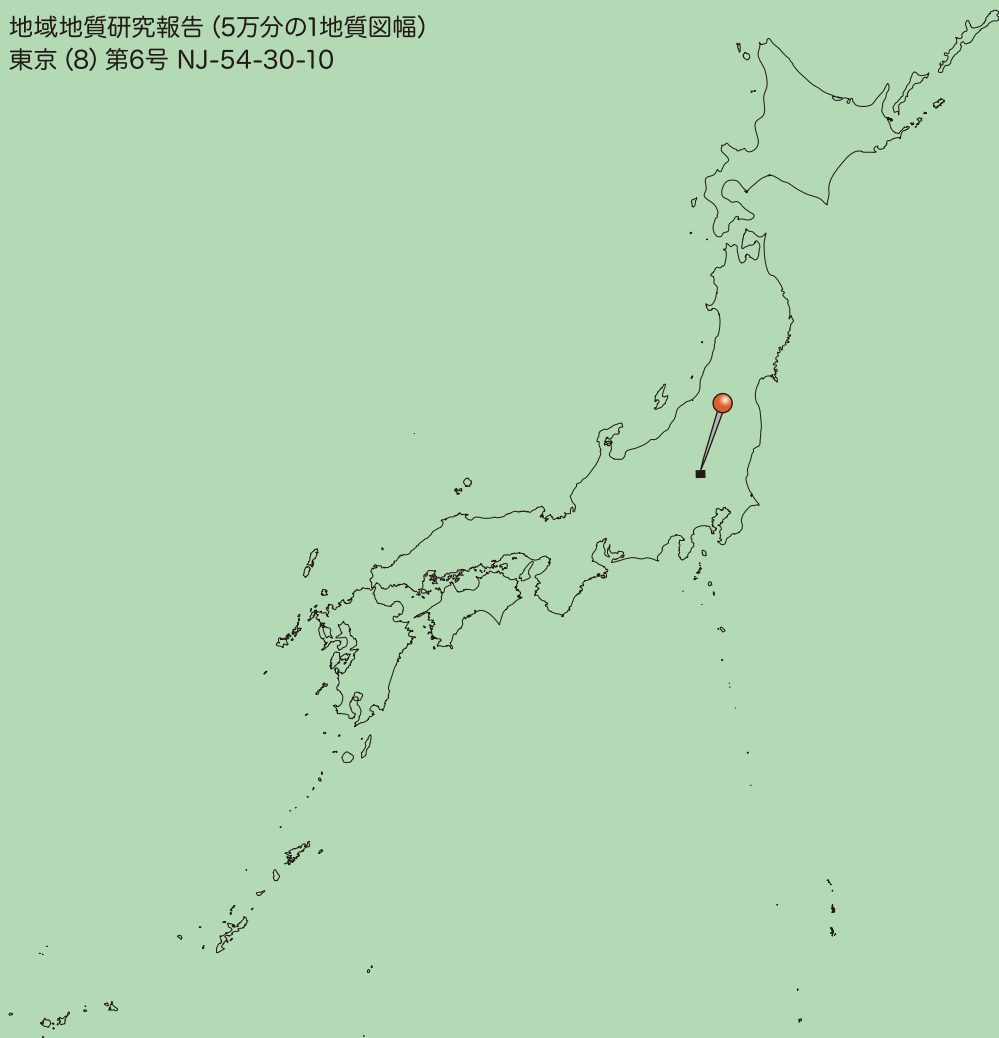


地域地質研究報告 (5万分の1地質図幅)
東京 (8) 第6号 NJ-54-30-10



桐生及足利地域の地質

Geology of the Kiryu and Ashikaga District

伊藤 剛	ITO Tsuyoshi
高橋 雅紀	TAKAHASHI Masaki
山元 孝広	YAMAMOTO Takahiro
水野 清秀	MIZUNO Kiyohide

令和4年

地域地質研究報告
5万分の1地質図幅
東京(08)第6号
NJ-54-30-10

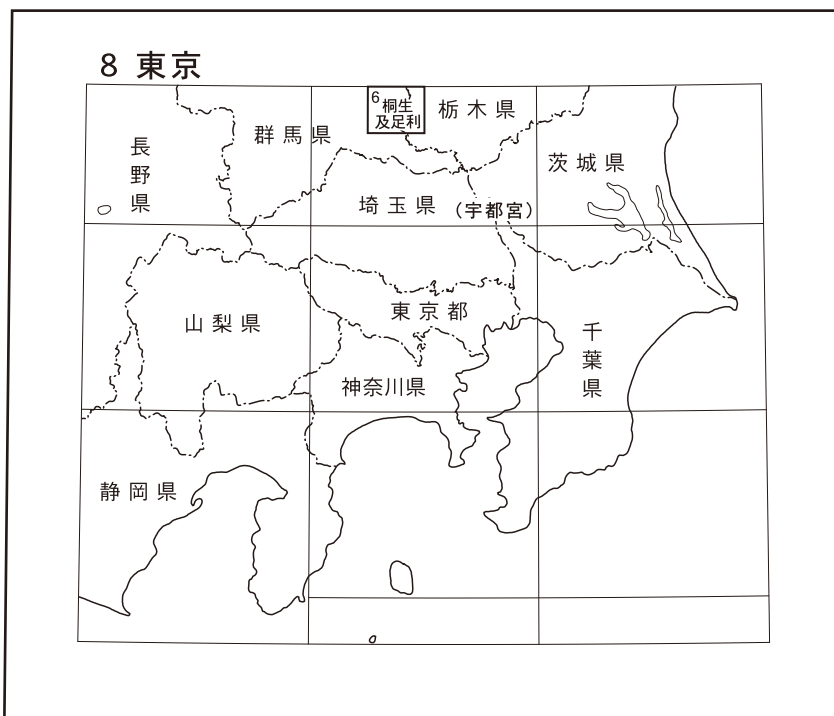
桐生及足利地域の地質

伊藤 剛・高橋雅紀・山元孝広・水野清秀

令和4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

7-100 沼田 Numata NJ-54-30-13 (1954)	7-101 足尾 Ashio NJ-54-30-9 (1954)	7-102 鹿沼 Kanuma NJ-54-30-5 (未刊行, unpublished)
8-5 前橋 Maebashi NJ-54-30-14 (未刊行, unpublished)	8-6 桐生及足利 Kiryu and Ashikaga NJ-54-30-10 (2022)	8-7 栃木 Tochigi NJ-54-30-6 (1961)
8-16 高崎 Takasaki NJ-54-30-15 (未刊行, unpublished)	8-17 深谷 Fukaya NJ-54-30-11 (未刊行, unpublished)	8-18 古河 Koga NJ-54-30-7 (未刊行, unpublished)

桐生及足利地域の地質

伊藤 剛¹・高橋雅紀¹・山元孝広²・水野清秀¹

地質調査総合センターは明治15年(1882年)にその前身の地質調査所が創設されて以来、国土の地球科学的実体を解明するための調査研究を行い、様々な縮尺の地質図を作成・出版してきた。そのなかで5万分の1地質図幅は、自らの地質調査に基づく最も詳細な地質図の1つであり、基本的な地質情報が網羅されている。「桐生及足利」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。

「桐生及足利」地域の地質図幅の作成は、平成28年度～令和2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。本地域における地形については伊藤と水野が、ジュラ系付加体(足尾帯)及び上部白亜系深成岩類(足利岩体)については伊藤が、古第三系及び新第三系については高橋と山元が、更新統赤城火山噴出物については山元が、第四系及び活断層については水野が担当し、それぞれ研究報告を執筆するとともに地質図を作成した。研究報告及び地質図の全体のとりまとめは伊藤が行った。

本調査研究にあたり、明盛宏産(広沢工場・太田リサイクルセンター)・イズム鉱業(小俣工場)・キンケン石産(小平砕石工場)・貴船工業が所有するそれぞれの採石場や鉱区などへの立ち入り許可を頂き、露頭観察や試料採取を行った。足利市松田町の足利国際クレ射撃場(足利アップル射撃場)の場内への立ち入り許可を頂き、露頭観察や試料採取を行った。群馬県立自然史博物館の高桑祐司博士には、ヘリコプリオンの産出報告に関してご教示いただいた。筑波大学の鎌田祥仁博士には、ジュラ系付加体(足尾帯)の地質に関する関連文献をご紹介いただいた。広島大学の熊原康博博士には、大久保断層や太田断層に関する文献、第四系の露頭情報等をご教示いただいた。株式会社火山灰考古学研究所の早田 勉博士には、北関東地域のテフラについてご教示いただいた。足利市役所からは地下地質資料をご提供いただいた。室内研究に用いた岩石薄片は、地質情報基盤センター地質試料調製グループの皆様にご作成していただいた。以上の関係機関及び関係者の方々に厚くお礼申し上げます。

所 属

¹ 地質調査総合センター 地質情報研究部門

² 地質調査総合センター 活断層・火山研究部門

Keywords : regional geology, geological map, 1:50,000, Gunma, Tochigi, Kiryu, Ashikaga, Midori, Ota, Isesaki, Sano, Ashio Mountains, Watarase River, Ashio Belt, Kurohone-Kiryu Complex, Omama Complex, Kuzu Complex, Gyodosan Complex, Ashikaga Body, Kanayama Welded Tuff, Hirosawa Conglomerate, Yabuzuka Formation, Mamioka Tuff, Godo Formation, Hikoma Formation, Akagi Volcano, accretionary complex, granodiorite, Umeda Syncline, Hikoma Anticline, Kuzu Syncline, Kiryugawa Fault, Kanma Fault, Oiwa Fault, Okubo Fault, Ota Fault, Jurassic, Cretaceous, Paleogene, Paleocene, Neogene, Miocene, Pliocene, Quaternary, Pleistocene, Holocene

令和3年8月27日受理 令和4年3月30日発行

目 次

第1章 地形	1
1.1 足尾山地	2
1.2 八王子丘陵及び赤城火山南東麓丘陵	2
1.3 台地・低地	2
第2章 地質概説	6
2.1 既存の地質図	6
2.2 「桐生及足利」地域とその周辺の地質概略	6
2.3 ジュラ系付加体（足尾帯）	6
2.4 上部白亜系深成岩類（足利岩体）	7
2.5 古第三系及び新第三系	7
2.6 更新統赤城火山噴出物	8
2.7 第四系	8
2.8 活断層	9
2.9 表現及び表記	9
第3章 ジュラ系付加体（足尾帯）	10
3.1 研究史	10
3.2 構造層序区分	11
3.3 黒保根-桐生コンプレックス	12
3.4 大間々コンプレックス	18
3.5 葛生コンプレックス	25
3.6 行道山コンプレックス	31
3.7 コンプレックス境界断層	33
3.7.1 桐生川断層	33
3.7.2 閑馬断層	33
3.7.3 大岩断層	33
3.8 褶曲	34
3.8.1 梅田向斜	34
3.8.2 飛駒背斜	35
3.8.3 葛生向斜	35
第4章 上部白亜系深成岩類（足利岩体）	36
4.1 概要及び研究史	36
4.2 足利岩体	37
4.3 年代	37
4.4 接触変成作用	37
第5章 古第三系及び新第三系	38
5.1 研究史	38
5.2 概要	40

5.3	金山溶結凝灰岩	40
5.4	広沢礫岩	46
5.5	藪塚層	46
5.6	強戸層	53
5.7	馬見岡凝灰岩	53
5.8	未区分デイサイト	55
5.9	飛駒層	55
第6章	更新統赤城火山噴出物	60
6.1	概要及び研究史	60
6.2	梨木岩屑なだれ堆積物	63
6.3	火山麓扇状地1堆積物	66
6.4	大胡軽石流堆積物	66
6.5	南雲軽石流堆積物	67
6.6	火山麓扇状地2堆積物	68
第7章	第四系	69
7.1	概要	69
7.2	大間々扇状地地域	71
7.2.1	桐原段丘堆積物	71
7.2.2	岩宿段丘堆積物	72
7.2.3	大間々及び藪塚段丘堆積物	73
7.2.4	相生段丘堆積物	73
7.2.5	大間々扇状地地域の沖積層	73
7.2.6	大間々扇状地地下の第四系	73
7.3	渡良瀬川北東側地域及び八王子丘陵周辺地域	74
7.3.1	未区分上位・中位段丘堆積物	74
7.3.2	未区分下位段丘堆積物	75
7.3.3	沖積錐及び小規模扇状地堆積物, 斜面崩壊及び土石流堆積物	76
7.3.4	地すべり堆積物	77
7.3.5	沖積層と低地地下の第四系	77
第8章	活断層	80
8.1	概要	80
8.2	大久保断層	80
8.3	太田断層	81
第9章	応用地質	83
9.1	金属及び非金属資源	83
9.2	採石資源及び石材	83
9.3	温泉・鉱泉	84
9.4	地質災害	85
9.5	観光資源	85
文献		88

図・表目次

第 1. 1 図 足尾山地周辺の地形陰影図.....1

第 1. 2 図 稜線に露出するチャート.....2

第 1. 3 図 八王子丘陵と渡良瀬川の遠景.....3

第 1. 4 図 「桐生及足利」地域及びその周辺の地形分類の概略と大間々扇状地を構成する段丘面の区分，及び活断層分布図.....3

第 1. 5 図 大間々扇状地の地形断面.....4

第 1. 6 図 大間々面上からみた桐原面段丘崖.....5

第 2. 1 図 足尾山地周辺の地質概略図.....7

第 2. 2 図 「桐生及足利」地域の地質総括図.....8

第 3. 1 図 「桐生及足利」地域及び「栃木」地域におけるジュラ系付加体の構造層序区分.....11

第 3. 2 図 ジュラ系付加体のコンプレックス区分及び主なコンプレックス境界断層及び褶曲.....12

第 3. 3 図 ジュラ系付加体の各コンプレックスの海洋プレート層序復元図.....13

第 3. 4 図 飛駒背斜北西翼部の黒保根-桐生コンプレックスの柱状図.....14

第 3. 5 図 飛駒背斜南東翼部の黒保根-桐生コンプレックスの柱状図.....15

第 3. 6 図 黒保根-桐生コンプレックス構成岩類の露頭写真.....16

第 3. 7 図 黒保根-桐生コンプレックス構成岩類の薄片写真.....17

第 3. 8 図 黒保根-桐生コンプレックスと大間々コンプレックスの境界周辺のルートマップ.....20

第 3. 9 図 梅田向斜北西翼部の大間々コンプレックスの柱状図.....21

第 3. 10 図 梅田向斜南東翼部の大間々コンプレックスの柱状図.....22

第 3. 11 図 大間々コンプレックス構成岩類の露頭写真.....23

第 3. 12 図 大間々コンプレックス構成岩類の薄片写真.....24

第 3. 13 図 葛生向斜北西翼部の葛生コンプレックスの柱状図.....26

第 3. 14 図 葛生コンプレックス及び行道山コンプレックスの柱状図.....27

第 3. 15 図 黒保根-桐生コンプレックスと葛生コンプレックスの境界周辺のルートマップ.....28

第 3. 16 図 葛生コンプレックスと行道山コンプレックスの境界周辺のルートマップ.....29

第 3. 17 図 葛生コンプレックス構成岩類の露頭写真.....30

第 3. 18 図 葛生コンプレックス構成岩類の薄片写真.....30

第 3. 19 図 行道山コンプレックス構成岩類の露頭写真.....32

第 3. 20 図 行道山コンプレックス構成岩類の薄片写真.....32

第 3. 21 図 コンプレックス境界断層の露頭写真.....34

第 3. 22 図 褶曲の下半球等積投影図.....34

第 4. 1 図 足利岩体周辺の変成鉱物組み合わせ.....36

第 4. 2 図 足利岩体の産状及び薄片の写真.....37

第 5. 1 図 八王子丘陵及び周辺の新生界地質概略図.....39

第 5. 2 図 八王子丘陵北西部の地質図.....41

第 5.3 図	八王子丘陵南東部の地質図	42
第 5.4 図	鹿田山周辺の地質図	43
第 5.5 図	飛駒盆地北西部の地質図	44
第 5.6 図	ジュラ系付加体(足尾帯)を不整合に覆う金山溶結凝灰岩	45
第 5.7 図	広沢礫岩の俯瞰図と露頭写真	47
第 5.8 図	藪塚層最下部の火山岩類	48
第 5.9 図	藪塚層下部及び中部の岩相	49
第 5.10 図	藪塚層上部の岩相	51
第 5.11 図	藪塚層上部の軽石火山礫凝灰岩のフィッシュン・トラック年代測定結果	52
第 5.12 図	藪塚層上部の軽石火山礫凝灰岩のフィッシュン・トラック年代測定結果	54
第 5.13 図	強戸層の岩相	55
第 5.14 図	馬見岡凝灰岩の研磨片写真	55
第 5.15 図	未区分デイサイトの岩相	56
第 5.16 図	飛駒盆地の地形鳥瞰図	57
第 5.17 図	飛駒層の堆積岩類	58
第 5.18 図	飛駒層の流紋岩	59
第 5.19 図	飛駒層の流紋岩の U-Pb 年代	59
第 6.1 図	赤城火山遠望	60
第 6.2 図	赤城火山の地質概略図	61
第 6.3 図	赤城火山の形成史	62
第 6.4 図	赤城火山起源のテフラ層の分布	63
第 6.5 図	梨木岩屑なだれ堆積物を作る流れ山の断面	65
第 6.6 図	梨木岩屑なだれ堆積物の岩塊相	65
第 6.7 図	大胡軽石流堆積物	66
第 6.8 図	南雲軽石流堆積物	67
第 7.1 図	「桐生及足利」地域内第四系の地質区分と層序関係	69
第 7.2 図	第四系の露頭(Q)及び活断層の記載(F)番号及び地下断面図作成測線位置図	70-71
第 7.3 図	主な露頭における段丘堆積物の地質柱状図	72
第 7.4 図	渡良瀬川に沿って分布する未区分下位段丘堆積物の露頭	76
第 7.5 図	土石流堆積物の露頭	77
第 7.6 図	地すべり堆積物の作る地形	78
第 7.7 図	足利市名草川に沿った地下地質柱状断面図	78
第 7.8 図	桐生市街地から渡良瀬川南岸に及ぶ範囲の地下地質柱状断面図	79
第 8.1 図	大久保断層の低断層(撓曲)崖と推定される崖	81
第 8.2 図	太田断層の低断層崖と推定される崖	82
第 9.1 図	坑口とみられる穴	83
第 9.2 図	採石場	84
第 9.3 図	藪塚石の石切場	84
第 9.4 図	観光資源の写真	86

第 5.1 表	八王子丘陵及び周辺の新第三系に関する研究者別層序対照表	40
第 5.2 表	藪塚層上部の軽石火山礫凝灰岩のフィッション・トラック年代	53
第 6.1 表	赤城火山周辺に分布するテフラ層一覧	64
第 7.1 表	段丘堆積物中の木片等の放射性炭素年代測定結果一覧	72
第 9.1 表	「桐生及足利」地域における温泉・鉱泉一覧	85
付図 1	本報告書で示した柱状図のルート位置及びルートマップの位置図	94-95
付図 2	ジュラ系付加体（足尾帯）からの主な化石産出地点	96-97
Fig. 1	Simplified geological map around the Ashio Mountains including the Kiryu and Ashikaga District	99
Fig. 2	Summary of geology of the Kiryu and Ashikaga District	100

