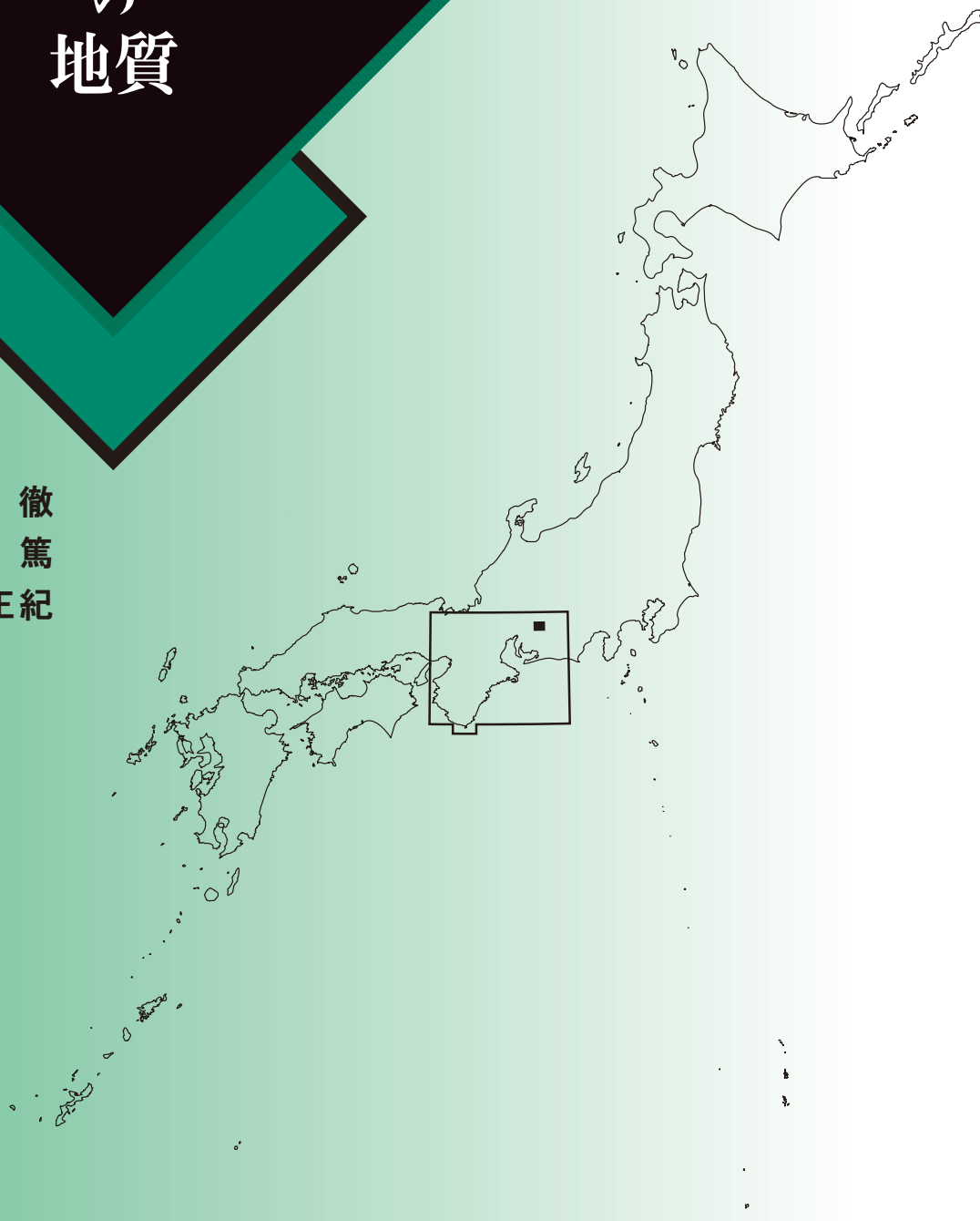


明智地域の 地質

山崎 徹
野田 篤
尾崎 正紀



令和2年

地域地質研究報告
5万分の1地質図幅
京都(11)第22号
NI-53-2-9

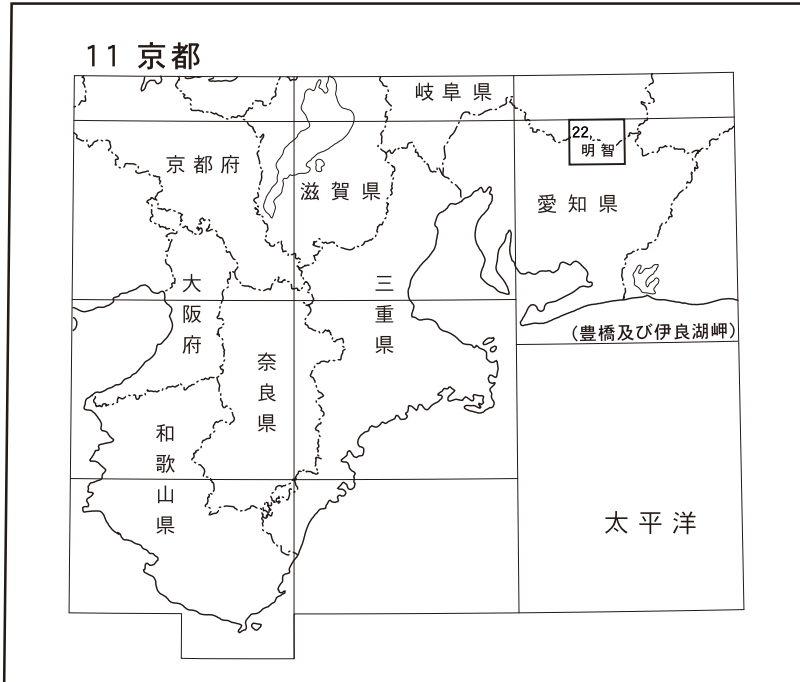
明智地域の地質

山崎 徹・野田 篤・尾崎正紀

令和2年

国立研究開発法人 産業技術総合研究所
地質調査総合センター

位置図



() は1:200,000図幅名

5万分の1地質図幅索引図
Index of the Geological Map of Japan 1:50,000

11-9 美濃加茂 Mino-Kamo NI-53-1-16 (未刊行, unpublished)	11-10 恵那 Ena NI-53-1-12 (未刊行, unpublished)	11-11 中津川 Nakatsugawa NI-53-1-8 (未刊行, unpublished)	恵那山 Ena San 1:75,000 (1930)
11-21 瀬戸 Seto NI-53-2-13 (未刊行, unpublished)	11-22 明智 Akechi NI-53-2-9 (2020)	11-23 根羽 Neba NI-53-2-5 (未刊行, unpublished)	
11-33 豊田 Toyota NI-53-2-14 (未刊行, unpublished)	11-34 足助 Asuke NI-53-2-10 (2012)	11-35 田口 Taguchi NI-53-2-6 (未刊行, unpublished)	設楽 Shidara 1:75,000 (1930)

明智地域の地質

山崎 徹*・野田 篤*・尾崎正紀*

地質調査総合センターは1882年に創設されて以来、国土の地球科学的実態を解明するため調査研究を行い、その成果の一部として様々な縮尺の地質図を作成・出版してきた。その中で5万分の1地質図幅は、自らの調査に基づく最も詳細な地質図シリーズの一つで、基本的な地質情報が網羅されている。明智地域の地質図幅の作成は、この5万分の1地質図幅作成計画の一環として行われたもので、環境保全、地質災害軽減対策等の基礎資料として活用されることを目的としている。

明智地域の地質図幅の作成は、平成24～30年度に行った野外調査と室内研究の成果に基づいている。本図幅地域における領家変成コンプレックス及び領家深成岩類による接触変成域並びに領家深成岩類については山崎が、新生界のうち岩村層群及び瀬戸層群については野田が、新生界のうち明智層は尾崎が、地形については尾崎が、第四系については尾崎及び野田が、地質概説、地質構造及び重力、応用地質については山崎、野田及び尾崎が担当し、それぞれ研究報告を執筆するとともに、地質図の作成を担当した。また、研究報告及び地質図の全体的なとりまとめは山崎が行った。

国有林地帯の調査にあたっては、中部森林管理局愛知森林管理事務所及び東濃森林管理署に調査の便宜を図って頂いた。原陶土産業株式会社丸原鉦山の加藤久禮氏と従業員の方々には、採掘場内の見学・調査に便宜を図って頂いた。岐阜県セラミックス研究所の加藤弘二氏及び瑞浪市窯業技術研究所の安藤万里子氏には、明智地域内の粘土鉦山・珪砂鉦山についての情報を教えて頂いた。信州大学の吉田孝紀氏と葉田野 希氏には、現地調査の一部に同行して頂くとともに、明智地域における陶土層についてご教示頂いた。愛知県建設部砂防課及び岐阜県の東濃県事務所と恵那県事務所には採石場についての情報を提供して頂いた。以上の関係機関及び関係者の方々に厚く御礼申し上げる。

産業技術総合研究所地質調査総合センター地圏資源環境研究部門の高木哲一氏には、明智地域における陶土層や窯業資源について様々なご教示を頂いた。また、産業技術総合研究所地質調査総合センター地質情報研究部門の宮崎一博氏には、領家変成コンプレックスについてご教示頂いた。

(令和元年度稿)

所 属

* 地質情報研究部門

Keywords : regional geology, geologic map, 1:50,000, Akechi, Aichi, Toyota, Gifu, Ena, Mizunami, Toki, Mikawa Plateau, Yahagi River, Ryoke Metamorphic Complex, Ryoke Plutonic Rocks, Inagawa Granite, Busetsu Granite, mafic rocks, Naegi Granite, Agematsu Granite, Toki Granite, Miocene, Pliocene, Pleistocene, Holocene, Iwamura Group, Akechi Formation, Seto Group, terrace deposits, colluvial deposits, captured and beheaded valley bottom plain, valley bottom plain deposits, fault, active fault

目 次

第1章 地 形	1
1.1 三河高原	1
1.2 低 地	3
1.3 水 系	3
第2章 地質概説	8
2.1 領家変成コンプレックス及び領家深成岩類による接触変成域	8
2.2 領家深成岩類	10
2.3 新生界	10
2.3.1 岩村層群	10
2.3.2 明智層	11
2.3.3 瀬戸層群	11
2.3.4 第四系	11
2.4 地質構造及び重力	11
2.5 応用地質	12
第3章 領家変成コンプレックス及び領家深成岩類による接触変成域	13
3.1 研究史及び概要	13
3.1.1 研究史	13
3.1.2 概要	14
3.2 カリ長石堇青石帯(領家深成岩類による接触変成域)	16
3.2.1 変成珪質岩	17
3.2.2 変成泥岩	20
3.2.3 変成砂岩	24
3.3 地質構造と変成作用	25
第4章 領家深成岩類	28
4.1 研究史及び概要	28
4.1.1 研究史	28
4.1.2 年代	30
4.1.3 概要	32
4.2 伊奈川花崗岩	36
4.2.1 塊状岩相	38
4.2.2 片麻状岩相	39
4.2.3 弱片麻状岩相	43
4.2.4 葉片状暗色岩相	43
4.3 苦鉄質岩類	46
4.4 武節花崗岩	49
4.5 黒雲母花崗岩	51
4.6 火成岩脈	52
第5章 岩村層群	55
5.1 研究史及び概要	56

5. 2	阿木層	57
5. 2. 1	藤上砂岩礫岩部層	57
5. 3	遠山層	60
5. 3. 1	牧シルト岩部層	60
5. 3. 2	久保原砂岩相	62
第 6 章	明智層	65
6. 1	概要及び研究史	65
6. 2	定義及び特徴	68
第 7 章	瀬戸層群	76
7. 1	研究史及び概要	76
7. 2	東原層	79
7. 3	猿爪層	82
第 8 章	第四系	89
8. 1	段丘堆積物	89
8. 2	崩積堆積物	89
8. 3	被奪・截頭谷底平野堆積物	89
8. 4	谷底平野堆積物	89
8. 5	埋立地	89
第 9 章	地質構造及び重力	92
9. 1	断層	92
9. 1. 1	屏風山断層	92
9. 1. 2	恵那山断層	94
9. 1. 3	猿投山北断層	98
9. 1. 4	申原断層	98
9. 1. 5	閑羅瀬断層	99
9. 1. 6	伊勢神峠断層	99
9. 1. 7	阿摺川断層	99
9. 1. 8	木ノ実断層	99
9. 1. 9	東方断層	99
9. 1. 10	笹戸断層	100
9. 1. 11	桑田和断層	100
9. 1. 12	その他の断層	100
9. 2	活断層	100
9. 2. 1	屏風山断層	100
9. 2. 2	恵那山断層	101
9. 2. 3	猿投山北断層	101
9. 3	重力	102
第 10 章	応用地質	103
10. 1	金属鉱床	103
10. 2	非金属鉱床	103
10. 2. 1	粘土類	103
10. 2. 2	珪砂	104
10. 2. 3	長石・珪石類(風化花崗岩)	104

10. 3	骨材及び石材	104
10. 3. 1	石材	104
10. 3. 2	骨材	105
10. 4	温泉	105
10. 5	地すべり及び斜面崩壊	105
10. 6	地震災害	106
	文献	107
	Abstract	116

図・表目次

第 1. 1 図	「明智」図幅地域の行政区分名	2
第 1. 2 図	「明智」図幅地域及び周辺地域の地形	4
第 1. 3 図	「明智」図幅地域の地形	5
第 1. 4 図	「明智」図幅地域の地形	6
第 2. 1 図	「明智」図幅周辺地域の地質概略図	8
第 2. 2 図	「明智」図幅地域の地質総括図	9
第 3. 1 図	「明智」図幅地域の領家変成コンプレックスの地質概略図	15
第 3. 2 図	「明智」図幅地域の領家変成コンプレックスの変成泥岩鉱物組合せ	16
第 3. 3 図	領家変成コンプレックスカリ長石堇青石帯の変成珪質岩の露頭写真	18
第 3. 4 図	領家変成コンプレックスカリ長石堇青石帯の変成珪質岩の薄片写真	19
第 3. 5 図	領家変成コンプレックスカリ長石堇青石帯の変成泥岩の露頭写真	21
第 3. 6 図	領家変成コンプレックスカリ長石堇青石帯の変成泥岩の薄片写真	22
第 3. 7 図	領家変成コンプレックスカリ長石堇青石帯の変成砂岩の露頭写真	24
第 3. 8 図	領家変成コンプレックスカリ長石堇青石帯の変成砂岩の薄片写真	25
第 4. 1 図	「明智」図幅地域における領家深成岩類の分布	33
第 4. 2 図	「明智」図幅地域の領家深成岩類のモード組成	34
第 4. 3 図	「明智」図幅地域の領家深成岩類の貫入関係図と固結年代	35
第 4. 4 図	伊奈川花崗岩塊状岩相と葉片状暗色岩相の境界	37
第 4. 5 図	伊奈川花崗岩塊状岩相の産状	40
第 4. 6 図	伊奈川花崗岩の薄片写真	41
第 4. 7 図	伊奈川花崗岩片麻状岩相の産状	42
第 4. 8 図	伊奈川花崗岩弱片麻状岩相の産状	44
第 4. 9 図	伊奈川花崗岩葉片状暗色岩相の産状	45
第 4. 10 図	苦鉄質岩類の産状	47
第 4. 11 図	苦鉄質岩類の薄片写真	48
第 4. 12 図	武節花崗岩の産状	50
第 4. 13 図	武節花崗岩及び黒雲母花崗岩の薄片写真	51
第 4. 14 図	黒雲母花崗岩の産状	53
第 4. 15 図	火成岩脈の産状及び薄片写真	54
第 5. 1 図	東海地方における新第三系の分布域	55
第 5. 2 図	東濃地域における中新統の層序対比と岩村層群の層序区分	56

第 5. 3 図	阿木層藤上砂岩礫岩部層の境界断層	57
第 5. 4 図	阿木層藤上砂岩礫岩部層分布域のルートマップ	58
第 5. 5 図	阿木層藤上砂岩礫岩部層の模式柱状図	59
第 5. 6 図	阿木層藤上砂岩礫岩部層の露頭写真	60
第 5. 7 図	遠山層牧シルト岩部層の露頭写真	61
第 5. 8 図	遠山層牧シルト岩部層から採取した凝灰岩の薄片写真	62
第 5. 9 図	遠山層久保原砂岩相(牧シルト岩部層の周縁相)の露頭写真	63
第 5.10 図	遠山層分布域のルートマップ	64
第 6. 1 図	「明智」図幅地域及び周辺地域の明智層及び相当層の分布	66
第 6. 2 図	明智層の分布	67
第 6. 3 図	明智層の基底面変化, 礫種及び礫径	70
第 6. 4 図	明智層の岩相	71
第 6. 5 図	明智礫岩層に発達する低角逆断層	74
第 7. 1 図	愛知県瀬戸市～岐阜県中津川市にかけての瀬戸層群の分布	77
第 7. 2 図	瀬戸層群の層序対比	78
第 7. 3 図	東原層の露頭写真	80
第 7. 4 図	丸原鉾山における東原層の柱状図と堆積相	81
第 7. 5 図	猿爪層の分布域と標高	83
第 7. 6 図	猿爪層の露頭写真	84
第 7. 7 図	猿爪層に含まれるチャート礫の礫径	85
第 7. 8 図	猿爪層の大規模露頭	86
第 7. 9 図	猿爪層の不整合露頭	87
第 8. 1 図	「明智」図幅地域の第四系の分布	90
第 8. 2 図	第四系の分布と露頭写真	91
第 9. 1 図	三河高原及び周辺地域の主な断層の分布	93
第 9. 2 図	「明智」図幅地域の主な断層	94
第 9. 3 図	屏風山断層, 恵那山断層及び猿投山北断層の分布	95
第 9. 4 図	「明智」図幅地域及び周辺地域の活断層評価の変遷	97
第 9. 5 図	恵那山断層の露頭	98
第 9. 6 図	「明智」図幅地域の上方接続残査重力図	102
第 10.1 図	丸原鉾山採掘場の状況と粘土層の露頭写真	104
第 10.2 図	土岐市曾木町住久保に見られる猿爪層の砂利採取跡地	105
第 4. 1 表	「明智」図幅地域に産する領家深成岩類及び「明智」以外の地域からの同岩型の領家深成岩類の放射年代値	31
第 4. 2 表	「明智」図幅地域の領家深成岩類のK-Ar年代	35
第 7. 1 表	恵那市山岡町原地区の丸原鉾山に見られる堆積相	82
Fig. 1.	Simplified geologic map of the Akechi and neighboring districts	117
Fig. 2.	Stratigraphic summary of the Akechi district	118

第1章 地 形

(尾崎正紀)

5万分の1地質図幅「明智」地域(以降、「明智」図幅地域及び本図幅地域と略記し、隣接地域も同様に表現する)は、国土地理院発行の5万分の1地形図「明智」に相当し、世界測地系で東経137°14′49″1～137°29′49″1(図幅北東端)あるいは137°29′49″2(図幅南東端)、北緯35°10′11″7～35°20′11″6の範囲にあたる(第1.1図)。広さは、南北約18.5 km、東西約22.7 kmで、面積は約420 km²に及ぶ。

本図幅地域の南部は愛知県の豊田市北東部と設楽町北西端に、北部は岐阜県の恵那市南部、瑞浪市南部及び土岐市南東部に位置する。本図幅地域の豊田市は、2005年4月1日に豊田市に編入された旧旭町の全域、旧足助町の北縁部、旧小原村の東部及び旧稲武町の西部にあたる。また、本図幅地域の恵那市は、2004年10月25日に恵那市に編入された旧明智町と旧串原村の全域、旧山岡町の南縁部、及び旧上矢作町の西部にあたる。

なお、以上の合併により、豊田市に編入された旧旭町、旧足助町、旧小原村及び旧稲武町は、旧町村名は省略され、旧大字に「町」が追加され(例：東加茂郡稲武町黒田→豊田市黒田町)、小字は使用されず番地に置き換わっている。一方、旧明智町、旧山岡町及び旧上矢作町の行政区分名は、旧町名と旧大字で示され(例：恵那郡明智町横道→恵那市明智町横道)、旧小字は使用されず番地に置き換わっている。また、旧串原村の全域は串原のみで表記され、大字と小字は使用されず番地で区分されている。本報告書では、引用文献で使用された旧行政区分名は以上の現行政区分名に置き換えて記述した。ただし、特定の地域を表現するために必要な旧小字は括弧で表現した(例：旧恵那市明智町大久手→恵那市明智町(大久手)、旧串原村木根→恵那市串原(木根))。

本図幅地域における地形は、三河高原からなる山地と河川沿いに分布する低地からなる。以下にそれぞれの特徴を記す。なお、これら地形の特徴については、後述の文献のほか、岩村町史刊行委員会編(1961)、串原村役場編(1968)、明智町編(1975)、恵那市史編纂委員会編(1983)、山岡町史編纂委員会編(1984)、中津川・恵那広域行政事務組合編(1988)、上矢作町史編集委員会編(2008)、新修豊田市史編さん専門委員会編(2018)の各地方史(誌)の地形で、その特徴が詳細にまとめられている。

1.1 三河高原

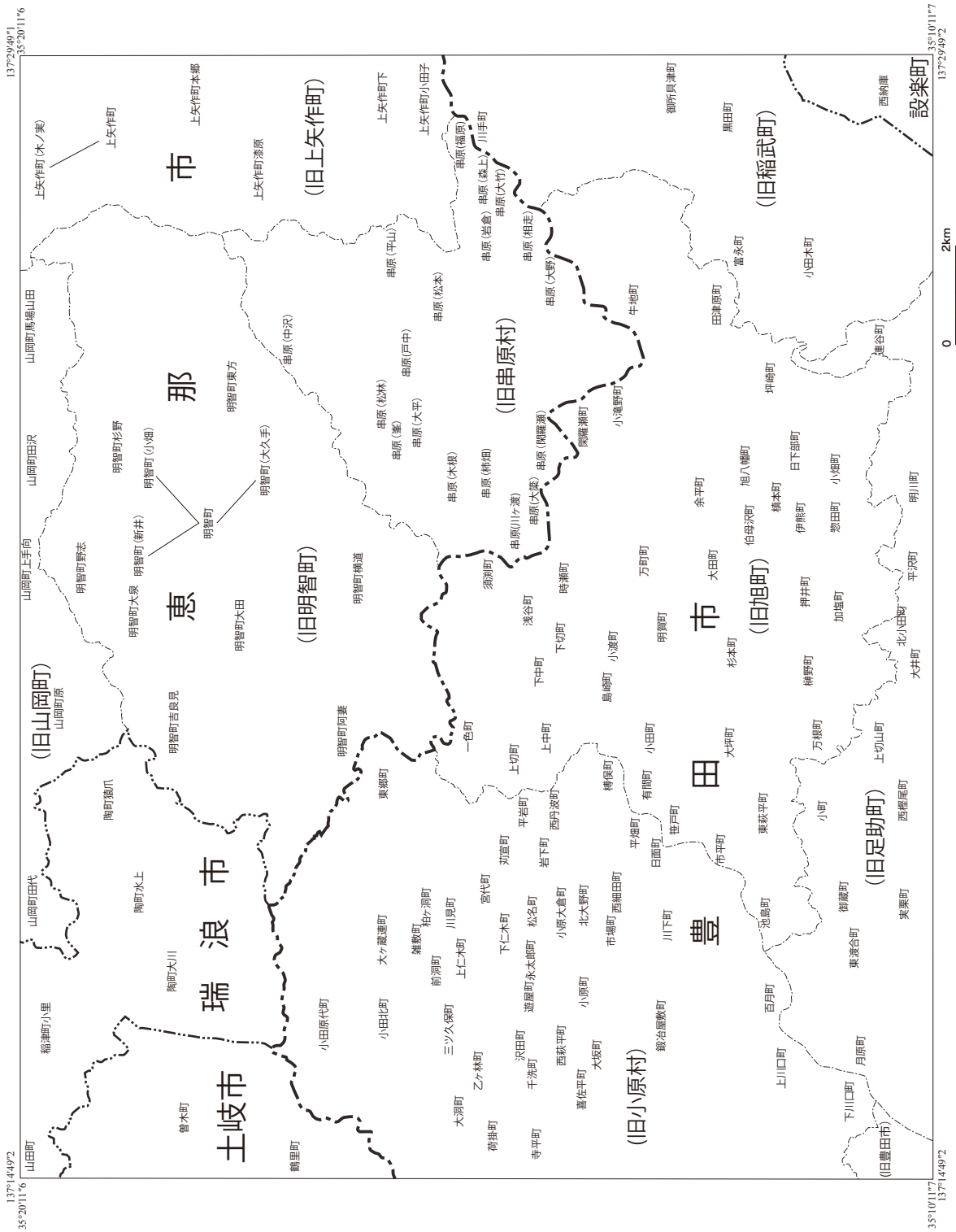
「明智」図幅地域は、三河高原の北部に位置する(第1.2図)。三河高原は、北縁を恵那盆地～土岐盆地及び木曾山地の南縁、南縁を豊橋平野北縁、東縁を豊川上流域西側、西縁を西三河平野東縁とする標高約100～1,300 mの丘陵性の山地である。北縁は恵那山断層～笠原断層、南縁は中央構造線に一致する(第9.1図)。また、木曾川と土岐川に挟まれた東濃丘陵ともあわせ、美濃三河高原とも呼ばれる。

三河高原の地形に関する主な調査・研究としては、椚山(1930)、市瀬(1930)、太田ほか(1963)、吉川・木曾(1968)、森山・丹羽(1985)、森山(1987)、須貝(1990、1995)などがある。また、本図幅地域の関根(1987)や岡田(1989)など、三河高原内の5万分の1土地分類基本調査の地形分類調査において、その地形学的特徴が報告されている。ただし、地形分類調査では、三河高原は三河山地と呼称されている。

三河高原の東部は標高1,000 m級の山々からなり、その東方は、更に標高を高めて木曾山脈及び赤石山脈へと連なる。一方、三河高原は西側ほど標高が低くなり、西方では標高100 m以下の西三河平野が発達する。

本図幅地域も北西部を除くと、おおむね東側ほど標高が高く、本図幅地域の東部では、駒山(標高855.0 m)、高戸山(同794.6 m)、高根山(同757.0 m)など700～900 m級の稜線からなる丘陵性山地が連なるが、中部から南東部の標高は250～600 mで、南東方向ほど標高は低下する(第1.3図)。

太田ほか(1963)は、三河高原北部に発達する小起伏面を、段戸小起伏面(標高約1,000～1,100 m)、串原小起伏面(同700～900 m)、三河高位小起伏面(同400～600 m)、三河低位小起伏面(同250～400 m)に区分し、低い起伏面ほど新しい侵食面であるとしている。これらのうち、高根山、高戸山、駒山などを含む本図幅地域の東部には串原小起伏面が、明智川、高波川、阿斐川、田代川などの流域である南東部から中部には三河低位小起伏面及び三河高位小起伏面が広がっている(第1.4図A、B)。このうち、三河低位小起伏面は、瀬戸層群(東海層群)の堆積面及び侵食面であると推定されている(太田ほか、1963；森山・丹羽、1985；森山、1987)。ほかに、須貝(1995)は、木曾山脈・美濃三河高原北部における山頂小起伏面を類型分類し、本図幅地域を含む三河高原



第 1.1 図 「明智」 図幅地域の行政区区分名
 国土地理院発行の 2 万 5 千分の 1 地形図「猿爪」「川ヶ渡」明智「かわかど」に基づいて作成。括弧で示した地名は、現在の行政区分名として使用されていない地名(旧小字)を指す。また、引き出し線は、旧小字がどの行政区分(旧大字)に属するかを示す。

北部全体を山頂小起伏面 C タイプ(水系が密に分布するため、小さな凹凸に富む表面形態を示す丘陵性の面)に分類している。

なお、介木川^{けんぎ}の東側沿いと高波川の南東側沿いで東側の標高が 100～200 m 高まる地形変換線が認められ、串原小起伏面と三河高位小起伏面の境界となっている(地質図参照)。前者は南北方向に分布する嶺家変成コンプレックスの西縁にあたり、深層風化作用を受けやすい花崗岩類と相対的に侵食を受けにくい変成岩類の岩相の違いによる差別侵食と考えられている(岡田, 1989)。また、後者は境界に串原断層(9.1.4 項参照)が推定され、断層崖が境界となっている可能性がある。

一方、本図幅地域の北西部には、恵那山断層(9.1.2 項参照)の南側の相対的隆起による高まり(標高 600～800 m)と、北側の相対的沈降による断層角盆地(岩村盆地)が東北東-西南西方向に形成されている(第 1.4 図 C)。

三河高原には、主に花崗岩類による深層風化(風化殻)が特徴的に認められ、瀬戸層群形成以前までに形成されたと考えられている(木宮, 1981)。また、その頂部及びその周辺付近には、花崗岩類風化帯下部の未風化礫(コアストーン)由来の巨礫が、現地性あるいはほぼ現地性の礫として分布することが多い(第 1.4 図 D)。これらの巨礫は、風化殻が剥がれ重円礫化したもので、最大径が径約 2～4 m に達する礫も多く認められる。

1.2 低地

「明智」図幅地域の低地は、三河高原小起伏面を深く削り込む現在の水系に沿って発達する谷底低地と、それ以前の水系において発達した被奪・截頭谷底低地に区分できる。本地質図では、前者を谷底平野堆積物、後者を被奪・截頭谷底平野堆積物の分布域として区分している(8.3 節参照)。

谷底低地の幅は 800 m 以下で数 100 m 以下のものが多く、矢作川沿いのほか、その支流である上村川、明智川上流(恵那市明智町付近)と肥田川上流(土岐市曾木町)に比較的幅が広い低地が認められる。これらの谷底低地は、断層や岩相の違いによる組織地形の反映として北西-南東及び北東-南西方向に細長く延びるほか、深成岩類の均質な岩相を基盤とする場合は樹枝状に発達する。低地と三河高原小起伏面との境界斜面には多くの沖積錐(第 1.4 図 E: 本地質図では段丘堆積物に区分)が発達する。

被奪・截頭谷底低地は、標高 400～600 m の三河高位小起伏面上にあたる伊奈川花崗岩葉片状暗色岩相の分布域や明智層の分布域周辺、本図幅地域南東部の標高 800～1,000 m の串原面小起伏面上(黒田貯水池周辺)、及び本図幅地域北西部の恵那山断層沿いに認められる。小起

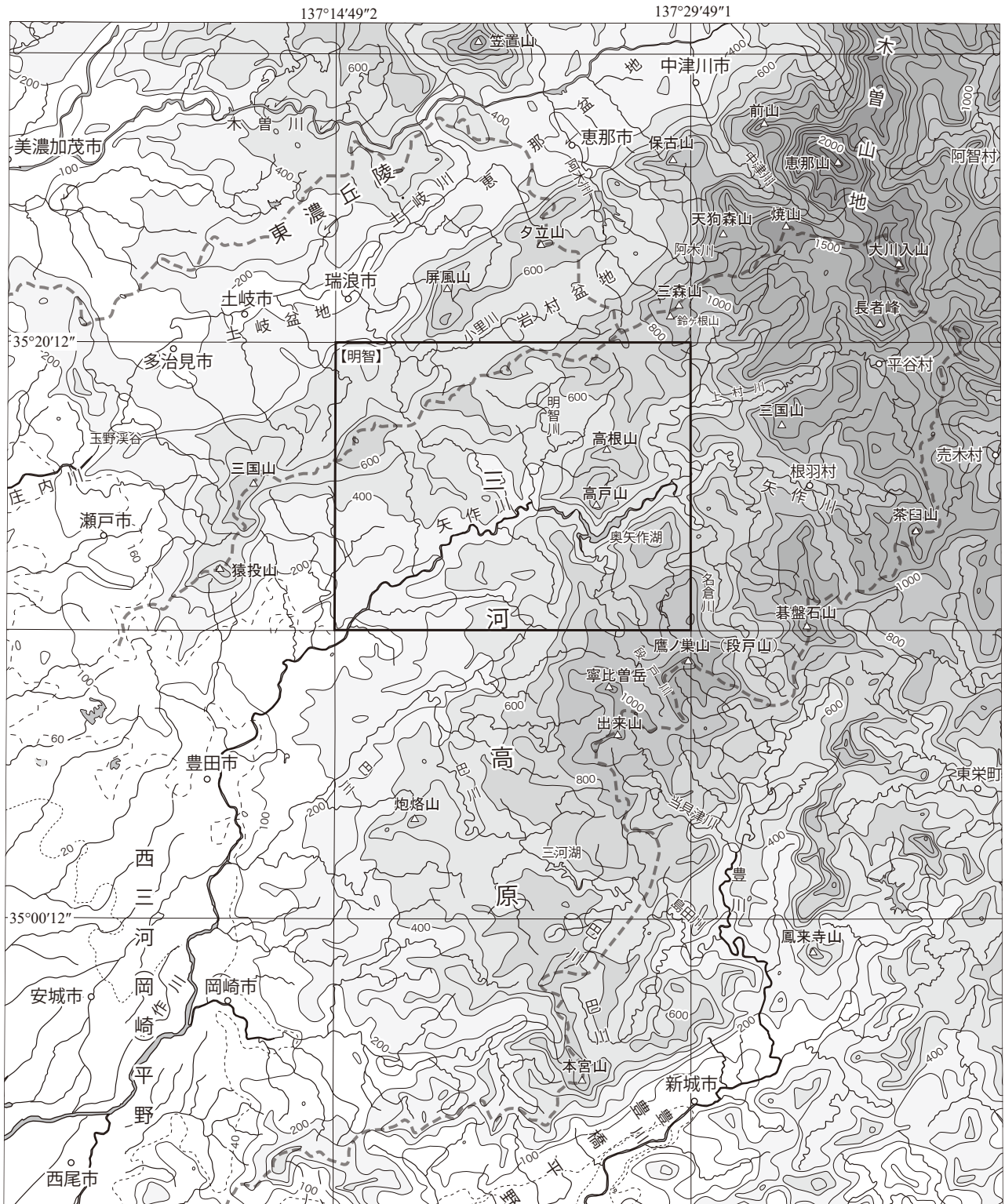
伏面上の低地は、深成岩類の均質な基盤の岩相を反映して樹枝状に発達し、現在の低地に発達する水量の少ない河川では説明できない広い谷幅(50～200 m)を持つ。また、現在の主な河川沿いが発達する低地より、河床は約数十～百数十 m 高い位置にあり、V 字状の河谷壁をもつ急斜面(懸谷)で現在の水系の低地に繋がり、谷中分水界も多く認められる。岡田(1989)や須貝(1995)で述べられているように、これらの低地は、それぞれの小起伏面上において旧水系において発達した谷が、被奪及び截頭河川が発達するものの、新たな水系による侵食をほとんど受けずに、保存された低地であると考えられる。一方、恵那山断層沿いに示した被奪・截頭谷底低地も、上述地域と同様に現在の水系では説明できない広い谷幅を持ち、一部は段丘化している。これらは南南東側隆起の恵那山断層の変位に伴う河川争奪を反映して段丘化した低地と考えられる。なお、明智川上流域の低地は、恵那山断層の発達により土岐川水系(北流)から矢作川(南流)へ変化しているが、段丘化していないため現在の水系の谷底低地を含めている。

1.3 水系

「明智」図幅地域は主に矢作川水系に支配され、北西部のみ土岐川水系に占められる(第 1.2 図・第 1.3 図)。両水系は、恵那山断層(第 9.1 図)による東北東-西南西方向の高まり(恵那山、天狗森山から三国山、猿投山が連なる山地)によって分けられている。両水系の河川は全体としては西方へ流れ出ており、三河高原の西方への傾動運動を反映している。

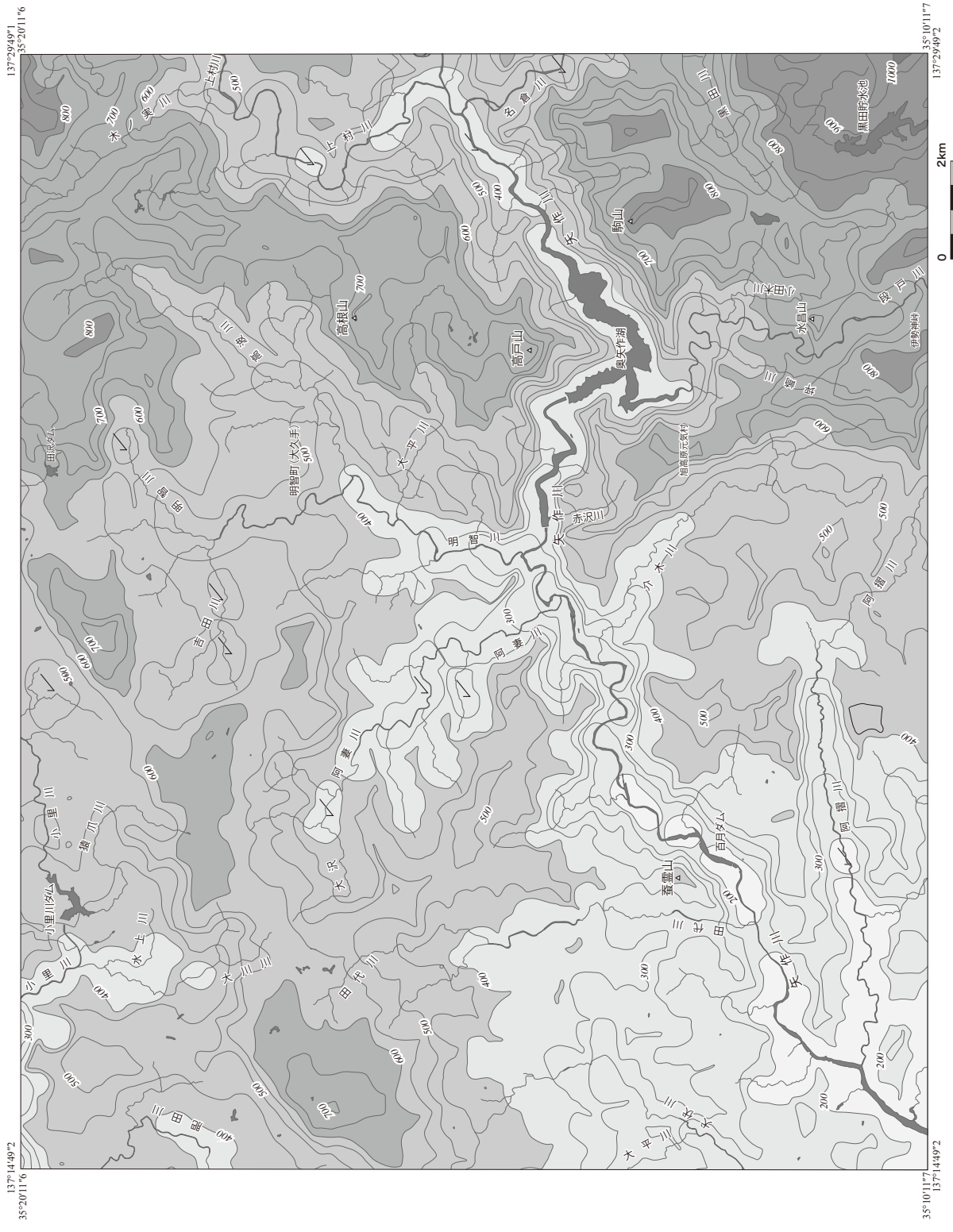
矢作川は三河高原及び西三河平野を通り知多湾に流れ出る一級河川で、その水系は三河高原の全域に及んでいる。源流は、一般的に本図幅地域北東方の長野県下伊那郡平谷村^{おかわいり}の大川入山(標高 1,908 m)とされているが、国土地理院発行の地形図では本図幅地域東方の茶白山(標高 1,414 m)付近とされ、大川入山へ至る河川は矢作川の支流である上村川の源流となっている。本図幅地域の矢作川は、上流側の上矢作町小田から、下流側の豊田市下川口町へと屈曲しながら西南西方向へ向かって流れている。また、本流の北側では東から西へ上村川、明智川、阿妻川、田代川、犬伏川などの支流がおおむね南流し、南側では東から西へ名倉川、段戸川、介木川、阿摺川などの支流が北流及び西流しながら矢作川に合流する(第 1.3 図)。矢作川本流には奥矢作湖(矢作ダム; 第 1.4 図 E)や百月ダムが、名倉川支流の黒田川には黒田貯水池(黒田ダム)が建造されている。

土岐川は、本図幅地域北方(「恵那」図幅地域内)の夕立山(標高 727 m)を源流とし、東濃丘陵と三河高原の間を流れ、先行河川として玉野溪谷を通り濃尾平野に至り、南流して伊勢湾に注ぐ 1 級河川である。愛知県内では庄



--- 矢作川及び土岐川（庄内川）の分水界

第 1. 2 図 「明智」 図幅地域及び周辺地域の地形
 背景は国土地理院発行の 20 万分の 1 地勢図「豊橋」及び「飯田」の一部に基づいて幅 1 km 以下の谷を埋めて作成した埋谷面図（標高：m）。黒太枠は「明智」図幅地域の範囲を示す。



第 1.3 図 「明智」 図幅地域の地形
 背景は国土地理院発行の 2 万 5 千分の 1 地形図「猿爪」「明智」「小渡」「川ヶ渡」を基図として幅 0.5 km 以下の谷を埋めて作成した埋谷面図(標高：m).



内川と呼ばれる。本図幅地域の北西部(岩村盆地内)には、この土岐川の支流である肥田川及び小里川、更に小里川の支流である猿爪川、水上川及び大川川が発達して

いる。小里川と猿爪川との合流地点には小里川ダムが作られている。

(← p. 6)

第 1. 4 図 「明智」図幅地域の地形

(A) 串原小起伏面及び三河小起伏面 (1)

赤沢川上流の旭高原元気村より北方を撮影。残丘である高戸山周辺の小起伏が標高 700 ~ 900 m の串原小起伏面にあたる。写真左手の明智町(大久手)の工業団地及び周辺の小起伏面が標高 400 ~ 600 m の三河高位小起伏面にあたる。高戸山後方に恵那山(恵那山地)がそびえる。

(B) 串原小起伏面及び三河小起伏面 (2)

三森山南側の鈴ヶ根山より南西方を撮影。高根山及び周辺の小起伏面が串原小起伏面にあたる。その後方には、明智川、高波川、阿妻川などの流域に発達する三河小起伏面が緩やかな凹地を作っている。右側の手前から猿投山の手前まで続く山地は、恵那山断層の上盤側(隆起側)にあたる(第 10. 1 図参照)。

(C) 恵那山断層沿いに発達する断層角盆地

写真の手前が恵那山断層崖、奥手の山地は屏風山断層の上盤(隆起)側にあたり、東北東-西南西方向の断層角盆地(岩村盆地)が形成されている。

(D) 三河高原の小起伏面に分布する花崗岩類の現地性未風化礫(コラストーン)

豊田市城山森林公園東部にて撮影。最大径約 4 m。ハンマーの柄の長さは約 28 cm。風化殻が剥がれ、亜円礫として存在している。

(E) 矢作川(奥矢作湖)沿いに発達する沖積錘(小規模扇状地)

恵那市串原(大野)の対岸から撮影。三河高原を削る谷から扇状に沖積錘が発達する。なお、沖積錘をつくる堆積物は地質図では段丘堆積物に区分している。

(F) 三河高原串原小起伏面を深く削り込む矢作川に建設された奥矢作湖

豊田市牛地町西部から東方を撮影。

第2章 地質概説

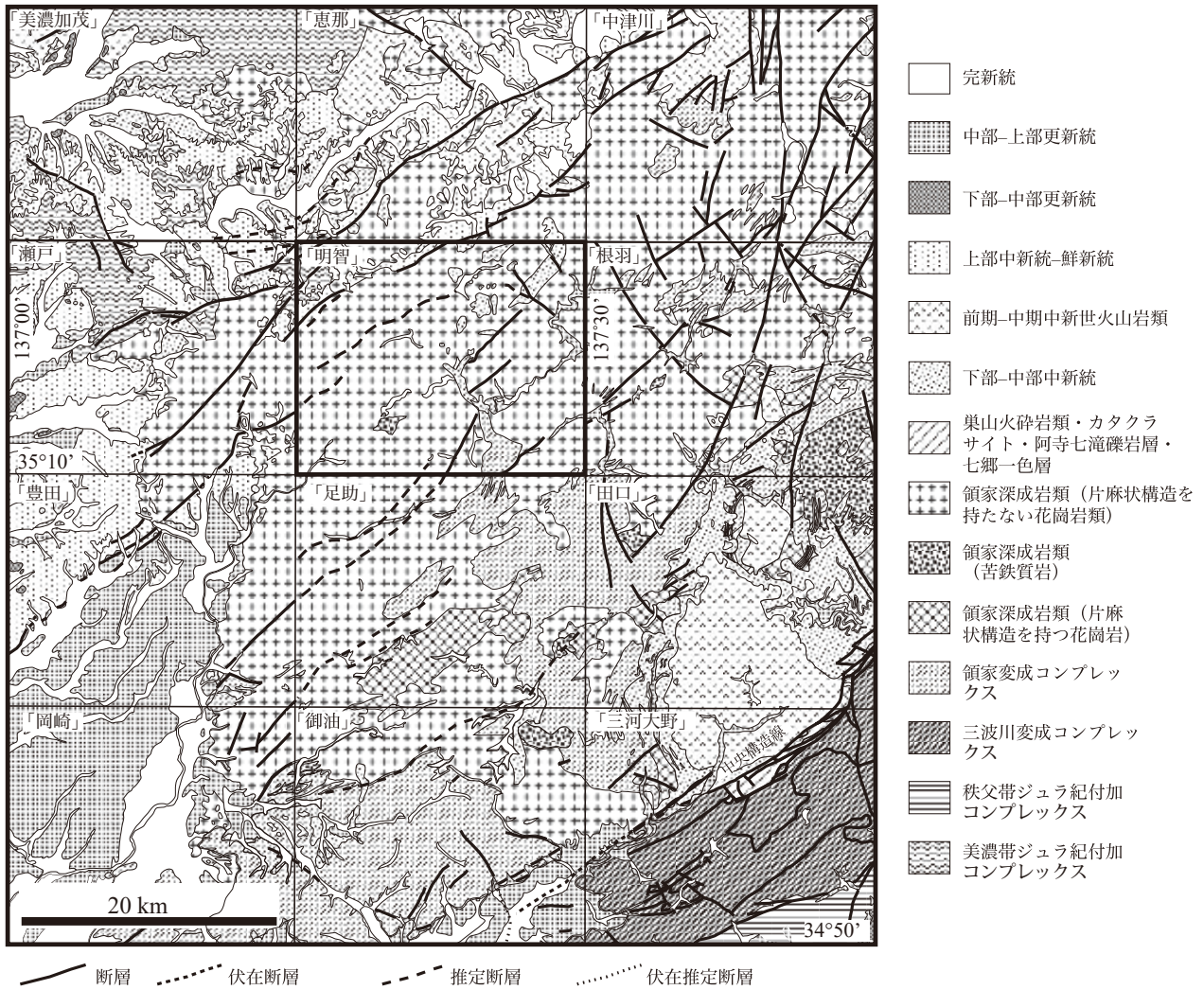
(山崎 徹・野田 篤・尾崎正紀)

「^{あけち}明智」図幅地域を含む周辺地域の地質の概要を第2.1図に、地質総括図を第2.2図に示す。本図幅地域及び周辺地域の地質は、秩父帯ジュラ紀付加コンプレックス、三波川変成コンプレックス、領家変成コンプレックス及び領家深成岩類、美濃帯ジュラ紀付加コンプレックス、新第三系及び第四系から構成される。白亜紀以前の地質体は中央構造線によって境され、南東側に三波川変成コンプレックスと秩父帯ジュラ紀付加コンプレックスが、北西側に領家変成コンプレックス、領家深成岩類、

そして美濃帯ジュラ紀付加コンプレックスが分布する。本図幅地域は中央構造線の北西側に位置し、領家変成コンプレックス、領家深成岩類、新第三系及び第四系が分布する。

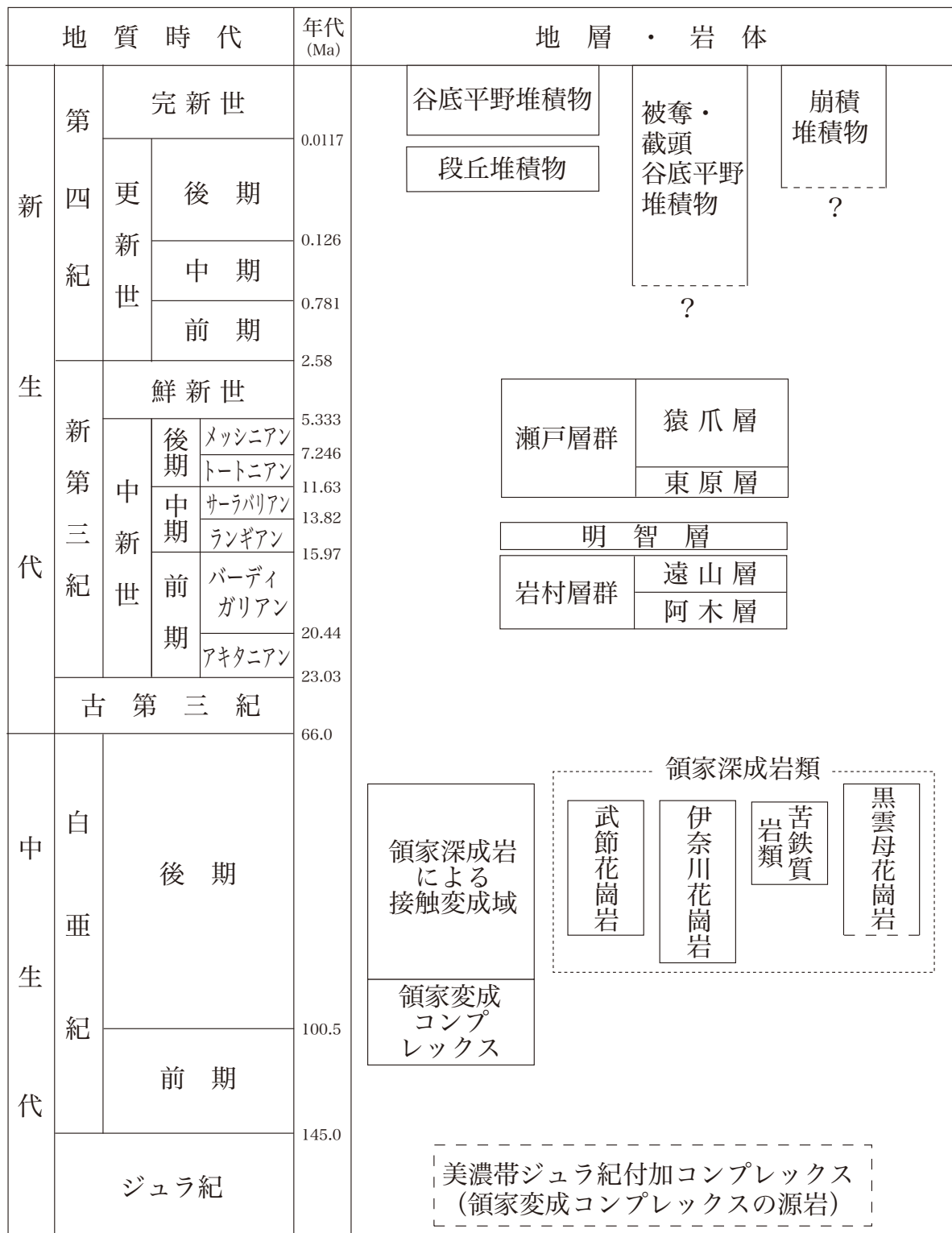
2.1 領家変成コンプレックス及び領家深成岩類による接触変成域

領家変成コンプレックスは後期白亜紀の高温低圧型変



第2.1図 「明智」図幅周辺地域の地質概略図

20万分の1地質図幅「豊橋及び伊良湖岬」(牧本ほか, 2004)及び「飯田」(第2版)(山田ほか, 1990)を簡略化し、一部修正して作成。



第 2. 2 図 「明智」 図幅地域の地質総括図

年代値は Cohen *et al.* (2013; updated) の 2018 年版 (v2018/08) に従った。美濃帯ジュラ紀付加コンプレックスは「明智」図幅地域外に分布する地層・岩体。本図幅地域に分布する火成岩脈は、領家深成岩類の武節花崗岩あるいは黒雲母花崗岩に由来するものと想定されるため、本図には表現していない。

成岩類である。「明智」図幅地域の領家変成コンプレックスは、変成泥岩を主体とし、少量の変成砂岩及び変成珪質岩を伴う。片理の発達する変成泥岩の場合、その片理は層理とほぼ平行であることが露頭で確認できる。領家変成コンプレックスは、本図幅地域南東部から中部にかけていくつかの岩体として分布するほか、北西部に小規模に分布する。大局的には北東-南西方向の走向を示すが、南東部から中部では走向のばらつきが大きい。これらの岩体を構成する変成泥岩は片麻岩ないし片岩の組織を有する。北西部の岩体を構成する変成泥岩は片岩ないしグラノフェルスえなの組織を有する。本図幅地域北部～北東部の、岐阜県恵那市明智町の北東では、領家変成コンプレックスが伊奈川花崗岩中に数m～数10m程度の大きさのゼノリスとして多数包有される。これらは周囲を完全に伊奈川花崗岩で囲まれているものの、それぞれのゼノリスの走向はほぼ一定である。変成泥岩の鉱物組合せに基づく、南隣の「足助」図幅地域及びその南の「御油」図幅地域における変成分帯のカリ長石堇青石帯に対比される。南隣の「足助」図幅地域からのカリ長石堇青石帯の連続性及び周囲から領家深成岩類に貫入されていることから、本図幅地域の領家変成コンプレックス構成岩類は、後期白亜紀の高温低圧型変成作用を被った後に、領家深成岩類による貫入や包有のために、いずれも接触変成作用を受けていると判断した。

2.2 領家深成岩類

「明智」図幅地域の領家深成岩類は、後期白亜紀の固結年代を示す伊奈川花崗岩、武節花崗岩及び黒雲母花崗岩と、少量の苦鉄質岩類から構成される。このうち伊奈川花崗岩の一部には、主として黒雲母と斜長石の定向配列に規定される面構造が発達する。花崗岩類のこうした面構造は慣例的に片麻状構造と呼ばれることから、本報告書においてもこれを踏襲し、面構造をもつ岩相を「片麻状岩相」と記述する。一方、同じく伊奈川花崗岩の一部には、長柱状の角閃石と斜長石の配列による面構造も認められる。上述の片麻状構造を特徴づける黒雲母はしばしばリボン状に連続し、これによって片麻状の産状を示すのに対し、角閃石の配列は連続せず、単に葉片状構造を示す。そこで、このような岩相のことを本報告書では「葉片状岩相 (foliated facis)」と記述する。

伊奈川花崗岩は本図幅地域の東部から南東部の武節花崗岩分布域を除く全域に広く分布し、中央部付近を北西-南東方向に延びる葉片状暗色岩相、その南西部の塊状岩相と北部の塊状及び弱片麻状岩相、そして南東部の片麻状岩相とに分けられる。塊状岩相は粗粒-中粒(角閃石)黒雲母モンゾ花崗岩-花崗閃緑岩、片麻状岩相は粗粒-中粒片麻状斑状角閃石黒雲母花崗閃緑岩-トータル岩、弱片麻状岩相は粗粒(角閃石)黒雲母モンゾ花崗岩-

花崗閃緑岩、そして葉片状暗色岩相は、中粒角閃石黒雲母花崗閃緑岩を主体とする。片麻状構造は北東-南西方向の走向を示し、葉片状暗色岩相の面構造は大局的に岩体の延びの方向に近い走向を示す。武節花崗岩は、本図幅地域の東部から南東部にかけてまとまって分布するほか、伊奈川花崗岩中に小岩体や岩脈としても散点的に産する。主として中粒-細粒白雲母黒雲母花崗閃緑岩から構成される。黒雲母花崗岩は、本図幅地域北西部及び北東部の小岩体として分布し、中粒黒雲母花崗閃緑岩-モンゾ花崗岩を主体とする。その他に、領家深成岩類中には、優白質の小規模な火成岩脈が認められる。これらは領家深成岩類と関連する火成活動の産物である可能性があるが、細粒のため主岩体を構成する岩相との対比が困難であり、また、領家深成岩類以降の別の火成活動の産物であるという根拠もないことから、本報告書では火成岩脈として一括し、便宜上、領家深成岩類の一部として扱った。

領家深成岩類及び領家変成コンプレックスの相互関係は、武節花崗岩及び黒雲母花崗岩が伊奈川花崗岩に貫入し、苦鉄質岩類は伊奈川花崗岩と相互に貫入・包有しあう。また、苦鉄質岩類を除く全ての深成岩類は領家変成コンプレックスに貫入している。

2.3 新生界

「明智」図幅地域に分布する新生界は、岩村層群(下部中新統)、明智層(中部中新統?)、瀬戸層群ひがしぼら東原層(上部中新統)、瀬戸層群ましづめ猿爪層(上部中新統～鮮新統)、段丘堆積物(更新統～完新統)、崩積堆積物、谷底平野堆積物、被奪・截頭谷底平野堆積物、埋立地からなる。

2.3.1 岩村層群

岩村層群は、可児層群か・瑞浪層群みづなみとともに岐阜県東濃地域に分布する瀬戸内区中新統の一つであり、陸成～海成の阿木層と汽水成～海成の遠山層からなる。本図幅地域には、亜炭層や凝灰岩を含む陸成の砂岩・礫岩からなる阿木層あき藤上砂岩礫岩部層と貝化石を含む海成のシルト岩を主体とする上部の遠山層とやま牧シルト岩部層とその周縁相で砂岩・礫岩からなる久保原砂岩相が分布する。阿木層は山岡町田沢から山岡町上向にかけての恵那山断層がオーバーステップする部分に、遠山層は山岡町屋から山岡町原にかけての恵那山断層の北西側に分布する。基盤である領家深成岩類とは、阿木層は断層で、遠山層は断層または不整合で接する。層厚は、阿木層は80m以上、遠山層は60m以上である。貝化石・珪藻化石の生層序や凝灰岩の放射年代などから、岩村層群の堆積年代は前期中新世のバーディガリアン期とされる。

2.3.2 明智層

明智層は、三河高原北部(主に恵那市南部)に分布する大礫～巨礫の礫岩層からなる。最大層厚は約180 mに達する。「明智」図幅地域では、その北東部に分布し、領家変成コンプレックス、領家深成岩類及び岩村層群を不整合に覆い、瀬戸層群以降の地層に不整合に覆われる。南北方向や北東-南西方向へ延びる幅数 km の谷埋め形態を示すことや濃飛流紋岩の巨礫や大礫を多く含むことから、その供給源は濃飛流紋岩が広く分布する現在の木曾川や飛騨川の流域であると推定される。また、恵那盆地、岩村盆地及び周辺に明智層に対比される礫岩層が点在しており、本層は、南東側隆起の恵那山断層及び屏風山断層によって、数100 mの垂直変位を受けている。一方、本図幅地域内の明智層は、主に北東側隆起の北西方向の断層に切られている。多くの報告において、本層は瀬戸層群の土岐砂礫層(本報告書の瀬戸層群猿爪層)に対比されているが、本報告書では、その層群関係や堆積環境などから、瀬戸層群より古く、岩村層群(本報告書の岩村層群)より新しい中部中新統に位置づけた。

2.3.3 瀬戸層群

瀬戸層群は、伊勢湾西岸の奄芸層群、知多半島の常滑層群とともに、東海地方の後期中新世～更新世の東海層群を構成する陸成層である。本図幅地域の瀬戸層群は、粘土層を主体とする東原層と礫層を主体とする猿爪層からなる。その多くは恵那山断層の北西側に分布し、岩村層群・領家花崗岩類・領家変成コンプレックスを不整合に覆う。恵那山断層の南東側の尾根上にも小規模な分布を示す。東原層は岐阜県東濃地域の土岐口陶土層及び愛知県瀬戸市周辺地域の瀬戸陶土層に、猿爪層は、東濃地域の土岐砂礫層及び名古屋市北部～瀬戸市周辺地域の矢田川層にそれぞれ対比される。

東原層は、恵那市山岡町原地区及び瑞浪市陶町大川地区に分布し、粘土層を主とし、砂層やシルト層を含む。本層の粘土は、いわゆる蛙目粘土(“がいろめ”とも呼ばれるが本報告書では“がえろめ”とする)や木節粘土と呼ばれる高品質な窯業原料として採取されている。植物根や立木、球果や花粉などの植物化石を多産し、それらはオオミツバマツ植物化石群(*Pinus trifolia flora*)としてまとめられている。本層の粘土層は、著しく風化した花崗岩を起源とする粘土鉱物が河川などによって運搬され、氾濫原や一時的に発生した湖沼に沈積することによって形成されたと考えられている。東濃地域西部の土岐口陶土層に含まれる凝灰岩層のジルコン粒子から、約12～10 Ma(後期中新世のトートニアン期)のフィッシュン・トラック(FT)年代やU-Pb年代が得られている。

猿爪層は、主に恵那山断層の北西側、恵那市山岡町原・瑞浪市陶町猿爪・土岐市鶴里町大草の丘陵地帯(標高370～540 m)に分布し、東原層及びそれ以前の基盤

岩類を不整合に覆う。中礫サイズの円磨されたチャート礫を多く含む礫層を主体とし、レンズ状の砂層や粘土層を挟む。本図幅地域における層厚は最大80 m程度である。本図幅地域から堆積年代を示唆する化石や放射年代の報告はないが、東濃地域西部の土岐砂礫層から *Pinus trifolia* が報告されており、後期中新世以降の堆積物と考えられる。東濃地方東部の土岐砂礫層には東海層群の広域テフラである大田テフラに対比される火山灰層(中津川I、IIテフラ)があり、3.9～3.8 MaのU-Pb年代が報告されている。矢田川層にも同じく大田テフラに対比される火山灰層(東郷テフラ)がある。このことから、猿爪層の堆積年代は後期中新世～鮮新世とした。

2.3.4 第四系

「明智」図幅地域の第四系は河川沿いに狭小に分布するのみで、段丘堆積物、崩積堆積物、被奪・截頭谷底平野堆積物及び谷底平野堆積物に区分される。ほかに恵那市山岡町には、産業廃棄物処理場や粘土採掘後の凹地を埋め立てた埋立地が認められる。

段丘堆積物は主に最終氷期(後期更新世後半)に形成された崖錐堆積物、沖積錐堆積物(土石流堆積物)及び網状河川堆積物が離水したものと考えられる。崩積堆積物は、豊田市の市平町、岩下町、北小田町に認められ、後背斜面の岩盤や風化物の崩壊によって生じた、崖錐堆積物及び地すべり堆積物からなる。被奪・截頭谷底平野堆積は、現水系による侵食をほとんど受けずに保存された旧水系の谷底平野堆積物で、最上部の完新統を除き主体は更新世の谷底平野堆積物からなる。谷底平野堆積物は、三河高原を下刻する現水系の河川堆積物からなる。

2.4 地質構造及び重力

「明智」図幅地域の地質構造は、北東-南西方向と北西-南東方向の断層群の発達で特徴づけられる。北東-南西方向に延びる断層群は、屏風山断層、恵那山断層、猿投山北断層、串原断層、閑羅瀬断層、桑田和断層、伊勢神断層などが平行ないし雁行して発達しており、猿投山北断層以外は南東側隆起の変位で特徴づけられる。これらのうち、本図幅地域の北西部に発達する屏風山断層、恵那山断層及び猿投山北断層は活断層としての活動も報告されている。一方、北西-南東方向に延びる断層は、木ノ実断層、東方断層などが発達するが、北東-南西方向の断層群と比較すると、その発達は顕著ではなく、活断層として活動も確認されていない。

本図幅地域の上方接続残差重力図を見ると、岩相、地質構造及び侵食の影響が強く反映されており、伊奈川花崗岩葉片状暗色岩相分布域には正の残差重力、恵那山断層の下盤側に形成された断層角盆地には負の残差重力域、三河高原を深く削り込む矢作川や明智川などが作る

深い谷沿いには負の残差重力域が特徴的に認められる。

2.5 応用地質

領家深成岩類は「明智」図幅地域における石材利用は行われていないものの、周辺地域においては古くから石材として利用されてきた。現在では、領家深成岩類の花崗岩を主体として、領家変成コンプレックスを構成する片麻岩や片岩も骨材として採取されている。また、東濃地域では山砂利として猿爪層（土岐砂礫層）の砂礫が採取され、コンクリート用骨材などに用いられている。

本図幅地域内で稼行実績のある鉱床は、非金属鉱床としての粘土類・珪石類・風化花崗岩である。粘土は恵那市山岡町原地区と瑞浪市陶町大川地区の東原層から採取されており、それらは蛙目粘土や木節粘土と呼ばれて古来より窯業原料として利用されてきた。粘土は、層準に関わらず一様に強い化学風化を被っていることから、原岩が既に強い化学風化を受けており、更に運搬時の分級淘汰作用によって、湖沼や氾濫原に粘土が濃集したとされる。

蛙目粘土を水ひして得た粘土は鉄分が少ないことから、陶磁器・^{がいし}碇子・衛生陶器・タイル等の重要な原料となっている。一方、木節粘土は、灰色・褐色あるいは黒色の植物片に富む粘土で、その高い可塑性から耐火物・陶磁器・^か鑄物用耐火物・炉材などに使用される。2018

年現在、恵那市山岡町原地区の丸原鉱山と瑞浪市陶町大川地区の大川鉱山の2ヶ所が稼行中である。

愛知県豊田市東郷から岐阜県恵那市明智町阿妻にかけての地区では、風化花崗岩を窯業原料または長石及び長石質資源として採掘している。これらは愛知県側では砂^さ婆、岐阜県側では藻^{そう}珪と呼ばれている。風化作用によって有色鉱物は溶脱し、石英・長石は分離しやすくなっている。採取した原料は、粉砕・水洗・分級された後に、窯業・タイル・骨材用に、更に酸や磁力による脱鉄処理を施したものをガラス原料や釉薬用に利用している。耐火度が低く、焼成呈色が白いため、古くから陶磁器原料として利用され、アブライトの代用資源としても採掘されている。

本図幅地域には領家深成岩類の分布域を中心に複数の温泉及び鉱泉が存在し、その多くは低張性中性冷鉱泉や低張性アルカリ性冷鉱泉である。これらの泉源のいくつかは、断層沿いに分布する。本図幅地域において、領家深成岩類及び領家変成コンプレックス分布域が愛知県において土砂災害（特別）警戒区域や地すべり危険個所に指定されている。地すべりは相対的に少ないものの、豪雨に伴う斜面崩壊と土石流が伊奈川花崗岩塊状岩相ならびに弱片麻状岩相分布域を中心に発生している。本図幅地域における大きな地震被害は歴史的には知られていない。

第3章 領家変成コンプレックス及び領家深成岩類による接触変成域

(山崎 徹)

本報告書では、本図幅地域に分布し、後期白亜紀の高温低圧型変成作用を被った変成岩類を領家変成コンプレックスとして扱い、本章では、それらが領家深成岩類の貫入により後期白亜紀の接触変成作用を受けた岩相について記述する。

3.1 研究史及び概要

3.1.1 研究史

領家変成岩類は日本において最も早期に認識された変成岩類のひとつで、天竜川の支流である水窪川上流の奥領家村(現在の静岡県浜松市天竜区水窪町奥領家)付近の地名をとって命名された(Harada, 1889, 原田, 1890-1892)。ほぼ同時期に作成された20万分の1地質図幅「豊橋」(三浦, 1889)及び同「足助」(三浦, 1890)では、本図幅地域に変成岩類の分布は示されていない。7万5千分の1地質図幅「多治見」においては、本図幅地域北西部の岐阜県土岐市曾木町付近に泥質岩の分布が示されているが、「第三紀頁岩」と扱われている(清野・石井, 1927a)。同時期に出版された7万5千分の1地質図幅「足助」においては、領家変成コンプレックスの変成岩類は、雲母片岩及び石英片岩に区分され、本図幅地域南東部に雲母片岩の分布がわずかに示されている(清野・石井, 1927b)。一方、小出(1949)及びKoide(1958)は、本図幅地域南東部から、南隣の「足助」図幅地域に連続する段戸山地の領家変成岩類について、段戸変成岩類と名付けたうえで、頁岩及び砂岩を主とし、珪質岩、石灰質岩及び層状ないしレンズ状の塩基性岩が変成作用を受けた変成コンプレックスであると述べた。小出(1949)は、段戸変成岩類を古期領家変成岩類と新期領家変成岩類とに区分し、古期変成岩類を更に片状ホルンフェルス帯(schistose hornfels)、層状片麻岩類(banded gneiss)及びそれらの遷移岩類(transition rocks)とに区分した。古期変成作用と新期変成作用は、それぞれ古期火成作用と新期火成作用によって生じたものであるとし、古期変成岩類は新期火成作用により複変成作用を受け、一部ホルンフェルス化しているとしている。また、これらの報告に関連し、小出より提供された岩石試料の全岩化学組成が井川(1942)により報告されている。20万分の1地質図幅「豊橋」第1版(地質調査所地質部編図課, 1956)においては、領家変成岩類を雲母片岩・雲母片麻岩・石英片岩に区分した上で、本図幅地域南東部には雲母片岩が

分布するとされている。一方、本図幅地域北西部及び北東部には、後期古生代の砂岩・粘板岩及びチャートの分布が描かれ、領家変成コンプレックスとは区別されている。岐阜県地質産図(岐阜県, 1970)では、本図幅地域北東部に雲母片岩・珪質片岩などから構成される領家変成岩類が小規模に示されており、この分布は岐阜県地質産図概説(第2刷)(岐阜県, 1981)にも踏襲されている。20万分の1地質図幅「豊橋」(第2版)(山田ほか, 1972)では、領家変成岩類は片状ホルンフェルス帯と縞状片麻岩帯とに区分されており、本図幅地域南東部に分布する変成岩類は片状堇青石雲母ホルンフェルスや石英片岩から構成される片状ホルンフェルス帯に区分されている。更に、20万分の1地質図幅「豊橋」(第2版)では領家深成岩類による接触変成岩類も区別しており、本「明智」図幅地域北西部の岩体は、堇青石黒雲母ホルンフェルスなどから構成される接触変成帯であるとされている。中部地方土木地質図(中部地方土木地質図編纂委員会, 1992)では、本図幅地域北東部と南東部に、領家変成岩類を構成する雲母片岩が描かれている。20万分の1地質図幅「豊橋及び伊良湖岬」(牧本ほか, 2004)では、領家変成コンプレックスについて、ジュラ紀の美濃帯堆積岩コンプレックスの諸岩相を原岩として前期白亜紀の変成作用を受けた岩石とし、原岩と変成作用の情報を重ね書きで表現した。それによると、原岩の美濃帯堆積岩コンプレックスの岩相である砂岩、泥岩及びメランジ・チャート・石灰岩と、変成作用によって生じた珪線石帯(縞状片麻岩帯)・堇青石帯(雲母片岩帯)・黒雲母帯(粘板岩・雲母片岩帯)の各帯の組合せにより表現されている。20万分の1地質図幅「豊橋及び伊良湖岬」では、本「明智」図幅地域南東部及び北東部には砂岩、泥岩及びメランジを原岩とする堇青石帯の変成岩類が分布する。加えて、本図幅地域北西部の岩体については、領家深成岩類による接触変成岩として堇青石黒雲母ホルンフェルスなどが分布するとされている(牧本ほか, 2004)。

本図幅地域の変成岩類は、領家深成岩類による接触変成帯の識別を除けば、山田ほか(1974)の中部地方領家帯地質図において初めて変成分帯がなされた。そこでは中部地方領家変成コンプレックスを黒雲母帯・堇青石帯・珪線石帯に分帯し、本図幅地域南東部及び北東部の変成岩類は堇青石帯に分帯されている。本図幅地域北西部の岩体については、古生代後期の粘板岩及び砂岩とされ、

領家変成コンプレックスの分帯には含まれていない。本図幅地域は、変成岩類の分布そのものが多いとはいえないため、南の「御油」図幅地域や「足助」図幅地域に比べてその検討がほとんどなされておらず、山田ほか(1974)を踏襲した牧本ほか(2004)以外に変成分帯がなされていない。南隣の「足助」図幅やその南の「御油」図幅では、本図幅から連続する武節花崗岩の周縁部をカリ長石堇青石帯として分帯し、領家深成岩の貫入による接触変成域としたうえで、同地域に分布する変成岩類を泥質変成岩の鉱物組合せに基づいて黒雲母帯、カリ長石珪線石帯及びざくろ石堇青石帯に分帯した(宮崎, 2008; Miyazaki, 2010; 山崎, 2012a)。宮崎(2008)によると、「御油」図幅地域の變成岩類は北東-南西方向の走向を示し、その岩相境界は北傾斜で、北から南へ見掛けの層序の上位から下位の地層が露出する。「御油」図幅地域の各変成分帯は、北東-南西方向に延びる帯状に産し、その境界は変成岩類の岩相境界とほぼ平行であり、見掛けの層序の下位へ向かって変成度が高くなっている。この「御油」図幅地域の變成岩類の分布を単純に延長すると、本図幅地域の領家変成コンプレックスは、黒雲母帯の層準もしくはその延長に位置する。一方、三宅ほか(2014, 2016)は、南隣の「足助」図幅地域の伊奈川花崗岩周辺に分布し、その貫入による接触変成作用を受けた変成岩類について、堇青石-カリ長石帯、珪線石-カリ長石帯、白雲母-黒雲母帯及び後者2帯の混在する漸移帯とに分帯し、伊奈川花崗岩との境界と平行に配列しているとした。更に、堇青石-カリ長石帯内では、伊奈川花崗岩に近づくにつれて変成泥岩がミグマタイトとして産することが多くなり、紅柱石斑状変晶内の柱状珪線石の出現頻度も増すことから、伊奈川花崗岩に近いほど高温の変成作用を受けているとした。

本図幅地域の南隣の「足助」図幅地域及びその南隣の「御油」図幅周辺地域の領家変成コンプレックス構成岩類から、 98.0 ± 3.2 Ma, 98.7 ± 5.5 Ma, 100 ± 10 Ma 及び 101.9 ± 5.8 Ma, 更に東部の「田口」図幅地域から 98.8 ± 10.5 Ma, その南の「三河大野」図幅地域から 98.0 ± 11.1 Ma 及び 98.9 ± 2.9 Ma のモナザイト CHIME 法 (chemical Th-U-Total Pb isochron method; Suzuki and Adachi, 1991) による年代が報告されている(森下・鈴木, 1993; 鈴木ほか, 1994; Suzuki *et al.*, 1994; Suzuki and Adachi, 1998)。「御油」図幅地域からは、 97 ± 4 Ma ~ 90 ± 1 Ma のジルコン U-Pb 年代が報告されている (Takatsuka *et al.*, 2018)。また、「田口」図幅地域からは、 71 ± 3 Ma と 65 ± 3 Ma の黒雲母 K-Ar 年代 (Banno and Miller, 1965), 及び 64.1 Ma の黒雲母-全岩 Rb-Sr 年代と $70.6 \sim 69.1$ Ma の黒雲母 K-Ar 年代 (Ueno *et al.*, 1969) が報告されている。なお、上述の K-Ar 法及び Rb-Sr 法で得られた年代値は、 ^{40}K の壊変定数として $\lambda_p = 4.962 \times 10^{-10}/\text{y}$ と $\lambda_c = 0.581 \times 10^{-10}/\text{y}$, ^{87}Rb の壊変定数として 1.47

$\times 10^{-11}/\text{y}$ (Steiger and Jäger, 1977) で再計算した値を用いている。

3.1.2 概要

本図幅地域の領家変成コンプレックスは、変成泥岩・変成砂岩・変成珪質岩から構成される(第3.1図)。地質図においては、これらの原岩の岩相に基づく区分と合わせて、変成泥岩の鉱物組合せに基づいて、周辺図幅地域の変成分帯に対応する変成帯を示した(第3.2図)。この変成帯の鉱物帯の名称と分帯の基準は、南に連続する「足助」図幅(山崎, 2012a)及び「御油」図幅(宮崎, 2008)と共通である。本図幅地域には、カリ長石堇青石帯が分布する。カリ長石堇青石帯は、領家深成岩類の貫入による接触変成域であり、この接触変成作用以前の広域変成作用による変成度は不明である。しかしながら、本図幅地域南部と北部とでは、接触変成作用による鉱物組合せは同様であっても、露頭や鏡下での粒度・組織は異なっており、接触変成作用以前に受けた変成作用の程度の違いが反映されているものと思われる。なお、変成岩の記載に際し、本報告書では、片岩、片麻岩、グラノフェルスの名称を用いる。これらの名称の定義は International Union of Geological Sciences (IUGS) Subcommission of the Systematics of Metamorphic Rocks の, Metamorphic Rocks: A Classification and Glossary of Terms (Fettes and Desmons, 2007) に従う。なお、本報告書においては、国内外の慣例に従いアルカリ長石のことをカリ長石 (K-feldspar) と呼ぶ。

本図幅地域の領家変成コンプレックスの変成岩類は、大きく3つの分布域に分けられる。1つ目は、本図幅地域東部の奥矢作湖周辺から南部の「足助」図幅地域との境界にかけて、いくつかの岩体に分かれているものの、全体として比較的広く分布する地域、2つ目は、本図幅地域北西部の瑞浪市稲津町小里の西に比較的まとまった分布を示す地域、そして3つ目は、本図幅地域北東部の伊奈川花崗岩中のゼノリスとして集中的に産する地域である。本図幅地域東部の奥矢作湖周辺の岩体は、変成泥岩を主体とし、変成砂岩及び変成珪質岩の層がレンズ状に挟まる。地層の走向はおおむね北北東-南南西方向であり、多くの場合、西に急傾斜する。この岩体は南部で南隣の「足助」図幅に連続するが、いくつかの小岩体に分断され、またそれぞれの岩体の形状や内部構造が不規則であるため、「足助」図幅地域から更にその南の「御油」図幅地域にかけて見積もられた層序及び層厚との厳密な関係を推定するのは困難である。この岩体の周囲に分布する伊奈川花崗岩及び武節花崗岩は、いずれも変成岩の片理と斜交して貫入している。本図幅地域北西部の瑞浪市稲津町小里の西に分布する領家変成コンプレックスは、変成泥岩を主体とし、小規模な変成砂岩及び変成珪質岩の層をレンズ状に挟む。地層の走向は東北東-西南

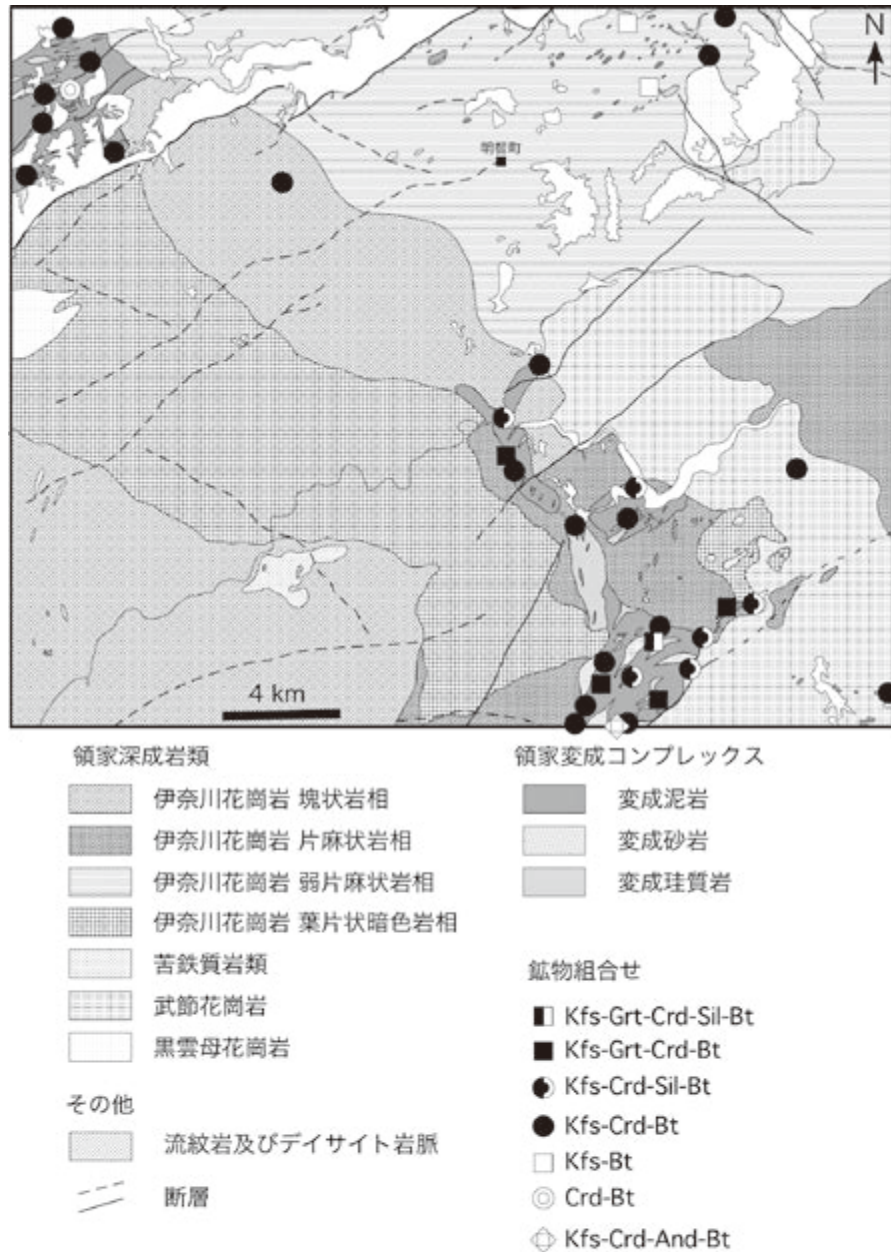


第 3. 1 図 「明智」 図幅地域の領家変成コンプレックスの地質概略図

西方向で、一部に急傾斜のアンチフォーム・シンフォームによる繰り返しが認められる。その走向は東部～南部の岩体と系統的に異なっており、より東西方向に近い。本図幅地域北東部の恵那市明智町から北東にかけての地域には、伊奈川花崗岩中に領家変成コンプレックスの変成岩類のゼノリスが集中的に多数分布する。個々のゼノリスは変成泥岩を主体とし、数 m から数 10 m 程度の大きさで、完全に伊奈川花崗岩に取り囲まれるものの、それぞれのゼノリス内の地層の走向は全体としてはほぼ一定の北東-南西方向である。傾斜は様々であるが、全体として北西傾斜が卓越する。

本図幅地域の領家変成コンプレックスは、前述したように図幅範囲の北部と南部で粒度や組織が明らかに異なる。北部においては、北西部の瑞浪市稲津町小里の西に分布する岩体と伊奈川花崗岩中のゼノリスとともに、変成

泥岩は堇青石斑状変晶を含む片岩として産し、一方、東部～南部の奥矢作湖周辺から続く岩体では、カリ長石堇青石石英斜長石黒雲母片岩ないし片麻岩として産する。いずれもカリ長石 + 堇青石の変成鉱物組合せで特徴づけられ、南に連続する「足助」及び「御油」図幅の変成分帯を踏襲するとカリ長石堇青石帯に分帯される。これらの変成作用は領家深成岩類の貫入による接触変成作用である。それ以前の変成作用の詳細は不明であるが、「御油」図幅地域を起点とする変成岩層序・層厚をもとに推定すると、本図幅地域には黒雲母 + 白雲母の変成鉱物組合せで特徴づけられる黒雲母帯の低温部もしくはそれ以下の変成度の岩石が分布していたと推定され、北に向かうにつれて変成度が下がることが示唆される。このことは、本図幅地域北部の細粒な岩相の分布と調和的である。



第3.2図 「明智」図幅地域の領家変成コンプレックスの変成泥岩鉱物組合せ

Bt: 黒雲母, And: 紅柱石, Kfs: カリ長石, Sil: 珪線石, Grt: ざくろ石, Crd: 堇青石.

