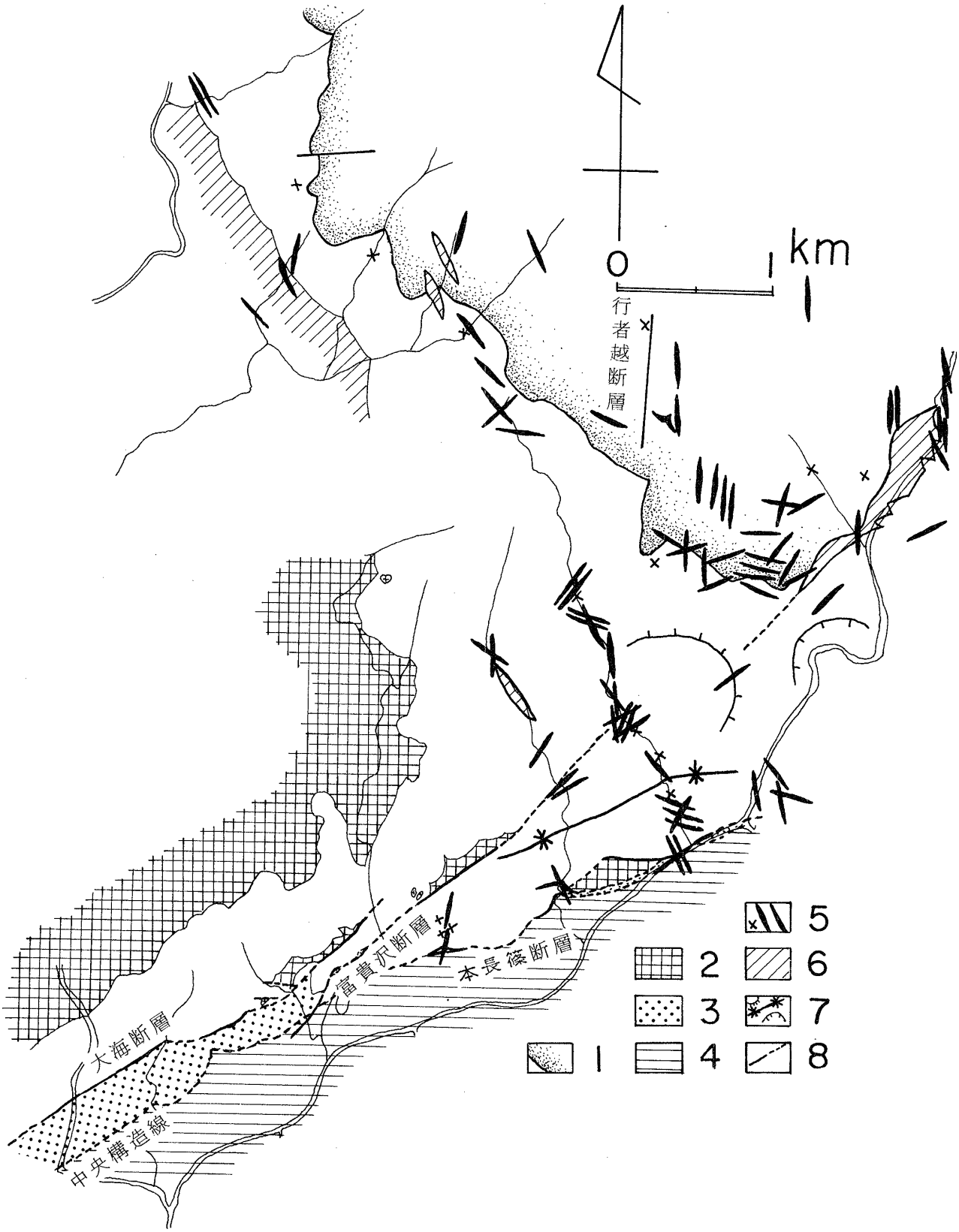
西沢川西方1.5kmの沢（第4図のh）にみとめられる本累層は，下位より上位にむけて流紋岩質軽石質凝灰岩，同質凝灰角礫岩，同質軽石質凝灰岩，同質熔結凝灰岩，同質軽石質凝灰岩，同質凝灰角礫岩，同質軽石質凝灰岩，石英安山岩質熔結凝灰岩に細分される．鳳来寺山パークウエイでは，さらに上位の石英安山岩質凝灰角礫岩，同質熔結凝灰岩，同質凝灰角礫岩がみとめられる．