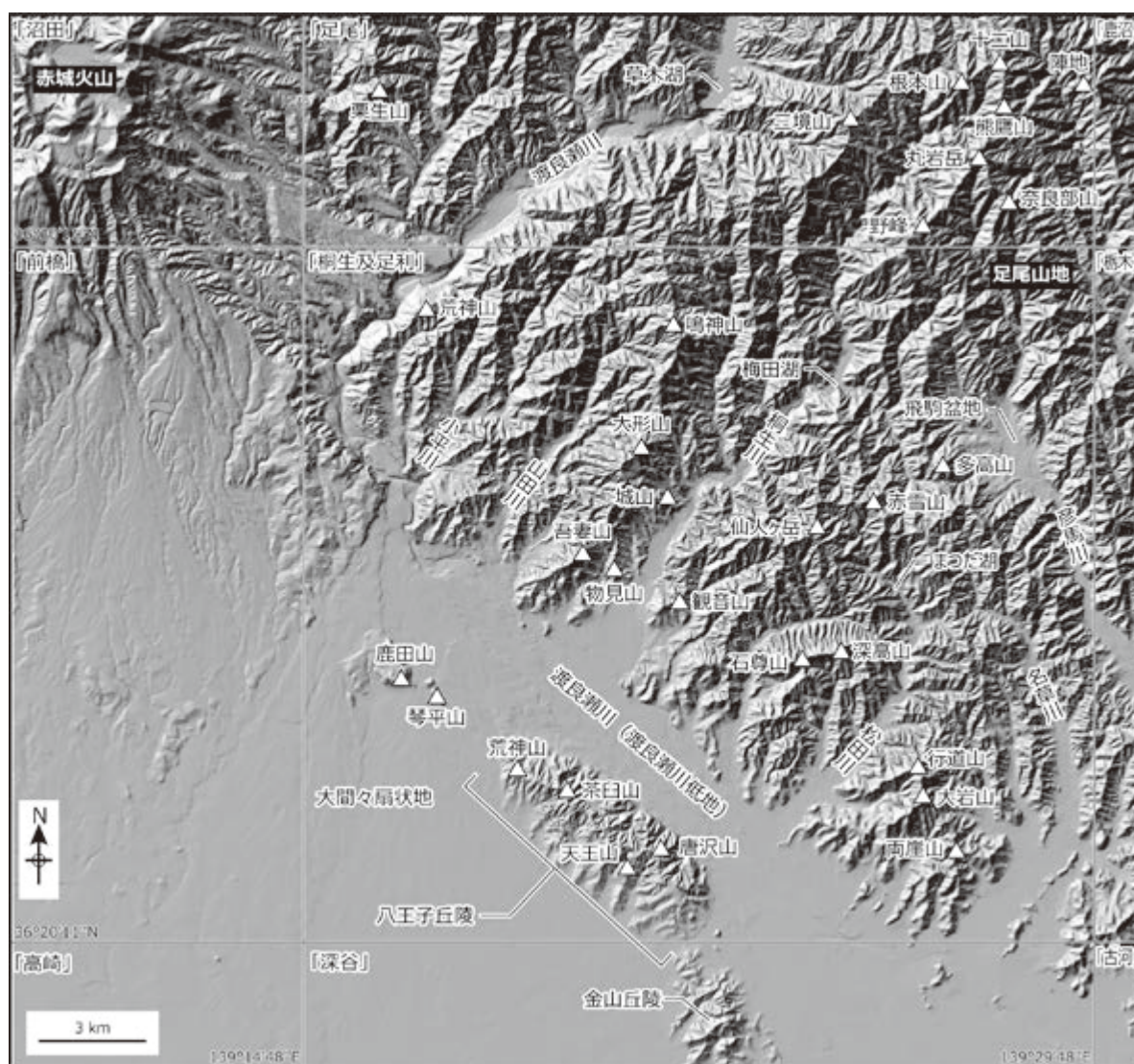
第1章 地 形

(伊藤 剛・水野清秀)

「桐生及足利」地域は、国土地理院発行の5万分の1地形図「桐生及足利」の範囲に相当する。なお、以降は「桐生及足利」地域あるいは本地域と略記し、隣接地域も同様に表現する。世界測地系では北緯 $36^{\circ}20'11.3''$ ～ $36^{\circ}30'11.3''$ ，東経 $139^{\circ}14'48.4''$ ～ $139^{\circ}29'48.4''$ の範囲であり，日本測地系では北緯 $36^{\circ}20'$ ～ $36^{\circ}30'$ ，東経 $139^{\circ}15'$ ～ $139^{\circ}30'$ の範囲である。本地域は，群馬県桐生市・みどり市・太田市・伊勢崎市ならびに栃木県足利市・佐野市の

2県6市の行政区画にあたる。

本地域の地形は，(1)北東部から中央部のジュラ系付加体(足尾帯)及び上部白亜系深成岩類から構成される足尾山地，(2)南部のジュラ系付加体(足尾帯)及び古第三系・新第三系から構成される八王子丘陵及び北西部の赤城火山南東麓丘陵，(3)南西部の第四系を中心とした台地・低地に区分される(第1.1図)。



第1.1図 足尾山地周辺の地形陰影図

国土地理院の発行する地形陰影図 (<https://maps.gsi.go.jp/>) を加工して作成。

1.1 足尾山地

足尾山地は関東平野の北方に位置し、栃木県と群馬県に跨って分布する。「桐生及足利」地域は足尾山地の南西部にあたり、山地地形が広範囲を占める。本地域の足尾山地は、概ね北東部から南西部に向かって標高が低くなる。地域内で最も標高の高い山は鳴神山(標高 980 m)である。これ以外では大形山(682 m)・仙人ヶ岳(663 m)・荒神山(625 m)・赤雪山(621 m)・多高山(608 m)・深高山(506 m)・石尊山(487 m)・吾妻山(481 m)・行道山(442 m)・城山(361 m)・観音山(308 m)・物見山(274 m)・両崖山(251 m)などの標高 700 m 以下の山がある。

「桐生及足利」地域の足尾山地を流れる河川は、渡良瀬川と彦馬川を除きその多く(小平川・山田川・松田川など)が北東から南西方向に平行に流下する。渡良瀬川は足尾山地の北西部では北東から南西方向に、山地の南西部では北西から南東方向に流下する。彦馬川は北から南方向に向かって流下する。桐生川の上流では桐生川ダムによって貯えられた梅田湖が、松田川上流では松田川ダムによって貯えられたまつだ湖がある。彦馬川の上流、本地域の北東部の佐野市飛駒町周辺には飛駒盆地が存在する。

「桐生及足利」地域の足尾山地は、大部分がジュラ系付加体(足尾帯)からなる。足利市名草上町周辺では上部白亜系深成岩類(足利岩体)がジュラ系付加体に貫入しているほか、飛駒盆地周辺では新第三系飛駒層がジュラ系付加体を覆う。また、主に北東部で更新統赤城火山噴出物がジュラ系付加体を覆い、さらに河川沿いでは更新統～完新統がジュラ系付加体や飛駒層を覆う。峻険な山頂や稜線ではジュラ系付加体のチャートが露出している例が多く(第 1.2 図)、チャートの走向と平行な方向に稜線が延びる。

1.2 八王子丘陵及び赤城火山南東麓丘陵

八王子丘陵は、渡良瀬川(渡良瀬川低地)を挟んで足尾山地の南部～南西部に位置する(第 1.3 図)。渡良瀬川と平行となる北西-南東方向に延びる。最高標高地点は茶臼山(294 m)であり、主に標高 200～250 m 程度の稜線によって唐沢山(261 m)・天王山(243 m)・荒神山(218 m)に連なる。丘陵内での河川は丘陵に直交もしくは斜交する北東-南西方向に流れ、最長で 1 km 程度である。

八王子丘陵の南東部ではジュラ系付加体(足尾帯)が露出し、南西部から北部にかけてそれを不整合に覆う古第三系金山溶結凝灰岩ならびに新第三系の広沢礫岩及び藪塚層が露出する。丘陵の北西端では赤城火山噴出物が藪塚層を不整合に覆う。

赤城火山は本地域北西の「沼田」地域に中心がある大規模成層火山で、その南東麓が本地域北西部の桐生市黒



第 1.2 図 稜線に露出するチャート
葛生コンプレックスのチャートが、両崖山南方の稜線をなす。

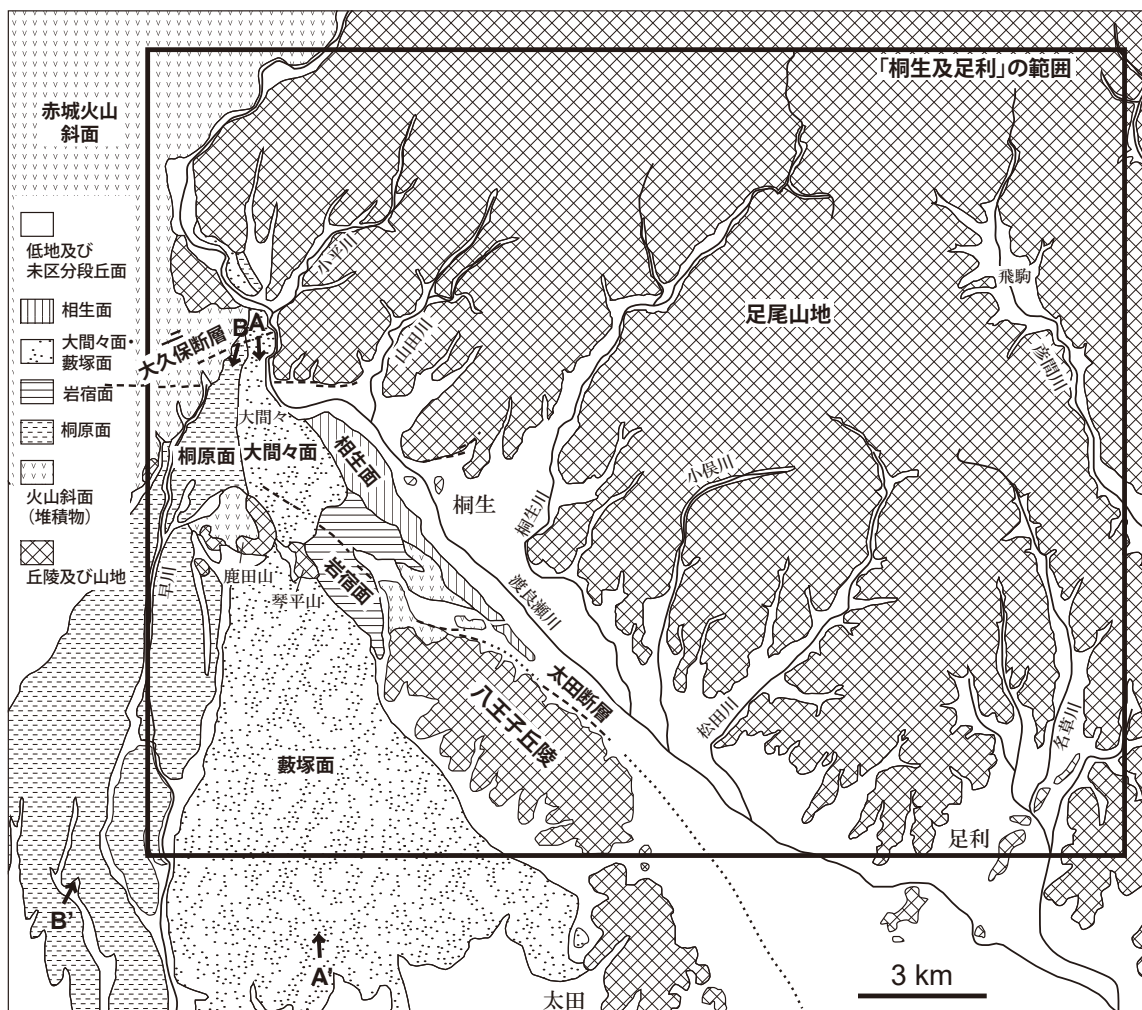
保根町から新里町に及んでいる。本地域内では標高 250 m から 500 m 程度の丘陵地を形成している。

1.3 台地・低地

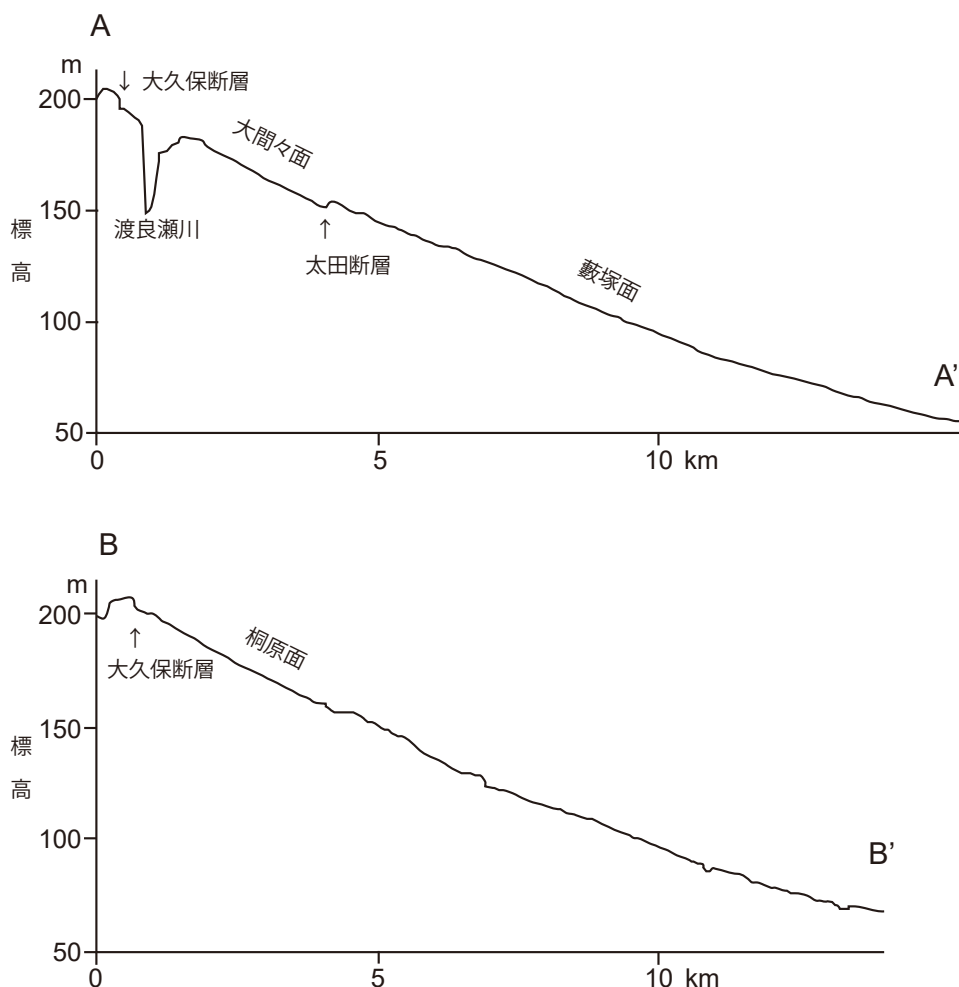
台地・低地の地形は、渡良瀬川を挟んで、それより右岸側(南西側)と左岸側(北東側)で大きく異なる(第 1.4 図)。右岸側には、みどり市大間々市街地北を扇頂として南に広がる大規模な扇状地が発達しており、大間々扇状地と呼ばれる(例えば、町田, 1951; 貝塚, 1958; 澤口・宮崎編, 2014)。その途中には、扇状地を分断する形で八王子丘陵と北西延長部に琴平山及び鹿田山と呼ばれる小規模な丘陵がある。なお、琴平山山麓部には旧石器時代の岩宿遺跡(例えば、相沢, 1957)がある。渡良瀬川低地は、みどり市大間々市街地付近から北では、幅の狭い峡谷状の地形を示しているが、桐生市街地西から南にかけては徐々にその幅が広がり、旧流路と自然堤防あるいは砂礫堆がいくつもみられる網状河川の性質を示す。渡良瀬川より北東の地域では、台地・低地は、足尾山地を開析するいくつかの支流河川に沿って幅狭く分布している。



第 1.3 図 八王子丘陵と渡良瀬川の遠景
吾妻山山頂から撮影。



第 1.4 図 「桐生及足利」地域及びその周辺の地形分類の概略と大間々扇状地を構成する段丘面の区分，及び活断層分布図
A から A' と B から B' は，第 1.5 図の断面の位置を示す。



第 1.5 図 大間々扇状地の地形断面
 上図：第 1.4 図の A から A' 間の断面，大間々面から藪塚面，下図：第 1.4 図の B から B' 間の断面，桐原面。地理院地図 (<https://maps.gsi.go.jp>) の断面図作成ツールを用いて作成した。

1.3.1 大間々扇状地

大間々扇状地には、形成年代の異なるいくつかの段丘面がみられ、それらは古い方から、桐原面、岩宿面、藪塚面及び大間々面、相生面に区分される（例えば、澤口，1971；澤口・中嶋，1996；澤口・宮崎編，2014；第 1.4 図）。これらの段丘面上にのるローム層中のテフラ層や段丘堆積物中に挟まるテフラ層との関係は明らかにされており（例えば、新井，1962；澤口・中嶋，1996），各段丘面はいずれも後期更新世に形成されたもので、桐原面はいわゆる中位段丘面、藪塚面・大間々面と相生面は下位（低位）段丘面に相当し、岩宿面はその境界付近に位置付けられる。

桐原面は、本地域内では、みどり市大間々市街地西の桐原から南西端の伊勢崎市田部井町にかけてほぼ南北方向に続く段丘崖を境に、その西側に分布している。段丘面の勾配は、1,000 分の 10 程度である（第 1.5 図）。第 1.5 図で最も北に段丘面の段差がみられるが、これは北側が

隆起した東西走向の大久保断層（松田ほか，1977；熊原・近藤，2008）による変位と考えられる。後述の大間々面にも大久保断層による変位がみられる（第 1.5 図）。岩宿面（塩島・大内，1978 の神戸面）は、みどり市笠懸町阿佐美付近に小規模に分布している。大間々面は、大間々市街地が載る面である。藪塚面は、桐原面と岩宿面分布地及び八王子丘陵の間に広く分布する。大間々面と藪塚面は形成年代が異なる別の面と考えられていた（澤口，1971）が、段差が生じているみどり市鹿田山東方では、南西側が隆起する太田断層（熊原・近藤，2009）によって同じ段丘面に変位が生じていると考えられる（産業技術総合研究所，2018）。北部では桐原面との比高は 12～14 m（第 1.6 図）、岩宿面とは 5～6 m ほどの比高があるが、本地域南部では、桐原面との比高は 3 m 程度とわずかになる。ただし、平均的な地形面の勾配は桐原面と大差はない（第 1.5 図）。扇状地末端部（太田市新田市野井町周辺：「深谷」地域内）では、地下水の湧水地が多数みられる（澤