3.2 カリ長石堇青石帯 (KC) (領家深成岩類による接触変成域)

カリ長石堇青石帯は、カリ長石 + 堇青石の鉱物組合せをもつ変成泥質岩が出現する地域で、本図幅地域の領家変成コンプレックス構成岩類は全てこの帯に属する。本図幅地域内の領家変成コンプレックスはすべて領家深成岩類に接触しており、「足助」図幅地域や「御油」図幅地域の観察結果とあわせて考えると、本帯は領家深成岩類の接触変成域と考えられる。

本図幅地域の変成泥岩は、東部～南部の奥矢作湖^{やはぎ}周辺から続く岩体においては、カリ長石 + 堇青石の鉱物組合せを主体とし、ところによって羽毛状の珪線石(フィプロライト)やざくろ石を含み、まれに紅柱石を含む(第3.2図)。一方、北西部の瑞浪市稲津町小里の西に分布する岩体や北東部の伊奈川花崗岩中のゼノリスでは、カリ長石 + 堇青石の鉱物組合せを基本とし、カリ長石 + 白雲母 + 黒雲母やカリ長石 + 黒雲母といった変成鉱物組合せを示す(第3.2図)。堇青石は斑状変晶(点紋)状に産するとともにしばしば白雲母の集合体に変質してい

る。これらのことが20万分の1豊橋図幅第2版(山田ほか, 1972)において、北西部の岩体が領家深成岩類による接触変成帯である“堇青石雲母ホルンフェルス”に、東部～南部の岩体が珪線石雲母片麻岩や珪質片麻岩などから構成される縞状片麻岩帯に区分され、山田ほか(1974)の中部地方領家帯地質図においても同様に堇青石黒雲母ホルンフェルスと珪線石帯とに分帯された理由であると考えられる。本図幅においては、東部～南部の岩体についても基本的に領家深成岩類の接触変成作用による変成鉱物組合せを示しているものと判断されるため、全岩相を一括してカリ長石堇青石帯とした。

3.2.1 変成珪質岩 (Rc + KC)

本図幅地域東部～南部の奥矢作湖周辺の岩体及び北西部の瑞浪市稲津町小里の西に分布する岩体においては、厚さ数m～数10mのレンズ状岩体として産する。北東部の伊奈川花崗岩中のゼノリスにおいても観察される場合があるが、ほとんどの場合、ゼノリス自体の大きさが数m～10数m程度であるため、それ以上の厚さの層の場合、正確な層厚は不明である。恵那市明智町杉野の東では比較的まとまった分布を示し、数10mの厚さをもつ。地質図において変成珪質岩として塗色した部分でも、厚さ数m以下の変成泥岩や変成砂岩が挟まる。

北西部の岐阜県瑞浪市稲津町小里の西に分布する岩体及び北東部の伊奈川花崗岩中のゼノリスを構成する変成珪質岩は、灰白色の珪質グラノフェルスで、ときに露頭が赤褐色を帯びる場合がある。これに数mmから数cm間隔で黒色の変成粘土薄層が律動的に繰り返す(第3.3図a, b)、原岩と考えられる層状チャートの構造を明瞭に残している。層状チャートの層理はしばしば褶曲している(第3.3図c)。露頭において褶曲を伴わない場合、変成珪質岩の間に挟まれる変成泥岩の片理は一般に変成珪質岩の層状構造と平行であるが、北西部の瑞浪市稲津町小里の西に分布する岩体内では、変成珪質岩の層状構造に明瞭に斜交する片理面が観察される場合がある(第3.3図c, d)。これらの地域を構成する変成珪質岩は細粒の珪質グラノフェルスで、ほぼ石英から構成され、ごく微量の黒雲母及び不透明鉱物を含む(第3.4図a)。

本図幅地域東部～南部の奥矢作湖周辺から南隣の「足助」図幅地域にかけていくつかの岩体として産する領家変成コンプレックス中の変成珪質岩は、上述の北部地域と同様に数mmから数cm間隔で黒色の変成粘土薄層が律動的に繰り返す、灰白色～暗灰色を示す変成珪質岩との境界が明瞭な産状を示す場合と、数mmから数cm間隔で変成泥岩層が繰り返すものの、変成珪質岩との境界がシャープではない、片麻岩様の産状を示す場合(第3.3図f)とがある。この産状を示す場合、変成珪質岩と黒色層との境界がシャープな場合に比べて、変成珪質岩の粒度は明らかに粗粒である。これらの地域を構成す

る変成珪質岩は、ほぼ石英からなる石英グラノフェルスである。石英は粒状であるが、ほとんどの場合、北部地域の変成珪質岩に比べて粗粒で石英同士が縫合線状の境界で接し、石英粒子内部に細粒で丸みを帯びた黒雲母、白雲母、ざくろ石及び不透明鉱物を多量に含む(第3.4図b)。石英の粒度はところによって変化し、南部の豊田市小田木町の水昌山の南西部の岩体の中心付近では粒径0.1mm以下である(第3.4図c)のに対し、伊奈川花崗岩との接触部付近では粒径1～2mm(第3.4図b)、そして南東端の武節花崗岩中のゼノリスにおいては粒径6mmを超える(第3.4図e)。

岩石記載

黒雲母含有石英グラノフェルス

(第3.4図a, 岐阜県土岐市曾木町, [AK716])

主要構成鉱物は石英であり、ごく少量の黒雲母、白雲母、アパタイト、不透明鉱物及び炭質物を伴う。石英は等粒状であり、3つの結晶の粒界が120°で交わる。石英の粒径は同一の薄片内で250µmから50µm以下まで変化する。黒雲母及び白雲母は長径50µm以下で、それぞれ散点的に石英の粒間に産するほか、墨流し状に濃集する炭質物に伴って産する。

ざくろ石黒雲母白雲母含有石英グラノフェルス

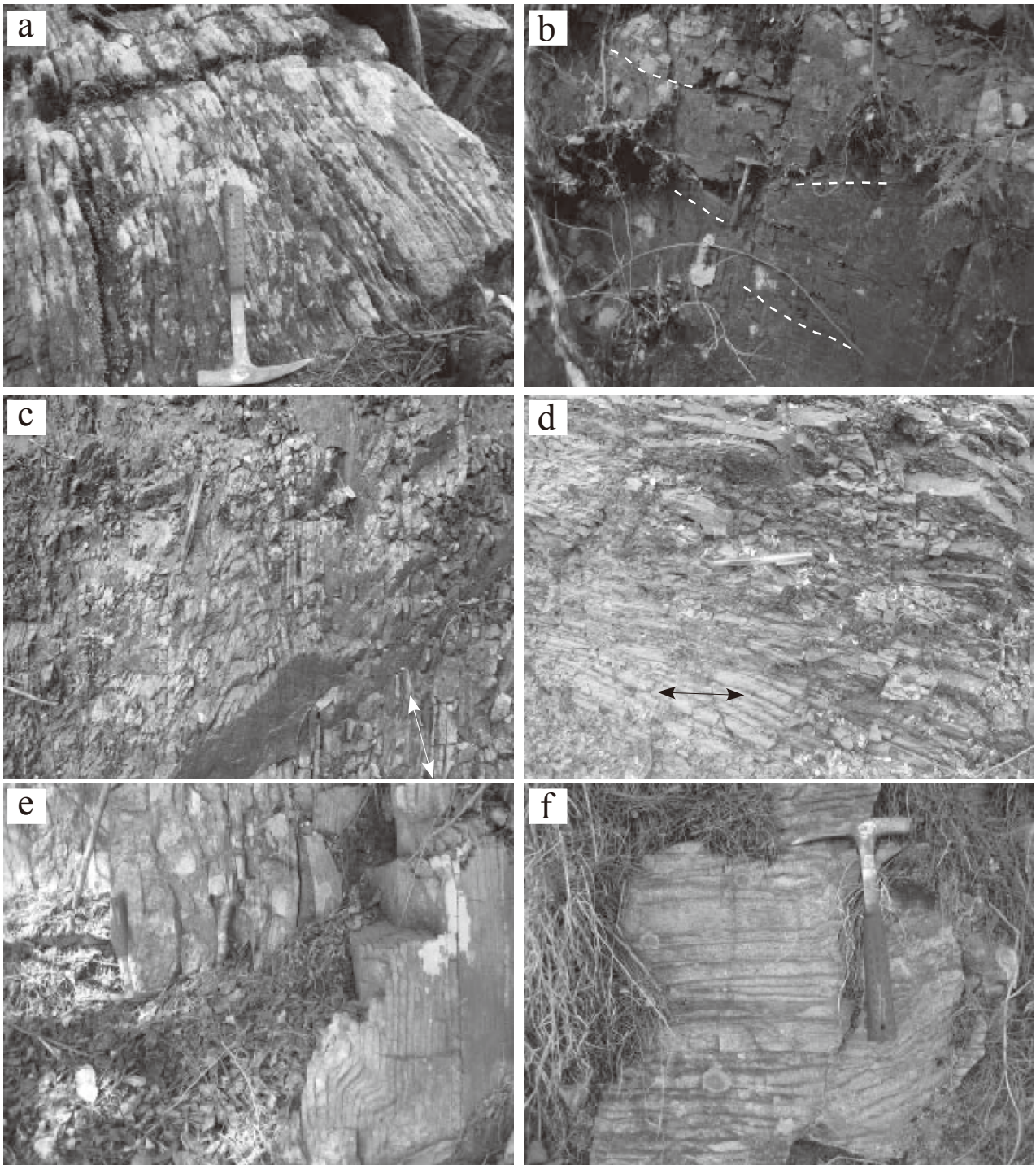
(第3.4図b, 豊田市万町町の北東1km, [AK231])

主要構成鉱物は石英であり、少量の黒雲母、白雲母、ざくろ石、アパタイト、不透明鉱物を伴う。石英は不定形に近い粒状で縫合線状の粒界を示し、最大長径4.0mm程度である。石英は微細な黒雲母、白雲母、アパタイト及び不透明鉱物の包有物を多量に含む。ざくろ石は最大粒径250µm程度の粒状で、石英の粒間に散在するほか、集斑状に産したり、線状に配列して産する場合もある。比較的粗粒な結晶の場合、虫食い状に石英を包有するほか、コアに極微細な包有物を多く包有し、汚濁している。

珪線石堇青石黒雲母含有石英グラノフェルス

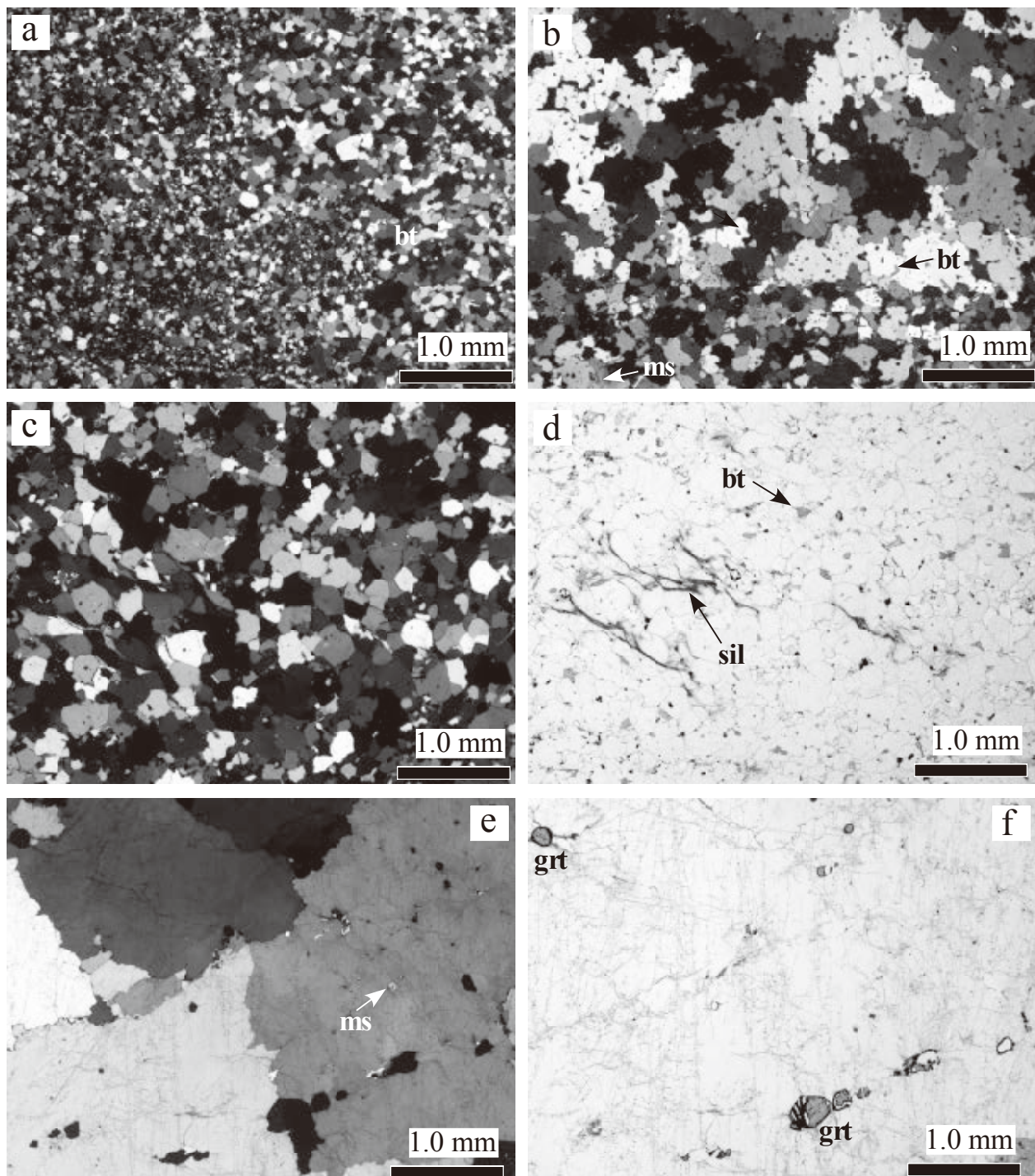
(第3.4図c, d, 豊田市小田木, 水昌山南西1.5km, [AK249B])

主要構成鉱物は石英であり、少量の黒雲母、堇青石、珪線石(フィブロライト)、アパタイト、不透明鉱物を伴う。石英は等粒状、粒径500～50µm程度で、3つの結晶の粒界が120°で交わる。石英の粒間には、最大長径約400µmの黒雲母や不定形ないし粒状の不透明鉱物のほか、ネットワーク状あるいはフィルム状に羽毛状の珪線石が認められる。黒雲母及び不透明鉱物は、このほかに微細な結晶として石英中に包有される。50µm以下の細粒の石英が濃集する幅1～4mm程度の層が認められ、この部分は、粗粒な石英から構成される部分に比べ、微細な不透明鉱物や黒雲母、フィブロライトが多く、堇青石も認められる。



第 3. 3 図 領家変成コンプレックスカカリ長石堇青石帯の変成珪質岩の露頭写真

- (a) 変成珪質岩. 極薄い変成粘土層を挟み, 律動的な層状構造を示す. (瑞浪市稲津町小里の西 3 km)
- (b) 伊奈川花崗岩中に数 10 m のゼノリスとして産する変成珪質岩. 破線は層状構造. (恵那市明智町杉野の西 2 km)
- (c) 褶曲する変成珪質岩. 矢印は片理面の走向で, 層状構造と斜交する. (瑞浪市稲津町小里の西 3 km)
- (d) 層状構造と片理面が斜交する変成珪質岩. 矢印は片理面の走向. (c と同露頭)
- (e) 本図幅地域南部の矢作湖周辺の岩体中の変成珪質岩. (a) ~ (d) の産状と同様に律動的な層状構造が観察されるが, 構成する石英粒は粗粒. (豊田市日下部町)
- (f) 粗粒な変成珪質岩. 薄い変成粘土層との境界が他の産状に比べシャープではない. (豊田市明川町, 伊勢神峠の西)



第3.4図 領家変成コンプレックスカリ長石堇青石帯の変成珪質岩の薄片写真
 (a) 黒雲母含有石英グラノフェルス、クロスニコル。(土岐市曾木町)
 (b) ざくろ石黒雲母白雲母含有石英グラノフェルス、クロスニコル。(豊田市万町町の北東1 km)
 (c, d) 珪線石堇青石黒雲母含有石英グラノフェルス。(c: クロスニコル, d: オープンニコル) (豊田市小田木、水昌山南西1.5 km)
 (e, f) ざくろ石黒雲母白雲母含有石英グラノフェルス。(北設楽郡設楽町) (e: クロスニコル, f: オープンニコル)
 bt: 黒雲母, ms: 白雲母, sil: 珪線石, grt: ざくろ石.

ざくろ石黒雲母白雲母含有石英グラノフェルス (第3.4図 e, f, 愛知県北設楽郡設楽町, [AK316])

主要構成鉱物は石英であり、ごく少量の黒雲母、白雲母、ざくろ石、アパタイト、不透明鉱物を伴うほか、長石が変質したと思われる微細な粘土鉱物の集合体を含む。石英は不定形で縫合線状の粒界を示し、最大長径6.0 mm程度である。石英は細粒の黒雲母、白雲母、アパタイト及び不透明鉱物を包有し、まれにざくろ石も包有する。ざくろ石は最大粒径0.5 mm程度の半自形を示す楕円体状ないし粒状で、ほとんどの場合石英の粒間に散在するが、石英の粒界付近に包有される場合もある。最大長径0.5 mm程度の自形のアパタイトが石英に包有されるほか、石英の粒間には、長石が変質したと思われる短柱状ないし不定形の微細な粘土鉱物の集合体が産する。

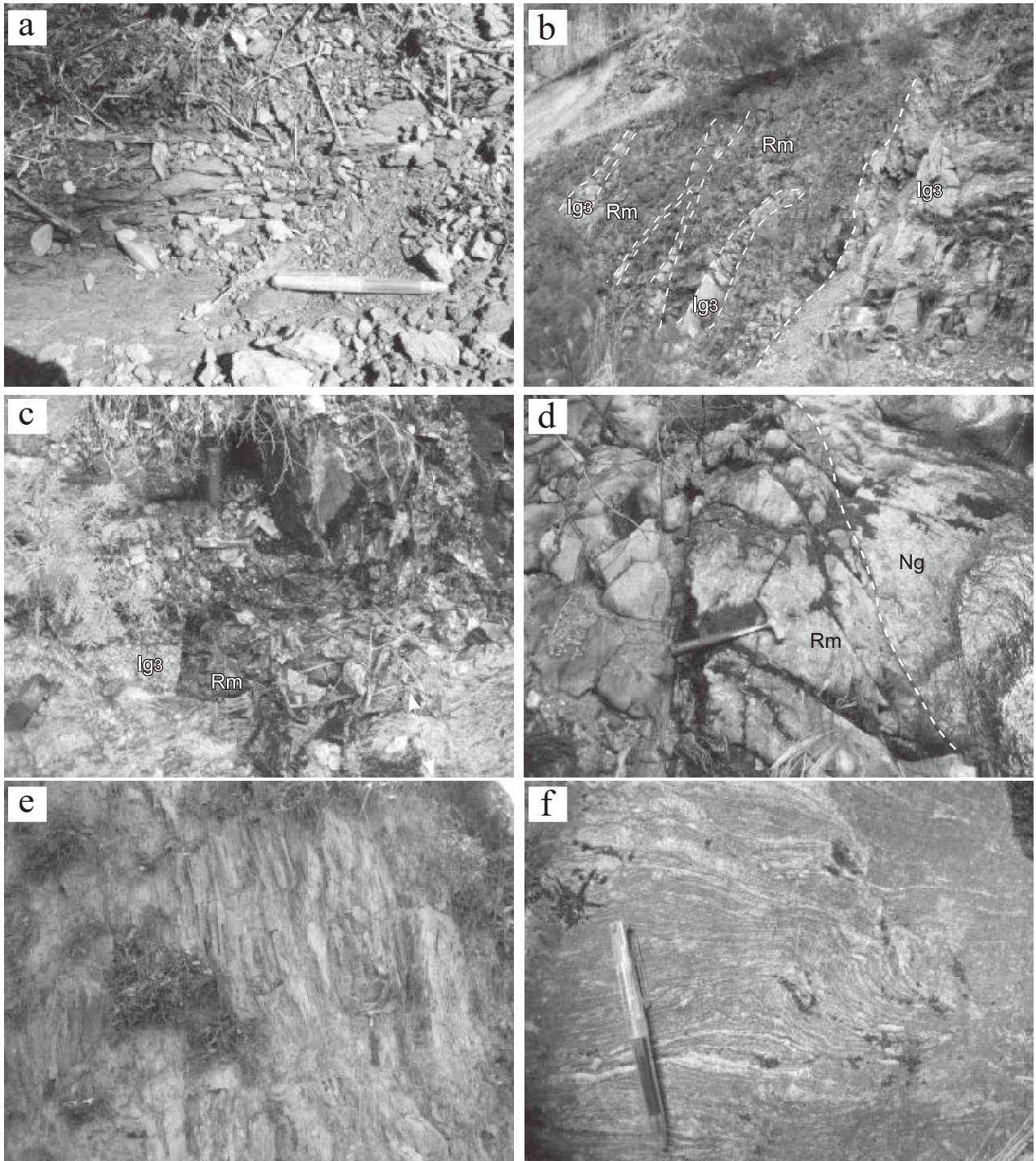
3.2.2 変成泥岩 (Rm + KC)

変成泥岩は暗灰色の泥質グラノフェルス、片岩ないし片麻岩である。野外において、北西部の瑞浪市稲津町小里の西に分布する岩体及び北東部の伊奈川花崗岩中のゼノリスは泥質グラノフェルスないし片岩として産し、東部～南部の奥矢作湖周辺から南隣の「足助」図幅地域に連続する岩体は片岩ないし片麻岩として産する。片岩として産する場合、鏡下においては片理を構成する板状の黒雲母の結晶縁は丸みを帯びている。地質図において変成泥岩に塗色した場所でも、厚さ数 m 以下の変成砂岩や変成珪質岩が挟まれることがある。

変成泥岩は、全体として、北西部の岐阜県瑞浪市稲津町小里の西に分布する岩体、北東部の伊奈川花崗岩中のゼノリス、そして東部～南部の奥矢作湖周辺の岩体のそれぞれにおいて、野外における産状が異なる。北西部の瑞浪市稲津町小里の西に分布する岩体においては、一般に黒色・緻密で、優白質な薄層が数 mm 間隔で繰り返す層状構造を示す。また、片理が発達する(第3.5図 a)。この岩体において、片理と層理面は平行である。北東部の下伊那郡明智町の北東には、すでに述べたように数 m～数 10 m 規模の領家変成コンプレックスのゼノリス(第3.5図 b)が伊奈川花崗岩中に多数包有される地域が認められる。これらのゼノリスにおいては、北西部の岩体よりも構成鉱物が粗粒な片岩として産する機会が多いが、優白質な薄層が数 mm 間隔で繰り返す層状構造を示している。岩石は緻密・塊状で片理の発達が弱いグラノフェルスである場合もある(第3.5図 c)。また、花崗岩との接触部近くではしばしば片麻岩として産する(第3.5図 d)。東部～南部の奥矢作湖周辺から続く岩体においては、ゼノリスと同様に片岩～片麻岩として産する。片理の発達した片岩として産する場合は、風化した露頭表面がしばしば片理に沿ってはがれやすくなっている(第3.5図 e)。花崗岩との接触部付近においては、優白質部と優黒質部とが数 mm 規模で繰り返す片麻状

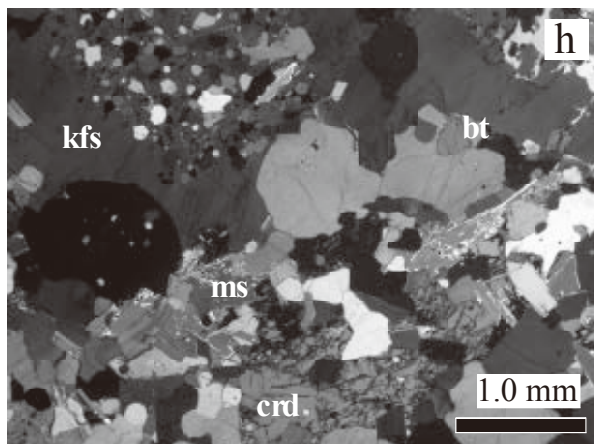
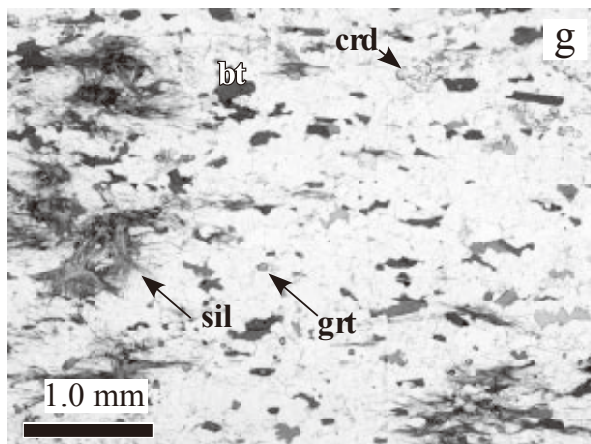
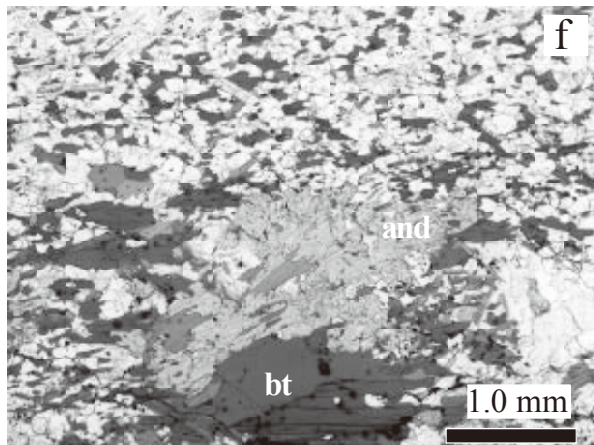
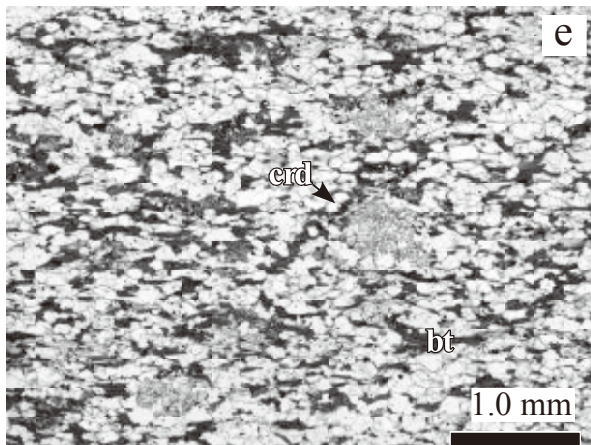
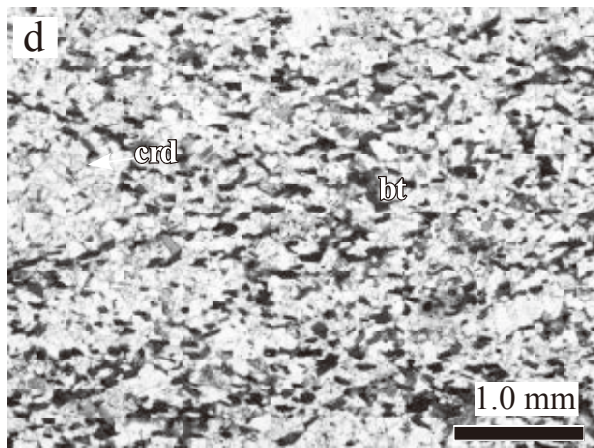
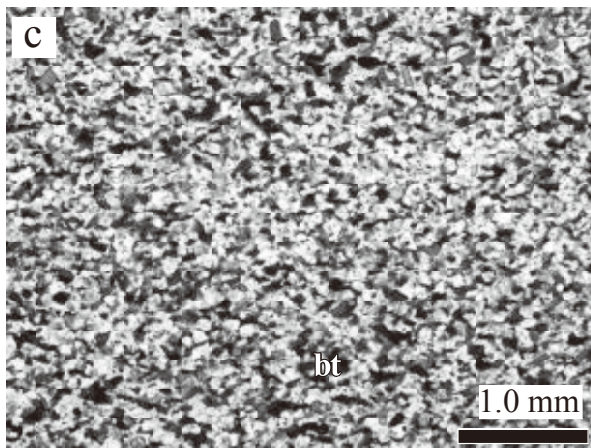
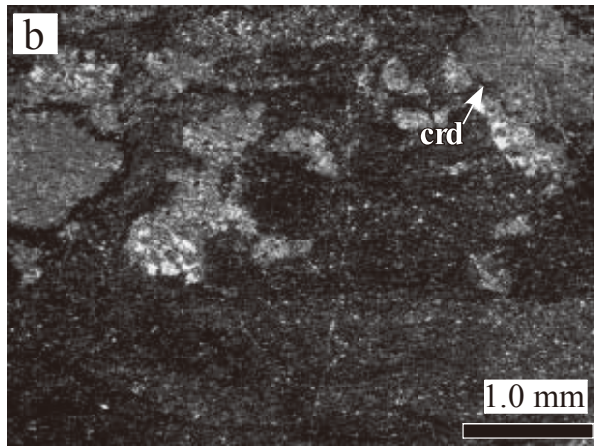
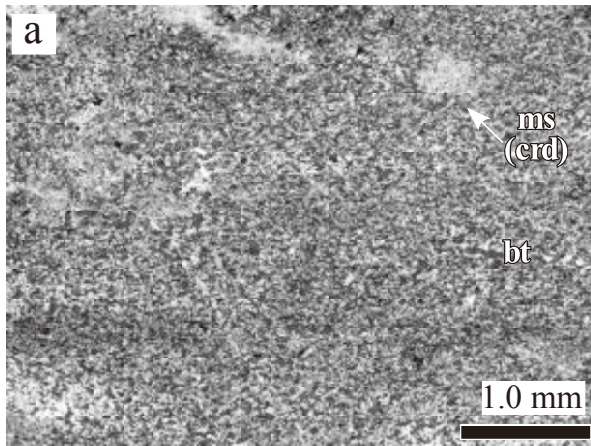
構造が顕著である(第3.5図 f)。片麻状構造は露頭において緩やかに褶曲しており、比較的厚い優白質部に挟まれる部分がブーゲン構造を示す場合もある。まれに、パッチ状ないし不規則な形態の花崗岩質の脈や優白質部が発達し、ミグマタイト状の産状を示す場合もある。

北西部の瑞浪市稲津町小里の西に分布する本帯の泥質グラノフェルスないし片岩は、堇青石カリ長石斜長石黒雲母グラノフェルスないし片岩である。両岩相とも、野外においては見かけ上、粘板岩様の産状を示すが、堇青石及びそれが変質した斑状変晶で特徴づけられる。グラノフェルスは鏡下において片理の発達が弱く、片岩に比べて粗粒な黒雲母が観察される(第3.6図 a)。片岩はグラノフェルスよりは細粒で、片理が発達する。堇青石斑状変晶は、ポイキロプラスティックな組織を示し、ほとんどの場合ピナイトや白雲母で構成されるが、まれに花卉状の堇青石が残存している(第3.6図 b)。北東部の伊奈川花崗岩中のゼノリスを構成する泥質グラノフェルス、片岩ないし片麻岩は、堇青石カリ長石斜長石石英黒雲母グラノフェルス、片岩ないし片麻岩、あるいはカリ長石斜長石石英黒雲母グラノフェルスである。グラノフェルスは塊状で片理の発達が乏しく、長石は粒状でその粒界は120°で交わる(第3.6図 c)。カリ長石には融食形・粒状の微細な黒雲母が包有される。片岩ないし片麻岩は、黒雲母の定向配列により面構造が認められるが、それらを構成する板状黒雲母は結晶縁がやや丸みを帯びた半自形である(図3.6図 d)。堇青石はしばしばポイキロプラスティックな組織を示す。東部～南部の奥矢作湖周辺から南隣の「足助」図幅地域にかけての岩体を構成する泥質片岩ないし片麻岩は、堇青石カリ長石斜長石石英黒雲母片岩ないし片麻岩を主体とし、ところによって紅柱石や珪線石、ざくろ石が含まれる。堇青石カリ長石石英斜長石黒雲母片岩は、黒雲母と片理の方向へ長軸が伸びた石英・長石が面構造を形成し(第3.6図 e)、その粒度は北西部の岐阜県瑞浪市稲津町小里の西に分布する泥質片岩(第3.6図 a)より明らかに粗粒である。伊奈川花崗岩中のゼノリスを構成する泥質片岩(第3.6図 d)とは同程度か、それよりもやや粗粒であることが多く、ゼノリス中の泥質片岩に比べて黒雲母の自形性が強い(第3.6図 e)。堇青石は多くの場合、ポイキロプラスティックな組織を示す。薄い優白質脈を伴う細粒の片麻岩では、優白質脈部に、粗粒な石英・長石とともに、粗粒な黒雲母を伴う紅柱石が認められる場合がある(第3.6図 f)。更に粗粒な片麻岩においては、羽毛状の珪線石(フィプロライト)や粒状のざくろ石(第3.6図 g)が含まれる。ミグマタイト状の産状を示す場合、包有物の少ない粗粒な堇青石結晶と、ポイキロプラスティックに融食形の黒雲母や粒状の石英を包有する粒間充填状のカリ長石も認められる(第3.6図 h)。



第 3. 5 図 領家変成コンプレックスカリ長石堇青石帯の変成泥岩の露頭写真

- (a) 変成泥岩。片理の発達した岩相を示す。(瑞浪市稲津町小里の西 3 km)
- (b) 伊奈川花崗岩中の変成泥岩ゼノリス。露頭内では変成泥岩 (Rm) に少量の伊奈川花崗岩 (Ig₃) が貫入しているが、地質図規模では変成泥岩がゼノリスとして伊奈川花崗岩に包有されている。(恵那市明智町東方)
- (c) (b) 露頭における伊奈川花崗岩と変成泥岩との境界部の拡大。(b) と同露頭)
- (d) 黒雲母花崗岩 (Ng) との接触部で片麻状構造を示す変成泥岩 (Rm)。破線は貫入境界。(恵那市明智町東方)
- (e) 本図幅地域南部の矢作湖周辺の岩体中の変成泥岩。片理の発達した岩相を示す。(豊田市日下部町)
- (f) 伊奈川花崗岩との接触部付近に産する変成泥岩。片麻状構造が発達する。(恵那市串原)



岩石記載

堇青石カリ長石斜長石石英黒雲母グラノフェルス

(瑞浪市稲津町小里の南西 3 km, 第 3. 6 図 a, [AK634])

主要鉱物は石英, 斜長石, カリ長石, 黒雲母, 白雲母, 堇青石で, 少量の不透明鉱物, アパタイト, ジルコンを伴う。堇青石はポイキロプラスティックに石英, 黒雲母, 長石及び炭質物を含む斑状変晶として産し, 白雲母とその他の結晶の集合体に変質している。黒雲母は半自形結晶として産し, 明瞭な定向配列を示さない。部分的にレンズ状ないしパッチ状に, 構成鉱物の粒度が粗粒な部分が存在し, 粗粒部のカリ長石は粒状・融食形の微細な黒雲母を包有する。

堇青石カリ長石黒雲母斜長石石英片岩

(瑞浪市稲津町小里の北西 3 km, 第 3. 6 図 b, [AK726])

主要鉱物は石英, 斜長石, カリ長石, 黒雲母, 白雲母, 堇青石で, 少量の不透明鉱物, アパタイト, ジルコンを伴う。堇青石はポイキロプラスティックに石英, 黒雲母, 長石及び炭質物を含む斑状変晶として産し, 多くが白雲母とその他の結晶の集合体に変質しているが, 新鮮なものも存在する。新鮮な堇青石は花卉状の双晶を示す。部分的にレンズ状ないしパッチ状の粗粒部が存在し, 粗粒部のカリ長石は粒状・融食形の微細な黒雲母を包有する。全体として炭質物の量比の違いによる層状構造とそれに平行なレンズ状の石英集合体, レンズ状ないし長柱状の不透明鉱物の配列による片理が発達し, 黒雲母の長軸はこの構造にやや斜交する。

カリ長石石英斜長石黒雲母グラノフェルス

(恵那市明智町杉野の北東 2 km, 第 3. 6 図 c, [AK605])

主要構成鉱物は石英, 斜長石, カリ長石, 黒雲母で, 少量の, 不透明鉱物, アパタイト, ジルコンを伴う。比較的自形性が強く粗粒な黒雲母の弱い定向配列が認められる。黒雲母は卓状, 不定形等, 様々な形態を示す。長石は粒状の半自形で, カリ長石は粒状・融食形の黒雲母やアパタイトを包有する。

堇青石カリ長石黒雲母斜長石石英片麻岩

(恵那市明智町杉野の北東 2 km, 第 3. 6 図 d, [AK602B])

主要鉱物は石英, 斜長石, カリ長石, 黒雲母, 白雲母,

堇青石で, 少量のアパタイト, 不透明鉱物, ジルコンを伴う。連続性の悪い層状ないしはレンズ状に石英集合体を主体とする粗粒部が認められ, 片麻状構造を形成する。これと平行に黒雲母の定向配列が認められる。これら定向配列した黒雲母の多色性の光学的方位や消光位はおおむね揃っている。堇青石はポイキロプラスティックな結晶として産し, 割れ目に沿ってピナイト化している。カリ長石は, 微細な黒雲母, 不透明鉱物等を包有する。レンズ状の粗粒部以外の部分を構成する石英及び長石は粒状で, それらの粒界は 120° に近い角度で交わる。

堇青石カリ長石黒雲母斜長石石英片岩

(豊田市明川町, 第 3. 6 図 e, [AK211])

主要鉱物は石英, 斜長石, カリ長石, 黒雲母, 白雲母, 堇青石で, 少量の不透明鉱物, アパタイト, 電気石, ジルコンを伴う。レンズ状に石英・長石を主体とする粗粒部が散在するが, 全体としては黒雲母の定向配列が顕著な片状構造を示す。黒雲母は粗粒部を除き全体として多色性の光学的方位及び消光位が揃っている。堇青石はポイキロプラスティックな結晶として産し, 割れ目に沿ってピナイト化している。カリ長石は, 微細な黒雲母, 不透明鉱物等を包有する。

紅柱石堇青石カリ長石黒雲母斜長石石英片岩

(豊田市明川町, 第 3. 6 図 f, [AK253])

主要鉱物は石英, 斜長石, カリ長石, 黒雲母, 白雲母, 堇青石, 紅柱石で, 少量の不透明鉱物, アパタイト, 電気石, ジルコンを伴う。パッチ状ないしレンズ状に粗粒な石英・長石・雲母を主体とする粗粒部が散在するが, 全体としては黒雲母の定向配列が顕著な片状構造を示す。黒雲母は粗粒部を除き全体として多色性の軸色が濃くなる方位及び消光位がおおむね揃っているが, これに斜交するものも存在する。堇青石は主として粗粒部にポイキロプラスティックな結晶として産し, 割れ目に沿ってピナイト化している。紅柱石も粗粒部にポイキロプラスティックな斑状変晶として産し, 周囲には羽毛状の珪線石(フィプロライト)が生じている場合もある。粗粒部以外の部分を構成する石英・長石は粒状で, それらの粒界は約 120° で交わる。

(← p. 22)

第 3. 6 図 領家変成コンプレックスカリ長石堇青石帯の変成泥岩の薄片写真

(a) 堇青石カリ長石斜長石石英黒雲母グラノフェルス, オープンニコル。(瑞浪市稲津町小里の南西 3 km)

(b) 堇青石カリ長石黒雲母斜長石石英片岩, クロスニコル。(瑞浪市稲津町小里の北西 3 km)

(c) カリ長石黒雲母グラノフェルス, オープンニコル。(恵那市明智町杉野の北東 2 km)

(d) 堇青石カリ長石黒雲母斜長石石英片麻岩, オープンニコル。(恵那市明智町杉野の北東 2 km)

(e) 堇青石カリ長石黒雲母斜長石石英片岩, オープンニコル。(豊田市明川町)

(f) 紅柱石堇青石カリ長石黒雲母斜長石石英片岩, オープンニコル。(豊田市明川町)

(g) ざくろ石珪線石堇青石カリ長石黒雲母斜長石石英片麻岩, オープンニコル。(豊田市明川町)

(h) 堇青石カリ長石黒雲母斜長石石英片麻岩, クロスニコル。(豊田市明川町)

bt: 黒雲母, ms: 白雲母, crd: 堇青石, sil: 珪線石, and: 紅柱石, grt: ざくろ石, kfs: カリ長石。

ざくろ石珪線石堇青石カリ長石黒雲母斜長石石英片麻岩
(豊田市明川町, 第 3. 6 図 g, [AK302])

主要鉱物は石英, 斜長石, カリ長石, 黒雲母, 白雲母, 堇青石, 珪線石, ざくろ石で, 少量の不透明鉱物, アパタイト, ジルコンを伴う。全体としてやや砂質で, 黒雲母の量比の違いと定向配列により, 片麻状構造を示す。堇青石はポイキロプラスティックな結晶として産し, 割れ目に沿ってピナイト化している。珪線石は羽毛状のフィブロライトとして産する。ざくろ石は径 50 μm 以下の丸みを帯びた結晶として産する。石英・長石は粒状で, それらの粒界は約 120° で交わる。

堇青石カリ長石黒雲母斜長石石英片麻岩
(豊田市明川町, 第 3. 6 図 h, [AK252])

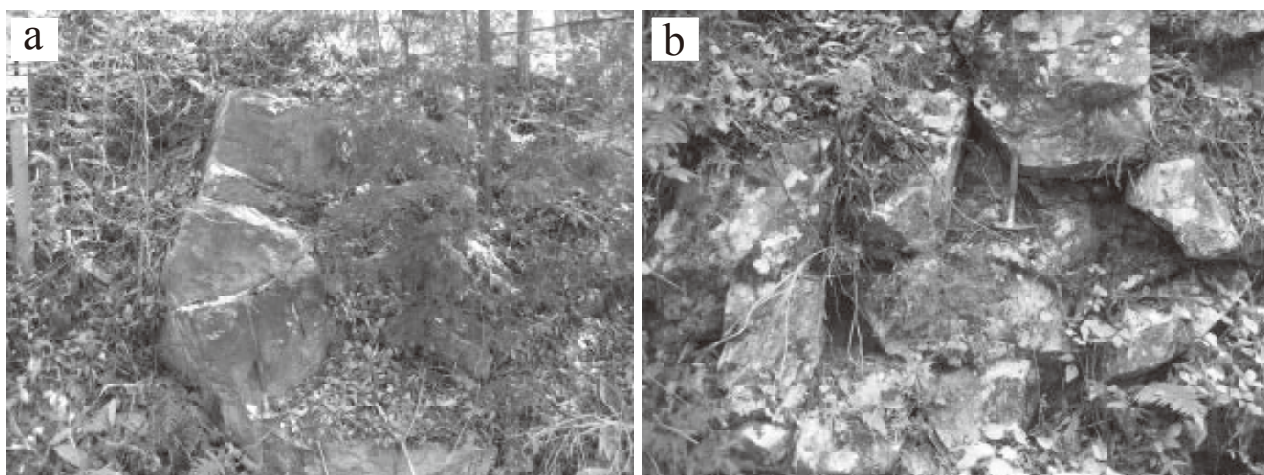
主要鉱物は石英, 斜長石, カリ長石, 黒雲母, 白雲母, 堇青石で, 少量の不透明鉱物, アパタイト, ジルコンを伴う。全体としてやや砂質で, 黒雲母の量比の違いと定向配列により, 片麻状構造を示す。堇青石は粒状結晶として産し, 粒状の石英・黒雲母・アパタイトを包有するほか, 割れ目に沿ってピナイト化している。カリ長石は, しばしば粒状ないし不定形の石英, 斜長石及び黒雲母を核部に包有するが, 縁部では含まれない。カリ長石には全体として微斜長石構造が認められる。

3. 2. 3 変成砂岩 (Rs + KC)

変成砂岩は, 北西部の瑞浪市稲津町小里の西に分布する岩体や東部～南部の奥矢作湖の南の岩体において比較的厚い層として産するほか, 変成泥岩中の薄層として産

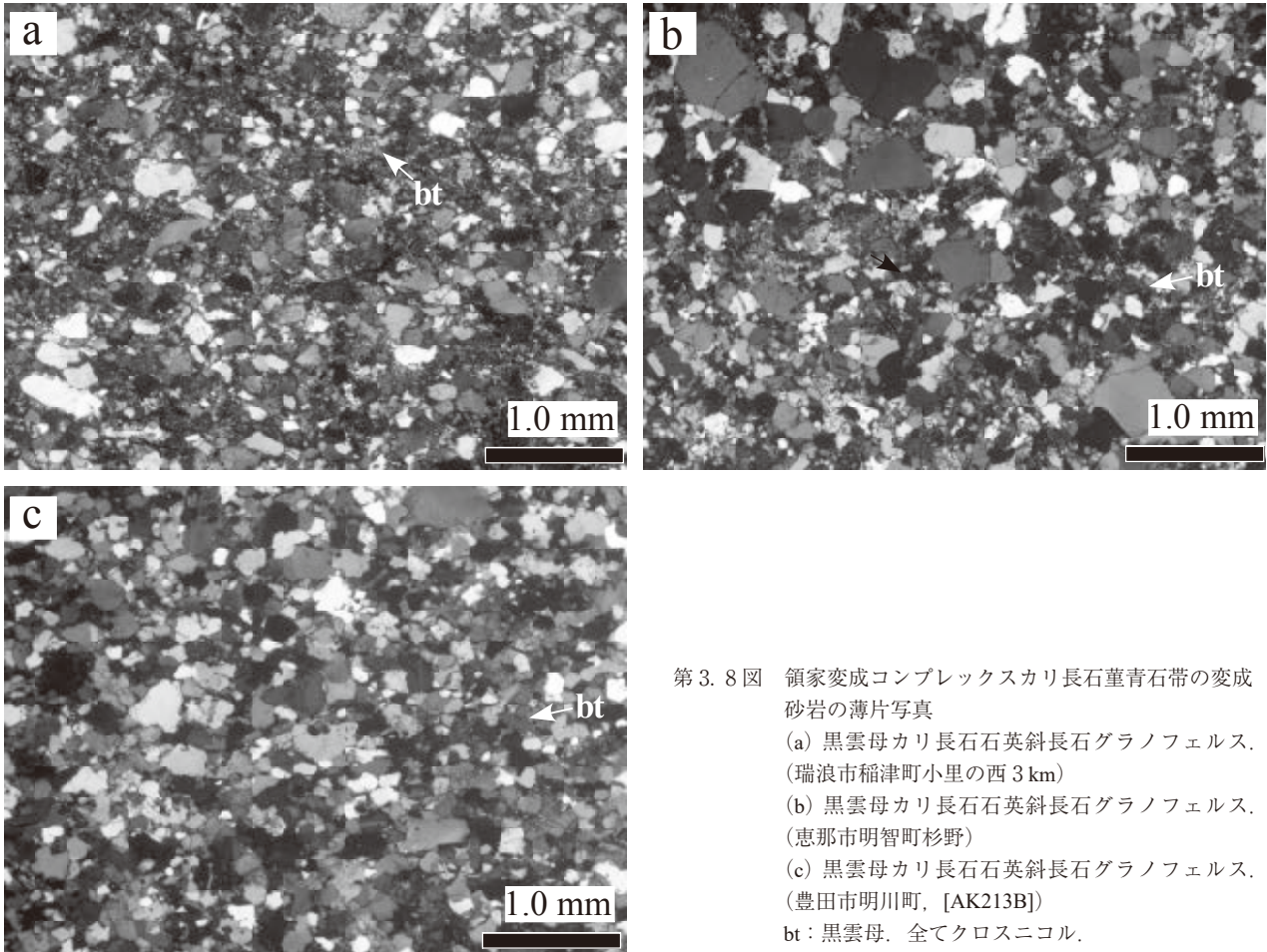
する。一般に層理及び片理の発達が悪く, 塊状を示す(第 3. 7 図 a, b)。北西部の瑞浪市稲津町小里の西に分布する岩体に比べて, 北西部の伊奈川花崗岩中のゼノリスや奥矢作湖周辺の岩体に産する変成砂岩は粒度が粗いが, 産状自体には大きな違いはなく, 灰色から暗灰色を示す砂質グラノフェルスである。ただし, 花崗岩との接触部においては, 黒雲母の量比の違いによる弱い片麻状構造を示す砂質片麻岩となっている場合がある。

砂質グラノフェルスないし片麻岩の多くは, 黒雲母カリ長石石英斜長石グラノフェルスないし片麻岩である。ただし, 主要構成鉱物の量比は試料により変化する。瑞浪市稲津町小里の西に分布する岩体では, 長径 0.5 ~ 0.2 mm の角張った石英及び長石碎屑粒子と, それより細粒の基質とから構成される砂岩の構造をよく残しており, 基質部には微細な黒雲母の集合体ないしポイキロプラスティックな結晶が形成されている(第 3. 8 図 a)。北東部の伊奈川花崗岩中のゼノリスでは, 北西部の岩体同様, 最大長径 0.5 mm 程度の石英碎屑粒子と, それより細粒の基質とから構成される砂岩の構造の名残が認められるが, 黒雲母を含め, 基質部を構成する鉱物の粒度は北西部の岩体に比べて粗い。更に, 東部～南部の奥矢作湖周辺の岩体においては, 同じく最大粒径 0.5 mm 程度の石英粒子と, それよりも細粒の基質とから構成されるが, 基質の石英・長石の平均粒径は 0.2 mm 程度と, 北東部の伊奈川花崗岩中のゼノリスよりも更に粗い。また, 比較的自形性の強い黒雲母結晶は長径 0.4 mm 程度で, 粗粒な石英粒子と同程度の大きさである。



第 3. 7 図 領家変成コンプレックスカリ長石堇青石帯の変成砂岩の露頭写真

- (a) 伊奈川花崗岩中の変成砂岩ゼノリス。砂岩ゼノリスは塊状・緻密であり, 周囲の伊奈川花崗岩は風化してマサ化している。(恵那市山岡町)
(b) 本図幅地域南部の矢作湖周辺の岩体中の変成砂岩。塊状で片理の発達に乏しい。(豊田市小田木町, 水昌山西麓)



第3.8図 領家変成コンプレックスカリ長石堇青石帯の変成砂岩の薄片写真
 (a) 黒雲母カリ長石石英斜長石グラノフェルス。
 (瑞浪市稲津町小里の西3km)
 (b) 黒雲母カリ長石石英斜長石グラノフェルス。
 (恵那市明智町杉野)
 (c) 黒雲母カリ長石石英斜長石グラノフェルス。
 (豊田市明川町, [AK213B])
 bt: 黒雲母。全てクロスニコル。

岩石記載

黒雲母カリ長石石英斜長石グラノフェルス

(瑞浪市稲津町小里の西3km, 第3.8図a, [AK730])

主要構成鉱物は石英, 斜長石, カリ長石, 黒雲母で, 少量の白雲母, 不透明鉱物, アパタイト, ジルコン, 電気石を伴う。長径0.5~0.2mmの角張った石英及び長石碎屑粒子と, それより細粒の基質とから構成される。基質部には微細な黒雲母の集合体ないしポイキロプラスティックな結晶が形成されている。最大長径0.4mm程度の白雲母が存在する。

黒雲母カリ長石石英斜長石グラノフェルス

(恵那市明智町杉野, 第3.8図b, [AK730])

主要構成鉱物は石英, 斜長石, カリ長石, 黒雲母で, 少量の不透明鉱物, アパタイト, ジルコンを伴う。最大長径0.5mm程度の石英碎屑粒子と, それより細粒の基質とから構成される組織を示す。黒雲母は他形を示す。カリ長石は, 粒状の微細な黒雲母や石英を多量に包有し, 斜長石の一部も同様の組織を示す。

黒雲母カリ長石石英斜長石グラノフェルス

(豊田市明川町, 第3.8図c, [AK213B])

主要構成鉱物は石英, 斜長石, カリ長石, 黒雲母で, 少量の不透明鉱物, アパタイト, ジルコンを伴う。最大長径0.5mm程度の石英碎屑粒子と, それより細粒の基質とから構成される組織を示し, 基質部の石英・長石の平均粒径は0.2mm程度である。黒雲母は自形性が強く最大長径0.4mm程度の結晶と, 粒状ないし丸みを帯びた微細な結晶とがあり, 後者は基質の長石や石英に包有される。

3.3 地質構造と変成作用

本図幅地域の変成岩類は全て後期白亜紀の高温低圧型変成作用を被っているものの, 周辺図幅地域から断続的に続く地質分布は, その原岩が領家変成コンプレックス構成岩類であったことを示す。本図幅地域中の変成岩体は全て領家深成岩類に取り囲まれ, 地質図のスケールで包有された産状を示すものの, 北西部の瑞浪市稲津町小里の西に分布する岩体, 北東部の伊奈川花崗岩中のゼノリス, そして東部~南部の奥矢作湖周辺の岩体のそれぞれにおいて, 層理及び片理の走向は大局的に共通して北東-南西方向を示し, 南に連続する「足助」図幅地域や「御油」図幅地域の走向とおおむね一致する。したがって,

北東部の伊奈川花崗岩中のゼノリスについても、伊奈川花崗岩に包有されることによる移動や回転をあまり被っておらず、ゼノリスの集中域全体として一体の構造を保持しているものと考えられる。これらの見掛けの層序的位置は、南の「足助」図幅の黒雲母帯の最上部あるいは黒雲母帯の更に上位に相当する可能性がある。

東部～南部の奥矢作湖周辺の岩体においては、一部が南北方向に伸張した分布を示し、構成する変成岩類の片理の走向と著しく斜交している。これら東部～南部の奥矢作湖周辺の岩体はいずれも標高 500 m～800 m の山地の尾根を中心に分布することから、現在の位置関係において、花崗岩類のルーペンダント状に分布した変成岩類が削剥され、山地の稜線部のみに残存しているものと思われる。これら、東部～南部の奥矢作湖周辺の岩体においては、主として岩体の中心部、すなわち尾根付近に変成泥岩が片岩として産し、前述の通りその片理は、定向配列する黒雲母で構成される(第 3. 6 図 e)。このような岩相は、南の「足助」及び「御油」図幅地域に産する黒雲母帯の変成泥岩と酷似しており、領家深成岩類の接触変成以前に黒雲母帯を構成していた可能性が示唆される。したがって、本図幅地域の南端付近においては、領家深成岩による接触変成作用以前には、Miyazaki (2010) の黒雲母帯の変成温度圧力条件の見積もりである、 $P = 0.29\text{--}0.37$ GPa, $T = 506\text{--}593^\circ\text{C}$ と同程度か、その低温低圧側に相当する程度の変成作用を被っていたものと考えられる。本図幅地域北東部の伊奈川花崗岩中の変成泥岩ゼノリスにおいても上述の片岩と同様の特徴が認められる(第 3. 6 図 d)。北西部の瑞浪市稲津町小里の西に分布する岩体においては、変成泥岩は明らかに細粒であるものの、やはり類似する組織上の特徴を持つことから、同様に、接触変成作用以前は黒雲母帯相当の領家深成作用を被っていたと推察される。一方、北西部の岩体においては、変成泥岩は領家深成岩との接触部付近では粗粒で、明らかなカリ長石 + 堇青石の組合せが観察されるが、岩体内部では極めて細粒で、一部は片理が発達せず黒雲母 + 堇青石 + 白雲母の組合せをもつものも存在することから、一部に黒雲母帯相当の変成温度条件であったものが存在すると思われる。

黒雲母帯の北方延長に相当する見掛けの層序的位置や、黒雲母帯の変成岩が接触変成を受けたと解釈される変成泥岩が産する一方、東部～南部の奥矢作湖周辺の岩体の変成泥岩はしばしば珪線石を含むことでも特徴づけられる。このような変成泥岩は南隣の「足助」図幅地域の連続する岩体にも産し、山崎(2012a)は浅所に伏在する武節花崗岩による接触変成を受けたためであると考えた。一方、同じ変成岩類について、三宅ほか(2014, 2016)は、伊奈川花崗岩との境界と調和的に配列する堇青石 - カリ長石帯、珪線石 - カリ長石帯及びそれと白雲母 - 黒雲母帯との漸移帯とに分帯し、伊奈川花崗岩の接

触部からこの順に配列しているとした。更に、堇青石 - カリ長石帯内では、伊奈川花崗岩に近づくにつれて変成泥岩がミグマタイトとして産することが多くなり、紅柱石斑状変晶内の柱状珪線石の出現頻度も増すことから、伊奈川花崗岩に近いほど高温の変成作用を受けているとした(三宅ほか, 2016)。そして、水平幅 8 km・伊奈川花崗岩体からの垂直距離が 5 km に及ぶ広大な接触変成帯が、伊奈川花崗岩体の熱容量が大きかったことと、同時期の多量の花崗岩質マグマの活動により、周辺地域の地温勾配が高くなっていったことを重要な要因として形成されたと解釈した(三宅ほか, 2016)。これらの伊奈川花崗岩による接触変成条件として、 $P = 0.32$ GPa, $T > 630^\circ\text{C}$ が推定されている(三宅ほか, 2016)。本図幅地域の東部～南部の変成泥岩も、その鏡下での産状や鉱物組合せとの類似性から、同程度の接触変成作用を被ったと考えられる。

一方、Takatsuka *et al.* (2018) は、本図幅地域を含む三河地方の広い範囲の領家変成コンプレックス構成岩類及び領家深成岩類のジルコン U-Pb 年代の検討を行い、領家変成 - 深成作用が 99 ~ 84 Ma, 81 ~ 75 Ma 及び 75 ~ 69 Ma の 3 つの活動ステージに分けられることを報告した。そして、このうち最も古いステージの領家深成岩類が明らかな変成作用を被っておらず、その年代が領家変成コンプレックス中のジルコンのリムの年代と一致することから、この時期に中部地殻で部分熔融を伴う広域変成作用が生じるとともに、上部地殻に深成岩類の一部が貫入したと考えた。更に、続く 81 ~ 75 Ma のステージでは、片麻状花崗岩類が領家変成コンプレックスと調和的な構造をもつことから、比較的高温条件下でシン・テクトニックに貫入し、この後に地殻全体の削剥・冷却が始まったと考えた(Takatsuka *et al.*, 2018)。本図幅地域の領家変成コンプレックスと接する領家深成岩類である武節花崗岩と伊奈川花崗岩は、ともに Takatsuka *et al.* (2018) による最後の活動ステージである 75 ~ 69 Ma に属する。Takatsuka *et al.* (2018) は、これらの岩体から得られている K-Ar 年代(例えば、山崎, 2012b, 2013) がジルコン U-Pb 年代よりもわずかに若いだけであることから、このステージの花崗岩類は、ほぼ K-Ar 系の閉鎖温度 ($340^\circ\text{C} \sim 360^\circ\text{C}$; Hodges, 2005) 程度まで冷却された上部地殻に貫入したと考えた。この時点で領家変成コンプレックスと片麻状の領家深成岩類の北に傾斜した大局的な構造は形成されており、削剥も進んでいたと述べている(Takatsuka *et al.*, 2018)。武節花崗岩や伊奈川花崗岩に包有される本図幅地域の領家変成コンプレックスの走向は、南の「足助」や「御油」図幅地域を含む三河地方の領家変成コンプレックスの走向に大局的に一致することから、すでに形成されていた領家変成コンプレックスの構造に領家深成岩類が貫入し、少なくとも岩体あるいはゼノリスの大幅な回転は伴わずに深成岩類が完全

に取り囲んでしまった結果、地質図に示した分布となったことが示唆される。一方、本図幅地域の領家変成コンプレックスは、ほぼ全域にわたり長石 + 堇青石で特徴づけられる接触変成作用を受けている。本図幅地域の変成岩類には明らかな粒度・組織の違いが認められ（第 3. 4 図，第 3. 6 図，第 3. 8 図），本図幅地域の北西部の瑞浪市稲津町小里の西に分布する岩体，北東部の伊奈川花崗岩中のゼノリス，そして東部～南部の奥矢作湖周辺の岩体の中心部，東部～南部の奥矢作湖周辺の岩体の領家深成岩類との接触部の順に粒度が粗くなる。このような組織あるいは粒度の違いは，基本的に変成作用の持続時間の違いを反映しているものと推察される。多量の花崗岩類が貫入し領家変成コンプレックス構成岩がそ

れらに包有されているにも関わらず，原岩の組織・粒度に起因すると思われる組織の違いを残しているということは，伊奈川花崗岩や武節花崗岩のジルコン U-Pb 年代と黒雲母 K-Ar 年代とが近接することに示されるように，Takatsuka *et al.* (2018) の指摘同様，貫入時に本図幅地域北西部では，地殻がすでに冷却されていたため，比較的短時間に岩体としても冷却された結果であると思われる。本図幅地域東部～南部に認められる，特に粗粒な泥質片麻岩や著しく粗粒化した変成珪質岩の分布は，領家深成岩類との接触部近傍に限られる。恐らく，その見かけ幅の違いは，現在の露出範囲に伏在する花崗岩類の分布形態を反映しているものと考えられる。

第4章 領家深成岩類

(山崎 徹)

本報告書では、領家変成コンプレックスと密接に伴って産する後期白亜紀の深成岩類を領家深成岩類として扱う。また、領家深成岩類と領家変成コンプレックスの分布域を領家帯と呼ぶ。なお、後に詳しく述べるように、本図幅地域には苗木－上松花崗岩(山田・村山, 1958)の一部とされる深成岩類が産する(例えば、河田ほか, 1961)。苗木－上松花崗岩は一般に山陽帯に属するとされている(Ishihara, 1978)が、本図幅地域では領家深成岩類及び領家変成コンプレックスに密接に伴って産するため、領家深成岩類と一括して扱う。

4.1 研究史及び概要

4.1.1 研究史

領家深成岩類は、主として花崗岩質岩から構成され、糸魚川－静岡構造線以西では、長野県塩尻付近から中部・近畿・瀬戸内地方を経て延長約700 km、幅30～50 kmの範囲に断続的に分布する。本図幅地域の領家深成岩類の分布を地質図として示し、その具体的な記載を行ったのは、20万分の1地質図幅「足助」(三浦, 1890)が最初である。この20万分の1地質図幅では、領家深成岩類に対応する花崗岩には粗粒なものと細粒なものがあり、細粒なものは三河に多いとの記述があるものの、地質図においては本図幅地域に分布する領家深成岩類が一括して花崗岩として示されている。その後、7万5千分の1地質図幅「多治見」(清野・石井, 1927a)及び同「足助」(清野・石井, 1927b)では、本図幅地域の領家深成岩類を「黒雲母花崗岩」(本地質図幅の伊奈川花崗岩塊状岩相及び弱片麻状岩相の一部に相当)、「閃雲花崗岩」及び「片状閃雲花崗岩」(本地質図幅の伊奈川花崗岩片麻状岩相及び弱片麻状岩相の大部分に相当)、「花崗閃緑岩」(本図幅地域の伊奈川花崗岩片状苦鉄質岩相に相当)、「両雲母花崗岩」(本地質図幅の武節花崗岩に相当)、半花崗岩質花崗岩(本図幅地域の黒雲母花崗岩に相当)と区分して地質図に示し、それぞれの記載を行っている。この図幅では、それぞれの分布域は若干異なるものの、おおむね本図幅と同様の岩相配置が早くも確認されている。その後、小出(1949)、Koide(1958)は、南隣の「足助」図幅地域から本図幅地域南東部にかけての北設楽郡設楽町段戸山周辺に分布する深成岩類を段戸閃緑岩類として論じた。小出(1949)は、この段戸閃緑岩類は少なくとも2つの時期の異なる

深成岩類からなるとし、「older intrusives」の一部として澄川花崗閃緑岩(本図幅地域の伊奈川花崗岩に相当)及び武節花崗岩を識別した。1953年には第一次領家団研グループが結成され、それまでの成果をまとめた中部地方領家帯の20万分の1の編纂図が作成された(領家団研グループ, 1955)。

1960年代に入ると、各地の領家深成岩類の調査が活発に行われると同時に岩体名が命名され、岩体ごとの相互関係の解明に力が注がれた。また、それらを総括し、地域ごとの岩体の対比も行われるようになった。酒井ほか(1960a, b)は、岡崎市菅生川の川砂中のジルコンを篠島型・清崎型・三谷型・澄川型・武節型・三都橋型・猿投型の7つの型(岩型名)に区別し、それらのジルコンを含む花崗岩質岩をそれぞれ、篠島花崗閃緑岩質岩体・清崎花崗閃緑岩質岩体、三谷花崗閃緑岩質岩体・澄川花崗閃緑岩質岩体・武節花崗岩質岩体・三都橋花崗閃緑岩質岩体・猿投花崗閃緑岩質岩体と呼んだ。このうち、澄川岩体と猿投岩体が本図幅地域南東の伊奈川花崗岩に相当する。酒井ほか(1963)では、これらの深成岩類の岩石学的特徴が総括的に整理されており、澄川岩体については5つ、武節岩体については4つ、そして猿投岩体については3つの岩相区分が提案されている。これらの各岩相の具体的な分布は示されていないが、この区分は後の研究の基礎となっている。ただし、澄川岩体と猿投岩体は酷似しているとされており、酒井ほか(1960a)で示された両岩体の分布は本図幅の岩相分布に対応していない。山田・端山(1967)は、本図幅地域の領家深成岩類を含む中部地方の花崗岩類の全岩化学組成の検討を行い、中部地方各地の岩体の対比を初めて行った。この対比にあたり、中部地方領家帯の花崗岩類が古期花崗岩と新期花崗岩に大別されることを明示的に述べている。山田・端山(1967)では、本図幅地域に分布する澄川花崗岩体(伊奈川花崗岩体)・武節花崗岩体はいずれも古期花崗岩とされている。

1970年代に入ると、本図幅地域の個々の岩体の岩石学的特徴や貫入関係の検討とともに、中部地方領家帯の花崗岩類との対比の中で包括的に珪長質火成活動を理解しようとする試みが活発となった。仲井(1970)は、酒井ほか(1960a, b)によるジルコンの群色を用いた岩体区分を踏襲し、本図幅地域の岩体区分と地質図の作成を初めて系統的に行った。この成果は、後の20万分の1地質図幅「豊橋及び伊良湖岬」(牧本ほか, 2004)まで踏

襲されることとなる。仲井(1970)は、本図幅地域の領家深成岩類を澄川岩体(酒井ほか, 1960aの猿投花崗岩類と澄川花崗閃緑岩類を一括; 本図幅地域の伊奈川花崗岩に相当), 及び武節岩体(本図幅地域の武節花崗岩に相当), そして苗木岩体とに区分し, この順に被貫入-貫入関係があると述べた。更に, 特に説明はないものの, 澄川岩体が伊奈川花崗岩体に, 苗木岩体が上松花崗岩体に対比できると図示している。仲井(1970)による岩体相互の関係に基づけば, 澄川岩体, 武節花崗岩体及び苗木岩体は, いずれも濃飛流紋岩よりも新期の花崗岩類に所属するとされている。岐阜県地質鉱産図(岐阜県, 1970)では, 本図幅地域を構成する深成岩類の大半が伊奈川花崗岩構成岩相として描かれ, 南東部及び北東部に径数 km 程度の武節花崗岩の岩体の分布が示されているほか, 本図幅地域北中部から北東部にかけて, 径 1 km 程度の細粒黒雲母花崗閃緑岩の小岩体が点々と分布している。

領家深成岩類の放射年代が 1960 年代に発表されはじめると, それまでに古期花崗岩類と新期花崗岩類とに区別していた深成岩類との間に年代のギャップがないことが明らかとなった。また, 領家深成岩類の一部が濃飛流紋岩を貫いている事実が発見されたことから, 領家研究グループが再度結成され, 中部地方領家帯の全域にわたって花崗岩類の岩体区分と相互関係についての検討が行われた(領家研究グループ, 1972)。その結果は領家研究グループ(1972)にまとめられ, 地質図として山田ほか(1972)の 20 万分の 1 地質図幅「豊橋」及び 20 万分の 1 「中部地方領家帯地質図」(山田ほか, 1974)として公表された。領家研究グループ(1972)では, 中部地方の領家深成岩類の総括的な対比が行われ, 活動時期を 9 つの時階に区分した。この中で, 本図幅地域の澄川花崗閃緑岩体が伊奈川花崗岩体と対比され第 5 時階に, 武節花崗岩体が第 7 時階に, そして苗木-上松花崗岩体が第 9 時階に位置づけられた。

Nakai (1974) は, 本図幅地域の伊奈川花崗岩に関する詳細な地質学的・岩石学的検討をまとめ, 4 つの岩相タイプとその分布, それぞれの相互関係を示した。この岩相区分及びその分布は仲井(1970)で示されたものが基本的に踏襲されている。Nakai (1974)によると, Type I は中粒角閃石黒雲母トータル岩-花崗閃緑岩-アダメロ岩(モンゾ花崗岩), Type II は粗粒斑状角閃石黒雲母花崗閃緑岩-アダメロ岩, Type III は粗粒角閃石黒雲母花崗閃緑岩-アダメロ岩, そして Type IV は粗粒角閃石含有黒雲母アダメロ岩であり, Type I は Type II に漸移, Type II は Type III と Type IV に漸移, Type III は Type IV に漸移し, Type I と III の境界は比較的明瞭であるものの, 貫入関係は観察されないとしている。しかしながら, Type IV が非調和に Type I に貫入していることから, Nakai (1974) は Type I から Type IV にむけて順に貫入し

たと述べた。また, ここで澄川岩体(澄川花崗岩・澄川花崗閃緑岩)が, 伊奈川花崗岩と一括された。なお, Type I は領家研究グループ(1972)では小原花崗岩と呼ばれていたが, Nakai (1974)においては伊奈川花崗岩の岩相の一つとして記述されている。ただし, その後も小原岩体と呼ばれている場合もある(Nakai and Suzuki, 2003)。Nakai (1976)では, 本図幅地域の他の岩体との相互関係や岩石学的特徴, 全岩化学組成をまとめ総括的な火成活動史を提示した。この火成活動史は, 領家研究グループ(1972)と本質的に同じである。

Ishihara and Terashima (1977) は, 本図幅地域を含む, 白川・土岐・岡崎横断面に沿う地域の白亜紀花崗岩類から 48 個の全岩主成分及び微量成分組成を報告し, 広域的な変化を論じた。更に, 領家花崗岩類が中部-下部地殻において異常に高い熱流量の下で主として泥質-砂質変成岩から発生したことを主張し, はじめて岩石成因論的な議論を行った。こうした地球化学的検討は, その後の黒田ほか(1982)による水素同位体比の検討, Tsusue *et al.* (1987) の希土類元素パターン^との検討などによっても行われている。原山ほか(1985)は, 中部地方の白亜紀-古第三紀火成活動を総括し, それまで岩相的類似性や相互の貫入関係, 濃飛流紋岩との前後関係から編み上げられてきた火成活動史及び広域対比について, 可能な限り Rb-Sr 法や K-Ar 法などの放射年代値を尊重して再検討した。そして, 火成活動を 5 つのステージに区分し, 本図幅地域の武節花崗岩及び伊奈川花崗岩は, 領家変成作用(ステージ I, 約 120 Ma 頃-約 90 Ma)の終息時から約 65 Ma 頃までのステージ II に相当するとし, 苗木・土岐花崗岩もこのステージに含められている。

山本ほか(1998)では, 本図幅地域を含む豊田市北東部の地球化学図が, 星・服部(1999)では本図幅地域の伊奈川花崗岩の節理解析が行われるなど, 岩石学的検討以外の様々な検討も行われている。これらの検討は, 仲井(1970)と Nakai (1974)の岩相区分に基づいている。

Kutsukake (2002) は, 本図幅地域を含む三河地方及び近畿地方の花崗岩類の総括的な岩石学的・地球化学的検討を行い, 本図幅地域に分布する伊奈川花崗岩及び武節花崗岩を 85~75 Ma の固結年代をもつ新期領家花崗岩類に分類し, 古期・新期領家花崗岩類の大部分はイルメナイト系列・I タイプ花崗岩の性質をもち, 地球化学的に類似した特徴をもつとした。そして, そうした特徴をもつ花崗岩類は角閃岩の脱水溶融もしくはソレアイト質玄武岩の 1 GPa 以上の高圧での加水溶融によって生じ, そのような溶融を引き起こした熱源が領家深成岩類中の苦鉄質岩であると述べた。

Nakai and Suzuki (2003) 及び Kutsukake *et al.* (2003) には, 本図幅地域を含む三河地域の領家深成岩類の地質学的, 岩石学的, 地球化学的特徴及びそれまでに得られている年代がまとめられている。このうち, Nakai and

Suzuki (2003) によると、武節花崗岩体は細粒黒雲母花崗閃緑岩、中粒黒雲母花崗岩-花崗閃緑岩(トータル岩を含む)、中粒両雲母モンゾ花崗岩、そして細粒両雲母花崗閃緑岩の4つの岩相に区分され、それぞれの分布の境界は明瞭ではないものの、中粒両雲母モンゾ花崗岩が最も広範に分布していると述べている。更に、中粒両雲母モンゾ花崗岩が細粒両雲母花崗閃緑岩に貫入されているとしている。