本累層中に発達する流紋岩質軽石質凝灰岩層は3枚あり，互いにきわめて岩相がにている．3枚とも基質中には，斜長石，石英の結晶片が多い．軽石は径1×0.3cm程度で，色は白色で，脂肪状光沢を持つ．異質礫として，流紋岩質熔結凝灰岩，黒色泥岩礫がある．

流紋岩質熔結凝灰岩層は，西沢川（第4図のl）では3枚発達している．下位の2枚の流紋岩質熔結凝灰岩層は，互いによく似た岩相を示し，石英，斜長石の結晶片を多量に含む．結晶片として，まれにザクロ石を含む．

NII-Electronic Library Service

The Geological Society of Japan



第5図　地質構造図.

1：南設亜層群の基底，2：領家変成岩・花こう岩類，3：圧砕岩類，4：三波川変成岩類，5：小規模貫入岩(幅20m以下)，6：大規模貫入岩類(幅20m以上)，7：向斜構造，ドーム構造，ベーズン構造，8：断層.

NII-Electronic Library Service

The Geological Society of Japan

軽石レンズはあまり認められなく，異質岩片は比較的少ない．最上位の流紋岩質熔結凝灰岩層は，軽石レンズが著しく大きく，最大径30cmに達する．普通は3～4cmである．

流紋岩質凝灰角礫岩層は，岩相の水平方向での変化が激しく，細～粗粒凝灰岩の岩相を示す場合もみとめられる．流紋岩質凝灰角礫岩の基質中の結晶片は，石英と斜長石が多く，礫としては，最大径2mに達する流紋岩質熔結凝灰岩礫があるが，普通は3cm大の流紋岩および黒色泥岩礫が多い．

本累層中にみとめられる2枚の石英安山岩質熔結凝灰岩層は互いにその岩相が似ている．下位のものは連続性が良いが，上位のものは連続性に乏しい．ともに基質に5mm大の斜長石，紫蘇輝石の結晶片が多く含まれる．軽石レンズは緑色で，径は3cm，厚さ0.5cmで，斜長石の5mm大の斑晶を持つ．礫として，径10cm大の紫蘇輝石石英安山岩が多い．これらの熔結凝灰岩層にはさまれる石英安山岩質凝灰角礫岩は，逆級化構造や葉理などの堆積構造を示す．その基質は斜長石片が多い．含有する礫は，紫蘇輝石石英安山岩がほとんどである．

（iii） 明神山累層（設楽火山岩団研，1979）

本累層は濃緑色で，塊状の紫蘇輝石石英安山岩熔岩からなり，本調査地域内では，湯谷北東部にのみ分布する．本熔岩の肉眼的特徴は，0.5cm大の斜長石，3mm大の紫蘇輝石の斑晶が顕著な多斑晶質な岩相である．鏡下では，石基はピロタキシチック組織を示し，二次的に石英，アルカリ長石，炭酸塩鉱物，絹雲母が生成している．

3．貫入岩類

貫入岩類はそれらの貫入規模から，大規模（幅20m以上）になるものと，小規模（幅20m以下）のものにわけられる（第5図）．

小規模貫入岩類の岩質は，玄武岩，安山岩，および流紋岩よりなる．それらの産状，活動時期は異なる．流紋岩質貫入岩は，貫入面がきわめて不規則で，かつ水平面に対して低角度（60°以下）の傾斜を持っており，岩床状をなすことが多い．玄武岩と安山岩は，きわめてはっきりした貫入面を示しており，流紋岩の貫入岩を切っている．これらの小規模貫入岩の貫入方向の走向は，南北方向，中央構造線に平行した北東－南西方向，あるいはそれに直交する方向に多い．三河大野北方には集中して貫入岩が分布している．また，各所の断層面に沿っても貫入している．

大規模貫入岩には，玖老勢西方から，南東方向に連続して珪化した斑状輝石安山岩がある．それらの貫入面は北西－南東走向を持ち，北東に傾斜して，設楽盆状構造（納富，1929）に調和的である．湯谷付近には，断層にそい斜長流紋岩が貫入している．