第 1.6 図 大間々面上からみた桐原面段丘崖
みどり市大間々庁舎近傍の駐車場から西方を望む。この付近での段丘面の比高は 12~14 m 程度。

口・宮崎編, 2014). 相生面は, 渡良瀬川右岸(西岸)の桐生市相生町から八王子丘陵北東側の桐生市広沢町にかけて細長く分布する。

1.3.2 渡良瀬川低地

渡良瀬川に沿った低地は, 大部分が北西-南東方向に延びていて, 「桐生及足利」地域内北部の桐生市黒保根町宿廻から上流では, 向きを北東方向に変えている。この上流部から桐生市街地の西端までは, 川の両岸に細長く段丘面(一部は桐原面や大間々面に相当する)が分布するものの, 低地の幅はほぼ川幅と同程度となり, 溪谷をなす。渡良瀬川に沿った低地の幅は, 桐生市街地の南から徐々に下流(南東)側へ広がっていき, 本地域南端部では幅 3 km ほどに及んでいる。この地域の空中写真をみると, いくつかの旧流路と自然堤防あるいは砂礫堆と考えられる微高地が散在している。1947 年~1948 年頃に撮影された空中写真で河川流路となっていた地域のうち, 現在は埋め立てられたもの, 堤防によって現在の河川敷の外側にされた範囲を旧河床(堆積物)として地質図では表現した。なお, これらの微地形分類には, 空中写真のほかに明治 17~18 年に作成された迅速測図も参照した。

1.3.3 足尾山地内の支流河川に沿った台地・低地

足尾山地内にみられる渡良瀬川支流河川には, 北西から小平川, 山田川, 桐生川, 小俣川, 松田川, 名草川, 彦間川などがあり, 多くは渡良瀬川に直交する北東-南西方向から南北方向に延びている(第 1.4 図)。低地や台地はこれらの河川に沿って幅狭く分布しているが, 桐生

川の下流域に当たる桐生市街地付近と名草川下流地域にあたる足利市街地付近は比較的広い低地となっている。また, 河川に沿って自然堤防と考えられる微高地が点在することもある。桐生市街地では, 古くから人工改変が進んでいるために正確な分布は不明であるが, 桐生川による自然堤防と推定される微高地が南北方向に延びていて, 渡良瀬川的作用による自然堤防・砂礫堆と結合した形態を示している。

これらの支流河川に流れ込むさらに小さな河川や枝沢は, 周囲の山地からの土砂を運び出し, その出口付近に小規模な扇状地や沖積錐を作っている場合が多い。また, 斜面崩壊を起こし, 土砂の供給量が多いところでは, 谷底を埋めて緩傾斜面を形成し, 凹凸があるところもみられる。より古い時代に形成されたこれらの扇状地面や崖錐・土石流の作る面は, 段丘化していて, 新旧様々な小規模の段丘が, 支流河川沿いに散在している。段丘面は, 比高や開析の程度などから大きく上位・中位・下位の段丘面に三分できるが, 河川勾配や河川の浸食力が地域によって異なるほか, 古い段丘面上に新しい時期の扇状地堆積物などが重なっていることも多く, 現成の沖積面と段丘面の比高などで同時期の段丘面を正確に区別・対比することは難しい。したがって, これらの段丘面はそれぞれ未区分上位, 未区分中位, 未区分下位段丘として扱った。渡良瀬川より西の地域でも, 八王子丘陵を開析する小規模の河川沿いに, 同様の小規模な段丘や扇状地・沖積錐がみられるため, これらの地形面区分及び地層区分は, 足尾山地内と同じ基準で行った。

第2章 地質概説

(伊藤 剛・高橋雅紀・山元孝広・水野清秀)

2.1 既存の地質図

「桐生及足利」^{きりゅうおよびあしかが}地域を含む産業技術総合研究所地質調査総合センター発行の広域地質図としては、50万分の1地質図幅「東京」(広川ほか, 1966)と20万分の1地質図幅「宇都宮」(須藤ほか, 1991)がある。本地域の周辺では、20万分の1地質図幅「日光」(山元ほか, 2000)・5万分の1地質図幅「栃木」(藤本, 1961), 「男体山」^{おんたいざん}(河田, 1955), 「沼田」(太田, 1953), 「足尾」(河田・大澤, 1955), 「宇都宮」(吉川ほか, 2010)が刊行されている。

地質調査総合センター以外から出版されている地質図で本地域を含むものとしては下記が挙げられる。渡辺ほか(1957)は、足尾山地の周辺を含む広域地質図を足尾山地5万分の1地質図として刊行した。林・長谷川(1981), Aono(1985), 林ほか(1990), Kamata(1996)らは、足尾山地のジュラ系付加体を主な対象として地質図を示している。群馬県と栃木県は、1950年代以降に各県の20万分の1, 15万分の1, 10万分の1地質図を複数回刊行している(群馬県立農業試験場, 1952; 栃木県, 1953; 栃木県, 1963, 1977; 新井, 1964, 1999)。また前橋営林局により、赤城火山^{あかぎ}の5万分の1地質図が刊行されている(守屋, 1968)。

2.2 「桐生及足利」地域とその周辺の地質概略

「桐生及足利」地域及びその周辺地域の地質概略図を第2.1図に示す。また、「桐生及足利」地域の地質総括図を第2.2図に示す。「沼田」地域北東部～「追貝」^{おつかい}地域南西部には、上越帯の構成岩類であるペルム系の超苦鉄質岩類と変成岩及びジュラ系堆積岩が分布する(例えば、須藤ほか, 1991; 山元ほか, 2000)。ジュラ系付加体(足尾帯)は、足尾山地に広く分布する。足尾山地の北部には、白亜紀から古第三紀の火成活動により形成された珪長質火成岩類が貫入する(例えば、矢内, 1972, 1973)。足尾山地東方や南方の丘陵地や段丘などには、火山砕屑岩・珪長質火成岩・堆積岩などから構成される古第三系や新第三系が分布する(例えば、高橋ほか, 1991; 吉川ほか, 2001; 高橋・柳沢, 2003)。赤城火山をはじめとする第四紀火山の噴出物が主に足尾山地の西方から北西方にみられる(例えば、山元, 2016)。山間部には第四系段丘堆積物が、平野部には第四系堆積物が上記の基盤岩類を覆っている。

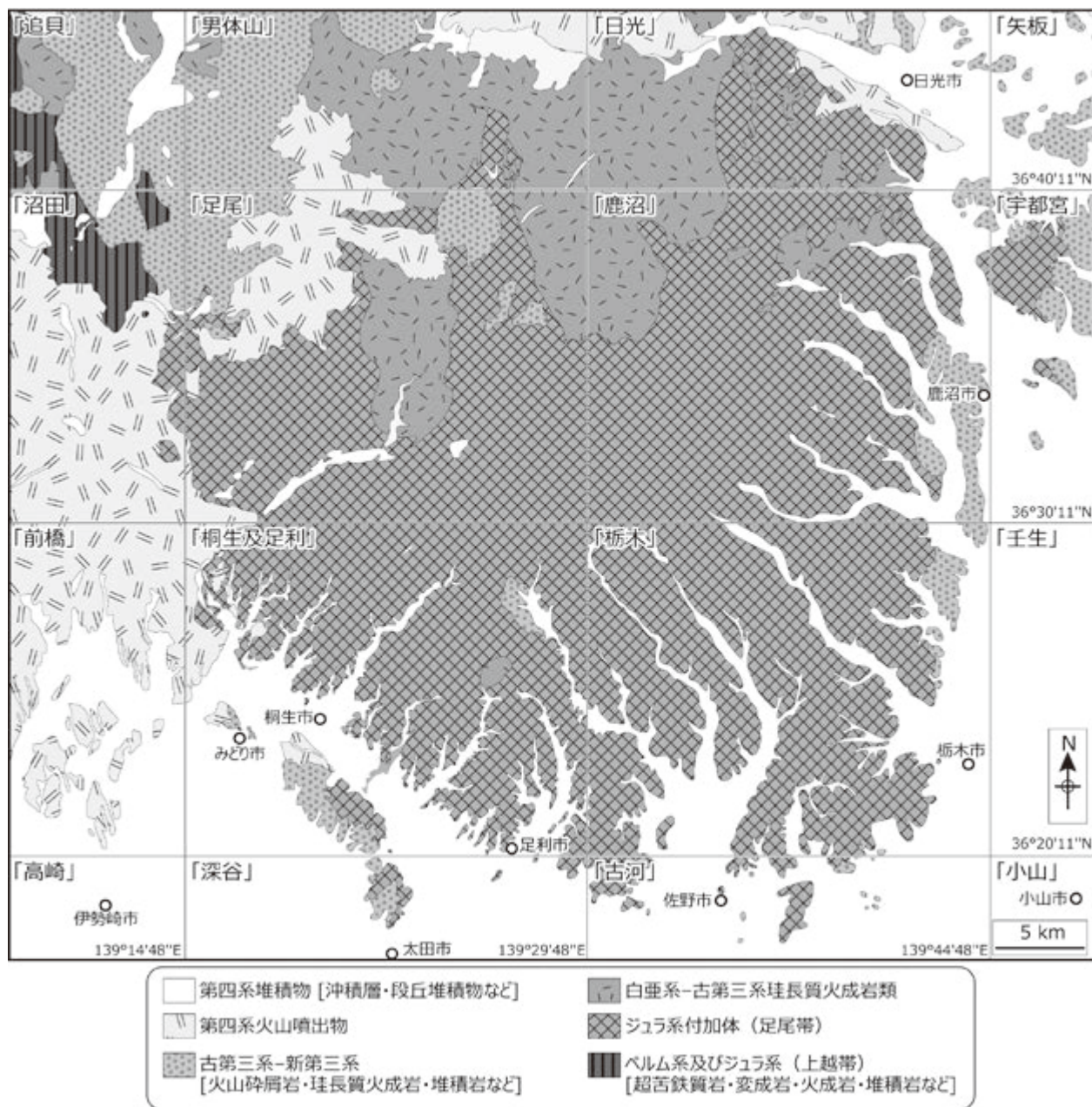
2.3 ジュラ系付加体(足尾帯)

「桐生及足利」地域では、地域中央部から北東部を幅広く占める足尾山地と南西部の八王子丘陵にジュラ系付加体(足尾帯)が露出する。本地域のジュラ系は、黒保根-桐生^{くろほねきりゅう}コンプレックス・大間々^{おおまま}コンプレックス・葛生^{かぜう}コンプレックス・行道山^{ぎょうどうざん}コンプレックスの4コンプレックスに区分される。足尾山地にはこれらの4コンプレックスが、八王子丘陵には行道山コンプレックスのみが分布する。黒保根-桐生コンプレックスは破断相から整然相を示す。主に泥岩とチャートからなり、珪質粘土岩・炭酸塩岩類・珪質泥岩・泥質混在岩を伴う。大間々コンプレックスは破断相から混在相を示す。主に玄武岩類・チャート・泥岩からなり、炭酸塩岩類・砂岩・砂岩泥岩互層・泥質混在岩を伴う。葛生コンプレックスは、珪質粘土岩・チャート・珪質泥岩・泥岩・砂岩泥岩互層・砂岩が順に累重するチャート-砕屑岩シーケンスの整然相を主体とするユニット1及びユニット3と、玄武岩類と炭酸塩岩類を主体とするユニット2からなる。ただし、「桐生及足利」地域にはユニット2は分布しない。行道山コンプレックスは混在相を示す。主に泥質混在岩とチャートからなる。

泥質岩の放散虫年代に基づいて推定されるそれぞれのコンプレックスの付加年代は、大間々コンプレックス及び行道山コンプレックスが中期ジュラ紀の中期以降、黒保根-桐生コンプレックス及び葛生コンプレックスのユニット2が中期ジュラ紀の後期以降、葛生コンプレックスのユニット1及びユニット3が後期ジュラ紀の前期以降である。

コンプレックス境界断層として、桐生川断層^{かんま}・閑馬断層・大岩断層が認められた。桐生川断層は黒保根-桐生コンプレックスと大間々コンプレックスの、閑馬断層は黒保根-桐生コンプレックスと葛生コンプレックスの、大岩断層は葛生コンプレックスと行道山コンプレックスの境界である。これらの断層の断層面の姿勢は北東-南西走向で中角の傾斜角をもつ。

ジュラ系付加体中の褶曲は、梅田向斜^{ひこま}・飛駒背斜・葛生向斜が認められる。これらの褶曲は、いずれも北東-南西方向の軸跡をもち、南西に低角でプランジする。



第 2.1 図 足尾山地周辺の地質概略図

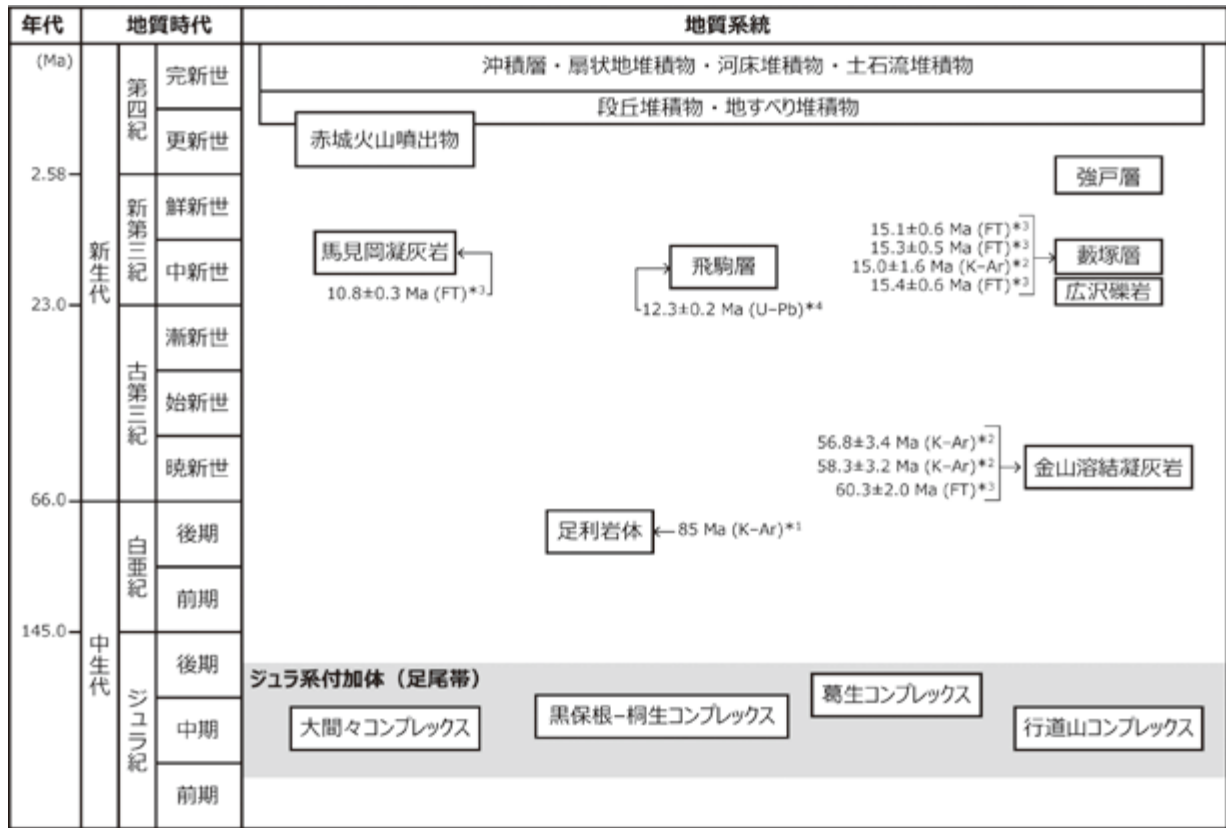
鍵括弧内の地名は国土地理院発行の 5 万分 1 地形図の名称を示す。主に須藤ほか (1991), 山元ほか (2000), 吉川ほか (2010) 及び伊藤 (2021b) に基づく。

2.4 上部白亜系深成岩類 (足利岩体)

「桐生及足利」地域の中央東部の名草上町周辺において、上部白亜系深成岩類の足利岩体がジュラ系付加体 (足尾帯) の黒保根-桐生複合体に貫入する。この足利岩体は楕円形状に露出し、黒雲母花崗閃緑岩からなる。岩体周辺の黒保根-桐生複合体は接触変成作用を被っている。

2.5 古第三系及び新第三系

「桐生及足利」地域内の古第三系及び新第三系は、主に地域南西部の八王子丘陵とその北西延長部に位置する鹿田山^{しかだやま}周辺、そして地域北東部の飛駒盆地に分布する。八王子丘陵には、暁新世の金山溶結凝灰岩ならびに前期中新世の広沢礫岩と藪塚層^{やぶづか}が分布する。金山溶結凝灰岩は主に塊状の流紋岩質溶結凝灰岩からなり、最下部に礫岩を伴う。広沢礫岩は河川堆積物の礫岩からなり、ジュ



第 2.2 図 「桐生及足利」地域の地質総括図

ジュラ系付加体の各コンプレックスの推定付加年代及び赤城火山噴出物の年代については本文を参照.

FT : フィッション・トラック年代 ; K-Ar : K-Ar (カリウム-アルゴン) 年代 ; U-Pb : U-Pb (ウラン-鉛) 年代.

*1 矢内 (1972) ; *2 高橋ほか (1991) ; *3 野村ほか (2017) ; *4 本研究.

ラ系付加体 (足尾帯) 及び金山溶結凝灰岩を不整合に覆う. これらを不整合に覆う藪塚層は軽石火山礫凝灰岩とその再堆積火山砕屑岩を主とし, 最下部に玄武岩~玄武岩質安山岩溶岩を伴う. 鹿田山周辺にも金山溶結凝灰岩が分布するが, 鹿田山西方の天神山周辺には藪塚層を欠いて浅海成の後期中新世の馬見岡凝灰岩が先中新統を不整合に覆う. さらにその北西方の雷電山には, 年代及び帰属不詳のデイサイトがわずかに露出する. 八王子丘陵の西側斜面の山麓部には, 固結度の低い礫岩層からなる強戸層が分布する. 一方, 飛駒盆地に分布する飛駒層はジュラ系付加体に重なる中期中新世の陸成層で, 不淘汰角礫岩・凝灰質砂岩・凝灰質泥岩を主体とし, 最上部に厚い流紋岩溶岩が重なる.

2.6 更新統赤城火山噴出物

赤城火山は, 群馬県北東部に位置する東西 20 km, 南北 30 km に及ぶ大型の成層火山で, 東北本州弧南端の火山フロント上に位置している. 本地域内には, そのうちの南東山麓部のみが含まれている. その構成物は, 古期成層火山の山体崩壊物である梨木岩屑なだれ堆積物 (24

~20 万年前), 新期成層火山の火山麓扇状地 1 堆積物, 大胡軽石流堆積物 (約 6.5 万年前), 南雲軽石流堆積物 (約 5.2 万年前) 及び火山麓扇状地 2 堆積物である.