Tsuboi (2005) は、本図幅地域を含む伊奈川花崗岩のアパタイトの Sr 同位体比の検討を行い、同岩体の Sr 同位体初生値に著しい不均質性が認められること、そうした不均質性は単純な結晶分化作用では説明できず、2成分混合が重要な役割を果たしていることを指摘した。そして、伊奈川花崗岩のうち、Nakai (1974) による Type I と II では、同岩相に多数含まれる暗色包有岩の同化作用、あるいは包有岩をもたらした苦鉄質マグマとの混合が生じており、Type III と IV はすでに混合が終了したマグマから形成されたと述べた。Ishihara and Chappell (2007) は、本図幅地域を含む中部地方の領家深成岩類の全岩化学組成の再検討を行い、すべての岩体がイルメナイト系列 (Ishihara, 1977) に属し、武節花崗岩(岩型)がアルミナ飽和度 $[A/CNK = Al_2O_3/(CaO + Na_2O + K_2O)]$ において S タイプ花崗岩 (Chappell and White, 1974) の特徴をもち、アルカリ比については I タイプ花崗岩の特徴をもち、そしてそれ以外の花崗岩類は I タイプ花崗岩に分類されることを示した。更に、本図幅地域の伊奈川花崗岩及び黒雲母花崗岩を含む、武節花崗岩体以外の I タイプ花崗岩類は、中央構造線から北方にむけて珪長質となることを指摘した。同様の化学組成に基づいた広域対比は、前述の Ishihara and Terashima (1977) のほか、Ishihara and Wu (2001) や Ishihara and Murakami (2006) によっても論じられている。

苗木-上松花崗岩(山田・村山, 1958)のうち、岐阜県土岐市を中心とする岩体は土岐花崗岩と呼ばれ(石原・鈴木, 1969)、本図幅地域外であるが、岩石学的、地球化学的、構造地質学的、年代学的検討や熱水変質に関する検討等、様々な検討が行われている。このうち、岩石学的・地球化学的検討としては、土岐花崗岩体内における岩相と化学組成の詳細な検討(湯口ほか, 2010)や、Sr 同位体初生比の空間分布に関する検討(Yuguchi *et al.*, 2013)が行われている。湯口ほか(2010)は、土岐花崗岩体から 483 試料の全岩主成分化学組成分析を行い、岩石記載とあわせて岩体の岩相区分とその分布形態を明らかにした。それによると、土岐花崗岩体は、岩体の縁部に分布する白雲母黒雲母花崗岩、中心部に分布する黒雲母花崗岩、そしてそれらの中間に分布する普通角閃石黒雲母花崗岩から構成される累帯深成岩体とされている(湯口ほか, 2010)。この岩相変化に対応して、全岩化学組成も岩体中心部のメタアルミナスから周縁部のパーアル

ミナスに変化する。湯口ほか(2010)は、岩体中心部から周縁部にむけての全岩化学組成変化は、壁岩である美濃帯の泥質ホルンフェルスの部分熔融メルトとの混成作用によって生じた可能性を強く示唆しつつも、3岩相の SiO₂ 量の組成領域が重なることは、それぞれの岩相が別々の親マグマに由来し、同時期的に貫入した可能性も否定できないと述べている。更に、Yuguchi *et al.* (2013) では、それらの岩相についての Sr 同位体比の検討を行い、岩体全体として母岩の美濃帯堆積岩類との同化分別結晶作用(AFC)によってその変化傾向が説明され、岩体周縁部の高いアルミナ飽和度をもつ岩相に関しては、貫入の際の母岩の同化作用の影響を強く受けていると述べた。更に、Nishimoto *et al.* (2014) は、土岐花崗岩中のボーリングコア試料に熱水変質により局所的に変質閃長岩(エピ閃長岩)が形成されていることを報告し、この熱水変質は、土岐花崗岩の定置後約 6 Ma である 70.6 ± 3.1 Ma に、Sr 同位体比に関して閉鎖系の条件下で生じたと述べている。山崎(2019)は、本図幅地域北東部の岐阜県恵那市明智町東方周辺に分布する深成岩類の岩石学的・地球化学的検討を行い、岩相的に類似する武節花崗岩と黒雲母花崗岩とが、全岩化学組成、特に全岩希土類元素組成で明瞭に区別されることを明らかにした。その上で、武節花崗岩は多くがアルミナ飽和度(A/CNK)が 1.1 以上のパーアルミナスな組成を示し、泥質堆積岩起源マグマからのざくろ石の分別が示唆されること、黒雲母花崗岩は母岩の変成泥岩の不均質な同化作用の影響で大きなアルミナ飽和度の幅を持つこと、黒雲母花崗岩の親マグマは周囲の中部地方領家帯のメタアルミナス花崗岩類と類似した起源物質に由来するものの、地殻のより浅部で発生したために全体として SiO₂ に富む性質を獲得した可能性があることを示唆した。

Takatsuka *et al.* (2018) では、本図幅地域を含む三河地方の領家深成岩類の U-Pb ジルコン年代の検討を行い、それらが 99 ~ 95 Ma, 81 ~ 75 Ma 及び 75 ~ 69 Ma の3つの年代パルスを示すことを明らかにした。このうち、最初のパルスを含む 99 ~ 84 Ma には領家変成コンプレックスの広域変成作用が伴われる。本図幅地域に分布する伊奈川花崗岩及び武節花崗岩はいずれも最も若い 75 ~ 69 Ma の年代パルスに含まれ、これらの U-Pb ジルコン年代と黒雲母 K-Ar 年代との間にわずかな年代差しかないため、この時期には領家変成コンプレックスがすでに北に傾斜する構造を持ち、K-Ar 系の黒雲母の閉鎖温度まで冷却されていたと考えた(Takatsuka *et al.*, 2018)。

4.1.2 年代

1960年代以降、領家深成岩類及び領家変成コンプレックス構成岩類の放射年代が出されはじめ、領家深成岩類全体の活動史や岩体間の対比に大きな制約を与えてき

た。そうした活動史や岩体対比は、既存及び新たな年代測定手法による年代データの蓄積により、度々見直しが行われてきた。そこで、以下に本図幅地域から得られた年代と、本図幅地域を構成する領家深成岩類に相当する岩型の年代について整理する。以下の記述はおおむね報告された年代順になされているが、岩型、地域、手法等の関連する報告は適宜まとめて記述している。なお、K-Ar法及びRb-Sr法で得られた年代値は、 ^{40}K の壊変定数として $\lambda_p=4.962 \times 10^{-10}/\text{y}$ と $\lambda_c=0.581 \times 10^{-10}/\text{y}$ 、 ^{87}Rb の壊変定数として $1.47 \times 10^{-11}/\text{y}$ (Steiger and Jäger, 1977)で一部再計算した値を用いている。以下に述べる既存の年代値のまとめを第4.1表に示す。

柴田ほか(1962)は、長野県、岐阜県及び愛知県の伊奈川花崗岩と苗木花崗岩の黒雲母 K-Ar 年代として、それぞれ74~65 Maと70~66 Maを報告している。河野・植田(1966)は、伊奈川花崗岩の黒雲母 K-Ar 年代として長野県と岐阜県から69~66 Ma、武節花崗岩の黒雲母 K-Ar 年代として愛知県岡崎市から75 Maを、苗木花崗岩の年代として岐阜県中津川市から74~69 Maを報告している。早瀬・石坂(1967)は、本図幅地域西隣の「瀬戸」図幅地域の愛知県豊田市猿投町の伊奈川花崗岩から黒雲母の Rb-Sr 鉱物年代として69 Maを、岐阜県中津川市の苗木花崗岩から黒雲母 Rb-Sr 鉱物年代として68 Ma

を、カリ長石 Rb-Sr 鉱物年代として73~69 Maを報告している。また、Kagami(1973)は、伊奈川花崗岩(長野県・岐阜県)の Rb-Sr 全岩アイソクロン年代として76.9 Maを報告している。仲井(1982)は、武節花崗岩から $71.7 \pm 1.4 \text{ Ma}$ の Rb-Sr 全岩アイソクロン年代と、白雲母 K-Ar 年代 $68.2 \pm 3.4 \text{ Ma}$ 及び黒雲母 K-Ar 年代 $66.0 \pm 3.3 \text{ Ma}$ を報告した。また、Shibata and Ishihara(1979)は、武節花崗岩及び土岐花崗岩から、それぞれ $82.5 \pm 3.9 \text{ Ma}$ と $72.3 \pm 3.9 \text{ Ma}$ の Rb-Sr 全岩アイソクロン年代を報告している。

1990年代からは、三河地方の領家深成岩類のモナザイトの CHIME 法による年代測定が精力的に行われた。武節花崗岩については、南隣の「足助」図幅地域の豊田市足助町及び松平町から、 $77.6 \pm 3.7 \text{ Ma}$ 、 $78.1 \pm 2.0 \text{ Ma}$ 、 $78.5 \pm 2.6 \text{ Ma}$ を報告している(鈴木ほか, 1994)。また、岡崎市滝町から恵田町の3ヶ所の砕石場から、 $75.3 \pm 4.9 \text{ Ma}$ 、 $77.2 \pm 4.1 \text{ Ma}$ と $75.9 \pm 6.1 \text{ Ma}$ を報告している(Nakai and Suzuki, 2003)。伊奈川花崗岩については、本図幅地域の西隣の「瀬戸」図幅地域の愛知県豊田市猿投町(本図幅地域の塊状岩相に相当)から $81.9 \pm 1.4 \text{ Ma}$ と $82.6 \pm 1.8 \text{ Ma}$ が(Suzuki and Adachi, 1998)、南隣の「足助」図幅地域の豊田市東大見町と豊田市川面町(本図幅地域の片麻状岩相の南東縁に相当)から $83.5 \pm 1.5 \text{ Ma}$

第4.1表 「明智」図幅地域に産する領家深成岩類及び「明智」以外の地域からの同岩型の領家深成岩類の放射年代値

岩体	手法	対象	年代値(Ma)	文献	備考
伊奈川花崗岩	K-Ar	黒雲母	74-65	柴田ほか(1962)	
伊奈川花崗岩	K-Ar	黒雲母	69-66	河野・植田(1966)	
伊奈川花崗岩	K-Ar	黒雲母	$70.1 \pm 1.8-66.7 \pm 1.7$	山崎(2012b, 2013)	
伊奈川花崗岩	Rb-Sr	黒雲母	69	早瀬・石坂(1967)	
伊奈川花崗岩	Rb-Sr	全岩-斜長石-角閃石-黒雲母フラクション	$63.0 \pm 2.0, 67.4 \pm 1.4, 71.5 \pm 2.4$	Tsuboi(2005)	
伊奈川花崗岩	Rb-Sr	全岩	76.9	Kagami(1973)	
伊奈川花崗岩	FT	ジルコン	73.7 ± 7	Murakami <i>et al.</i> (2006)	
伊奈川花崗岩	U-Pb	ジルコン	$73.3 \pm 3-67.4 \pm 4$	Murakami <i>et al.</i> (2006)	LA-ICP-MS
伊奈川花崗岩	U-Pb	ジルコン	$74.7 \pm 0.7-69.2 \pm 0.5$	Takatsuka <i>et al.</i> (2018)	LA-ICP-MS
伊奈川花崗岩	CHIME	モナザイト	$81.9 \pm 1.4, 82.6 \pm 1.8$	Suzuki and Adachi(1998)	
伊奈川花崗岩	CHIME	モナザイト	$83.5 \pm 1.5-82.3 \pm 3.6$	三宅ほか(2016)	
苦鉄質岩	U-Pb	ジルコン	72.4 ± 1.2	Nakajima <i>et al.</i> (2004)	SHRIMP
武節花崗岩	K-Ar	黒雲母	75	河野・植田(1966)	
武節花崗岩	K-Ar	黒雲母	71.1 ± 1.8	山崎(2012b, 2013)	
武節花崗岩	Rb-Sr	全岩	71.7 ± 1.4	仲井(1982)	
武節花崗岩	Rb-Sr	全岩	82.5 ± 3.9	Shibata and Ishihara(1979)	
武節花崗岩	Re-Os	モリブデナイト	76.4 ± 0.3	Ishihara <i>et al.</i> (2002)	
武節花崗岩	CHIME	モナザイト	75.3 ± 4.9	Nakai and Suzuki(2003)	
武節花崗岩	CHIME	モナザイト	$77.6 \pm 3.7, 78.5 \pm 2.6, 78.1 \pm 2.0$	鈴木ほか(1994)	
武節花崗岩	CHIME	モナザイト	$75.9 \pm 6.1, 77.2 \pm 4.1$	Nakai and Suzuki(2003)	
苗木花崗岩	CHIME	モナザイト	67.2 ± 3.2	鈴木ほか(1994)	
苗木花崗岩	CHIME	トーライト	69.4 ± 1.5	Yokoyama <i>et al.</i> (2016)	
苗木花崗岩	U-Pb	ジルコン	71.3 ± 1.6	中島ほか(1993)	SHRIMP
土岐花崗岩	U-Pb	ジルコン	$74.7 \pm 4.2-70.4 \pm 1.7$	Yuguchi <i>et al.</i> (2016)	LA-ICP-MS
土岐花崗岩	K-Ar	黒雲母	$78.5 \pm 3.9-59.7 \pm 1.5$	Yuguchi <i>et al.</i> (2011)	
土岐花崗岩	K-Ar	黒雲母	$74.0 \pm 1.8-72.3 \pm 1.8$	山崎・梅田(2012)	
土岐花崗岩	K-Ar	普通角閃石	74.3 ± 3.7	Yuguchi <i>et al.</i> (2011)	
土岐花崗岩	K-Ar	普通角閃石	$74.6 \pm 3.7-73.9 \pm 3.7$	山崎・梅田(2012)	
土岐花崗岩	FT	ジルコン	$75.6 \pm 3.3-52.8 \pm 2.6$	Yuguchi <i>et al.</i> (2011)	
土岐花崗岩	FT	ジルコン	$73.2 \pm 2.9-37.6 \pm 3.8$	山崎・梅田(2012)	
土岐花崗岩	CHIME	モナザイト	68.3 ± 1.8	Suzuki and Adachi(1998)	

「明智」図幅地域外からの報告を含む。CHIME: chemical Th-U-total Pb isochron method, FT: フィッション・トラック法, LA-ICP-MS: レーザーアブレーション ICP-MS, SHRIMP: 高精度高分解能イオンマイクロプローブ。

と 82.3 ± 3.6 Ma が報告されている (三宅ほか, 2016).

Tsuboi (2005) は、伊奈川花崗岩の Rb-Sr 鉱物アイソクロン年代として、Type II 岩相 (本図幅地域の片麻状岩相に相当) の 71.5 ± 2.4 Ma と 63.0 ± 2.0 Ma、Type III 岩相 (本図幅地域の塊状岩相に相当) の 67.4 ± 1.4 Ma を報告している。Murakami *et al.* (2006) は、本図幅地域南隣の「足助」図幅地域の伊奈川花崗岩分布域である豊田市田^た振町から、 73.3 ± 3 Ma ~ 67.4 ± 4 Ma のレーザーアブレーション ICP-MS による U-Pb ジルコン年代と、 73.7 ± 7 Ma のジルコンフィッシュトラック年代を報告し、同地域の伊奈川花崗岩の固結年代であるとした。山崎 (2012b, 2013) は、南隣の「足助」図幅地域において、豊田市大塚町に分布する伊奈川花崗岩塊状岩相から 70.1 ± 1.8 Ma、豊田市香嵐溪付近の伊奈川花崗岩片麻状斑状岩相 (本図幅地域の片麻状岩相に相当) から 66.7 ± 1.7 Ma、新城市作手川内の武節花崗岩から 71.1 Ma の黒雲母 K-Ar 年代を報告している。

Takatsuka *et al.* (2018) は、これらの地域の領家深成岩類中のレーザーアブレーション ICP-MS による U-Pb ジルコン年代の検討を行い、南隣の「足助」図幅地域の豊田市豊松町の伊奈川花崗片麻状岩相から 74.7 ± 0.7 Ma、豊田市大塚町の伊奈川花崗岩塊状岩相から 69.2 ± 0.5 Ma の年代を、「足助」図幅地域の豊田市花沢町、「御油」図幅地域の岡崎市夏山町と岡崎市木下町の武節花崗岩から、それぞれ 70.8 ± 1.4 Ma, 69.5 ± 0.4 Ma 及び 70.9 ± 0.9 Ma の年代を報告している。これらの年代値は、伊奈川花崗岩については誤差を考慮しても CHIME 年代よりも有意に若い。このことについて、Takatsuka *et al.* (2018) は、伊奈川花崗岩は自形の火成褐れん石を含むものの、モナザイトを欠くことから、CHIME 年代は主要な火成年代を示すものではないと推察している。このような CHIME モナザイト年代と U-Pb ジルコン年代との同様の差異は、「足助」から「御油」図幅地域に分布する新城トータル岩や三都橋花崗閃緑岩においても認められ、Takatsuka *et al.* (2018) は、古い年代を示すモナザイト粒子は、周囲の変成岩に由来したと考えている。一方、武節花崗岩については、誤差を考慮すると CHIME モナザイト年代と U-Pb ジルコン年代とはおおむね調和的であると評価している (Takatsuka *et al.*, 2018)。

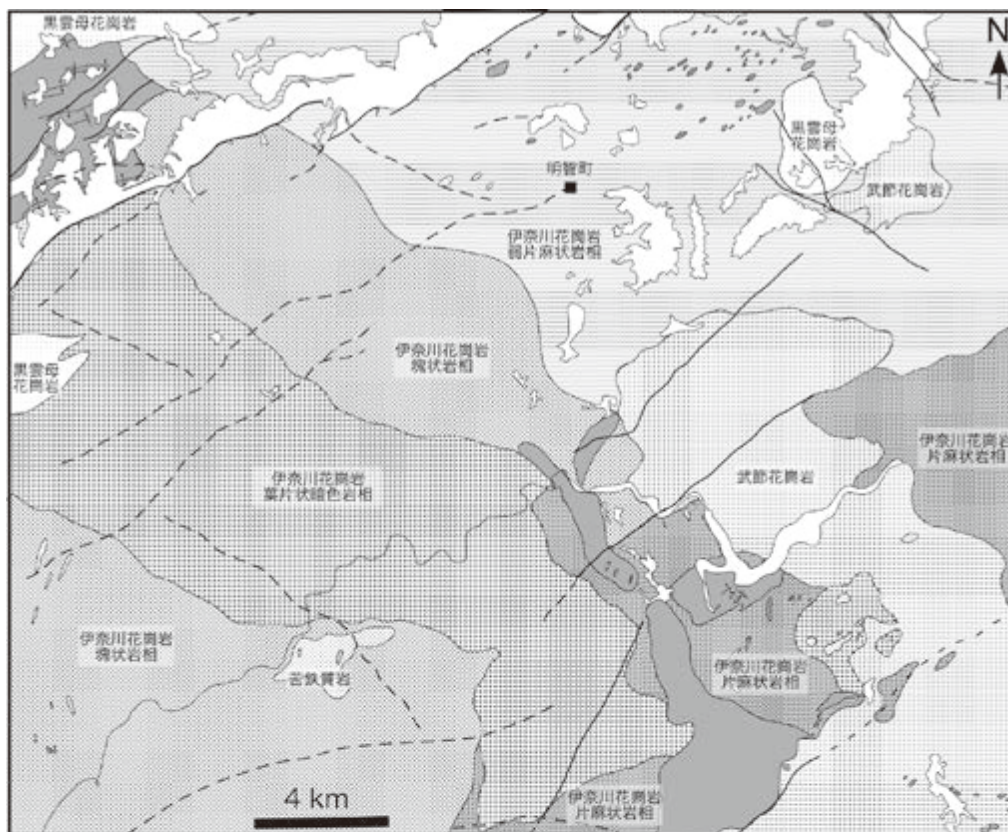
本図幅地域の黒雲母花崗岩に相当する岩相については、土岐花崗岩から 68.3 ± 1.8 (Suzuki and Adachi, 1998)、苗木花崗岩から 67.2 ± 3.2 Ma (鈴木ほか, 1994) の CHIME モナザイト年代と 71.3 ± 1.6 Ma のジルコン U-Pb 年代 (中島ほか, 1993)、そして 69.4 ± 1.5 Ma の CHIME トーライト年代 (Yokoyama *et al.*, 2016) が報告されている。土岐花崗岩からは数多くの K-Ar 年代も報告されており、Yuguchi *et al.* (2011) は、普通角閃石 K-Ar 年代として 74.3 ± 3.7 Ma を、黒雲母 K-Ar 年代として 78.5 ± 3.9 Ma ~ 59.7 ± 1.5 Ma を、山崎・梅田 (2012) は、

普通角閃石 K-Ar 年代として 74.6 ± 3.7 Ma と 73.9 ± 3.7 Ma を、黒雲母 K-Ar 年代として 74.0 ± 1.8 Ma ~ 72.3 ± 1.8 Ma を報告している。更に、土岐花崗岩からは、ジルコンフィッシュトラック年代として、 75.6 ± 3.3 Ma ~ 52.8 ± 2.6 Ma (Yuguchi *et al.*, 2011) 及び 73.2 ± 2.9 Ma ~ 37.6 ± 3.8 Ma (山崎・梅田, 2012) が報告されている。

そのほかの年代値の報告として、Ishihara *et al.* (2002) は、岡崎市滝町の武節花崗岩のペグマタイト質岩脈中のモリブデナイトの Re-Os 年代として、 76.4 ± 0.3 Ma を報告している。

4. 1. 3 概要

本図幅地域の領家深成岩類は、伊奈川花崗岩が分布域の大半を占め、東部に武節花崗岩が、北西部及び北東部の小岩体として苗木-上松-土岐花崗岩が分布する (第 4. 1 図)。これらの名称は、上述の中部地方領家帯の深成岩類の広域的対比を踏まえた岩型名である。このうち、伊奈川花崗岩は本図幅地域の中央部付近を北西-南東方向にのびる葉片状暗色岩相、その南西部と北東部の塊状岩相、塊状岩相の北東部の弱片麻状岩相、そして南東部の片麻状岩相とに分けられる。なお、片麻状岩相は南隣の「足助」図幅地域の片麻状斑状岩相 (山崎, 2012b) の延長である。後に述べるように、本岩相においても「足助」図幅地域と同様に特徴的にカリ長石の斑状巨晶を含む岩石がしばしば認められるが、本岩相分布域全域にわたって産するかのような誤解を生むため、本図幅では片麻状岩相と呼ぶ。本図幅地域の苗木-上松-土岐花崗岩は、苗木-上松花崗岩 (山田・村山, 1958) 及びそれに対比されるとされている土岐花崗岩 (石原・鈴木, 1969) の岩型に属すると考えられる岩体である。模式地である岐阜県中津川市苗木及び長野県木曾郡上松町から地理的に離れており、岩体としても連続しない。一方、すでに述べたように、苗木-上松花崗岩のうち、岐阜県土岐市周辺に分布する岩体は土岐花崗岩と呼ばれ、本図幅地域の岩体はこの土岐花崗岩 (体) に位置的に近いが、石原・鈴木 (1969) によって定義された土岐花崗岩の分布域外であることから、本報告書では土岐花崗岩体群に含めずに、苗木、上松、土岐花崗岩体に対比される岩体群として黒雲母花崗岩の単元名を用いた。本図幅地域に分布する領家深成岩類のモード組成を第 4. 2 図に示す。深成岩類の記載に際し、本報告書では、岩石の名称の定義として International Union of Geological Sciences (IUGS) Subcommission of the Systematics of Igneous Rocks の、Igneous Rocks: A Classification and Glossary of Terms (Le Maitre, 2002) に従う。和名は日本工業規格 JIS A0204 (日本規格協会, 2019a) 及び JIS A0205 (日本規格協会, 2019b) による。粒度については、おおむね粒径 5 mm 以上を粗粒、1 ~ 5 mm を中粒、1 mm 以下を細粒と呼ぶ。



領家深成岩類

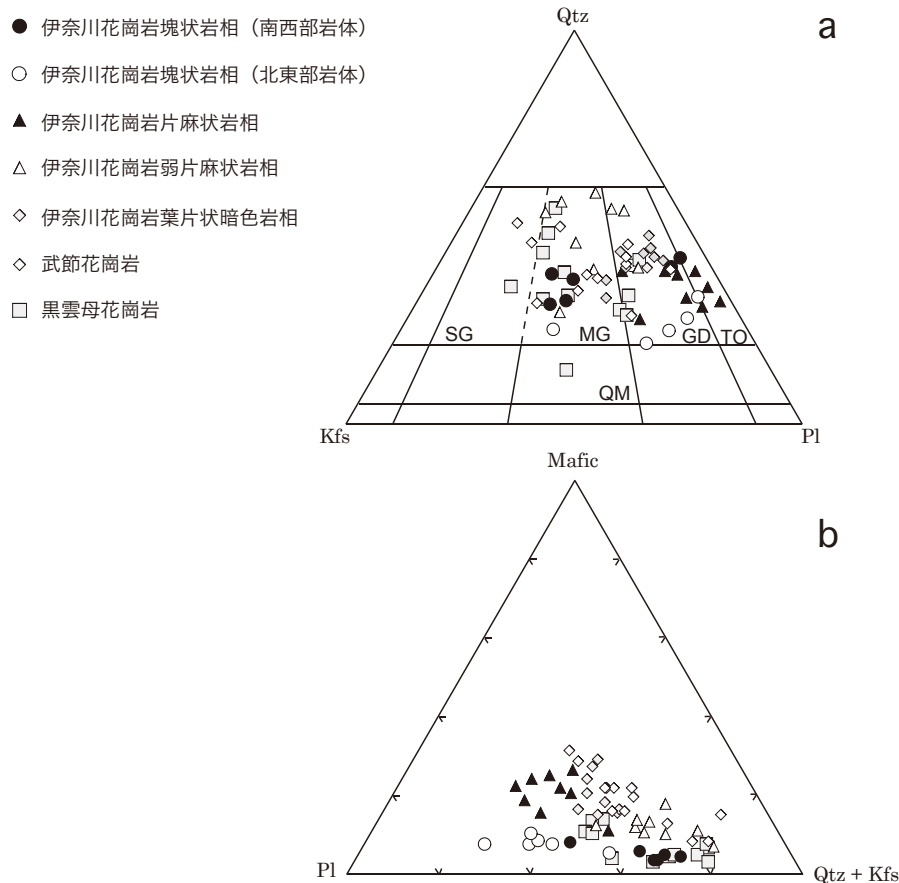
- | | | | |
|--|----------------|--|--------------|
| | 伊奈川花崗岩 塊状岩相 | | 領家変成コンプレックス |
| | 伊奈川花崗岩 片麻状岩相 | | その他 |
| | 伊奈川花崗岩 弱片麻状岩相 | | 流紋岩及びデイサイト岩脈 |
| | 伊奈川花崗岩 葉片状暗色岩相 | | 断層 |
| | 苦鉄質岩類 | | アンチフォーム |
| | 武節花崗岩 | | シンフォーム |
| | 黒雲母花崗岩 | | |

第 4. 1 図 「明智」 図幅地域における領家深成岩類の分布

「片麻状 (gneissose)」という語は、変形作用によるリボン状の黒雲母や細粒化した石英が観察される場合や、黒雲母が連続して面構造を形成し、片麻状の産状を示す場合に用いる。角閃石、黒雲母及び斜長石が配列することによる面構造を示すものの、連続性に乏しい場合は「葉片状 (foliated)」呼ぶ。岩石記載において顕微鏡下の組織を示す用語は、黒田・諏訪 (1983) に従う。なお、本報告書においては、国内外の慣例に従いアルカリ長石のことをカリ長石 (K-feldspar) と呼ぶ。

伊奈川花崗岩塊状岩相は、主として粗粒 - 中粒 (角閃石) 黒雲母モンゾ花崗岩 - 花崗閃緑岩から構成される。伊奈川花崗岩片麻状岩相は、主として粗粒 - 中粒片麻状

斑状角閃石黒雲母花崗閃緑岩 - トーナル岩から構成され、塊状岩相と比較して片麻状構造が顕著であること、しばしばカリ長石斑晶を含むことで特徴づけられる。伊奈川花崗岩の片麻状岩相は、本図幅地域南部の岩体においては明瞭な面構造を示すものの、東部の岩体では一般に面構造が弱く、弱片麻状岩相に漸移する。弱片麻状岩相は、塊状岩相及び片麻状岩相より漸移し、粗粒 (角閃石) 黒雲母モンゾ花崗岩 - 花崗閃緑岩から構成される。葉片状暗色岩相は、中粒角閃石黒雲母花崗閃緑岩を主体とし、カリ長石に乏しい角閃石黒雲母モンゾ花崗岩を伴う。長径数 cm ~ 10 数 cm の暗色包有物を普遍的に含むことで特徴づけられる。伊奈川花崗岩は領家変成コンプ



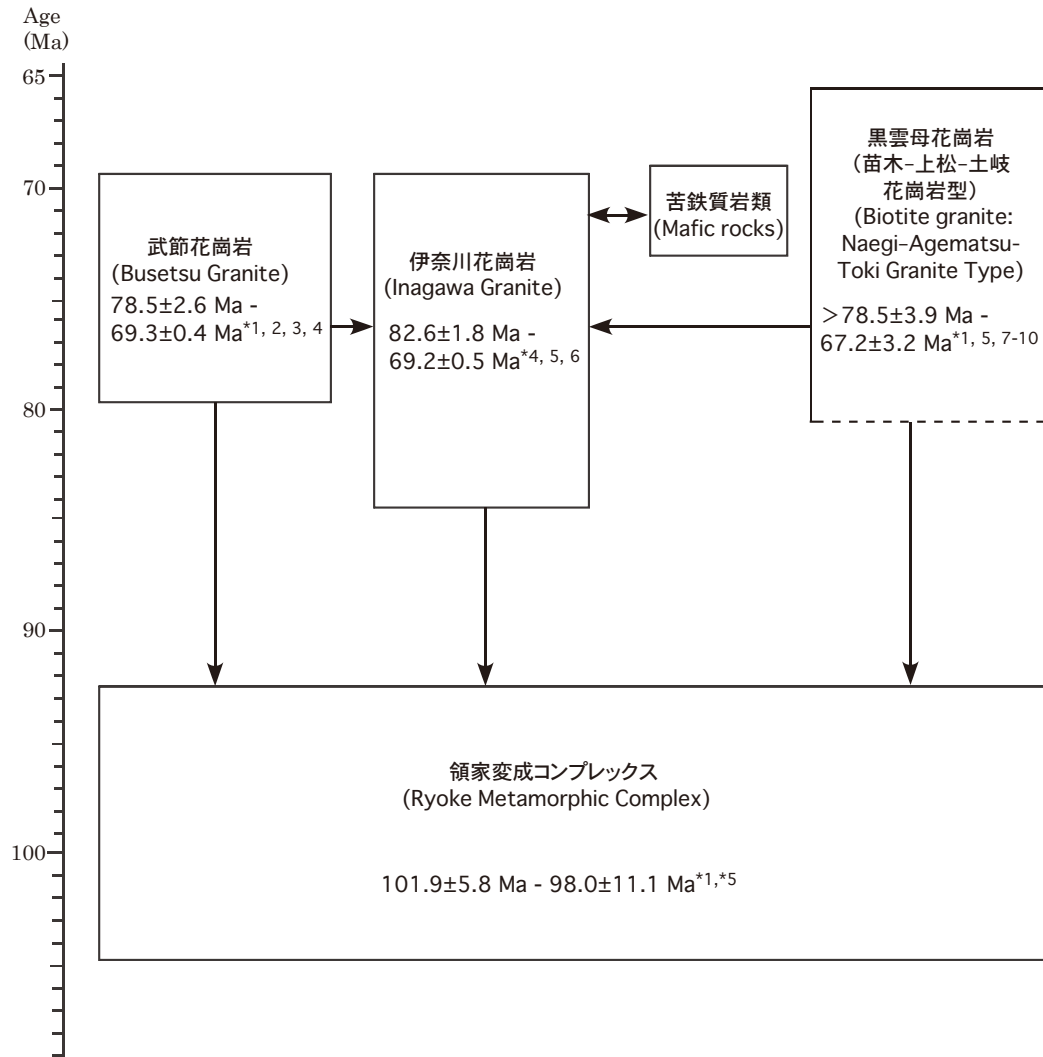
第 4. 2 図 「明智」 図幅地域の領家深成岩類のモード組成

(a) Qtz-Kfs-Pl 図, (b) Mafic-Pl-Qtz + Kfs 図. いずれも花崗岩類に適用し, 苦鉄質岩類については, 全ての試料が斜長石と角閃石から構成される角閃石斑れい岩に区分されるため, モード組成は図示していない. Qtz: 石英, Pl: 斜長石, Kfs: カリ長石, Mafic: 有色鉱物, SG: 閃長花崗岩, MG: モンゾ花崗岩, GD: 花崗閃緑岩, TO: トーナル岩, QM: 石英モンゾナイト. 岩石区分は IUGS (Le Maitre, 2002) に従った. なお, 図 (a) におけるアルカリ長石 (A) 成分は, 本文の記述に合わせて Kfs とした.

レックスに貫入し, 武節花崗岩に貫入される. 伊奈川花崗岩の分布域は一般に風化の進んだ厚い粗粒のマサとなっており, なだらかな地形を呈する. 武節花崗岩は主として中粒-細粒白雲母黒雲母花崗閃緑岩から構成される. 武節花崗岩は領家変成コンプレックス及び伊奈川花崗岩に貫入する. 武節花崗岩分布域も, 一般に風化の進んだ細粒のマサが分布し, ゆるやかな地形となっている. 黒雲母花崗岩は, 中粒黒雲母花崗閃緑岩-モンゾ花崗岩を主体とし, 少量の石英モンゾナイトや閃長花崗岩を伴う. 黒雲母花崗岩は伊奈川花崗岩弱片麻状岩及び領家変成コンプレックスに貫入する. 伊奈川花崗岩塊状岩相及び葉片状暗色岩相中には, 最大径 4 km × 2 km の苦鉄質岩体が存在する. この岩体は中粒-細粒石英黒雲母含有角閃石斑れい岩から構成される. 細粒の岩相は, 伊奈川花崗岩と相互に貫入・包有しあい, 液状態での同時共存を示唆するマグマ・ミキシング様の産状を示す. 苦鉄質岩相分布域は, 植生に覆われたなだらかな丘状の

地形を示し, 人工的に削岩された部分を除き, 尾根状の部分に丸みを帯びた数 m 規模の岩塊が散点的に分布している.

本図幅地域の領家深成岩類の相互貫入関係と年代を第 4. 3 図に示す. 本図幅地域に分布する領家深成岩類と連続する岩体もしくは同岩型の別岩体からの各種の年代の報告はあるものの, 本図幅地域内からの年代値の報告はない. そこで, 本報告では, 本図幅地域に産する領家深成岩類について黒雲母を分離し, K-Ar 法による年代測定を蒜山地質年代学研究所に依頼した. これらの年代値そのものは, Yamasaki (2019) によって報告されている. 分析結果を第 4. 2 表に示し, それぞれの年代値の詳しい説明は以下の岩体ごとの各論で述べる. なお, 以下の岩体ごとの放射年代及び同位体年代の記述にあたっては, 1960 年代の K-Ar 年代と, 誤差や壊変定数が示されていない Rb-Sr 全岩アイソクロン年代については, データ精度の評価が難しいため, 記述から除外した.



第 4. 3 図 「明智」 図幅地域の領家深成岩類の貫入関係図と固結年代

年代値：*1, 鈴木ほか (1994: CHIME モナザイト年代)；*2, Nakai and Suzuki (2003: CHIME モナザイト年代)；*3, Ishihara *et al.* (2002: Re-Os モリブデナイト年代)；*4, Takatsuka *et al.* (2018: U-Pb ジルコン年代)；*5, Suzuki and Adachi (1998: CHIME モナザイト年代)；*6, 三宅ほか (2016: CHIME モナザイト年代)；*7, 中島ほか (1993: U-Pb ジルコン年代)；*8, Yuguchi *et al.* (2011: 黒雲母 K-Ar 年代)；*9, Yuguchi *et al.* (2016: U-Pb ジルコン年代)；*10, Yokoyama *et al.* (2016: CHIME トーライト年代). 黒雲母花崗岩を含む苗木-上松-土岐花崗岩型については, 土岐花崗岩体から 78.5 ± 3.9 Ma の黒雲母 K-Ar 年代 (Yuguchi *et al.*, 2011) が報告されており, これよりも古い固結年代の存在が想定されることから, 下限を点線で示してある.

第 4. 2 表 「明智」 図幅地域の領家深成岩類の K-Ar 年代

岩体名 岩相	試料番号	岩石名 産地	粒度 (#)	K (wt.%)	rad. ^{40}Ar (10^{-8} cc STP/g)	non-rad. ^{40}Ar (%)	K-Ar age (Ma)
伊奈川花崗岩 葉片状暗色岩相	1 (AK119)	中粒葉片状角閃石-黒雲母花崗閃緑岩 愛知県豊田市千洗町	30-60	6.88 ± 0.14	1842.3 ± 18.3	2.1	67.7 ± 1.5
伊奈川花崗岩 片麻状岩相	2 (AK339)	粗粒片麻状角閃石黒雲母トータル岩 愛知県豊田市市川手町	30-60	7.36 ± 0.15	1921.2 ± 19.0	1.6	66.0 ± 1.4
伊奈川花崗岩 塊状岩相	3 (AK635)	粗粒角閃石含有黒雲母モンゾ花崗岩 岐阜県恵那市明智町横通	30-60	6.51 ± 0.13	1722.5 ± 17.3	2.5	67.0 ± 1.5
黒雲母花崗岩	4 (AK721)	中粒角閃石含有黒雲母モンゾ花崗岩 岐阜県瑞浪市稲津町小里	30-60	7.00 ± 0.14	1772.4 ± 19.8	11.7	64.1 ± 1.4

年代測定は蒜山地質年代学研究所に依頼した. 壊変定数は, $\lambda_{\beta}=4.962 \times 10^{-10}/\text{y}$, $\lambda_{\text{e}}=0.581 \times 10^{-10}/\text{y}$, $^{40}\text{K}/\text{K}=1.167 \times 10^{-4}$ (Steiger and Jäger, 1977) に従った.

4.2 伊奈川花崗岩 (Ig₁, Ig₂, Ig₃, Ig₄)

命名 長野県木曾郡大桑村の伊奈川流域を模式地とし、柴田(1954)が伊奈川型花崗岩と命名。本図幅地域の岩体は、小出(1949)及びKoide(1958)により、澄川花崗閃緑岩と命名され、以降澄川花崗岩体あるいは単に澄川岩体などと呼ばれていたが、Nakai(1974)以降、伊奈川花崗岩と呼ばれることとなった。本図幅地域の岩体は、模式地の伊奈川流域に分布する岩体からほぼ連続していることから、本報告書においても伊奈川花崗岩を使用する。一方、後に詳述する葉片状暗色岩相は、小原花崗岩(領家研究グループ, 1972)あるいは小原岩体(Nakai and Suzuki, 2003)として伊奈川花崗岩の他の岩相と区別されることもあるが、本報告書では呼称を岩相名で統一した。

分布及び貫入関係 木曾山地の南部から東濃地方南部を経て、三河地域に断続的に分布し、中部地方領家帯の中で最も広く分布する岩型である。本図幅地域では、北東端の岐阜県恵那市上矢作町から南西端の愛知豊田市下川口町に至る地域に広く分布する。豊田市小原田代町から東南東に豊田市惣田町周辺まで、普通角閃石及び暗色包有物に富む岩相(葉片状暗色岩相)が分布している。この岩相は、伊奈川花崗岩の一部とされながらも小原花崗岩体、あるいは小原岩体という固有の岩体名で呼ばれてきた。

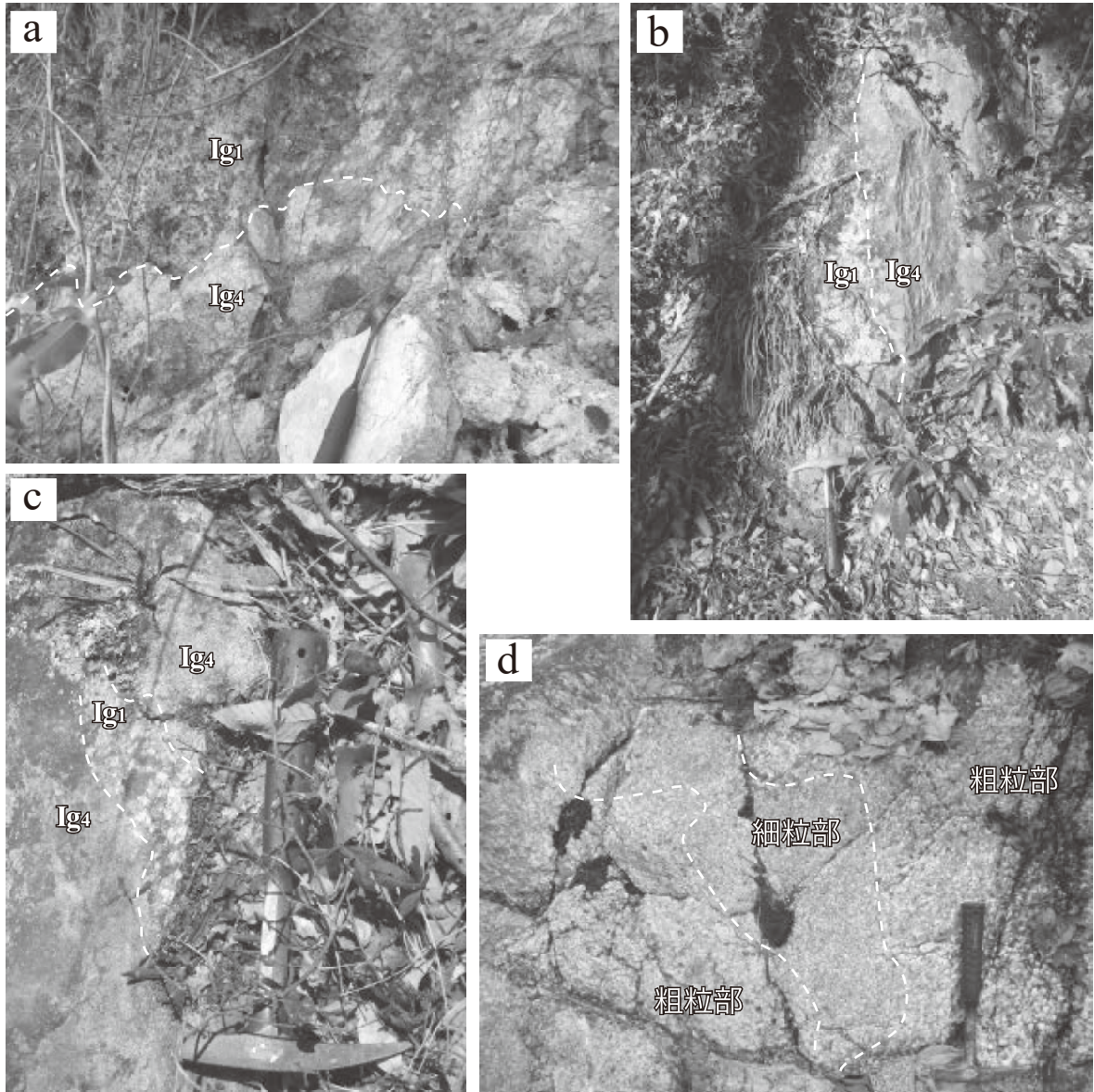
本図幅地域のうち、南東4分の1に相当する2万5千分の1地形図「川ヶ渡」^{かわかど}の領域を除く4分の3の領域においては、大局的に北西-南東方向の岩相境界を境に、南西より北東へ向け、塊状岩相、葉片状暗色岩相、塊状岩相、そして弱片麻状岩相の順に分布する。塊状岩相と葉片状暗色岩相との岩相の違いは、塊状岩相が葉片状暗色岩相に対して粗粒で明らかに有色鉱物に乏しいため比較的明瞭である。一方、北東の塊状岩相と弱片麻状岩相とのモード組成は類似しており、両者の違いは弱い片麻状構造の有無であり、その境界は不明瞭で漸移しているため、地質図においては破線で表現している。塊状岩相と葉片状暗色岩相との貫入境界は露頭において観察されるものの、貫入の順序関係を判別することはできなかった(第4.4図a-d)。葉片状暗色岩相は、塊状岩相との境界付近では、それ以外の部分に比べて細粒であることが多い。境界部の露頭では、粗粒な塊状岩相から細粒で角閃石に富む岩相に明瞭な貫入面を持たず急激に変化する産状が観察される場合があることから(第4.4図d)、このような急激な岩相変化が塊状岩相と葉片状暗色岩相との本質的な関係である可能性も考えられる。塊状岩相と弱片麻状岩相とは、モード組成や粒度の上で類似しており、両者の代表的な岩相は、変形による黒雲母の定向配列の有無で区別される。南西部の塊状岩相中には、豊田^{いちだいら}市平町から東萩^{ひがしはぎひら}平町付近に4 km × 2 km 程度の苦

鉄質岩体が存在する。後に詳しく述べるように、この岩体を構成する角閃石斑れい岩と伊奈川花崗岩塊状岩相とは、露頭においてマグマ・ミキシング状の構造を示し、相互に貫入・包有しあっている。

本図幅地域南部から東部にかけては、南隣の「足助」図幅地域から連続する片麻状岩相と、葉片状暗色岩相とが複雑に分布する。片麻状岩相にもしばしば角閃石が含まれ、葉片状暗色岩相との判別が困難な場合もあるが、(1) 一般に、葉片状暗色岩相は、片麻状岩相に比べて自形性の強い普通角閃石に富み、この角閃石及び黒雲母の定向配列により面構造が発達するが、強く変形した組織を示さない。一方、(2) 片麻状岩相は、一般に有色鉱物全体の量が葉片状暗色岩相よりも少なく、リボン状に長石の粒間を埋める黒雲母による面構造が発達する。更に、(3) 葉片状暗色岩相は、露頭面1 m 四方程度内には必ず1個以上の径数 cm の暗色包有物が存在するが、片麻状岩相の露頭においては、より広い露頭においてもそのような暗色包有物は全くないか、まれである。以上の3つの特徴の違いに基づいて葉片状暗色岩相と片麻状岩相とを区分した。葉片状暗色岩相と片麻状岩相との貫入関係は露頭においては観察されないが、Nakai(1974)によると、葉片状暗色岩相に相当するType Iは片麻状岩相に相当するType IIに漸移するとされている。本図幅地域東部には、武節花崗岩を挟んで南部の片麻状岩相の延長が分布する。この岩相は北側の弱片麻状岩相と接しているが、両者の違いは片麻状構造の程度の差であり、明瞭な境界をもたず漸移している。地質図においては、露頭において確認された岩相をもとに、両岩相境界を破線で示した。

伊奈川花崗岩と領家変成コンプレックス由来の接触変成岩との関係は、全ての岩相において伊奈川花崗岩が領家変成コンプレックスに貫入している(第3.5図b, c)。武節花崗岩との貫入関係は、武節花崗岩が片麻状岩相の片麻状構造を明瞭に切って貫入する産状が認められるほか、弱片麻状岩相及び葉片状暗色岩相中に武節花崗岩の小規模な岩脈が認められる。塊状岩相と武節花崗岩との直接的な関係は本図幅地域内においては観察することができなかった。

岩相区分 塊状岩相は、粗粒-中粒黒雲母モンゾ花崗岩、角閃石含有黒雲母モンゾ花崗岩及び角閃石含有黒雲母花崗閃緑岩から構成される(第4.2図)。Nakai(1974)のType III及びIVに相当する。Nakai(1974)のType IIIとIVとの違いは、Type IVに対しType IIIが角閃石に富む点であるが、本図幅調査においては系統的差異が明確に確認できなかったため、塊状岩相として一括している。大局的には、葉片状暗色岩相の南西側に分布する塊状岩相が北東側に分布する塊状岩相に比べて斜長石に富み石英及びカリ長石に乏しい傾向にある(第4.2図)。塊状岩相は、後に記述する片麻状岩相に比べると片麻状構造が



第 4. 4 図 伊奈川花崗岩塊状岩相と葉片状暗色岩相の境界

- (a) 塊状岩相と葉片状暗色岩相との貫入境界。貫入順序は判別できない。(豊田市川下町)
- (b) 塊状岩相と葉片状暗色岩相との貫入境界。貫入順序は判別できない。(豊田市鍛冶屋敷町)
- (c) (b) の貫入境界の拡大。葉片状暗色岩相は塊状岩相との境界部付近で細粒の場合が多い。
- (d) 塊状岩相と葉片状暗色岩相との境界付近の露頭。不規則な形態の境界を境に、細粒で角閃石に富む岩相が相対的に粗粒な岩相に急激に変化する。粗粒部と細粒部はそれぞれ、塊状岩相と葉片状暗色岩相に相当すると思われるが、典型的な岩相とはやや異なる。(豊田市大ヶ蔵連町)
- Ig₁ : 塊状岩相, Ig₄ : 葉片状暗色岩相。

ほとんど認められないこと、大局的にカリ長石の量比が多いこと、斑状構造をもたないこと、包有物がほとんど認められないことで特徴づけられる。ただし、片麻状岩相の一部とはモード組成が重なり、片麻状構造の有無以外の違いが認められない場合もある。また、まれに弱い片麻状構造を持つこともあるが、塊状岩相分布域内の場合には弱片麻状岩相ではなく塊状岩相に含めた。

片麻状岩相は、中粒-粗粒角閃石黒雲母花崗閃緑岩、角閃石黒雲母トータル岩、角閃石含有黒雲母花崗閃緑岩及び角閃石含有黒雲母トータル岩から構成される(第 4. 2 図)。長径 1~2 cm 程度のカリ長石斑晶を含む。Nakai (1974) の Type II に相当する。なお、本図幅地域の片麻状岩相は、南隣の「足助」図幅における片麻状斑状岩相の延長であるが、斑状の岩相が本岩相分布域全域

にわたって産することを意味するとの誤解を招くことから、本報告書では単に片麻状岩相と呼ぶ。

弱片麻状岩相は、粗粒–中粒黒雲母モンゾ花崗岩及び角閃石含有黒雲母花崗閃緑岩から構成される(第4.2図)。弱片麻状岩相は、分布域全体に弱い片麻状構造が発達しているわけではなく、弱い片麻状構造を持つ部分と、ほぼ塊状の部分とが混在している。片麻状構造を示す場合、カリ長石の斑晶が認められる部分もあるが、存在しない部分も混在している。Nakai (1974) の Type II と Type III に相当し、Type II がカリ長石の斑晶を含む岩相である。カリ長石の斑晶を含み、片麻状構造を有する点で片麻状岩相と似るが、弱片麻状岩相は片麻状岩相に対して石英及びカリ長石成分に富むとともに有色鉱物に乏しい傾向にある。

葉片状暗色岩相は中粒–細粒角閃石黒雲母花崗閃緑岩–モンゾ花崗岩から構成される。Nakai (1974) の Type I に相当する。有色鉱物の量比自体は片麻状岩相と同程度であるが(第4.2図b)、片麻状岩相に対して普通角閃石に富む傾向にある。本岩相は片麻状岩相に比べて必ずしも優黒質なわけではないが、本研究及びNakai (1974) によるモード組成は、IUGS の定義に従うとメラ–花崗閃緑岩(mela-granodiorite) 及びメラ–モンゾ花崗岩(mela-monzogranite) に相当する。同定義では優黒質(melanocratic) とは、色指数が65–90の岩石に対して用いられるため、本報告書ではメラの訳語として暗色を用い、岩相名を葉片状暗色岩相とした。葉片状暗色岩相は、野外において長径数 cm ~ 10 数 cm の暗色包有物を普遍的に含み、自形性の強い普通角閃石、斜長石及び黒雲母の定向配列による面構造が発達する。本図幅地域南部の桑田和断層沿い及び南隣の「足助」図幅地域の足助剪断帯の延長にあたる豊田市大井町付近では変形し片麻状岩相との区別が困難な場合があるが、暗色包有物を含む部分を葉片状暗色岩相と認定した。

放射年代 伊奈川花崗岩の固結年代として、Suzuki and Adachi (1998) は、本図幅地域西隣の「瀬戸」図幅地域の豊田市猿投町から 82.6 ± 1.8 Ma と 81.9 ± 1.4 Ma の CHIME モナザイト年代を報告している。三宅ほか(2016) は、南隣の「足助」図幅地域の豊田市東大見町と豊田市川面町(本図幅地域の片麻状岩相の延長部の南東縁に相当) から 83.5 ± 1.5 Ma と 82.3 ± 3.6 Ma の CHIME モナザイト年代を報告している。更に、同じく「足助」図幅地域の豊田市田振町(本図幅地域の片麻状岩相に相当) から、 73.3 ± 3 Ma ~ 67.4 ± 4 Ma のレーザーアブレーション ICP–MS による U–Pb ジルコン年代と、 73.7 ± 7 Ma のジルコンフィッシュントラック年代が報告されている(Murakami *et al.*, 2006)。Murakami *et al.* (2006) は、U–Pb ジルコン年代とジルコンフィッシュントラック年代が固結年代を示すとしたうえで、既存の CHIME モナザイト年代の約 83 Ma から、レーザーアブ

レーション ICP–MS による U–Pb ジルコン年代のうち最も若い 67 Ma までを本図幅地域の花崗岩類の形成年代と解釈している。Takatsuka *et al.* (2018) は、「足助」図幅地域の豊田市豊松町の片麻状岩相から 74.7 ± 0.7 Ma、豊田市大塚町の塊状岩相から 69.2 ± 0.5 Ma のレーザーアブレーション ICP–MS による U–Pb ジルコン年代を報告している。これらの年代値は誤差を考慮しても CHIME モナザイト年代よりも有意に若い。Takatsuka *et al.* (2018) は、その理由として、CHIME 年代が主要な火成年代を示していない可能性を指摘している。

冷却年代としては、Tsuboi (2005) が「足助」図幅地域の片麻状岩相から 63.0 ± 2.0 Ma の、塊状岩相から 71.5 ± 2.4 Ma の Rb–Sr 鉱物アイソクロン年代を報告している。山崎(2012b, 2013) は、片麻状岩相から 66.7 ± 1.7 Ma、塊状岩相から 70.1 ± 1.8 Ma の黒雲母 K–Ar 年代を報告している。Murakami *et al.* (2006) は、豊田市田振町の足助剪断帯のシュードタキライト中のジルコンフィッシュントラック年代として 53.9 ± 9 Ma を報告し、断層活動時の摩擦熱による年代であると述べている。本図幅地域の葉片状暗色岩相である豊田市千洗町の粗粒角閃石黒雲母花崗閃緑岩と、片麻状岩相である豊田市川手町の南 2 km の中粒角閃石黒雲母トータル岩、そして塊状岩相である恵那市明智町横通の粗粒角閃石含有黒雲母モンゾ花崗岩から黒雲母を分離し、K–Ar 法による年代測定を行った結果、葉片状暗色岩相については 67.7 ± 1.5 Ma、片麻状岩相については 66.0 ± 1.4 Ma、そして塊状岩相については 67.0 ± 1.5 Ma の年代を得た(第4.2表)。これらの年代は誤差の範囲で一致する。これらの年代値はまた、葉片状暗色岩相の南側に分布する片麻状岩相の南接「足助」図幅地域における延長部からの年代とも調和的である。一方、塊状岩相については、葉片状暗色岩相の南西側に分布する塊状岩相の「足助」図幅地域における延長部からの年代値よりも若干若い。誤差を 1σ で見積もった場合は誤差の範囲で重なるが、本図幅地域で伊奈川花崗岩に貫入している武節花崗岩を含め、片麻状岩相以外の領家深成岩類の年代は、「足助」図幅地域では約 70 Ma で揃っていることから、南北あるいは北東–南西方向にブロック状に冷却史が異なっている可能性もある。

4.2.1 塊状岩相 (lg₁)

分布及び貫入関係 本図幅地域内では、南西部の豊田市大阪町と榊野町を結ぶ地域から南西側に、南北最大 8 km、東西最大 11 km、そして葉片状暗色岩相の北西側の瑞浪市陶町から恵那市串原にかけて北西–南東方向に幅約 4.5 km にわたって分布する。いずれの岩体も葉片状暗色岩相とは貫入境界で接する。片麻状岩相とは、断層あるいは貫入境界で接すると思われるが、直接の関係は観察されていない。葉片状暗色岩相の北東部に分布す

る岩体はその北東側で弱片麻状岩相に漸移する。豊田市須渕町から恵那市串原周辺では、領家変成コンプレックスに貫入している。豊田市市平町から東萩平町周辺では苦鉄質岩類と相互に貫入・包有しあっているが、地質図のスケールでは、大局的に苦鉄質岩類が岩株状に貫入している。

岩相及び産状 粗粒-中粒黒雲母モンゾ花崗岩、角閃石含有黒雲母モンゾ花崗岩、角閃石含有黒雲母花崗閃緑岩から構成される(第4.2図)。葉片状暗色岩相を挟んで南西側の岩体では花崗閃緑岩が卓越し、北東側の岩体ではモンゾ花崗岩が卓越する。岩相は等粒状・均質で、暗色包有物などのゼノリスはほとんど認められない(第4.5図a-c)。例外的に、恵那市明智町阿妻では、入道雲様の境界をもつ暗色包有物や同時性岩脈(syn-plutonic dike)の産状を示す苦鉄質脈が認められる(第4.5図d, e)。構成鉱物の量比は露頭によって変化するが、一般に風化によるマサ化が激しく(第4.5図f)新鮮な露頭の分布は限られているため、鉱物量比の変化とその分布との関係は明らかでない。

岩石記載

粗粒角閃石含有黒雲母花崗閃緑岩

(AK040, 豊田市小町の道路沿い, 第4.6図a)

主成分鉱物: 斜長石(54.7%), 石英(28.9%), カリ長石(5.9%), 黒雲母(9.1%), 普通角閃石(1.4%)。

副成分鉱物: 燐灰石, ジルコン, 褐れん石, 不透明鉱物。

完晶質で、主成分鉱物の粒度は5.0 mm から0.5 mm 程度まで連続的に変化するシリット組織を示す。斜長石は自形-半自形、長径5.0~0.1 mm 程度で、累帯構造が発達する。石英は他形で他の鉱物の粒間を充填する。カリ長石は他の鉱物の粒間に存在する他形で、パーサイト構造を示すことがある。黒雲母は半自形、長径4.0~0.5 mm 程度で、Y = Z = 黒褐色、X = 淡褐色の多色性を示す。普通角閃石は半自形で、長径4.5~0.5 mm 程度である。一般にY = Z = 暗緑褐色、X = 褐色の多色性を示す。コアが斑状にやや褐色を帯びることもある。長径0.5~0.1 mm の自形の褐れん石を副成分鉱物として特徴的に含み、Y = Z = 赤褐色、X = 淡褐色の顕著な多色性を示す。

粗粒角閃石含有黒雲母花崗閃緑岩

(AK636, 恵那市明智町大田の道路沿い, 第4.6図b)

主成分鉱物: 斜長石(47.0%), 石英(38.3%), カリ長石(5.1%), 黒雲母(8.3%)。

副成分鉱物: 燐灰石, 褐れん石, ジルコン, 不透明鉱物。

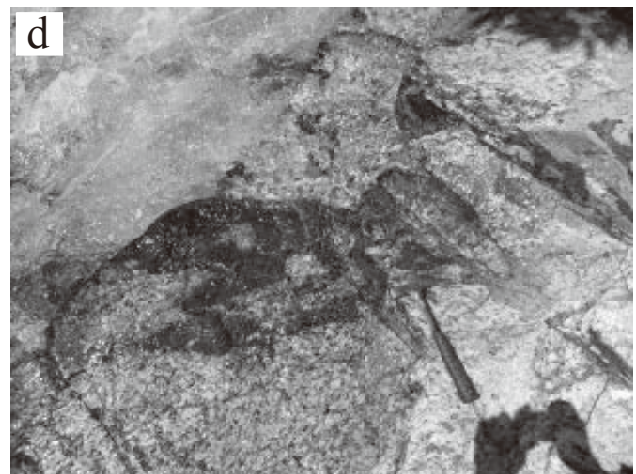
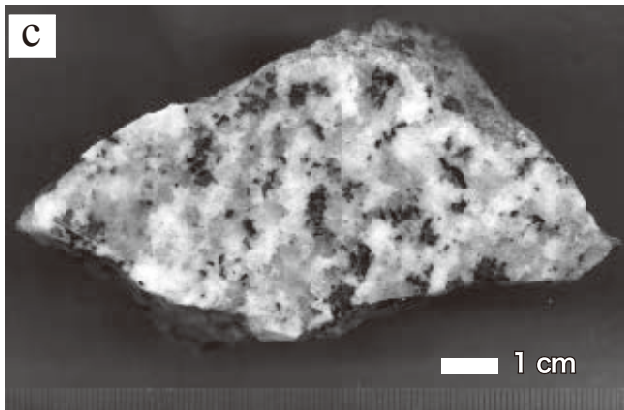
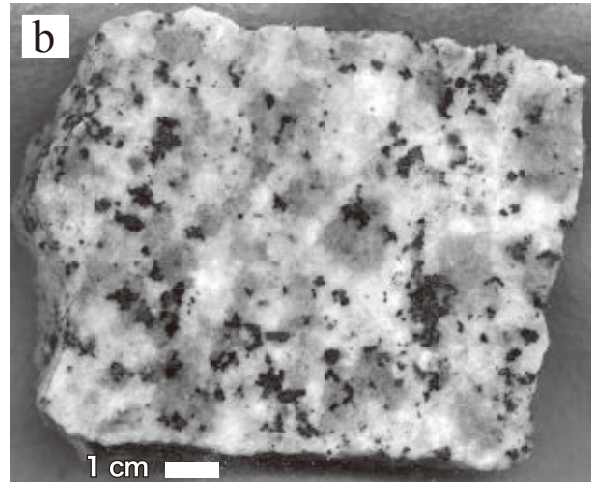
完晶質で、主成分鉱物の粒度は6.0 mm から0.5 mm 程度まで連続的に変化するシリット組織を示す。斜長石は自形-半自形、長径6.0~0.5 mm 程度で、累帯構造が発達する。石英は他形で他の鉱物の粒間を充填し、弱い波動消光を示す。カリ長石は他形で他の鉱物の粒間に存在する。黒雲母は半自

形、長径4.0~0.5 mm 程度で、Y = Z = 濃赤褐色、X = 淡褐色の多色性を示す。普通角閃石は半自形、長径2.0~1.5 mm 程度で、Y = Z = 帯緑褐色、X = 淡褐色の多色性を示す。長径0.3~0.1 mm の自形の褐れん石を副成分鉱物として特徴的に含み、Y = Z = 赤褐色、X = 淡褐色の顕著な多色性を示すほか、累帯構造が認められる。

4.2.2 片麻状岩相 (lg₂)

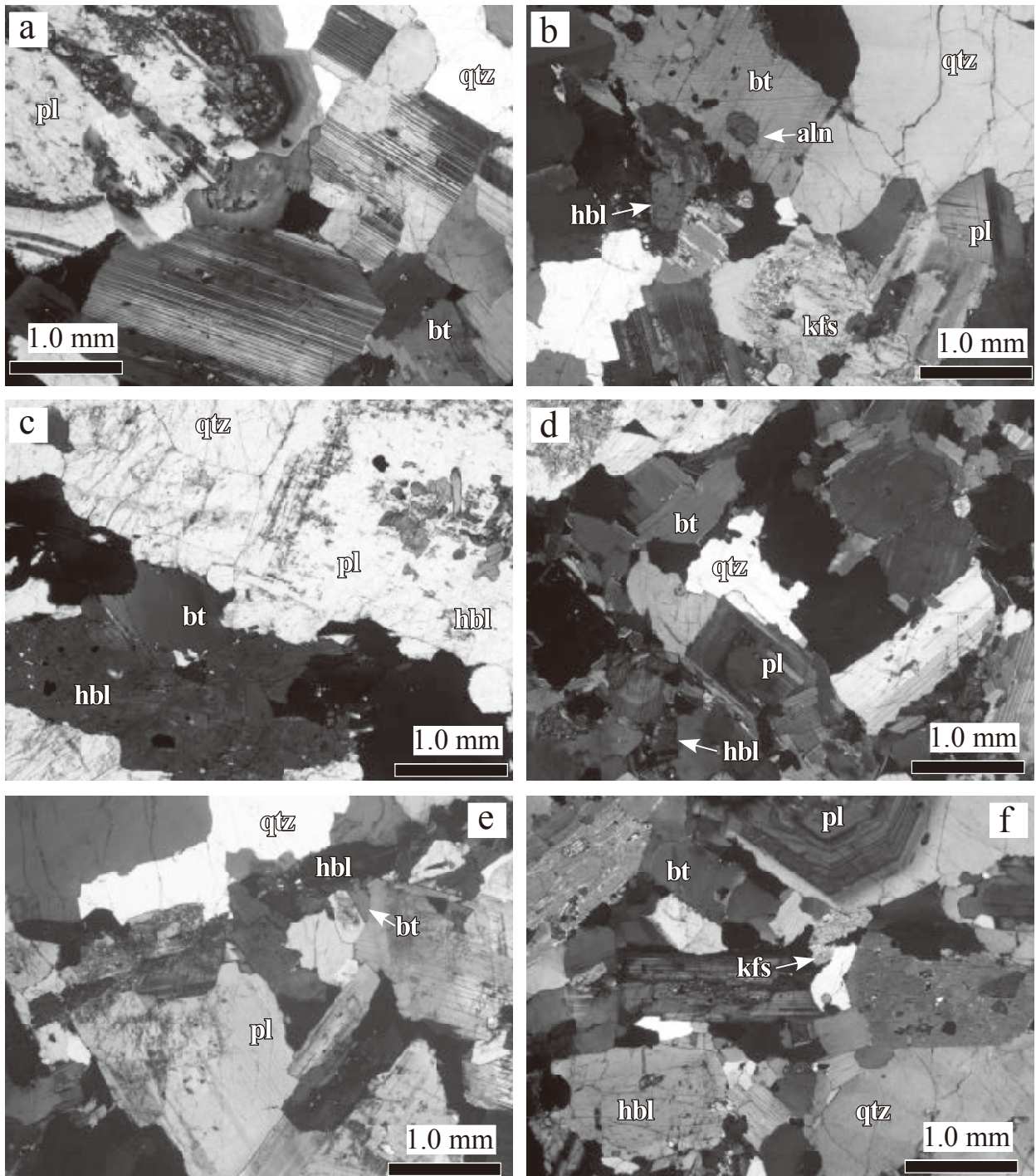
分布及び貫入関係 本図幅地域南中部の豊田市大井町から明川町にかけて、豊田市時瀬町から閑羅瀬町、小田木町及び旭八幡町にかけて、そして恵那市串原から上矢作町下及び御所貝津町にかけての範囲と、それらの周辺の小岩体として分布する。塊状岩相とは、閑羅瀬町においては断層関係で接し、豊田市大井町では貫入境界で接すると思われるが、直接の関係は観察されていない。恵那市上矢作町下では弱片麻状岩相に漸移する。豊田市時瀬町から旭八幡町、豊田市小田木町から小畑町にかけての地域では葉片状暗色岩相と接するが、直接の関係は観察されていない。Nakai(1974)によると、両者は漸移するとされている。武節花崗岩との境界では武節花崗岩に貫入される。豊田市時瀬町周辺地域、豊田市小田木町周辺地域で領家変成コンプレックスに貫入するほか、岩体内に小規模な領家変成コンプレックスのゼノリスを含む。

岩相及び産状 中粒-粗粒角閃石黒雲母花崗閃緑岩及び角閃石黒雲母トータル岩を主体とし、角閃石含有黒雲母花崗閃緑岩及び角閃石含有黒雲母トータル岩を伴う(第4.2図)。有色鉱物と無色鉱物の量比、及び有色鉱物の角閃石と黒雲母の量比はところにより変化する。片麻状岩相は、塊状岩相に比べて有色鉱物の量が多く、カリ長石と石英が少ない傾向にある。包有物は少なく、まれに径数cm~10数cmの暗色包有物や黒雲母の濃集部が認められる。しばしば長径最大数cmに及ぶカリ長石斑晶が特徴的に認められる(第4.7図a, b)。ただし、カリ長石斑晶を欠く場合もあり、その出現頻度や分布範囲を地質図のスケールにおいて特定することはできなかった。リボン状に定向配列した黒雲母に規定される様々な程度の片麻状構造によって特徴づけられる(第4.7図c)。豊田市大井町周辺と、桑田和断層に沿う平沢町周辺ではマイロナイト化が顕著で、幅数mmの筋状ないしネットワーク状のカタクラサイト脈も認められる(第4.7図d)。カタクラサイトは未固結の角礫やガウジは伴わず、一般に緑泥石化を伴う変質によって緑灰色を呈する。南隣の「足助」図幅地域においては、巴川に沿う地域にカタクラサイトを伴う小剪断帯が存在し、その集合体として足助剪断帯と呼ばれている(高木, 1997, 山崎・尾崎, 2012)。足助剪断帯の幅は数10 m~500 m程度で、延長は約14 kmである(高木・酒巻, 2003)。この足助剪断帯の北西縁に足助断層が走っており(山崎・尾崎, 2012)、豊田市大井町周辺のマイロナイト化した



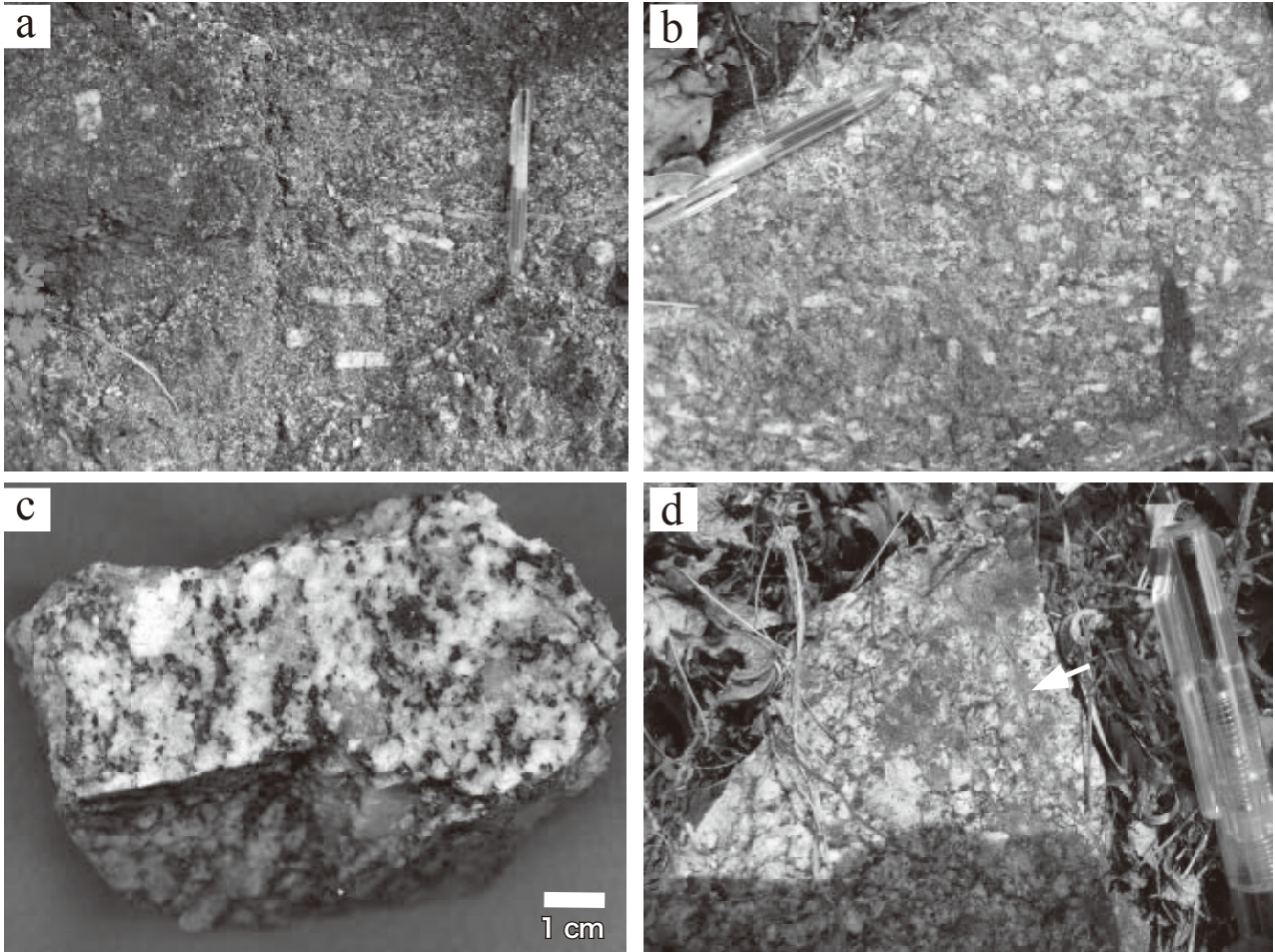
第 4. 5 図 伊奈川花崗岩塊状岩相の産状

- (a) 塊状岩相の野外における産状。幅数 cm の細粒花崗岩の脈が入る。(豊田市上川口町)
- (b) 葉片状暗色岩相の南西部に分布する塊状岩相の研磨面。(豊田市小町)
- (c) 葉片状暗色岩相の北東部に分布する塊状岩相の研磨面。(恵那市明智町横道)
- (d) 入道雲様の不規則な形態の境界をもつ暗色包有物。(恵那市明智町阿妻)
- (e) 同時性岩脈 (syn-plutonic dike) として産する苦鉄質脈。(d と同露頭)
- (f) 玉葱状風化によりマサ化した塊状岩相。(豊田市川下町の南 1 km)



第 4. 6 図 伊奈川花崗岩の薄片写真

- (a) 塊状岩相 (角閃石含有黒雲母花崗閃緑岩). 葉片状暗色岩相の南西部側岩体. クロスニコル. (豊田市小町)
 (b) 塊状岩相 (角閃石含有黒雲母花崗閃緑岩). 葉片状暗色岩相の北東部側岩体. クロスニコル. (恵那市明智町大田)
 (c) 片麻状岩相 (角閃石黒雲母トーナル岩). オープンニコル. (豊田市大井町)
 (d) 片麻状岩相 (角閃石黒雲母花崗閃緑岩). クロスニコル. (豊田市田津原町)
 (e) 弱片麻状岩相 (角閃石含有黒雲母花崗閃緑岩). クロスニコル. (恵那市山岡町田代)
 (f) 葉片状暗色岩相 (角閃石黒雲母花崗閃緑岩). クロスニコル. (豊田市松名町)
 pl: 斜長石, qtz: 石英, kfs: カリ長石, hbl: 普通角閃石, bt: 黒雲母, aln: 褐廉石.



第 4. 7 図 伊奈川花崗岩片麻状岩相の産状

- (a) 長径 4 cm 程度のカリ長石斑晶を含む片麻状岩相。(豊田市富永町)
 (b) 長径 1.5 cm 程度のカリ長石斑晶に富む片麻状岩相。(豊田市川手町)
 (c) 片麻状岩相の研磨面。(豊田市小滝野町)
 (d) 桑田和断層沿いのカタクラサイト化した片麻状岩相塊状岩相。矢印はカタクラサイト脈。(豊田市平沢町)

片麻状岩相は、この足助剪断帯及び足助断層の延長部に相当する。

岩石記載

粗粒片麻状角閃石黒雲母トータル岩

(AK025, 豊田市大井町の道路沿い, 第 4. 6 図 c)

主成分鉱物：斜長石 (51.7%), 石英 (24.0%), カリ長石 (5.1%), 黒雲母 (14.7%), 普通角閃石 (4.0%).

副成分鉱物：燐灰石, チタン石, ジルコン, 不透明鉱物.

完晶質で、長柱状及び板状の普通角閃石と黒雲母が面状に弱く配列し、片麻状構造を示す。この普通角閃石と黒雲母の配列に接する部分の斜長石も同方向に弱く配列している。主成分鉱物の粒度は 4.0 mm から 0.5 mm 程度まで連続的に変化する。斜長石は半自形、長径 4.0 ~ 0.5 mm 程度で、累帯構造が発達する。コアに細粒の黒雲母や融食形の角閃石を含むことがあり、マントル部に汚濁帯がしばしば認められ、

スポンジセル状斜長石 (spongy-cellular plagioclase ; Hibbard, 1995) の産状を示す。石英は他形で他の鉱物の粒間を充填し、弱い波動消光を示す。カリ長石は他形で他の鉱物の粒間に存在する。黒雲母は半自形、長径 2.5 ~ 0.1 mm 程度で、 $Y \approx Z$ = 暗褐色、 X = 淡褐色の多色性を示す。普通角閃石は半自形で、長径 3.0 ~ 0.5 mm 程度である。一般に $Y = Z$ = 暗緑褐色、 X = 緑褐色の多色性を示し、単純双晶を示す場合がある。

中粒片麻状角閃石黒雲母花崗閃緑岩

(AK501, 豊田市田津原町の道路沿い, 第 4. 6 図 d)

主成分鉱物：斜長石 (59.5%), 石英 (8.0%), カリ長石 (11.1%), 黒雲母 (15.4%), 普通角閃石 (6.0%).

副成分鉱物：燐灰石, 褐れん石, ジルコン, 不透明鉱物.