地 質 構 造

新第三紀層の地質構造は，調査地域の南部と北部では大きく異なる．南部は断層などによって乱されているが，北部は単調で，北西－南東の走向を示し，北に30°の傾斜を示す単斜構造を示す．断層には北設亜層群だけを切るものと，南設亜層群までを切るものとがある．

北設亜層群だけを切る断層は，中央構造線にほぼ平行なものであって，南から本長篠断層，富貴沢断層，大海断層がある（第5図）．これらの断層面はいずれも固結していて，一部の断層面には貫入岩がみとめられる．

本長篠断層は，新第三紀層と花こう岩類および圧砕岩類を境している正断層である．本断層は全体的に北東－南西走向を示し，北西に50°程度傾斜する．その落差は本長篠付近で大きく，東方へ行くほど小さくなる．

富貴沢断層は，逆断層で，北東－南西の走向を示し，北西に30°－80°傾斜している．その落差は本長篠に近づくほど大きい．

大海断層は，北東－南西の走向を持ち，北西に50°－80°傾斜し，大海付近では正断層であるが，東方で逆断層に移りかわる．そして，本長篠北方では，本断層によって東門谷累層の下部砂岩層に基盤の花こう岩がのりあげている．

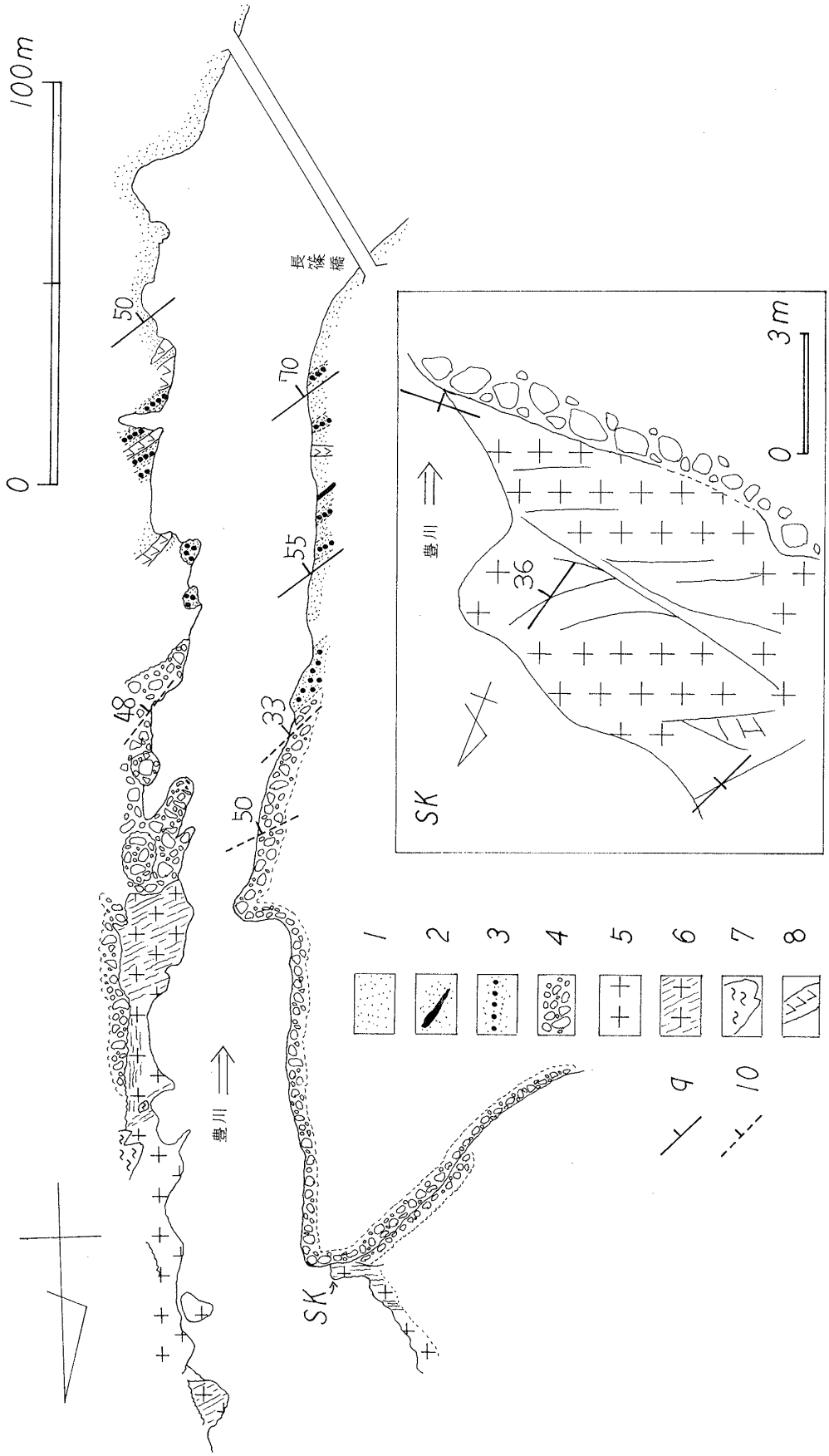
富貴沢断層と本長篠断層とにはさまれた地域に，北東－南西方向の軸を持ち，北翼が急斜した非対称向斜構造が発達する．その向斜軸が，富貴沢断層に収れんしていることから，断層運動と向斜構造形成とは密接な関係があるとみられる．なお，この向斜構造の北方にあたる三河大野西方には，半ドーム構造が発達する．