2.7 第四系

本地域における渡良瀬川の西岸, 大間々扇状地と呼ばれる台地には, 段丘堆積物が広く分布し, 上位より桐原面, 岩宿面, 大間々・藪塚面, 相生面を構成し, 主として礫層からなる. 桐原段丘と岩宿段丘は, ほぼ中段段丘に, 大間々・藪塚段丘と相生段丘は下位段丘に位置付けられ, これらの段丘堆積物の年代は後期更新世である. 渡良瀬川本流やその支流河川に沿った低地には主として沖積層が分布する. 沖積層は, 微地形分類に基づき, 谷底低地堆積物と微高地をなす自然堤防・砂礫堆積物に区分される. また, 堤防などによって固定された河川内の現成堆積物を現河床堆積物, 1947~1948 年頃の空中写真で河床であったが, その後埋め立てられたり, 堤防外の低地にされたところに分布する地層は旧河床堆積物とした. 足尾山地内の渡良瀬川支流に沿っては, 小規模に段丘堆積物が散在しているが, 大間々扇状地や支流河川

内の各段丘との正確な対比が困難であることから、未区分上位、未区分中位、未区分下位の段丘堆積物に区分した。また低地を構成する沖積層に連続する形で、沖積錐・小規模扇状地堆積物、斜面崩壊・土石流堆積物が山地の基部や枝沢沿いに小規模に散在している。さらに、小規模な地すべり堆積物が山地内や基部に散在している。これらの台地・低地の地下には、最大層厚 100 m に及ぶ中期更新世以降と推定される堆積物が埋積している。

2.8 活断層

本地域内には活断層として大久保断層と太田断層が挙げられる。大久保断層は本地域の北西部に存在し、ほぼ東西走向で数本の断層に分かれ、段丘面を変形させていると推定される。本報告では、大久保断層は活断層(存在不確実, 位置正確)として表現した。太田断層は渡良瀬川の西で北西-南東方向に延びると推定され、部分的には段丘面を変位させているが、連続性や正確な位置が不明である。本地域の太田断層は3種類(存在確実, 位置ほぼ正確; 存在確実, 位置推定; 存在不確実, 位置正確)で表現した。

2.9 表現及び表記

本報告に付する地質図中の、記号群及び凡例表示には JIS A 0204:2019「地質図—記号、色、模様、用語及び凡例表示」を適用した。この規格に基づき、地層や岩体の境界あるいは断層などの地質学的属性境界は、「存在確実度」と「位置正確度」で表記した。存在確実度はその境界が実在するか否かの確かさを示す尺度であり、「存在確

実」(実線・破線・点線で表記)または「存在不確実(疑問符を付した実線・破線・点線で表記)」で表す。また、位置正確度については、「位置正確」(実線で表記)・「位置ほぼ正確」(破線で表記)・「位置推定」(点線で表記)で表す。信頼区間については、地質調査総合センターの内規で、地質学的属性境界から片側それぞれ、250 m 以内(位置正確)・250-500 m(位置ほぼ正確)・500 m 以上(位置推定)の範囲とすることが定義されている。

本地域内においては、地層・岩体の境界については、実際に確認した露頭とそれに基づく地層の分布あるいは空中写真などを用いた地形判読に基づき、「存在確実」で「位置正確」な境界として認定した。断層については、断層露頭を実際に確認した場合や岩相の分布によって位置が明らかな場合には、「存在確実」で「位置正確」とした。一部断層露頭を確認できずに位置が明らかでない断層については、「存在確実」で「位置ほぼ正確」とした。褶曲の軸跡については、地層の姿勢と岩相の分布からその位置が明らかな場合には「存在確実」で「位置正確」に、分布などに乏しく位置が明らかでない場合には「存在確実」で「位置ほぼ正確」とした。活断層については、活断層とは断定できないが、もし活断層だとすれば地形判読に基づいて位置が明らかなもの(活断層だとすればその位置は低崖の基部)を「存在不確実」で「位置正確」とした。一方、野外調査やボーリングデータから変位が明らかなものについては「存在確実」な活断層とした。「存在確実」な活断層の位置正確度については、地形判読に基づいて「位置ほぼ正確」と「位置推定」に区分した。

本報告における年代は *Ogg et al.* (2016) を使用した。一部は最新の *Geologic Time Scale* (v2021/05) の年代を使用した。

第3章 ジュラ系付加体(足尾帯)

(伊藤 剛)

3.1 研究史

足尾銅山を含む足尾山地を対象とした地質学的研究は19世紀後半に始まった(例えば, 原田, 1886). 足尾山地のジュラ系堆積岩類の研究史は, (1) 最初期の古生代化石の報告から1960年代までのフズリナを中心とした年代論と地向斜論に基づく岩相層序区分, (2) 1960~1980年代のコノドントや放射虫などの微化石による年代の見直しとそれを踏まえた岩相層序区分, (3) 1990年代以降の付加体地質学的観点に基づく構造層序区分の3つの時期に大きく区分される(伊藤, 2021b). 最初期には, フズリナや腕足類などのペルム紀化石が炭酸塩岩類から発見され(例えば, Yabe, 1903; Hayasaka, 1933; 早坂, 1944), これらの炭酸塩岩類を含む地層が全体として古生界とみなされた. また, 「桐生及足利」地域の東隣にあたる「栃木」地域においては, 岩相層序区分がなされた(例えば, 吉田, 1956, 1957; 羽鳥, 1965; 柳本, 1973). 1960~1980年代には, 足尾山地の各地から三畳紀コノドントや三畳紀~ジュラ紀放射虫の産出が報告され, それまで古生界と捉えられていた地層の年代が大幅に見直された(林, 1968; 小池ほか, 1970; 指田ほか, 1982; Aono, 1985; 荒川, 1986; 増田, 1989). 年代の見直しが進んだ一方で, その形成については地向斜論に基づく理解がなされていた(例えば, 林ほか, 1990). 1990年代に入ると, 付加体地質学に基づいた見解が示され(例えば, Sashida *et al.*, 1992), Kamata (1996)によりジュラ系付加体(足尾帯)の構造層序区分が行われた. Kamata (1996)はこのジュラ系を黒保根-桐生コンプレックス・大間々コンプレックス・葛生コンプレックスに区分し, さらに鎌田(1997)は葛生コンプレックスをユニット1・ユニット2・ユニット3に細分した.

上記のような研究史において, 東隣の「栃木」地域では多くの岩相層序区分や構造層序区分が行われており(例えば, 吉田, 1956, 1957; 羽鳥, 1965; 柳本, 1973; Kamata, 1996; 鎌田, 1997, 2000), 5万分の1地質図幅も刊行されている(藤本, 1961). また, 北隣の「足尾」地域においても5万分の1地質図幅が刊行されている(河田・大澤, 1955). 一方, 「桐生及足利」地域のジュラ系付加体を対象とした研究例は「栃木」地域に比べると限られていた(伊藤, 2021a). 以下, 「桐生及足利」地域で行われた主要な研究を記す.

Yabe (1903)は, 足尾山地の炭酸塩岩類から産するフズ

リナやヘリコプリオンを報告した. 現在では, この産出地点は本地域北西部の桐生市黒保根町八木原と考えられている(伊藤, 2021e). 河田(1950)は, 本地域を含むと思われる足尾山地南西部地域の層序や地質構造を検討した. ただし, 公表されているのは講演要旨であり調査範囲や岩相層序区分は示されていない. 渡辺ほか(1957)は本地域東部を含む足尾山地を広くに調査し, 岩相層序区分を行った. 本地域に分布するジュラ系については, 古生界の足利層・栗野層・葛生層として区分した. 林・長谷川(1981)や林ほか(1990)は足尾山地を広くに調査し, 本地域北部の鳴神山周辺などからコノドントの産出を報告した. Aono (1985)は, 足尾山地北東部~中央部(本地域の東部を含む)を中心に調査を行い, コノドントや放射虫の産出を報告するとともに, 調査地域のジュラ系をUnit I・Unit II・Unit IIIに区分した. 増田(1989)は本地域南部の八王子丘陵から, 中期ジュラ紀放射虫を発見した. Sashida *et al.* (1992)は本地域東部にあたる佐野市飛駒町万山の珪質粘土岩から, 前期三畳紀コノドントを報告した. さらに元木・指田(2004)は, 万山に加えてその西方の穴切峠周辺の珪質粘土岩からも前期三畳紀コノドントを報告した. 前述の通り, Kamata (1996)は足尾山地南部のジュラ系の構造層序区分を行っており, その調査対象地域は「桐生及足利」地域の北部~東部を含む. また, Kamata and Kajiwara (1996)は, 本地域北西部のみどり市大間々町小平茂木においてペルム紀~三畳紀境界セクションを発見し, その岩相層序・化石年代・硫黄同位体などを検討した. 高柳ほか(2001)は本地域中央部~南東部の足利市周辺地域において地質図を作成するとともに, ペルム紀~ジュラ紀放射虫の産出を報告した.

「桐生及足利」地域の地質図幅の執筆にあたり, 筆者らはその研究成果を公表した(Ito, 2019, 2020a, b, 2021c; 伊藤, 2021a, b, d, e; Ito *et al.*, 2021a; 伊藤ほか, 2021b; 伊藤・草野, 2021; 伊藤・中村, 2021). 伊藤(2021b)は黒保根-桐生コンプレックスと大間々コンプレックスについてはKamata (1996)の名称を踏襲してそれぞれ再定義するとともに, 岩相や層序関係に基づいてそれぞれのコンプレックスを上部和下部に区分した. 加えて, 新たに行道山コンプレックスを定義・命名した. 葛生コンプレックスについては, Kamata (1996)及び鎌田(1997)の定義を用いた. 「桐生及足利」地域のジュラ系付加体の主な岩相層序区分ないし構造層序区分とその対比を第3.1図に示す. なお, 本章における各コンプレックスの記載

Aono (1985)		Kamata (1996)	鎌田 (1997)	高柳ほか (2001)	伊藤 (2021b) 本報告	
中生代	Unit III			中期ジュラ紀	行道山コンプレックス	
	Unit II	Kuzu Complex	葛生コンプレックス 中期-後期ジュラ紀	コンプレックスB	葛生コンプレックス	
				コンプレックスA		ユニット3
						ユニット2
	Unit I	Kurohone-Kiryu Complex	黒保根-桐生コンプレックス		ユニット1	
				上部		
	Omama Complex			黒保根-桐生コンプレックス	下部	
				大間々コンプレックス	上部	
					下部	

第3.1図 「桐生及足利」地域及び「栃木」地域におけるジュラ系付加体の構造層序区分

は伊藤 (2021b) に基づく。また、「桐生及足利」地域からの化石産出に関しては、主に放射虫について Ito (2021c) により、コノドントについては Muto and Ito (2021) によりまとめられている。本章での化石産出及び化石年代については、これらの研究に基づいて概要を述べる。

3.2 構造層序区分

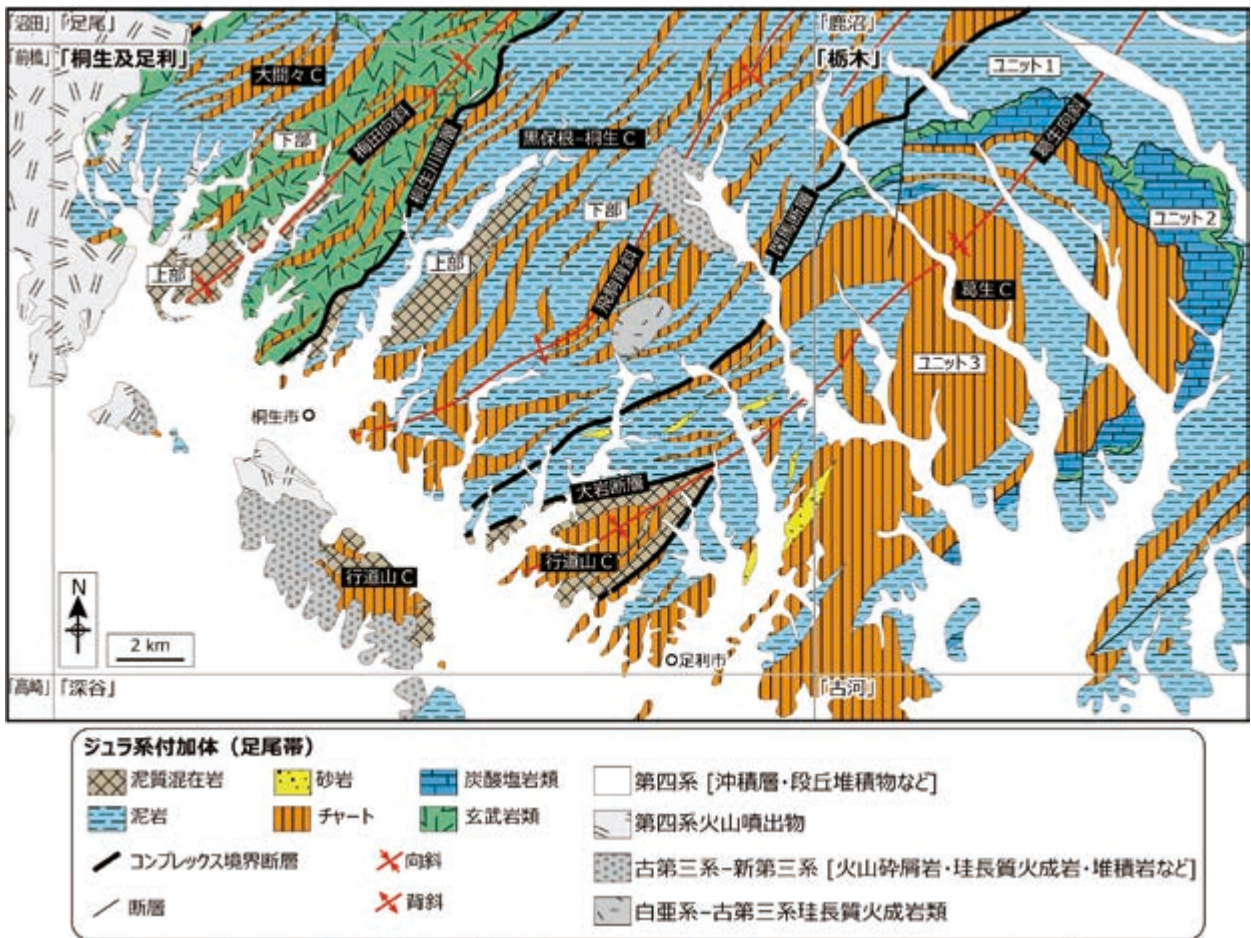
本調査地域を含む足尾山地に分布するジュラ系堆積岩類は付加体であると考えられており (例えば, Sashida *et al.*, 1992; Kamata, 1996; 伊藤, 2021b), 本報告においても同様に捉える。構造層序单元名としては, Kamata (1996) による構造層序区分以降はジュラ系付加体 (足尾帯) では「コンプレックス」が一般的に用いられていることから本報告では先行研究を踏襲して、「コンプレックス」を使用する。“International Stratigraphic Guide” (Murphy and Salvador, 1999) によれば, コンプレックスは様々な岩石から構成される单元であり, 不規則に混ざり合った岩相あるいは複雑な構造関係によって特徴づけられ, 細分できないとされる。一方, 鎌田 (1997) は葛生コンプレックスの下位にユニット1・ユニット2・ユニット3を認定した。コンプレックスの下位に構造層序单元を認定することはできないが, 鎌田 (1997) によるユニット区分は以降の研究でも一般的に用いられており, また主要分布域は調査範囲外の「栃木」地域でありその改称や再定義に足る著者自身のデータは不足している。したがって, 本報告では葛生コンプレックスの細分については鎌田 (1997) を踏襲してユニット1・ユニット2・ユニット3を

用いる。岩相間の集積形態については, 中江 (2000) による整然相 (coherent facies: 地層の初生的な堆積関係及び上下・側方関係の連続性が保持されている)・破断相 (broken facies: 地層としての連続性が部分的あるいは全体的に破断している)・混在相 (mélange facies: 地層としての連続性が完全に欠如して岩体とそれを包有する混在岩からなる) の3相分類を用いる。また, 岩体や岩塊については, 地質図上で表現可能な規模 (見かけの層厚が 50 m 以上) のものを岩体, 50 m 未満の規模のものについては岩塊と表記する。

本報告では、「桐生及足利」地域に分布するジュラ系付加体 (足尾帯) を, 黒保根-桐生コンプレックス・大間々コンプレックス・葛生コンプレックス・行道山コンプレックスに区分する (第3.2図)。これらのコンプレックスの境界部は断層 (桐生川断層・関馬断層・大岩断層) で接している。

各コンプレックスの岩相とそれらの化石年代に基づいて復元した海洋プレートを第3.3図に示す。泥岩の放射虫年代に基づいて推定されるそれぞれのコンプレックスの付加年代は, 大間々コンプレックス及び行道山コンプレックスが中期ジュラ紀の中期以降, 黒保根-桐生コンプレックス及び葛生コンプレックスのユニット2が中期ジュラ紀の後期以降, 葛生コンプレックスのユニット1及びユニット3が後期ジュラ紀の前期以降である。

足尾山地のジュラ紀付加体では, 関馬断層よりも西側では黒保根-桐生コンプレックスの構造的上位に大間々コンプレックスが位置する。一方, 関馬断層の東側では, 葛生コンプレックスの上位に行道山コンプレックスが位



第3.2図 ジュラ系付加体のコンプレックス区分及び主なコンプレックス境界断層及び褶曲
「桐生及足利」及び「栃木」地域西部及びその周辺を示す。「桐生及足利」地域外については須藤ほか(1991)に基づく。

置する。コンプレックスの泥岩年代を比較すると、構造的上位の大間々コンプレックスは黒保根-桐生コンプレックスに比べて古く、同様に構造的上位の行徳山コンプレックスは葛生コンプレックスよりも古い。閑馬断層の両側では、構造的上位の地質体ほど古いという付加体の一般的な特徴を有する。一方で、葛生コンプレックスと黒保根-桐生コンプレックスとの関係はこれと異なり、構造的上位の葛生コンプレックスの方が若い年代を示す。これは付加作用だけでは説明できない構造累重関係であり、閑馬断層は付加作用以降に形成された断層であると推定される(伊藤, 2021b)。層序的下位のより古い地質体から順に記述するのが一般的であるが、本報告で記述するコンプレックスは構造的位序と年代の順番が必ずしも一致しない。そのため本報告では、構造的位序の下位の地質体から、黒保根-桐生コンプレックス・大間々コンプレックス・葛生コンプレックス・行徳山コンプレックスの順に記述する。