完晶質で、主として黒雲母と斜長石の弱い配列による片麻状構造を示す。主成分鉱物の粒度は 7.0 mm から 0.5 mm

程度まで連続的に変化し、粒間には0.1 mm程度の粒状結晶が分布する。斜長石は半自形、長径7.0～0.5 mm程度で、累帯構造を示す。内部に不定形の石英を含むことがあり、しばしば粒径0.5 mm程度の結晶が連結してより大きな結晶をつくる、ボックス-セル状斜長石 (boxy-cellular plagioclase; Hibbard, 1995) として産する。石英は他形で他の鉱物の粒間を充填し、波動消光する。これらの粗粒な石英のほか、斜長石の粒間に粒径0.1 mm程度の粒状の石英も産する。カリ長石は他形で他の鉱物の粒間に存在する。パーサイト構造やミルメカイト構造を示す場合がある。黒雲母は半自形、長径4.0～0.5 mm以下で、 $Y = Z$ = 濃褐色もしくは黒褐色、 X = 淡褐色の多色性を示す。0.5 mm以下の黒雲母が斜長石の周囲をクロット状に少量の普通角閃石とともに囲み、肉眼では斜長石を取り囲むりボン状の黒雲母として認識される。普通角閃石は半自形、まれに自形で、長径1.5～0.5 mm程度である。一般に $Y = Z$ = 暗緑褐色、 X = 淡褐色の多色性を示す。

4. 2. 3 弱片麻状岩相 (lg₃)

分布及び貫入関係 岐阜県瑞浪市稲津町小里^{おり}から恵那市串原を経て上矢作町下を結ぶ地域の北西部に広く分布する。伊奈川花崗岩塊状岩相及び片麻状岩相から漸移し、武節花崗岩及び黒雲母花崗岩に貫入される。岐阜県恵那市明智町の北東部において、集中的に径数m～数10 mの領家変成コンプレックスのゼノリスを多量に含む領域がある。

岩相及び産状 粗粒-中粒角閃石含有黒雲母モンゾ花崗岩及び角閃石含有黒雲母花崗閃緑岩から構成される(第4. 1図)。弱い片麻状構造を示す(第4. 8図a)か、ごく弱い片麻状構造を示す(第4. 8図b)ことが多いが、ほぼ塊状のこともある。弱片麻状岩相の有色鉱物と無色鉱物の量比、及び有色鉱物の角閃石と黒雲母の量比はとところにより変化し、弱い片麻状構造が認められる点以外は塊状岩相に類似する(第4. 8図c)。大局的には伊奈川花崗岩の他の岩相に比べて有色鉱物が少なく、石英に富む傾向にある(第4. 2図)。領家変成コンプレックスのゼノリスを多量に含む地域以外では包有物はほとんど認められず均質であるが、まれに暗色包有物を含むことがある(第4. 8図b)。更に、例外的に同時性岩脈(syn-plutonic dike)の産状を示す苦鉄質脈が認められることがある(第4. 8図e)。

岩石記載

粗粒弱片麻状角閃石黒雲母花崗閃緑岩

(AK705, 恵那市山岡町田代の道路沿い, 第4. 6図e)

主成分鉱物: 斜長石(39.0%), 石英(34.8%), カリ長石(13.9%), 黒雲母(8.8%), 普通角閃石(3.5%)。

副成分鉱物: 燐灰石, ジルコン, 褐れん石, 不透明鉱物。

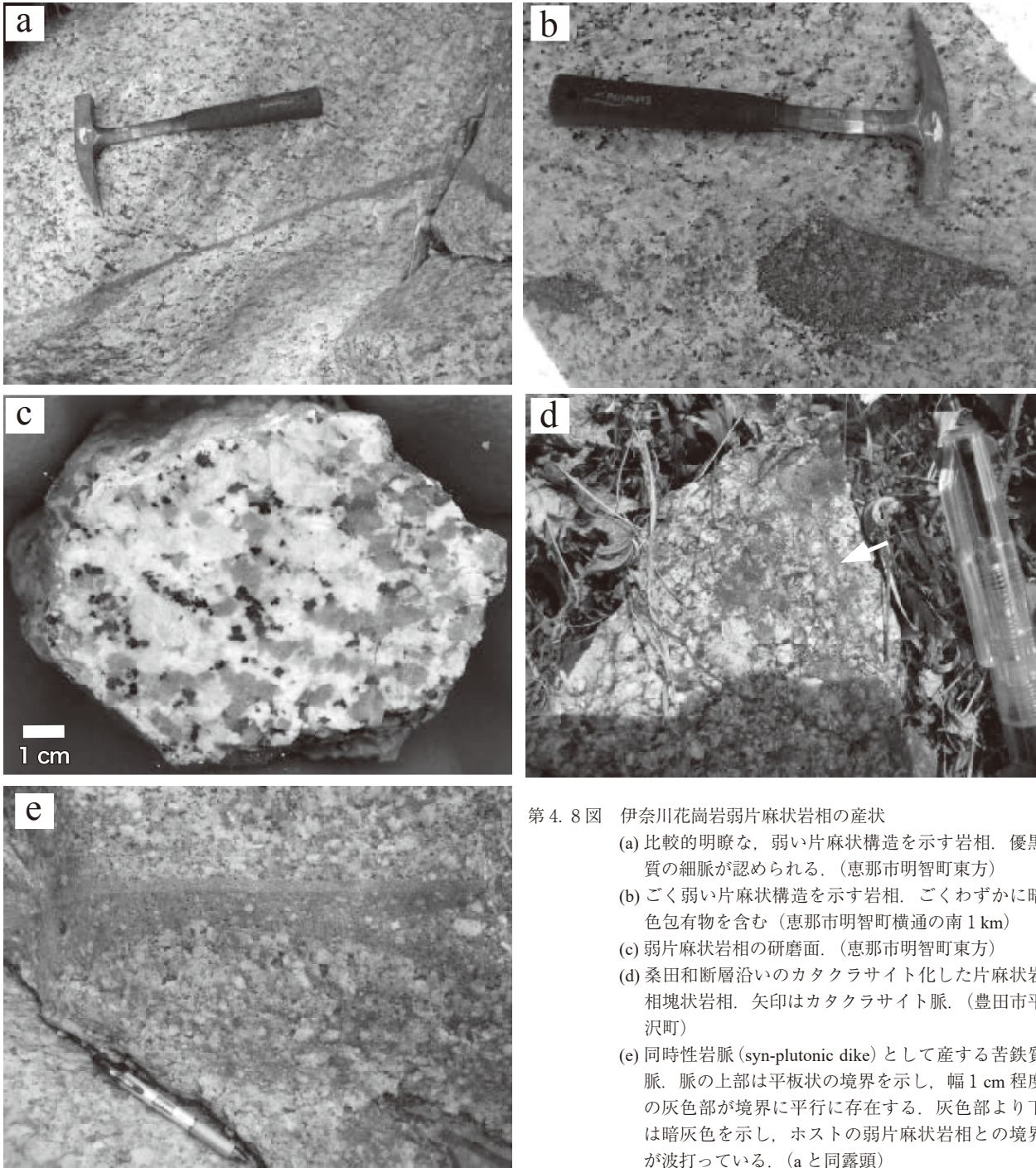
完晶質で、長柱状及び板状の普通角閃石と黒雲母、そして長柱状の斜長石が弱く配列し、片麻状構造を示す。ただし、

黒雲母と普通角閃石は片麻状岩相のように相互に接し連結していない場合が多く、これによって肉眼的には弱片麻状構造として認識される。主成分鉱物の粒度は5.0 mmから0.5 mm程度まで連続的に変化する。斜長石は半自形、長径5.0～0.5 mm程度で累帯構造が発達する。カリ長石は他形で他の鉱物の粒間に存在し、パーサイト構造及びミルメカイト構造が顕著である。単純双晶を示すことがある。石英は他形で他の鉱物の粒間を充填し、弱い波動消光が認められる。黒雲母は半自形、長径2.0～0.1 mm程度で、 $Y = Z$ = 黒褐色、 X = 淡褐色の多色性を示す。長径0.1 mm以下の結晶が集合し、径2.0 mm程度のクロットを形成する場合がある。普通角閃石は半自形で、長径2.0～0.1 mm程度である。 $Y = Z$ = 暗帯緑褐色もしくは暗褐色、 X = 淡褐色の多色性を示し、単純双晶を示す場合がある。長径0.5～0.1 mmの自形の褐れん石を副成分鉱物として特徴的に含み、 $Y = Z$ = 赤褐色、 X = 淡褐色の顕著な多色性を示すほか、累帯構造が認められる。

4. 2. 4 葉片状暗色岩相 (lg₄)

分布及び貫入関係 岐阜県土岐市曾木町^{もぎ}から南東方向に、愛知県豊田市惣田町^{もぎ}周辺まで、幅約6 km、延長約18 kmにわたって分布する。また、この岩体の延長の豊田市富永町^{もぎ}周辺に南北約3 km、東西約2.5 kmの小岩体として分布する。塊状岩相と貫入関係で接し、富永町周辺の岩体は武節花崗岩に貫入される。富永町周辺の岩体中には苦鉄質岩類が分布し、少なくとも一部においては苦鉄質岩類に対して葉片状暗色岩相が貫入している。片麻状岩相との直接の関係は不明であるが、Nakai (1974) によると、漸移しているとされている。領家変成コンプレックスに貫入している。

岩相及び産状 中粒-細粒角閃石黒雲母花崗閃緑岩を主体とし、角閃石黒雲母モンゾ花崗岩を伴う(第4. 2図)。自形性の強い普通角閃石を特徴的に含み、角閃石と長石及び黒雲母が定向配列し、面構造(葉片状構造)を示す(第4. 9図a)。径数cmから数10 cmの暗色包有物を普遍的に含む(第4. 9図b, c)。暗色包有物は黒雲母と普通角閃石に富む細粒石英閃緑岩から構成されている。豊田市富永町周辺の岩体では、露頭において径数10 cmの暗色包有物が認められる(第4. 9図d)とともに、暗色包有物と同様の苦鉄質岩相(苦鉄質岩類)が数10 m～数100 mにわたって分布している。このうち、少なくとも一部の苦鉄質岩類は葉片状暗色岩相に貫入されている(第4. 9図d)。なお、この富永町周辺の岩体中には一部、片麻状岩相を特徴づけるカリ長石の斑晶が認められる場合があるが、全体として片麻状岩相に比べて角閃石の量が多く、暗色包有物を含むため、地質図においては葉片状暗色岩相に区分した。豊田市市平町及び東萩平町周辺地域や豊田市時瀬町の葉片状暗色岩相付近には、伊奈川花崗岩塊状岩相と相互に貫入しあう苦鉄質岩類の岩体が存在する。ここでは、塊状岩相及び弱片麻状岩相内に同



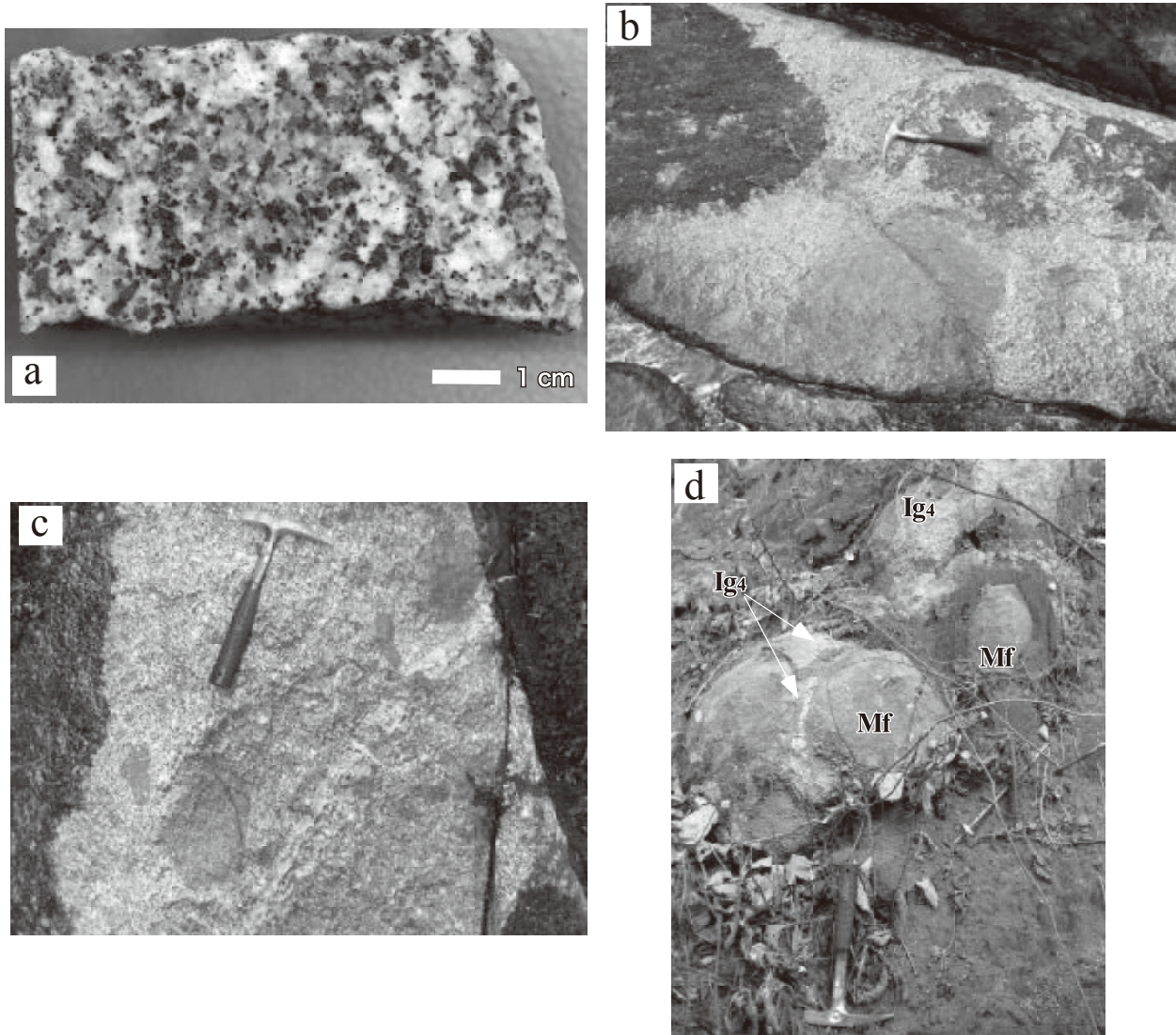
第4.8図 伊奈川花崗岩弱片麻状岩相の産状

- (a) 比較的明瞭な、弱い片麻状構造を示す岩相。優黒質の細脈が認められる。(恵那市明智町東方)
- (b) ごく弱い片麻状構造を示す岩相。ごくわずかに暗色包有物を含む(恵那市明智町横通の南1 km)
- (c) 弱片麻状岩相の研磨面。(恵那市明智町東方)
- (d) 桑田和断層沿いのカタクラサイト化した片麻状岩相塊状岩相。矢印はカタクラサイト脈。(豊田市平沢町)
- (e) 同時性岩脈 (syn-plutonic dike) として産する苦鉄質脈。脈の上部は平板状の境界を示し、幅1 cm程度の灰色部が境界に平行に存在する。灰色部より下は暗灰色を示し、ホストの弱片麻状岩相との境界が波打っている。(aと同露頭)

時性の苦鉄質岩脈が認められることから、葉片状暗色岩相に普遍的に含まれる暗色包有物の起源は、苦鉄質岩類である可能性がある。このことから、伊奈川花崗岩の他の岩相を形成したマグマと苦鉄質岩類を形成したマグマとが混合することにより、他の岩相に比べて角閃石に富む葉片状暗色岩相が形成された可能性がある。

Tsuboi (2005) による Sr 同位体比の検討によると、本図幅地域の葉片状暗色岩相と片麻状岩相の一部に相当する Nakai (1974) の Type I 及び Type II 岩相では、同岩相

に多数含まれる暗色包有岩の同化作用、あるいは包有岩をもたらしした苦鉄質マグマとの混合が生じており、本図幅地域の片麻状岩相の一部と弱片麻状岩相及び塊状岩相に相当する Nakai (1974) の Type III と IV はすでに混合が終了したマグマから生じたとされている。本報告における観察結果及び地質図スケールでの岩相分布や岩相相互関係は、暗色包有岩をもたらしした苦鉄質マグマの固結したものが、豊田市市平町及び東萩平町周辺地域や豊田市時瀬町の葉片状暗色岩相付近の苦鉄質岩に相当し、同地



第 4.9 図 伊奈川花崗岩葉片状暗色岩相の産状

- (a) 葉片状暗色岩相の研磨面. (豊田市川下町)
 - (b) 暗色包有物を含む葉片状暗色岩相. (豊田市小渡町)
 - (c) 暗色包有物を含む葉片状暗色岩相. (b と同露頭)
 - (d) 葉片状暗色岩相中の苦鉄質岩類. (豊田市富永町)
- Ig₄: 葉片状暗色岩相, Mf: 苦鉄質岩類.

域では産状的に十分な混合が生じていないことを示す。一方、富永町周辺の岩体では、苦鉄質岩類が、岩体・露頭規模で葉片状暗色岩相に包有される。更に土岐市曾木町から豊田市惣田町周辺にかけての葉片状暗色岩相の主岩体においては、苦鉄質岩類は露頭規模で暗色包有物として産するのみであると理解される。Tsuboi (2005) が述べている岩相相互関係、すなわち、角閃石に乏しく石英及び長石に富む塊状岩相や弱片麻状岩相を角閃石に富む葉片状暗色岩相から導くためには、相当程度の角閃石分別が必要で、現在地表に露出している伊奈川花崗岩においてはそのような過程を示す産状は認められない。

Takatsuka *et al.* (2018) は、伊奈川花崗岩の貫入・定置が生じた 75 ~ 69 Ma には領家変成コンプレックスの北に傾斜した構造がすでに形成され削剥が始まっていたと述べている。この 75 ~ 69 Ma 頃までに、伊奈川花崗岩を形成したマグマ溜まり内で成層構造ないしは累帯構造が形成され、Tsuboi (2005) が述べている岩相相互関係が生じていれば、Takatsuka *et al.* (2018) が指摘するような造構運動に伴って未固結のマグマが流動し、相互に貫入することで塊状及び弱片麻状岩相中に貫入する葉片状暗色岩相の産状や分布が合理的に説明可能である。

岩石記載

中粒葉片状角閃石黒雲母花崗閃緑岩

(AK124, 豊田市松名町の道路沿い, 第 4. 6 図 f)

主成分鉱物: 石英 (36.4%), 斜長石 (32.1%), カリ長石 (15.2%), 普通角閃石 (14.1%), 黒雲母 (2.2%).

副成分鉱物: 燐灰石, ジルコン, 褐れん石, 不透明鉱物.

完晶質で, 長柱状及び板状の普通角閃石と黒雲母, そして長柱状の斜長石が弱く配列し, 肉眼的な葉片状構造を示す. 主成分鉱物の粒度は 6.0 mm から 1.0 mm 程度まで連続的に変化し, それらの結晶の粒間を 0.3 ~ 0.1 mm 程度の細粒な粒状結晶が埋める. 斜長石は半自形, 長径 6.0 ~ 1.0 mm 程度で, 累帯構造が発達する. これらの粗粒な結晶の粒間に, 粒径 0.3 ~ 0.1 mm 程度の短柱状あるいは粒状の斜長石が認められる. 石英は他形で不定形, 粗粒な結晶として他の鉱物の粒間を充填するほか, 粒径 0.3 ~ 0.1 mm の粒状結晶として粒間を埋める. 波動消光し, 石英同士は一部で縫合線状の粒界を示す. カリ長石は他形で他の鉱物の粒間に存在し, パーサイト構造及びミルメカイト構造を示すことがある. 黒雲母は半自形, 長径 1.5 ~ 0.1 mm 程度で, Y = Z = 褐色, X = 淡褐色の多色性を示す. 普通角閃石は半自形で, 長径 6.0 ~ 0.5 mm 程度である. 一般に Y = Z = 緑褐色, X = 淡緑褐色の多色性を示し, コアが褐色の場合もある.

4. 3 苦鉄質岩類 (Mf)

分布及び貫入関係 本図幅地域の苦鉄質岩類は, 南西部の豊田市市平町から東萩平町及び大坪町付近の伊奈川花崗岩塊状岩相中に約 4 km × 2 km 程度の不定形の岩体として産するほか, 中部の豊田市時瀬町の伊奈川花崗岩塊状岩相中及び南東部の豊田市富永町の伊奈川花崗岩葉片状暗色岩相中に小規模な岩体として産する. このうち, 豊田市市平町から東萩平町周辺の岩体を構成する岩相は, 伊奈川花崗岩塊状岩相との接触部の露頭において, 相互に貫入・包有しあう産状を示す. 時瀬町の岩体及び富永町の小岩体は, それぞれ岩体縁の露頭において伊奈川花崗岩塊状岩相及び葉片状暗色岩相に包有されるのが観察される.

岩相及び産状 豊田市市平町から東萩平町及び大坪町付近の岩体は, 粗粒 - 中粒の黒雲母石英含有角閃石斑れい岩 (第 4. 10 図 a) を主体とし, 細粒角閃石斑れい岩まで粒度が連続的に変化するとともに, 石英及び黒雲母の量も変化する. 豊田市時瀬町及び豊田市富永町の小岩体は, 中粒 - 粗粒黒雲母石英含有角閃石斑れい岩から構成される. いずれの岩相も明瞭なキユムレイト組織は示さない. 豊田市市平町から東萩平町及び大坪町付近の岩体は, なだらかな地形を示す尾根状部の土壤中に突出する岩塊状の露頭として産する (第 4. 10 図 b) ため, 周囲の岩石との関係は不明である. 人工的に形成された露頭面では, 細粒の角閃石黒雲母石英含有角閃石斑れい岩が伊

奈川花崗岩塊状岩相中に入道雲様の境界を示す包有物として産し, 液相不混和 (マグマ・ミキシング) 状の産状を示し, 苦鉄質岩類に急冷周縁相は認められない (第 4. 10 図 c-f). 豊田市富永町及び時瀬町の岩体も多くが土壤中に突出した岩塊状の露頭として産する. これらの露頭を構成する岩相と同じものは, 岩体の周縁部において, 径数 10 cm から 1 m 程度の丸みを帯びたエンクレーブ (暗色包有物, ゼノリス) 状に伊奈川花崗岩中に産する (第 4. 9 図 d). また, 苦鉄質岩類の一部は, 露頭において伊奈川花崗岩の細脈に貫かれる (第 4. 9 図 d).

岩石記載

中粒石英含有角閃石斑れい岩

(AK127, 豊田市東萩平町, 第 4. 11 図 a)

主成分鉱物: 斜長石 (62.0%), 普通角閃石 (24.0%), カミ
ングトン閃石 (6.4%), 石英 (3.4%)

副成分鉱物: 不透明鉱物, 燐灰石, ジルコン

長径最大 6.0 mm から 0.1 mm 程度まで粒度が変化する半自形等粒状の斜長石がランダムに分布し, 粒間を主として普通角閃石と少量の石英が埋めるシリイット組織を示す. 斜長石は半自形, 長柱状で, 長径最大 6.0 mm 程度の斑晶状の結晶と, 長径 1.0 ~ 0.1 mm 程度の結晶とがある. 斑晶状の結晶は, 累帯構造を示し, 角閃石等の包有物で汚濁したコア及びマントルと, 幅 0.2 ~ 0.1 mm 程度の清澄なリムとから構成される. 普通角閃石はほぼ他形, 粒間充填状である. Y = Z = 褐色, X = 淡褐色の多色性を示す. カミングトン閃石は半自形, 長柱状で, 長径 1.0 ~ 0.5 mm 程度で, ほぼ無色でしばしば集片双晶が認められる. 不透明鉱物は他形, 不定形である. 石英は他形, 粒間充填状にわずかに産するほか, 斑晶状の斜長石中に虫食い状に産する.

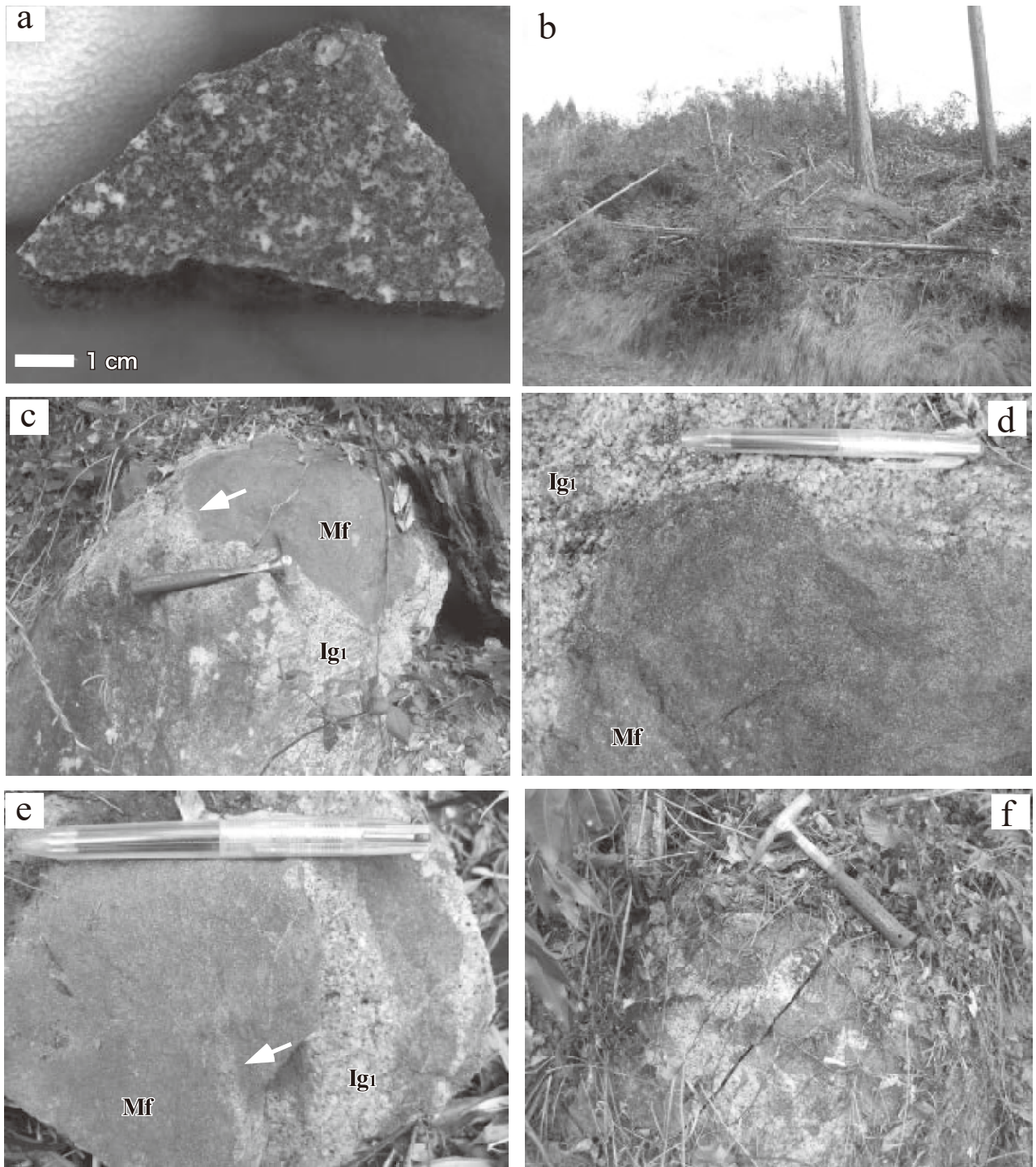
中粒黒雲母石英含有角閃石斑れい岩

(AK126A, 豊田市東萩平町, 第 4. 11 図 b, c)

主成分鉱物: 角閃石 (58.5%), 斜長石 (35.9%), カミ
ングトン閃石 (5.6%), 黒雲母 (3.9%), 石英 (3.0%)

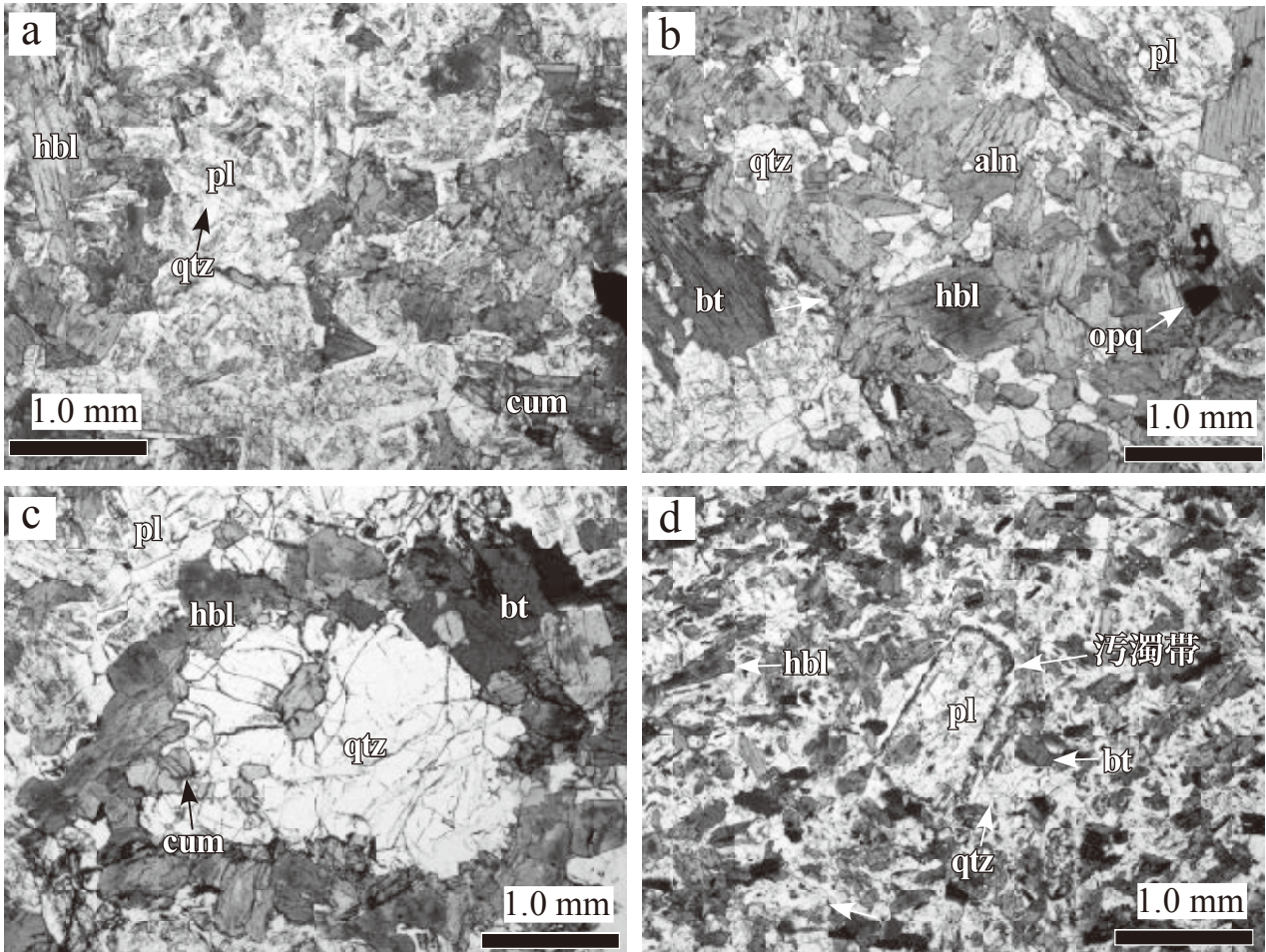
副成分鉱物: 不透明鉱物, 燐灰石, ジルコン

長径最大 5.0 mm から 0.1 mm 程度まで粒度が変化する半自形等粒状の斜長石がランダムに分布し, 粒間を主として普通角閃石と少量の石英及び黒雲母が埋めるシリイット組織を示す. 斜長石は半自形, 長柱状で, 長径最大 5.0 mm 程度の斑晶状の結晶と, 長径 1.0 ~ 0.1 mm 程度の結晶とがある. 斑晶状の結晶は, 累帯構造を示し, 1.0 mm 程度の集斑状結晶によるボックス - セル状斜長石 (boxy-cellular plagioclase; Hibbard, 1995) や, 包有物で汚濁したマントルをもつスポンジ - セル状斜長石 (spongy-cellular plagioclase; Hibbard, 1995) 様の, マグマ・ミキシングに特徴的な組織を示す. 幅 0.2 ~ 0.1 mm 程度のリムはほぼ清澄である. 普通角閃石は他形 - 半自形, 粒間充填状 - 長柱状 (長径 1.5 mm) で, しばしば褐色のコアと帯緑褐色のリムをもつ. Y = Z = 褐色 (もしくは



第 4. 10 図 苦鉄質岩類の産状

- (a) 苦鉄質岩類の研磨面. (豊田市東萩平町)
- (b) ならかな尾根状の地形に産する苦鉄質岩類の露頭. (豊田市東萩平町)
- (c) 入道雲様の境界をもつ伊奈川花崗岩塊状岩相中の苦鉄質岩類. 矢印は苦鉄質岩類中に延びる伊奈川花崗岩の細脈. (豊田市大坪町)
- (d) 苦鉄質岩類と伊奈川花崗岩塊状岩相との境界の拡大. 苦鉄質岩類に急冷周縁相は認められない. (b と同露頭)
- (e) 相互に貫入しあう苦鉄質岩類と伊奈川花崗岩塊状岩相. 矢印は苦鉄質岩類中の伊奈川花崗岩細脈 (b, c と同地点)
- (f) 入道雲様もしくは不規則な形態の脈状に入り交じる苦鉄質岩類と伊奈川花崗岩塊状岩相 (豊田市大坪町).
- Mf: 苦鉄質岩類, Ig₁: 伊奈川花崗岩塊状岩相.



第 4. 11 図 苦鉄質岩類の薄片写真

- (a) 石英含有角閃石斑れい岩. オープンニコル. (豊田市東萩平町)
 (b) 黒雲母石英含有角閃石斑れい岩. オープンニコル. (豊田市東萩平町)
 (c) 石英粒子を取り囲む角閃石と黒雲母. オープンニコル. (b と同露頭)
 (d) 細粒黒雲母含有角閃石斑れい岩. オープンニコル. (豊田市大坪町)
 pl: 斜長石, qtz: 石英, hbl: 普通角閃石, cum: カミングトン閃石, bt: 黒雲母, aln: 褐れん石, opq: 不透明鉱物.

帯緑褐色), X = 淡褐色の多色性を示す. カミングトン閃石は半自形, 長柱状で, 長径 1.0 ~ 0.5 mm 程度で, ほぼ無色である. 石英は他形, 粒間充填状にわずかに産するほか, 斑晶状の斜長石中に虫食い状に産する. 黒雲母は他形, 粒間充填状で Y = X = 黒褐色, X = 淡褐色の多色性を示す. 不透明鉱物は他形, 不定形である. 特徴的に, 自形性の強い普通角閃石, カミングトン閃石及び黒雲母の集合体が石英粒を取り囲むように産することがある (第 4. 11 図 c).

細粒黒雲母石英含有角閃石斑れい岩

(AK045B, 豊田市大坪町, 第 4. 11 図 d)

主成分鉱物: 斜長石 (46.2%), 黒雲母 (27.9%), 角閃石 (23.2%)

副成分鉱物: 石英 (1.6%), 不透明鉱物, 燐灰石, ジルコン
 完晶質で半自形粒状組織を示す. 斜長石は半自形, 長柱

状で, ほとんどが長径 0.5 ~ 0.1 mm 以下を示す. これ以外に, 長径最大 2.0 mm 程度の半自形の斑晶状斜長石も含まれ, 顕著な累帯構造を示すとともに, コアに融食形の普通角閃石を多数包有し, また, マントルに微細な包有物による汚濁帯が認められる. 黒雲母は半自形, 長柱状で, 長径 0.5 ~ 0.1 mm 以下を示す. Y = X = 濃褐色, X = 淡褐色の多色性を示す. 角閃石は, 半自形, 長柱状 - 粒状, 長径 0.5 ~ 0.1 mm 以下を示す. 一般に Y = Z = 緑褐色, X = 淡緑褐色の多色性を示す. 石英は他形で粒間充填状に少量産する. なお, 本岩石は IUGS の命名定義 (Le Maitre, 2002) の上では角閃石斑れい岩に区分されるため, 含有量に関わらず黒雲母と石英は含有相とし, 更に石英は副成分鉱物として記載した.

放射年代 本図幅地域の苦鉄質岩類からの放射年代や同位体年代の報告はない. Nakajima *et al.* (2004) は, 本図

幅地域より2区画南の「御油」図幅地域の苦鉄質岩類から、 72.4 ± 1.2 MaのSHRIMP(高精度高分解能イオンマイクロプローブ法)によるジルコンU-Pb年代を報告している。本図幅地域の苦鉄質岩類をもたらしたマグマと同時共存したとみなし得る伊奈川花崗岩塊状岩相からは、LA-ICP-MSによる 69.2 ± 0.5 MaのジルコンU-Pb年代(Takatsuka *et al.*, 2018)が報告されていることから、本図幅地域の苦鉄質岩類も「御油」図幅地域の苦鉄質岩類と同時期に活動したものと解釈される。

4.4 武節花崗岩 (Bg)

命名 本図幅地域を含む、本図幅地域南隣の「足助」図幅地域北東端の豊田市大多賀町から東隣「根羽」地域の豊田市武節町にかけて広く分布する花崗岩類を、小出(1949)が武節花崗岩と呼んだことに由来する。

分布及び貫入関係 武節花崗岩は、本図幅地域南東部の設楽町から、その北西の恵那市串原まで連続した岩体として分布し、本図幅地域北東部の恵那市明智町東方付近に東西約4 km、南北約3 kmの小岩体として産する。そのほか、恵那市山岡町馬場山田の小岩体をはじめとして、伊奈川花崗岩中の小岩脈として小規模に産する。伊奈川花崗岩の各岩相及び領家変成コンプレックスに貫入している(第4.12図a-d)。黒雲母花崗岩との貫入関係は見いだされていない。

岩相及び産状 主として塊状の細粒-中粒塊状白雲母黒雲母モンゾ花崗岩及び白雲母黒雲母花崗閃緑岩から構成され、白雲母黒雲母閃長花崗岩を伴う(第4.2図)。ところによって粒度、鉱物量比が変化し、奥矢作湖周辺以南の「足助」図幅との境界付近では細粒である(第4.12図e)が、それより北では相対的に粗粒である(第4.12図f)。まれに黒雲母と無色鉱物の量比の違いによる層状構造や黒雲母の弱い定向配列による流理構造を示すことがある。領家変成コンプレックスの変成泥岩との境界付近では径数mm程度のざくろ石を含むことがある。武節花崗岩は、本図幅地域に分布する領家深成岩類の中で、角閃石を欠き白雲母を普遍的に含む点で特徴づけられる。しかしながら、岐阜県恵那市明智町東方に分布する岩体と、その北西に隣接する黒雲母花崗岩とは、ともに中粒で、白雲母が含まれる点で岩相が類似している。同様に、本図幅地域内各所に貫入する、細粒で優白質な岩脈及び小岩体は、黒雲母花崗岩との識別が困難である。本図幅においては、それぞれの岩体及び可能な限りの岩脈から全岩化学組成を分析した山崎(2019)の結果をもとに武節花崗岩と黒雲母花崗岩との区別を行った。

岩石記載

細粒白雲母黒雲母モンゾ花崗岩

(AK250, 豊田市連谷町の道路沿い, 第4.13図a)

主成分鉱物: 斜長石(27.4%), 石英(27.1%), カリ長石(25.8%), 黒雲母(15.6%), 白雲母(4.0%)。

副成分鉱物: 燐灰石, ジルコン, 不透明鉱物。

完晶質で、半自形等粒状組織を示す。斜長石は半自形、長径2.0~0.5 mm程度で、著しい累帯構造が発達する。石英は他形で他の鉱物の粒間を充填し、波動消光を示すほか、粒径1.0~0.1 mmの粒状結晶としても産する。カリ長石は他形、粒間充填状で、パーサイト構造、微斜長石構造及びミルメカイト構造が認められる。黒雲母は半自形、長径1.5~0.2 mmで、 $Y \approx Z$ = 濃褐色ないし赤褐色、 X = 淡褐色の多色性を示す。白雲母は半自形、長径1.0~0.2 mm程度である。

白雲母含有中粒黒雲母花崗閃緑岩

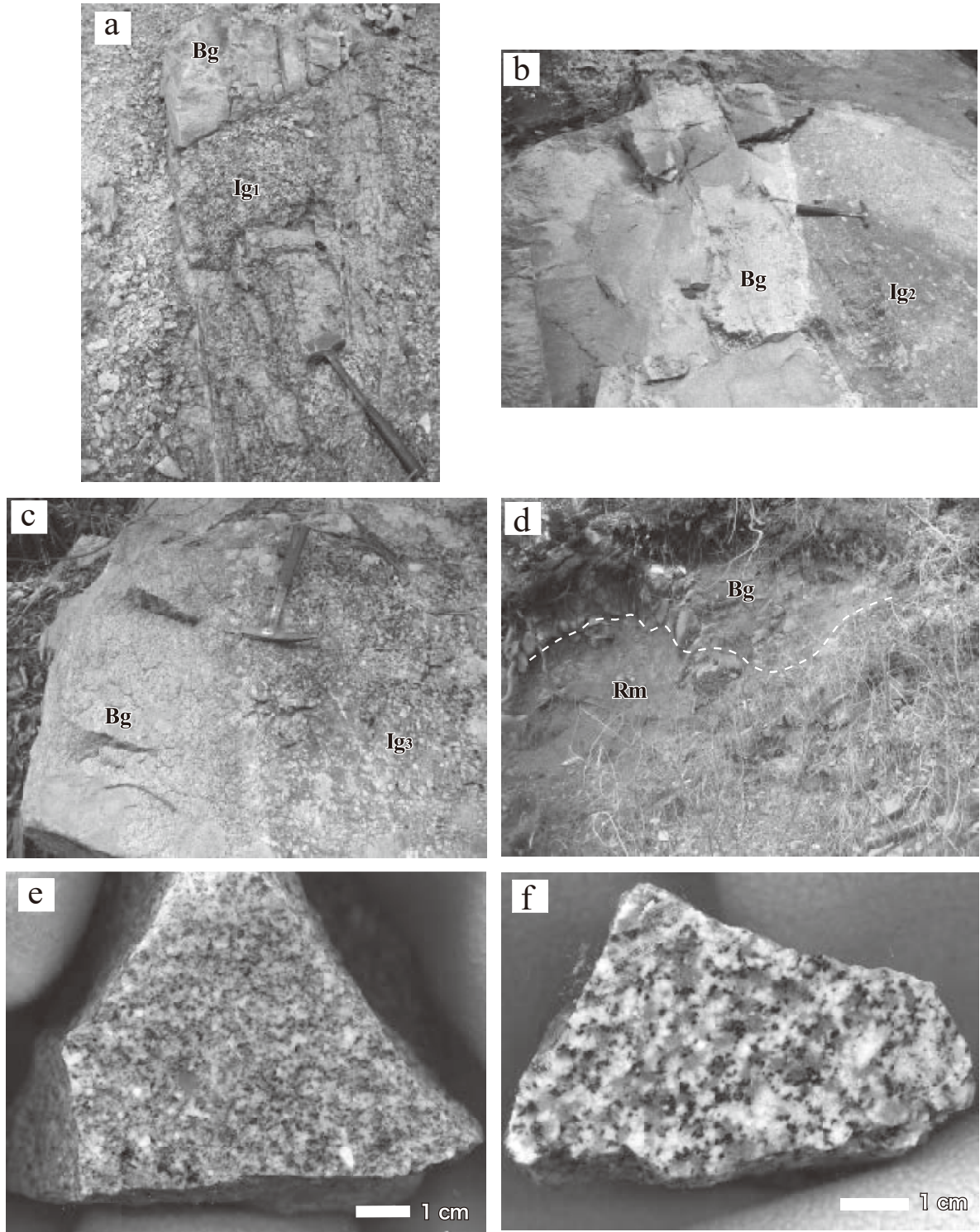
(AK625, 恵那市明智町東方, 第4.13図b)

主成分鉱物: 斜長石(40.9%), 石英(29.5%), カリ長石(19.4%), 黒雲母(9.8%), 白雲母(0.3%)。

副成分鉱物: 燐灰石, ジルコン, 不透明鉱物。

完晶質で、半自形粒状組織あるいは構成鉱物の粒径が連続的に変化するシリイット組織を示し、変形している。斜長石は半自形-自形、長径9.0~0.5 mm程度で、著しい累帯構造が発達する。長径9.0 mmに達する結晶では、1.0~0.2 mm程度の斜長石が連結し、全体として巨晶を形成するとともに斑状に消光する、ボックス-セル状斜長石(boxy-cellular plagioclase; Hibbard, 1995)として産する。白雲母、黒雲母及び石英を包有する。石英は他形で他の鉱物の粒間を充填し、波動消光を示す。消光位の異なる延びた結晶の集合体として産する場合もあり、この場合、それぞれの結晶は縫合線状の境界をもつ。カリ長石は他形、粒間充填状で波動消光を示し、単純双晶及びパーサイト構造が認められる。黒雲母は半自形-他形、長径1.5~0.2 mmで、 $Y \approx Z$ = 黒褐色、 X = 淡褐色の多色性を示す。白雲母は半自形、長径0.8~0.2 mm程度である。

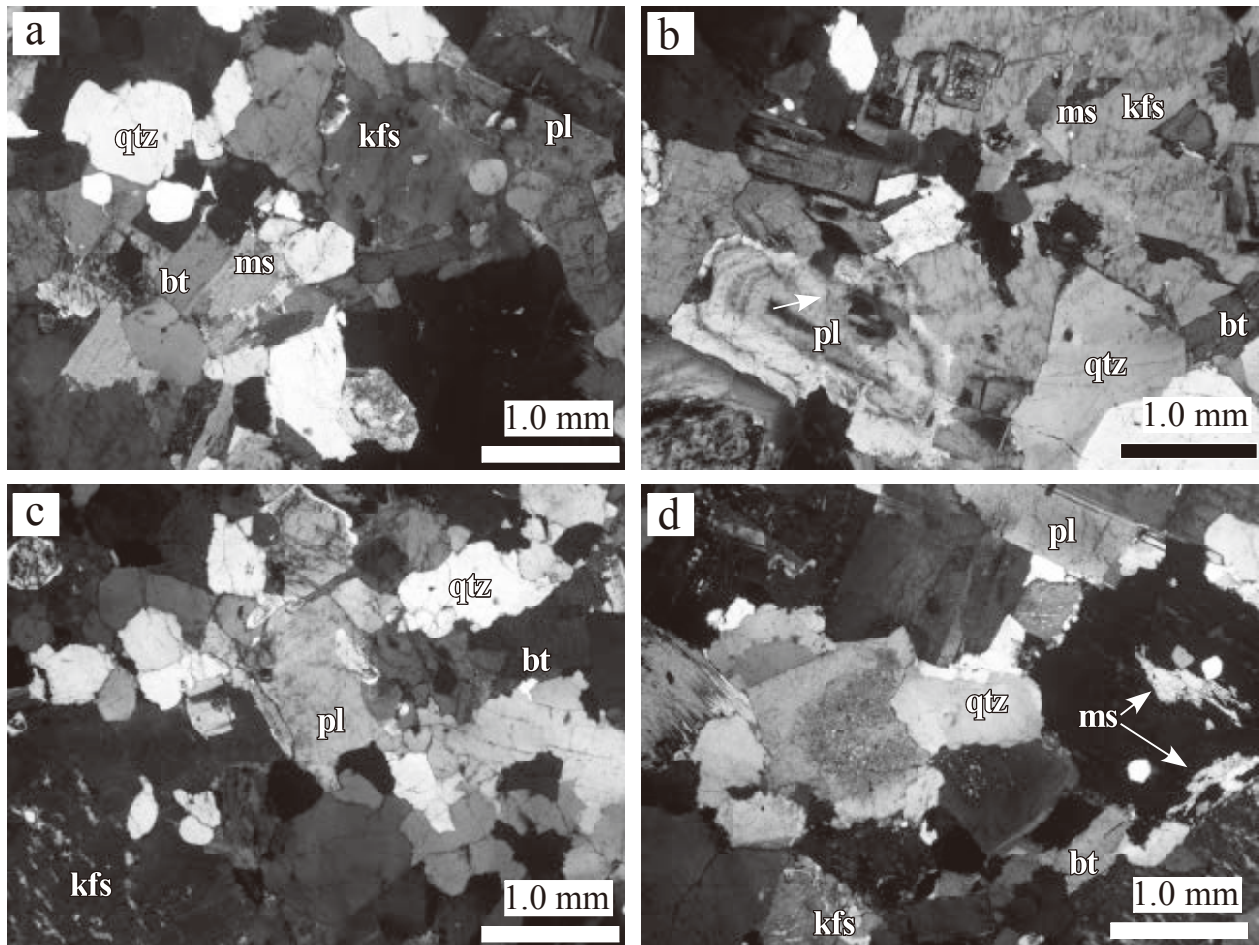
放射年代 固結年代として、本図幅地域南隣の「足助」図幅地域の豊田市足助町及び松平町から、 77.6 ± 3.7 Ma, 78.1 ± 2.0 Ma, 78.5 ± 2.6 MaのCHIME法によるモナザイト年代が報告されている(鈴木ほか, 1994)。また、本図幅地域の南西の「岡崎」図幅地域の岡崎市滝町から恵田町の3ヶ所の碎石場から、 75.3 ± 4.9 Ma, 77.2 ± 4.1 Maと 75.9 ± 6.1 MaのCHIME法によるモナザイト年代が報告されている(Nakai and Suzuki, 2003)。Ishihara *et al.* (2002)は、岡崎市滝町の武節花崗岩のペグマタイト質岩脈中のモリブデナイトのRe-Os年代として、 76.4 ± 0.3 Maを報告している。U-Pbジルコン年代として、 69.5 ± 0.4 Ma及び 70.9 ± 0.9 Maが本図幅地域の2区画南の「御油」図幅地域の岡崎市夏山町のざくろ石含有白雲母黒雲母花崗岩から、 70.8 ± 1.4 Maが南隣の「足助」図幅地域の豊田市花沢町の白雲母黒雲母花崗岩から報告されている(Takatsuka *et al.*, 2018)。これらの年代値は



第 4. 12 図 武節花崗岩の産状

- (a) 伊奈川花崗岩塊状岩相に貫入する武節花崗岩. (豊田市上川口町)
- (b) 伊奈川花崗岩片麻状岩相に貫入する武節花崗岩. (豊田市小田木町)
- (c) 伊奈川花崗岩弱片麻状岩相に貫入する武節花崗岩. (恵那市串原)
- (d) 領家変成コンプレックスに貫入する武節花崗岩. (豊田市明川町)
- (e) 細粒の武節花崗岩の研磨面. (豊田市牛地町)
- (f) 中粒の武節花崗岩の研磨面. (恵那市明智町東方)

Ig₁: 伊奈川花崗岩塊状岩相, Ig₂: 伊奈川花崗岩片麻状岩相, Ig₃: 伊奈川花崗岩弱片麻状岩相, Bg: 武節花崗岩, Rm: 領家変成コンプレックスの変成泥岩.



第 4. 13 図 武節花崗岩及び黒雲母花崗岩の薄片写真
 (a) 武節花崗岩 (白雲母黒雲母モンゾ花崗岩) 細粒部. クロスニコル. (豊田市連谷町)
 (b) 武節花崗岩 (白雲母含有黒雲母花崗閃緑岩) 細粒部. クロスニコル. (恵那市明智町東方)
 (c) 黒雲母花崗岩 (黒雲母モンゾ花崗岩). クロスニコル. (豊田市大洞町)
 (d) 黒雲母花崗岩 (白雲母含有黒雲母モンゾ花崗岩). クロスニコル. (恵那市明智町東方)
 pl: 斜長石, qtz: 石英, kfs: カリ長石, bt: 黒雲母, ms: 白雲母.

CHIME モナザイト年代よりもやや若い、武節花崗岩にはモナザイトが普遍的に含まれることから、Takatsuka *et al.* (2018) では、誤差を考慮するとおおむね似通っていると評価している。冷却年代としては、東隣「足助」図幅地域の新城市作手川内付近の中粒白雲母黒雲母モンゾ花崗岩から黒雲母 K-Ar 年代 $71.1 \pm 1.8 \text{ Ma}$ が得られている (山崎, 2012b, 2013)。

4. 5 黒雲母花崗岩 (Ng)

命名 岐阜県中津川市苗木周辺に産する花崗岩を柴田 (1939) が苗木型細粒花崗岩と呼んだ。その後、5 万分の 1 地質図幅「上松」(片田・磯見, 1958) によって、長野県木曾郡上松町周辺の花崗岩類が上松花崗岩と呼ばれ、「上松」図幅の南隣の「妻籠」図幅 (山田・村山, 1958)

によって、上松花崗岩の連続が苗木・上松花崗岩と呼ばれた。更に、石原・鈴木 (1969) により、岐阜県土岐市周辺の苗木・上松花崗岩相当の黒雲母花崗岩が土岐花崗岩と呼ばれた。土岐花崗岩は、石原・鈴木 (1969) の定義に従うと、岐阜県土岐市駄知町を通る東北東の平野部を南限としており、本図幅地域はこの南限より更に南に位置する。一方、本図幅地域は苗木・上松花崗岩の模式地である中津川市苗木からも直線距離で 30 km 以上離れていることから、本報告書では、苗木-上松-土岐花崗岩 (岩型) に相当する花崗岩類について、黒雲母花崗岩と表記する。

分布及び貫入関係 黒雲母花崗岩は、本図幅地域北東部の恵那市明智町東方付近に東西約 2 km、南北約 3 km の小岩体として産するほか、その北西の山岡町田沢周辺に北隣の「恵那」図幅に続く岩体が小規模に分布する。更

に、土岐市稲津町小里に「恵那」図幅地域及び東隣の「瀬戸」図幅地域に連続する岩体が南北1～1.5 km、東西約5 kmにわたって分布するほか、伊奈川花崗岩葉片状暗色岩相中に南北約2 km、東西約2 kmの小岩体として分布し、東隣の「瀬戸」図幅地域に連続する。伊奈川花崗岩弱片麻状岩相及び葉片状暗色岩相、そして領家変成コンプレックスに貫入する(第4. 14図 a-c)。武節花崗岩との貫入関係は観察されていない。

岩相及び産状 主として塊状の中粒-細粒黒雲母モンゾ花崗岩及び黒雲母花崗閃緑岩から構成され、閃長花崗岩や石英モンゾナイトを伴う(第4. 2図)。ところによって粒度、鉍物量比が変化し、まれに白雲母を含む。また、細粒の場合、斑晶状石英と斜長石が認められる。一般に優白質で、包有物等は認められず均質・塊状な産状を示す。前述のように岐阜県恵那市明智町東方に分布する岩体や、本図幅地域内各所に貫入する、細粒で優白質な岩脈及び小岩体は、武節花崗岩との識別が困難である。

岩石記載

中粒黒雲母モンゾ花崗岩

(AK735, 豊田市大洞町の道路沿い, 第4. 13図 c)

主成分鉍物: 石英(41.3%), カリ長石(33.5%), 斜長石(20.1%), 黒雲母(5.1%)。

副成分鉍物: 燐灰石, ジルコン。

完晶質で、半自形等粒状組織を示す。石英は他形、粒間充填状から粒状で、粒状の場合、径2.0～0.1 mm程度である。弱い波動消光を示す。カリ長石は他形、粒間充填状ないし半自形、短柱状で、短柱状の場合、長径2.5～0.5 mm程度である。パーサイト構造及び微斜長石構造が認められる。斜長石は半自形、長径4.0～0.2 mm程度で、著しい累帯構造が発達する。黒雲母は半自形、長径2.0～0.5 mmで、 $Y \approx Z$ = 濃褐色、 X = 淡褐色の多色性を示す。

白雲母含有中粒黒雲母モンゾ花崗岩

(AK608, 恵那市明智町東方の道路沿い, 第4. 13図 d)

主成分鉍物: カリ長石(37.4%), 斜長石(23.1%), 石英(26.5%), 黒雲母(11.7%), 白雲母(1.2%)。

副成分鉍物: 燐灰石, ジルコン, 不透明鉍物。

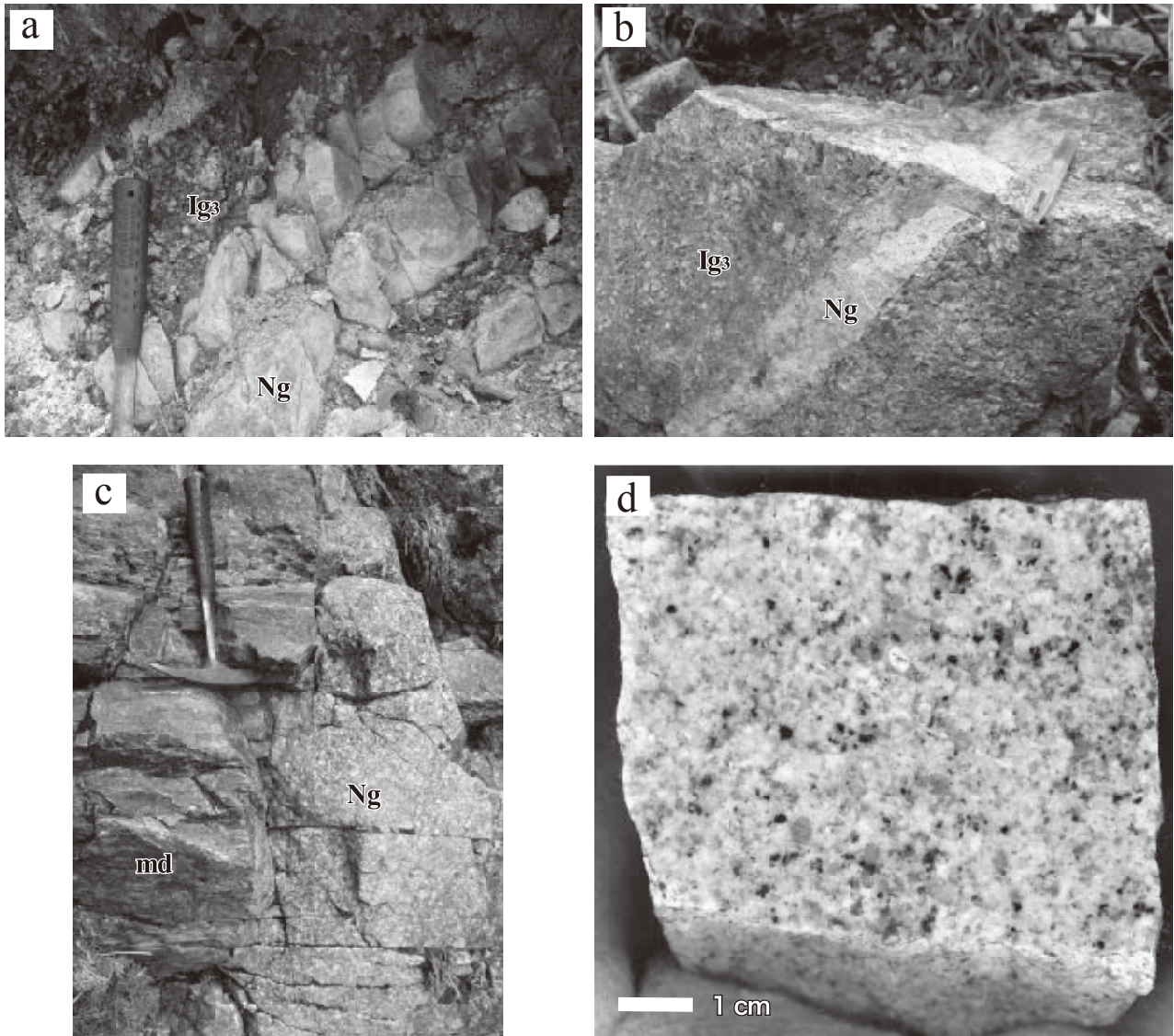
完晶質で、半自形粒状組織あるいは構成鉍物の粒径が連続的に変化するシリット組織を示す。カリ長石は他形、粒間充填状もしくは半自形、短柱状(長径2.0～0.5 mm)で、パーサイト構造や単純双晶が認められる。斜長石は半自形、長径3.0～0.5 mm程度で、著しい累帯構造が発達する。白雲母、黒雲母及び石英を包有する。石英は他形、粒間充填状ないし粒状(径1.5～0.2 mm)で、波動消光を示す。黒雲母は半自形-他形、長径1.0～0.1 mmで、 $Y \approx Z$ = 濃褐色、 X = 淡褐色の多色性を示す。白雲母は半自形、長径1.0～0.1 mm程度である。

放射年代 本図幅地域の黒雲母花崗岩からの放射年代値及び同位体年代値の報告はないが、相当する岩相については、CHIME モナザイト年代として土岐花崗岩から 68.3 ± 1.8 (Suzuki and Adachi, 1998) が、ジルコン U-Pb 年代として 74.7 ± 4.2 Ma～ 70.4 ± 1.7 Ma (Yuguchi *et al.*, 2016) が報告されている。更に、苗木花崗岩からCHME モナザイト年代として 67.2 ± 3.2 Ma (鈴木ほか, 1994) が、ジルコン U-Pb 年代として 71.3 ± 1.6 Ma (中島ほか, 1993) が、そしてCHIME トーライト年代として 69.4 ± 1.5 Ma (Yokoyama *et al.*, 2016) が報告されている。土岐花崗岩からは数多くの K-Ar 年代も報告されており、Yuguchi *et al.* (2011) は、普通角閃石 K-Ar 年代として 74.3 ± 3.7 Ma を、黒雲母 K-Ar 年代として 78.5 ± 3.9 Ma～ 59.7 ± 1.5 Ma を、山崎・梅田(2012) は、普通角閃石 K-Ar 年代として 74.6 ± 3.7 Ma と 73.9 ± 3.7 Ma を、黒雲母 K-Ar 年代として 74.0 ± 1.8 Ma～ 72.3 ± 1.8 Ma を報告している。更に、土岐花崗岩からは、ジルコンフィッシュントラック年代として、 75.6 ± 3.3 Ma～ 52.8 ± 2.6 Ma (Yuguchi *et al.*, 2011) 及び 73.2 ± 2.9 Ma～ 37.6 ± 3.8 Ma (山崎・梅田, 2012) が報告されている。

本図幅地域の瑞浪市稲津町小里の中粒黒雲母モンゾ花崗岩から黒雲母を分離し、K-Ar 法による年代測定を行った。その結果、 64.1 ± 1.4 Ma の年代を得た(第4. 2表)。この年代は、本図幅地域の黒雲母花崗岩の冷却年代を示すものと解釈される。本図幅地域の伊奈川花崗岩の各岩相が示す68～66 Ma よりもわずかに若い、片麻状岩相が示す 66.0 ± 1.4 Ma とは 1σ の誤差範囲では重なる。本図幅地域の黒雲母花崗岩は、伊奈川花崗岩に貫入していることから、年代差は近接しているものの、貫入関係と調和的である。一方、これまでに報告されている土岐花崗岩の黒雲母 K-Ar 年代は、前述のように 78.5 ± 3.9 Ma～ 59.7 ± 1.5 Ma (Yuguchi *et al.*, 2011) 及び 74.0 ± 1.8 Ma～ 72.3 ± 1.8 Ma (山崎・梅田, 2012) と、幅広い。このうち、Yuguchi *et al.* (2011) による年代値は、33 試料のうち4 試料が 61.4 ± 1.5 Ma～ 59.7 ± 1.5 Ma の年代を示し、1 試料が 66.3 ± 1.7 Ma の年代を示すほかは、28 試料が 71.4 ± 3.6 Ma よりも古い年代を示す。したがって、本図幅地域の黒雲母花崗岩の黒雲母 K-Ar 年代値は、土岐花崗岩から報告されている70 Ma 以前の年代を示す大半の黒雲母 K-Ar 年代値よりもかなり若いものの、土岐花崗岩の黒雲母 K-Ar 年代値の範囲内であり、苗木-上松-土岐花崗岩型の岩体の冷却年代としては矛盾しない。

4. 6 火成岩脈 (Rd)

分布及び貫入関係 領家深成岩類中に、流紋岩及びデイサイトの小規模な岩脈が産する。地質図に表現可能なものとしては、本図幅地域南西部の豊田市上川口町から下



第 4. 14 図 黒雲母花崗岩の産状

(a) 伊奈川花崗岩弱片麻状岩相に貫入する黒雲母花崗岩。(瑞浪市稲津町小里)

(b) 伊奈川花崗岩弱片麻状岩相に貫入する黒雲母花崗岩。(恵那市明智町東方)

(c) 領家変成コンプレックスに貫入する黒雲母花崗岩。(瑞浪市稲津町小里)

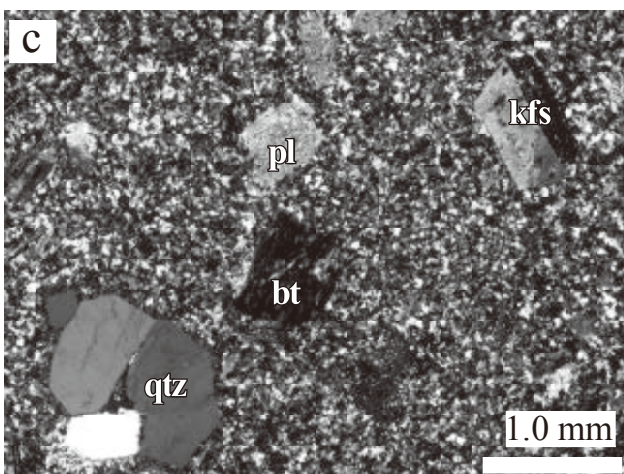
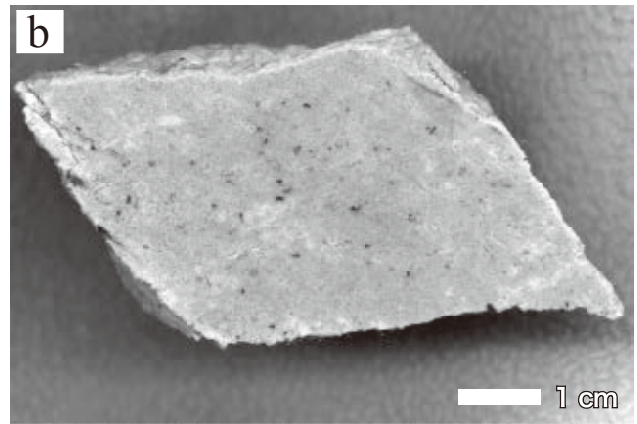
(d) 黒雲母花崗岩の研磨面。(恵那市明智町東方)

Ng：黒雲母花崗岩，Igs：伊奈川花崗岩弱片麻状岩相，md：領家変成コンプレックス(変成泥岩)。

川口町にかけての地域で伊奈川花崗岩塊状岩相に貫入している(第 4. 15 図 a)ほか、地質図に表現できない小規模な岩脈として瑞浪市陶町大川においても伊奈川花崗岩塊状岩相に貫入している。前述のように武節花崗岩や黒雲母花崗岩の一部は細粒花崗岩質の岩脈として伊奈川花崗岩に貫入しており、本岩脈もそれらの一部である可能性があるが、いずれも優白質・細粒(第 4. 15 図 b)で領家深成岩類の各岩相との対比が困難である。一方で、古第三紀の火成活動による岩脈である可能性もあるが、本図幅地域における分布は極めて限られており、岩脈の数

も少ないことから、本報告書では領家深成岩類に関連する火成岩脈として一括した。

岩相及び産状 火成岩脈は伊奈川花崗岩塊状岩相との接触部が著しく細粒化しており、接触部から岩脈の内部に向かうにつれて粗粒化していることから、すでに冷却された伊奈川花崗岩に貫入することにより急冷周縁相を形成したものと判断される。粗粒部は石英、長石及び黒雲母の斑晶が認められる流紋岩ないしデイサイトである(第 4. 15 図 b)。斑晶の粒度や存在量はどこによって変化する。



第 4. 15 図 火成岩脈の産状及び薄片写真

- (a) 伊奈川花崗岩塊状岩相に貫入する火成岩脈。(豊田市下川口町)
- (b) 火成岩脈を構成する、流紋岩の研磨面。(豊田市下川口町)
- (c) 火成岩脈(黒雲母カリ長石斜長石石英斑状流紋岩)の薄片写真、クロスニコル。(豊田市下川口町)

Rd: 火成岩脈, Ig₁: 伊奈川花崗岩塊状岩相, pl: 斜長石, qtz: 石英, kfs: カリ長石, bt: 黒雲母(変質している).

岩石記載

黒雲母カリ長石斜長石石英流紋岩

(AK005B, 豊田市下川口町の道路沿い, 第 4. 15 図 c)

斑晶鉱物: 石英, 斜長石, カリ長石, 黒雲母.

石基鉱物: 石英, 斜長石, カリ長石, 黒雲母, 白雲母.

粒径 5.0 ~ 0.5 mm 程度の斑晶と, 粒径 0.1 mm 以下の石基から構成される斑状組織を示し, 全体として強く変質している. 石基は完晶質である. 石英斑晶は粒状, 粒径 4.0 ~ 0.5

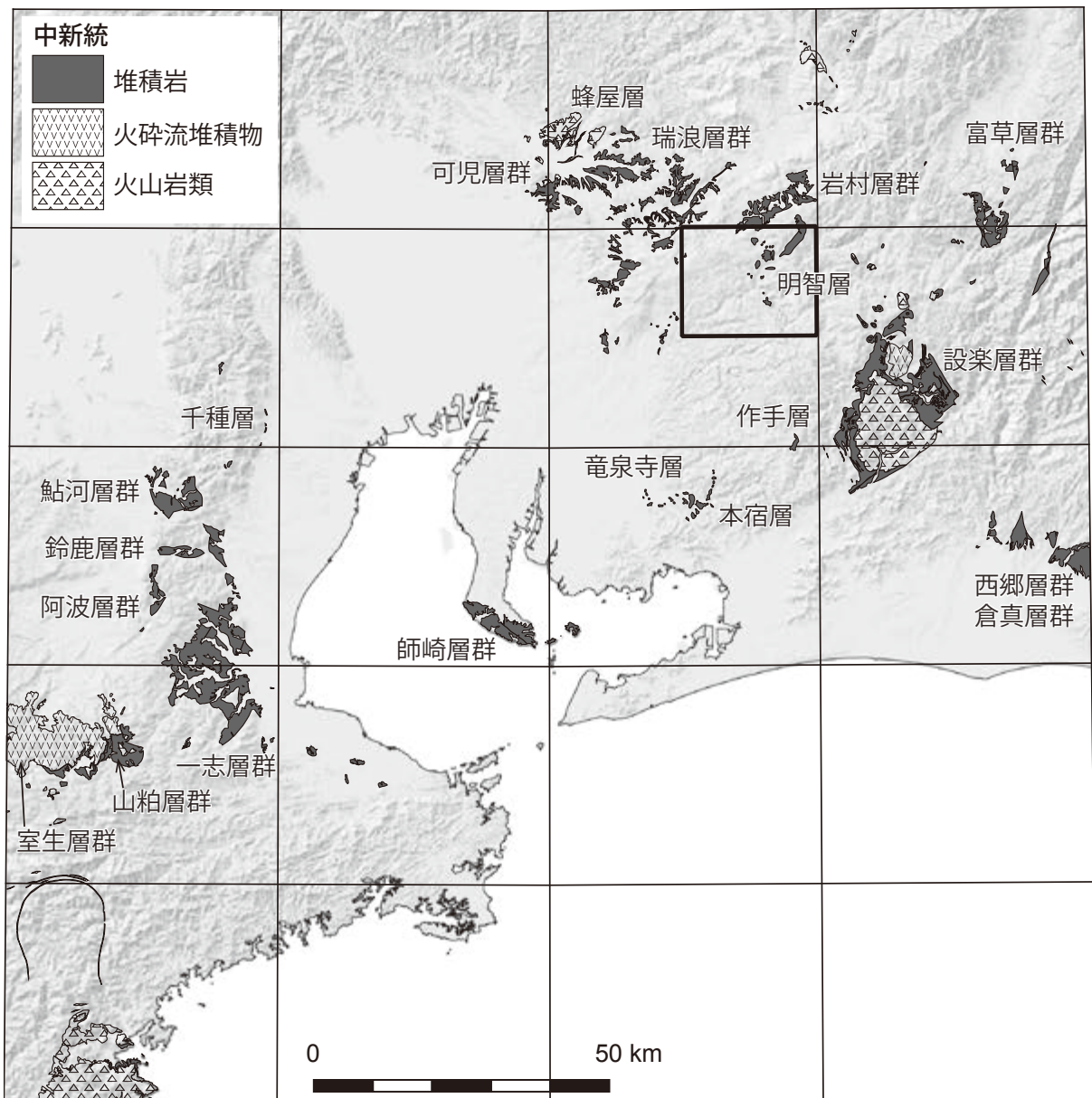
mm 程度で, 黒雲母を包有する. 斜長石斑晶は自形~半自形, 長径 5.0 ~ 1.0 mm 程度で変質が著しい. カリ長石斑晶は自形~半自形, 長径 4.0 ~ 1.0 mm 程度で変質が著しく, 単純双晶を示すことがある. 黒雲母斑晶は自形~半自形, 長径 1.0 ~ 0.5 mm で, Y ≒ Z = 濃褐色ないし黒褐色, X = 淡褐色の多色性を示す. ほとんどが変質して緑泥石化している. 石基は粒径 0.1 mm 以下の微細な石英, 斜長石, カリ長石, 黒雲母及び白雲母から構成され, 長石や黒雲母は変質が著しい.