以上にのべた断層その他の構造の北東－南西方向は，中央構造線に平行する方向であるが，南設亜層群にはその影響を及ぼしていない．ちなみに，南設亜層群までを切る断層には，行者越断層と湯谷付近でみとめられる断層とがある．

行者越断層は，ほぼ南－北の走向で，東に傾斜した正断層である．前述のようにこの断層を境にして，尾籠累層中の流紋岩熔岩の厚さが大きく異なり，さらに，大島川累層は東側にしか分布しない．また，断層の延長部に巨礫岩層が分布している．これらのことは，行者越断層が地質構造上きわめて注目すべき存在であることを示している．

NII-Electronic Library Service

The Geological Society of Japan



第6図　長篠橋北のルートマップと，不整合付近のスケッチ．

1：砂岩，2：石炭，3：円礫岩，4：不淘汰礫岩，5：粗粒角閃石花こう岩，6：破砕され，かつ固結している花こう岩，7：領家変成岩，8：安山岩岩脈，9：走向傾斜，10：ラミナの走向傾斜．

NII-Electronic Library Service

The Geological Society of Japan

湯谷付近にみられる断層は，断層面に沿って大規模に斜長流紋岩が貫入している．本断層は北東－南西の走向を示し，南に傾斜している．

北設亜層群の基底にみられる不淘汰礫岩について

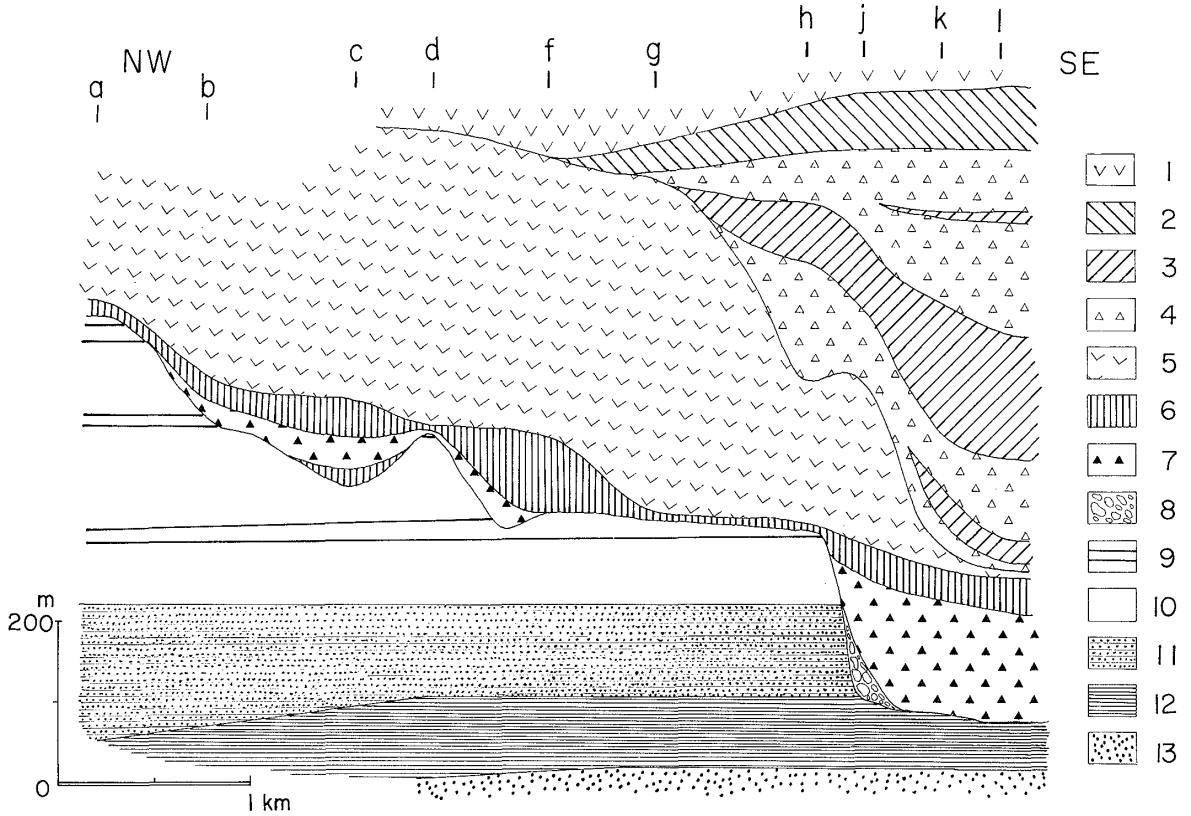
本礫岩は，斉藤(1952)，KATO (1962) によって記載され，KATOのいう田口累層の一部にあたる．その分布はきわめて限られている．長篠橋北方に分布する不淘汰礫岩層についてのルートマップ，スケッチを第6図に示した．