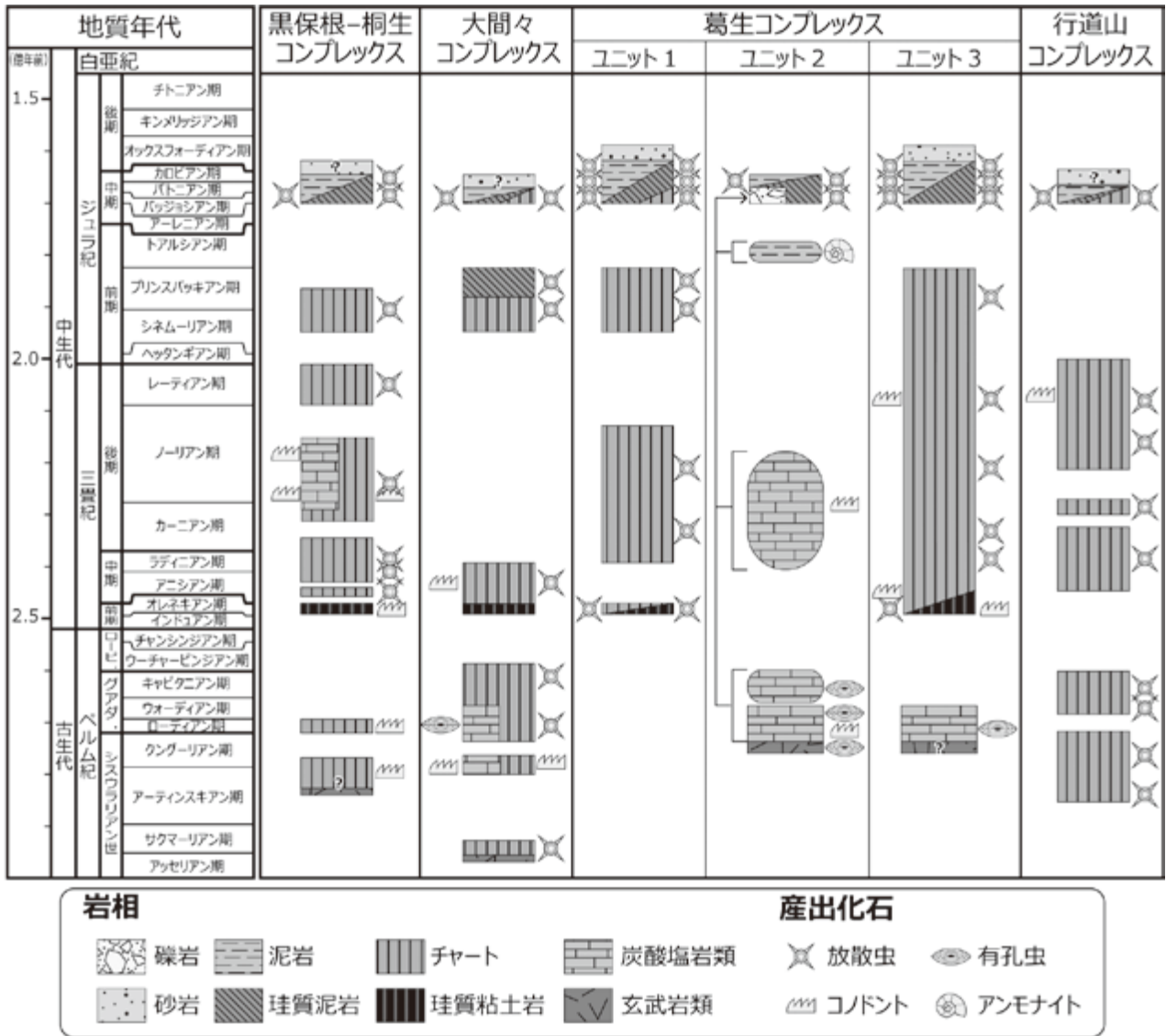
3.3 黒保根-桐生コンプレックス

定義及び名称

黒保根-桐生コンプレックスは、主に破断相から整然相を示し、混在相も含まれる。劈開の発達した泥岩とチャートを主体として珪質粘土岩・炭酸塩岩類・珪質泥岩・泥質混在岩を伴う(伊藤, 2021b)。加えて、チャートに伴われて玄武岩類が、泥岩に伴われて砂岩が、それぞれわずかに分布する。名称の初出は鎌田(1995a, b)であり、Kamata(1996)により定義された。

模式地

Kamata(1996)では、模式地の設定は行われていない。「桐生及足利」地域での模式地は、本コンプレックス下部については栃木県足利市松田町のまつだ湖からその北方の林道野山線とする。ここでは、下部の代表的な岩相であるチャートと泥岩が露出する。上部については、群馬県桐生市菱町の茂倉沢周辺とする。ここでは、上部の代



第 3.3 図 ジュラ系付加体の各コンプレックスの海洋プレート層序復元図
伊藤 (2021b) の第 21 図に基づく。ローピ. : ローピンジアン世; グアダ. : グアダルピアン世。

表的な岩相である泥質混在岩が露出する。

分布及び層厚

群馬県桐生市の桐生地域北部と黒保根町地域(旧黒保根村)及びみどり市ならびに栃木県足利市北部・佐野市・鹿沼市などを中心に広く分布する。足尾山地のジュラ系付加体としては構造的最低位に位置する。大間々コンプレックス及び葛生コンプレックスとはそれぞれ桐生川断層と閑馬断層を介して接する。「桐生及足利」地域では、足利市名草上町周辺で長径 2 km 程度の楕円状に上部白亜系深成岩類の足利岩体(黒雲母花崗閃緑岩)が貫入しており、周辺の本コンプレックスは接触変成作用を被っている(伊藤・中村, 2021)。

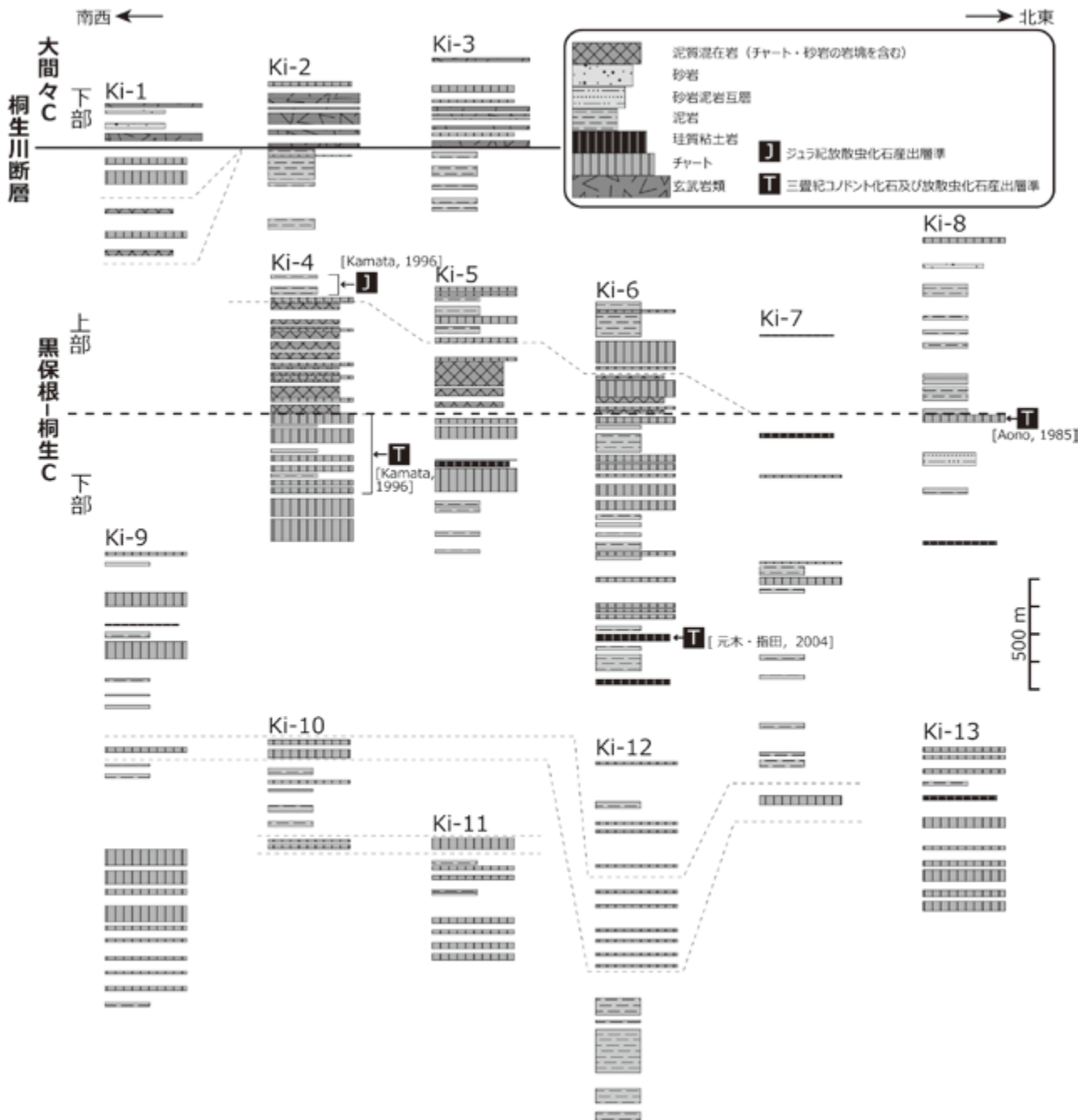
黒保根-桐生コンプレックスは構造的最低位に位置す

るためその下限は不明であるが、桐生及足利地域内での見かけ上の層厚は少なくとも 4 km に及ぶ。

層序

黒保根-桐生コンプレックスは、岩相と層序関係に基づいて下部と上部に区分される。下部ではチャートが卓越し、珪質粘土岩が比較的多くみられる。これに対し、上部は下部と比較して泥岩が多く、珪質粘土岩が乏しい。加えて、上部ではチャートや砂岩の岩塊を含む泥質混在岩が広く分布する点も特徴である。下部と上部の見かけ上の層厚は、それぞれ 3 km 以上と最大約 1 km である。

飛駒背斜の北西翼側及び南東翼側に分布する黒保根-桐生コンプレックスの柱状図をそれぞれ第 3.4 図と



第 3.4 図 飛駒背斜北西翼部の黒保根-桐生コンプレックスの柱状図
 伊藤 (2021b) の第 5 図に基づく。柱状図の作成ルートは付図 1 に示す。

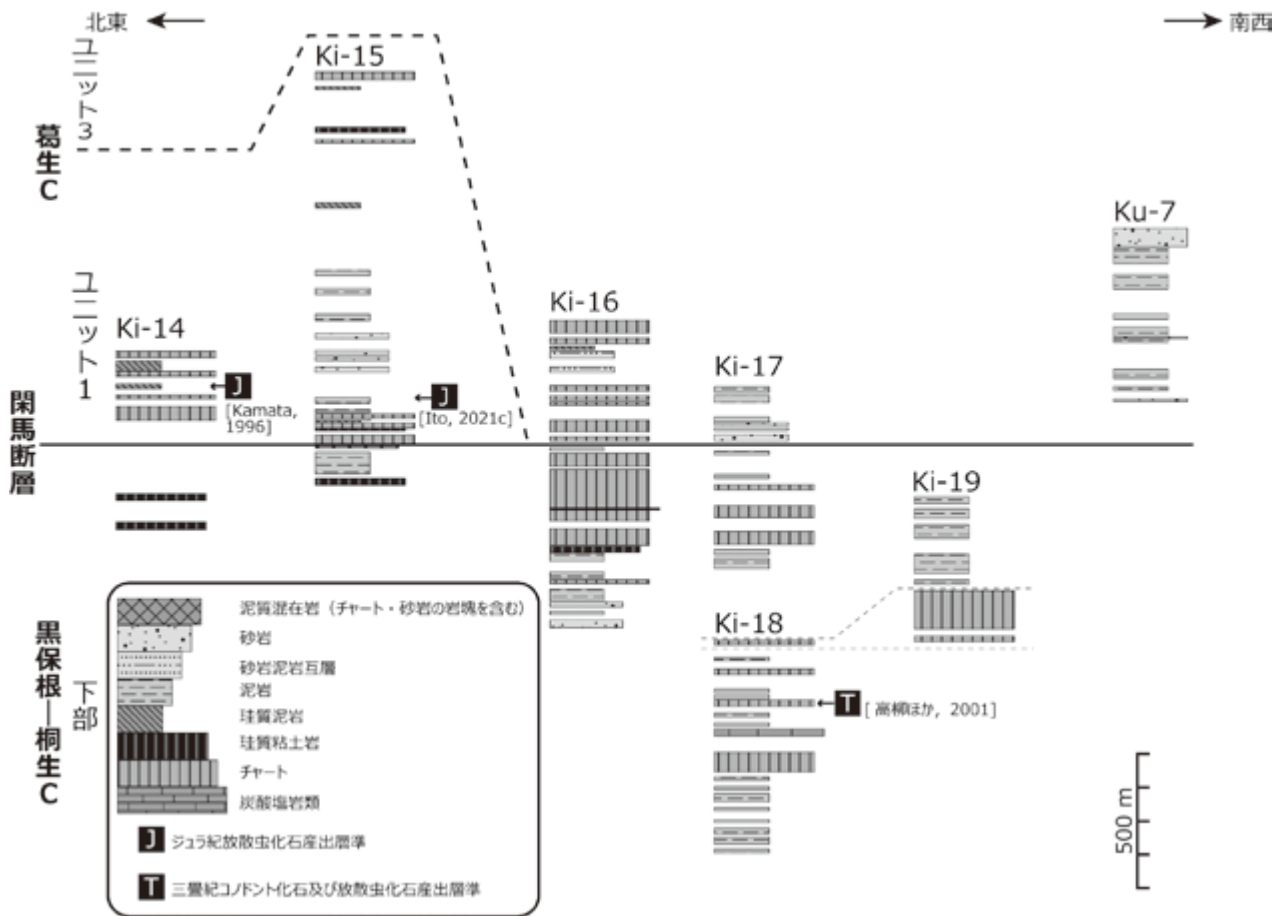
第 3.5 図に示す。北西翼側の黒保根-桐生コンプレックス下部では、最大層厚が 500 m 以上の厚い泥岩とチャートが基底部付近にみられ、100~200 m 程度の泥岩とチャートが繰り返す。上部では、基底部付近に層厚数 10 m のチャートを挟む泥質混在岩がみられ、泥岩とチャートがその上位に累重する。北西翼側の黒保根-桐生コンプレックスでは泥質混在岩によって特徴づけられる上部の分布が明瞭なのに対し(第 3.4 図)、飛駒背斜の南東翼側に分布する黒保根-桐生コンプレックスは大規模な泥

質混在岩を欠き、明瞭な上部は認識できない(第 3.5 図)。南東翼側では層厚最大 200 m 程度の泥岩とチャートが繰り返す、層厚 50 m 以下の珪質粘土岩や砂岩が挟在する。

岩相

(1) 炭酸塩岩類 (KKI)

本地域での炭酸塩岩類は、^{いのこうげ}猪子峠南方などで小規模な岩体として産するが、その分布は限られている。北東隣の「鹿沼」地域では、見かけ上の層厚が数 10 m の比較的



第 3.5 図 飛駒背斜南東翼部の黒保根-桐生コンプレックスの柱状図
伊藤 (2021b) の第 6 図に基づく。柱状図の作成ルートは付図 1 に示す。

大きな規模の炭酸塩岩類の岩体が存在する (猪郷, 1985 ; Koike *et al.*, 1991)。

「桐生及足利」地域の炭酸塩岩類は、灰白色から明灰色で塊状を呈する (第 3.6 図 A)。最大長径 1 mm 程度の大きな方解石の結晶と、細粒な方解石の集合体から構成される石灰岩である。これらの方解石は再結晶化しており、双晶がみられることもある。

(2) 珪質粘土岩 (KKz)

黒保根-桐生コンプレックスには、他のコンプレックスに比べて珪質粘土岩が多く含まれる。珪質粘土岩はチャートの近傍に産出することが多く、層厚およそ 1~20 m で、側方へは数 100 m ほど連続する。

珪質粘土岩は灰白色から明灰色を呈し、層状である (第 3.6 図 B)。単層の厚さは 5~15 cm であり、単層内に薄い平行葉理がみられる。層理面や葉理面に沿って剥離する。

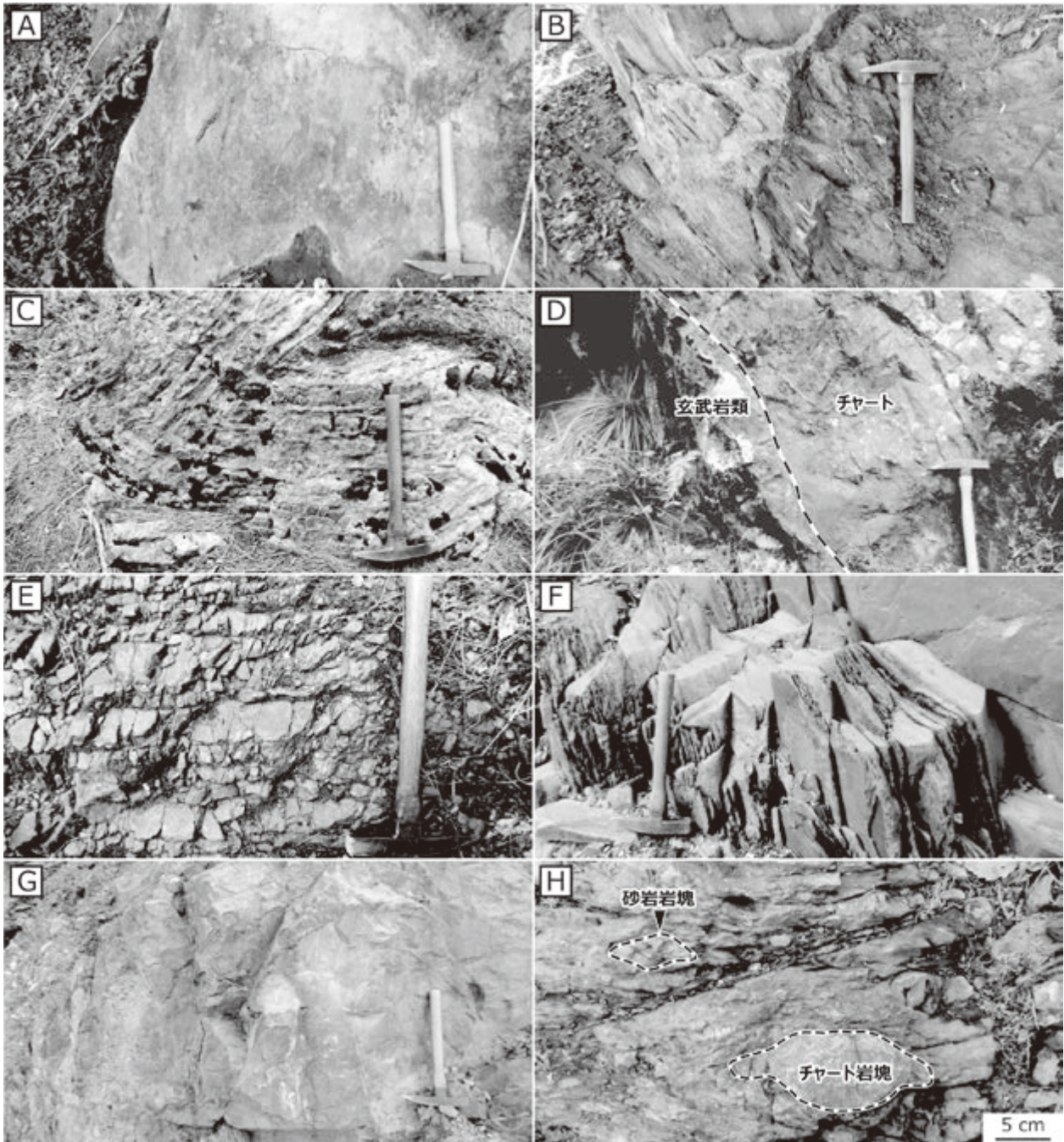
粘土鉱物を主体として、その中に石英などのシルトサイズの碎屑粒子をわずかに点在する。狭長な粘土鉱物は互いに平行な定向配列をなす (第 3.7 図 A)。