第5章 岩村層群

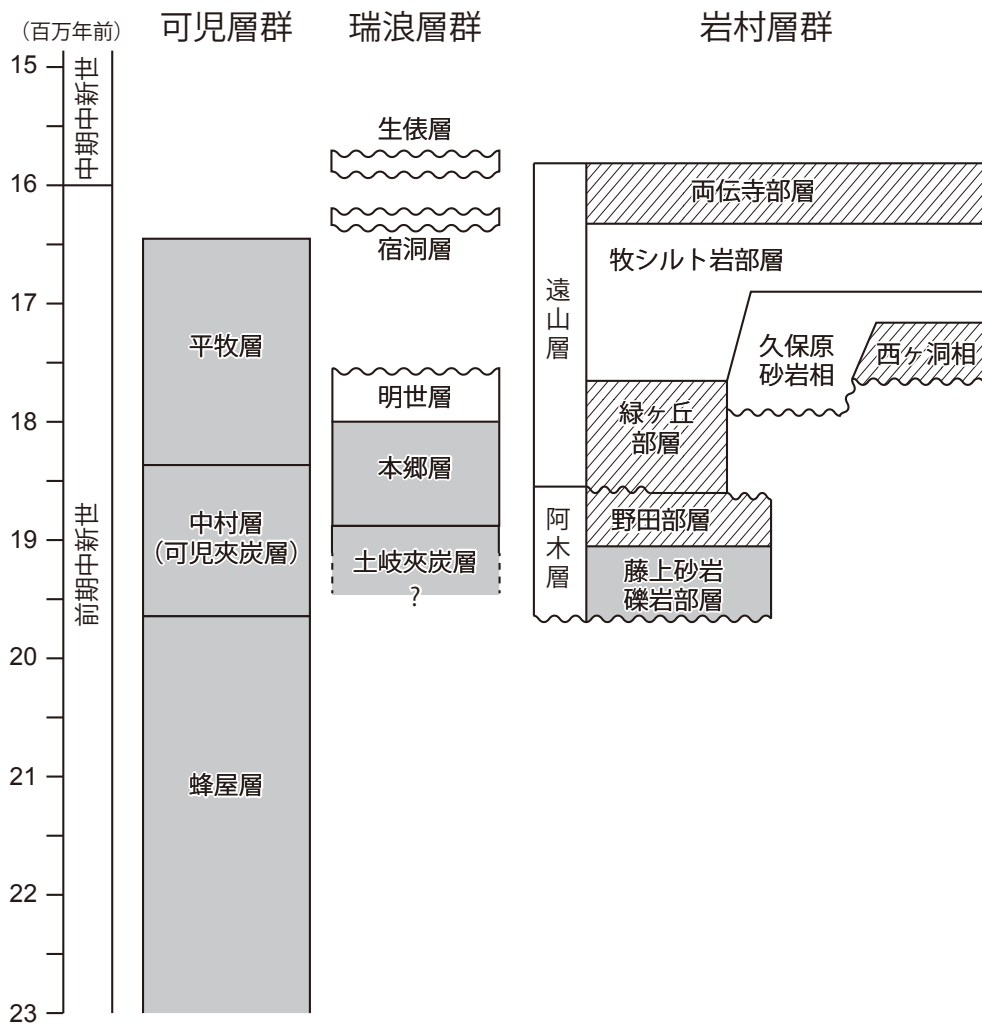
(野田 篤)

東海～近畿地方にかけて、中新世の陸成～海成層及び火山岩類が広域的に点在している(第5.1図)。岐阜県東濃地方の下部中新統は、西から可児層群・瑞浪層群・岩村層群に区分され(第5.2図)、それぞれの盆地は概して北東-南西方向の分布を示す(中山・陶土団体研究

グループ, 1989b)。本図幅地域には、主に砂岩とシルト岩からなり、汽水生・海生の貝化石を産出するとともに、多数の凝灰岩層が挟在する岩村層群が分布する(糸魚川, 1955; 氏原ほか, 1992)。



第5.1図 東海地方における新第三系の分布域
黒太枠は明智図幅の範囲を示す。背景の地形データには地理院タイル(陰影起伏図)を使用した。



第5.2図 東濃地域における中新統の層序対比と岩村層群の層序区分

灰色は陸成層，白色は海成層であることを示す。岩村層群のうち，本図幅地域に分布していない部層は斜線で示している。各層群の層序及び堆積年代は以下の文献に基づく。可児層群(小林, 1989; 鹿野, 2003; 新正ほか, 2018)。瑞浪層群(糸魚川, 1974b, 1980; 小林, 1989; 氏原ほか, 1999; 林・大平, 2005; 入月・細山, 2006; 笹尾ほか, 2006; 河邑ほか, 2011; Hoshi *et al.*, 2015; 笹尾ほか, 2011, 2018)。岩村層群(糸魚川, 1955; 氏原ほか, 1992; 笹尾ほか, 2011, 2018)。

5.1 研究史及び概要

岩村層群は，岐阜県東濃地方に分布する瀬戸内区中新統の一つであり，中津川市阿木地区から恵那市岩村町・山岡町にかけて北東-南西方向に細長く分布する。領家変成コンプレックス及び領家深成岩類を非整合に覆い，上部中新統～更新統の瀬戸層群に不整合に覆われる。主にシルト岩と砂岩からなり，礫岩や凝灰岩を含む。二枚貝などの動物化石や植物化石を多産する。

東濃地域の可児・瑞浪・岩村の各盆地に分布する下部中新統は貝化石が多産することから古くから注目を集め，江戸時代からの研究の記録が残されている(糸魚川, 1974a; 糸魚川・渡辺, 1976; 糸魚川・中村, 1978)。

Yokoyama (1926) 以来の数多くの研究記録は，糸魚川 (1980) や糸魚川ほか (1981) によって総括されている。岩村層群の名称は，嵯峨一郎氏の1917年の卒業論文(東濃地方地質(第三紀)調査邦文，東北帝国大学卒業論文)が最初とされるが，そこでは瑞浪層群の上位に位置付けられていた(矢部, 1935; 伊田, 1944; 藤田・生越, 1951)。一方，岩村盆地に分布する中新統の層序区分は伊田(1944)や糸魚川(1955)によって提唱されていたが，Uemura (1961) が岩村層群として定義した。その後，動物化石(糸魚川ほか, 1981)・凝灰岩層(鈴木ほか, 1987)・ウラン鉱床(島田ほか, 1969)などについての研究成果が蓄積されていった。更に，氏原ほか(1992)が岩村層群を総括するとともに，岩村盆地の古地理復元や

広域対比(柴田・糸魚川, 1980; 糸魚川・柴田, 1992; Itoigawa, 1993)が行なわれてきた。特に、氏原ほか(1992)は、下部の阿木層を陸成の藤上部層と海成の野田部層に細分するとともに、上部の遠山層を3つの部層(緑ヶ丘部層・牧部層・両伝寺部層)と2つの周縁相(久保原相と西ヶ洞相)に再定義した(第5.2図)。本図幅地域には、このうち、阿木層藤上部層及び遠山層牧部層と遠山層の縁辺相である久保原相が分布する。

1990年代後半以降も、動物化石(木村ほか, 2000; Kurihara and Ohta, 2018)・植物化石(齊藤・諸星, 1992; 伊奈, 1993; 細山ほか, 1999)・真珠化石(奥村・柄沢, 1994)・貝形虫化石(Irizuki *et al.*, 2004)・珪藻化石(伊藤ほか, 1999)・古地磁気(Hoshi *et al.*, 2015; 松尾・星, 2016)・凝灰岩(細山ほか, 1998; 加藤・細山, 1998; 細山・入月, 1999; 細山・氏原, 2000; 田村ほか, 2016; 笹尾ほか, 2006, 2011, 2018)についての研究成果が公表されている。

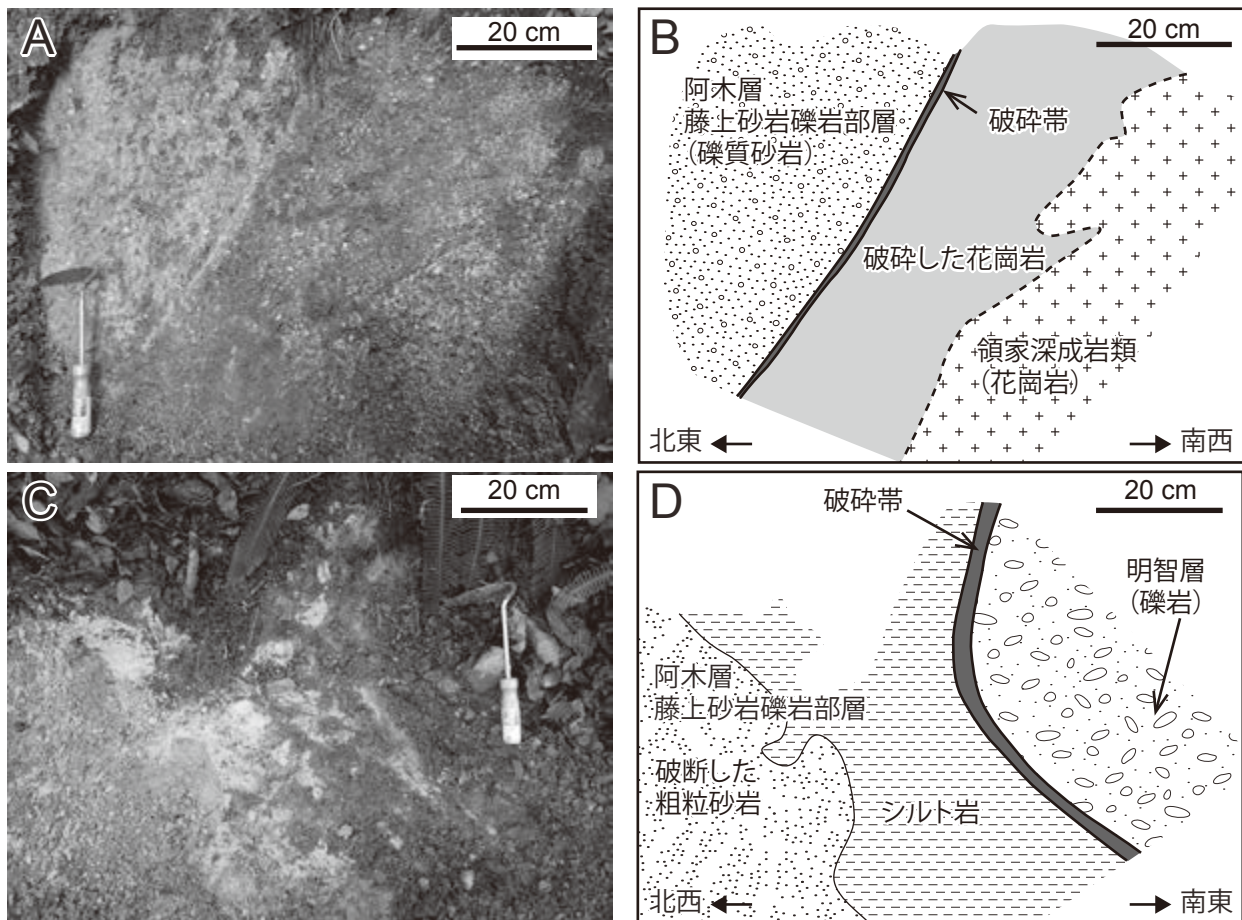
5.2 阿木層

5.2.1 藤上砂岩礫岩部層 (Af)

地層名 伊田(1944)が命名した阿木層について、氏原ほか(1992)が下部の陸成層の藤上部層、上部の汽水成～海成層を野田部層に細分した。本図幅地域には藤上部層のみが分布する。本報告書では、地層命名指針にもとづいて岩相名を付し、藤上砂岩礫岩部層とする。

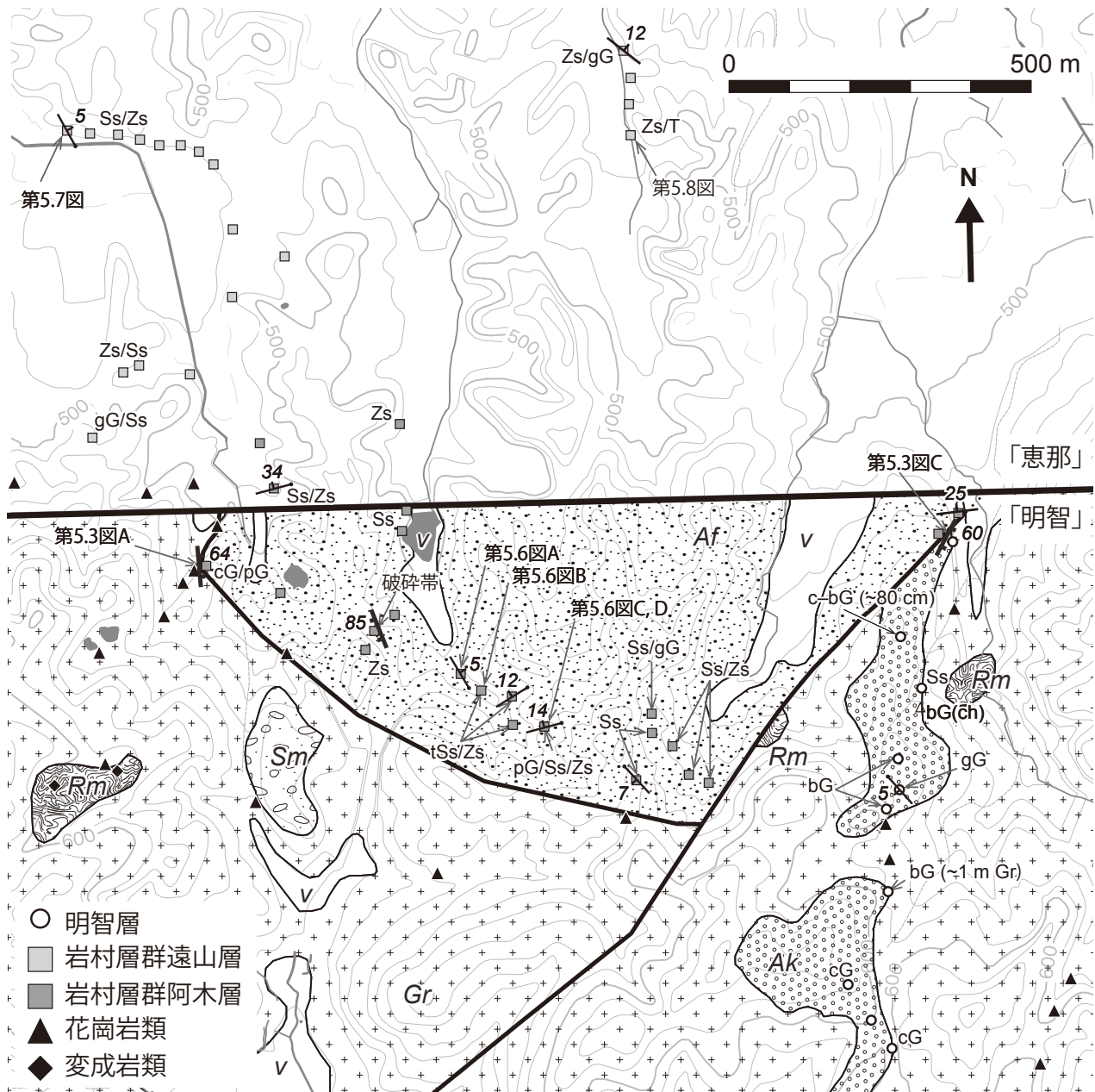
模式地 中津川市阿木藤上北方の沢沿いの崖(氏原ほか, 1992)。

分布 本図幅地域の中央部北端、山岡町上手向の草原及び山岡町田沢の山野田にかけて、北東-南西方向の恵那山断層がオーバーステップしている部分に東西1.3 km、南北500 mの範囲に挟まれるように分布する。基盤岩である花崗岩類とは初生的には不整合であるとされる(氏原ほか, 1992)が、本図幅地域では断層関係にある(第5.3図A, B, 第5.4図)。岩村層群遠山層及び明智層(後



第5.3図 阿木層藤上砂岩礫岩部層の境界断層

(A) 阿木層藤上砂岩礫岩部層と領家深成岩類との境界。幅約2 cm程度の断層粘土を介して接触する。恵那市山岡町上手向。南東を向いて撮影。(B) 写真Aのスケッチ。(C) 西側の阿木層藤上砂岩礫岩部層(シルト岩・粗粒砂岩)と東側の明智層(礫岩)とが幅2～3 cmのせん断帯を境にして接している。恵那市山岡町田沢。北東を向いて撮影。(D) 写真Cのスケッチ。写真の撮影位置は第5.4図に示す。



第5.4図 阿木層藤上砂岩礫岩部層分布域のルートマップ

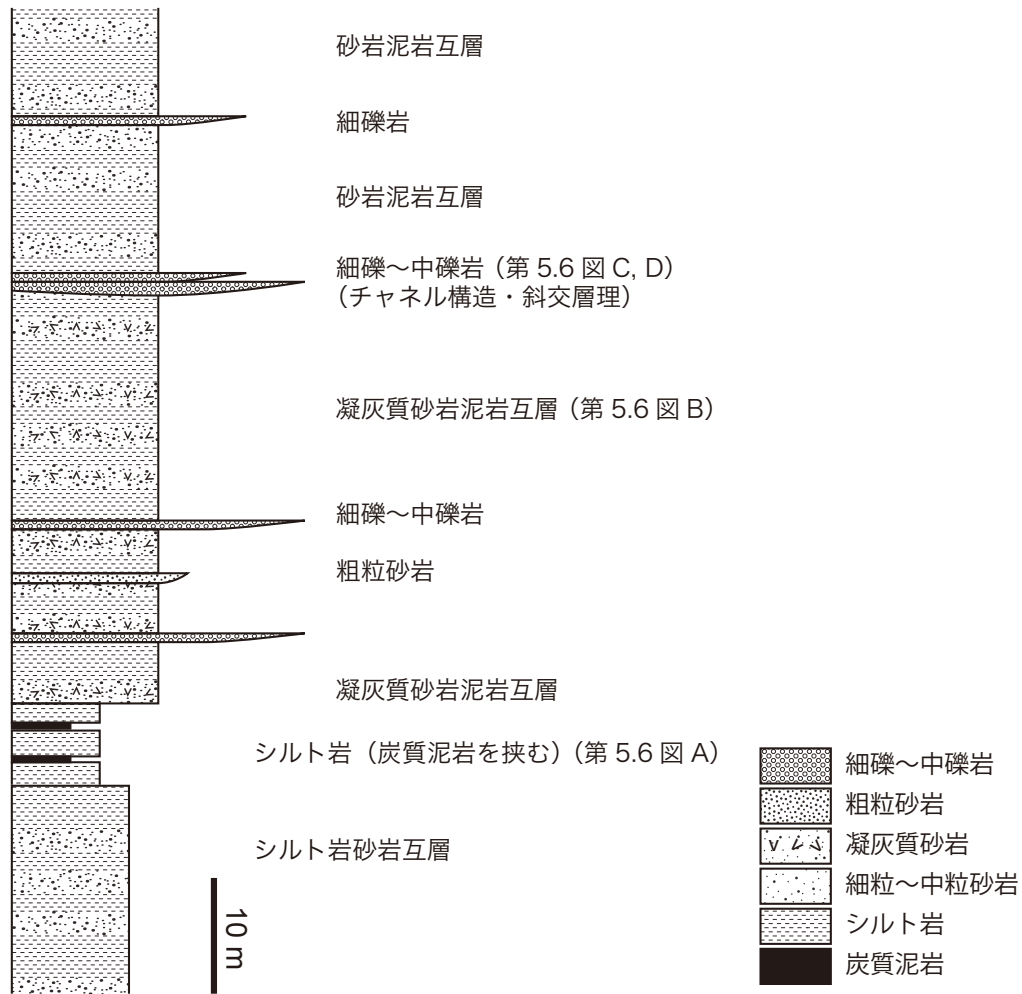
地質図凡例：Gr, 花崗岩；Rm, 変成泥岩；Af, 阿木層藤上砂岩礫岩部層；Ak, 明智層；Sm, 猿爪層；v, 谷埋堆積物。岩相凡例：Zs, シルト岩；Ss, 砂岩；tSs, 凝灰質砂岩；T, 凝灰岩；gG, 細礫岩；pG, 中礫岩；cG, 大礫岩；bG, 巨礫岩；ch, チャート；Gr, 花崗岩。国土地理院の電子地形図（タイル）を使用して作成。

述)とも断層関係にある(第5.3図C, D)。走向は北東-南西方向を基本とし、一部で北西-南東方向となる。傾斜は北西向きに5~15°であることが多いが、ところにより30°を越える。

層厚 本図幅地域における層厚は80m以上。

岩相 砂岩、凝灰質砂岩、礫岩及びシルト岩からなり、凝灰岩及び炭層を伴う非海成層である。炭質物に富む泥岩や亜炭の薄層が挟在する(第5.5図)。下部はシルト

岩砂岩互層と炭質泥岩(第5.6図A)、中部は凝灰質砂岩泥岩互層(第5.6図B)と礫岩(第5.6図C)、上部は砂岩泥岩互層からなる。礫岩は20~80cmほどの層厚を持ち、侵食面をとまなうトラフ型斜交層理を示すことがある。礫として中礫サイズ(最大6cm径)の砂岩・泥岩・チャートの円礫~亜円礫を含むが、大部分は花崗岩起源の石英・長石の細礫から構成され、本図幅地域では濃飛流紋岩の礫は少ない(第5.6図D)。



第 5.5 図 阿木層藤上砂岩礫岩部層の模式柱状図

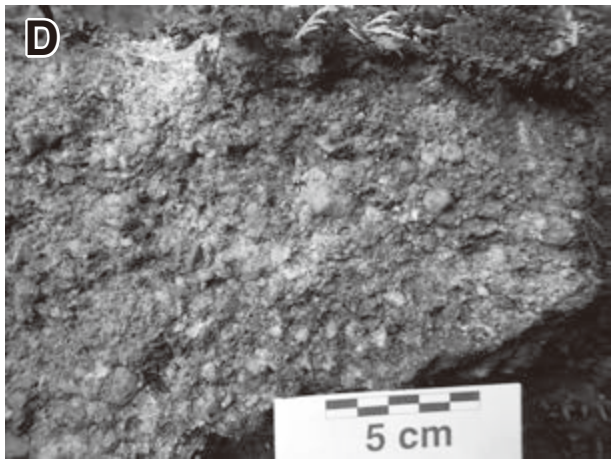
化石 本部層から動物化石は報告されていないが、花粉化石(齊藤・諸星, 1992)及び植物化石(伊奈, 1993)の報告がある。齊藤・諸星(1992)は、岩村層群を 11 の花粉化石帯に区分し、藤上砂岩礫岩部層はこのうちの I 帯と II 帯に相当するとした。最下部の I 帯の花粉化石は、マツ科トウヒ属(*Picea*)を主体とし、カバノキ科ハンノキ属(*Alnus*)を含む。II 帯は、草本植物や水生植物の花粉を多く含み、トウヒ属の割合は低下する。これらのことから、本部層の堆積域周辺には、針葉樹林とともに草本・水生植物が生育していたと推測した。

伊奈(1993)は、岩村層群の植物化石を岩村植物化石群と呼び、ニレ(*Ulmus carpinoïdes*)、コナラ(*Quercus miovariabilis*, *Quercus pragilva*)、ケヤキ(*Zelkova ungeri*)、コンプトニア(*Comptonia naumannii*)、ウリノキ(*Alangium aequalifolium*)、カエデ(*Acer ezoanum*)などが産するとした。これら 7 種で全産出量の 62% を占める。阿木層に特徴的に産出する種として、*Ulmus carpinoïdes*, *Alangium aequalifolium*, *Acer ezoanum* がある。これらの植物化石群から、堆積盆周辺の低地は常緑広葉樹と落葉

広葉樹が混交する森林が、山地の下部は暖帯性の針葉樹と常緑広葉樹をともなう落葉広葉樹林が、山地の上部は落葉広葉樹林が分布していたと推測した。

対比 阿木層には亜炭層が挟在すること、陸成層であること、花粉化石群集の類似性などから、瑞浪層群の土岐夾炭層や可見層群の可見夾炭層に対比されてきた(糸魚川, 1980; 動力炉・核燃料開発事業団中部事業所, 1994)。一方、阿木層は全体的に凝灰質であること、植物化石や花粉化石の類似性などから、瑞浪層群の本郷層や明世層に対比する考えもある(Uemura, 1961; 氏原ほか, 1992; 齊藤・諸星, 1992; 伊奈, 1993)。阿木層には暖帯または亜熱帯性の常緑広葉樹の植物化石が含まれるが、土岐夾炭層はトウヒ(*Picea*)などの針葉樹林の植物化石を豊富に含む(伊奈, 1993)。また、阿木層に海成層が存在することから(岩村研究グループ, 1989)から、糸魚川・柴田(1992)は阿木層を瑞浪層群本郷層と可見層群平牧層に対比している。

堆積年代 本図幅地域から本部層の堆積年代を直接に示すデータは報告されていないが、阿木層野田部層最上部



第 5. 6 図 阿木層藤上砂岩礫岩部層の露頭写真
 (A) シルト岩 (炭質物を多く含む黒色泥岩を挟む). (B) 凝灰質砂岩 (灰色) とシルト岩 (灰白色) との互層. (C) チャンネル構造及び斜交層理を示す礫岩. 細礫～中礫サイズの花崗岩起源の礫を含む. (D) 礫岩の近接写真. 花崗岩起源の円礫に加えて, チャート礫などの堆積岩起源の円礫を含む. 写真の撮影位置は第 5. 4 図と第 5. 5 図に示す.

の火山灰 Ag-6 (氏原ほか, 1992) から 19.1 ± 2.0 Ma の FT 年代が報告されている (笹尾ほか, 2011, 2018). このことから, 阿木層の堆積年代は前期中新世バーディガリアン期と考えられる.

5. 3 遠山層

5. 3. 1 牧シルト岩部層 (Tm)

地層名 伊田 (1944) の牧貝化石層を糸魚川 (1955) が牧シルト岩層と定義した. その後, 氏原ほか (1992) がこれを遠山層牧部層と再定義した. 部層名には岩相名を付するとの地層命名規約に基づき, 本報告書では牧シルト岩部層とする.

牧シルト岩部層は, 伊田 (1944) の牧貝化石層, 赤嶺 (1954) の牧層, 糸魚川 (1955) の牧シルト岩層に相当する. 糸魚川 (1980) の久保原砂岩層の分布域の一部を含む.

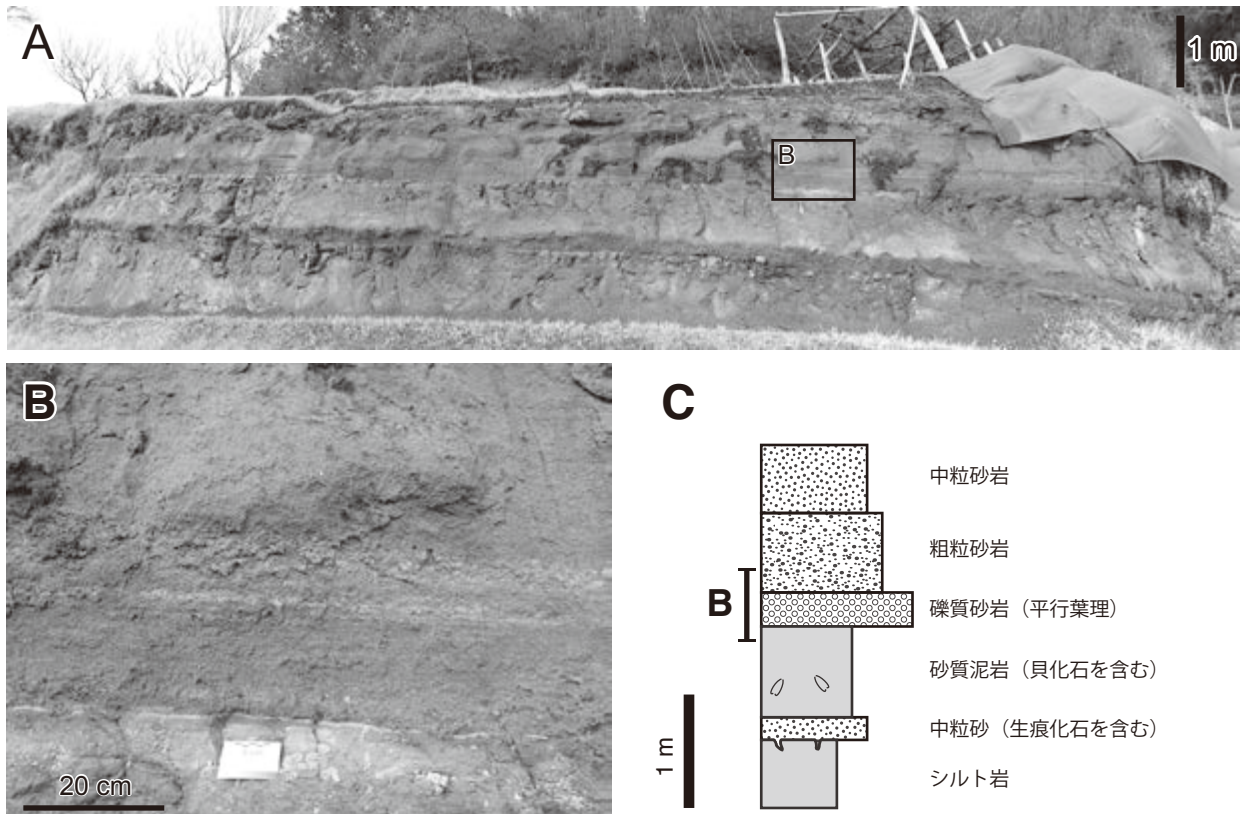
模式地 中津川市阿木八屋^{はちやと} (氏原ほか, 1992).

層序関係 遠山層緑ヶ丘部層に整合に重なる (氏原ほか, 1992). 久保原砂岩相とは同時異層の関係にある. 瀬戸層群の東原層や猿爪^{さしづめ}層に不整合に覆われる.

分布 恵那市山岡町釜屋^{かまや}から山岡町上手向羽佐間^{はぎま}にかけて, 東西 1.3 km, 南北 0.5 km ほどの範囲に分布する. 地層の走向は北東-南西または北西-南東方向, 傾斜は北向きに $6 \sim 12^\circ$ 程度である.

層厚 65 m 以上.

岩相 凝灰質な砂質シルト岩・暗灰色無層理の中粒～細粒砂岩・泥岩砂岩互層からなり, 層厚 1 m 程度の厚層理砂質シルト岩を主体とする (第 5. 7 図). 細礫～中礫を含む礫質砂岩や粗粒砂岩が挟在する. 砂岩は平行葉理を示すことがある. 砂岩や泥岩は二枚貝化石や生痕化石を豊富に含む. 本図幅地域の範囲外ではあるが, 複数の追跡可能な凝灰岩層が知られている (糸魚川, 1955; 氏原ほか, 1992). 凝灰岩は火山ガラスを主体とし, 累帯



第 5. 7 図 遠山層牧シルト岩部層の露頭写真
 (A) シルト岩～細礫岩～砂岩の露頭写真. 山岡町上手向黒羽根. (B) 写真 A の枠内の拡大写真. 平行葉理の発達した細礫岩が砂質シルト岩を覆う. (C) 写真 A の露頭柱状図. 写真の撮影位置は, 第 5. 4 図に示す.

構造を示す斜長石や岩石片を多く含み, 石灰質な基質からなる (第 5. 8 図).

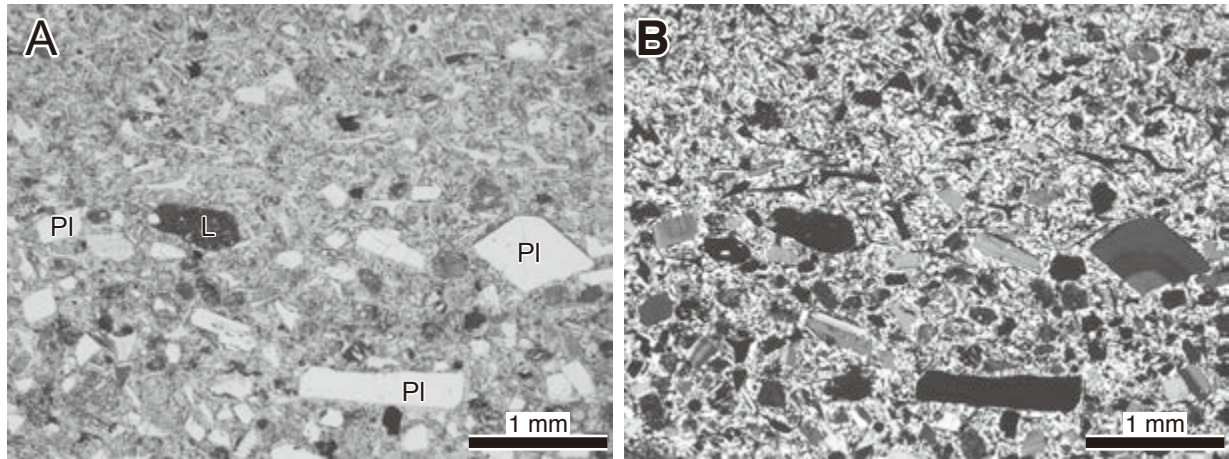
化石 本部層から産出する貝化石群集は, 下部は *Nipponomarcia nakamurai*, 中部は *Saccella miensis* 及び *Lucinoma acutilineatum*, 上部は *Malletia inermis*, *Portlandia watasei*, *Megayoldia thraciaeformis*, *Lucinoma acutilineatum* が優勢とされる (氏原ほか, 1992). 本図幅地域の山岡町釜屋からは, *Malletia inermis*, *Portlandia watasei*, *Lucinoma acutilineatum*, *Macoma optiva*, *Macoma izurensis* の産出が報告されている (Shibata, 1978) ことから, 本図幅地域は牧シルト岩部層の上部に相当すると考えられる.

伊藤ほか (1999) は, 本部層から *Crucidentricula sawamurae* と *Crucidentricula ikebei* の珪藻化石を報告し, その化石帯を *Crucidentricula sawamurae* 帯 (NPD2B; Yanagisawa and Akiba, 1998) の中～上部とした. 本部層から産出する植物化石としては, アブラスギ (*Keteleeria ezoana*), マツ (*Pinus miocenica*), トガサワラ (*Pseudotsuga ezoana*), シイ (*Castanopsis miocuspudata*), コナラ (*Quercus miovariabilis*, *Q. nathorstii*, *Q. Praegilva*), ケヤキ (*Zelkova ungeri*) などがある (伊奈, 1993). 本部層の植物化石種は阿木層の産出種とほぼ共通するが, 阿木層にあまり含ま

れていない常緑のシイ・カシ類 (*C. miocuspudata*, *Q. nathorstii*, *Q. praegilva*) が含まれているのに対し, 阿木層に多産する落葉広葉樹 (*Ulmus carpinoideis*, *Alangium aequalifolium*, *Acer ezoanum*) はほとんど見られない. 針葉樹や常緑広葉樹の割合は, 遠山層の方が阿木層よりも高い (伊奈, 1993). 一方, 本部層の花粉化石は, 齊藤・諸星 (1992) の VI - VIII 帯に相当し, マツ (*Pinus*), ブナ (*Fagus*), コナラ (*Quercus*), ニレ (*Ulmus*), ケヤキ (*Zelkova*), クルミ (*Juglans*), サワグルミ (*Pterocarya*) が優勢とされている (齊藤・諸星, 1992). これらの植物化石に基づいて, 遠山層堆積域の後背地には, 針葉樹と常緑広葉樹をともなう落葉広葉樹林が広がっていたと推測されている (齊藤・諸星, 1992; 伊奈, 1993).

対比 岩相 (Uemura, 1961), 花粉化石 (齊藤・諸星, 1992) 及び凝灰岩の組成 (細山・入月, 1999; 細山・氏原, 2000; 細山, 2002) から, 遠山層牧シルト岩部層は瑞浪層群明世層に対比されている. また, 遠山層の平均的な磁化方位は瑞浪層群明世層のそれと同じ方位を示す (松尾・星, 2016).

氏原ほか (1992) は岩相及び貝化石・植物化石の類似性から, 牧シルト岩部層の下部を明世層戸狩部層に, 中



第 5. 8 図 遠山層牧シルト岩部層から採取した凝灰岩の薄片写真
凝灰岩は累帯構造を示す斜長石 (Pl), 泥岩片 (L), パブルウォール型火山ガラスの破片を碎屑粒子として含み, 石灰質な基質からなる。(A) オープンニコル。(B) クロスニコル。試料採取地: 恵那市山岡町牧。試料の採取位置は第 5. 4 図に示す。

部を明世層山野内部層に, 上部を明世層狭間部層に対比した。この対比は, 凝灰岩層の岩相の類似性からも支持されている(細山・氏原, 2000)。更に, Ty-12 凝灰岩層の U-Pb 年代値 (18.4 ± 0.4 Ma) は, 瑞浪層群明世層の Ak-12 凝灰岩層の軽石の U-Pb 年代 (17.8 ± 0.4 Ma) と誤差の範囲で一致する(笹尾ほか, 2018)。しかし, 既存研究で対比されていた両層群中の凝灰岩層(細山・氏原, 2000) は, 単層レベルでは異なる磁化方位を示すこと(松尾・星, 2016) や火山ガラスの化学組成が異なること(田村ほか, 2016) といった問題点も指摘されている。

堆積年代 笹尾ほか(2018)は牧シルト岩部層中の Ty-12 凝灰岩(氏原ほか, 1992)について, フィッション・トラック年代 (16.6 ± 2.6 Ma) 及び U-Pb 年代 (18.4 ± 0.4 Ma) を報告している。また, 笹尾ほか(2011)が報告した FT 年代を再計算し, 17.2 ± 2.2 Ma (Ty-6) と 16.6 ± 2.6 Ma (Ty-8) の年代値を報告している(笹尾ほか, 2018)。これらの結果から, 遠山層の堆積年代は 18 ~ 16 Ma 前後(前期中新世バーディガリアン期)と言える。これらの年代値は, 珪藻化石から推測される堆積年代(*Crucidenticula sawamurae* 帯: 18.3~17.0 Ma, 伊藤ほか, 1999; Yanagisawa and Akiba, 1998; Watanabe and Yanagisawa, 2005)とも矛盾しない。

また, 産出する貝化石群集から, 本部層は瑞浪層群明世層戸狩部層~山野内部層に見られる海水温低下期(Miocene Isotope 1b 帯, 17.8 Ma; 高橋, 2004)に相当すると考えられている(Irizuki *et al.*, 2004; 入月・細山, 2006)。

堆積環境 牧シルト岩部層の貝化石群集は, 下位から上位に向かって, *Nipponomarcia* 群集, *Saccella* 群集, *Malletia-Nuculana* 群集と変化するため, 水深は数 10 m

程度から 100 ~ 200 m までゆるやかに深海化したと推測されている(氏原ほか, 1992, 1999)。貝形虫化石群集は, 内湾奥泥底群集から湾中央部のやや冷涼な泥底に生息する群集に変化している(Irizuki *et al.*, 2004)。花粉化石の結果からは, 牧シルト岩部層の下部では, 現在と同じかやや温暖で降水量が幾分少なかったという古気候が推定されている(齊藤・諸星, 1992)。

5. 3. 2 久保原砂岩相 (Tk)

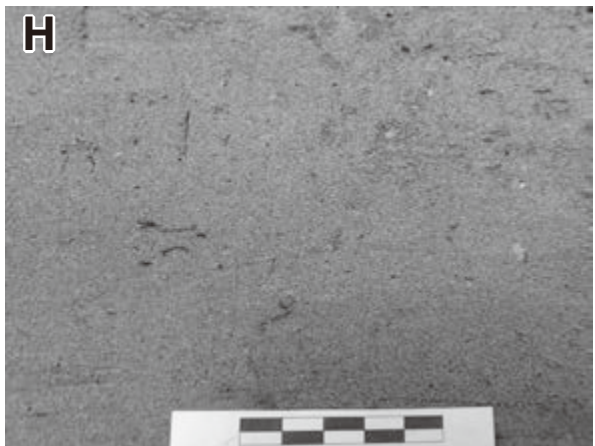
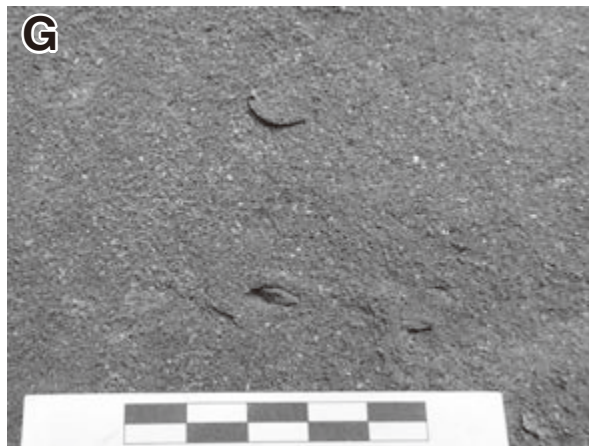
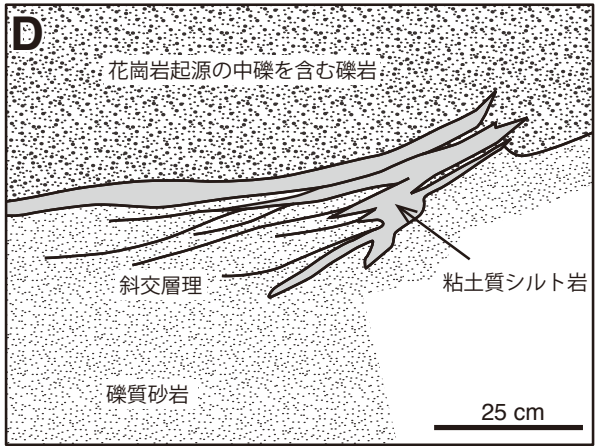
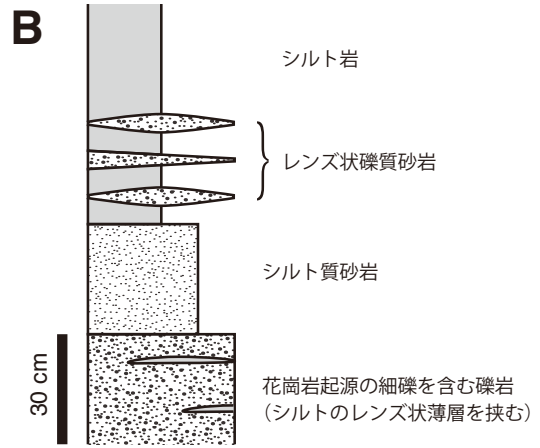
地層名 氏原ほか(1992)が遠山層の周縁層で, 牧部層及び緑ヶ丘部層上部に相当する地層を久保原相と定義した。本報告書では, 岩相名称を付して久保原砂岩相とした。伊田(1944)の久保原貝化石層及び糸魚川(1955)の久保原砂岩層に相当する。

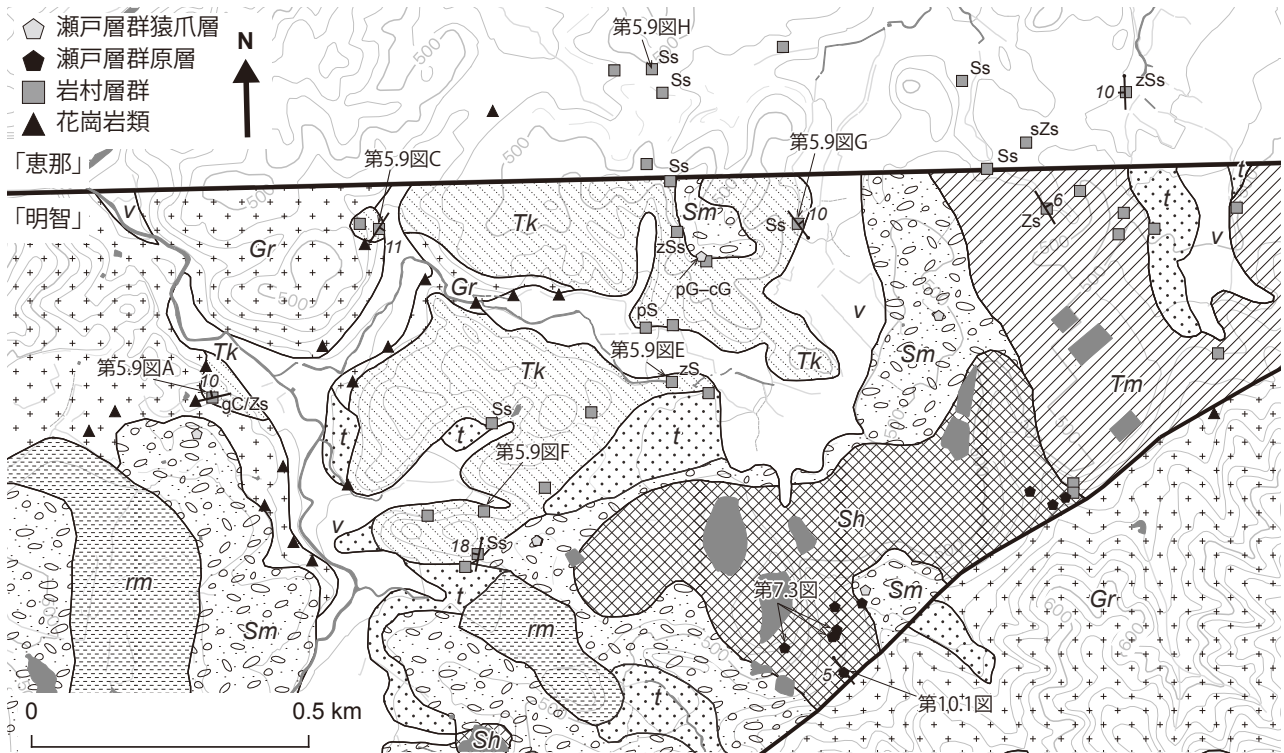
模式地 恵那市山岡町久保原中西の南 500 m の崖(氏原ほか, 1992)。

(p. 63 →)

第 5. 9 図 遠山層久保原砂岩相 (牧シルト岩部層の周縁相) の露頭写真

(A) 不整合直上の礫岩・砂岩・シルト岩互層。ねじり鎌の長さは 25 cm。(B) 写真 A の部分の柱状図。(C) 礫質砂岩とシルト岩を覆う花崗岩質礫岩。2 ~ 3 cm 程度の中礫を多く含む。(D) 写真 (C) のスケッチ。(E) 厚層理シルト岩層。上部にレンズ状砂岩が挟在する。露頭の高さは約 6 m。(F) 厚層理~極厚層理の塊状シルト質砂岩。(G) 比較的淘汰の良い中粒砂岩中に見られる二枚貝化石の印象。スケールは 5 cm。(H) 植物片を含む淘汰の良い細粒砂。しばしば細礫サイズのチャートの円礫が点在する。写真の撮影位置は, 第 5. 10 図に示す。





第 5. 10 図 遠山層分布域のルートマップ

地質図凡例：Gr, 花崗岩；Tk, 遠山層久保原砂岩相；Tm, 遠山層牧シルト岩部層；Sh, 瀬戸層群東原層；Sm, 瀬戸層群猿爪層；t, 段丘堆積物；v, 谷埋堆積物；rm, 人工堆積物。岩相凡例：Zs, シルト岩；sZs, 砂質シルト岩；zSs, シルト質砂岩；Ss, 砂岩；gC, 細礫岩；pG, 中礫；cG, 大礫；pS, 礫質砂岩。国土地理院の電子地形図（タイル）を使用して作成。

層序関係 本図幅地域における久保原砂岩相は、牧シルト岩部層の周縁相に相当し、牧シルト岩部層とは同時異相の関係にある。本相は、基盤岩の領家深成岩類を非整合に覆い、瀬戸層群猿爪層に不整合に覆われる。

分布 本図幅地域では、恵那市山岡町釜屋から山岡町原にかけて、東西 1 km, 南北 0.7 km ほどの範囲に分布する。走向は場所によってばらつくが、山岡町原では 10～18°で北西方向に傾斜している。

層厚 10～20 m。

岩相 花崗岩類との不整合付近では、花崗岩起源の石英・長石粒子を多量に含む礫質砂岩・細礫岩～中礫岩が見られる（第 5. 9 図 A-D）。例えば第 5. 9 図 A の地点（第 5. 10 図）は、シルトのレンズ状薄層を含む花崗岩質な細礫～中礫岩とレンズ状礫質砂岩が挟在するシルト岩からなる。また、第 5. 9 図 C の地点は、斜交層理を示す礫質砂岩が粘土質シルト岩を挟んで花崗岩質な中礫岩に覆われている。不整合から少し離れたところでは、厚層理で塊状の凝灰質な礫質砂岩・中粒～細粒砂岩を主体とし、凝灰

質シルト岩・泥岩砂岩互層を含む（第 5. 9 図 E-F）。中粒～細粒砂岩には、粗粒砂から細礫サイズの粒子が点在するとともに、生痕化石や貝化石を多く含む（第 5. 9 図 G-H）。

化石 汽水～浅海生の貝化石を豊富に含み、岩礁附着性の貝類が多いことが特徴とされる（氏原ほか, 1992）。*Phacosoma kawagensis* や *Cyclina japonica*, *Vicarya yokoyamai* を優勢とする貝化石群集の報告があり、内湾の潮間帯～水深 10 m 程度の汽水～浅海であったと推定されている（氏原ほか, 1992）。

久保原砂岩相から産出する植物化石としては、コナラ (*Quercus miovariabilis*, *Q. praegilva*)、フウ (*Liquidambar miosinica*) などが報告されている（伊奈, 1993）。

対比及び堆積年代 岩相及び産出する動物化石種の類似性から、遠山層は瑞浪層群明世層に対比されている（Uemura, 1961；糸魚川, 1980；氏原ほか, 1992）。堆積年代は牧シルト岩部層と同様、前期中新世パーディガリアン期と考えられる。

第6章 明智層

(尾崎正紀)

6.1 概要及び研究史

明智層は、三河高原北部の「明智」図幅地域の北東部から北接する「恵那」図幅地域の南端部にかけて分布する大礫～巨礫岩層である(第6.1図, 第6.2図)。南北方向や北東-南西方向へ延びる幅数 km の谷埋め形態を示し, 最大層厚は約 180 m に達する。木宮(1971)以降, 明智礫岩層と呼ばれていたが, 地層命名の基本単位は「層」で岩相名は省くため, 明智層とした。その分布形態や濃飛流紋岩礫を大量に含むことから, その供給源は恵那山断層より北方の濃飛流紋岩が広く分布する現在の木曾川や飛騨川の流域と考えられている(木宮, 1971 など)。本層は瀬戸層群土岐砂礫層(本報告書の瀬戸層群猿爪層; 第7章参照)に対比されることが多いが, 本報告書では, 層序関係や堆積環境などから, 瀬戸層群より古く岩村層群より新しい中部中新統に位置づけた。

本層の主な報告としては, 吉川・木曾(1968), 木曾(1971), 木宮(1971), 森山・丹羽(1985), 森山・大藪(1986)及び森山(1987)がある。

吉川・木曾(1968)は, 恵那市明智町から同市串原の深成岩類上に分布する本層を明智砂礫層と呼び, その堆積物の特徴を記載している。また, 吉川・木曾(1968)及び木曾(1971)は, 土岐砂礫層に比べ風化の程度が小さいことなどから, 明智砂礫層は土岐砂礫層より新しい地層である可能性を示した。

木宮(1971)は, 吉川・木曾(1968)の明智砂礫層について, その分布の広がりや岩相などを詳細に明らかにし, 地層名も主に礫岩からなることから明智礫岩層に改称した。また, 明智礫岩層は, 層位的に土岐砂礫層の下位に位置づけられ, 土岐口陶土層に対比される可能性を示した。更に, 恵那盆地の恵那市武並町竹折や中津川市茄子川(美乃坂本駅付近; 木宮(1971)では赤土平と記述)に分布する礫岩層を恵那礫岩層と命名し(第6.1図), 濃飛流紋岩礫を主とする礫種や, 巨礫を含む大礫からなる礫径の類似性から, 明智礫岩層に対比している。同様に, 岩村盆地の恵那市岩村町富田及び阿木(両伝寺)にも, 恵那礫岩層相当層が分布するとした。それらの対比と分布に基づき, 岩村盆地や恵那盆地を分ける恵那山断層及び屏風山断層は, 明智礫岩層及び恵那礫岩層堆積後に形成されたと結論づけている。なお, 恵那礫岩層及び恵那礫岩層相当層は, おおむね陶土団塊研究グループ(1994a)の瀬戸層群土岐砂礫層の最下部礫部層にあた

る。この最下部礫部層は, 上記以外にも恵那市の飯地町(杉之沢), 大井町及び根の上高原南部に分布が示されている。また, この部層の層厚は一般に 30～50 m であるが, 飯地町と根の上高原のものは局所的な凹地を充填する谷埋め堆積物の様相を示し, 層厚は 40～90 m に達するとしている。他地域の最下部礫部層は, 基底(下限)は不明であるため分布形態はよく分かっていない。

森山・丹羽(1985)は, 東濃丘陵から三河高原北部に分布する土岐砂礫層と土岐面の調査に基づき, 土岐面は広域に分布する堆積面及び侵食面と解釈し, 木宮(1971)の明智礫岩層を土岐砂礫層に含めた。また, 森山・大藪(1986)では, 分布と礫種構成の地域変化などから, 明智礫岩層は土岐砂礫層下部に対比され, その堆積面と侵食面は土岐面で, 木曾川の側方侵食によって形成されたと考えられた。また, 木宮(1971)の示す地域のほか, 三ッ森山周辺の高所にも明智礫岩層及び土師面が分布するとした。更に, 森山(1987)は, 広域に対比されるとした土岐面の認定とそれらの分布の標高差に基づき多くの活断層の存在を推定し, 木曾川と矢作川流域の地殻変動を論じている。

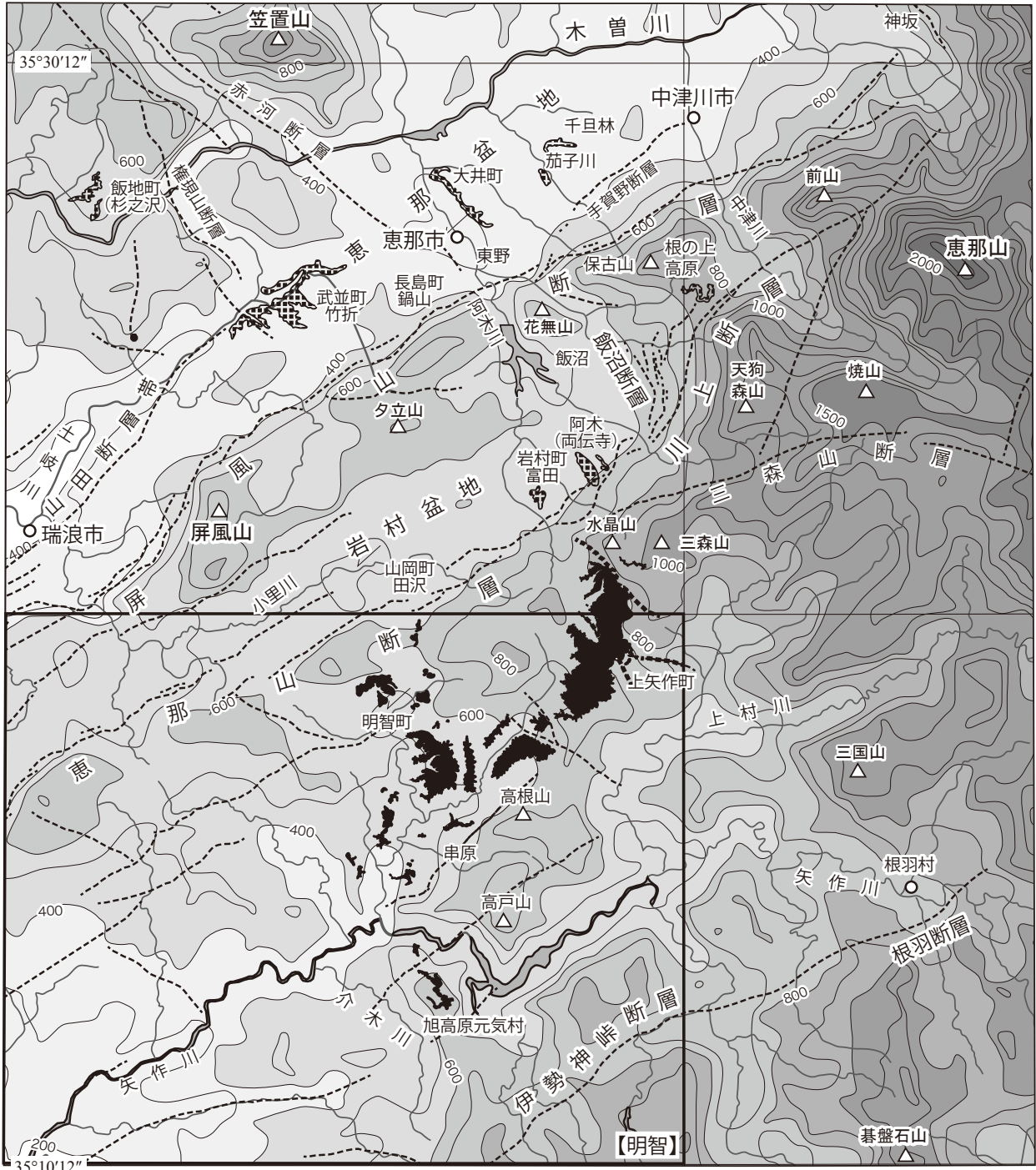
以上のほか, 下記の地質図にも明智層の分布が示され, 対比が試みられている。

20万分の1地質図幅「足助」(三浦, 1890)は, 上矢作町の木ノ実川沿いと串原中沢から明智町に分布する本層を洪積層として示している。また, 7万5千分の1地質図幅「多治見」(清野・石井, 1927a)は, 恵那市上矢作町(木ノ実川流域)付近と恵那市明智町付近の本層を砂礫及び粘土層と記述して, 瀬戸層群に一括している。20万分の1地質図幅「豊橋」(地質調査所地質部編図課, 1956)も, 本層の一部を鮮新統として瀬戸層群に含めている。

また, 20万分の1地質図「豊橋(第2版)」(山田ほか, 1972)及び「飯田(第2版)」(山田ほか, 1990)は, 明智礫岩層として区分し, 土岐砂礫層に対比している。同様に, 15万分の1岐阜県地質産図(岐阜県, 1970, 1981)とWeb版岐阜地質図「ジオランドぎふ」(岐阜県地学調査会, 2014)でも, 本層は土岐砂礫層に一括されている。更に, 岐阜県側(梶田, 1987)及び愛知県側(糸魚川, 1989)の本図幅地域内の5万分の1表層地質図においても本層は, それぞれ瀬戸層群上部及び瀬戸層群に一括されている。ほかに, 太田ほか(1963)も, 本層の一部を瀬戸層群として示している。また, 桑原(1973)

137°14'49"2

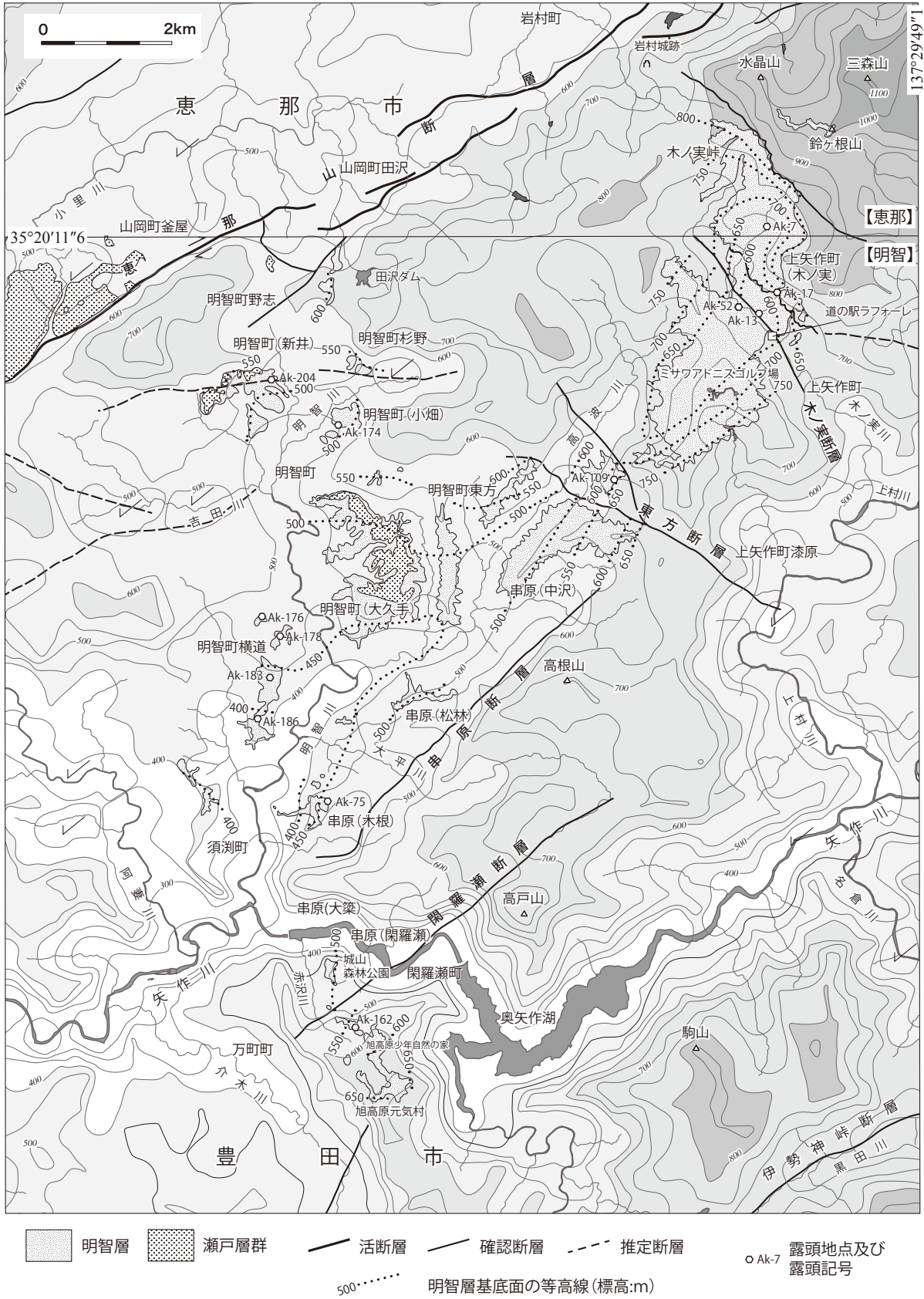
137°29'49"1



-  主な断層
-  明智層
-  明智層に対比される可能性のある巨礫を含む大礫礫岩層

第 6. 1 図 「明智」 図幅地域及び周辺地域の明智層及び相当層の分布

背景は国土地理院発行の 20 万分の 1 地勢図「豊橋」及び「飯田」の一部を基図として幅 1 km 以下の谷を埋めて作成した埋谷面図 (標高: m)。黒太枠は「明智」図幅地域の範囲を、【明智】などは 5 万分の 1 地形区画名 (図幅名) を示す。恵那山断層以北の礫岩層の分布は、木宮 (1971) 及び陶土団体研究グループ (1994a) に基づき作成。



第 6. 2 図 明智層の分布

背景は国土地理院発行の 2 万 5 千分の 1 地形図「明智」の全域と「猿爪」「小渡」「川ヶ渡」「岩村」「瑞浪」の一部を基図として幅 0.5 km 以下の谷を埋めて作成した埋谷面図 (標高: m)。

は、木ノ実峠付近の明智層に言及し、土岐砂礫層の一部としている。

一方、中山(1990)及びNakayama(1994)の地質図では、本層は土岐砂礫層とは区別され、下部-中部中新統瑞浪層群(本報告書の岩村層群に相当)に一括されている。20万分の1地質図「豊橋及び伊良湖岬」(牧本ほか, 2004)もNakayama(1994)に従って、本層を瑞浪層群に対比している。

6. 2 定義及び特徴

地層名 木宮(1971)の明智礫岩層に基づく。本報告書では、地層の基本単位を層(Formation)とする地層命名の指針(Salvador ed., 1994)に従い、岩相名を除き明智層と呼ぶ。

模式地 岐阜県恵那市明智町(大久手)付近(木宮, 1971)。ただし、本報告書では模式地の最上部に分布するチャート礫を主体とする砂礫層は、瀬戸層群の猿爪層に位置づけた。なお、本層の特徴的な岩相が最もよく観察できるのは上矢作町(木ノ実)周辺である。

分布 明智層は、三森山南西側山麓(木ノ実峠, 上矢作町(木ノ実)付近)から、高波川から明智川下流域沿い(恵那市の明智町中沢, 明智町^{ひがしがた}東, 明智町(大久手), 明智町横道, 串原(松林), 串原^{きね}(木根), 豊田市の須渚町, 赤沢川沿い(豊田市の城山森林公園から旭高原元気村), 山岡町田沢(田沢ダム付近)及び明智川上流域(明智町(新井), 明智町杉野, 明智町(小畑))に分布する(第6.2図)。全体としては、三河高原の串原小起伏面(標高約700~900m)から三河高位小起伏面(標高約400~600m)にかけて分布する(1.1節参照)。

分布形態 明智層はその基底面の標高変化(第6.2図)から、以下のような谷埋めの分布形態が認められる。

上矢作(木ノ実)付近から明智町横道~串原(木根)間にかけては、北西-南東方向の断層によって胴切りされているが、船底状の断面形態を示す北東-南西方向の谷を埋めた分布形態が認められる。その北東部(串原小起伏面上)の上矢作(木ノ実)から明智町東方~串原中沢間付近までの谷幅は約2.5~3kmで、その基底面の最深部と分布の最高位の標高差は最大約180mに達する。その南東部(三河高位小起伏面上)の明智町(大久手)~串原松林間から明智町横道~串原木根間では、北側に広がる水平に近い分布域を除くと、幅約3km以上、深さ約100mの谷埋め分布形態が推定される。このように、三河高位小起伏面上に分布する明智層の層厚は串原小起伏面上の明智層に比べ薄く、かつ明智町(大久手)などで瀬戸川層群猿爪層に不整合で覆われることから、三河高位小起伏面上の本層は大きく削剥されていると考えられる。

一方、串原(木根)の南方2kmの城山森林公園から旭

高原元気村にかけて分布する明智層基底面の標高は、分布が限られているが、見かけ上、北西へ向かって4~5°傾斜する。ただし、旭高原元気村南東部の基底面変化や城山森林公園西側に分布する明智層が東側の高まりに分布する花崗岩をアバットするような分布を示しており、最深部は元気村中央に達する赤沢川沿いにあたと推定され、串原(木根)から続く、南東方向へ向かう谷埋め分布形態の一部を見ている可能性がある。

ほかに、田沢ダム西側から明智町(小畑)などに分布する明智層は分布が限られるが、周辺より標高が低い削り込まれた部分を縫うように分布していることから、屈曲する谷に沿って分布し、南方の明智町(大久手)の本層に合流していた可能性が高い。

以上の分布形態に関して、木宮(1971)では、上矢作(木ノ実)から南西へ延びる本層を、幅1~1.5km、深さ200m以上の谷を埋めた流路堆積物とされたが、より幅広の谷が推定された。また、串原(中沢)付近を要として、扇状に(1)明智町東方及び明智町北西部、(2)明智町(大久手)から当時の明智町横道(当時の上柏尾)、(3)串原(松林)、串原(木根)、旭高原元気村(当時の八幡牧場)の三つの流路に分かれ、丘陵地の間にできた平坦面を埋めた扇状地堆積物であると推定されていた。しかし、上記のように、(2)と(3)は異なる流路のものはなく同じ谷の両側面に断片的に分布する明智層である可能性が高い。

層序関係 領家変成コンプレックス、領家深成岩類及び岩村層群を不整合で覆い、瀬戸層群の猿爪層に不整合で覆われる。なお、森山・大藪(1986)は、明智礫岩層(本報告書の明智層)の模式地である恵那市明智町(大久手)において明智礫岩層と瑞浪層群(本報告書の岩村層群)の不整合を認めているが、本報告書では瀬戸層群猿爪層と明智層の不整合面と解釈した。また、本層は、恵那山断層の北側にあたる岩村盆地や恵那盆地などに分布する木宮(1971)の恵那礫岩層及び陶土団体研究グループ(1994a)の最下部礫部層に対比される可能性が高い(6.1節及び第6.1図参照)。

層厚 最大約180m。

「分布形態」で述べたように、恵那市上矢作町(木ノ実)から豊田市増渚町~恵那市串原(木根)間に認められる北東-南西方向に延びる断面が極めて緩やかな船底状を呈する谷を埋めた明智層の分布形態が推定される。その最深部と分布頂部の標高から明智層の厚さを求めると、上矢作町北西部(ミサワアドニスゴルフ場付近など)及び明智町東方~串原(中沢)間(高波川沿いが最深部)では、いずれも最大層厚約180mが推定される。

また、明智町東方~串原(中沢)間の南西方にあたる明智町(大久手)、明智町横道、串原松林、串原(木根)、豊田市増渚町では、それぞれ層厚30~70m、約30m、約20m、約20m、約25mの明智層が分布し、北東部

に比べ極端に層厚が薄い。ただし、明智層基底面の標高変化からは、最深部は明智町(大久手)～串原松林間の高波川沿いから明智町横道～串原木根間の明智川沿いへと連なると推定され、その最深部では層厚約100 m以上の本層が分布していたと見積もることができる(第6.2図)。同様に、赤沢川流域の城山森林公園と旭高原元気村に分布する明智層も層厚は約20 mであるが、この地域の明智層もかなり削剥されている可能性がある。

一方、明智川上流域の明智町(新井)では約40 m、明智町(小畑)では20～25 m、明智町杉野では約20 m、更に田沢ダム西側では約30 mの層厚が推定される。いずれの地域も分布が限定され、分布形態や推定される最大層厚の詳細は不明である。

岩相 明智層は、全体として巨礫を含む大礫主体層からなる。ほとんど礫支持礫岩層で、基質は主に花崗岩類の碎屑物である砂～細礫からなる。

礫種は、地域や層準により変化が認められるが、基底部の現地性に近い角礫～亜角礫の径1～2 m以上の巨礫の影響を除くと、濃飛流紋岩(主に流紋岩で一部デイサイト質の溶結凝灰岩)が60～80%(個数比:以降同じ)、花崗岩及び花崗閃緑岩(一部閃緑岩を含む)が20～35%、変成岩(珪質変成岩、泥質変成岩、砂質変成岩)が数～10%、チャートが数%以下含まれる(第6.3図)。田沢ダムや明智川上流域及び明智町横道のみ、岩村層群由来の細粒～極細粒砂岩や凝灰岩の礫が多く認められる。

第6.3図に、確認された最大礫径の分布を示す。おおむね径1 m以上の巨礫の分布はほとんど上矢作町(木ノ実)付近に限られるが、ほぼ現地性の角礫も含めると明智町北部や田沢ダムにも径1 m以上の巨礫が分布する。

串原小起伏面上の上矢作町(木ノ実)～串原(中沢)・明智町東方に分布する層厚の大きい明智層は、基底部の一部は硬質で青灰色を呈するが、上部ほど風化を強く受けており、黄褐色～茶褐色化を呈し、チャート、濃飛流紋岩の大礫～巨礫、珪質変成岩以外は脆くなっている。一方、明智町東方以西及び以南の三河高位小起伏面に分布する層厚が20～30 m程度と薄い地域に分布する本層は強風化を受けており、上部は赤褐色化を呈し、クサリ礫化も認められる。

以下、地域毎の記載を示す。なお、本図幅地域の明智層は、主な礫種である濃飛流紋岩礫や一部の珪質岩(チャートなど)は北方から供給され、主に岩相が類似する伊奈川花崗岩(弱片麻状岩相)や黒雲母花崗岩を基盤としている。このため、岩村層群の礫を多く含む下記の(3)地区以外、基本的に礫種に大きな地域差はない。むしろ、礫径も含め礫種は、近接する基盤からの礫の供給の多い基底部(谷埋め分布形態の最深部)と、より上位の層準との間の鉛直方向の変化が大きい。このため、

(1) 以外の地区で示す岩相は、断片的な分布のため、確認できた露頭における特徴を示しており、その地区全体の特徴を示すものではない。

(1) 上矢作町(木ノ実)～串原(中沢)及び明智町東方地区

この地区の明智層は、串原小起伏面(標高約700～900 m)上の北東～南西方向に延びる谷を埋積した形態で分布する。厚さは最大約180 mに達するため、鉛直方向で岩相の違いも認められる。

基底部は、主に大礫及び巨礫からなる礫岩層が分布する(第6.4図A, B)。巨礫は、径0.7～1.5 mの濃飛流紋岩円礫のほか、径2 mに達する主に苦鉄質岩、花崗閃緑岩、花崗岩礫からなる角礫～亜角礫も認められる。下部～中部は大礫主体で、径数30～40 cmが主体の巨礫を含む。また、まれに厚さ数10 cm～1 m前後の礫質砂岩～中粒砂岩の薄層を挟むことがある。上部(層厚数10 m前後)は、中礫～大礫が主体となり、巨礫はほとんど認められなくなる。また、中礫岩層、シルト岩を挟む花崗岩質の粗粒～中粒砂岩層、粗粒砂岩とシルト岩の互層を挟むことが増える。以上のように、全体としては上方への細粒化が認められる。

本地区の礫種は、濃飛流紋岩(流紋岩溶結凝灰岩で、一部デイサイト質)が60～70%、花崗閃緑岩、苦鉄質岩及び花崗岩礫などの深成岩類が20～35%、チャートや泥質～砂質変成岩などが10%以下を占める(地点Ak-13, Ak-52, Ak-109参照:第6.3図)。濃飛流紋岩礫は円礫～亜円礫、花崗閃緑岩及び苦鉄質岩礫は角礫も含む亜角礫～亜円礫、花崗岩礫は円礫～亜角礫、チャート礫は亜円礫が多い。また、チャートは中礫主体であるが、他の礫種は大礫～巨礫を多く含む。下部から上部へ、現地性と考えられる花崗岩類の角礫～亜角礫が少なくなり、濃飛流紋岩の礫の占める割合が多くなり、円礫の割合も増える。

基底部の新鮮な露頭では青灰色を、風化部は黄褐色、茶褐色、赤褐色を呈する。花崗岩礫、花崗閃緑岩、苦鉄質岩は風化に弱く、濃飛流紋岩は比較的風化に強い。ただし、本層の最上部の赤褐色を呈する風化部では、チャート以外のものは、濃飛流紋岩も含め脆く、一部はクサリ礫化している。

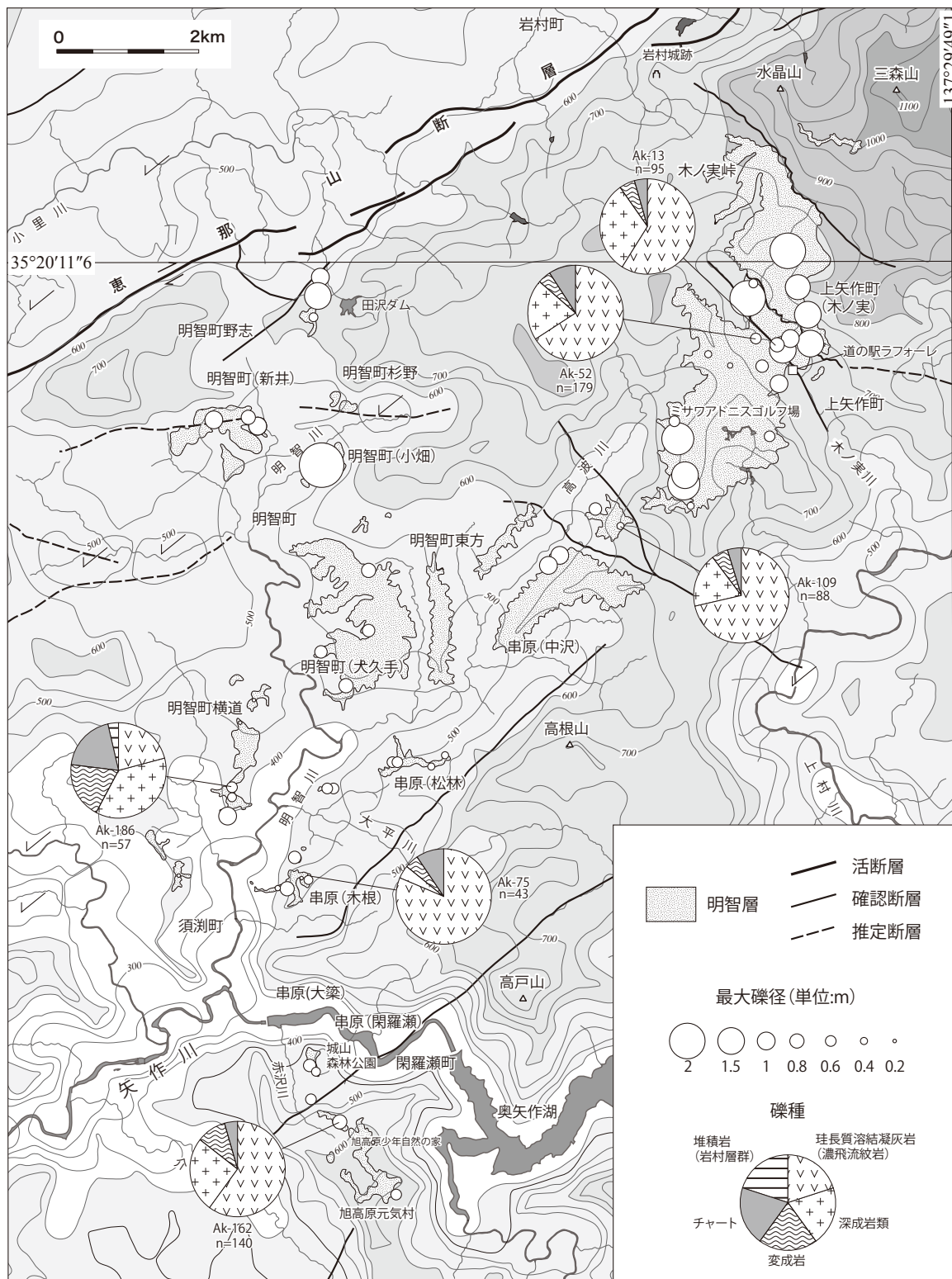
(2) 明智町南部地区

本地区の明智層は、三河高位小起伏面(標高約400～600 m)上に分布する。

a) 明智町(大久手)

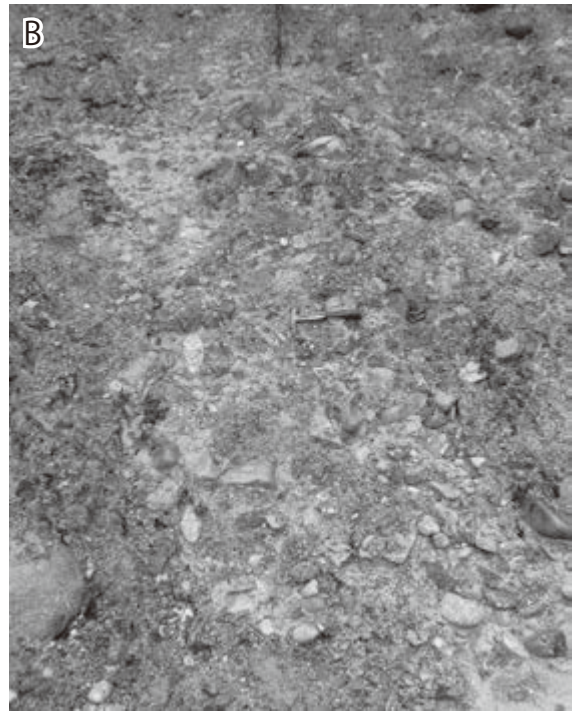
本地区の明智層は、木宮(1971)による明智礫岩層の模式地で、標高530～540 mの頂部に分布する。層厚は約30～70 mで、南部ほど厚い。基底面の標高は430～520 mと変化し、南へ緩く傾く。

明智層は大礫を主体とし、巨礫(最大径約1.2 m)を含む礫支持礫岩層からなる。礫種は、主に濃飛流紋岩(約



第 6.3 図 明智層の基底面変化、礫種及び礫径

礫径は各地点において確認された最大径 (m) を示す。背景は第 6.2 図と同じ埋谷面図。礫径は、露頭内で確認できた最大径を示した。ただし、径 1 m を超えるような亜円礫～亜角礫の花崗岩類は、現地性あるいは現地性に近い巨礫である可能性が高い。また、本層は谷を埋めるような分布形態を示すため、主流部や谷底や谷壁沿いなど、分布する場所によって現地性やそれに近い巨礫を含む割合や礫種が異なることが推定される。このため、測定地点が必ずしもその地域の平均的な最大径を示しているとは限らない。なお、礫種に関しては、露頭において中礫、大礫、巨礫ごとに分けて個数を計ったが、中礫を主体とするチャート以外、大きな差はなかったため一括して個数に基づく割合で示した。



第 6. 4 図 明智層の岩相

(A) 恵那市上矢作町(木ノ実)の礫支持の大礫～巨礫岩。

地点：Ak-7.

(B) 恵那市上矢作町(木ノ実)の礫支持の大礫岩（一部、巨礫を含む）。

地点：Ak-52.