本礫岩の特徴は，先に述べたように，構成礫の大部分が近接する基盤岩に由来するものばかりからなり，かつ，基質もそれらの細粒破砕物からなることである．本礫岩は礫径3mに達する巨礫を持つ淘汰度の低い礫岩である．このような不淘汰礫岩の存在から，東門谷累層堆積前に堆積盆地の縁辺部に巨礫をもたらす急崖があったと推定できる．さらに，第6図に示されるように，この巨礫岩層は高角度の不整合面を持って，花こう岩類に対してアバット関係を示す．基盤である花こう岩類は著しく破砕され，破断面は固結している．本礫岩層はグリーン・タフ地域などで明らかにされてきた堆積盆地発生期にみられる縁辺礫岩ときわめて共通した性格を持っているので，おそらくそれらと同様な機構で形成されたと考えられる．以上の事実から，破砕・断裂→陥没という一連の構造運動によって堆積盆地が形成されたと推論できる．

この陥没盆地の水平的規模については，不淘汰礫岩の分布が限られていること，東門谷累層の下部砂岩層が基盤岩類を広くオーバーラップの関係を示して堆積しているため，正確には不明である．

北設亜層群と南設亜層群の不整合関係について

北設亜層群と南設亜層群との不整合関係は，玖老勢累層中の3組の鍵層が南部に向かうにつれ，上位より順次削剝されて消滅することから明らかとなった．本調査地



第7図　模式層序断面図．

a～lは，柱状の位置と同じ

1：明神山累層，2～4：大島川累層，2：石英安山岩質火砕岩・同質熔結凝灰岩，3：流紋岩質熔結凝灰岩，4：流紋岩質火砕岩，5～8：尾籠累層，5：流紋岩熔岩，6：流紋岩質軽石凝灰岩，7：流紋岩質火山礫凝灰岩，8：巨礫岩，9～10：玖老勢累層，9：石英安山岩質軽石凝灰岩（鍵層），10：玖老勢累層，11：坪沢累層，12～13：東門谷累層，12：上部泥岩，13：上部砂岩．