(3) チャート (KKc)

黒保根-桐生コンプレックスでは、チャートが広く分布しており、また側方への連続性が良い。層位的にみると、黒保根-桐生コンプレックス下部において卓越する。上部においては、下部に比べれば量比は少ないが、主要な構成要素である。

一般的に珪質層と泥質薄層との互層により明瞭な成層構造を呈するが、泥質薄層を欠き層理が不明瞭なチャートもみられる。珪質層の層厚が 1~15 cm 程度なのに対し、泥質薄層の層厚は通常 5 mm 以下である。厚い泥質層を挟み、珪質層と泥質層がほぼ同じ厚さを持つ層状チャートも認められる (第 3.6 図 C)。珪質層は、暗灰色・灰色・明灰色を呈するものが卓越し、赤色や灰緑色の珪質層のものもわずかにみられる。泥質薄層は一般的に灰色~暗灰色を呈する。鏡下観察に基づく、チャートは主に隠微晶質石英と少量の粘土鉱物からなる。稀に放射虫とみられる石英で充填された仮像が存在する。

白葉峠しろはつとうげなどの限られた地点でチャート角礫岩がみられる。長径 2 mm~5 cm のチャート角礫からなり、大部分が礫支持で一部は基質支持である。チャート礫は隠微晶



第3.6図 黒保根-桐生コンプレックス構成岩類の露頭写真

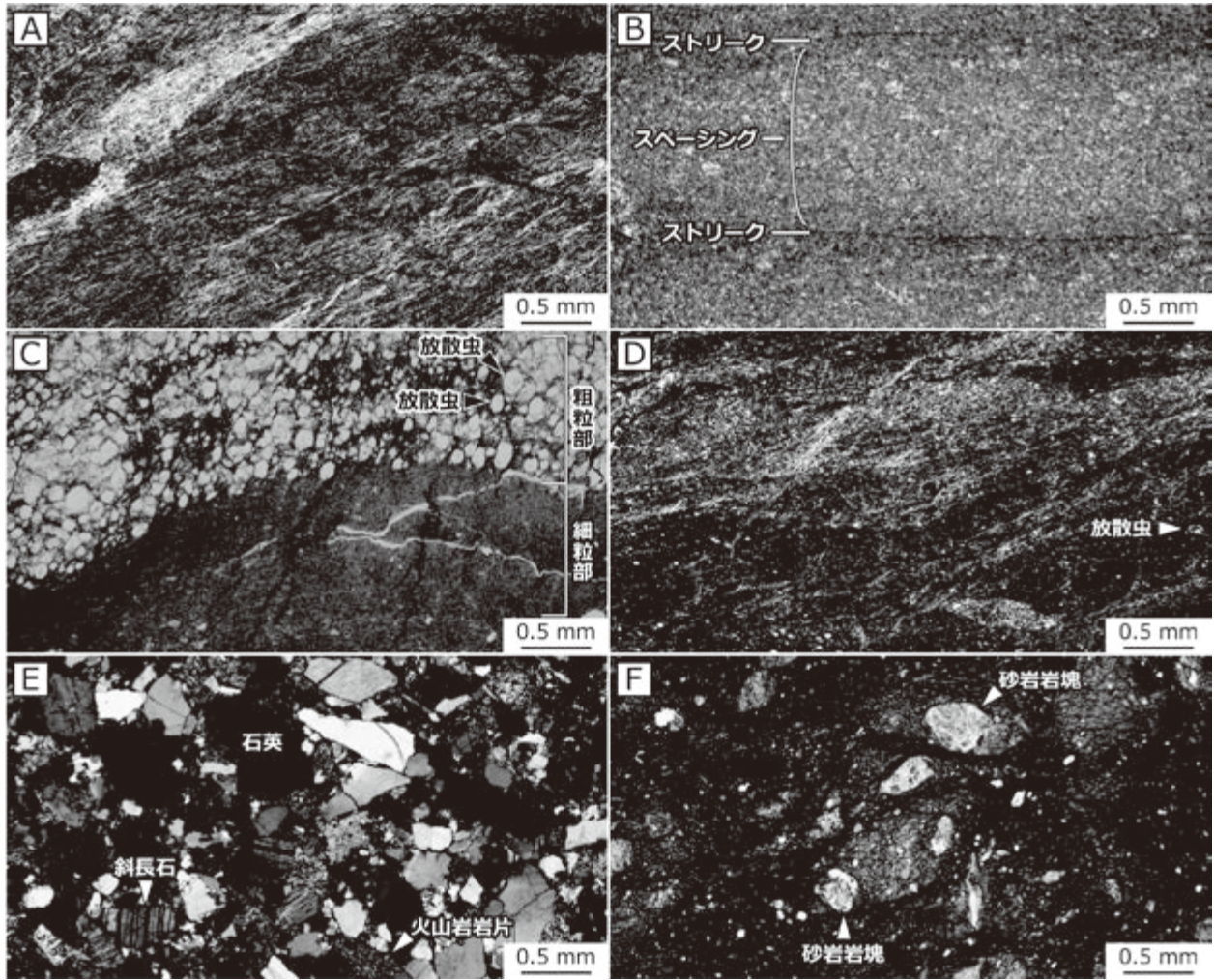
(A) 塊状結晶質石灰岩. 足利市松田町, 林道栗谷松田線. (B) 層状の珪質粘土岩. 佐野市飛駒町万山. 周辺から前期三疊紀コノドントが産する. (C) 泥質部が珪質部とほぼ同じ層厚の層状チャート. 桐生市菱町. (D) チャートと接する玄武岩類. 桐生市梅田町, 忍山川. (E) 成層構造を呈する非級化型珪質泥岩. 足利市松田町林道. (F) 劈開が発達した泥岩. 足利市松田町, 林道. (G) 塊状砂岩. 足利市小俣町イムズ鉱業構内. (H) チャート及び砂岩の岩塊を含む泥質混在岩. 桐生市菱町.

質石英を主体とし、基質は淘汰の悪いチャート粒子と少量の粘土鉱物からなる。

黒沢西川や小俣町付近などの数地点において、ストライプチャートがみられる。ストライプチャートはチャート単層中の1本のピンストライプ状構造を指すストリークとその間のスペーシングからなる(第3.7図B)(Ito,

2020a)。黒保根-桐生コンプレックスのストライプチャートは、ストリークがスタイロライト化しているものが多い。後述の葛生コンプレックスに比べると、ストライプチャートの量比は少ない。

「桐生及足利」地域では、忍山川沿いなどの数地点で、玄武岩類がチャートとともに産出する。その分布域は狭



第3.7図 黒保根-桐生コンプレックス構成岩類の薄片写真

(A) 珪質粘土岩中の定向配列した粘土鉱物。オープンニコル。足利市小俣町，熊野神社南。試料番号：IT18021302。(B) ストリークとスペーシングからなるストライプチャート。クロスニコル。佐野市飛駒町，黒沢西川付近。試料番号：IT18101404。(C) 級化型珪質泥岩中の粗粒部と細粒部の境界。オープンニコル。佐野市飛駒町万山。試料番号：IT19021701。(D) 放散虫を含む泥岩。クロスニコル。桐生市宮本町。試料番号：IT18111001。(E) 石質アレナイト。クロスニコル。桐生市梅田町閉籠里。試料番号：IT18051604。(F) 泥質混在岩の基質。佐野市閑馬町，閑馬川。試料番号：IT18082502。

く、本地域では地質図上には表現できないため、チャートに含めて示した。ただし、本地域の北東隣の「鹿沼」地域では、地質図に表現できる規模の比較的大きな玄武岩類の岩体が記されている(例えば、須藤ほか, 1991)。「桐生及足利」地域の玄武岩類はチャートとともに産する。忍山川沿いの露頭では層厚約10 mのチャートとともに産し、チャートの層理面と平行に密着して接する(第3.6図D)。この玄武岩類は玄武岩溶岩からなり、斜長石の斑晶を多く含み、単斜輝石の斑晶も稀に含む。斜長石の斑晶は最大径がおおよそ1 mmの短柱状～短冊状の自形あるいは半自形結晶であり、また多くがアルバイト式双晶を示す。単斜輝石の斑晶は直径0.2～1 mm程度である。石基としては、斜長石・単斜輝石・不透明鉱物が含まれる。

(4) 珪質泥岩 (KKy)

黒保根-桐生コンプレックスの珪質泥岩では、暗灰色で明瞭な級化が認められない珪質泥岩と、淡緑色～明灰色で級化が認められる珪質泥岩の2種類に区分され、伊藤(2021b)は前者を非級化型珪質泥岩と、後者を級化型珪質泥岩と呼称した。

非級化型珪質泥岩は、^{おいこしとうげ}老越路峠や^{さくはら こうと}赤雪山西方などでみられ、級化型珪質泥岩は、佐野市飛駒町万山や作原町小戸などの数地点で見られる。

非級化型珪質泥岩と級化型珪質泥岩はともに明瞭な成層構造を示す。非級化型珪質泥岩では単層の層厚は3～10 cmで、層厚1 mm程度の粘土質岩を挟み(第3.6図E)、級化型珪質泥岩では単層の層厚は3～5 cmで、層厚1 mm程度の粘土質岩を挟む。

鏡下観察に基づくと、両珪質泥岩はともに粘土鉱物と隠微晶質石英からなる。非級化型珪質泥岩では、放散虫とみられる石英で充填された仮像が点在する例もある。一方、級化型珪質泥岩では、放散虫とみられる仮像が集中する粗粒部とそれに乏しい細粒部がみられる(第3.7図C)。この粗粒部と細粒部により級化をなす。

(5) 泥岩 (KKm)

黒保根-桐生コンプレックスでは、泥岩が広く分布する。層位的には、飛駒背斜北西翼側ではコンプレックス上部において卓越する。

泥岩は、一般に黒色から暗灰色を呈する。層理面に平行な劈開が発達し(第3.6図F)、剥離性が高い。石英や斜長石などの碎屑粒子と粘土鉱物からなり、微細な粘土鉱物は互いに平行な定向配列をなす。放散虫とみられる石英で充填された仮像が稀に観察される(第3.7図D)。

また、砂岩が主に厚さ2~3m程度のシート状岩塊として泥岩の近傍にみられる。地質図規模の分布はみられないため、地質図では泥岩とまとめて記述する。泥岩は、後述の泥質混在岩中に最大長径1m以下の岩塊としても含まれる。

砂岩は灰色、暗灰色あるいは明灰色を呈し、中粒~粗粒である。一般に淘汰は悪く、塊状無構造である(第3.6図G)。鏡下では、石英と岩片が多くみられ、長石や雲母類も観察される(第3.7図E)。基質に乏しく岩片に富む石質アレナイトであり、特にチャートや火山岩の岩片を多く含む。碎屑粒子の円磨度は一般的にはやや低い。

(6) 泥質混在岩 (KKx)

黒保根-桐生コンプレックス上部において、泥質混在岩は比較的多くみられる。対して、下部での泥質混在岩の分布域は限られる。

基質となる泥岩は黒灰色や暗灰色を呈し、鱗片状劈開が発達する。泥岩基質中には、チャートや砂岩のレンズ状~楕円球状の岩塊(最大長径数10cm)が含まれる(第3.6図H, 第3.7図F)。

産出化石及び年代

黒保根-桐生コンプレックスからは、ペルム紀~ジュラ紀の化石が報告されている。ただし、葛生コンプレックスや行道山コンプレックスに比べると産出報告が少なく、また保存が不良な例が多い。一方、珪質粘土岩からのコノドントの産出については、他のコンプレックスよりも報告例が豊富である。

「桐生及足利」地域の炭酸塩岩類から化石産出は報告されていないが、北東隣の「鹿沼」地域の岩体からは後期三疊紀コノドントが産出している(猪郷, 1985; Koike *et al.*, 1991)。珪質粘土岩からは前期三疊紀コノドントの産出が報告されている(Sashida *et al.*, 1992; 元木・指田,

2004; Muto and Ito, 2021)。チャートからはペルム紀と三疊紀のコノドントならびに三疊紀とジュラ紀の放散虫が産出している(Aono, 1985; Kamata, 1996; 高柳ほか, 2001; 元木・指田, 2004; Ito, 2020b, 2021c; Ito *et al.*, 2021a; 伊藤・中村, 2021)。珪質泥岩から、中期ジュラ紀(バジジョシアン期~前期バトニアン期及び後期バトニアン期~カロビアン期)の放散虫が報告されている(Kamata, 1996; Ito *et al.*, 2021a)。泥岩からは、中期ジュラ紀(バジジョシアン期~前期バトニアン期)の放散虫が産出している(Kamata, 1996; Ito *et al.*, 2021a)。泥岩から産出した放散虫年代から、本コンプレックスの付加年代は中期ジュラ紀の後期以降と推定される。

対比

先行研究における岩相層序区分と比較すると、黒保根-桐生コンプレックスは、足尾層(河田・大澤, 1955)の大部分、栗野層群(渡辺ほか, 1957)の一部、栃木層群(藤本, 1961)の一部及び栃木層群(羽鳥, 1965)の大部分に対比される。また、Unit I(Aono, 1985)の大部分とUnit II(Aono, 1985)の一部に対比される。Kamata(1996)の黒保根-桐生コンプレックスとはほぼ同一である。

黒保根-桐生コンプレックスに類似する美濃帯の地質体としては、美濃地域の那比コンプレックスや高山-木曾地域の島々コンプレックスが挙げられる(Kamata, 1996; 中江, 2000; 伊藤, 2021b)。これらの地質体とは、大規模なチャートが卓越するなどの岩体の規模や破断相を含む点で似る。また、泥岩の年代はともに中期ジュラ紀である。

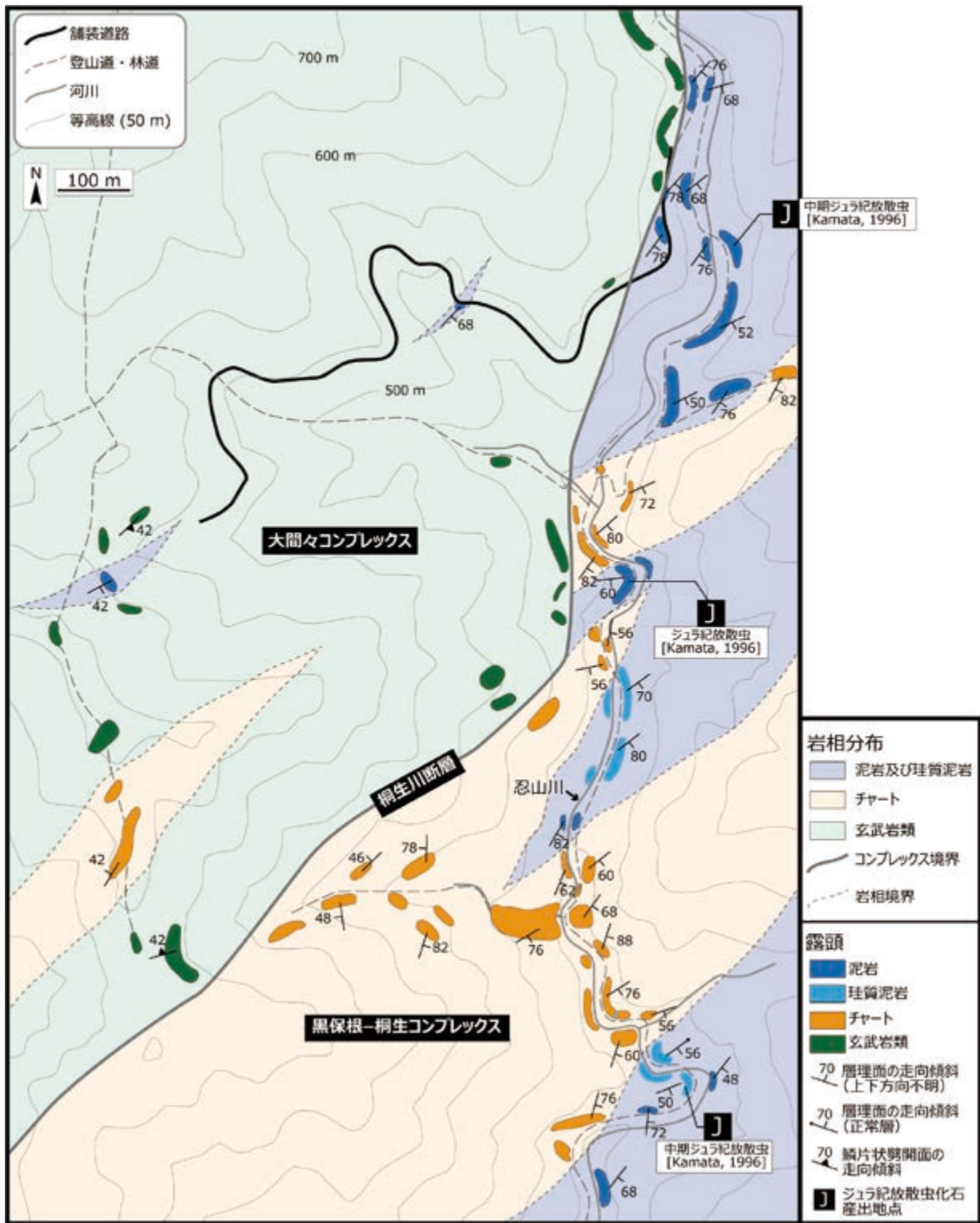
3.4 大間々コンプレックス

定義及び名称

大間々コンプレックスは、破断相から混在相を示す。玄武岩類・チャート・泥岩を主体とし、炭酸塩岩類・砂岩及び砂岩泥岩互層・泥質混在岩を伴う(伊藤, 2021b)。加えて、チャートに伴われて珪質粘土岩が、泥岩に伴われて珪質泥岩が、ともにわずかに分布する。名称の初出は鎌田(1995a, b)であり、Kamata(1996)により定義された。