(C) 恵那市明智町(小畑)の巨礫岩。

地点：Ak-174. 亜円礫～円礫に混じって、径数 m の変成岩や花崗岩の角礫を伴う。

いずれもハンマーの柄の長さは約 28 cm. 撮影地点は第 6. 2 図参照。

70%、亜円礫主体で円礫を含む)からなり、花崗岩類(約 30%、亜円礫～亜角礫で巨礫を含む)のほか、泥質～砂質変成岩、珪質変成岩(亜角礫及び大礫主体)、チャート(中礫～大礫で円礫～亜円礫主体)を含む。全体として風化が著しく、花崗岩類のほか濃飛流紋岩の礫も脆くなっている。

なお、本地区の中・北部にはやや定高性がある標高 500～540 m 小起伏面(丘陵頂部)が存在する。その小起伏面の直下には特に風化が著しく、表面が白色化した中礫～細粒大礫のチャート礫を含む赤褐色を呈する土壤(層厚 1 m 前後)が、更にその下位には赤褐色～茶褐色

化を呈する砂層～礫質砂層(凝灰質シルト層の薄層を挟む)や主にチャートからなり他の礫種のクサリ礫を含む中礫～細粒大礫の基質支持礫層が分布する(層厚 5～10 m)。本報告書ではこれらの最上部の地層を、(1)本地区南端部ではこの最上部の地層は存在せず、これらの地層より高位に大礫～巨礫層からなる明智層が分布する、(2)礫種はチャートや珪質変成岩が卓越し、それ以外の礫種はクサリ礫となっている、(3)「層厚」でのべたように、本地区の東方に分布する明智層に比べ本地区の明智層の層厚は大きく削剥された可能性が高いことから、明智層の離水面直下の上方細粒化層ではなく、不整合で堆積し

た瀬戸層群猿爪層に位置づけた。

b) 明智町横道

本地区の明智層は、標高390～480mで南方へ低下する小起伏面頂部に分布する。層厚は約30mである。全体として、表層部は茶褐色から赤褐色を呈する風化が著しく、一部はクサリ礫化する。

本地区の北部には、基盤岩として、花崗岩のほか、標高480m付近(地点Ak-178)には、風化して黄灰色を呈する凝灰質砂岩～細粒凝灰岩(層厚2m以上で、本報告書の岩村層群の可能性が高いが地質図には示していない)が狭小に分布する。この周辺には、層厚10～20mの明智層が分布し、下部に中礫岩層、礫質砂岩、細粒砂岩～シルト岩(地点Ak-176)が、上部に大礫～中礫岩層が分布し、上方粗粒化を示す。

本地区中部の標高440～460m付近には細粒大礫を含む中礫岩～粗粒砂岩層が分布する。礫種としては、チャートや珪質変成岩が約30%、濃飛流紋岩が約30%、ほかに砂岩、花崗岩類、砂質及び泥質変成岩が含まれる。一方、本地区中部の標高410～440m付近では、僅かに分布する細粒凝灰岩(神社付近:地点Ak-183:本報告書の岩村層群に対比される可能性が高い)を覆って、主に巨礫からなる礫支持礫岩層が分布する。礫種は花崗岩(主に角礫)、珪質変成岩(主に亜角礫)、濃飛流紋岩(主に円礫)、チャート(主に円礫)のほか、細粒凝灰岩由来の亜角礫～角礫も含む。

本地区南部の標高390～420m付近には、層厚約20mで、巨礫を含む大礫～中礫岩層が分布する。また、この礫岩層の上位には、厚さ1m以下の中礫の角礫を含む砂層やシルト層の薄層が覆っている。礫岩は主に礫支持礫岩からなり、粗粒砂層も挟む。巨礫としては、径約1m前後の粗粒花崗岩の亜角礫や径約50cmの濃飛流紋岩の亜円礫が認められる。地点Ak-186の礫種は、花崗岩礫が約40%(大礫以上の個数では70%)、大礫～中礫の濃飛流紋岩が約20%、中礫のチャートが約20%を占め、ほかに砂質及び泥質変成岩礫も認められる。

(3) 明智町北部地区

本地区の明智層は、三河高位小起伏面上に断片的に分布する。

a) 明智町(小畑)

本地区の明智層は、標高475～520m付近に分布する。層厚は約20～25mと推定される。地層は全体に西へ数度傾斜する。明智セラミック工場付近(地点: Ak-174)では、下部に砂岩及び中礫岩層(層厚5～6m)、上部に巨礫岩層(層厚約6m)が分布し、全体として上方粗粒化を示す。

下部の下部は成層する砂岩及び礫質砂岩と中礫岩の互層、上部は主に中礫の成層～塊状の淘汰は比較的良い礫岩層からなる。礫岩層は、花崗岩質の粗粒砂や細礫で、礫支持～砂支持礫岩からなる。礫種は、主に濃飛流紋岩

(主に中礫の亜円礫で、約60%を占める)、粗粒花崗岩(主に極細粒礫～中礫の角礫で、約20%)及びチャート(主に中礫の亜円礫で、約15%)からなり、シルト岩(大礫～巨礫の角礫)、泥質片岩(主に中礫の角礫)及び砂質変成岩(主に中礫の円礫)を含む。

上部の巨礫岩層は礫支持で、最上部に極細粒砂岩～シルト岩を伴う。礫種は粗粒花崗岩(角礫、最大径約2.5m)、砂質片岩(ブロック角礫、最大径約3m)、濃飛流紋岩(大礫～巨礫、円礫～亜円礫)などからなる(第6.4図C)。

b) 明智町(新井)

本地区の明智層は、標高520～570m付近に分布する。基底面は標高500～550mと変化し、起伏はあるがおおむね南東側へ傾斜する。層厚は最大40mと推定される。

主に中礫～大礫主体の礫支持礫岩層からなり、基底部は巨礫や角礫を多く含む。礫種は、珪質変成岩(大礫主体で角礫～亜角礫からなり、基底部は径1m前後の巨礫を含む)、泥質変成岩(主に中礫の角礫)を主体とし、濃飛流紋岩(中礫～細粒巨礫の亜円礫主体で、割れた亜円礫を含む)、花崗岩類(主に中礫～巨礫の角礫～亜角礫、基底部は径1m前後の巨礫の角礫主体)、シルト岩(岩村層群由来の大礫の角礫)を含み、ほかに苦鉄質岩やチャートが認められる(地点Ak-204)。

なお、狭小のため地質図では示していないが、本層の下位には、岩村層群に対比される凝灰質のシルト岩や砂岩からなる地層(層厚5m以内)が認められる。また、本地区の北部沿いでは、猿爪層対比される中礫主体でチャートや珪質変成岩を多く含む礫層(層厚10m以下で、砂層及びシルト層を上方細粒化層として伴う)が明智層を覆う。

c) 明智町杉野

本地区の明智層は、東西方向の凹地状の小起伏面上に沿って分布する。層厚は最大20mと推定される。中礫主体の礫支持礫岩からなり、細粒の大礫(最大径8cm)を含む。礫種はチャート(亜円礫主体)、濃飛流紋岩(円礫主体)、珪質変成岩(亜角礫主体)で、割れた円～亜円礫も多い。周辺には径数mに達する花崗岩の巨礫が点在するが、未風化礫(コアストーン)と考えられ、本層の礫ではない。

d) 田沢ダム西側

山岡町の田沢ダム西側の南北に延びる東海自然歩道沿い(標高570～630m)に断片的に分布する。層厚は最大30mと推定される。分布域である東海自然歩道沿いは東西両側よりやや標高が低いことから、南北方向に延びる谷幅約200mの谷埋め堆積物の基底部をみている可能性がある。大礫主体で巨礫を含む礫岩層からなり、一部、層厚数mの大礫～中礫を含む花崗岩質粗粒砂岩層を挟む。礫種は濃飛流紋岩(主に円礫～亜円礫の大礫)、

花崗岩（主に大礫～細粒巨礫及び角礫～亜角礫で、基底部に径1 m以上の粗粒花崗岩のブロックを含む）、珪質変成岩～チャート（主に亜円礫～円礫の中～大礫）のほか、岩村層群由来の細粒砂岩のブロック及び角礫が認められる。

(4) 串原地区

本地区の明智層は、北東－南西方向に延びる南東側隆起の串原断層の北東側にあたる三河高位小起伏面上に分布する。

a) 串原（松林）

本地区の明智層は、標高440～540 mの小起伏面頂部に、層厚約20 mで分布する。主に大礫からなり中礫や巨礫を含む、礫支持礫岩層からなる。巨礫は、細粒巨礫からなり、最大径は0.4～0.7 m程度である。チャートのみ中礫が主体となる。礫種は、濃飛流紋岩が50～70%、花崗岩～花崗閃緑岩は30～40%、泥質片岩やチャートは数%以下からなる。濃飛流紋岩礫及びチャートは亜円礫～円礫、花崗岩～花崗閃緑岩は亜円礫～亜角礫（一部角礫）からなる。全体に黄褐色を呈する横縞状風化が認められ、チャート以外の礫は全体として軟質あるいは脆い。ただし、濃飛流紋岩の大礫や巨礫は硬質なものが多い。

b) 串原（木根）

本地区の明智層は、やや起伏のある小起伏面の標高380～475 mの頂部に分布する。基底面の標高は西方へ低くなり、層厚は最大20 mと推定される。大礫主体の礫支持礫岩層で、細粒巨礫（最大径35～80 cm）を含む。また、中礫～大礫主体となることもある。

地点Ak-75など、礫種は濃飛流紋岩が70～80%と卓越し、ほかに花崗岩、花崗閃緑岩、チャート、泥質～砂質変成岩を含む。地表付近の礫岩層は風化が著しく、斑模様の茶灰色を呈することもある。全体にチャートは硬質、濃飛流紋岩はやや硬質のものが多いが、それ以外の礫は風化して軟質あるいは脆い。また、濃飛流紋岩及びチャートは亜円礫～円礫であるが、ほかは亜角礫を多く含む。本地区で確認された基盤である花崗岩及び変成岩との不整合面は凹凸が著しい。

c) 須瀨町

豊田市須瀨町^{すぶら}と恵那市明智町横道との境界付近の標高400～430 m稜線沿いに薄く分布する礫岩層である。地層として観察できる露頭は確認でなかったが、濃飛流紋岩、花崗岩、珪質変成岩、チャートの礫が多く認められ、厚さ約25 mの礫岩層の分布が推定される。濃飛流紋岩礫は円礫～亜円礫の大礫を主体とする。花崗岩礫は亜円礫～亜角礫（一部角礫）の巨礫が多く認められるが、その多くは明智層ではなく、花崗岩類風化帯下部の未風化礫（コアストーン）由来の風化殻が剥がれ亜円礫化した現地性の転石の可能性が高い。

(5) 旭高原元気村～城山森林公園地区

本地区の明智層は、旭高原元気村～旭高原少年自然の家では北西へ低下する標高550～664 m、旭森林公園ではその西部の標高490～510 mの三河高位小起伏面上に分布する。層厚はそれぞれ最大20 mと推定される。

a) 旭高原元気村～少年自然の家

旭高原元気村周辺では、大礫～巨礫（最大径約0.6～0.8 m）からなる礫支持礫岩層が分布する。礫種は、少年自然の家の北方の地点Ak-162で、濃飛流紋岩（円礫主体）が約60%、花崗岩～花崗閃緑岩（亜角礫～亜円礫）が約22%を占め、泥質～砂質変成岩（角礫）が約10%のほか、苦鉄質岩（亜円礫～亜角礫、角礫）やチャート（円礫）が認められる。表層部（上部）は、チャートや珪質変成岩を除き、濃飛流紋岩礫も含めクサリ礫化しているものがある。一方、本地区南部の旭高原元気村付近は、基盤岩として変成岩が広く分布していることを反映するように泥質～砂質変成岩の角礫が多く含まれる。

b) 城山森林公園

城山森林公園では、東側の花崗岩からなる高まりをアバットするよう西側に明智層が分布する。主に大礫～巨礫の礫支持礫岩からなり、上部に風化して赤褐色化した礫質砂岩、砂岩、シルト岩の薄層を伴う。礫種は大礫～巨礫（最大径0.9 m）の濃飛流紋岩（円礫主体）のほか、粗粒花崗岩（亜円礫～亜角礫）、珪質変成岩（円礫～亜円礫）、中礫以下のチャート（円礫～亜円礫）が含まれる。粗粒花崗岩礫は風化が著しい。なお、基底部周辺には、径数m以上の粗粒花崗岩の亜円礫も認められる（第1.4図D）が、これらは花崗岩類風化帯下部の未風化礫（コアストーン）由来の風化殻が剥がれ亜円礫化した巨礫（ほぼ現地性の転石）と考えられるため、明智層（地層）には含めなかった。

堆積物の供給源 既に木宮(1971)で述べられているように、礫種として最も数多く含まれる濃飛流紋岩礫は本図幅地域及び南方地域には分布しないことから、明智層の堆積物の多くは恵那山断層の北方から供給されたと考えられる。また、城山森林公園の明智層に比べ、旭高原元気村に分布する明智層は基盤の変成岩を反映するように巨礫角礫の変成岩礫が急に増えることから、森林公園から旭高原元気村にかけての古流向も南方であった可能性が高い。

化石 報告なし。

地質構造 本層の走向傾斜は、断層沿いを除き、ほぼ水平か数度以下と判断される。ただし、ほぼ礫岩層からなり、かつ確認できる層理面の多くは低角かつ波打って変化しているため、正確な走向傾斜の把握は難しい。

断層露頭は、木ノ実川支流において1ヶ所確認される（第6.5図；地点Ak-17）。その走向は北西－南東で、北東へ傾斜する低角の逆断層で、断層面の上盤側には花崗岩が認められる。変位量は不明であるが、明智層の分布境界や地形の変換線が断層の延長に沿って認められる



第 6. 5 図 明智礫岩層に発達する低角逆断層。

地点：Ak-17(上矢作町(木ノ実)：第 6. 2 図参照)。断層の走向傾斜は N45° W, 25° NE で、断層(矢印)を境に上盤側の粗粒花崗岩と、下盤側の明智層が接する逆断層。数 cm の暗緑灰色で軟質の断層粘土を挟む。ハンマーの柄の長さは約 28 cm。

ことから、地質図で表現できる変位を持つ断層として地質図に示した。この付近では、同様な走向傾斜を示す節理や小断層が礫岩層中に発達する。

ほかに、明智層基底面の標高変化に基づくと、本層は北東側が約 50 ~ 100 m 隆起する北西 - 南東方向の断層(東方断層や閑羅瀬断層など)で切られていると考えられる(第 6. 2 図；9. 1 節参照)。また、対比される岩村盆地や恵那盆地などの大礫岩層の分布から、本層は北東 - 南西方向の恵那山断層及び屏風山断層によって大きな変位を受けている(第 6. 1 図；木宮, 1971；森山, 1987)。

対比及び堆積年代 本層の堆積年代を示す直接的なデータは得られていない。研究史で述べたように、主に恵那市中北部及び中津川市南部に広く分布する瀬戸層群との関係から、本層は土岐砂礫層より新しい地層(吉川・木曾, 1968；木曾, 1971)、瀬戸層群下部の陶土層(木宮, 1971)、土岐砂礫層(岐阜県, 1970, 1981；山田ほか, 1972, 1990；桑原, 1973；梶田, 1987；岐阜県地学調査会, 2014)、土岐砂礫層下部層(森山・丹羽, 1985)、瀬戸層群(太田ほか, 1963；糸魚川, 1989)、瀬戸層群より下位の中新統(中山, 1990；Nakayama, 1994；牧本ほか, 2004)に対比されている。なお、森山・丹羽(1985)の土

岐砂礫層の下部とは、恵那団研グループ(1966, 1967)による土岐砂礫層の下部にあたる。また、恵那団研グループ(1966, 1967)の土岐砂礫層下部は、陶土団体研究グループ(1994a)の最下部礫部層及び下部礫部層にあたる。

本報告書では、以下の理由から、本層を岩村層群堆積直後に西南日本弧で起こった急激な広域隆起の時代の堆積物に位置づけた。すなわち、中山(1990)、Nakayama(1994)、牧本ほか(2004)と同様に、本層を岩村層群(瑞浪層群)を不整合で覆い、瀬戸層群に不整合で覆われる中部中新統と推定した。

(1) 明智層は大礫～巨礫岩層で、最大層厚 180 m の船底状を示す谷を埋めた分布形態を示すが、その堆積時には断層による急崖を伴っていない。このため、本層の堆積環境は、後背地の急激な隆起が起こった山間の谷沿いでの堆積が推定される。一方、土岐口陶土層は土壌化・化学風化を受けやすい地形条件の堆積物で、明智層とは堆積環境が大きく異なることから、木宮(1971)の示す土岐口陶土層との同時異相は考えられない。

(2) 本図幅地域の明智層は、土岐砂礫層とは礫種や礫径が大きく異なる(木宮, 1971 など)。また、一段低い三河高位起伏面(1. 1 節参照)上に分布する明智層は、串原小起伏面上の明智層に比べ層厚が極めて薄く、その

直上に薄く分布するチャート主体の中礫層は、明智層離水面直下（明智層最上部）の細粒化層とは考えられない。

(3) 本層のうち、層厚が厚く、あまり侵食が進んでいないと考えられる木ノ実川流域などに分布する明智層の基底部の新鮮な部分は、基質も固結しており、土岐砂礫層など周辺の上部中新統最上部～鮮新統と比較し続成作用が明らかに進んでいる。

(4) 森山・丹羽(1985)や森山(1987)が示す土岐面の対比からは、土岐砂礫層と明智層は対比できない。例えば上矢作町(木ノ実)付近と明智町(大久手)には、いず

れも土岐面が発達するとされる(森山・丹羽, 1985)が、前者は申原小起伏面の侵食面で、後者は瀬戸層群が明智層を不整合で覆っている。

(5) 三河高原南部には、明智層と同様に濃飛流紋岩礫を多く含み、巨礫を含む大礫岩からなり、南方へ流れ出る谷埋め分布形態を示す作手層が分布しており(尾崎・西岡, 2008; 尾崎・山崎, 2012a など)、明智層も含め、いずれの礫岩層も三河高原が西方へ傾動する以前に形成された可能性が高い。

第7章 瀬戸層群

(野田 篤)

7.1 研究史及び概要

中部日本に分布する上部中新統～鮮新統は、東から順に東海層群・古琵琶湖層群・大阪層群に区分される(例えば、吉田, 1990, 1992)。このうちの東海層群(石田・横山, 1969)は、岐阜県南東部の東濃地方から伊勢湾周辺の丘陵地帯及び濃尾平野の地下に分布する上部中新統～下部鮮新統の砂礫層を主体とする地層であり、積算層厚は2,000 mを越すとされる。その堆積物は、現在の伊勢湾を中心に存在した東海湖(竹原ほか, 1961a)あるいはそれに注ぎ込む河川沿いに堆積した陸成層である(吉田, 1990; Nakayama, 1996)。

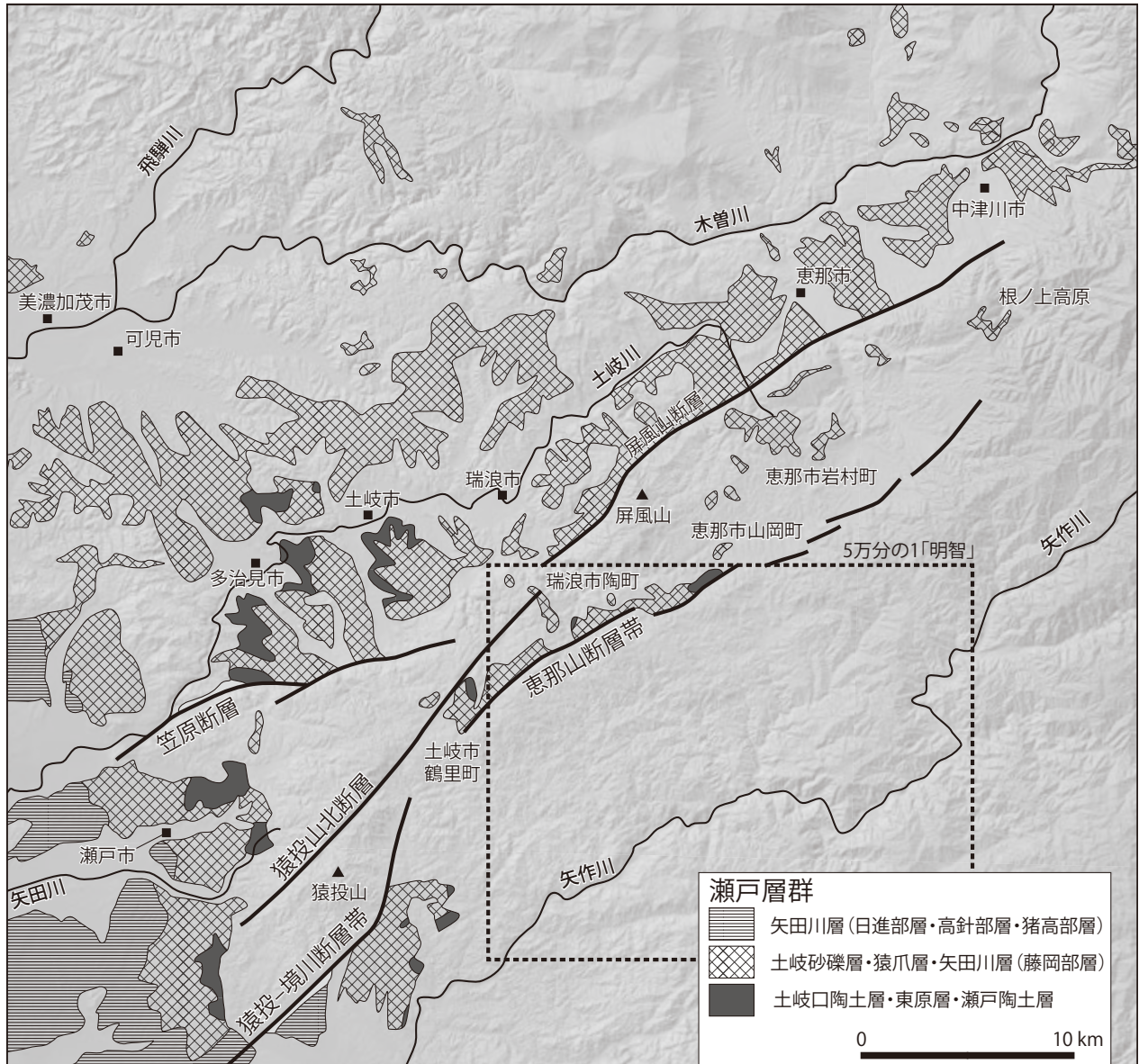
東海層群は、地域ごとに異なる名称(濃尾平野以東の瀬戸層群・知多半島の常滑層群・伊勢湾西岸の奄芸層群)で呼ばれており、本図幅地域には瀬戸層群(横山, 1950)が分布する(第7.1図)。瀬戸層群は粘土を主体とする下部と砂礫を主体とする上部に分けられ、それぞれ土岐口陶土層と土岐砂礫層(赤嶺, 1954)と定義された(第7.2図)。また、松沢ほか(1960)は笠原断層～屏風山断層以南の愛知県瀬戸市～猿投山地域の瀬戸層群について、粘土を主体とする瀬戸陶土層と砂礫を主体とする矢田川層に区分した。両地域間における地層の対比については、矢田川層の全体を土岐砂礫層に対比するもの(貝塚ほか, 1964; 桑原, 1968)、矢田川層下部(藤岡部層)を土岐砂礫層に対比するもの(牧本ほか, 2004)、矢田川層を土岐砂礫層の下位に位置付けるもの(森山・丹羽, 1985)がある。本図幅地域には、土岐口陶土層と瀬戸陶土層に相当する東原層と、土岐砂礫層と矢田川層に相当する猿爪層が分布する。

東原層 本図幅地域の陶土層は伊田(1944)によって東原陶土層と命名され、その後、糸魚川(1955)が恵那市山岡町原東原の陶土採取場を模式地として東原層を定義した。一方、赤嶺(1954)は愛知県瀬戸市から岐阜県多治見市・土岐市・恵那市にかけての広範囲に分布する瀬戸層群(横山, 1950)の陶土層をまとめて土岐口陶土層(土岐口層)と呼んだ。また、松沢ほか(1960)は、笠原断層～屏風山断層以南の地域に分布する陶土層を瀬戸陶土層とし、それらの断層以北の地域に分布する陶土層を土岐口陶土層として区別した。陶土団体研究グループ(1982)は、各地に点在する陶土層の層序対比における名称の混乱を避けるために、山岡町原地域を中心に分布する陶土層について改めて原層と定義したが、同じ地点

を模式地として東原層を定義した伊田(1944)と糸魚川(1955)に言及していない。また、原層という地層名は陶土団体研究グループ(1982)が本図幅地域で定義する以前に別の地域(群馬県北部)の中新統に対して既に用いられていたこともあり、本報告書では伊田(1944)と糸魚川(1955)を踏襲して東原層の名称を用いる。

東原層を含む瀬戸層群の陶土層は、蛙目粘土や木節粘土に代表される高品質な粘土を含むことから、重要な窯業資源となっている(例えば、Fujii, 1968)。窯業資源の観点から、本層ならびに周辺の陶土層に関する研究は古くから盛んに行われてきた(北崎・荒木, 1952; 野沢, 1953, 1955; 種村, 1964; 藤井, 1967; 藤井・大森, 1968; 長沢・国枝, 1970)。粘土鉱物の種類は、母岩の性質・母岩の粒度と量比・堆積環境に依存するとされ、その多くはカオリナイトやハロイサイトから構成される。資源としての粘土層については、第10章(応用地質)に詳しく記述している。瀬戸層群の陶土層は、オオバミツマツ(*Pinus trifolia*)に代表される植物化石を特徴的に産し(三木, 1948)、挟在する火山灰の放射年代(吉田ほか, 1997a; 星ほか, 2015)から上部中新統と考えられている。分布は局所的で、地理的な連続性が低いことから、小起伏面(太田ほか, 1963)または断層で囲まれた小規模な盆地において(中山・陶土団体研究グループ, 1989a)、扇状地・網状河川・湖沼などの環境に堆積したと推定されている(Nakayama, 1999; Hatano and Yoshida, 2017)。

猿爪層 岐阜県東濃地方に広く分布する礫層についての記載は、嵯峨一郎氏の1917年の卒業論文(東濃地方地質(第三紀)調査邦文、東北帝国大学卒業論文)が最初とされる(矢部, 1935; 藤田・生越, 1951; 渡部・岩堀, 1952)。嵯峨氏は、東濃地方の中新統(岩村層群)を不整合に覆う「おもに礫からなり、砂・粘土をまじえ、亜炭層をはさむ」礫層を大泉寺層群とした。清野・石井(1927a, b)は、これらの砂礫層を第三系の砂礫として、地質図に分布を示した。一方、伊田(1944)は、恵那市岩村町付近の丘陵地などに不規則に分布し、第三系を不整合に覆う砂礫層を山上砂礫層とした。土岐砂礫層という名称は北村信氏の卒業論文(1945年)ならびに岩堀正二郎氏の東京文理科大学地質学古生物学談話会記事(1950年)において使用したのが最初とされる(藤田・生越, 1951)。岩堀らの命名を踏まえて、藤田・生越(1950)は「古生代層の硬質岩類及び花崗岩類等の大小さまざま



第 7. 1 図 愛知県瀬戸市～岐阜県中津川市にかけての瀬戸層群の分布
山田ほか (1990) 及び牧本ほか (2004) を編集して作成。

の円礫」を含み、「花崗岩質砂岩」を基質とする砂礫層を土岐層と呼んだ。しかし、模式地などは定められておらず、明確に定義しなかった。それとはほぼ同時期に、横山 (1950) は瀬戸～多治見地域に分布する陶土層と砂礫層を一括して瀬戸層群と呼んだ。土岐砂礫層を定義した論文としてしばしば引用される岩堀 (1950) の演旨には、「土岐砂礫層」という地層名は含まれておらず、その定義を確認できない。渡部・岩堀 (1952) は、論文中の柱状図と対比表において、下位の粘土層と上位の砂礫層とを合わせて土岐砂礫層とした。赤嶺 (1954) は、渡部・岩堀 (1952) の土岐砂礫層から自ら定義した土岐口陶土層に属する部分を除いた砂礫層に限定して土岐砂礫層を

再定義したが、模式地を設定していない。一方、糸魚川 (1955) は恵那市山岡町田沢付近の礫層と岩村町山上に分布するチャート・砂岩・石英斑岩・花崗岩などの垂円礫からなる礫層を伊田 (1944) の田沢砂礫層に含め、瑞浪盆地の土岐砂礫層に対比して更新統とした。しかし、田沢砂礫層は牧層 (本報告書における牧シルト岩部層相当層) に覆われる地層 (伊田, 1944 の第 3 図など) とされているため、土岐砂礫層に対比される地層としては同じく伊田 (1944) によって命名された山上砂礫層の方がより適当である。

更に、松沢ほか (1960) は、笠原断層～屏風山断層以南の愛知県瀬戸市～猿投山周辺に分布する瀬戸層群につ

いて、下部の粘土を主体とする地層を瀬戸陶土層、上部の砂礫を主体とする地層を矢田川層と定義した。これを受け、屏風山断層の南側に位置する瑞浪市陶町などの本図幅地域内に分布する陶土層と砂礫層はそれぞれ瀬戸陶土層と矢田川層となった(桑原, 1968, 1971)。一方、陶土団体研究グループ(1982)は、これらの陶土層や砂礫層は分布の連続性が悪く、地域間の対比が不十分であることや地域間対比の混乱を避けるために、本図幅地域内に模式地を改めて定め、粘土を主体とする地層を原層、砂礫を主体とする地層を猿爪層と定義した。ただし、中山(1985)は、本図幅地域内の土岐市南部に分布する陶土層と砂礫層に対して、赤嶺(1954)による広義の土岐口陶土層と土岐砂礫層の地層名を用いている。このように本図幅地域に分布する砂礫層の地層名については見解が統一されているとは言い難く、また本図幅地域は土岐砂礫層の主要な分布域(屏風山断層の北側)から地理的に離れていることから、本報告書では陶土団体研究グループ(1982)が定義した猿爪層の名称を採用する。

土岐砂礫層と矢田川層は礫層を主体とし、砂・泥・亜炭を挟む(赤嶺, 1954; 松沢ほか, 1960)。植物化石や火山灰の年代(吉田ほか, 1997b)から鮮新統とされていた。しかし、土岐砂礫層に挟まるシルト層から *Pinus trifolia* の産出報告があり、土岐砂礫層の堆積は後期中新世から始まっていた可能性も指摘されている(塚腰・陶土団体研究グループ, 1998)。旧木曾川や旧飛騨川による河川成堆積物である(貝塚, 1960; 森山・丹羽, 1985)。

7.2 東原層 (Sh)

地層名 伊田(1944)が東原陶土層と命名し、糸魚川(1955)が模式地を示して東原層と定義した。赤嶺(1954)の土岐口陶土層、陶土団体研究グループ(1982)の原層に相当する。

模式地 岐阜県恵那市山岡町原東原の丸原鉦山(糸魚川, 1955)。

層序関係 恵那市山岡町原地区では岩村層群を、瑞浪市陶町大川では領家深成岩類を不整合に覆う。両地区とも、本層は猿爪層に不整合に覆われる。

分布 本図幅地域では、恵那市山岡町原地区及び瑞浪市陶町大川地区に分布する。この他、本図幅のための調査では確認できなかったが、土岐市鶴里町大草地区・瑞浪市曾木町蘭仙地区・瑞浪市陶町水上地区からも粘土層が報告されている(長沢, 1977; 中山, 1985)。本層は全体的に猿爪層に覆われており、本層の分布域は鉦山内における人工的な露出域に制限される。

山岡町原地区における本層の分布は、南東側は高角な逆断層である恵那山断層に境され、岩村層群のシルト岩や花崗岩によって衝上されている。北西側は、地表では猿爪層に覆われているものの、地下では次第に層厚を減

じ、県道405号付近でせん滅するとされる(原陶土産業株式会社, 私信)。

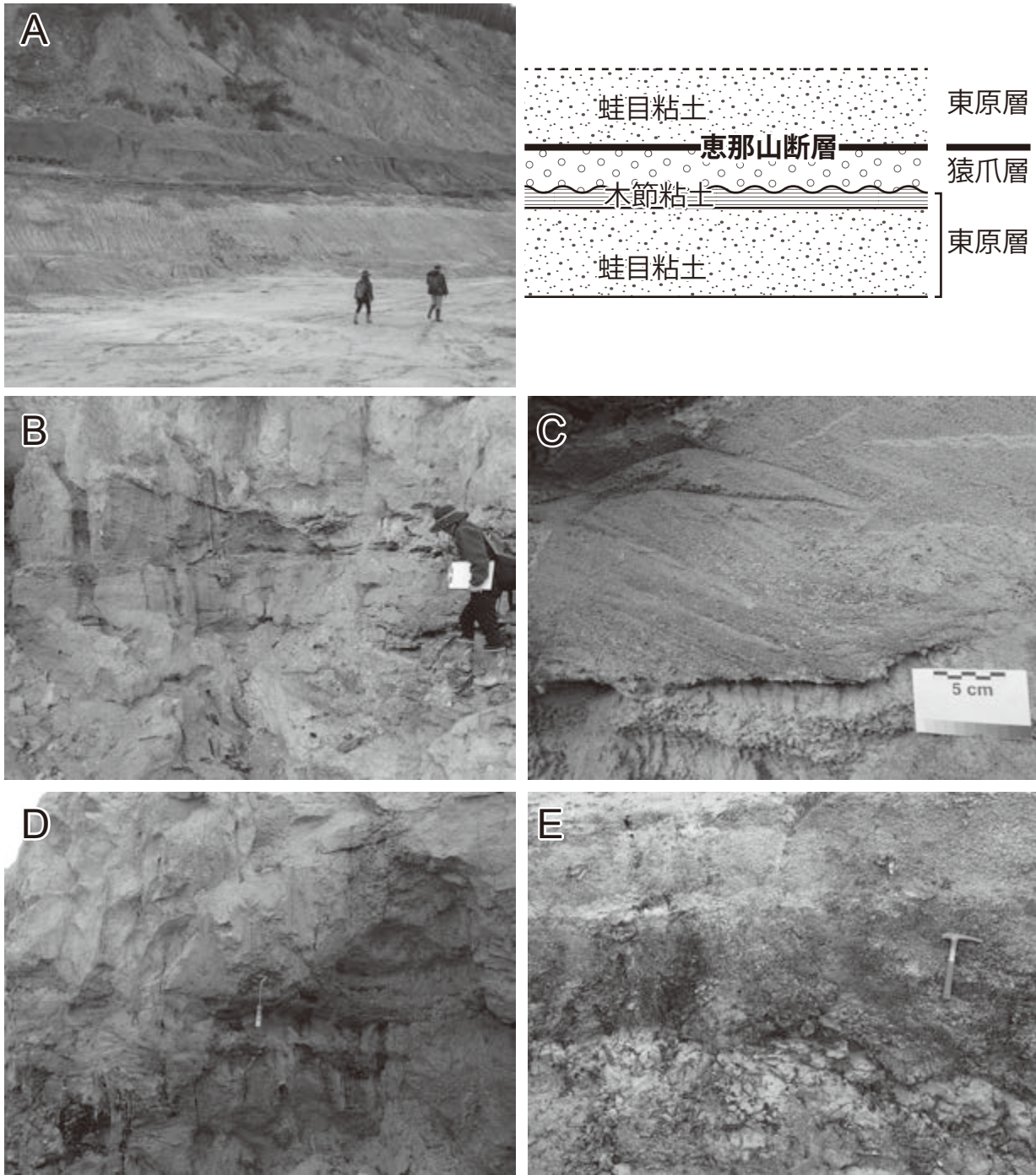
層厚 瑞浪市陶町大川で15 m、恵那市山岡町原で30 mである。

岩相 本層は、石英粒子を含む蛙目粘土や炭質物を含む木節粘土などと呼ばれる粘土層(安斎・富田, 1952)及び珪砂と呼ばれる石英砂を多く含む砂からなり、シルト及び亜炭をともなう。恵那市山岡町原地域の丸原鉦山では、下部は珪砂及び蛙目粘土、上部は木節粘土及び亜炭からなる(第7.3図A)。蛙目粘土は、灰白色の粘土中に石英粒子・長石粒子・花崗岩の岩石片が点在し、その名称は石英粒子が蛙の目のように光って見えることに由来する。一方、木節粘土(含植物片粘土)は、有機物を多く含むために暗褐色を呈する。各層の層厚は50~100 cmであるが、層厚や岩相は頻繁に側方へ変化する(第7.4図)。また、レンズ状の砂質シルト層や斜交層理を示す砂礫層(第7.3図B, C)をはさむ。立木や植物根化石を含むシルト層(第7.3図D)や亜炭層(第7.3図E)がしばしば見られる。植物化石は炭化の程度が低く、樹幹・樹根・葉などの化石がよく残っている。

化石 本層からは植物化石としてオオミツバマツ(*Pinus trifolia*)が産出する(中山, 1990)。本層に対比される瀬戸陶土層や土岐口陶土層は植物化石が多産するため、古くから研究が行われてきた(Miki, 1939, 1941)。その植物化石はオオミツバマツ植物群(*Pinus trifolia* flora 三木, 1948; Tanai, 1961)としてまとめられている。この植物群は、オオミツバマツ(*Pinus trifolia*)、カリアグルミ(*Carya*)、ヌマミズキ(*Nyssa*)などの外地生要素(日本に分布していない種または日本から消滅した現生属)が多く、絶滅属であるアスナロビシ(*Hemitrapa*)を含むことで特徴付けられる(中山ほか, 1999; 百原・齊藤, 2001; 塚腰, 2001)。大型の植物化石としては、オオミツバマツ・メタセコイアなど針葉樹の球果や小枝の化石が多量に含まれているが、花粉構成からみると針葉樹型の花粉は少なく、常緑型のカシ属などの花粉が多量に含まれる(那須, 1972)。動物化石の産出報告はない。

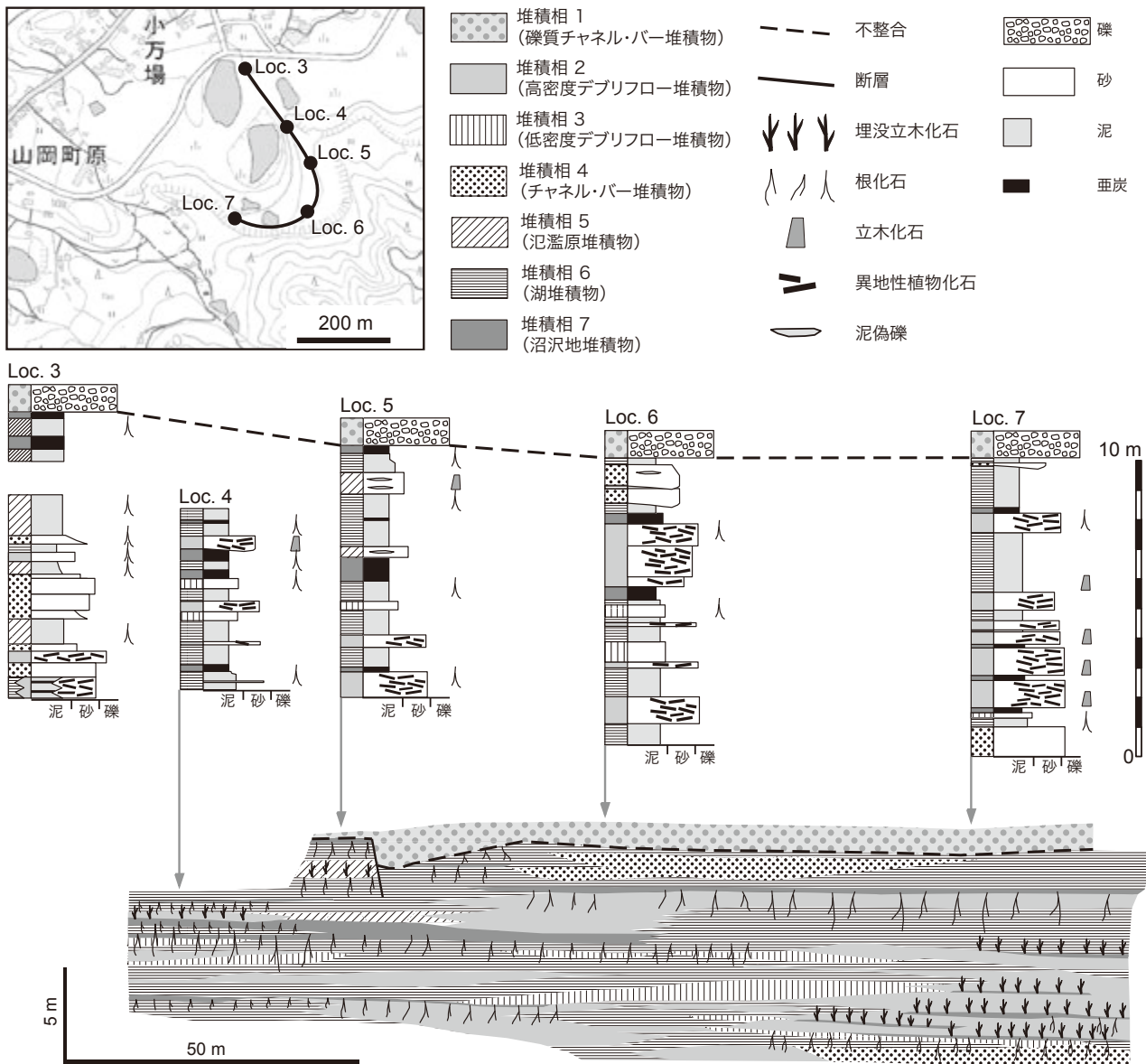
対比 本層は、多治見市~土岐市の土岐口陶土層(赤嶺, 1954)と愛知県瀬戸市周辺の瀬戸陶土層(松沢ほか, 1960)に対比される。また、岐阜県恵那市の下部砂泥互層(中山・陶土団体研究グループ, 1987)に対比できる可能性がある。

堆積年代 本図幅地域の東原層の堆積年代を直接的に示すデータはないが、丸原鉦山から *Pinus trifolia* が産する(中山, 1990)ため、瀬戸陶土層及び土岐口陶土層と同時期の堆積物と推測される。土岐口陶土層については、多治見市~土岐市周辺の火山灰層から複数のフィッシュン・トラック(FT)年代やU-Pb年代が報告されている。吉田ほか(1997a)は土岐口陶土層中の下石火山灰層とした火山灰から 10.5 ± 0.4 Ma の FT 年代を、吉田ほか



第7.3図 東原層の露頭写真

(A) 丸原鉱山における東原層の地層断面。恵那山断層崖下から断層に沿って南東を向いて撮影。下部より、灰白色のいわゆる蛙目粘土、灰黒色の木節粘土、不整合を挟んで猿爪層の砂礫からなる。更に、恵那山断層をはさんで、蛙目粘土が繰り返して露出する。(B) 斜交層理を示す砂質堆積物。(C) 斜交層理の近接写真。主に花崗岩質で、中～極粗粒な石英粒子と岩石片からなり、粘土質な葉理を挟む。(D) 塊状の灰色シルト層。縦に100 cm以上の長さを持つ植物痕が発達する。(E) 泥基質亜炭層。いわゆる木節粘土に相当する。ねじり鎌の長さは25 cm、ハンマーの長さは33 cm。いずれの写真も山岡町原の丸原鉱山で撮影。写真の撮影位置は第5.10図に示す。



第7.4図 丸原鉱山における東原層の柱状図と堆積相
 葉田野ほか(2018)の Fig. 2 と Fig. 3 を改変して使用した。位置図には国土地理院の電子地形図(タイル)を用いて、柱状図の作成位置を追記した。

(1997b) は土岐市^{ひだ}肥田町の未命名火山灰層 C (肥田火山灰層; 陶土団体研究グループ, 1999) から 11.1 ± 0.6 Ma の FT 年代を報告した。また、オオミツバマツ球果化石密集層が見出された多治見市の土岐口陶土層に挟まる火山灰層は、 9.7 ± 0.4 Ma の FT 年代を示す(安藤ほか, 1999)。最近、星ほか(2015)は、下石火山灰層の模式地(陶土団体研究グループ, 1999)から 13.1 ± 0.8 Ma の FT 年代と 10.6 ± 0.2 Ma の U-Pb 年代を報告するとともに、ジルコン粒子のウラン濃度の値に基づき前述の吉田ほか(1997a)が下石火山灰層とは異なる火山灰層を測定した可能性に言及している。この他、多治見市~土岐

市周辺の土岐口陶土層から、 $12.8 \sim 9.8$ Ma の複数の U-Pb 年代が報告されている(日本原子力研究開発機構, 2016)。一方、瀬戸陶土層に挟まる^{にしんぞ}西印所火山灰からは 12.2 ± 0.6 Ma の FT 年代が報告されている(吉田ほか, 1997a)。以上のことから、東原層の堆積年代は、中期中新世の後期(サーラバリアン期)から後期中新世の前期(トートニアン期)と考えられる。

堆積環境 東原層・土岐口陶土層・瀬戸陶土層の分布は局所的であることから、その堆積盆は断層活動によって形成された断層崖に囲まれた小規模(長さ $0.5 \sim 2$ km 程度)な陥没盆地であると考えられてきた(陶土団体研

第 7. 1 表 恵那市山岡町原地区の丸原鉦山に見られる堆積相
堆積相の記載と解釈は葉田野ほか（2018）に基づく

番号	堆積相	岩相	解釈
堆積相1	不淘汰礫支持礫層相	円～亜円礫からなる不淘汰な礫支持礫層	礫質チャネル・パー堆積物
堆積相2	植物片を挟む礫支持礫層相	淘汰の悪い中礫～細礫層及び中粒～細粒砂（粘土層を挟む）	高密度デブリフロー堆積物
堆積相3	含角礫不淘汰砂質シルト層相	淘汰の悪い砂質シルト～シルト（少量の細礫を含む）	低密度デブリフロー堆積物
堆積相4	斜交層理砂質礫層相	粗粒～中粒砂まじりの細礫	チャネルないしパーの堆積物
堆積相5	砂泥互層	中礫～細粒砂及び炭層を挟む泥層	氾濫原堆積物
堆積相6	シルト～粘土層相	シルト～粘土層（細礫～細粒砂を挟む）	湖堆積物
堆積相7	泥基質亜炭層・泥炭層相	亜炭及び泥炭（植物化石を含む）	沼沢地堆積物

究グループ, 1982, 1985; 中山, 1985; 中山・陶土団体研究グループ, 1989a). 堆積盆には, 流域ごとに発達した河川系によって周辺の基盤岩類(主に花崗岩類)から運搬された風化生成物が堆積した(陶土団体研究グループ, 1982, 1985; 中山, 1985, 1991; Nakayama, 1996, 1999; 中山・陶土団体研究グループ, 1989a, 1989b; 下坂ほか, 1990; 實吉ほか, 2000; Nakajima et al., 2004; 葉田野・吉田, 2018). このような小堆積盆の堆積物は, 伊勢湾を中心とする東海湖(竹原ほか, 1961a, 1961b)が形成される以前, つまり伊勢湾を中心とする広域的な堆積作用が起こる以前の堆積物であると考えられる(中山・陶土団体研究グループ, 1989b; 牧野内, 2001).

東原層の堆積環境は, 山地や丘陵地が沼沢地・湿地に近接し, チャネルや氾濫原を含む網状河川システムであったとされる(中山・陶土団体研究グループ, 1989a; 入江ほか, 2013; 葉田野ほか, 2018). 特に葉田野ほか(2018)は, 恵那市山岡町丸原鉦山の東原層について, 7つの堆積相を認定し, 盆地周辺部から順に崖錐性・土石流堆積物, 扇状地性堆積物, 湿地・沼沢地性堆積物が分布するとした(第 7. 1 表). その堆積環境は, 滞水域が卓越するとともに, 堆積盆地の縁辺部では供給される土石流によって起伏に富む地形が形成されるとともに, 頻繁に堰止湖が出現した可能性があるとした. また, 古土壌の観点から, 堆積盆の中心域でも地下水位の低い時期が存在したために滞水域は定常的に存在せず, 湖沼形成とその消滅・乾陸化が繰り返された可能性を示した. 植物化石群集の観点からは, 下部では沼地性の樹木や水生植物に富むが, 上部では比較的乾燥した明るい場所を好む植物が増えるとの報告がある(百原・齊藤, 2001). 堆積当時の気候条件については, 古植物学的研究や古土壌学的研究より, 温暖から亜熱帯性の湿潤な気候条件であったとされる(那須, 1972; 百原・齊藤, 2001; Hatano and Yoshida, 2017; 葉田野・吉田, 2018).

7. 3 猿爪層 (Sm)

地層名 陶土団体研究グループ(1982)命名. 伊田

(1944)の山上砂礫層, 赤嶺(1954)の土岐砂礫層, 糸魚川(1955)の田沢砂礫層に相当する.

模式地 岐阜県瑞浪市陶町猿爪の北部(陶土団体研究グループ, 1982).

層序関係 山岡町原では東原層や岩村層群を, 明智町では明智層を不整合に覆う. それ以外の地域では領家変成コンプレックス及び領家深成岩類を不整合に覆う.

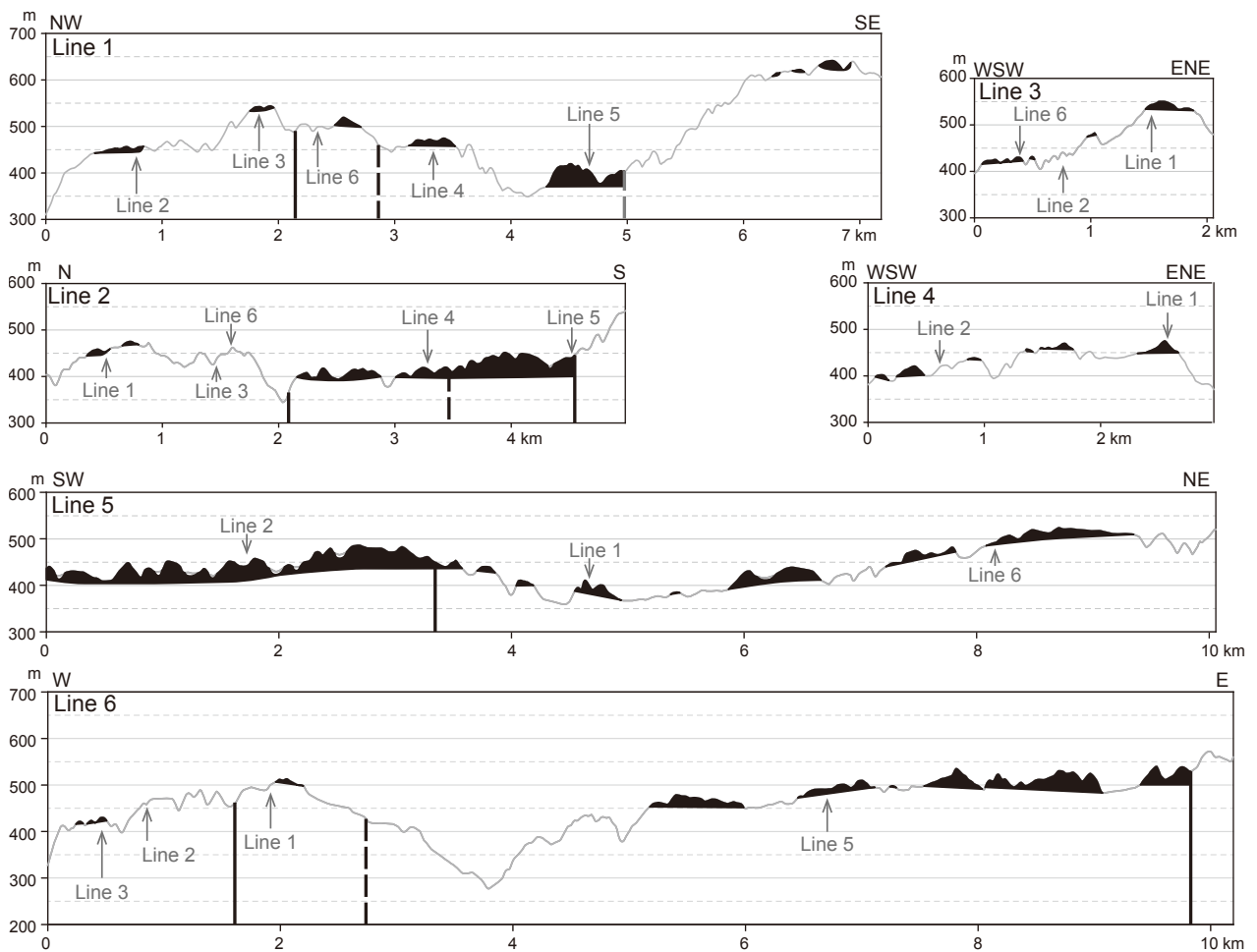
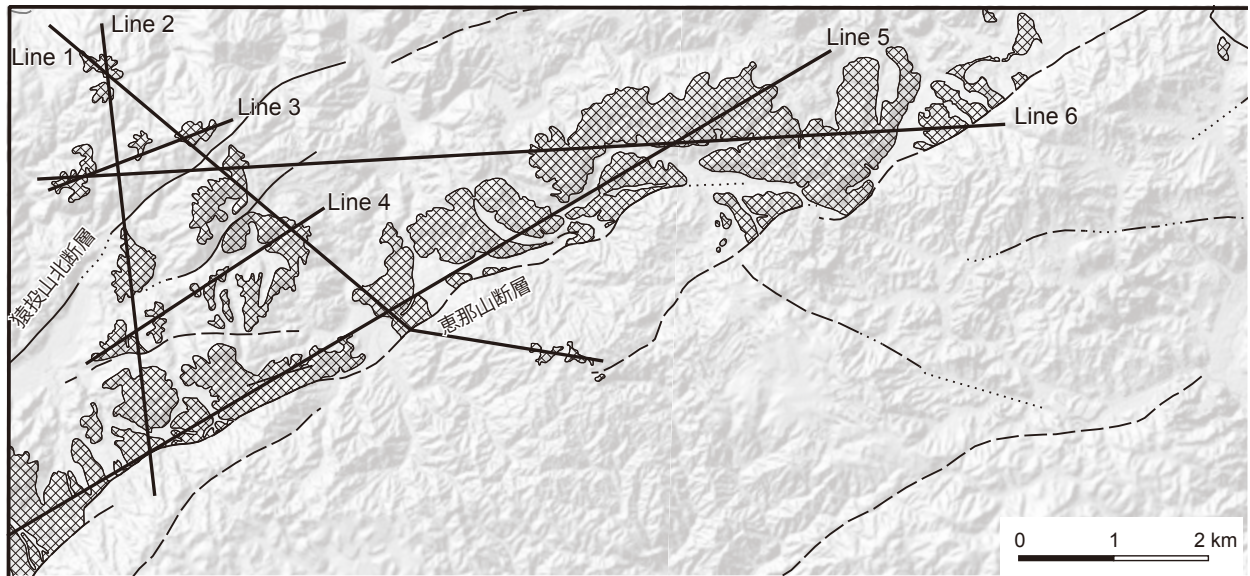
分布 主な分布域は本図幅地域北西部の恵那山断層北側の標高 370 ~ 540 m にかけての丘陵地帯である. 最も広く分布するのは恵那市山岡町原・瑞浪市陶町猿爪・土岐市鶴里町大草にかけてであり, 恵那山断層に沿うように北東～南西方向に帯状に分布する. 猿投山北断層の北西側にも, 小規模な分布域が尾根上に点在する.

走向と傾斜は局所的な堆積面を反映しているが, 分布の傾向としては, 猿投山北断層の北側は北東に, 南側は緩く北西に傾斜している(第 7. 5 図). 山岡町原から陶町までの水平距離 4 km の間に, 標高 500 m から 370 m まで堆積基底面が下降している. また, 猿投山北断層を境にして, 南側は北側よりも 50 m ほど低い位置に分布している.

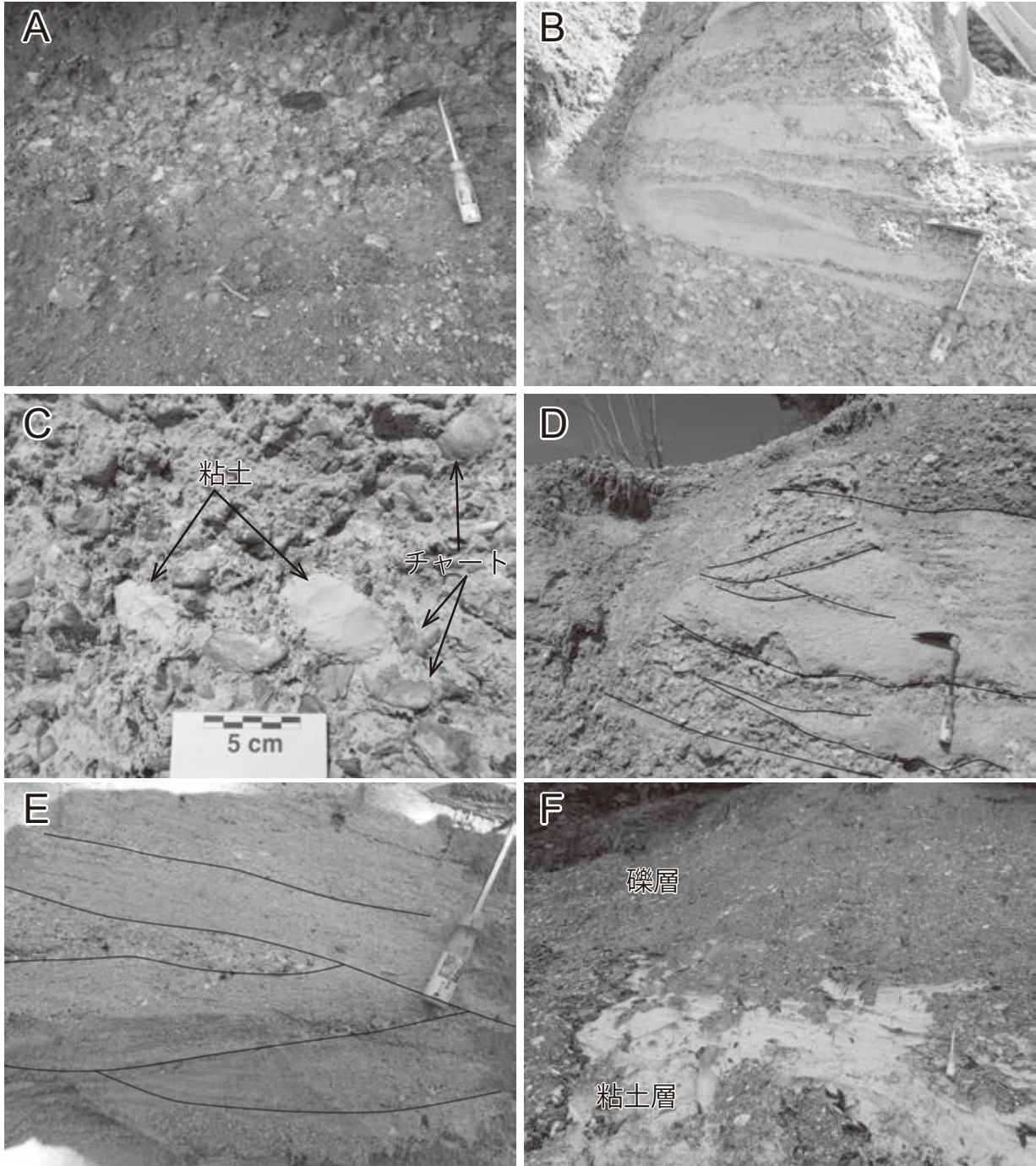
恵那山断層南東側の花崗岩類や明智層の分布域において, 明智層と比較して相対的に礫径が小さく, チャートに富む砂礫層についても猿爪層相当とした. 明智町大泉・明智町(新井)では標高 550 ~ 570 m 付近, 明智町(大久手)では標高 500 ~ 540 m 付近で, 明智層を覆う. また, 瑞浪市陶町水上南部の天狗岩付近では標高 610 ~ 640 m 付近, 豊田市大ヶ蔵連町では標高 460 ~ 480 m 付近, 豊田市川見町東部(小村峠付近)では標高 470 ~ 500 m 付近で, 花崗岩類を不整合に覆って分布する.

層厚 本図幅地域の最厚部における層厚は, 80 m 程度である. 上限は不明.

岩相 中礫サイズの円礫からなる礫を主体とし, しばしばレンズ状の砂やシルト, 粘土を挟む(第 7. 6 図 A, B). 本図幅地域では, ほとんどが礫である. 礫種はチャートの割合が大きく, 50% 以上を占めることが多い. その他の礫として, 泥岩・ホルンフェルス・花崗岩類の礫を含むが, 花崗岩礫の多くはクサリ礫になっている.

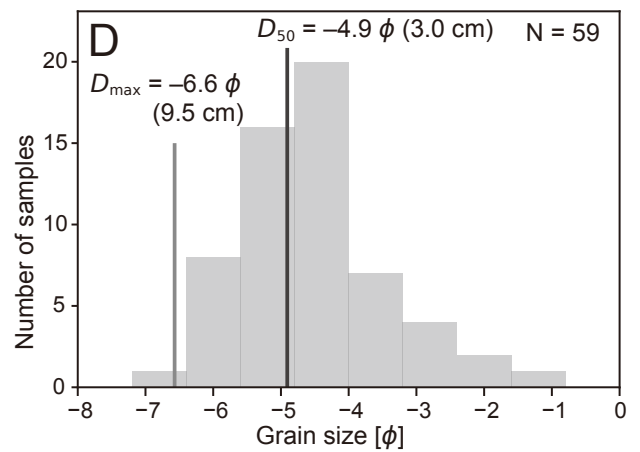
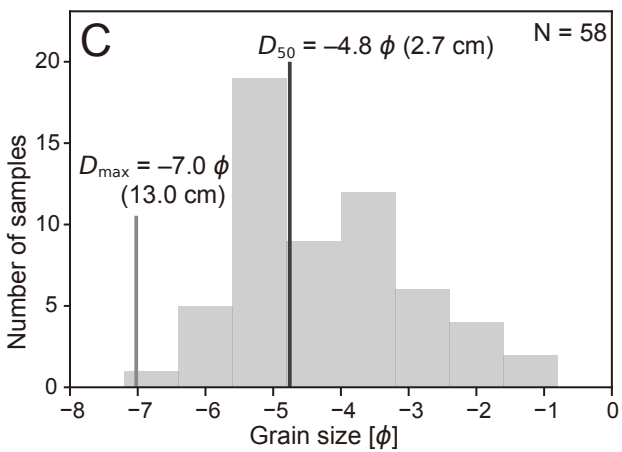
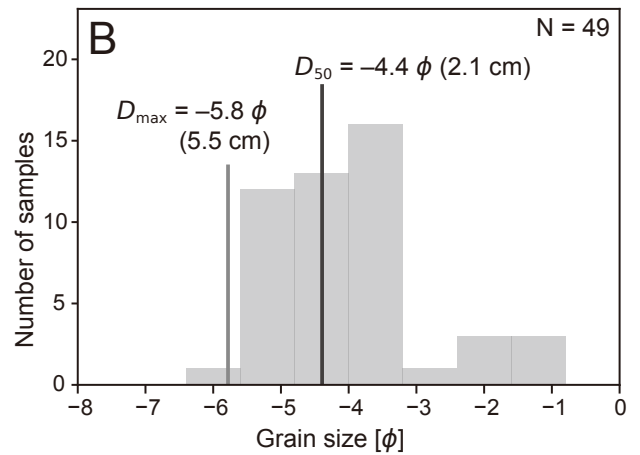
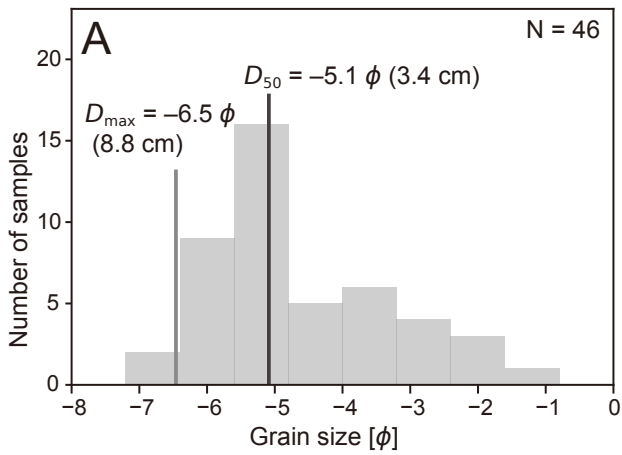
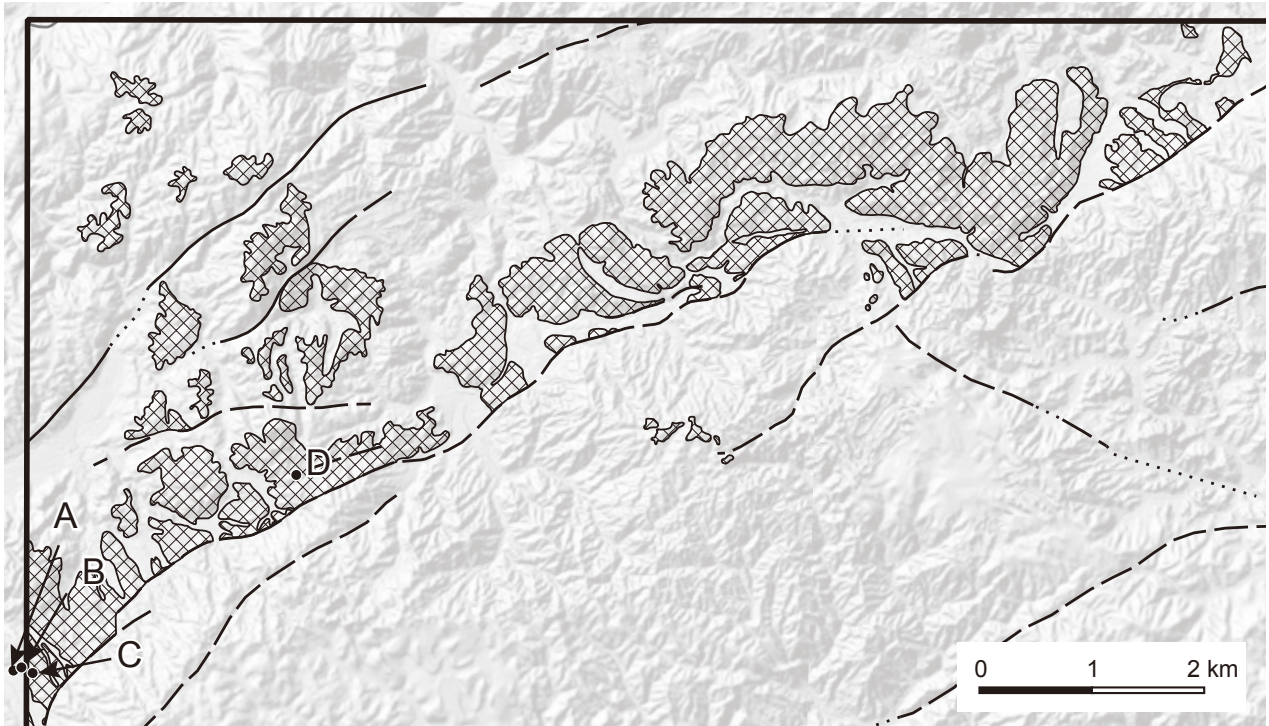


第7.5図 猿爪層の分布域と標高
 恵那山断層北側における猿爪層の分布と地形断面における位置。位置図には国土地理院の
 地理院タイル(地形陰影図)を用いた。

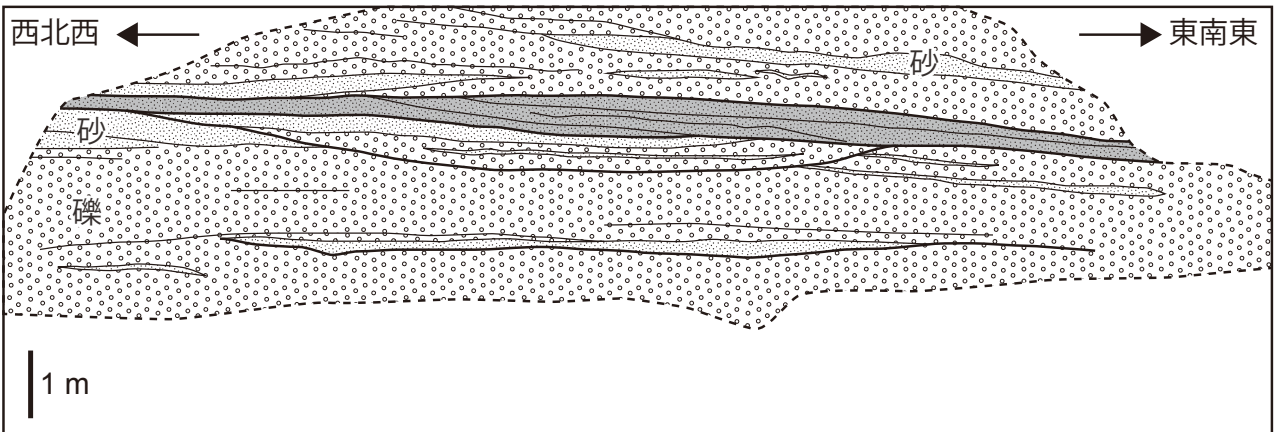
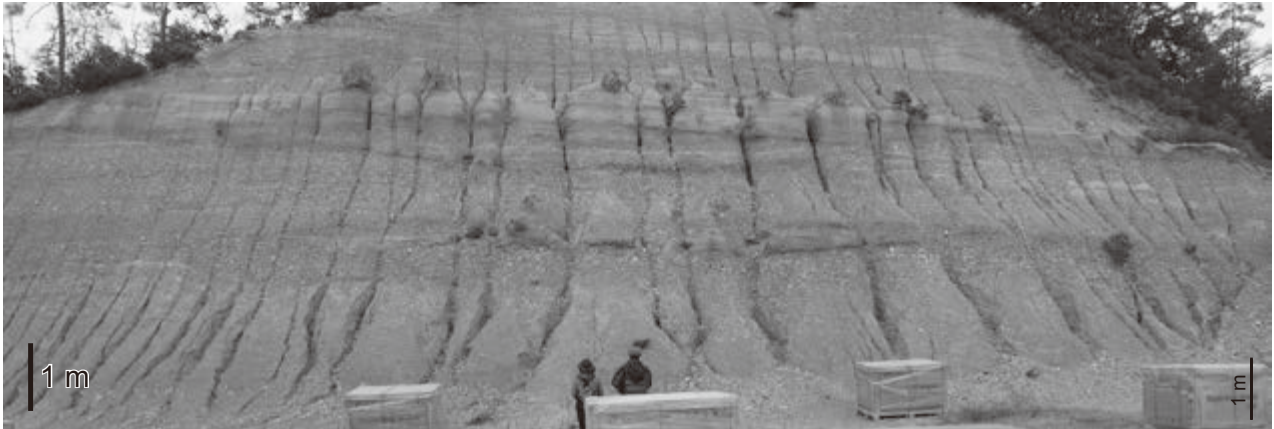


第7.6図 猿爪層の露頭写真

(A) 円磨された中礫を主体とする礫層。チャートや泥岩の礫が多いが濃飛流紋岩や花崗岩の礫も含む。花崗岩礫は風化して基質と一体化している。土岐市鶴里町細野。(B) 粘土質なシルト層や砂層と互層する礫層。部分的に斜交層理を示し、礫層や砂層がレンズ状になっている。土岐市鶴里町細野。(C) 固結した堆積岩類(チャート・泥岩)や火成岩礫(流紋岩・花崗岩)に加え、円磨された半固結粘土の礫を含む。土岐市鶴里町細野。(D) 礫層と砂層のトラフ型斜交層理。土岐市鶴里町細野。(E) 斜交層理を示す砂層と細礫層。砂粒子は主に石英や長石からなる。土岐市曾木町。(F) 礫層に挟まる粘土層。粘土層の上部は葉理構造を示す。瑞浪市陶町猿爪。ねじり鎌の長さは25 cm。



第 7. 7 図 猿爪層に含まれるチャート礫の礫径
 チャート礫の礫径分布と平均粒径.



第7.8図 猿爪層の大規模露頭

下に凸の形状を示すチャンネル状侵食面とそれを埋積する礫層及びレンズ状砂層は網状河川成堆積物と考えられる。緩やかな斜交層理を示す中央部分の砂層(灰色)は砂州(バー)堆積物と推定され、東向きに成長したことを示す。北北東を向いて撮影。

チャートの礫径は平均で2～4 cm、最大礫径は5～15 cm 程度である(第7.7図)。半固結した粘土が含まれることもある(第7.6図C)。東原層もしくは猿爪層の粘土を起源とする偽礫と考えられる。礫層の基質は主に石英や長石からなる花崗岩質のシルト質砂または砂質シルトである。礫層はチャンネル状の侵食構造やトラフ型斜交層理などの堆積構造を示すとともに、弱いインプリケーションを示すことがある(第7.6図D, E, 第7.8図)。本層の礫種の特徴は、森山(1985)のKf型(濃飛流紋岩礫を含むが、古生層系礫がきわめて多く、陶土の偽礫を含むことがある。粒径は比較的細粒(10 cm 以下)、砂層・シルト層のレンズをよく挟む)に近い。

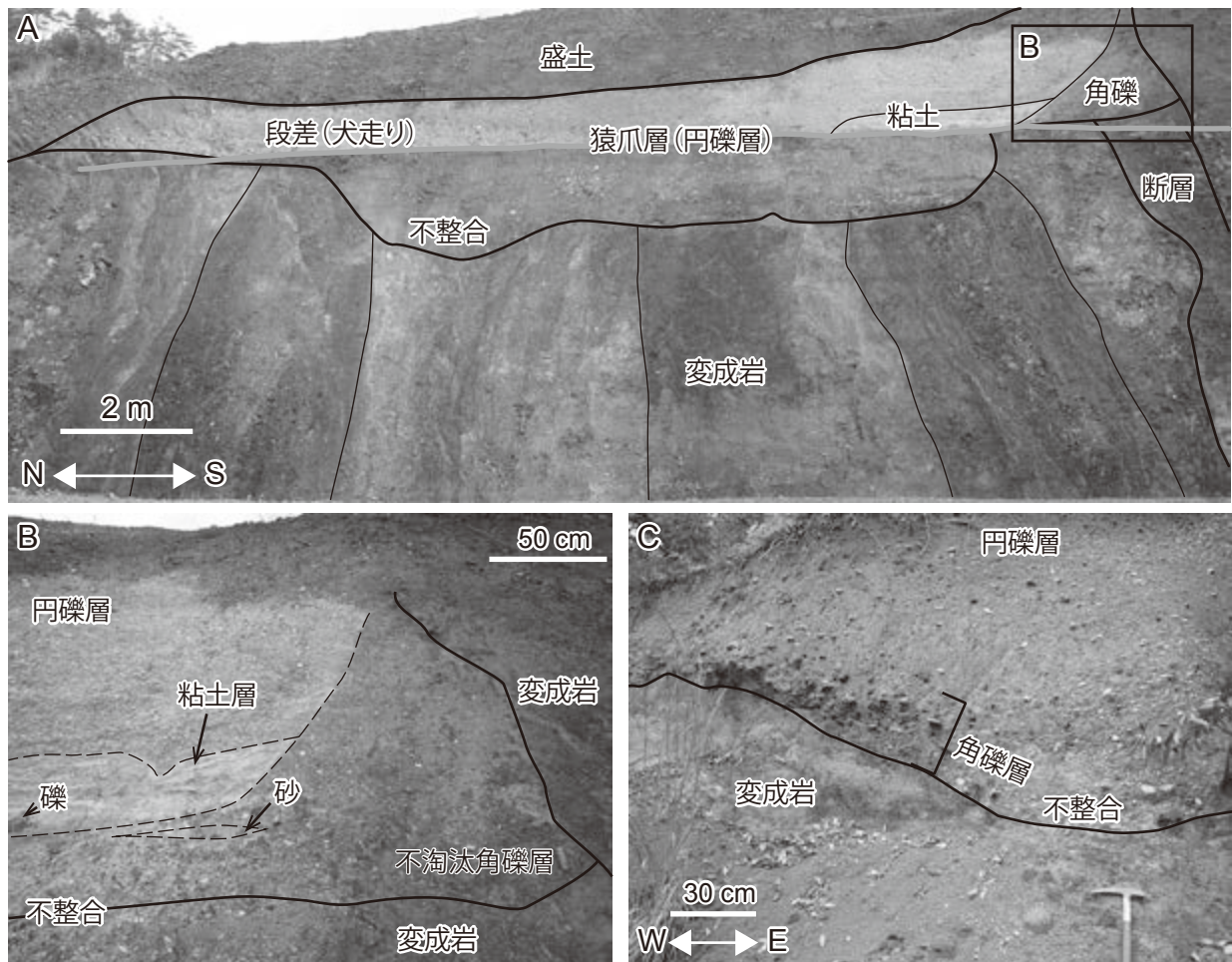
変成岩や花崗岩を不整合に覆う部分には、中礫～大礫(まれに巨礫)サイズの花崗岩や変成岩の角礫からなる不淘汰な角礫層が見られることがある(第7.9図)。不整合直上部分では、チャート礫の割合は少なく、直下の変成岩礫または花崗岩礫の割合が50%を越える。

砂層は中粒砂から粗粒砂サイズの石英・長石粒子を主体とし、岩石片を含む。基質は少なく、アレナイト質で

ある。シルト層や粘土層は灰白色～灰色を呈する。砂層や礫層と互層し、平行葉理が発達する(第7.6図B, F)。粘土層中には中礫サイズのチャートなどの円礫が点在することがある。

化石 本図幅地域から化石の報告はないが、屏風山断層北側の多治見市～土岐市周辺や恵那市周辺の土岐砂礫層からは植物化石の報告がある(陶土団体研究グループ, 1994a; Tsukagoshi and Todo Collaborative Research Group, 1995; 塚腰・陶土団体研究グループ, 1998; 陶土団体研究グループ, 1999; Tsukagoshi, 1999)。多治見市笠原町では土岐砂礫層中のシルトから *Pinus trifolia* の球果化石を含むオオミツバマツ植物群の特徴種が報告されており、土岐砂礫層の堆積年代は後期中新世にまでさかのぼる可能性が示唆されている(塚腰・陶土団体研究グループ, 1998)。これらの植物化石は、暖温帯から亜熱帯に分布する温暖な気候要素を示唆している。

対比 東濃地方の土岐砂礫層(赤嶺, 1954)、瑞浪市稲津町の屏風山層(陶土団体研究グループ, 1982)、中津川市苗木の並松累層(陶土団体研究グループ, 1985)に対比



第 7. 9 図 猿爪層の不整合露頭

領家変成コンプレックスを不整合に覆う猿爪層の礫層。露頭全景 (A) と一部を拡大した写真 (B)。写真の右側 (南側) には南側隆起の変位を示す断層がある。断層付近には、変成岩の角礫を含む不淘汰角礫層があり、円礫層はそれと高角に接している。円礫層は、主にチャートや流紋岩などの小礫からなり、厚さ 50 cm ほどの粘土層や砂層をレンズ状に挟む。土岐市曾木町住久保と蘭仙との間に見られた露頭。東向きに撮影。(C) 変成岩を不整合に覆う猿爪層の不淘汰角礫層。厚さ 50 cm ほどの角礫層が変成岩を不整合に覆う。角礫は直下にある変成岩からなり、礫のサイズは 20 cm 程度に及ぶ。北を向いて撮影。土岐市曾木町狭間。

される (第 7. 2 図)。また、愛知県瀬戸市周辺の矢田川層藤岡部層 (松沢ほか, 1960) に対比される。

堆積年代 本図幅地域から、猿爪層の堆積年代を示すデータは得られていない。

東濃地域西部 (多治見市～土岐市周辺) の土岐砂礫層からは、後期中新世を示唆する植物化石 (*Pinus trifolia*) が産出することから、土岐砂礫層は土岐口陶土層から継続して堆積した可能性が指摘されている (塚腰・陶土団体研究グループ, 1998; 陶土団体研究グループ, 1999)。また、東濃地方東部 (恵那市～中津川市周辺) の土岐砂礫層に挟在する中津川 I & II 火山灰層は広域テフラである大田テフラ (Znp-Ohta) に対比されており、3.9～4.0 Ma の FT 年代及び U-Pb 年代が報告されている (植木ほか, 2019)。

一方、愛知県瀬戸市周辺の矢田川層藤岡部層の上限となる東郷テフラが大田テフラ (Znp-Ohta) に対比されているほか、その下位の西茨火山灰層から 4.5 Ma、その上位の複数の火山灰層から 3.9～3.6 Ma の FT 年代が報告されている (吉田ほか, 1997b)。矢田川層からは後期中新世を示唆する植物化石の報告はない。本報告書では、猿爪層の堆積年代を後期中新世～鮮新世としておく。

堆積環境 土岐砂礫層の堆積には、堆積同時期における断層運動が密接に関わっていた可能性が指摘されている (中山, 1985; 陶土団体研究グループ, 1994b, 1999)。彼らは、断層運動によって生じた陥没盆地へ河川が流れ込むとともに、多量の礫が堆積したと考えた。実際、猿爪層の不整合付近にしばしば見られる角礫層は、断層運動が猿爪層の堆積作用や堆積盆の形成に関わっていた可

能性を示唆している(第7.9図A, B).

円礫を主とする礫層, チャンネル状侵食構造やトラフ型斜交層理などの堆積構造, レンズ状の砂層などは, 網状河川による堆積作用を示唆する. 本層と対比される愛知

県瀬戸市周辺の矢田川層藤岡部層は, 構造的堆積盆周縁の扇状地を形成する河川によるチャンネルとバーの礫質堆積物であるとされている(Nakayama, 1992, 1996, 1999).