NII-Electronic Library Service

The Geological Society of Japan

域においては，この不整合関係は南部ほどその規模が大きくなる（第4図）．北設亜層群の削剝量は，本長篠断層，富貴沢断層および，大海断層の延長線に近いほど大きく，それらから離れるにしたがって小さい．これは，隆起運動がこれらの断層運動と深いかかわりがあったといえよう．さらに，これらの断層は中央構造線と調和した方向を持つことから，隆起運動と中央構造線の活動とが関連していた可能性がある．これらの事実から，隆起量は中央構造線に近い調査地域南部が大きく，北方に向かうにつれ小さくなるといえる．

巨礫岩層および，それと上方に漸移関係のある流紋岩質火山礫凝灰岩層は，北設亜層群に対してアバットの関係を示す（第7図）．巨礫岩層は，北設亜層群に由来する巨大な角礫からなる不淘汰礫岩である．これらの事実から，巨礫岩層および流紋岩質火山礫凝灰岩層が堆積する以前に，巨礫を供給するような急崖をもった堆積盆地があったと推論できる．この堆積盆地の周囲には，小規模貫入岩が著しく多く発達している（第5図）．貫入岩は断裂帯に沿って貫入することが多いことを考えあわせると，この堆積盆地の周囲は断裂帯であったと推論できる．これらのことから，断裂→陥没という過程をへて，堆積盆地が形成されたと結論できる．また，この陥没盆地は北設亜層群の削剝量の最大の位置に存在している．これは陥没盆地形成以前に隆起運動が起き，それに引きつづいて，断裂→陥没が起きたとする考えを支持するものである．

このような堆積盆地発生の過程は，グリーン・タフ地域で藤田（1973など）などにより明らかにされてきた隆起→断裂→陥没という堆積盆地の発生過程と同様とみることができる．

ま と め

鳳来寺山南部地域に発達する新第三紀層を層序学的に研究した．その結果以下のことがわかった．

（1）新第三紀層の基底に発達する不淘汰礫岩は，断裂→陥没運動によって形成された堆積盆地の縁辺礫岩と推定できる．

（2）KATO（1962）の指摘した坪沢累層と玖老勢累層との不整合関係は存在しない．

（3）新たに，玖老勢累層とその上位層の尾籠累層との間に傾斜不整合関係を見出した．

（4）この不整合関係を境にして，北設亜層群と南設亜層群を再定義した（第1表）．

（5）この不整合の形成に関与した隆起運動は，調査地域の南部ほど隆起量の大きな運動である．

（6）南部には，中央構造線に平行した断層が多く発達し，それらは南設亜層群にその影響を与えていないことから，隆起運動とこれらの断層運動とが関係していたと推論した．

（7）隆起量の大きな地域に，南設亜層群の陥没堆積盆地を推定した．

（8）設楽堆積盆地では，時期を異にして，少なくとも2回の陥没盆地形成が行なわれた．

文 献

藤田至則，1973a：日本列島の成立．築地書館．

————，1973b：新生代後期における中央構造線と糸魚川－静岡構造線．中央構造線，271－276．

林 唯一，1952：鳳来寺山付近の地質（予報）．地質雑，**58**，304．

————，1955：鳳来寺山のなりたち．北設山岳及鳳来寺山県立公園一帯の自然科学調査報告書，1－7．

兼岡一郎・小島 稔，1970：日本の火山岩の放射元素年代．火山，第2集，**15**，10－21．

KATO, Y., 1962：On the structural development of the Shidara basin. *Jour. Earth Sci., Nagoya Univ.*, **10**, 51－69.

NAKAI, Y., 1973：Petrographical and petrochemical studies of the Ryoke granites in the Mikawa-Tono district, central Japan. *Bull., Aichi Univ., Education*, **25**, 97－112.

納富重雄，1929：1/75000地質図設楽及び同説明書．

斉藤正次，1952：1/50000地質図三河大野及び同説明書．

沢井 誠，1976：愛知県設楽盆地北部の火山岩岩石学的研究．新潟大学大学院理学研究科修士論文．（手記）．

————，1979：設楽盆地北部にみられる大峠陥没盆地．地質学論集，第16号，投稿中．

設楽火山岩団体研究グループ，1979：愛知県設楽盆地の火山層序（概報）．投稿中．

吉田新二，1953：愛知県設楽第三紀層の地質構造．愛知教育大研究報告，**2**，83－88．

NII-Electronic Library Service