模式地

Kamata(1996)では、模式地の設定は行われていない。「桐生及足利」地域での模式地は、本コンプレックス下部については桐生市梅田町の忍山川沿い(第3.8図)とする。ここでは、下部の代表的な岩相である玄武岩類が露出する。上部については、みどり市大間々町高津戸の高津戸峡とする。ここでは、上部の代表的な岩相である泥質混在岩が広く露出する。



第 3.8 図 黒保根-桐生コンプレックスと大間々コンプレックスの境界周辺のルートマップ
伊藤 (2021b) の第 8 図に基づく。桐生市梅田町忍山川沿い。

分布及び層厚

「桐生及足利」地域では、大間々コンプレックスはみどり市大間々町の山地部分の広範囲に露出し、桐生市黒保根町地域(旧黒保根村)にもわずかに露出する。黒保根-桐生コンプレックスとは断層で接し、その構造的上位に位置する(第3.8図)。

大間々コンプレックスの見かけ上の層厚は、梅田向斜の南東翼側では2 km以上、北西翼側では10 km以上に及ぶ。

層序

大間々コンプレックスは、岩相の違いと層序関係より下部と上部に区分される。下部では大規模な玄武岩類・チャート・泥岩が主体であるのに対し(第3.9図, 第3.10図)、上部は、様々な岩種の小規模岩体を含む泥質混在岩から構成される(第3.9図, 第3.10図)。下部と上部の見かけ上の層厚は、それぞれ2~5 kmと200 m以上である。

梅田向斜の北西翼側に分布する大間々コンプレックスの柱状図を第3.9図に、南東翼側に分布する大間々コンプレックスの柱状図を第3.10図に示す。南東翼側の大間々コンプレックス基底部の玄武岩類は最大層厚200 m程度に及び、最大層厚50 m以下のチャートを伴う。

岩相

(1) 玄武岩類 (Ob)

大間々コンプレックスでは、玄武岩類は主要構成岩類として広く分布する。特にコンプレックス下部において広く露出し(第3.8図, 第3.9図, 第3.10図)、2~3 kmにわたり連続するシート状岩体として産する。コンプレックス上部では、泥質混在岩中に岩塊として含まれるもののその規模は最大で数m程度と小さく、また側方へも連続しない。

大間々コンプレックスの玄武岩類は玄武岩溶岩や玄武岩火山砕屑岩からなる。しかし、著しく風化し原岩の判定は困難である場合が多い。玄武岩溶岩は枕状あるいは塊状を呈し、枕状溶岩は最大で長径50 cm程度の枕状構造からなる(第3.11図A)。玄武岩火山砕屑岩として最大長径が30 cm程度の角礫を含む自破碎溶岩もみられる。また、しばしば著しい剪断変形を被って混在相を呈する玄武岩類もみられる。

鏡下観察に基づくと、玄武岩溶岩は斜長石と単斜輝石の斑晶と石基から構成される(第3.12図A)。斜長石の斑晶は、最大径1 mm程度の短柱状~短冊状の自形または半自形結晶であり、アルバイト式双晶を呈するものが多い。斜長石の斑晶の一部はソーシユライト化している。単斜輝石の斑晶は、長径0.2~1 mm程度の自形~半自形結晶が多い。丸みを帯びた融食形を呈する単斜輝石の斑晶もみられる。長径0.2 mm以下のかんらん石の斑晶が稀に観察されるが、多くの場合蛇紋石に置換されている。

石基は、斜長石・単斜輝石・不透明鉱物からなり、インターグラニューラ組織を示す。枕状溶岩では、厚さ1~2 mmの急冷周縁部がみられ、急冷周縁部に近い玄武岩溶岩は細粒であり、枕の中心部に行くほど粗粒となる。自破碎溶岩は、長径1 mm程度の玄武岩角礫岩片とその周辺の変質した火山ガラスからなる(第3.12図B)。玄武岩凝灰角礫岩は、径2 cm以下の火山岩岩片を含み、幅1 mm以下の石英脈が発達する。

伊藤・草野(2021)により、大間々コンプレックスの玄武岩類の地球化学的検討を行った。それに基づくと、中央海嶺玄武岩的な特徴と海洋島玄武岩的な特徴を持つ玄武岩類の両方が認識されている。前者は玄武岩溶岩に玄武岩凝灰角礫岩を伴う。鏡下観察での比較では、中央海嶺玄武岩的な特徴を持つ玄武岩溶岩はかんらん石を欠き、また海洋島玄武岩的な特徴を持つ玄武岩溶岩に比べて石基が細粒である。

(2) 炭酸塩岩類 (O1)

大間々コンプレックスの炭酸塩岩類で最大のものは、みどり市大間々町^{おだいら}小平鍾乳洞にみられる。この鍾乳洞付近では、地表に露出する炭酸塩岩類の面積自体は限定的であるが、100 mを超える炭酸塩岩類の岩体が地下に伏在する。また、桐生市黒保根町八木原には炭酸塩岩類の転石が点在しており、比較的大きな炭酸塩岩類の未確認岩体が存在していると推定される。また、玄武岩類の中に小規模な岩塊状あるいは層状に挟在する例もある。

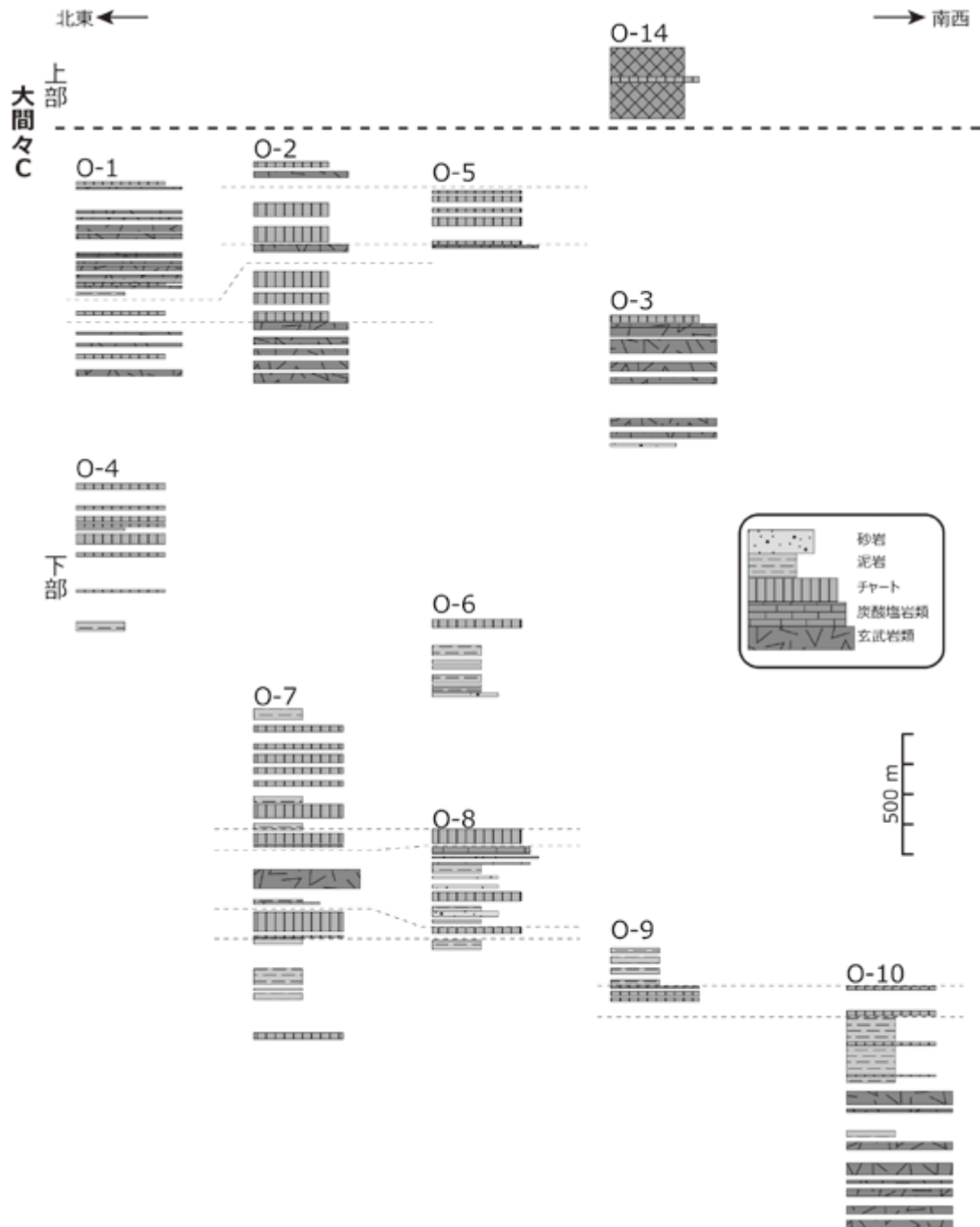
炭酸塩岩類の色調は一般に灰白色から明灰色で、層状(第3.11図B)あるいは塊状を呈する。鏡下観察に基づくと、炭酸塩岩類は結晶質で方解石を主体とする石灰岩が多くみられる。方解石の最大長径はおよそ1 mmで他形であり、またしばしば双晶がみられる。一方、フズリナ石灰岩など、化石に富む石灰岩も観察される(第3.12図C)。これらの石灰岩は主に生砕屑性で、フズリナやウミユリなどの化石粒子の間隙は、方解石・ミクライト・スパーライトにより充填されている。長径0.3~0.5 mmのドロマイトから構成されるドロストーンも観察される。

(3) チャート (Oc)

大間々コンプレックスでは、チャートは主に大規模な岩体として分布する。また、珪質粘土岩がチャートに伴ってわずかに分布する。ただし、黒保根-桐生コンプレックスのような厚い珪質粘土岩は認められず地質図上には表現できないため、チャートと一括して表現する。

コンプレックス下部では、およそ10~300 mにわたり側方へ連続する岩体としてみられる。一方、コンプレックス上部においては、泥質混在岩内の岩塊としても産する。

チャートの色調は黒色・灰色・暗灰色・赤色であり、珪質層と泥質薄層との互層による成層構造がみられる。



第 3.9 図 梅田向斜北西翼部の大間々コンプレックスの柱状図
伊藤 (2021b) の第 10 図に基づく。柱状図の作成ルートは付図 1 に示す。

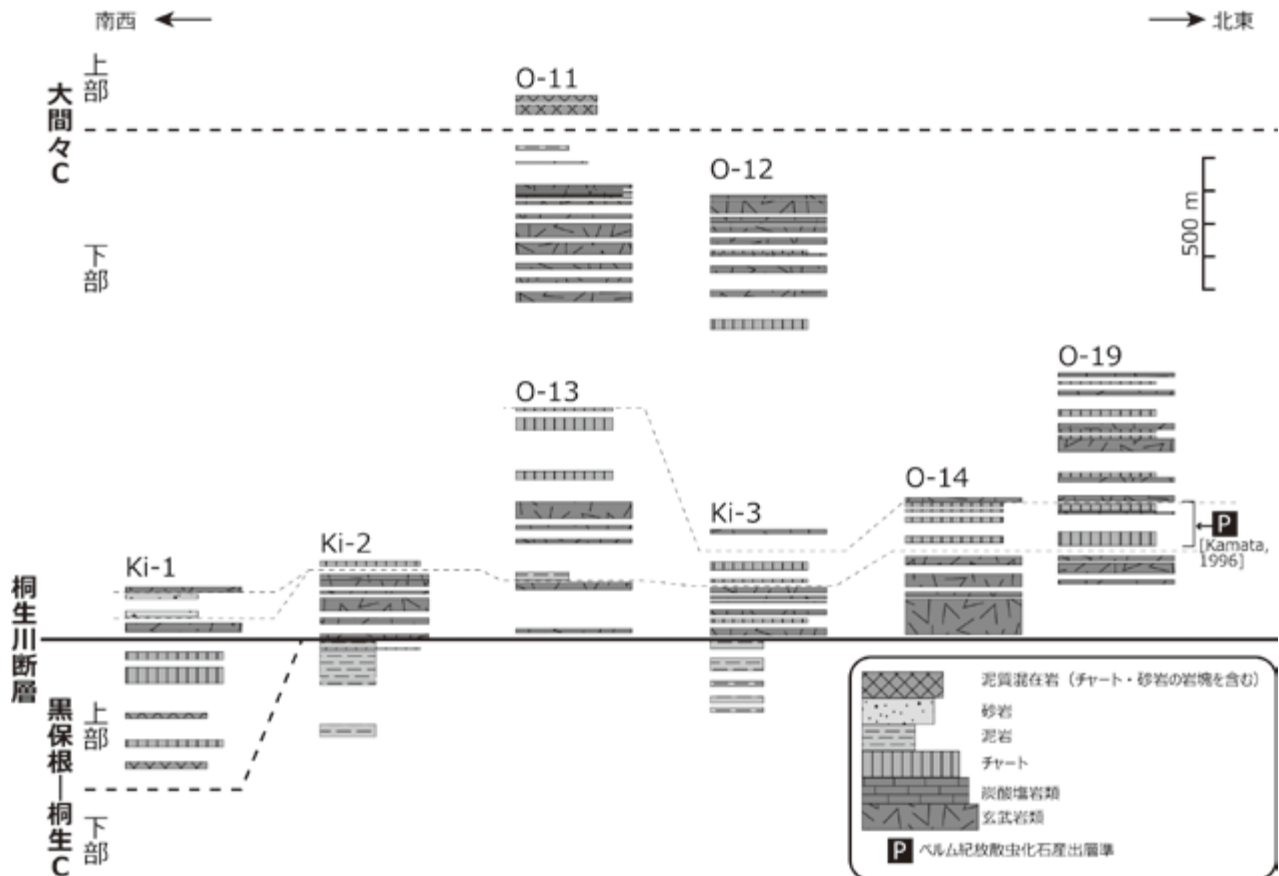
(第 3.11 図 C)。珪質層は層厚 1~15 cm 程度であるのに対し、泥質薄層は通常 5 mm 以下である。鏡下観察に基づくと、チャートは隠微晶質石英と少量の粘土鉱物から構成され、稀に放散虫が認められる(第 3.12 図 D)。水沼駅付近などでは、チャート角礫岩も観察される。チャート角礫岩は、長径が最大 10 cm 程度のチャート角礫を主体とした礫支持である。

珪質粘土岩の色調は灰白色あるいは明灰色であり、層

状を呈する。単層の厚さは 5 cm 程度で、層理面に沿って剥離する。強い変形を被っており、また風化を受けていることが多い。

(4) 泥岩 (Om)

大間々コンプレックスでは泥岩が広く分布する。また珪質泥岩が、泥岩に伴って分布する。珪質泥岩の分布域は地質図には表現できない規模であるため、地質図上で



第 3.10 図 梅田向斜南東翼部の大間々コンプレックスの柱状図
伊藤 (2021b) の第 11 図に基づく。柱状図の作成ルートは付図 1 に示す。

は泥岩と合わせて表現する。

泥岩は、コンプレックス下部では玄武岩類に挟まれて分布する。色調は暗灰色や灰色であり、弱く成層する。鏡下では、シルトサイズ以下の碎屑粒子と粘土鉱物が観察される (第 3.12 図 E)。

珪質泥岩の分布域は、渡良瀬川沿いなどの数地点のみに限られる。色調は主に暗灰色で、塊状あるいは非常に弱い成層構造 (単層の層厚: 10~20 cm) を呈する (第 3.11 図 D)。鏡下観察に基づくと、シルトサイズ以下の碎屑粒子と粘土鉱物から構成される。放射虫を多く含む珪質泥岩もみられる (第 3.12 図 F)。

(5) 砂岩及び砂岩泥岩互層 (Os)

砂岩は、一般的に泥岩や玄武岩類の近傍で見られる。泥質混在岩中に、主に厚さ 3 m 以下の岩塊としても含まれる。

色調は灰色・暗灰色・明灰色であり、淘汰の良い細粒~中粒砂岩である。塊状の無構造で明瞭な成層構造は観察できない (第 3.11 図 E)。

鏡下観察に基づくと、石英・長石・雲母類の碎屑粒子

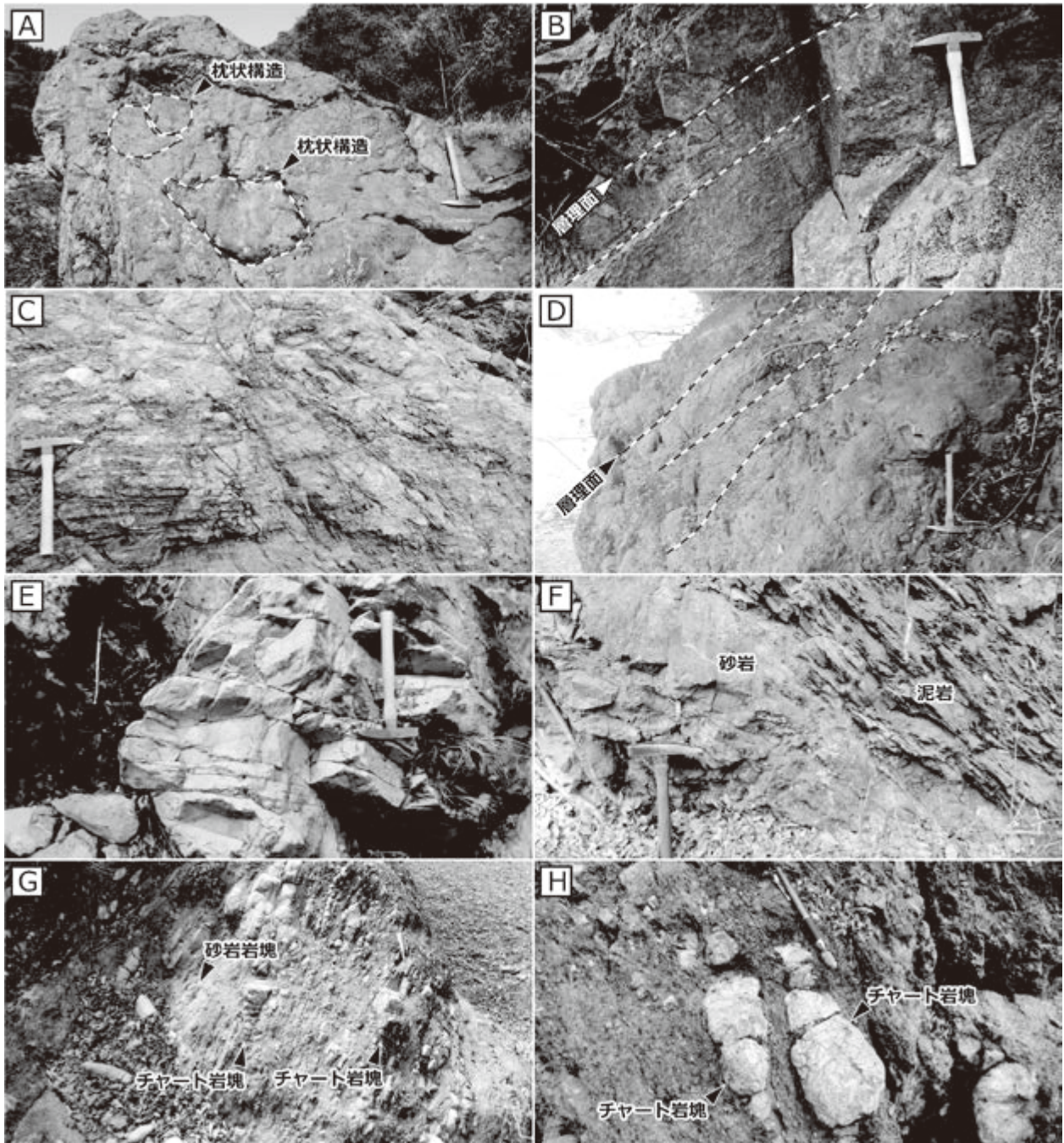
からなり (第 3.12 図 G)、またチャートや火山岩などの岩片に富む。一般的に碎屑粒子の円磨度はやや低いが、円磨されやや丸くなった外形を示す例もある。概して基質に乏しい石質アレナイトであるが、部分的に基質が卓越するものもみられる。