第8章 第四系

(尾崎正紀・野田 篤)

「明智」図幅地域の第四系は河川沿いに狭小に分布し、段丘堆積物、崩積堆積物、被奪・截頭谷底平野堆積物及び谷底平野堆積物に区分される(第8.1図;地質図参照)。また、恵那市山岡町には埋立地が認められる。本図幅地域の既存報告としては、5万分の1土地分類調査の表層地質図「明智」(糸魚川, 1989; 梶田, 1987)がある。ほかに、愛知県環境利用適正調査における5万分の1地質図(愛知県環境部, 1979)などで、その分布の一部が示されている。

8.1 段丘堆積物 (t)

「明智」図幅地域の段丘堆積物は、矢作川及びその支流である明智川や高波川などの上流沿いに小規模ながら比較的多く点在するほか、本図幅地域北西部の恵那山断層沿いや南東部の伊勢神峠断層沿いに、やや集中して分布する(第8.1図)。年代的なデータは得られていないが、クサリ礫を伴わないこと、離水面の性状から、最終氷期(後期更新世後半)に形成された崖錐堆積物、沖積錐堆積物(土石流堆積物)(第1.4図C; 第8.2図A)及び網状河川堆積物が主体と考えられる。これらの堆積物の最上部は完新世堆積物が薄く覆っていることもある。層厚は5~20m、段丘面と沖積面との比高は5~20mのものが多い。

崖錐~沖積錐堆積物は、巨礫を多く含む亜角礫~角礫層及び角礫を含む砂礫層からなり、上部ほど角礫が増える。また、網状河川堆積物起源のものは水量の多い主要河川沿いでは近接する現在の河床内堆積物と同様な砂層を挟む円礫~亜円礫からなる礫層からなる(第8.2図B)。一方、河川幅の狭い支流沿いでは、基盤を反映した礫種の亜円礫~角礫からなる土石流起源と思われる砂礫層が認められる。

8.2 崩積堆積物 (c)

崩積堆積物は、後背の斜面の岩盤や風化物の崩壊によって生じた、崖錐堆積物及び地すべり堆積物を指す。本地質図では、小規模なものは省略し、豊田市の市平町、岩下町、北小田町及び元気村付近のもののみ示す。市平町のは未風化礫(コアストーン)を多く含む苦鉄質岩類の風化物、岩下町及び北小田町のは花崗岩

類の巨礫~大礫の角礫及び未風化礫(コアストーン)を多く含む風化破砕物、元気村付近のものは明智層中の濃飛流紋岩礫や花崗岩由来の亜円礫や主に花崗岩及び変成岩の角礫からなる風化破砕物からなる。

8.3 被奪・截頭谷底平野堆積物 (bv)

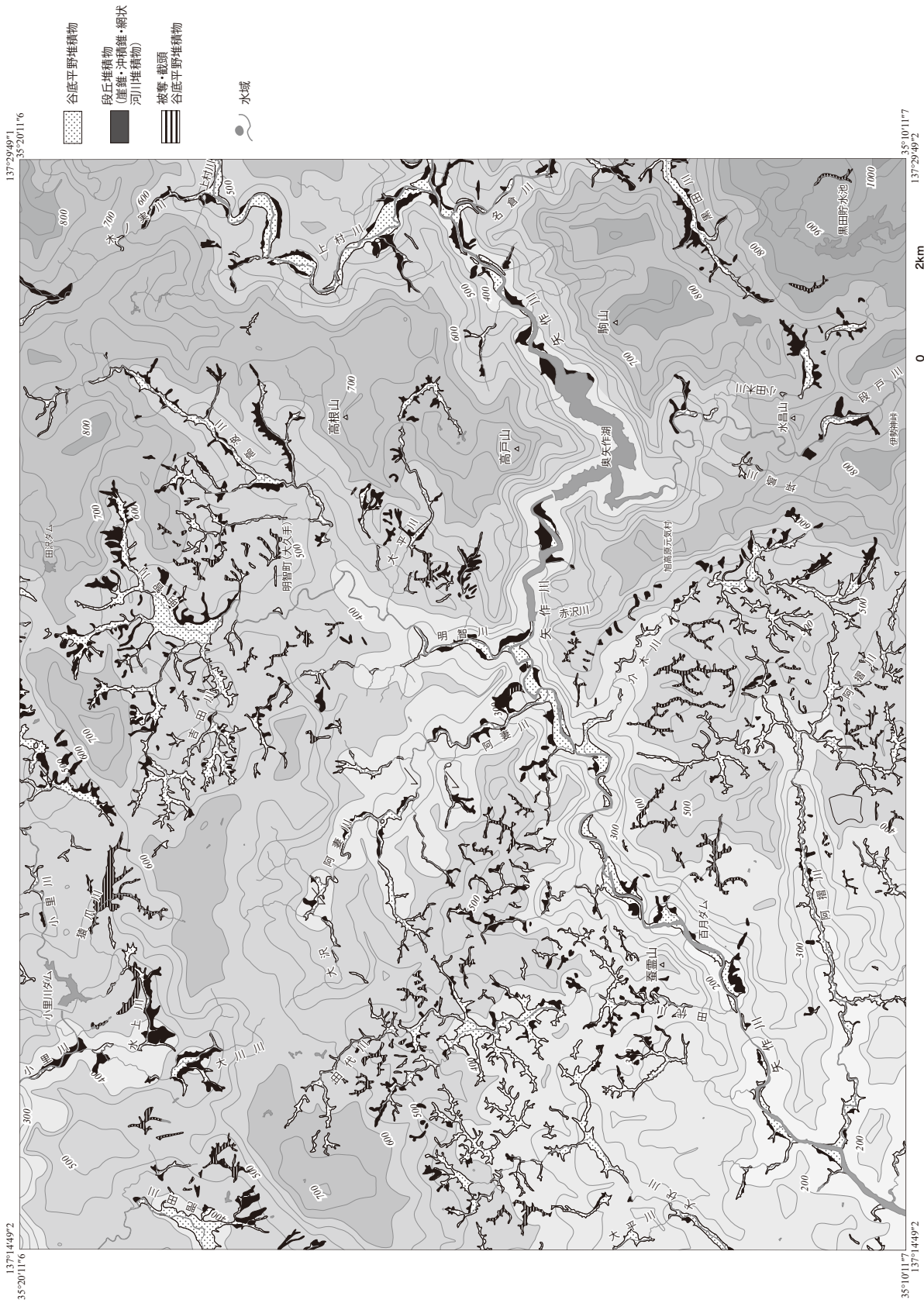
被奪・截頭谷底平野堆積物は、現水系の被奪河川と截頭河川による侵食を免れた、主に一段高い三河高原の串原小起伏面及び三河高位小起伏面上に細長く樹枝状に分布する谷底低地の堆積物である(1.2節参照)。現在の河川の水量では説明できない幅広い谷幅を持ち、沖積面の傾斜は極めて緩く、しばしば谷中分水界も認められる谷底低地に分布する。新たな水系によって河川争奪された後、この低地には粗粒堆積物の流入はほとんどなく、旧水系の下で堆積した砂礫層からなる河川堆積物を覆って、その上位には湿地堆積物などの細粒堆積物が覆っている。このため、本層の堆積年代は更新世~完新世で、下限の堆積年代は地域によって異なると推定される。層厚は数10m以下と推定される。

8.4 谷底平野堆積物 (v)

谷底平野堆積物は、現水系の河川沿いの低地に分布する。水量の多い河川沿いの本堆積物は、現河床で認められるような円礫~亜円礫を主体とする巨礫~大礫層からなり、花崗岩質の粗粒砂層を挟む。一方、水量の少ない河川沿いでは周辺の基盤岩を反映し、明智層分布域では大礫及び亜円礫主体の礫層、猿爪層分布域では円礫~亜円礫及び中礫主体の礫層、花崗岩類分布域では花崗岩質の大礫~巨礫の亜角礫~角礫を多く含む粗粒砂層の堆積物などからなり、いずれも最上部は湿地堆積物を伴うことが多い。層厚は、10~20m以下と推定される。

8.5 埋立地 (r)

恵那市山岡町には、産業廃棄物処理場として使用していた谷を埋めた地点及び粘土採掘後の凹地を埋め立てた地点がある。埋め立ての一部には、周辺に多く分布する猿爪層の砂礫が用いられている。



第 8.1 図 「明智」 図幅地域の第四系の分布
 背景は第 1.3 図と同じ埋谷面図。崩積堆積物は省略。



第 8. 2 図 第四系の分布と露頭写真

(A) 黒田川支流と小田木川の谷中分水界の西沿いに分布する段丘堆積物(崖錐～沖積錐堆積物).

地点：豊田市小田木町.

(B) 上村川沿いの段丘堆積物下端の岩相(網状河川堆積物)

地点：恵那市上矢作町下. ハンマーの柄の長さは約 28 cm.

第9章 地質構造及び重力

(尾崎正紀・野田 篤・山崎 徹)

9.1 断層

三河高原及び「明智」図幅地域に発達する主な断層の分布を第9.1図、第9.2図及び第9.3図に示す。主に第四紀以降、西ないし北西方向に傾いた傾動地塊である三河高原(太田ほか, 1963; 桑原, 1968 など)は、北縁は屏風山断層、南縁は中央構造線が境界となっているように、北東-南西方向の断層がよく発達するが、北西-南東方向の断層も多く認められる。「明智」図幅地域も同様で、主に北東-南西方向と北西-南東方向の断層の発達で特徴づけられる。以下、本図幅地域の主な断層について記述する。なお、屏風山断層、恵那山断層、猿投山北断層に関しては活断層であると評価されているため、活断層としての記述は別途9.2節で行う。

9.1.1 屏風山断層

地質断層としての屏風山断層は、後述の報告から、土岐市の妻木町及び駄知町付近から、瑞浪市山田町・稲津町小里、恵那市東野、中津川市神坂(霧ヶ峰)付近に至る、長さ約41 kmで東北東-西南西方向に延びる、横ずれ成分を伴う南東側隆起の逆断層と推定される(第9.3図)。本断層は、本断層の南西方に発達する笠原断層とともに、恵那盆地や土岐盆地などと屏風山(標高794 m)などを含む山地との間の急斜面下に位置し、三河高原と東濃丘陵の境界となっている。本図幅地域には、その北西端(山田町)の狭い地域に屏風山断層の北西部の一部が通る(第9.2図)。

本断層によって瑞浪層群(本報告書の岩村層群に相当)、瀬戸層群のほか、第四系の一部も変位を受けている。なお、活断層としての南西端は駄知町であるが、地質断層としては更に南西方へ瑞浪層群(岩村層群)と瀬戸層群を変位させる断層として妻木町に至る(梶田, 1987)。また、駄知町~妻木町付近では、瀬戸層群や瑞浪層群に同方向の断層が多く発達している(松沢ほか, 1962)。一方、屏風山断層北東部には、本断層の北側に長さ約8 kmの手賀野断層(活断層研究会編, 1991)と約3 kmの蕨平断層(森山, 1985)が発達し、いずれも活断層とされている。

本断層に関する報告や地質図上での表示は、活断層としての報告も含め、辻村(1942)、有井(1958)、Uemura(1961)、木曾(1959, 1963)、Matsuzawa and Uemura(1967)、木宮(1971)、山田ほか(1976)、糸魚川(1980)、

陶土団体研究グループ(1982, 1994a, 1994b)、梶田(1987, 1988)、森山(1987)、林(1989)、山田ほか(1990)、活断層研究会編(1991)、屏風山断層調査研究委員会(2000)、岐阜県(2000, 2001, 2002)、中田・今泉編(2002)、地震調査研究推進本部地震調査委員会(2004b)、香取ほか(2015)、香取・小林(2016)、Katori and Kobayashi(2017)、宮内ほか(2017)及び岡田ほか(2017)などがある。断層名は、辻村(1932, 1942)の屏風山断層崖、及び有井(1958)の屏風山断層崖及び屏風山衝上に基づく。

有井(1958)は恵那層(下記の土岐砂礫層及び本報告書の猿爪層にあたる)の侵食面高度(恵那層は上盤側に分布していないが、その侵食面と見なしている)と基底面高度から概算して、南西部の、北東部の根の上高原(保古山付近)付近で約440~550 m、花無山付近で300~400 m、稲津町小里付近で200~300 mの垂直変位を推定している。また、森山(1987)は、土岐砂礫層からなる地形面の土岐面(木曾, 1963)を基準として140~500 mの南東側隆起の上下変位を求めている。更に陶土団体研究グループ(1994a)は、恵那市周辺に分布する土岐砂礫層の下部礫岩部層の分布から屏風山断層の鉛直変位を460~520 mと見積もっている。上記の土岐砂礫層はいずれも本報告書の猿爪層に対比される。

以下に、本断層の主な断層露頭位置と断層面の走向傾斜を示す(第9.3図)。ただし、本断層は1本の断層というのではなく同方向の幅広い破碎帯が認められ、正断層や斜交する断層も多く付随する(有井, 1958 など)。

(1) 瑞浪市稲津町小里(恵那層=土岐砂礫層/伊奈川花崗岩): N78° E, 85° N (有井, 1958)

(2) 瑞浪市土岐町(大草)(恵那層=土岐砂礫層/伊奈川花崗岩): N15° E, 50° S (有井, 1958)

(3) 瑞浪市釜戸町(論柄)(土岐砂礫層/伊奈川花崗岩), N42° E, 50° SE (香取ほか, 2015)

(4) 恵那市三郷町佐々良木: N80° E, 55° S (森山, 1987: 断層面の走向傾斜のみ; 以下同様)

(5) 恵那市長島町鍋山付近: N45° E40° S など(森山, 1987), 37~87° 東傾斜(岐阜県, 2001)

(6) 恵那市東野(両島橋の阿木川右岸)(土岐砂礫層/石英斑岩): EW, 58~65° S (有井, 1958), N80° E60° S (森山, 1987)

(7) 恵那市東野(飯沼川露頭): N60° E, 65° S (断層面の平均)(香取・小林, 2016), 65° E, 60° S (森山, 1987)

本断層の形成年代は、主に土岐砂礫層の分布との関係



第9.2図 「明智」図幅地域の主な断層

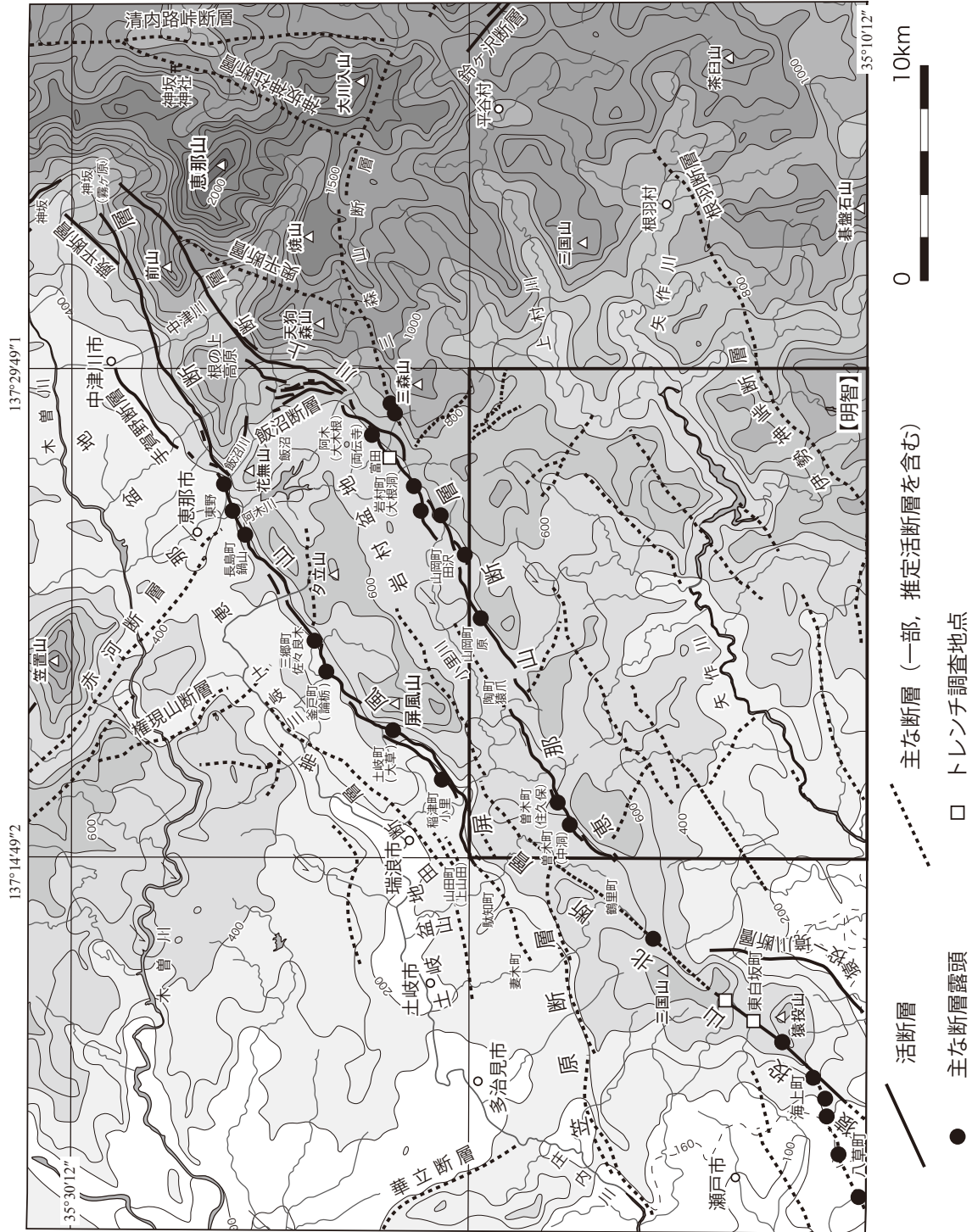
背景は国土地理院発行の2万5千分の1地形図「猿爪」「明智」「小渡」「川ヶ渡」を基図として幅0.5 km以下の谷を埋めて作成した埋谷面図(標高:m)。各断層の詳細は本文を参照。

から、土岐砂礫層の中・下部堆積後(木曾, 1963)とされる。しかし、断層岩の調査から複数の活動履歴が求められ、土岐砂礫層堆積前は横ずれ変位、土岐砂礫層後は縦ずれ変位(逆断層変位)を示し(香取ほか, 2015; 香取・小林, 2016)、断層変位履歴として4つのステージが求められ広域テクトニクスとの関係が考察されている(Katori and Kobayashi, 2017)。なお、陶土団体研究グループ(1982)は、本断層の高角逆断層としての変位及び傾

動盆地の形成は、瀬戸層群堆積時の陥没形成以降の傾動運動に伴うものとしているが、瀬戸層群の分布と変形からは、その堆積時から逆断層が発達し、南東への傾動を伴っていたと解釈しても矛盾はない。

9.1.2 恵那山断層

地質断層としての恵那山断層は、後述の報告から、西端の土岐市鶴里町から瑞浪市陶町の水上及び猿爪、恵那



第 9.3 図 屏風山断層, 恵那山断層及び猿投山北断層の分布
 実線の活断層の分布は, 鈴木ほか(2004), 宮内ほか(2017), 岡田ほか(2017)に基づく(ただし, 推定活断層は含まない). 破線(主な断層)は活断層としての変位が認められない, あるいは確認できない断層で, 一部, 推定活断層を含む. 四角の大線枠は「明智」図幅地域の範囲を示す.

市の山岡町及び岩村町，中津川市の阿木^{あき}，阿木川上及び神坂付近に至る，長さ約 41 km で東北東－西南西方向に延びる，横ずれ成分を伴う南南東隆起の逆断層であると推定される(第 9. 3 図)。ただし，阿木付近から神坂付近に至る断層は，活断層の名称との関係もあり，本報告書では川上断層と呼ぶ。本図幅地域北西部には，恵那山断層の南東部が分布する(第 9. 2 図)。本断層によって断層角盆地(岩村盆地など)が形成され，恵那山断層北縁沿いの岩村層群(瑞浪層群相当層)には，本断層の変位に伴う非対称なドレイブ向斜が部分的に形成されている。この向斜軸の南東翼である断層北縁沿いは，北西へ 10 数度傾斜し，断層付近では鉛直傾斜も認められている(土岐市曾木町中洞など；岐阜県，2002)。一方，向斜軸の北西翼の傾斜は南東へ数度程度である。

活断層としての記載も含めた本断層に関する主な報告としては，糸魚川(1955)，有井(1958)，Uemura(1961)，Matsuzawa and Uemura(1967)，木宮(1971)，山田ほか(1976)，糸魚川(1980)，陶土団体研究グループ(1982)，中山(1985)，梶田(1987，1988)，森山(1987)，活断層研究会編(1991)，屏風山断層調査研究委員会(2000)，岐阜県(2002)，中田・今泉編(2002)，地震調査研究推進本部地震調査委員会(2004b)，宮内ほか(2017)及び岡田ほか(2017)などがある。断層名は，辻村(1932，1942)や有井(1958)の恵那山断層崖に基づく。なお，糸魚川(1955)は，恵那市山岡町から岩村町，中津川市阿木までの本断層を田代断層(由来は現在の恵那市山岡町田代)と呼んでいる。

恵那山断層は，瑞浪市陶町猿爪や山岡町田沢などでオーバーステップし，恵那市岩村町や中津川市阿木で分岐することもあり，断層区分や名称に変遷が認められる。例えば，山田ほか(1976)では，阿木付近で二分され，岩村町から阿木の断層を岩村断層，阿木東方から恵那山北側の断層を川上断層と呼んでいる。また，1:25,000 都市圏活断層図(宮内ほか，2017；岡田ほか，2017)では，鶴里町から山岡町田沢間を恵那山断層，山岡町田沢から阿木(大木根)間を恵那山(岩村)断層，阿木(大木根)から神坂間を恵那山(川上)断層と呼んでいる(第 9. 4 図 C)。一方，森山(1987)，活断層研究会編(1991)及び地震調査研究推進本部地震調査委員会(2004b)の恵那山断層の東部は，岩村町から東方の三森山北側^{みつもり}，焼山南^{おほかわいり}，大川入山南側へ延びた断層(第 9. 3 図の三森山断層及び第 9. 4 図 A の(f))を指し，宮内ほか(2017)及び岡田ほか(2017)や本報告書の恵那山断層の位置づけとは異なる。

有井(1958)は，恵那(山)崖の比高を瑞浪市陶町水上で約 200 m，恵那山付近(恐らく天狗森山付近の意味と思われる)で約 600 m と見積もっている。また，森山(1987)は，土岐砂礫層(本報告書の猿爪層)からなる地形面である土岐面(木曾，1963)を基準として，150～

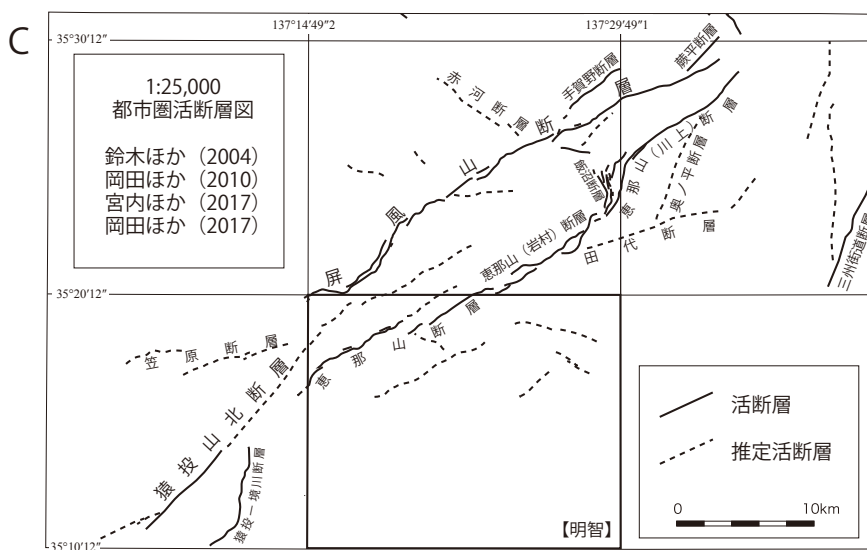
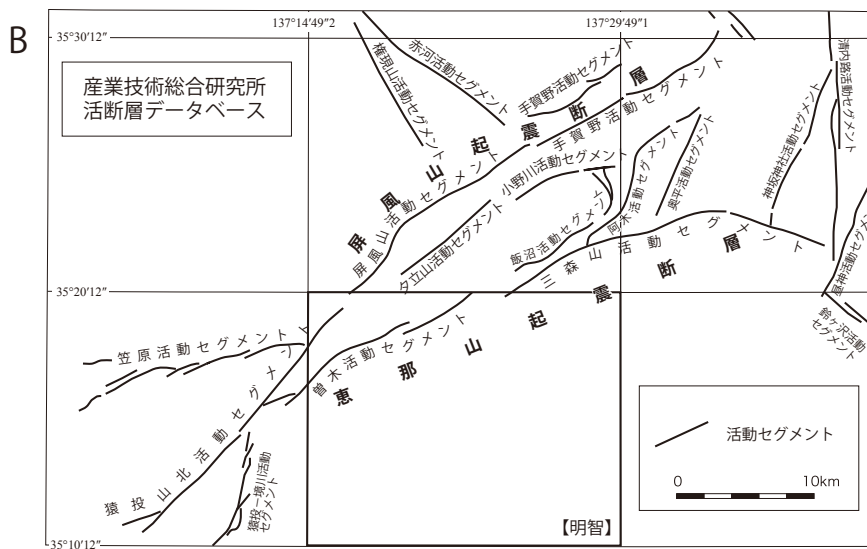
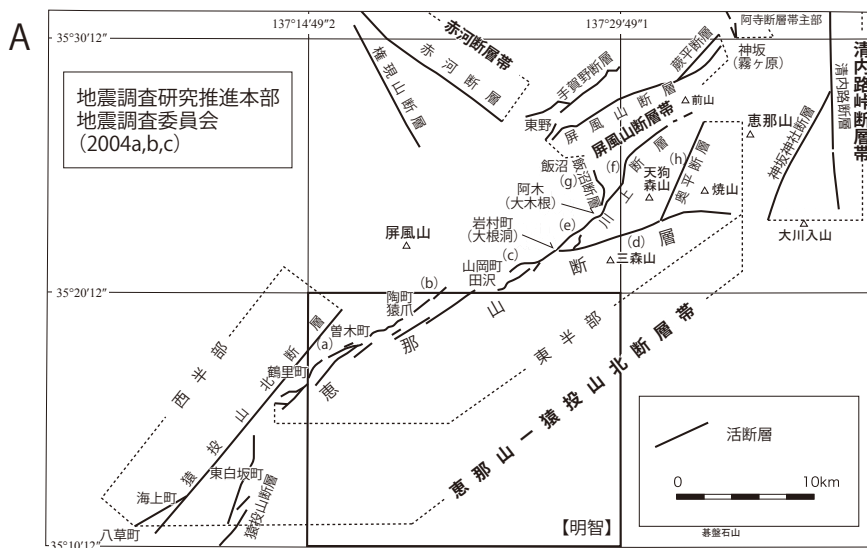
500 m の南東側隆起の上下変位を求めている。今回，断層南側の隆起側である陶町水上南側(天狗岩付近)に標高 610～630 m 付近を基底面とする猿爪層が分布することが明らかとなったことから，断層北側の猿爪層基底面の最深部(約標高 350 m)との差から，南側隆起約 260～280 m の変位が推定された。

主な断層露頭は，活断層露頭も含め，以下の地点で確認されている(第 9. 3 図)。断層面の走向傾斜はおおむね北東－南西方向で，一部を除き南に急傾斜を示す。

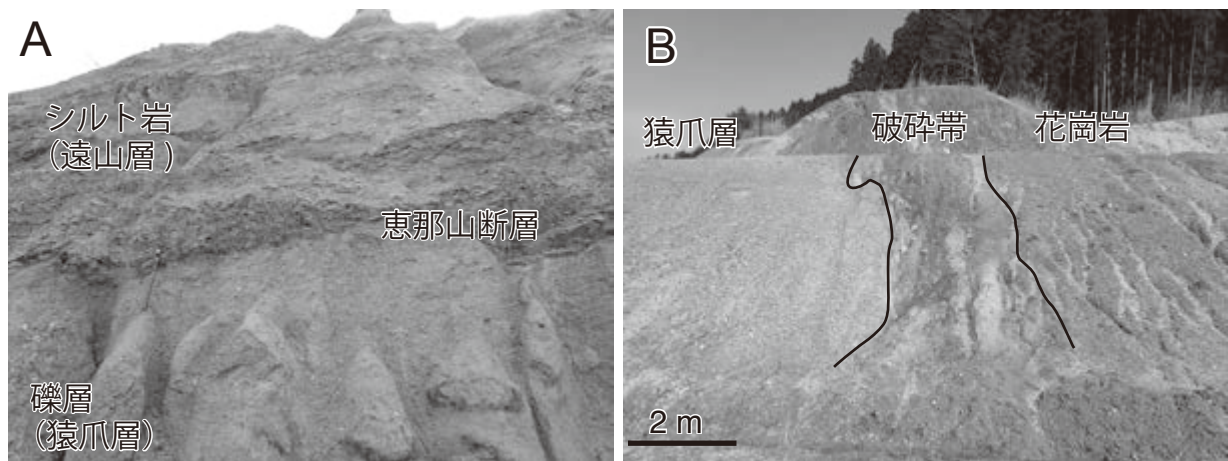
- (1) 土岐市曾木町中洞(猿爪層／花崗岩)：N43° E，80° S (本報告；第 9. 5 図 A)，N66° E，57° S (岐阜県，2002)
- (2) 土岐市曾木町住久保：N70° E，60° S (中山，1985)，N65° E，25° S (岐阜県，2002)
- (3) 恵那市山岡町原(丸原鉦山)(遠山層／猿爪層)：N70° E，60° S (森山，1987)，N18° E，60° S (本報告；第 9.5 図 B)
- (4) 恵那市山岡町田沢(猿爪層／花崗岩)：N30° E，55° S (有井，1958)
- (5) 恵那市山岡町馬場山田(猿爪層／花崗岩)：N50° E，50° S (有井，1958)，N50° E，60° S
- (6) 恵那市山岡町(一色の南南西)(瑞浪層群／花崗岩)：N43° E，72° S (有井，1958)
- (7) 恵那市山岡町(大根洞)(猿爪層／花崗岩)：N60° E，70° N (有井，1958)
- (8) 中津川市阿木(両伝寺)(瑞浪層群／花崗岩)：N60° E，80° N (有井，1958)
- (9) 中津川市阿木川上(恵那神社東方の沢)(花崗岩／花崗岩)：N15～30° E，35～71° N

なお，有井(1958)の示す岩邑小学校校舎東の崖と中津川市阿木川上(恵那神社東方の沢)の断層露頭は，恵那山断層の主断層とは異なる可能性が高いため省いた。また，活断層研究会編(1991)及び地震調査研究推進本部地震調査委員会(2004b)で恵那山断層の東部とされていた三森山断層からは，三森山付近で断層露頭が確認され，N70～80° E，40～70° S の走向傾斜が得られている(有井，1958；森山，1987)。

本断層の形成時期については，有井(1958)が，恵那層(土岐砂礫層及び本報告書の猿爪層などに相当)の堆積後，侵食を受けた後と推定している。瀬戸層群は，侵食を受けつつも恵那山断層や屏風山断層が作る断層角盆地の沈降軸部の瑞浪層群だけでなく，屏風山断層南縁の高まった地域(例えば夕立山付近)においても白亜系を不整合で覆って分布し，かつ恵那山断層の上盤側にも一部分布していることから，少なくとも恵那山断層は瀬戸層群が断層を超えて堆積した以降(中期鮮新世以降)に活動したと考えられ，有井(1958)を支持する。一方，岩村層群は恵那山断層北縁沿いに発達する断層角盆地の最深部(凹地)に分布が限られるが，その上位の瀬戸層



第 9. 4 図 「明智」 図幅地域及び周辺地域の活断層評価の変遷
(A) の (a) ~ (h) は、9. 2. 2 項で記述する区間区分示す。



第9.5図 恵那山断層の露頭

(A) 猿爪層の砂礫層に衝上する岩村層群遠山層牧山層シルト岩部層のシルト岩。

土岐市曾木町中洞にて、南東を向いて撮影。この露頭における断層面の走向傾斜は $N18^{\circ} E, 60^{\circ} S$ 。ハンマーの柄の長さは 33 cm。

(B) 花崗岩(南西)に衝上する土岐砂礫層(北東)。

恵那市山岡町原(丸原鉱山)にて、北東を向いて撮影。破碎帯(幅約 2 m)は変形した木節粘土を含む。断層面の走向傾斜は $N43^{\circ} E, 80^{\circ} S$ 。

群(特に猿爪層)は白亜系から瑞浪層群をオーバラップするように覆っている。このため、岩村層群は瀬戸層群堆積前に侵食され、その分布が断層沿いに限定されていた可能性が高い。すなわち、屏風山断層と同様に、瀬戸層群の堆積以前に本断層が活動していた可能性が高い。なお、中山(1985)は瀬戸層群を堆積させた高角断層による陥没盆地形成後に、その断層にそって逆断層が形成されたと述べているが、瀬戸層群の堆積相と分布は本断層の逆断層変位に伴う断層角盆地の形成のみで説明が可能のため、瀬戸層群の堆積時には逆断層(横ずれ成分は不明)として本断層が形成され始めていた可能性が高いと考えられる。

9.1.3 猿投山北断層

地質断層としての猿投山北断層は、後述の報告に基づく、豊田市八草町から猿投山の北西側を通り、「明智」図幅地域の土岐市曾木町や瑞浪市稲津町小里に至る、長さ約 22 ~ 24 km で北東-南西方向に延びる断層と考えられる(第9.3図)。「明智」図幅地域には、その北東端部が分布する(第9.2図)。本断層は活断層としての猿投山北断層(9.2.3項参照)とおおむね一致するが、本断層の南西部は谷の変位(屈曲)によって活断層として右横ずれ変位が認められるのに対して、「明智」図幅地域内の本断層を含む猿投山北断層の北東部では活断層の変位は認められてない(鈴木ほか, 2004など)。このため、本地質図では、本図幅地域内の本断層は地質断層として示している。

活断層としての記載も含めた本断層に関する主な報告

としては、岡田(1979)、中山(1985)、森山(1987)、活断層研究会編(1991)、愛知県活断層調査委員会(1999)、豊田市自然愛護協会(1999)、鈴木(2001)、鈴木ほか(2004)、及び地震調査研究推進本部地震調査委員会(2004b)などがある。断層名は岡田(1979)に基づく。なお、森山(1987)は^{みくに}三國山断層と呼んでいる。

本断層は上述の報告のように横ずれ成分が卓越するが、曾木町から稲津町小里に至る本断層北東端を挟んだ猿爪層の標高分布変化から判断すると、猿投山北断層の北側が南側より相対的に約 50 ~ 100 m ほど隆起している(第7.5図の Line 1 及び Line 2)。

本断層の断層露頭は、活断層として認識される場所以外にも鶴里町から八草町付近の間で多く確認され(森山, 1987; 豊田市自然愛護協会, 1999)、断層帯として多様な履歴が推定される。断層面の走向傾斜は、北東部では北東-南西走向の鉛直断層、南東部では北東-南西走向で $70 \sim 80^{\circ}$ 南傾斜を示す。ただし、深成岩類内の破碎帯のため変位基準がないものが多い。なお、本断層北東端部周辺に分布する領家変成コンプレックスには、その片理の走向方向とも一致する東北東-西南西方向の断層(第7.9図参照)やリニアメントが発達する(本地質図にはそれらの断層は示していない)。しかし、これらは猿爪層の基底面の標高に変位を与えてはおらず、猿爪層堆積以前に活動した断層であるため猿投山北断層には含めていない。

9.1.4 串原断層

高根山北側から恵那市の串原(松林)、串原(木根)、

串原(川ヶ渡)に至る北東-南西方向の長さ約7 kmの断層である(第9.2図)。断層名は森山・大藪(1986)に基づく。森山(1987)は、串原断層を串原(木根)から更に西方の百月町付近まで延ばしているが、本報告書では串原(木根)までとした。

本断層は、串原小起伏面(南東側)と三河高位小起伏面(北西側)(太田ほか、1963; 1.1節参照)の境界の地形変換線に位置し、断層を挟んで南東側の稜線(串原小起伏面)が100~200 mほど高い。断層北西側沿いの串原(松林)から串原(木根)にかけて明智層が部分的に分布するが、南東側には認められない。また、推定される断層位置の北西側近傍には明智層の分布域(基底面)より更に低い位置に北東-南西方向の低地が断続的に小起伏面を削って形成されている。以上のことから、断層露頭の確認はできていないが、本断層を存在確実な断層とした。

なお、森山・丹羽(1985)は、これらの断層を挟んで発達する両起伏面を同じ土岐面と扱い、森山(1987)はその高度差を高根山北で180 mと見積もり、本断層の変位を推定している。しかし、串原小起伏面に分布する明智層に比べ、三河高位小起伏面に分布する明智層も谷を埋積した形態を示すことから(以上、第6章参照)、明智層は三河高位小起伏面の形成時に大きく削剥されたと考えられ、上記2面を土岐面として一括して、その標高差から変位を求めることには疑問が残る。このため、本報告書では串原断層の明智層堆積後の活動については不明とした。

9.1.5 閑羅瀬断層

閑羅瀬断層は、城山森林公園と旭高原元気村の間や豊田市閑羅瀬町と恵那市串原(閑羅瀬)間から高戸山北側へ至る、北東-南西方向の長さ約6.5 kmの断層である(第9.2図)。断層名は木宮(1971)に基づく。なお、森山・大藪(1986)は本断層を高戸山断層と呼び、閑羅瀬を通る北西方向の断層を閑羅瀬断層と命名しているが、本断層は既に木宮(1971)により命名されていたため、本報告書では閑羅瀬断層と呼ぶ。ほかに、表層地質図「明智」(糸魚川、1989)も本断層を表層地質図に示している。

城山森林公園に分布する明智層基底面の標高は、断層南東側のそれに比べ約50 m低い(第6.2図)。また、伊奈川花崗岩(片麻状岩相)と伊奈川花崗岩(塊状岩相)及び武節花崗岩との分布境界にあたり、断層沿いの全体の稜線も相対的に南東側が高いことから存在確実な断層とした。

9.1.6 伊勢神峠断層

「明智」図幅地域南東部の伊勢神峠を通る北東-南西方向に延びる断層である(第9.2図)。伊勢神峠の東側

は北東方向に延び、水昌山南側の谷から黒田川の下流部、更に東接「根羽」地域の稲武町(名倉川と黒田川との合流付近)から、東方の根羽断層へ連なる両断層を合わせて長さ18 kmに及ぶ。糸魚川(1989)の表層地質図にも、本断層が示されている。なお、森山(1987)は、本断層を含む断層を稲武断層と呼び、伊勢神峠から根羽村を通り、更に大川入山の東側の三州街道断層(岡田ほか、2010; 第9.1図参照)に連続する長さ48 kmに及ぶ断層として定義していたが、その連続性には疑問が残るため、本報告書では岡田(1989)に従った。

リニアメントとしての連続性がよく、伊勢神峠周辺で変成岩の岩相が大きく変化していること、詳細は不明であるが森山(1987)が伊勢神峠の東方で断層面の走向傾斜をN50° E70° N、N60° E70° Nと示していることから、本報告書では伊勢神峠から東側は存在確実な断層とした。なお、伊勢神峠の西方に関しては西南西へ延びて豊田市上八木町(南接「足助」図幅地域)へ至るか、方向を東西に変化させ阿摺川上流部から豊田市大井町へ至る可能性があるが、確定はできなかつたため、西側部分は推定断層とした。

9.1.7 阿摺川断層

阿摺川断層は、豊田市の東渡合町南から押井町に至る東西~東北東-西南西方向に延びる長さ約10 km以上の断層である(第9.2図)。断層名は森山(1987)の阿摺川断層に基づく。ただし、森山(1987)の阿摺川断層は、押井町から余平町、旭高原元気村、奥矢作湖を通り、串原(福原)に至る長さ約19 kmの活断層としているが、特に押井町から余平町間は岩相分布や地形学的特徴から断層が連続するとは判断できなかったため、本報告書では、その西部のみを阿摺川断層と呼ぶ。なお、阿摺川中流沿いに直線的な細い谷が発達し、見かけ上、北側の三河高位小起伏面が数10~50 m高いものの、三河高原全体の南西への傾動を想定すると有意な標高差はなく、活断層の可能性はない。

9.1.8 木ノ実断層

木ノ実断層は木ノ実川上流を北西-南東方向に走る長さ約3 km以上の断層である。断層名は森山(1987)の木ノ実断層に基づくが、本報告書では地名に一致させ、「ノ」で表現する。森山(1987)は北東側が低下する断層として図示しているが、明智層の基底面変化からは数10 mほど、北東側が隆起している(第6.2図)。

9.1.9 東方断層

東方断層は、明智町東方から上矢作町漆原に至る長さ4.5 km以上の断層で、北西部で分岐する(第9.2図)。断層名は森山(1987)の東方断層に基づくが、本報告書ではその東部のみを断層として示す。明智層の基底面や

分布上面の標高からは、分岐する断層はいずれも北東側が相対的に約50～100m隆起する変位を示す(第6.2図)。

9.1.10 笹戸断層

笹戸断層は、豊田市の小原町から、笹戸町、大坪町、万根町に至る北西-南東方向に延びる長さ約8kmの断層である(第9.2図)。断層名は森山(1987)の笹戸断層に基づく。推定される断層の位置は、笹戸町付近では伊奈川花崗岩葉片状暗色岩相と伊奈川花崗岩塊状岩相の境界にあたり、矢作川もその位置でZ字状に屈曲している。また、大坪町から市平町にかけて分布する苦鉄質岩類の分布の食い違いが認められる。しかし、それらが断層変位によるものかは明らかにできなかったため、存在不確定とした。

9.1.11 桑田和断層

本断層は、山崎・尾崎(2012)によって推定された「足助」図幅地域の豊田市国分町から桑田和町、永野町に至る北東-南西方向の断層で、更に本図幅地域の同市平沢町、伊熊町、余平町に連続し、全体として長さは約18.5kmに達する(第9.1図、第9.2図)。

「足助」図幅地域では岩相境界には一致していないものの、明確なりニアメントと直線的な谷の存在、巴川(香嵐渓付近)及び足助川の河道を規制し屈曲させていることから推定断層とされた。本図幅地域の平沢町、伊熊町から余平町にかけては、伊奈川花崗岩葉片状暗色岩相と伊奈川花崗岩片麻状岩相の境界に変位を与え、平沢付近では本断層西側沿いにカタクラサイト帯が認められることから、本報告書では存在が確実な断層とした。ただし、変位の詳細については不明である。

9.1.12 その他の断層

以上のほか、長さ10km以下の北西-南東及び北東-南西～東西方向の弱いニアメントがいくつも認められたが、主断層としての断層露頭や断層を挟んだ地層・岩体の分布を基準とした確かな変位が確認できなかったため、地質図では、より断層の疑いが強いもののみ存在不確定の断層(いわゆる推定断層)として示した。

なお、介木川の東側沿いである豊田市時瀬町、余平町、朝日八幡町、小畑町にかけて北北西-南南東方向に延びる東側が高い地形変換線が認められる。この地形変換線沿いに、木宮(1971)は川ヶ渡断層、森山・大藪(1986)は八幡断層や小渡断層と呼称する断層を示している。この地形変換線沿いで連続した断層が確認できないこと、串原小起伏面(東側)と三河高位小起伏面(西側)の境界、及び領家変成コンプレックスと伊奈川花崗岩片麻状岩相や、伊奈川花崗岩片麻状岩相と伊奈川花崗岩葉片状暗色岩相との境界付近に一致し、侵食に対する強さの違いに対応した組織地形として説明が可能のため、本地質図で

は断層を推定しなかった。

9.2 活断層

「明智」図幅地域及び周辺では、屏風山断層、恵那山断層及び猿投山北断層が活断層として知られている(第9.3図)。そのうち、「明智」図幅地域には、屏風山断層の南東端、恵那山断層の南西部及び猿投山北断層の北東端部が含まれる。これらの活断層に関する主な報告としては、岡田(1979)、森山(1985, 1987)、森山・丹羽(1985)、活断層研究会編(1991)、小井土・佐々木(1995)、岐阜県(2000, 2001, 2002)、屏風山断層調査研究委員会(2000)、中田・今泉編(2002)、鈴木ほか(2004)、地震調査研究推進本部地震調査委員会(2004b)、鈴木・杉戸編(2010)、宮内ほか(2017)、岡田ほか(2017)、産業技術総合研究所地質調査総合センターの活断層データベース(https://gbank.gsj.jp/activefault/index_gmap.html)がある。また、愛知県防災会議地震部会(1997)や豊田市自然愛護協会(1999)にも活断層が示されている。

なお、森山(1985, 1987)は、土岐面及び土岐砂礫層(相当面及び相当層を含む)の分布を変位基準として、恵那・中津川盆地や三河高原に分布する食い違いを活断層によるものと考え、本図幅地域内においても多くの共役の活断層を示し、平均変位速度を求めている。しかし、活断層研究会編(1991)以降、変位基準の曖昧なものなどは省かれ、活断層としての活動が確かなものは、本図幅地域においては屏風山断層、恵那山断層、猿投山北断層に限定されている。ただし、後述のように、その後も、各断層の活断層としての評価に関しては、いくつか異なる見解が示されている(第9.4図)。

9.2.1 屏風山断層

活断層研究会編(1991)は、本断層の長さを32kmとし、地質断層としての屏風山断層(9.1.1項参照)のほぼ全体を活断層と扱っていた。しかし、詳細デジタル活断層図(中田・今泉編, 2002)では、不確かな変位地形情報に基づく部分は活断層から削除された。その後、地震調査研究推進本部地震調査委員会(2004b)も、地質断層としての屏風山断層の北東部(長さ約15kmの恵那市東野-中津市神坂間)のみを活断層として扱い、この屏風山断層の北側沿いに発達する手賀野断層及び蕨平断層とともに一括し、屏風山断層帯として活断層評価を行っている(第9.4図A)。それによると、屏風山断層帯の一般走向はN60°E、傾斜は南へ高角の南東側隆起の逆断層であり、岐阜県(2000, 2001, 2002)に基づき、平均的なずれの速度は0.1～0.3m/千年、1回のずれの量は1m程度(上下成分)、平均活動間隔は4千～1万2千年程度と推定されている。

一方、産業技術総合研究所地質調査総合センターの

活断層データベースでは、地質断層としての屏風山断層のほぼ全体を屏風山起震断層と呼び、南西部を屏風山活動セグメント、北東部を手賀沼活動セグメントと区分して、活断層としての評価を行っている(第9.4図B)。また、鈴木・杉戸編(2010)は山麓扇状地の縦ずれ変位を認め再度推定活断層として認定し、宮内ほか(2017)及び岡田ほか(2017)も山麓部の扇状地に低断層崖を認め活断層(多くは位置やや不明瞭)として表示し、地質断層としての屏風山断層のほぼ全体を活断層として扱っている(第9.4図C)。

本地質図では、「明智」図幅地域の北端部を通る本断層を、宮内ほか(2017)及び岡田ほか(2017)に基づき活断層として示している。

9.2.2 恵那山断層

本図幅地域の北西部に発達する活断層としての恵那山断層は、おおむね地質断層の恵那山断層と一致する。ただし、後述のように、報告ごとに活断層としての恵那山断層のセグメントや断層名が異なる。

地震調査研究推進本部地震調査委員会(2004b)は、活断層研究会編(1991)の区分を踏襲し、恵那山断層を(a)土岐市鶴里町-瑞浪市陶町猿爪、(b)陶町猿爪-恵那市山岡町田沢、(c)山岡町田沢-恵那市岩村町(大根洞)、(d)岩村町(大根洞)-南森山北-焼山南に延びる断層と扱っている(第9.4図A)。また、恵那山断層から分岐するように発達する(e)岩村町(大根洞)-阿木(大木根)から(f)阿木(大木根)-前山に延びる断層を川上断層、(g)阿木(大木根)-飯沼に延びる断層を飯沼断層、(h)天狗森山と焼山の間を北北東-南南西方向に延びる断層を奥平断層と呼んでいる。なお、川上断層及び奥平断層の名称は、それぞれ山田ほか(1976)及び森山(1989)による。また、恵那山断層は、飯沼断層、川上断層及び奥平断層とともに、恵那山-猿投山北断層帯の「東半部」に一括され、長さ約37 km、断層の一般走向N55° E、地表の断層面傾斜30~50° SEの南東側隆起の逆断層(右横ずれ成分を伴う)としてまとめられている。

一方、産業技術総合研究所地質調査総合センターの活断層データベースは、地震調査研究推進本部地震調査委員会(2004b)の恵那山-猿投山北断層帯東半部を恵那山起震断層と呼び、上記の(a)から(b)を曾木活動セグメント、(c)北側部分から(e)(g)を飯沼活動セグメント、(c)の南側から(d)を三森山活動セグメント、(e)の南側から(f)を阿木活動セグメントと区分している(第9.4図B)。なお、三森山活動セグメントの名称は有井(1958)の三ツ森山衝上に基づく。

また、1:25,000 岐阜県活断層図(鈴木・杉戸編, 2010)は、上記の(a)(b)(c)(e)の区間を恵那山断層、(f)を川上断層、(g)を飯沼断層と区分し、(d)は活断層に含めていない。更に、1:25,000 都市圏活断層図(宮内ほか、

2017; 岡田ほか, 2017)は、(a)(b)を恵那山断層、(c)(e)を恵那山(岩村)断層、(f)を恵那山(川上)断層、(g)を飯沼断層をと区分している(第9.4図C)。また、(d)は田代山断層、(h)を奥ノ平断層(「ノ」を加筆)と呼んでいるが、いずれも推定断層としている。

以上のほかに、田中ほか(2001)は、山岡町田沢付近の恵那山断層の右オーバーステップについて、反射法地震探査を拘束条件とした精密重力探査から、その基盤構造を推定している。

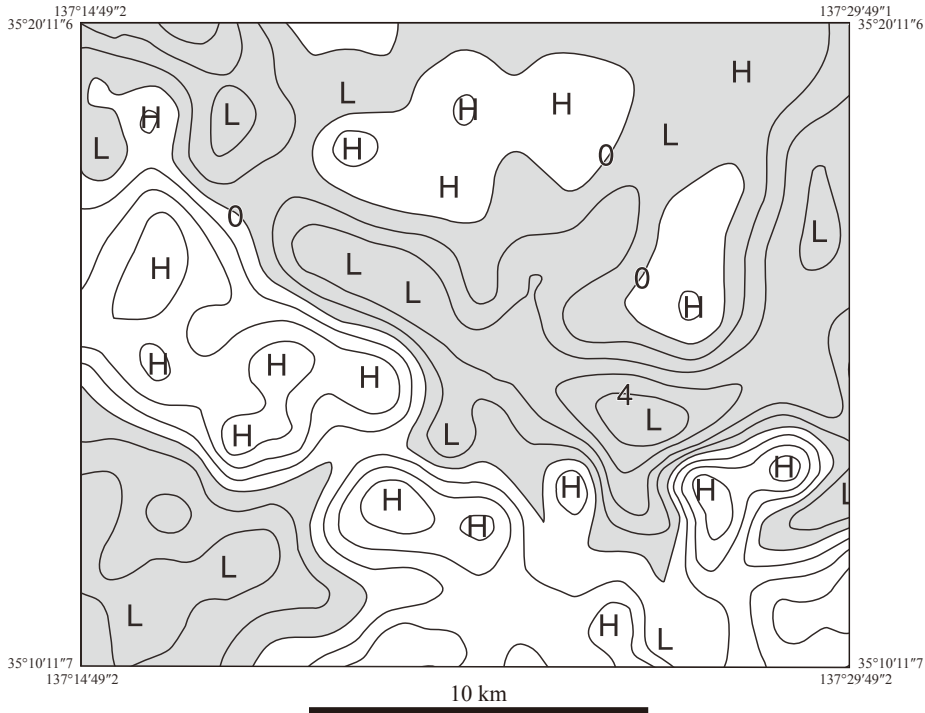
恵那山断層は、岐阜県中津川市から愛知県豊田市北西部にかけて北東-南西方向に伸びる長さ約51 kmの「恵那山-猿投山北断層帯」の一部としてまとめられ、活断層評価が行われている(地震調査研究推進本部地震調査委員会 2004b; 第9.4図A)。「恵那山-猿投山北断層帯」の東半部は恵那山断層及びその東部で分岐する三つの断層(飯沼断層、川上断層及び奥平断層)から、西半部は後述の猿投山北断層で構成されている。そして、主に岐阜県(2002)の成果に基づき、東半部は上下成分、西半部は右横ずれ成分を主体とし、全体として平均的なずれの速度は0.1~0.4 m/千年、1回のずれの量は2~3 m程度、最新の活動時期は約7千6百年前以後で約5千4百年前以前、平均活動間隔は過去3回の活動から約7千2百年から1万4千年、地震の規模は断層の長さからマグニチュード7.7程度と推定されている。

9.2.3 猿投山北断層

活断層としての猿投山北断層は、瀬戸市八草町から猿投山北を通り、「明智」図幅地域の土岐市曾木町や瑞浪市稲津町小里に至る(岡田, 1979; 森山, 1987; 活断層研究会編, 1991; 愛知県活断層調査委員会, 1999; 鈴木, 2001; 鈴木ほか, 2004; 地震調査研究推進本部地震調査委員会, 2004b; 第9.3図)。地質断層としての猿投山北断層(9.1.3項参照)に発達する破碎帯の一部が活断層として評価されている。

岡田(1979)は、本断層を挟んで、断層の北東部は北西側が、南東部では南東側が数10~200 m高くなっており、尾根や谷が土岐市鶴里町柿野北東で280 m、瀬戸市東明で200~250 mの右ずれ屈曲が認められるとした。また、活断層研究会編(1991)も、全体として右横ずれ50~250 mが認められるとしている(ただし、南西端部は北西側隆起)。また、猿投山北断層の南西部(おおむね三国山以南)は右ずれ変位を示す谷の変位(屈曲)が認められる(愛知県建築部・玉野総合コンサルタント(株), 1997)が、「明智」図幅地域の鶴里町柿野、曾木町を含む猿投山北断層の北東部はそれが明確でない。このため、鈴木ほか(2004)は、北東部は位置が不明確な推定活断層に位置づけている。

以上のことから、本報告書では、本地質図内の曾木町に分布する猿投山北断層北端部は、活断層としての活動



第9.6図 「明智」図幅地域の上方接続残差重力図

牧本ほか(2004)の第2図(上方接続残差重力図)の一部に基づく。深部構造による重力異常は2 kmの上方接続値より除去したため、深度1 km程度までの構造が抽出されている。コンター1 mgal(ミリガル)で、負値には影をつけてある。

が不明なため、地質断層として示している。

猿投山北断層南西部(猿投山の北)にあたる瀬戸市東白坂町(5万分の1「瀬戸」図幅地域;第9.3図)で行われたトレンチ調査結果(愛知県建築部・玉野総合コンサルタント(株),1997)に基づき、鈴木(2001)は最新活動時期1,840~3,230 yBPで活動間隔は平均約5千年程度、地震調査研究推進本部地震調査委員会(2004b)は最新活動時期を約1万~5千4百年前、一つ前の地震を約2万年より前に起こったと推定している。また、本断層は「恵那山-猿投山北断層帯」の西半分に位置づけられているが、「恵那山-猿投山北断層帯」としての評価は、9.2.2項で述べたとおりである。

9.3 重力

第9.6図に「明智」図幅地域の上方接続残差重力図を示す。この図は、地表地質部と重力の対応をみるために作成された20万分の1地質図「豊橋及び伊良湖峠」の上方接続残差重力図(牧本ほか,2004)から、本図幅地域のもを抜き出したものである。

本図幅地域の南部から西部にかけて北西-南東方向に延びる正の残差重力域は、伊奈川花崗岩葉片状暗色岩相の分布域に一致する。その南東側や北東側に分布する伊奈川花崗岩(塊状岩相)や武節花崗岩に比べ伊奈川花

崗岩葉片状暗色岩相は苦鉄質鉱物に富むことから、その密度が高いことを反映している可能性がある。同様に、この北西-南東方向に延びる正の残差重力域から連続し、本図幅地域南東部で北東方向に延びる正の残差重力域は、伊奈川花崗岩葉片状暗色岩相及びその中の苦鉄質岩類の分布と一致する。この正の残差重力域は、伊奈川花崗岩葉片状暗色岩相及びその中の苦鉄質岩類の分布域よりも北東に延び、2つの高まりが認められることから、苦鉄質岩類を中心とする貫入岩体が武節花崗岩下にも伏在する可能性が示唆される。加えて、伊奈川花崗岩葉片状暗色岩相の南東側や北西側に分布する伊奈川花崗岩塊状岩相が負の残差重力域として表現されているのに対し、本図幅地域北東部の弱片麻状岩相分布域は弱い正の残差重力域として表現され、弱片麻状岩相が塊状岩相に比べてやや苦鉄質鉱物に富み、片麻状岩相との中間的なモード組成をもつことと調和的である。また、本図幅地域北西部の負の差重力域は、岩村層群及び瀬戸層群の分布域にあたり、恵那山断層による北西側落ちの断層変位に対応していると考えられている。更に、三河高原を深く削り込む矢作川、明智川、^{たかなみ}高波川、^{あづま}阿斐川、阿摺川、上村川などが作る谷に沿うように認められる負の残差重力域は、河川による著しい削剝の影響を受けていると考えられる。

第10章 応用地質

(山崎 徹・野田 篤・尾崎正紀)

10.1 金属鉱床

本図幅地域内で稼行実績のある金属鉱山はないが、本図幅地域南部の奥矢作湖周辺から南隣の「足助」図幅地域に連続する領家変成コンプレックス内では、段戸山山頂から南東に1 kmの地点付近で、かつて段戸鉱山においてマンガン鉱石の採掘が行なわれていた。吉村(1952)によると、本鉱床は菱マンガン鉱及びバラ輝石を主体としてテフロ石を伴っており、幅2 mを超える複数のレンズ状鉱体を産した。周辺地域の領家変成コンプレックス分布域では、変成珪質岩に伴われるマンガン鉱床でかつて採掘が行われていたことがあるため(例えば、宮本, 1950; 吉村, 1952), 段戸鉱山のマンガン鉱体も、領家変成コンプレックスの変成珪質岩に密接に伴われていたものと考えられる。

10.2 非金属鉱床

非金属鉱床として本図幅地域内で稼行実績のある鉱床は粘土類と長石・珪石類(風化花崗岩)である。

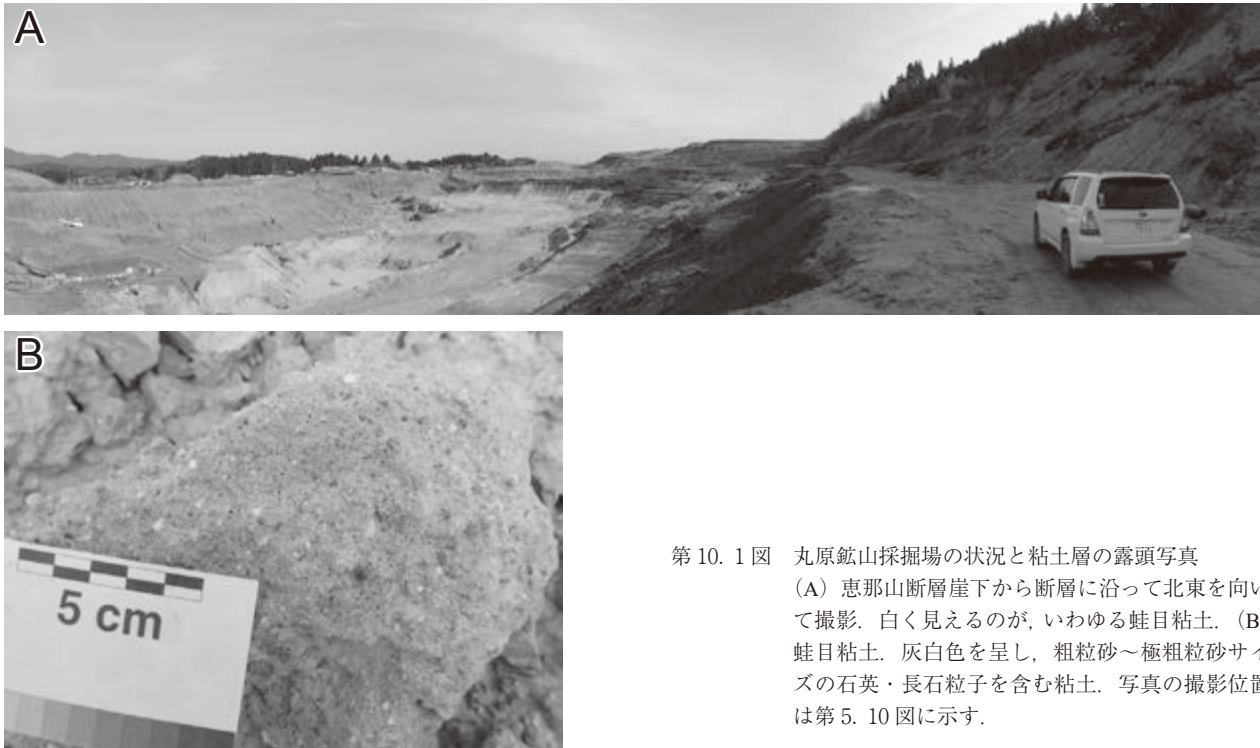
10.2.1 粘土類

愛知県瀬戸市・豊田市から岐阜県東濃地方に分布する粘土層は、古来より窯業原料として利用されてきた。これらの粘土鉱床の分布調査や粘土鉱物学的研究が盛んに行われてきた(大島, 1949; 大江, 1951; 安斎・富田, 1952; 北崎・荒木, 1952; 野沢, 1953, 1955; 松沢ほか, 1960; 種村, 1964; 藤井, 1967; Fujii, 1968; 清水, 1972a, 1972b)。本項では、上記文献や長沢(1977)・岐阜県(1981)・工業技術連絡会議窯業連合部会編(1992)をもとに、岐阜県セラミック研究所による聞き取り調査と本調査による知見を加えて、概要を記述する。

本図幅地域における粘土鉱床は主に、恵那山断層沿い(恵那市山岡町原)または恵那山断層と猿投山北断層に挟まれた地域(瑞浪市陶町大川など)に点在する。粘土鉱床は、基盤となる岩村層群や花崗岩類の凹地を埋積している。これらの粘土層は耐火度・色・構成鉱物などの違いから区分されており、主となる蛙目粘土と木節粘土のほか、白粘土・青粘土・キラなどと俗称される(安斎・富田, 1952)。粘土層は、粘土鉱物としてカオリナイトやハロイサイトを主に含み、イライト・モンモリロナイトを伴う(野沢, 1955; 種村, 1964; Fujii, 1968; 長沢・

国枝, 1970; 葉田野ほか, 2018)。粘土鉱物の起源は、すでに粘土化作用を受けた風化花崗岩から水流による運搬作用で分別・淘汰され堆積したものであるという考え(大島, 1949; 種村, 1964; 藤井・大森, 1968)に加え、粘土の起源は変質した火山ガラスであること(北崎・荒木, 1952; 野沢, 1952)、風化花崗岩由来の粒子が続成過程による粘土鉱物の結晶化作用も受けていること(Fujii, 1968; 長沢・国枝, 1970; 信州大学・日本原子力研究開発機構, 2016)などが指摘され、粘土鉱物の種類は母岩の性質や量比及び堆積環境の影響を受けていると考えられる(例えば、野沢, 1955)。層準に関わらず一様に強い化学風化を被っていることから、原岩が既に強い化学風化を受けており、更に運搬時の分級淘汰作用によって、氾濫原堆積物に粘土が濃集した可能性が高い(入江ほか, 2013)。最近では、鉄やアルカリ成分を含む酸性地下水の地表からの浸透が、風化花崗岩とそれを覆う堆積物のカオリナイト化に影響を与えている可能性も指摘されている(Jige *et al.*, 2018)。蛙目粘土は多量の石英粒子を包有する粘土であり、粘土の表面が洗われると石英粒子が蛙の目玉のように光ることに由来する。原土を水ひ(比重選鉱)して、粘土(水ひ蛙目粘土)と珪砂(蛙目珪砂)に分離して用いられる。水ひして得た粘土は、木節粘土などのその他の粘土と比較して鉄分や有機物が少ないために白く焼き上がることで、焼成収縮率が低いために亀裂がでにくいことなどの特徴から、陶磁器・碇子・衛生陶器・タイル等の重要な原料となっている(岐阜県, 1981)。一方、木節粘土は、灰色・褐色あるいは黒色の粘土で、亜炭片ないし炭化した植物片に富む(野沢, 1955; 種村, 1964; Fujii, 1968)。木節粘土は、その高い可塑性から、耐火物・陶磁器・鋳物用耐火物・炉材などに使用される。

2018年現在で稼行中の粘土鉱山は、恵那市山岡町原地区の丸原鉱山と瑞浪市陶町大川地区の大川鉱山の2ヶ所である。恵那市山岡町原地区では、天明年間(1781～1789年)から瓦などに粘土を用いたとの言い伝えがあり、その後の安政年間(1854～1859年)に製陶が開始された(工業技術連絡会議窯業連合部会編, 1965)。明治以降の一時期は最大55ヶ所の採掘場があったが(須藤, 2000a)、採掘の近代化と資源の枯渇によって数が減り、現在は丸原鉱山の1ヶ所のみが稼行中である(原陶土産業株式会社, 鉱区面積31,089アール, 埋蔵量750万トン)。重機による露天掘りが行われており(第10.1図)、



第 10. 1 図 丸原鉱山採掘場の状況と粘土層の露頭写真
 (A) 恵那山断層崖下から断層に沿って北東を向いて撮影。白く見えるのが、いわゆる蛙目粘土。(B) 蛙目粘土。灰白色を呈し、粗粒砂～極粗粒砂サイズの石英・長石粒子を含む粘土。写真の撮影位置は第 5. 10 図に示す。

最盛期（1970 年代）には月間 2.5～3.6 万トンの採掘量があったが、2018 年現在の年間採掘量は約 5～6 万トンである。掘削の対象は、蛙目粘土（歩留まり 22%）・木節粘土・珪砂（歩留まり 43%）である。粘土の用途としては、その 4 割から 5 割は磚子であり、その他に衛生陶器・点火プラグ・耐火物などである。平均層厚は木節粘土 2 m、蛙目粘土 9.5 m、珪砂 2 m であり、全体の鉱床厚は 12～28 m である。

瑞浪市陶町大川地区では、文久元年（1861 年）には既に陶土が採掘されていた（須藤，2000a）。現在稼行中の鉱山は 1ヶ所のみ（株式会社ヤマス、鉱区面積 1,772 アール、埋蔵量 20 万トン）である。蛙目粘土が採掘されているが、歩留まりは 1 割程度となっている。年間採掘量は 3～4 千トン（2014 年）。ハロイサイトを含むため、主にホーロー用粘土として使用される。その他、鉛筆の心などにも用いられている。原鉱はタイル用の耐火粘土としても販売されている。

10. 2. 2 珪砂

粘土層に挟在する石英質な砂質堆積物から水ひによって粘土分を取り除いたものは、珪砂（蛙目珪砂）として主にガラス・鋳物・陶磁器に利用されている。本図幅地域内で現在でも珪砂を供給している鉱山は前述の丸原鉱山のみであるが、瑞浪市陶町大川地区でも採取が行われていた（岐阜県，1981；工業技術連絡会議窯業連合部会編，1992）。

10. 2. 3 長石・珪石類（風化花崗岩）

愛知県豊田市東郷地区から岐阜県恵那市明智町阿妻地区にかけての粗粒斑状花崗岩の分布域では、降水や地下水による化学的な風化作用によって花崗岩中の黒雲母などの有色鉱物が溶脱し、全体として鉄含有量が低く、石英・長石を主成分とする優白色の真砂状の分解物を採取している（下坂，1978；須藤，2000d）。適度に風化した花崗岩中の石英は砕けやすく、長石（特にカリ長石）は砕けにくいことから、長石を容易に分離・濃集することができる。これらは愛知県側では砂婆、岐阜県側では藻珪そうけいと呼ばれ、長石及び長石質資源として利用されている。採取した原料を粉碎・水洗・分級したものを窯業・タイル・骨材用に、更に酸や磁力による脱鉄処理を施したものをガラスの副原料や釉薬に利用している。耐火度が低く、焼成呈色が白いため、古くから陶磁器原料として利用され、アプライトの代用資源としても採掘されている（須藤，2000c）。愛知県豊田市東郷町と一色町ならびに岐阜県恵那市明智町阿妻と明智町横通に、規模の大きな碎石場が存在する。同様の風化花崗岩は、瑞浪市陶町大川地区でもかつて採取されていた（工業技術連絡会議窯業連合部会編，1992）。

10. 3 骨材及び石材

10. 3. 1 石材

本図幅地域における石材利用は行われていないもの



第 10. 2 図 土岐市曾木町住久保に見られる猿爪層の砂利採取跡地

の、本図幅地域の東隣の「根羽」図幅地域の豊田市稲武町では、「稲武石」と呼ばれる武節花崗岩の採石が行われていたほか、岡崎市及び豊田市においては、牛岩青石、小呂青石、吉祥石、花沢石あるいは額田中目石などと呼ばれ、現在も少量ながら採石が行われている（仲井ほか，1985；額田町史編集委員会，1986；中部地方土木地質図編纂委員会，1992；稲武町教育委員会，1996）。伊奈川花崗岩についても、本図幅地域において石材としての利用は行なわれてはいないものの、豊田市足助町及び藤岡町などでは産出地の地名にちなんで「足助みかげ」、「拳母石」や「藤岡みかげ」などと呼ばれ少量ながら採石されている（中部地方土木地質図編纂委員会，1992；稲武町教育委員会，1996）。

10. 3. 2 骨材

中部地方の砕石は道路用及びコンクリート用に大部分が用いられており、岩種別には砂岩の生産量が最も多い（中部地方土木地質図編纂委員会，1992）。一方、本図幅地域周辺の岐阜県南東部から愛知県中～東部の三河地方では、領家深成岩類の花崗岩を主体として採石が行われており、領家変成コンプレックスを構成する片麻岩や片岩も骨材として採取されている。東濃地域では山砂利として猿爪層（土岐砂礫層）の砂礫が採取され、コンクリート用骨材などに用いられている（須藤，2000b）。本図幅地域でも、土岐市鶴里町～曾木町～瑞浪市陶町にかけての猿爪層分布域において数多くの砂利採取場があるが、その多くは休止または廃止している（第 10. 2 図）。

10. 4 温 泉

中部地方土木地質図編纂委員会（1992）や愛知県衛生部（1993）によれば、本図幅地域には、瑞浪市稲津町小里、土岐市曾木町（曾木温泉）、恵那市明智町（いずれも放射能泉）、恵那市串原（低張性アルカリ性温泉）、豊田市小原北町の小原北温泉（単純弱放射能泉）、豊田市平畑町の平畑温泉（単純弱放射能泉）、豊田市池島町の池島温泉（低張性中性冷鉱泉）、豊田市小渡町の小渡温

泉（低張性中性冷鉱泉）、豊田市加塩町の東加塩温泉（低張性アルカリ性冷鉱泉）、豊田市笹戸町の笹戸温泉（単純硫黄冷鉱泉）が存在する。このうち、瑞浪市稲津町小里及び恵那市明智町の源泉以外はいずれも、商業施設や福祉施設として現在利用されている。

これらの鉱泉・温泉は、土岐市曾木町の曾木温泉が領家変成コンプレックス分布域（瀬戸層群被覆域）に位置するほかは、いずれも領家深成岩類の伊奈川花崗岩分布域に存在する。このうち、曾木温泉が恵那山断層、串原温泉が串原断層、そして笹戸温泉が笹戸断層付近に存在する。

10. 5 地すべり及び斜面崩壊

本図幅地域のうち、愛知県側では領家深成岩類及び領家変成コンプレックス分布域が土砂災害（特別）警戒区域や地すべり危険箇所指定されている（愛知県建設部防災課，2019）。このうち、伊奈川花崗岩葉片状暗色岩相分布域及び武節花崗岩分布域はその指定域が比較的少なく、伊奈川花崗岩塊状岩相分布域ではほぼ全域にわたり指定域が存在する。岐阜県側についても同様で、伊奈川花崗岩塊状岩相ならびに弱片麻状岩相分布域を中心に土砂災害（特別）警戒区域が指定されている（岐阜県県土整備部砂防課，2019）。

戸邊ほか（2007）は、1972 年の豪雨によって発生した伊奈川花崗岩分布域の斜面崩壊の分布・密度に対する岩相と降雨量の影響を数値的に検討し、花崗岩域（塊状岩相の相当）の崩壊密度が花崗閃緑岩（葉片状暗色岩相に相当）の値を 1 桁以上上回ることを報告している。この原因として、戸邊ほか（2007）は、両岩相ともに表層は強風化しているものの、前者は斜面表層部に明瞭な緩み前線を伴っているのに対し、後者は伴っていなかったため、崩壊数の違いが生じたと述べている。

一方、本図幅地域において地すべりによって生じたと考えられる崩落崖は、豊田市市平町と豊田市岩下町に認められる程度であり、斜面崩壊による土石流に対して地すべりの発生は相対的に少ない。

10.6 地震災害

本図幅地域では、大きな地震被害は歴史的には知られていない。ただし、歴史的に知られていないだけで、今後、地震によって大きな被害を受けないということではない。

全国地震動予測地図 2018 年版(地震調査研究推進本部地震調査委員会, 2018)に基づくと、海溝型地震による大きな被害も含め、本図幅地域が今後 30 年間に震度

5 強以上の揺れに見舞われる確率は 26% 以上と高い(大まかに 100 年に 1 回程度震度 5 強以上の揺れが起こり得ることを意味する)。また、本図幅地域北部は、^{びょうぶ}屏風山・^{やま}恵那山断層帯及び猿投山断層帯と位置づけられ、この活断層帯が起震断層として地震を起こした場合、震度 6 弱～6 強の震動が推定されている(「都道府県ごとの地震活動」(地震調査研究推進本部; <https://www.jishin.go.jp>)の「中部地方」の「屏風山・恵那山断層帯及び猿投山断層帯」を参照)。

文 献

- 愛知県防災会議地震部会 (1997) 愛知県活断層アトラス. 83p.
(<http://www.quake-learning.pref.aichi.jp/pdf/atlas.pdf> 2019年3月28日参照)
- 愛知県衛生部編 (1993) 愛知県鉱泉誌 (第3版). 愛知県, 172p.
- 愛知県環境部 (1979) 愛知県環境利用適正調査 第1分冊 (地質図) 縮尺 1:50,000.
- 愛知県活断層調査委員会 (1999) 平成10年度地震関係基礎調査交付金 猿投山断層帯に関する調査成果報告書. 148p.
(<https://www.hp1039.jishin.go.jp/danso/Aichi3Bfrm.htm> 2019年2月1日参照)
- 愛知県建設部・玉野総合コンサルタント (株) (1997) 「平成8年度 瀬戸市南東部開発事業地質調査報告書 (2) 第2編 断層調査」. 60p.
- 愛知県建設部防災課 (2019) 愛知県土砂災害情報マップ.
<http://profile.maps.pref.aichi.jp/lib/map.php?mid=37&UNAME=guest>
(2019年4月5日参照)
- 赤嶺秀雄 (1954) 瀬戸市を中心とする陶土地帯の地質. 特に陶土および亜炭を含む地層の堆積状態について. 資源科学研究所彙報, vol. 34, p. 25–39.
- 明智町編 (1975) 明智町誌. 明智町, 558p.
- 安藤善之・塚腰 実・中山勝博・鹿野勘次・安井謙介・實吉玄貴・館野満美子 (1999) 中新統土岐口陶土層から産出した多数のオオミツバマツ球果の集合化石とその保存処理過程. 岐阜県博物館研究報告, vol. 20, p. 17–22.
- 安斎俊男・富田光孝 (1952) 愛知県瀬戸市付近珪砂鉱床調査報告. 地質調査所月報, vol. 3, p. 421–431.
- 有井琢磨 (1958) 岐阜県岩村町付近の断層地形. 新地理, vol. 7, p. 110–120.
- Banno, S. and Miller, J.A. (1965) Additional data on the age of metamorphism of the Ryoke–Abukuma and Sanbagawa Metamorphic belt, Japan. *Jap. Jour. geol. Geogr.*, vol. 36, p. 17–22.
- 屏風山断層調査研究委員会 (2000) 屏風山断層調査研究委員会報告書. (財)地震予知総合研究振興会, 東濃地震科学研究所報告, no. 5, 133p. (<http://www.tries.jp/research/2016052015580621.html/> 2019年2月1日参照)
- Chappell, B.W. and White, A.J.R. (1974) Two contrasting granite types. *Pacific Geol.*, vol. 8, p. 173–174.
- 地質調査所地質部編図課 (1956) 20万分の1地質図「豊橋」. 地質調査所.
- 中部地方土木地質図編纂委員会編 (1992) 中部地方土木地質図及び同解説書. 国土開発技術センター, 515p.
- Cohen, K.M., Finney, S.C., Gibbard, P.L. and Fan, J.-X. (2013; updated) The ICS International Chronostratigraphic Chart. Episodes 36: 199–204. <http://www.stratigraphy.org/ICSchart/ChronostratChart2018-08.pdf> (2019年7月18日参照)
- 動力炉・核燃料開発事業団中部事業所 (1994) 日本のウラン資源. 技術資料 PNC TN7420 94-006, 動力炉・核燃料開発事業団, 岐阜県土岐市.
- 恵那団研グループ (1966) 恵那盆地赤土平周辺の第四系. 第四紀, no. 8, p. 84–87.
- 恵那団研グループ (1967) 恵那盆地の土岐砂礫層と上野玄武岩流. 第四紀, no. 10, p. 34–42.
- 恵那市史編纂委員会編 (1983) 恵那市史 通史編 第1巻. 恵那市, 986p.
- Fettes, D. and Desmons, J. (eds.) (2007) *Metamorphic Rocks: A Classification and Glossary of Terms. Recommendations of International Union of Geological Sciences*. Cambridge University Press, Cambridge, 244p.
- 藤井紀之 (1967) 岐阜県多治見・土岐地方の耐火粘土鉱床の研究 (第1報) —小名田木節の産状および組成について—. 地質調査所月報, vol. 18, p. 1–19.
- Fujii, N. (1968) *Genesis of the Fireclay Deposits in Tajimi-Toki District, Gifu Prefecture, Central Japan*. Report, no. 230, Geol. Soc. Japan, 56p.
- 藤井紀之・大森貞子 (1968) 岐阜県多治見・土岐地方の耐火粘土鉱床の研究 (第2報) —大洞木節と神明カオリンの産状および2, 3の鉱物学的性質について—. 地質調査所月報, vol. 19, p. 81–102.
- 古澤 明・安江健一・中村千怜・梅田浩司 (2013) 根ノ上高原に分布する土岐砂礫層のテフラ層序. 応用地質, vol. 54, p. 25–38.
- 岐阜県 (1970) 岐阜県地質産図及び岐阜県地質産図概説. 岐阜県, 109p.
- 岐阜県 (1981) 岐阜県地質産図及び岐阜県地質産図概説 (第2刷). 岐阜県, 120p.
- 岐阜県 (2000) 「平成11年度地震関係基礎調査交付金 屏風山・恵那山断層帯に関する調査成果報告書」. 岐阜県, 164p.
(<http://www.hp1039.jishin.go.jp/danso/Gifu5Bfrm.htm> 2019年2月1日参照)
- 岐阜県 (2001) 平成12年度地震関係基礎調査交付金 屏風山・恵那山断層帯に関する調査成果報告書. 岐阜県, 164p.
(<http://www.hp1039.jishin.go.jp/danso/Gifu6Bfrm.htm> 2019年2月1日参照)
- 岐阜県 (2002) 平成13年度地震関係基礎調査交付金 屏風山・恵那山断層帯に関する調査成果報告書. 岐阜県, 118p. (<http://www.hp1039.jishin.go.jp/danso/Gifu6frm.htm> 2019年2月1日参照)
- 岐阜県地学調査会 (2014) Web版岐阜地質図「ジオランドぎふ」(<https://www.geo-gifu.org/geoland/> 2019年2月1日参照)
- 岐阜県県土整備部砂防課 (2019) 土砂災害警戒情報ポータル.
<http://alert.sabo.pref.gifu.lg.jp> (2019年4月5日参照)
- Harada, T. (1889) *Die Japanischen Inseln, eine topographisch-geologische Uebersicht*. Kaiserlich Japanischen Geologischen

- Reichsanstalt, 126p.
- 原田豊吉(脇水鐵五郎・石井八萬次郎訳) (1890-1892) 日本群島。地質学雑誌, vol. 2, p. 471-477; 559-563; 615-620; vol. 3, p. 16-19; 76-81; 191-194; 245-249; 293-296; 347-351; 422-429; 459-465; vol. 4, p. 1-6; 199-205; 299-303; 347-352; 398-405; 443-446; 493-495.
- 原山 智・小井土由光・石沢一吉・仲井 豊・沓掛俊夫 (1985) 中部地方における白亜紀～古第三紀火成活動の変遷。地球科学, vol. 39, p. 345-357.
- Hatano, N. and Yoshida, K. (2017) Sedimentary environment and paleosols of middle Miocene fluvial and lacustrine sediments in central Japan: Implications for paleoclimate interpretations. *Sediment. Geol.*, vol. 347, p. 117-129.
- 葉田野 希・吉田孝紀 (2018) 瀬戸内区中新統瀬戸陶土層の古土壌構成が示す古風化および古気候条件。地質学雑誌, vol. 124, p. 191-205.
- 葉田野 希・入江志織・吉田孝紀 (2018) 岐阜県恵那市に分布する瀬戸層群下部層の古土壌。信州大学理学部紀要, vol. 47, p. 25-43.
- 早瀬一一・石坂恭一 (1967) Rb-Sr による地質年令 (I), 西南日本。岩鉱, vol. 58, p. 201-212.
- 林 譲治 (1989) 瀬戸内区の東部地域における中新世の瑞浪陥没盆地の形成と水成ウラン鉱床の生成。地団研専報: 陥没-その構造・機構・応用-, no. 36, p. 217-259.
- 林 譲治・大平寛人 (2005) 瀬戸内区中新統・瑞浪層群の FT 年代 (予報)。日本地質学会第 112 年学術大会講演要旨, p. 220.
- Hibbard, M. J. (1995) *Petrography to Petrogenesis*. Prentice Hall, Inc., Englewood Cliffs, New Jersey, 587p.
- Hodges, K. V. (2005) Geochronology and thermochronology in orogenic systems. In Rudnick, R. L. (ed.) *The Crust*. Vol. 3. *Treatise on Geochemistry* (Holland, H. D. and Turekian, K. K., eds.), Elsevier-Pergamon, Oxford, p. 263-292.
- 星 博幸・服部真由子 (1999) 愛知県北東部の領家花崗岩類に対する節理解析。愛知教育大学研究報告 (自然科学編), vol. 48, p. 63-71.
- Hoshi, H., Kato, D., Ando, Y. and Nakashima, K. (2015) Timing of clockwise rotation of Southwest Japan: constraints from new middle Miocene paleomagnetic results. *Earth, Planet. Space*, vol. 67:92.
- 星 博幸・田村糸子・小松哲也 (2015) 東海層群下部の指標テフラ。下石火山灰層の放射年代と記載岩石学的特徴。日本地質学会第 122 年学術大会講演要旨, p. 234.
- 細山光也 (2002) 瑞浪層群明世層山野内層最上部の凝灰岩層。名古屋地学, vol. 64, p. 26-31.
- 細山光也・入月俊明 (1999) 岐阜県岩村層群 (下部中新統) の凝灰岩の組成と対比。日本地質学会第 106 年学術大会講演要旨, p. 33.
- 細山光也・氏原 温 (2000) 岐阜県瑞浪層群および可見層群 (中新統) の凝灰岩層序。日本地質学会第 107 年学術大会講演要旨, p. 241.
- 細山光也・入月俊明・丸山 徹 (1998) 岐阜県岩村層群 (中新統) の凝灰岩層序の検討と対比。日本地質学会第 105 年学術大会講演要旨, p. 36.
- 細山光也・氏原 温・齊藤 毅・伊奈治行・柴田浩治 (1999) 岐阜県岩村層群の立木化石。瑞浪市化石博物館研究報告, no. 26, p. 163-167.
- 藤田和夫・生越 忠 (1950) 岐阜県瑞浪町北方の新生代層の岩相的分類—濃尾地方新生代層の地質学的研究 (第 1 報)—。地質学雑誌, vol. 56, p. 481-492.
- 藤田和夫・生越 忠 (1951) 岐阜県瑞浪町北方の新生代層の岩相的分類 (続)—濃尾地方新生代層の地質学的研究 (第 2 報)—。地質学雑誌, vol. 57, p. 99-110.
- 市瀬八代吉 (1930) 伊那山系と三河高原。地球, vol. 14, p. 426-434.
- 伊田一善 (1944) 岐阜県恵那郡岩村町附近の第三系。京都大学学術紀要, vol. 3, p. 1-17.
- 伊奈治行 (1993) 岐阜県の岩村層群産中新世植物群。瑞浪市化石博物館研究報告, no. 20, p. 93-108.
- 井川正雄 (1942) 愛知県段戸山山塊産岩石の地球化学的研究。理化学研究所彙報, 第 21 輯, p. 66-82.
- 稲武町教育委員会 (1996) 稲武町史 - 自然 - 本文編。稲武町, 531p.
- 入江志織・葉田野 希・志賀由佳・足立佳子・吉田孝紀 (2013) 岐阜県東濃地方における陶土層の化学組成。信州大学環境科学年報, vol. 35, p. 20-25.
- 入月俊明・細山光也 (2006) 瑞浪層群宿洞層と生依層。中部地方, vol. 4, 日本地方地質誌, 朝倉書店, 東京, 第 15.6 章, p. 370-371.
- Irizuki, T., Yamada, K., Maruyama, T. and Ito, H. (2004) Paleocology and taxonomy of Early Miocene Ostracoda and paleoenvironments of the eastern Setouchi Province, central Japan. *Micropaleontology*, vol. 50, p. 105-147.
- 石田志朗・横山卓雄 (1969) 近畿・東海地方の鮮新・更新統火山灰層序及び古地理・構造発達史を中心とした諸問題。第四紀研究, vol. 8, p. 31-43.
- Ishihara, S. (1977) The Magnetite-series and Ilmenite-series granitic rocks. *Mining Geol.*, vol. 27, p. 293-305.
- Ishihara, S. (1978) Metallogenesis in the Japanese island arc system. *Jour. Geol. Soc. London*, vol. 135, p. 389-406.
- Ishihara, S. and Chappell, B.W. (2007) Chemical compositions of the late Crataceous Ryoike granitoids of the Chubu District, central Japan—Revised. *Bull. Geol. Surv. Japan*, vol. 58, p. 323-350.
- Ishihara, S. and Murakami, H. (2006) Fractionated ilmenite-series granites in southwest Japan: Source magma for REE-Sn-W mineralizations. *Resource Geol.*, vol. 56, p. 245-256.
- 石原舜三・鈴木淑夫 (1969) 東濃地方ウラン鉱床の基盤花崗岩類。地質調査所報告, no. 232, p. 113-127.
- Ishihara, S. and Terashima, S. (1977) Chemical variation of the Cretaceous granitoids across southwestern Japan —Shirakawa-Toki-Okazaki Transition—. *Jour. Geol. Soc. Japan*, vol. 83, p. 1-18.
- Ishihara, S. and Wu, C. (2001) Genesis of Late Cretaceous-

- Paleogene granitoids with contrasting chemical trends in the Chubu District, central Japan. *Bull. Geol. Surv. Japan.*, vol. 52, p. 471–491.
- Ishihara, S., Stein, H. J. and Tanaka, R. (2002) Re–Os age of molybdenite from the Busetsu two–mica granite, central Japan. *Bull. Geol. Surv. Japan*, vol. 53, p. 479–482.
- 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. 地質学雑誌, vol. 105, p. 152–155.
- 糸魚川淳二 (1955) 岐阜県岩村盆地の新生代層. 地質学雑誌, vol. 61, p. 511–517.
- 糸魚川淳二 (1974a) 瑞浪層群の研究史. 瑞浪市化石博物館研究報告, no. 1, p. 3–8.
- 糸魚川淳二 (1974b) 瑞浪層群の地質. 瑞浪市化石博物館研究報告, no. 1, p. 9–42.
- 糸魚川淳二 (1980) 瑞浪地域の地質. 瑞浪市化石博物館専報, no. 1, p. 1–50.
- 糸魚川淳二 (1989) II 表層地質. 5 万分の 1 愛知県土地分類基本調査「明智・根羽・満島」, 1:50,000, p. 30–47, 愛知県企画部土地利用調整課.
- Itoigawa, J. (1993) Miocene palaeogeography of the Mizunami group of the Tono region, central Japan. *Palaeogeogr. Palaeoclimatol. Palaeoecol.*, vol. 100, p. 209–215.
- 糸魚川淳二・中村 実 (1978) 瑞浪層群の研究史 その 2 明治時代–昭和 20 年. 瑞浪市化石博物館研究報告, no. 5, 165–173p.
- 糸魚川淳二・柴田 博 (1992) 瀬戸内区の中新生古地理 (改訂版). 瑞浪市化石博物館研究報告, no. 19, p. 1–12.
- 糸魚川淳二・渡辺俊典 (1976) 瑞浪層群の研究史 その 1 明治以前の記録. 瑞浪市化石博物館研究報告, no. 3, p. 205–212.
- 糸魚川淳二・柴田 博・西本博行・奥村好次 (1981) 瑞浪層群の化石 2. 貝類 (軟体動物). 瑞浪市化石博物館専報, no. 3-A, p. 1–53.
- 岩堀正二郎 (1950) 岐阜県土岐盆地の第三系. 地質学雑誌, vol. 56, p. 297–298.
- 岩村町史刊行委員会編 (1961) 岩村町史 全. 601p.
- 岩村研究グループ (1989) 岐阜県岩村盆地の *Vicarya* 新産地. 瑞浪市化石博物館研究報告, no. 16, p. 117–120.
- Jige, M., Takagi, T., Takahashi, Y., Kurisu, M., Tsunazawa, Y., Morimoto, K., Hoshino, M. and Tsukimura, K. (2018) Fe-kaolinite in granite saprolite beneath sedimentary kaolin deposits: a mode of Fe substitution for Al in kaolinite. *Amer. Mineral.*, vol. 103, p. 1126–1135.
- 地震調査研究推進本部地震調査委員会 (2004a) 木曾山脈西縁断層帯の長期評価について. (https://www.jishin.go.jp/main/chousa/04nov_kisonisi/index.htm 2019 年 2 月 1 日参照)
- 地震調査研究推進本部地震調査委員会 (2004b) 屏風山・恵那山断層帯及び猿投山断層帯の長期評価について. (https://www.jishin.go.jp/main/chousa/04oct_byoubu/index.htm 2019 年 2 月 1 日参照)
- 地震調査研究推進本部地震調査委員会 (2004c) 阿寺断層帯の長期評価について. (https://www.jishin.go.jp/main/chousa/04nov_kisonisi/index.htm 2019 年 2 月 1 日参照)
- 地震調査研究推進本部地震調査委員会 (2018) 全国地震動予測地図 2018 年版. (https://www.jishin.go.jp/evaluation/seismic_hazard_map/shm_report/shm_report_2018/ 2019 年 2 月 1 日参照)
- Kagami, H. (1973) A Rb–Sr geochronological study of the Ryoke granites in chubu district, central Japan. *Jour. Geol. Soc. Japan*, vol. 79, p. 1–10.
- 貝塚爽平 (1960) 土岐砂礫層とその堆積環境. 地質学雑誌, vol. 66, p. 458.
- 貝塚爽平・木曾敏行・町田 貞・太田陽子・吉川虎雄 (1964) 木曾川・矢作川流域の地形発達. 地理学評論, vol. 37, p. 89–102.
- 梶田澄雄 (1987) II 表層地質. 土地分類基本調査「瀬戸・明智・根羽」, 岐阜県土地対策課, 1:50,000, p. 15–18.
- 梶田澄雄 (1988) II 表層地質. 土地分類基本調査「恵那・中津川」, 1:50,000, 岐阜県企画部地域振興課, p. 17–248.
- 上矢作町史編集委員会編 (2008) 上矢作町史 通史編. 753p.
- 片田正人・磯見 博 (1958) 5 万分の 1 地質図幅「上松」及び説明書. 地質調査所, 46p.
- 加藤文典・細山光也 (1998) 凝灰岩中の重鉍物を用いた岩村, 瑞浪および可見盆地間の中新統の対比. 日本地質学会第 105 年学術大会講演要旨, p. 319.
- 香取拓馬・小林健太 (2016) 斜交する断層帯合域の断層幾何及び運動像の変遷—屏風山断層の例—(R14-P-7) (ポスターセッション) (演旨). 日本地質学会第 123 年学術大会講演要旨, p. 264.
- Katori, T. and Kobayashi, K. (2017) Fault evolution process related to stress field transition around the Byobuyama fault, central Japan (SCG62-P16) (poster session) (abs.). *Abstracts, Japan Geoscience Union Meeting Program, JpGU-AGU Joint Meeting 2017 (DVD)*, 2017, SCG62-P16.
- 香取拓馬・小林健太・安江健一・丹羽正和・小松哲也・細矢卓志・笹尾英嗣 (2015) 岐阜県南東部に位置する屏風山断層の破碎・変質履歴 (SSS29-P06) (ポスターセッション) (演旨). 日本地球惑星科学連合大会予稿集 (DVD), 2015, SSS29-P06.
- 活断層研究会編 (1991) 新編日本の活断層 分布図と資料. 東京大学出版会, 東京, 437p.
- 河邑圭太・須藤 斎・柳沢幸夫 (2011) 岐阜県瑞浪地域中部中新統生俵層の珪藻化石年代層序. *Diatom*, vol. 27, p. 17–32.
- 河田清雄・山田直利・磯見 博・村山正郎・片田正人 (1961) 中央アルプスとその西域の地質. その 2: 濃飛流紋岩類. 地球科学, vol. 54, p. 20–31.
- 河野義礼・植田良夫 (1966) 本邦産火成岩の K–A dating (V). 岩鉱, vol. 56, p. 191–211.
- 木宮一邦 (1971) 三河高原に分布する明智礫岩層について. 地質学雑誌, vol. 77, p. 365–37.
- 木宮一邦 (1981) 三河高原の風化殻とその形成時期—花こう岩の風化・第 3 報—. 地質学雑誌, vol. 87, p. 91–102.
- 木村敏之・奥村好次・岩村町教育委員会 (2000) 岐阜県の中新統岩村層群より産出したヒゲ鯨類化石とその摂餌機構. 瑞

- 浪市化石博物館研究報告, no. 27, p. 1–12.
- 木曾敏行 (1959) 恵那盆地の地形発達について. 地理学評論, vol. 32, p. 365–373.
- 木曾敏行 (1963) 木曾川流域の地形発達. 地理学評論, vol. 36, p. 87–109.
- 木曾敏行 (1971) 矢作川流域の地形発達 (第II報). 日本大学文学部自然科学研究所研究紀要 (地理・地学), no. 6, p. 45–52.
- 北崎梅香・荒木春視 (1952) 愛知・岐阜県下の窯業資源の研究 (1) —白土と木節粘土—. 資源科学研究所彙報, vol. 27, p. 80–91.
- 清野信雄・石井清彦 (1927a) 7万5千分の1地質図幅「多治見」及び説明書. 地質調査所, 58p.
- 清野信雄・石井清彦 (1927b) 7万5千分の1地質図幅「足助」及び説明書. 地質調査所, 58p.
- 小林孝男 (1989) 岐阜県可見盆地東部の地質とウラン・釷化作用. 釷山地質, vol. 39, p. 79–94.
- 工業技術連絡会議窯業連合部会編 (1965) 日本の窯業原料. 工業技術院名古屋工業技術試験所, 名古屋市, 677p.
- 工業技術連絡会議窯業連合部会編 (1992) 日本の窯業原料. 工業技術連絡会議窯業連合部会, 名古屋市, 919p.
- 小出 博 (1949) 段戸山花崗閃緑岩及び段戸変成岩類. 地学団体研究会専報, no. 10, 39p.
- Koide, H. (1958) *Dando Granodioritic Intrusives and Their Associated Metamorphic Complex*. Japan Society for the Promotion of Science, 311p.
- 小井土由光・佐々木嘉三 (1995) 岐阜県の活断層 活断層図と解説. 岐阜県企画部地域振興課, 20p.
- Kurihara, Y. and Ohta, K. (2018) The identity of the large “*Mytilus*” (Mollusca: Bivalvia: Mytilidae) from the lower Miocene Iwamura Group, central Japan. *Bull. Mizunami Fossil Mus.*, no. 44, p. 51–58.
- 黒田吉益・諏訪兼位 (1983) 偏光顕微鏡と岩石鉱物 [第2版]. 共立出版, 390p.
- 黒田吉益・山田哲雄・藤本勝彦・大橋宏之・高橋恵子・岡野修・望月康年・山名 智・大友幸子 (1982) 水素同位体からみた中部・近畿地方の領家花崗岩類の分類と特徴 (予報). 地質学雑誌, vol. 88, p. 541–554.
- 串原村役場編 (1968) 串原村誌. 727p.
- Kutsukake, T. (2002) Geochemical characteristics and variations of the Ryoke granitoids, southwest Japan: Petrogenetic implications for the plutonic rocks of a magmatic arc. *Gondwana Res.*, vol. 5, p. 355–372.
- Kutsukake, T., Miyake, A. and Ohtomo, Y. (2003) Ryoke granitoids and metamorphic rocks in the eastern mikawa district, central Japan. *Geol. Surv. Japan, Interim-Report*, 28, p. 103–114.
- 桑原 徹 (1968) 濃尾盆地と傾動地塊運動. 第四紀研究, vol. 7, p. 235–247.
- 桑原 徹 (1971) 瀬戸層群の堆積相. 竹原平一教授記念論文集, 竹原平一教授記念会, p. 113–127.
- 桑原 徹 (1973) 木曾川中流域の第四系—瀬戸内区の内陸盆地の発達過程, 恵那盆地を例にとって—. 第四紀, no. 19, p. 28–39.
- Le Maitre, R.W. (ed.) (2002) *Igneous Rocks: A Classification and Glossary of Terms. 2nd Edition. Recommendations of International Union of Geological Sciences*. Cambridge University Press, Cambridge, 236p.
- 牧本 博・山田直利・水野清秀・高田 亮・駒澤正夫・須藤定久 (2004) 20万分の1地質図幅「豊橋及び伊良湖岬」. 産総研地質調査総合センター.
- 牧野内 猛 (2001) 東海層群の層序と東海湖堆積盆地の時代的変遷. 豊橋市自然史博物館研究報告, vol. 11, p. 33–39.
- 横山次郎 (1950) 日本地方地質誌 中部地方. 朝倉書店, 東京, 233p.
- 松尾卓郎・星 博幸 (2016) 岐阜県東部, 岩村層群遠山層の古地磁気と回転運動. 日本地質学会第123年学術大会講演要旨, p. 421.
- Matsuzawa, I. and Uemura, T. (1967) Geotectonic studies on the Toki Miocene sedimentary basin, Central Japan. *Jour. Earth Sci., Nagoya University*, vol. 15, p. 35–79.
- 松沢 勲・嘉藤良次郎・桑原 徹・木村敏雄・植村 武・都築芳郎 (1960) 猿投山南西部地域の地質—特に陶器原料粘土の地質—. 愛知県知多古窯址群II, 愛知県, p. 1–35.
- 松沢 勲・近藤善教・吉田新二・植村 武・三浦一男 (1962) 美濃農田可見地区地質図, 1:25,000. 東海北陸亜炭業対策委員会.
- Miki, S. (1939) On the remains of *Pinus trifolia* n. sp. in the Upper Tertiary from Central Honsyu in Japan. *Botanical Mag., Tokyo*, vol. 53, p. 239–246.
- Miki, S. (1941) On the change of flora in Eastern Asia since Tertiary Period. (I) The clay or lignite beds flora in Japan with special reference to the *Pinus trifolia* beds in Central Hondo. *Japan. Jour. Botany*, vol. 11, p. 237–303.
- 三木 茂 (1948) 鮮新世以来の近畿並びに近接地域の遺体フロラに就いて. 鉱物と地質, vol. 2, p. 105–144.
- 三浦宗次郎 (1889) 20万分の1地質図「豊橋」および説明書. 地質調査所.
- 三浦宗次郎 (1890) 20万分の1地質図「足助」および説明書. 地質調査所.
- 三宅 明・横江和貴・鈴木文悟・五十嵐夕香莉 (2014) 愛知県段戸山地域の領家変成帯に発達する2つの熱構造. 地質学雑誌, vol. 120, p. 299–312.
- 三宅 明・蛭川孝信・後藤真希・田口知樹・鈴木和博・仲井豊 (2016) 愛知県足助南東部地域における伊奈川花崗閃緑岩の広大な接触変成帯. 地質学雑誌, vol. 122, p. 173–191.
- 宮本弘道 (1950) 愛知県田口鉦山マンガン鉦床調査報告. 地質調査所月報, vol. 5, p. 300–303.
- 宮内崇裕・岡田篤正・杉戸信彦・鈴木康弘・吉田英嗣 (2017) 1:25,000 都市圏活断層図「恵那」. 国土地理院技術資料, 第D1-No.758, 国土地理院, つくば. (<https://maps.gsi.go.jp/#13/35.401014/137.339487/&base=std&ls=std%7Cafm&blend=0&disp=11&vs=c1j0h0k0i0u0t0z0r0s0f1> 2019年2月1日参照)
- 宮崎一博 (2008) 御油地域の地質, 第4章 領家変成コンプレックス及び領家深成岩類による接触変成域. 地域地質研究報

- 告(5万分の1地質図幅). 産総研地質調査総合センター, p. 18-40.
- Miyazaki, K. (2010) Development of migmatites and the role of viscous segregation in high-T metamorphic complexes: Example from the Ryoke metamorphic complex, Mikawa plateau, central Japan. *Lithos*, vol. 116, p. 287-299.
- 百原 新・齊藤 毅 (2001) 上部中新統土岐口陶土層堆積盆地とその周辺の古地形変化に伴う古植生の変化. 島根地球資源環境学研報, vol. 20, p. 49-58.
- 森 忍 (1971) 名古屋市東部の瀬戸層群矢田川累層. 地質学雑誌, vol. 77, p. 635-644.
- 森下康成・鈴木和博 (1993) 愛知県設楽地域, 三都橋花崗岩の全岩化学組成データ. 名古屋大学古川総合研究資料館報告, vol. 9, p. 77-90.
- 森山昭雄 (1985) 恵那・中津川盆地の地形発達史. 愛知教育大学研究報告(自然科学編), vol. 34, p. 1-15.
- 森山昭雄 (1987) 木曾川・矢作川流域の地形と地殻変動. 地理学評論, Ser. A, vol. 60, p. 67-92.
- 森山昭雄 (1989) 木曾川上流域の山地地形と地殻変動. 愛知教育大学研究報告(自然科学), vol. 38, p. 1-19.
- 森山昭雄・丹羽正則 (1985) 土岐面・藤岡面の対比と土岐面形成に関連する諸問題. 地理学評論, Ser. A, vol. 58, p. 275-294.
- 森山昭雄・大藪佳輝 (1986) 礫種構成からみた三河高原の明智礫岩層と土岐砂礫層の対比. 愛知教育大学研究報告自然科学, vol. 35, 1-16.
- Murakami, M., Košler, J., Takagi, H. and Tagami, T. (2006) Dating pseudotachylyte of the Asuke Shear Zone using zircon fission-track and U-Pb methods. *Tectonophysics*, vol. 424, p. 99-107.
- 長沢敬之助 (1977) 岐阜県東濃地域窯業原料資源基礎調査報告. 岐阜県窯業原料資源調査委員会, 岐阜県, 10p.
- 長沢敬之助・国枝勝利 (1970) 岐阜県苗木地域の粘土鉱床とそれに産するカオリン鉱物. 鉱山地質, vol. 20, p. 361-377.
- 仲井 豊 (1970) 愛知県三河地方の花崗岩類. 地球科学, 第24巻, p. 139-145.
- Nakai, Y. (1974) Compositional variations of the Inagawa granitic rocks in the Asuke area, Aichi prefecture, central Japan. *Jour. Japan Assoc. Mineral. Petrol. Econ. Geol.*, vol. 69, p. 215-224.
- Nakai, Y. (1976) Petrological and petrochemical studies of the Ryoke granites in the Mikawa-Tono district, central Japan. *Bull. Aichi Univ. of Education (Natural Science)*, vol. 25, p. 97-112.
- 仲井 豊 (1982) 中部地方領家帯の武節花崗岩. 日本地質学会第89年学術大会講演要旨, p. 404.
- Nakai, Y. and Suzuki, K. (2003) Post-tectonic two-mica granite in the Okazaki area, central Japan: a field guide for the 2003 Hutton Symposium. *Geol. Surv. Japan, Interim-Report*, vol. 28, p. 115-124.
- 仲井 豊・竹内昭次・菅沼 剛・太田修司・坂本英二・山本信夫・内田義和 (1985) 岡崎市の地形・地質の生いたち. 新編岡崎市史 自然14 別刷, 新編岡崎市史編さん委員会, 209p.
- 中島 隆・Williams, I.・渡辺暉夫 (1993) 領家花崗岩及び山陽帯花崗岩類の SHRIMP 年代. 日本地質学会 100 年学術大会講演要旨, p. 584.
- Nakajima, T., Kamiyama, H., Williams, I.S. and Tani, K. (2004) Mafic rocks from the Ryoke Belt, southwest Japan: implications for Crataceous Ryoke/San-yo granitic magma genesis. *Trans. Roy. Soc. Edinburgh: Earth Sci.*, vol. 95, p. 249-263.
- 中田 高・今泉俊文 (編) (2002) 活断層詳細デジタルマップ. 東京大学出版会, 東京, DVD-ROM2 枚・付図1, 60p.
- 中津川・恵那広域行政事務組合編 (1988) 恵那地域誌 (= 続恵那郡誌). 中津川・恵那広域行政事務組合, 1574p.
- 中山勝博 (1985) 岐阜県土岐市における瀬戸層群の堆積盆地. 地団研専報: 瀬戸内区の特長, no. 29, p. 119-129.
- 中山勝博 (1987) 愛知県猿投山周辺の瀬戸層群と猿投-知多上昇帯. 地球科学, vol. 41, p. 114-130.
- 中山勝博 (1990) 東海層群-2 東濃地方. アーバンクボタ, no. 29, p. 13-15.
- 中山勝博 (1991) 瀬戸市北部の新第三系瀬戸陶土層の堆積過程. 地質学雑誌, vol. 97, p. 945-958.
- Nakayama, K. (1992) Fluvial gravel beds with superimposed boulders in the Seto Group, Central Japan. *Jour. Sediment. Soc. Japan*, vol. 37, p. 79-84.
- Nakayama, K. (1994) Stratigraphy and paleogeography of the Upper Cenozoic Tokai Group around the east coast of Ise Bay, central Japan. *Jour. Geosci., Osaka City Univ.*, vol. 37, p. 77-143.
- Nakayama, K. (1996) Depositional models for fluvial sediments in an intra-arc basin: an example from the Upper Cenozoic Tokai Group in Japan. *Sediment. Geol.*, vol. 101, p. 193-211.
- Nakayama, K. (1999) Sand- and mud-dominated alluvial-fan deposits of the Miocene Seto Porcelain Clay Formation, Japan. In Smith, N. D. and Rogers, J. eds., *Fluvial Sedimentology VI, Internat. Assoc. Sediment. Spec. Pub.*, Blackwell Publishing, Oxford, vol. 28, p. 393-407.
- 中山勝博・古澤 明 (1989) 瀬戸層群と常滑層群の火山灰層. 地質学雑誌, vol. 95, p. 189-208.
- 中山勝博・陶土団体研究グループ (1987) 恵那盆地の瀬戸層群. 日本地質学会第94年学術大会講演要旨, p. 143.
- 中山勝博・陶土団体研究グループ (1989a) 岐阜地方の小陥没盆地と陶土. 地団研専報: 陥没-その構造・機構・応用-, no. 36, p. 237-246.
- 中山勝博・陶土団体研究グループ (1989b) 瀬戸層群の堆積盆地. 地球科学, vol. 43, p. 392-401.
- 中山勝博・安藤善之・塚腰 実・鹿野勘次・安井謙介・實吉玄貴・館野満美子 (1999) 中新統土岐口陶土層にみられる *Pinus trifolia* 球果化石の密集層. 地球科学, vol. 53, p. 173-174.
- 那須孝悌 (1972) 第四紀の日本列島生物相. 生物科学, vol. 24, p. 1-10.
- 日本原子力研究開発機構 (2016) 平成 26 年度地層処分技術調査等事業「地質環境長期安定性評価確証技術開発」報告書. 日本原子力研究開発機構, 229p.
- 日本規格協会 (2019a) 地質図—記号, 色, 模様, 用語及び凡例表示 JIS A 0204. 日本規格協会, 126p.

- 日本規格協会 (2019b) バクトル数値地質図 - 品質要求事項及び主題属性コード JIS A 0205. 日本規格協会, 192p.
- Nishimoto, S., Yoshida, H., Asahara, Y., Tsuruta, T., Ishibashi, M. and Katsuta, N. (2014) Episyenite formation in the Toki granite, central Japan. *Contrib. Mineral. Petrol.*, vol. 167:960, DOI 10.1007/s00410-03-0960-8.
- 野沢和久 (1952) 愛知・岐阜県下の窯業資源の研究 (2) —御作地方の蛙目粘土と白粘土—. 資源科学研究所彙報, vol. 28, p. 50-61.
- 野沢和久 (1953) 愛知・岐阜県下の窯業資源の研究 (3) —いわゆるキラについて—. 資源科学研究所彙報, vol. 29, p. 31-41.
- 野沢和久 (1955) 愛知・岐阜県下の窯業用粘土の生成にかんする若干の考察. 地質学雑誌, vol. 61, p. 367-380.
- 額田町史編集委員会編 (1986) 額田町史. 額田町, 1139p.
- 大江二郎 (1951) 愛知県大畑八草附近木節粘土調査報告. 地質調査所月報, vol. 2, p. 90-95.
- 岡田篤正 (1979) 愛知県の地質・地盤 (その4) [活断層] —愛知県と周辺地域における活断層と歴史地震—. 愛知県防犯会議地震部会, 122p.
- 岡田篤正 (1989) I 地形分類. 5万分の1愛知県土地分類基本調査「明智・根羽・満島」, 土地分類基本調査, 1:50,000, 愛知県企画部土地利用調整課, p. 11-29.
- 岡田篤正・金田平太郎・熊原康博・後藤秀昭・鈴木康弘・広内大助・澤 祥・千田 昇・宮内崇裕・八木浩司 (2010) 1:25,000 都市圏活断層図 木曾山脈西縁断層帯とその周辺「上松」「妻籠」. 国土地理院技術資料, D-1-No.562, 国土地理院, つくば, 27p. (<https://maps.gsi.go.jp/#14/35.479166665/137.6636111/&base=std&ls=std%7Cafm&blend=0&disp=11&vs=c1j0h0k0i0u0t0z0r0s0f1> 2019年2月1日参照)
- 岡田篤正・廣内大助・松多信尚・宮内崇裕 (2017) 1:25,000 都市圏活断層図「中津川」. 国土地理院技術資料, D1-No.758号, 国土地理院, つくば. (<https://maps.gsi.go.jp/#14/35.3819445/137.4969445/&base=std&ls=std%7Cafm&blend=0&disp=11&vs=c1j0h0k0i0u0t0z0r0s0f1> 2019年2月1日参照)
- 奥村好次・柄沢宏明 (1994) 中新統岩村層群より産した真珠化石. 瑞浪市化石博物館研究報告, no. 21, p. 71-72.
- 大島敬義 (1949) 苗木白粘土の鑛床概説. 窯業原料協議会編, 苗木白粘土, 学術図書, p. 189-190.
- 太田陽子・貝塚平・加藤芳朗・桑原 徹・白井哲之・土 隆一・山田 純・伊藤通玄 (1963) 三河高原およびその西縁の段丘群 (短報). 地理学評論, vol. 36, p. 617-624.
- 大塚寅雄・近藤善教・佐々木正次・高田康秀・下坂康哉 (1965) 愛知県猿投町地域の珪砂および耐火粘土鉱床. 愛知県商工部, 13p.
- 大塚寅雄・近藤善教・佐々木正次・高田康秀・下坂康哉 (1968) 瀬戸市周辺地域の珪砂および耐火粘土鉱床. 愛知県・工業技術院地質調査所, 43p.
- 尾崎正紀 (2008) 御油地域の地質, 第8章 地質構造及び重力. 地域地質研究報告 (5万分の1地質図幅). 産総研地質調査総合センター, p.82-86.
- 尾崎正紀・西岡芳晴 (2008) 御油地域の地質, 第6章 新第三系. 地域地質研究報告 (5万分の1地質図幅). 産総研地質調査総合センター, p. 54-69.
- 尾崎正紀・山崎 徹 (2012a) 足助地域の地質, 第5章 新第三系. 地域地質研究報告 (5万分の1地質図幅). 産総研地質調査総合センター, p. 51-58.
- 尾崎正紀・山崎 徹 (2012b) 足助地域の地質, 第7章 地質構造及び重力. 地域地質研究報告 (5万分の1地質図幅). 産総研地質調査総合センター, p. 61-65.
- 領家団体研究グループ (1955) 領家帯の団体研究と中部地方領家帯地質図. 地球科学, vol. 25, p. 1-3.
- 領家研究グループ (1972) 中部地方領家帯の花崗岩類の相互関係. 地球科学, vol. 26, p. 205-216.
- 齊藤 毅・諸星富士子 (1992) 岐阜県の中新統岩村層群の花粉分析学的研究. 瑞浪市化石博物館研究報告, no. 19, p. 113-123.
- 酒井栄吾・仲井 豊・坂崎 弘・板倉敬三・河合康道・鶴田誠・野村鍊一 (1960a) 愛知県三河区域における花崗岩質岩体の侵入順序についての概報. 愛知学芸大学研究報告, 第9輯, p. 169-185.
- 酒井栄吾・仲井 豊・坂崎 弘・板倉敬三・河合康道・野村鍊一・鶴田 誠・合川 功・庄子士郎・河原佑郎・白井捷男 (1960b) 三河地方における花崗岩質岩類の侵入順序についての概報. 地質学雑誌, vol. 66, p. 476.
- 酒井栄吾・仲井 豊・野村鍊一・磯谷栄一・庄子士郎・合川功・大谷 充・浜嶋 勲・増岡康男・名倉悦郎 (1963) 三河地方西北部における花崗岩質岩類について. 愛知学芸大学研究報告, 第12輯, p. 35-47.
- Salvador, A. ed. (1994) *International Stratigraphic Guide 2nd: a guide to stratigraphic classification, terminology, and procedure*. International Union of Geol. Soc. America, Inc., 214p.
- 實吉玄貴・中山勝博・塚腰 実 (2000) 河川堆積層における植物片の堆積過程—岐阜県多治見市小名田の中新統土岐口陶土層の大型植物化石の例—. 地球科学, vol. 54, p. 127-143.
- 笹尾英嗣・岩野英樹・檀原 徹 (2006) 岐阜県東濃地方に分布する瑞浪層群土岐夾炭層の凝灰質砂岩のフィッシュン・トラック年代. 地質学雑誌, vol. 112, p. 459-468.
- 笹尾英嗣・檀原 徹・岩野英樹・林 謙治 (2011) 岐阜県南東部に分布する中新統瑞浪層群および岩村層群のフィッシュン・トラック年代. 地質学雑誌, vol. 117, p. 476-481.
- 笹尾英嗣・檀原 徹・岩野英樹・平田岳史 (2018) 岐阜県南東部に分布する中新統瑞浪層群および岩村層群のジルコン U-Pb 年代とジルコン FT 年代の再評価. 地質学雑誌, vol. 124, p. 141-150.
- Satoguchi, Y. and Nagahashi, Y. (2012) Tephrostratigraphy of the Pliocene to Middle Pleistocene Series in Honshu and Kyushu Islands, Japan. *Island Arc*, vol. 21, p. 149-169.
- 関根 清 (1987) I 地形分類. 土地分類基本調査「瀬戸・明智・根羽」, 1:50,000, 岐阜県土地情報普及会, p. 9-14.
- 柴田秀賢 (1939) 美濃国恵那郡苗木地方の花崗岩類及びペグマタイト (其の1). 地質学雑誌, vol. 46, p. 465-480.
- 柴田秀賢 (1954) 木曾谷の地質 第2報. 長野営林局報, vol. 19, p. 20-27.

- 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, p. 23–110.
- 柴田 博・糸魚川淳二 (1980) 瀬戸内区の中新世古地理. 瑞浪市化石博物館研究報告, no. 7, p. 1–49.
- Shibata, K. and Ishihara, S. (1979) Rb–Sr whole-rock and K–Ar mineral ages of granitic rocks in Japan. *Geochem. Jour.*, vol. 13, p. 113–119.
- 柴田 賢・Miller, J.A.・山田直利・河田清雄・村山正郎・片田正人 (1962) カリウム–アルゴン法によつて測定された伊奈川花崗岩および苗木花崗岩の絶対年代. 地質調査所月報, vol. 13, p. 317–320.
- 鹿野勘次 (2003) 岐阜県美濃加茂盆地の下部中新統・瑞浪層群のフィッション・トラック年代. 美濃加茂市民ミュージアム紀要, vol. 2, p. 1–8.
- 島田忠夫・宮下美智夫・矢崎清貫 (1969) 岐阜県恵那郡岩村盆地の地質とウラン鉛床. 地質調査所報告, no. 232, p. 835–844.
- 清水 洋 (1972a) 風化および続成過程におけるカオリン鉱物の変化. 粘土科学, vol. 12, p. 63–73.
- 清水 洋 (1972b) 名古屋市周辺の鮮新世粘土鉱床のカオリン鉱物について. 粘土科学, vol. 12, p. 11–22.
- 下坂康哉 (1978) 東海北陸地方の窯業原料. 地質ニュース, no. 283, p. 50–62.
- 下坂康哉・中山勝博・倉林三郎 (1990) やきもの用粘土をめぐる—木節粘土・蛙目粘土を中心に—. アーバンクボタ, no. 29, p. 48–64.
- 新正裕尚・古川邦之・折橋裕二・外西奈津美・和田穰隆 (2018) 岐阜県可見盆地に分布する蜂屋層最下部柘洞溶結凝灰岩部層のジルコン U–Pb 年代. 地質学雑誌, vol. 124, p. 533–538.
- 信州大学・日本原子力研究開発機構 (2015) 東海層群の堆積機構に関する共同研究. 平成 26 年度共同研究報告書. 日本原子力研究開発機構, 36p.
- 信州大学・日本原子力研究開発機構 (2016) 風化状態の復元に関する共同研究. 平成 27 年度共同研究報告書, 日本原子力研究開発機構, 36p.
- 新修豊田市史編さん専門委員会編 (2018) 新修豊田市史 23 別編 自然. 愛知県豊田市, 710p.
- 須藤定久 (2000a) 岐阜県山岡町原地区の蛙目粘土. 地質ニュース, no. 553, p. 42–46.
- 須藤定久 (2000b) 東海地方の骨材需給の現状. 地質ニュース, no. 555, p. 18–21.
- 須藤定久 (2000c) 日本の長石及び長石質資源. 地質ニュース, no. 559, p. 50–58.
- 須藤定久 (2000d) 美濃三河高原の風化花崗岩—「さば」と「そうけい」の話—. 地質ニュース, no. 554, p. 39–43.
- 須貝俊彦 (1990) 赤石山地・三河高原南部の侵食小起伏面の性質と起源. 地理学評論, 63A–12, p. 793–813.
- 須貝俊彦 (1995) 木曾山脈・美濃三河高原北部の山頂小起伏面の起源. 東京大学教養学部人文科学科紀要, no. 12, p. 1–40.
- 梶山正英 (1930) 三河高原の平坦度について. 地理学評論, vol. 6, p. 1269–1286.
- Steiger, R.H., Jäger, E. (1977) Subcommission on geochronology—convention on use of decay constants in geochronology and cosmochronology. *Earth Planet. Sci. Lett.*, vol. 36, p. 359–362.
- Suzuki, K. and Adachi, M. (1991) Precambrian provenance and Silurian metamorphism of the Tsubonosawa paragneiss in the South Kitakami terrane, Northeast Japan, revealed by the chemical Th–U–total Pb isochron ages of monazite and zircon. *Geochem. Jour.*, vol. 25, p. 357–276.
- Suzuki, K. and Adachi, M. (1998) Denudation history of the high T/P Ryoke metamorphic belt, southwest Japan: constraints from CHIME monazite ages of gneisses and granitoids. *Jour. Metamorphic Geol.*, vol. 16, p. 23–37.
- 鈴木和博・縣 孝之・氏原 温 (1987) 岩村盆地, 牧層の苦鉄質–珪長質凝灰岩の岩石学: 予報. 名古屋大学総合研究資料館報告, vol. 3, p. 87–102.
- 鈴木和博・森下康成・梶塚 泉・仲井 豊・足立 守・柴田賢 (1994) 三河–東濃地域の領家変成岩と花崗岩の CHIME モナザイト年代. 名古屋大学古川総合研究資料館報告, no. 10, p. 17–38.
- Suzuki, K., Adachi, M. and Kajizuka, I. (1994) Electron microprobe observations of Pb diffusion in metamorphosed detrital monazites. *Earth Planet. Sci. Lett.*, vol. 128, p. 391–405.
- 鈴木康弘 (2001) 猿投山北断層. 岡田篤正・牧野内猛・鈴木康弘編, 愛知県の活断層(その3) 活断層文献調査研究—三河地域—, 愛知県防災会議地震部会, p. 1–27.
- 鈴木康弘・杉戸信彦編 (2010) 1:25,000 岐阜県活断層図. 岐阜県, 138p. (<https://www.pref.gifu.lg.jp/kurashi/bosai/shizen-saigai/11115/katsudanso.html> 2019 年 2 月 1 日参照)
- 鈴木康弘・岡田篤正・熊原康博・東郷正美 (2004) 1:25,000 都市圏活断層図「瀬戸」. 国土地理院技術資料, D-1-No.435, 国土地理院, つくば. (<https://maps.gsi.go.jp/#14/35.25/137.1235139/&base=std&ls=std%7Cafm&blend=0&disp=11&vs=c1j0h0k0l0u0t0z0r0s0f1> 2019 年 2 月 1 日参照)
- 高木秀雄 (1997) 脆性–延性境界領域の断層岩. 日本地質学会 104 年総会・討論講演要旨, p. 44–45.
- 高木秀雄・酒巻秀彰 (2003) 足助断層帯の断層岩類. 日本地質学会第 110 年学術大会見学旅行案内書, A–1, p. 1–10.
- 高橋雅紀 (2004) Cande and Kent (1995) の地磁気極性年代尺度に基づいて再計算した 19–8 Ma の酸素同位体比変動曲線. 石油技術協会誌, vol. 69, p. 83–93.
- Takatsuka, K., Kawakami, T., Skrzypek, E., Sakata, S., Obayashi, H. and Hirata, T. (2018) Spatiotemporal evolution of magmatic pulses and regional metamorphism during a Cretaceous flare-up event: constraints from the Ryoke belt (Mikawa area, central Japan). *Lithos*, vol. 308–309, p. 428–445.
- 竹原平一・森下 晶・糸魚川淳二 (1961a) 名古屋港の地盤. 名古屋港管理組合, 36p.
- 竹原平一・森下 晶・糸魚川淳二 (1961b) 名古屋港の地盤 (改訂版). 名古屋港管理組合, 46p.
- 田村糸子・星 博幸・松尾卓郎 (2016) 中新世のテフラ対比の精度と可能性: 東濃地域, 瑞浪層群と岩村層群のテフラ対比の再検討. 日本地質学会第 123 年学術大会講演要旨, p.

- Tanai, T. (1961) Neogene floral change in Japan. *Jour. Faculty of Sci., Hokkaido Univ., Ser. 4*, vol. 11, p. 119–398.
- 田中俊行・青木治三・大下賢一・石川昌幹・野崎京三・大西正純 (2001) 恵那山断層オーバーステップ域の基盤構造. 地震第2輯, vol. 54, p. 319–330.
- 種村光郎 (1964) 愛知県瀬戸地域の粘土および珪砂鉱床の地質学的鉱物学的研究. 地質調査所報告, vol. 203, p. 1–40.
- 戸邊勇人・千木良雅弘・土志田正二 (2007) 愛知県旧小原村の風化花崗岩類における崩壊発生密度の岩相間での比較. 応用地質, vol. 48, p. 66–79.
- 陶土団体研究グループ (1982) 岐阜県瑞浪市南部の瀬戸層群—瀬戸層群の堆積盆地の発生～発展に関する研究 (2) —. 地団研専報: 島弧変動, no. 24, p. 143–155.
- 陶土団体研究グループ (1985) 東海湖の東縁部における陥没盆地—岐阜県中津川市付近の瀬戸層群—. 地団研専報: 瀬戸内区の特長, no. 29, p. 101–117.
- 陶土団体研究グループ (1994a) 岐阜県恵那市周辺の瀬戸層群. 地球科学, vol. 48, p. 1–15.
- 陶土団体研究グループ (1994b) 上部新生界第二瀬戸内累層群における堆積盆地のブロック運動—岐阜県恵那盆地の例—. 地球科学, vol. 48, p. 17–29.
- 陶土団体研究グループ (1999) 断層境界を伴う多数の基盤ブロックからなる内陸盆地—岐阜県多治見市周辺の東海層群堆積盆地の例—. 地球科学, vol. 53, p. 291–306.
- 豊田市自然愛護協会 (1999) 豊田市の活断層と地震. 豊田市環境部自然保全課, 108p.
- Tsuboi, M. (2005) The use of apatite as a record of initial $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ ratios and indicator of magma processes in the Inagawa pluton, Ryoke belt, Japan. *Chem. Geol.*, vol. 221, p. 157–169.
- Tsukagoshi, M. (1999) Leaf fossils from the Upper Cenozoic Toki Sand and Gravel Formation in the northeastern part of Toki City, Gifu Prefecture, central Japan. *Bull. Osaka Mus. Nat. Hist.*, vol. 53, p. 23–41.
- 塚腰 実 (2001) 東海層群の大型植物化石. 豊橋市自然史博物館研究報告, vol. 11, p. 41–44.
- Tsukagoshi, M. and Todo Collaborative Research Group (1995) Plant megafossils from the Pliocene Toki Sand and Gravel Formation in and around Ena City, Gifu Prefecture, central Japan. *Bull. Osaka Mus. Nat. Hist.*, vol. 49, p. 23–46.
- 塚腰 実・陶土団体研究グループ (1998) 岐阜県笠原町の瀬戸層群土岐砂礫層から産出した *Pinus trifolia* Miki の球果化石. 地質学雑誌, vol. 104, p. 495–498.
- 辻村太郎 (1932) 東北日本の断層盆地 (上・中・下). 地理学評論, vol. 8, p. 641–658, 747–760, 977–992.
- 辻村太郎 (1942) 「断層地形論考」. 古今書院, 東京, 397p.
- Tsutsue, A., Mizuta, T., Tamai, T. and Ishihara, S. (1987) Granitic rocks of southwest Japan: Trace element evidence regarding their differentiation; 1. REE patterns. *Mining Geology*, vol. 37, p. 267–278.
- 植木忠正・丹羽正和・岩野英樹・檀原 徹・平田岳史 (2019) 中部日本, 鮮新世東海層群中の大田テフラのジルコン U-Pb およびフィッショソ・トラック年代. 地質学雑誌, vol. 125, p. 227–236.
- Uemura, T. (1961) Tectonic development of the Miocene sedimentary basins of east Mino, central Japan. *Jour. Earth Sci., Nagoya Univ.*, vol. 9, p. 394–417.
- Ueno, N., Ozima, M. and Ono, A. (1969) Geochronology of the Ryoke metamorphism —Rb-Sr, K-Ar isotopic investigations of the metamorphic rocks in the Ryoke metamorphic belt—. *Geochem. Jour.*, vol. 3, p. 35–44.
- 氏原 温・細山光也・斎藤 毅・柴田浩治・伊奈治行・山岡雅俊・若松尚則・柴田待子・柴田 博 (1992) 岐阜県岩村盆地の中新統の層序および古地理. 瑞浪市化石博物館研究報告, no. 19, p. 33–55.
- 氏原 温・入月俊明・細山光也 (1999) 岐阜県東濃地域の新第三系. 日本地質学会第 106 年学術大会見学旅行案内書, p. 91–116.
- 渡部景隆・岩堀正二郎 (1952) 岐阜県土岐盆地第三系の層位的研究. 地質学雑誌, vol. 58, p. 433–443.
- Watanabe, M. and Yanagisawa, Y. (2005) Refined Early to Middle Miocene diatom biochronology for the middle-to high-latitude North Pacific. *Island Arc*, vol. 14, p. 91–101.
- 矢部長克 (1935) 中, 下部瑞穂統. 東北帝國大學理學部地質學古生物學教室研究邦文報告, vol. 12, p. 1–28.
- 山田直利・村山正郎 (1958) 5 万分の 1 地質図幅「妻籠」及び説明書. 地質調査所, 51p.
- 山田直利・片田正人・坂本亨・松田武雄・須田芳朗 (1972) 20 万分の 1 地質図「豊橋」(第 2 版). 地質調査所.
- 山田直利・片田正人・端山好和・山田哲雄・仲井 豊・杏掛俊夫・諏訪兼位・宮川邦彦 (1974) 中部地方領家帯地質図, 特殊地質図 no. 18, 地質調査所.
- 山田直利・須藤定久・垣見俊弘 (1976) 阿寺断層周辺地域の地質構造図 (1:50,000). 特殊地質図, no. 19, 地質調査所.
- 山田直利・脇田浩二・広島俊男・駒沢正夫 (1990) 20 万分の 1 地質図幅「飯田」(第 2 版). 地質調査所.
- 山田哲雄・端山好和 (1967) 中部地方の領家花崗岩類の化学成分に関する考察. 柴田秀賢教授退官記念論文集, p. 113–118.
- 山本鋼志・田中剛・川邊岩夫・岩森 光・平原靖大・浅原良浩・金 奎漢・伊藤貴盛・三浦典子・青木 浩・太田充恒・榊原智康・谷水雅治・水谷嘉一・宮永直澄・村山正樹・仙田量子・高柳幸央・井上裕介・川崎啓介・高木真理・根布悟志・稲吉正実 (1998) 愛知県豊田市北東部の領家花崗岩地域の地球化学図. 地質学雑誌, vol. 104, p. 688–704.
- 山岡町史編纂委員会編 (1984) 山岡町史 通史編. 山岡町, 1244p.
- 山崎誠子・梅田浩司 (2012) 山陽帯東部, 土岐花崗岩体の冷却史. 岩石鉱物科学, vol. 41, p. 39–46.
- 山崎 徹 (2012a) 足助地域の地質, 第 3 章 領家変成コンプレックス及び領家深成岩類による接触変成地域. 地域地質研究報告 (5 万分の 1 地質図幅). 産総研地質調査総合センター, p. 11–26.
- 山崎 徹 (2012b) 足助地域の地質, 第 4 章 領家深成岩類.

- 地域地質研究報告 (5万分の1地質図幅). 産総研地質調査総合センター, p. 27–50.
- 山崎 徹 (2013) 中部地方領家帯, 足助地域に産する深成岩類の K–Ar 年代. 地質学雑誌, vol. 119, p. 421–431.
- Yamasaki, T. (2019) K–Ar ages of the Ryoke and related plutonic rocks in the Akechi area, Gifu–Aichi prefectures, central Japan. *Jour. Geol. Soc. Japan*, vol. 125, p.707–711.
- 山崎 徹 (2019) 岐阜県恵那市明智町東方に産する花崗岩体の全岩主成分・微量元素組成とその帰属. 地質調査研究報告, vol. 70, p. 335–355.
- 山崎 徹・尾崎正紀 (2012) 足助地域の地質. 地域地質研究報告 (5万分の1地質図幅). 産総研地質調査総合センター, 76p.
- 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*, vol. 104, p. 395–414.
- Yokoyama, M. (1926) Molluscan fossils from the Tertiary of Mino. *Jour. Faculty Sci., Imperial Univ. Tokyo*, Sec. 2, vol. 1, p. 213–227.
- Yokoyama, K., Shigeoka, M., Otomo, Y., Tokuno, K. and Tsutsumi, Y. (2016) Uraninite and Thorite ages of around 400 granitoids in the Japanese Islands. *Mem. Natl. Mus. Nat. Sci., Tokyo*, vol. 51, 1–24.
- 吉田史郎 (1990) 東海層群の層序と東海湖盆の古地理変遷. 地質調査所月報, vol. 41, p. 303–340.
- 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—. 地質調査所月報, vol. 43, p. 43–67.
- 吉田史郎・中山勝博・檀原 徹 (1997a) 瀬戸層群下部のフィッシュン・トラック年代. 地球惑星科学関連学会合同大会予稿集, p. 584.
- 吉田史郎・中山勝博・檀原 徹・陶土団体研究グループ (1997b) 東海層群矢田川累層・土岐砂礫層のフィッシュン・トラック年代. 日本地質学会第104年学術大会講演要旨, p. 374.
- 吉川虎雄・木曾敏行 (1968) 第一章, 自然. 串原の自然, 串原村誌, 串原村役場, p.1–18.
- 吉村豊文 (1952) 日本のマンガン鉱床. マンガン研究会資料, マンガン研究会, 567p.
- 湯口貴史・鶴田忠彦・西山忠男 (2010) 中部日本土岐花崗岩体の岩相と化学組成の累帯変化. 岩石鉱物科学, vol. 39, p. 50–70.
- Yuguchi, T., Amano, K., Tsuruta, T., Danhara, T. and Nishiyama, T. (2011) Thermochronology and the three-dimensional cooling pattern of a granitic pluton: an example from the Toki Granite, central Japan. *Contrib. Mineral. Petrol.*, vol. 162, p. 1063–1077.
- Yuguchi, T., Tsuruta, T., Hama, K. and Nishiyama, T. (2013) The spatial variation of initial $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ ratios in the Toki Granite, central Japan: implications for the intrusion and cooling processes of a granitic pluton. *Jour. Mineral. Petrol. Sci.*, vol. 108, p. 1–12.
- Yuguchi, T., Iwano, H., Kato, T., Sakata, S., Hattori, K., Hirata, T., Sueoka, S., Danhara, T., Ishibashi, M., Sasao, E. and Nishiyama, T. (2016) Zircon growth in a granitic pluton with specific mechanisms, crystallization temperatures and U–Pb ages: implication to the ‘spatiotemporal’ formation process of the Toki Granite, central Japan. *Jour. Mineral. Petrol. Sci.*, vol. 111, p. 9–34.

Geology of the Akechi District

By

Toru YAMASAKI*, Atsushi NODA* and Masanori OZAKI*

(Written in 2019)

(ABSTRACT)

The Akechi District is located in the western Mikawa-Tono region, including the prefectural boundary between northeastern Aichi and southeastern Gifu prefectures and the northern part of the Mikawa Plateau. The topography of the Mikawa Plateau (highland) follows a gentle southwestward inclination from 1,100 to 200 meters in altitude with a low-relief surface. Lowlands in this district are mainly distributed along the Yahagi River and its branches and the tributaries of the Toki River.

Figure 1 and 2 show the geologic outline of the Akechi District and peripheral regions, and a summary of the geology of the Akechi district, respectively. The Akechi and surrounding districts consist of a Jurassic accretionary complex of the Chichibu belt, the Sambagawa Metamorphic Complex, the Ryoke Metamorphic Complex, Ryoke Plutonic Rocks, a Jurassic accretionary complex of the Mino terrane, Neogene sediments and volcanics, and Quaternary deposits. Jurassic to Cretaceous geologic bodies are divided into two regions, the Inner Zone of southwest Japan and the Outer Zone of southwest Japan including the Median Tectonic Line (MTL). The southeastern region of the MTL consists of the Sambagawa Metamorphic Complex and a Jurassic accretionary complex of the Chichibu belt, while the northwestern region of the MTL consists of the Ryoke Metamorphic Complex, Ryoke Plutonic Rocks and a Jurassic accretionary complex of the Mino terrane. The Akechi district is located on the northwest region of the MTL, and the Ryoke Metamorphic Complex, Ryoke Plutonic Rocks, Neogene sediments and Quaternary deposits are distributed in the Akechi district.

Ryoke Metamorphic Complex and contact aureole of Ryoke Plutonic Rocks

The Ryoke Metamorphic Complex is constructed of Late Cretaceous low-pressure/high-temperature metamorphic rocks, and consists of metamudstone, metasandstone and metasiliceous rock. The rocks of the Ryoke Metamorphic Complex in the Akechi District generally show a northeast (NE) – southwest (SW) to east northeast (ENE) – west southwest (WSW) trending strike, and are distributed mainly in three locations, the south (S), northwest (NW) and northeast (NE) areas. The Ryoke Metamorphic Complex continues to the Asuke district in the south area, and to the Seto District in the NW area.

The metamorphic rocks in the south area consists mainly of metamudstone with minor amounts of lenticular metasandstone and metasiliceous rock. Schistosity of metamudstones in this area shows a north northeast (NNE) – south southwest (SSW) trend and dip toward the west in many cases. The surrounding Inagawa Granite of the Ryoke Plutonic Rocks intruded discordantly to the schistosity of the Ryoke Metamorphic Complex. In the NW area, the metamorphic rocks consist of metamudstone with minor amounts of lenticular layers of metasandstone and metasiliceous rocks. The strike of the strata shows an ENE–WSW trend and part of the strata repeatedly occur with several ENE–WSW trending antiforms and synforms. The overall trend of strikes in this area is systematically different from that in the south area, and align more closely to the east-west direction. In the NE area, numerous meter- to tens of meter-scale xenoliths of the Ryoke Metamorphic Complex occur in the Inagawa Granite of the Ryoke Plutonic Complex. While each xenolith consists mainly of metamudstone and is completely included by the granite, the strike of the strata in the xenoliths is roughly constant in the NE–SW direction.

There are clear differences in the grain size and texture of the metamorphic rocks in the northern and southern parts of this area. In the north, the metamudstone in the NW area and metamudstone xenoliths in the NE area are cordierite spotted schist. In the south, on the other hand, the metamudstone is cordierite schist-gneiss. Despite obvious textural

* Research Institute of Geology and Geoinformation

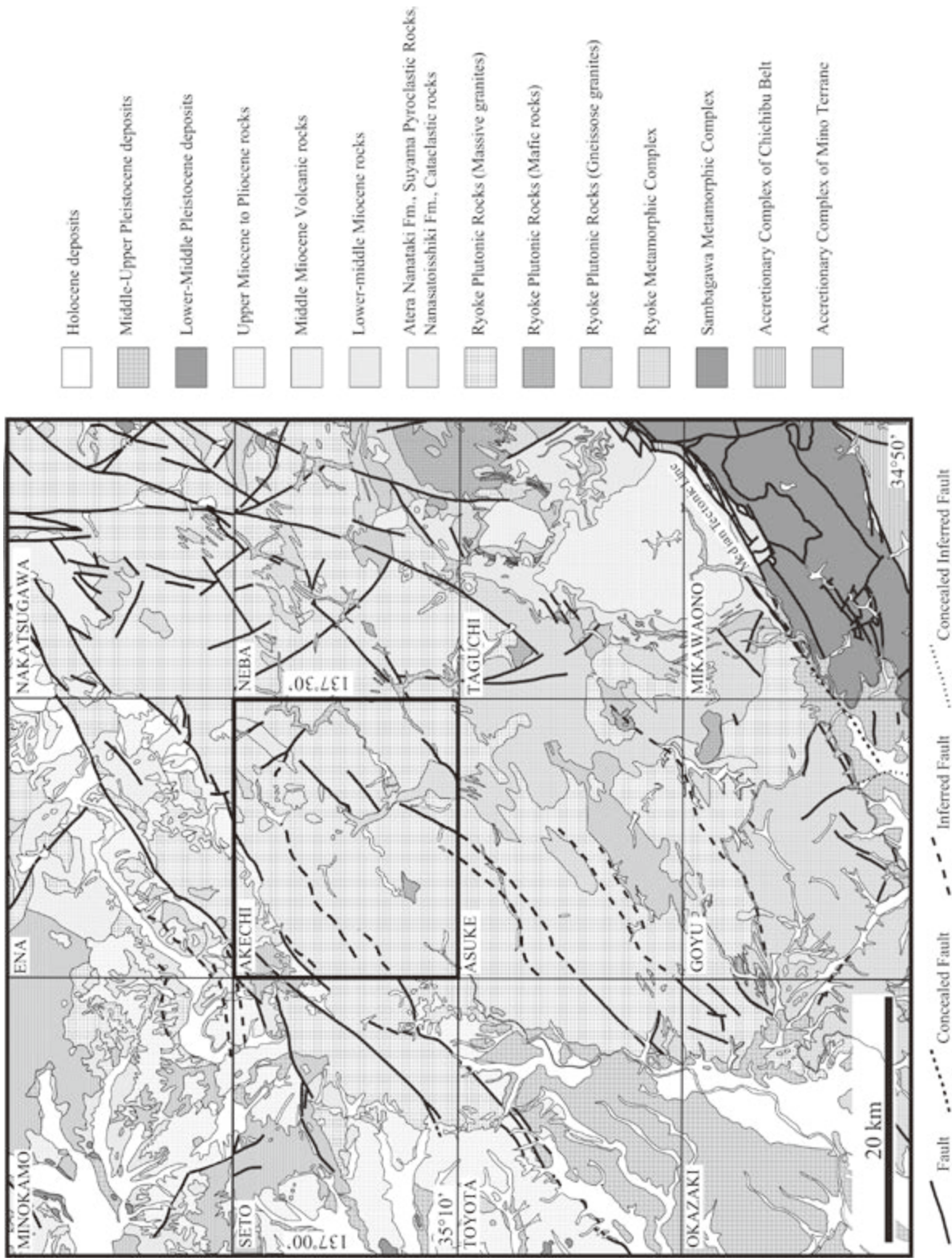


Fig. 1. Simplified geologic map of the Akechi and neighboring districts Modified from the Geological Map of Japan 1:200,000, Toyohashi and Irigo Misaki (Makimoto *et al.*, 2004), and Iida (Yamada *et al.*, 1990).

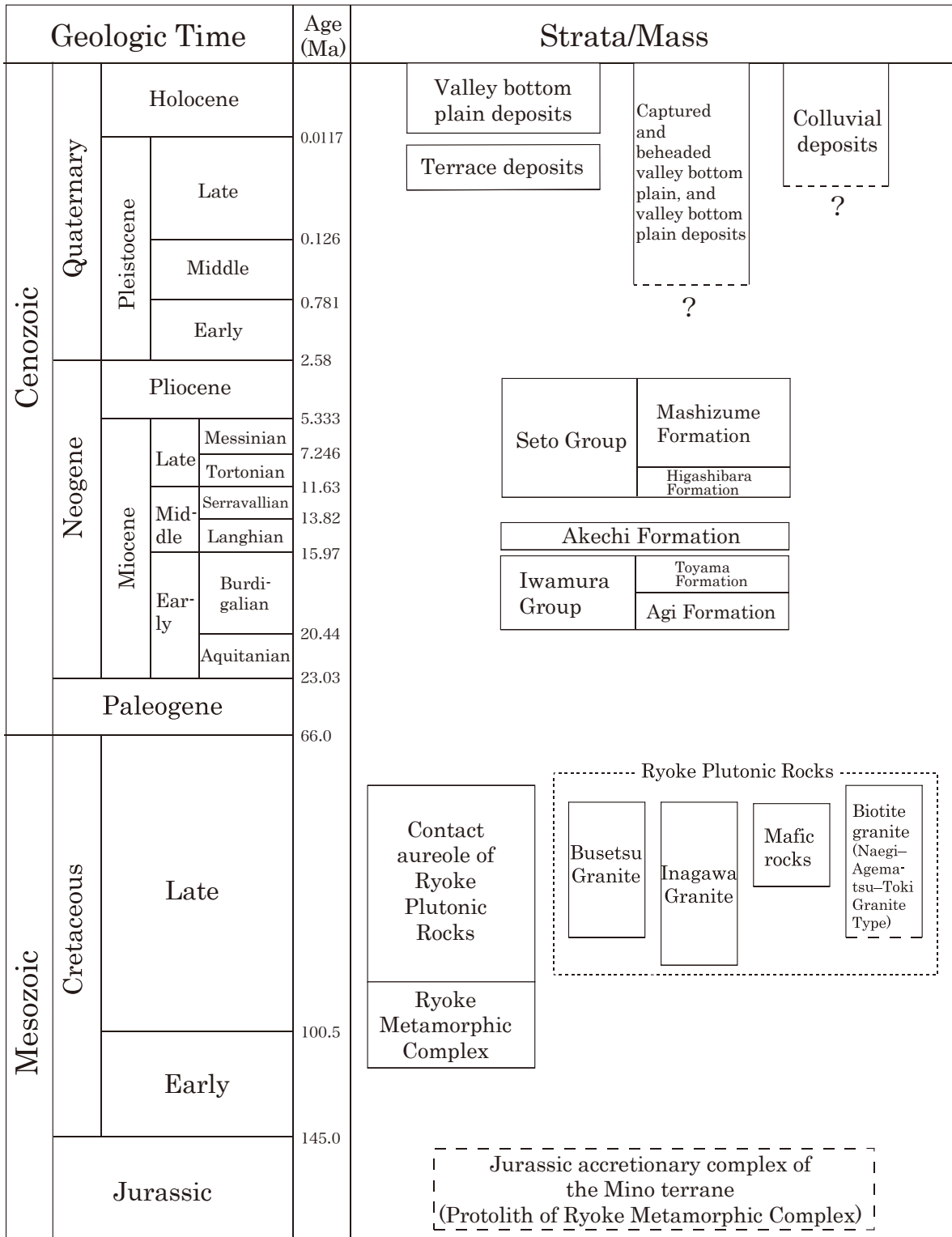


Fig. 2. Stratigraphic summary of the Akechi district

The time scale follows v2018/08 of Cohen *et al.* (2013; updated). Jurassic accretionary complex of Mino Terrane is not exposed in the district.

difference, all these rocks are characterized by the metamorphic mineral assemblage of K-feldspar + cordierite. This metamorphic mineral assemblage corresponds to the K-feldspar-cordierite zone in the southern Auke and Goyu districts. The K-feldspar-cordierite zone is a contact aureole of the Ryoke Plutonic Rocks. While the metamorphic grade before contact metamorphism is not clear, metamorphic stratigraphy in the Goyu-Auke District implies the existence of regional metamorphic rock of the Biotite zone, characterized by a biotite + muscovite metamorphic mineral assemblage or lower grade rocks.

Ryoke Plutonic Rocks

The Ryoke Plutonic Rocks in the Akechi District are composed of Late Cretaceous Inagawa Granite, Busetsu Granite and biotite granite. The biotite granite is of the Naegi-Agematsu-Toki type. The Inagawa Granite is distributed widely over all of the Akechi District. The Busetsu granite occurs in the eastern part of the district, and the Biotite Granite is distributed as small plutonic bodies in the NW and NE parts. The Inagawa Granite is subdivided into four lithological units, namely foliated mela facies, massive facies, weakly-gneissose facies and gneissose facies.

The massive facies of the Inagawa Granite consists mainly of coarse- to medium-grained (hornblende-)biotite monzogranite and granodiorite. The gneissoid facies of the Inagawa Granite consists mainly of coarse- to medium-grained hornblende-biotite granodiorite and tonalite, and is characterized by an obvious gneissose texture and more common occurrence of K-feldspar megacrysts than in the massive facies. The weakly gneissose facies changes gradually from the gneissose facies and massive facies, and is composed of coarse-grained (hornblende-) biotite monzogranite and granodiorite. The foliated mafic facies consists mainly of medium-grained hornblende-biotite granodiorite, with minor amounts of hornblende-biotite monzogranite. This lithology is characterized by abundant mafic inclusions that range from a few cm to a few tens of cm in the long axis. The Inagawa Granite intrudes into the Ryoke Metamorphic Complex, and is intruded by the Busetsu Granite. The Busetsu Granite consists mainly of medium- to fine-grained muscovite-biotite granodiorite. As mentioned above, it intrudes into the Ryoke Metamorphic Complex and the Inagawa Granite. The biotite granite is dominated by medium-grained biotite granodiorite and monzogranite, with minor amounts of quartz-monzonite and syenogranite. The Biotite Granite intrudes into the Inagawa Granite (the weakly gneissose facies) and the Ryoke Metamorphic Complex. In addition to the above lithologies, several plutonic bodies up to 4 km × 2 km in size of mafic rocks are distributed within the Inagawa Granite. Those mafic rocks are composed of medium- to fine-grained quartz- and biotite-bearing hornblende gabbro. The fine-grained lithology shows a magma-mixing-like occurrence which is characterized by a contemporaneous mutual intrusive relationship with the Inagawa Granite.

Neogene

The Neogene is divided into the Iwamura Group (Lower Miocene), Akechi Formation (Middle Miocene), Seto Group (Upper Miocene to Pliocene). The Iwamura Group includes the Agi Formation, composed of terrestrial to marine strata, and the Toyama Formation, composed of brackish to marine sediments. The Agi Formation distributed in this district is classified into the Fujiage Sandstone and Conglomerate Member that contains fluvial sandstone, tuffaceous sandstone, conglomerate, and siltstone with minor tuff and carbonaceous beds. The Toyama Formation can be divided into three members (Midorigaoka, Maki, and Ryodenji) and two marginal facies (Nishigahora and Kubohara). The Maki Siltstone Member and Kubohara Sandstone Facies can be observed in this district. The Maki Siltstone Member is composed mainly of thick-bedded siltstone and sandstone including abundant shells and trace fossils. The Kubohara Sandstone Facies, comprising sandstone and conglomerate with minor siltstone, unconformably overlies the Cretaceous granites. The depositional age of the Toyama Group is Burdigalian in the Early Miocene, based on fossils of bivalves and diatoms, and from the radiometric ages of tuff beds. This group can be correlated with the Kani and Mizunami groups in the Tono area in Gifu Prefecture.

The Akechi Formation is made of fluvial, massive, clast-supported, boulder to cobble conglomerates about 20-180 m thick. It is underlain by the Iwamura Group and overlain by the Seto Group in the northeastern mapped area. Its gravels are of Nohi Rhyolite, Ryoke Plutonic Rocks, Ryoke Metamorphic Complex, and Iwamura Group origin. The sediment is considered to have been supplied from the north because it contains many Nohi rhyolite gravels distributed in the northern region. The formation is presumed to be middle Miocene valley fill sediments related to rapid uplift in the fore-arc area of the southwest Honshu Arc.

The Seto Group is divided into the Higashibara Formation, consisting mainly of clay and sand with minor silt and lignite, and the Mashizume Formation, which comprises gravel with minor sand, silt, and clay. The major part of this group is outcrops on the northwestern side of the Enasan Fault. The Higashibara Formation yields clay and silica sand for the ceramic industry, and can be correlated with the Tokiguchi Porcelain Formation and Seto Porcelain Formation. The Mashizume Formation is composed mainly of well-rounded pebble- to cobble-sized gravel with sand,

silt and clay. Chert clasts dominate but rhyolite, granite and metamorphic rock clasts are also present. The Mashizume Formation can be correlated with Toki Sand and Gravel Formation in the Tono area and Yadagawa Formation in the Seto district. The Seto Group can be assigned to the Late Miocene to Pliocene age based on plant fossils and the radiogenic ages of tuffs. Fluvial to lacustrine environment is proposed as the depositional facies.

Quaternary

The Quaternary deposits in the mapped area consist of terrace, colluvial, captured and beheaded valley bottom plain and valley bottom plain deposits. They are narrowly distributed along the Yahagi River and its branches, and along tributaries of the Toki River. Terrace deposits are composed of talus, alluvial cone and braided river deposits in the last glacial period. The captured and beheaded valley bottom plain deposits are Pleistocene to Holocene river sediments that formed before the development of the present water system.

Geological structure

In the Akechi District, faulting is dominantly NE–SW and NW–SE. Some of the NE–SW faults are active, including the Byobuyama, Enasan, Sanageyama-kita Faults.

Economic and environmental geology

Granitic rocks of the Ryoke Plutonic Rocks are used for decorative stones such as wall rock and gravestones. The Busetsu Granite is known locally as “Inabu Ishi”, “Nukata Chume-ishi” and “Hanazawa Ishi”. The Inagawa Granite is called “Asuke Mikage”, “Koromo Ishi” and “Fujioka Mikage” in the Mikawa area. Those granites are also used for crushed stone.

Working mines extracting non-metallic ore deposits in this district yield refractory clay, silica sand, and weathered granite. Refractory clay occurs in the Higashibara Formation of the Seto Group, and is known as “Gaerome” or “Kibushi” clay for its high quality. It has been a major resource for the ceramic industry in this district. Quartz and feldspar extracted from weathered granite are used for ceramics, tile, and glass, which are called “Saba” or “Sokei”.

Several hot/cold springs are present in the Akechi District. Some of those coincide with the location of faults.

Numerous numbers of shallow landslides caused by heavy rainstorms are distributed in granitic areas in the Akechi District. Some damage of trench- and inland-type great earthquakes related to Philippine Sea Plate subduction has been reported around the district.

執筆分担

第1章	地形	尾崎正紀
第2章	地質概説	山崎 徹・野田 篤・尾崎正紀
第3章	領家変成コンプレックス及び領家深成岩類による接触変成域	山崎 徹
第4章	領家深成岩類	山崎 徹
第5章	岩村層群	野田 篤
第6章	明智層	尾崎正紀
第7章	瀬戸層群	野田 篤
第8章	第四系	尾崎正紀・野田 篤
第9章	地質構造及び重力	尾崎正紀・野田 篤・山崎 徹
第10章	応用地質	山崎 徹・野田 篤・尾崎正紀

文献引用例

山崎 徹・野田 篤・尾崎正紀 (2020) 明智地域の地質. 地域地質研究報告 (5万分の1地質図幅). 産総研地質調査総合センター, 120p.

章単位での引用例

山崎 徹 (2020) 明智地域の地質, 第4章, 領家深成岩類. 地域地質研究報告 (5万分の1地質図幅). 産総研地質調査総合センター, p. 28-54.

Bibliographic reference

Yamasaki, T., Noda, A. and Ozaki, M. (2020) Geology of the Akechi District. Quadrangle Series, 1:50,000, Geological Survey of Japan, AIST, 120p. (in Japanese with English abstract, 5p.)

Bibliographic reference of each chapter

Yamasaki, T. (2020) Geology of the Akechi district, Chapter 4, Ryoke Plutonic Rocks. Quadrangle Series, 1:50,000, Geological Survey of Japan, AIST, p. 28-54 (in Japanese).

地域地質研究報告 (5万分の1地質図幅)

明智地域の地質

令和2年2月28日発行

国立研究開発法人 産業技術総合研究所
地質調査総合センター

〒305-8567 茨城県つくば市東1-1-1 中央第7

Geology of the Akechi District. Quadrangle Series,

1:50,000

Published on February 28, 2020

Geological Survey of Japan, AIST

AIST Tsukuba Central 7, 1-1-1 Higashi, Tsukuba,
305-8567, JAPAN

印刷所 株式会社 アイネクスト

Inext Co., Ltd

裏表紙写真説明：高戸山(標高 794.6 m)を東から望む

「明智」図幅地域を含む三河高原地域には、火成弧の深部を構成していたと考えられる膨大な量の花崗岩類(領家深成岩類)及び高温低圧型変成岩(領家変成コンプレックス)が広く分布する。本図幅地域の深成岩及び変成岩分布域は標高 400–800 m の山々から構成され、北東–南西方向及び北西–南東方向の高角断層が複数存在する。この写真は本図幅地域東部の愛知県豊田市川手町の伊奈川花崗岩からなる山麓より撮影した。正面の山は標高 794.6 m の高戸山で、武節花崗岩から構成される。中央部の谷は、矢作ダムによる人造湖である奥矢作湖の東端付近である。

Back Cover Photo : Mt. Takado (794.6 m) viewed from east direction.

Voluminous granitoids (Ryoke Plutonic Rocks), and high-temperature/low-pressure metamorphic rocks (Ryoke Metamorphic Complex), which presumably represent deeper parts of the volcanic arc, are widely exposed in the Mikawa Plateau area, including the Akechi District. The area where those plutonic and metamorphic rocks are distributed in the Akechi District is composed of mountains 400–800 m above sea level, and NE–SW and NW–SE trending high angle faults exist in the area. The photograph was taken from an Inagawa Granite foothill in Kawate Town, Toyota City, Aichi Prefecture, located in the eastern part of the Akechi District. The center peak in the photograph is Mt. Takado (794.6 m) which consists of Busetu Granite. The center valley is at the eastern end of Okumikawa Lake, which is a man-made lake behind the Yahagi Dam.

Quadrangle Series, 1:50,000
Kyoto(11) No.22 NI-53-2-9

Geology of the Akechi District

by Toru YAMASAKI, Atsushi NODA and Masanori OZAKI