砂岩泥岩互層は、層厚 30 cm~1 m 程度の泥岩と 10~30 cm 程度の砂岩からなる互層である。泥岩優勢のものが多く、一部で砂岩と泥岩が等量のものもみられる。砂岩がレンズ状に泥岩の中に含まれる破断相が多く観察される (第 3.11 図 F)。

(6) 泥質混在岩 (Ox)

泥質混在岩は、大間々コンプレックス下部での分布は限定的であるが、上部では主要な構成岩類である。特に、みどり市大間々町高津戸の高津戸峡で模式的に露出する。

基質となる泥岩は、黒灰色・暗灰色・灰色を呈し、鱗片状劈開が発達する。泥岩基質中には、玄武岩類・炭酸塩岩類・チャート及び砂岩の岩塊が含まれる。含まれる岩塊の種類や量比は変化に富み、特定の岩相の岩塊が卓



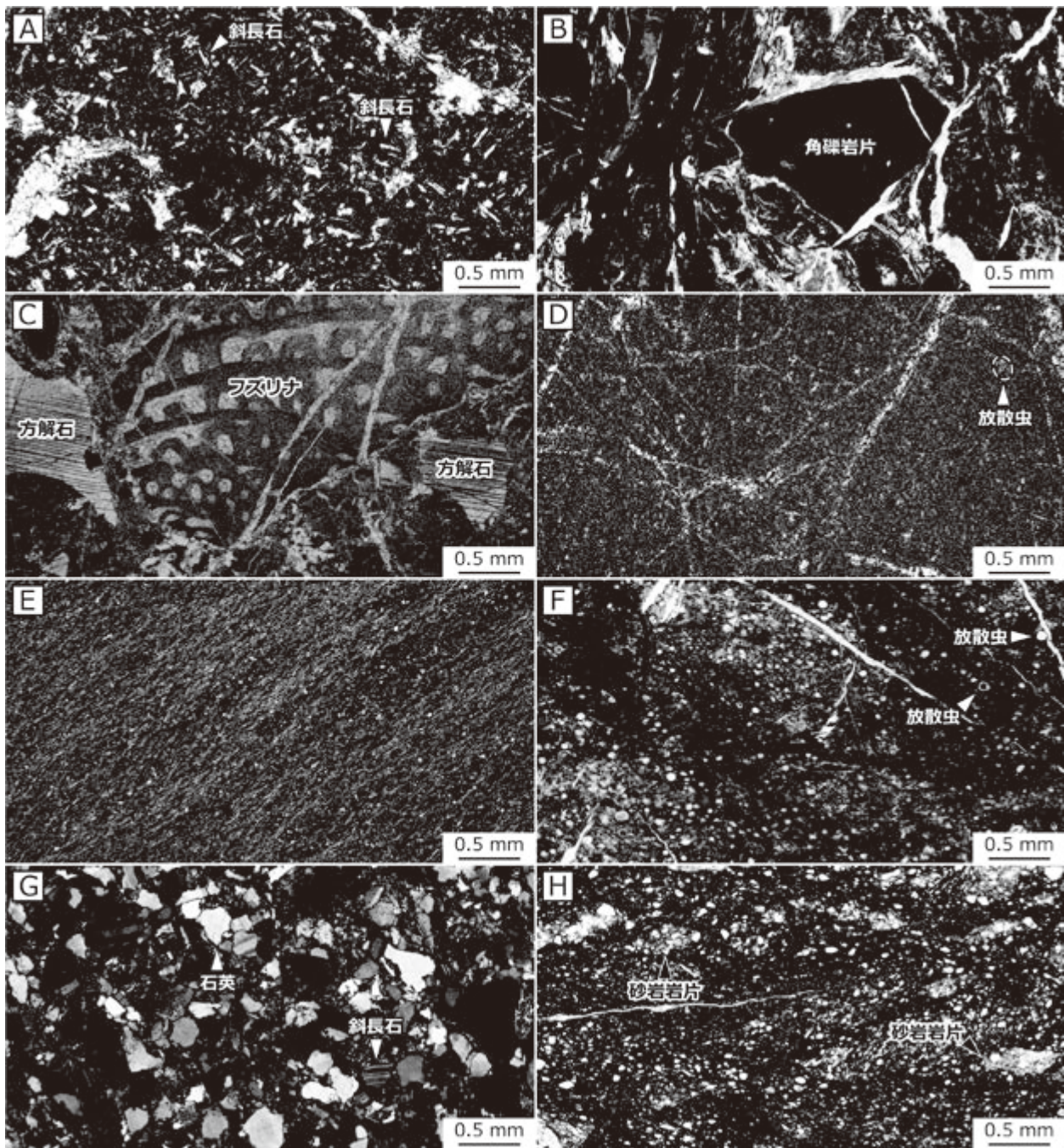
第 3.11 図 大間々コンプレックス構成岩類の露頭写真

(A) 玄武岩枕状溶岩. 桐生市黒保根町八木原, 渡良瀬川沿い. (B) 層状炭酸塩岩類. みどり市大間々町塩沢. (C) 層状チャート. 桐生市黒保根町八木原, 渡良瀬川沿い. (D) 弱い成層構造を呈する珪質泥岩. みどり市大間々町塩原, 貴船橋. (E) 塊状砂岩. 桐生市川内町柳原. (F) レンズ状砂岩を含む泥岩. 桐生市川内町大崩, 林道沿い. (G) レンズ状チャート岩塊を含む泥質混在岩. みどり市大間々町高津戸, 高津戸峡. (H) 左右非対称のレンズ状チャート岩塊を含む泥質混在岩. みどり市大間々町高津戸, 高津戸峡.

越する部分や泥岩基質が卓越する部分がみられる。玄武岩類の岩塊はレンズ状から不定形をなす。炭酸塩岩類岩塊は灰白色で、長径最大 3 m 程度の楕円球状を呈する。チャートは岩塊としては最も一般的であり、暗灰色や灰色を示し、主にレンズ状を呈する(第 3.11 図 G, H)。砂

岩岩塊は、灰色～明灰色の色調で粒度は中粒～粗粒であり、レンズ状を呈する(第 3.11 図 G)。砂岩岩塊は岩塊の中では小さく、長径 10 cm を超えるものは少ないが、長径が約 3 m の砂岩岩塊も観察される。

鏡下観察に基づくと、泥岩基質は粘土鉱物を主体とし



第 3. 12 図 大間々コンプレックス構成岩類の薄片写真

(A) 玄武岩溶岩。クロスニコル。桐生市黒保根町八木原，渡良瀬川沿い。試料番号：IT19103003。(B) 玄武岩自破碎溶岩中の角礫岩片。オープンニコル。みどり市大間々町小平，キンケン石産鉱内。試料番号：IT19120601。(C) フズリナ石灰岩。オープンニコル。桐生市黒保根町八木原。試料番号：IT20021701。(D) 隠微晶質石英を主体とするチャート。クロスニコル。みどり市大間々町桐原。試料番号：IT16051401。(E) 泥岩。クロスニコル。みどり市大間々町塩沢。試料番号：IT18101204。(F) 放射虫を多く含む珪質泥岩。クロスニコル。みどり市大間々町塩原，貴船橋。試料番号：IT19102801。(G) 石質アレナイト。クロスニコル。桐生市川内町柳原。試料番号：IT18052102。(H) レンズ状の砂岩岩片を含む泥質混在岩。クロスニコル。桐生市黒保根町八木原，渡良瀬川沿い。試料番号：IT19103002。

てシルトサイズ以下の碎屑粒子を伴い、主に砂岩からなるレンズ状岩塊も認められる(第3.12図H)。

産出化石及び年代

大間々コンプレックスの化石として、炭酸塩岩類からはコノドント・フズリナ・腕足類・サンゴ・三葉虫・軟骨魚類などの多種多様なペルム紀の産出が報告されている(例えば, Yabe, 1903; Reif and Goto, 1979; 林・長谷川, 1981; 大間々町誌編さん室, 1996; 高桑・岡部, 2011; Tazawa *et al.*, 2012; 伊藤ほか, 2021b)。珪質粘土岩からは前期三疊紀コノドントが産出している(Kamata and Kajiwarra, 1996)。チャートからはペルム紀・三疊紀のコノドントならびにペルム紀・三疊紀・ジュラ紀の放散虫の産出が報告されている(例えば, 林・長谷川, 1981; 大間々町誌編さん室, 1996; Kamata, 1996; Ito *et al.*, 2021a; 伊藤ほか, 2021b)。珪質泥岩からは前期ジュラ紀(プリンスバッキアン期)を示す可能性のある放散虫が報告されている(伊藤ほか, 2021b)ほか、珪質泥岩及び泥岩からは中期ジュラ紀(バジジョシアン期～前期バトニアン期)の放散虫が産出している(Kamata, 1996; Ito *et al.*, 2021a)。泥岩から産出した放散虫年代から、本コンプレックスの付加年代は中期ジュラ紀の中期以降と推定される。

なお、大間々コンプレックスから産した著名な化石として、軟骨魚類のヘリコプリオンがある。その産出地点については、当初は北隣「足尾」地域内の花輪(旧勢多郡東村, 現みどり市東町)であると記載された(Yabe, 1903)。しかし、花輪では炭酸塩岩類の採掘がおこなわれた記録が無いことなどから、「桐生及足利」北西部の桐生市黒保根町八木原がヘリコプリオンの採取地点と推測されている(例えば, 林, 1997; 伊藤, 2021e)。

対比

先行研究における岩相層序区分と比較すると、大間々コンプレックスは、足尾層(河田・大澤, 1955)の一部、栗野層群(渡辺ほか, 1957)の一部、栃木層群(藤本, 1961)の一部、栃木層群(羽鳥, 1965)の一部及び佐野層群(羽鳥, 1965)の一部に対比される。Kamata(1996)の大間々コンプレックスとほぼ同一である。

美濃帯の地質体としては、美濃地域の舟伏山^{ふなふせやま}コンプレックスや高山-木曾地域の白骨^{しらほね}コンプレックスが大間々コンプレックスに類似する(Kamata, 1996; 伊藤, 2021b)。これらの地質体との類似点としては、玄武岩類や炭酸塩岩類の含有ならびに上部層準に泥質混在岩が卓越する傾向が挙げられる。一方、舟伏山コンプレックスや白骨コンプレックスに比べると、大間々コンプレックスに含まれる炭酸塩岩類岩体の規模は小さい。

3.5 葛生コンプレックス

定義及び名称

Kamata(1996)は、栃木県の佐野市葛生町を中心に分布する、チャート-碎屑岩シーケンスが繰り返す整然相とそれに伴う玄武岩類-炭酸塩岩類の大規模な岩体をKuzu Complexと呼称・定義した。その後鎌田(1997)は、葛生コンプレックスを構造的低位からユニット1・ユニット2・ユニット3に三分した。ユニット1及びユニット3は、珪質粘土岩・チャート・珪質泥岩・泥岩・砂岩泥岩互層・砂岩が順に累重するチャート-碎屑岩シーケンスの整然相を主体とすることにより特徴づけられるのに対し、ユニット2は大規模な炭酸塩岩類とそれに伴う玄武岩類を主体とする。ユニット2では、礫岩及び珪質泥岩が炭酸塩岩類を覆い、さらに珪質泥岩の上位に泥岩がみられる。

本報告での葛生コンプレックスは、この定義に基づく。また、名称の初出は鎌田(1995a, b)である。

模式地

Kamata(1996)では、模式地の設定は行われていない。主要な分布域は「栃木」地域内の佐野市葛生町の周辺である。「桐生及足利」地域での模式地は、足利市大岩町の林道大岩月谷線沿いとする。ここでは、本コンプレックスのチャート-碎屑岩シーケンスが認められる。

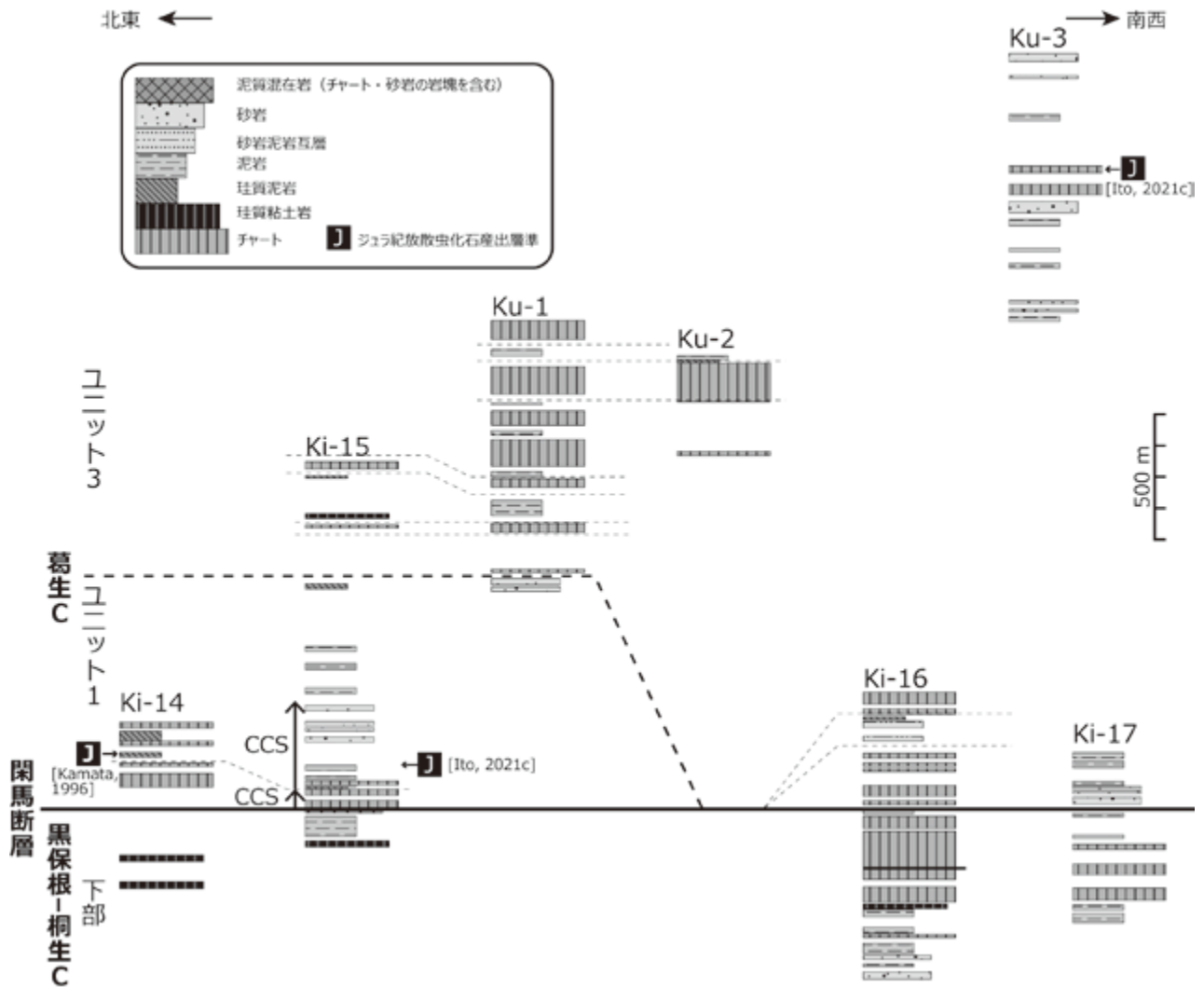
分布及び層厚

葛生コンプレックスは、「桐生及足利」地域の東部から南東部に露出する。東隣の「栃木」地域では、広範に分布する。構造的低位の黒保根-桐生コンプレックスと構造的上位の行道山コンプレックスとは、それぞれ閑馬断層と大岩断層を介して接する。葛生コンプレックス全体では、見かけ上の層厚は4 km以上である。

「桐生及足利」地域の葛生コンプレックスはチャート-碎屑岩シーケンスをなす珪質粘土岩・チャート・珪質泥岩・泥岩・砂岩泥岩互層・砂岩の整然相を主体とする。本地域の葛生コンプレックスの大部分はKamata(1996)のユニット3に対比され、一部はユニット1に対比される。本地域ではユニット2に相当する大規模な炭酸塩岩類や玄武岩類は分布していないため、これらの岩相についてはここでは記述しない。

層序

「桐生及足利」地域では、葛生コンプレックスのユニット3に相当する地層が本地域南東部に広く分布するのに対し、ユニット1は北東部の佐野市飛駒町塩田北東方にわずかに露出する(第3.2図)。本地域ではユニット1とユニット3の境界断層の露頭は認めていない。しかし、



第 3.13 図 葛生向斜北西翼部の葛生コンプレックスの柱状図
 伊藤 (2021b) の第 15 図に基づく。柱状図の作成ルートは付図 1 に示す。CCS：チャート-碎屑岩シーケンス。

鎌田 (1997) によって示された岩相の特徴 (ユニット 3 はユニット 1 に比べて多くのチャートを含む) と東隣の「栃木」地域での分布から、砂岩とチャートの境界をユニット 1 とユニット 3 の境界とする。本報告では、ユニット 1 とユニット 3 に岩相の特徴や年代において差がみられないため、一括して記述する。

葛生向斜の北西翼側及び南東翼側に分布する葛生コンプレックスの柱状図をそれぞれ第 3.13 図と第 3.14 図に示す。本地域に分布する葛生コンプレックスのユニット 1 では、チャートと泥岩が繰り返す、部分的に砂岩が挟在する。同様に、ユニット 3 もチャートや泥岩が繰り返して砂岩が挟まれる。葛生コンプレックスでは明瞭なチャート-碎屑岩シーケンスが認められ、閑馬川周辺 (第 3.15 図) や林道大岩月谷線周辺 (第 3.16 図) でその繰り返しが認められる。

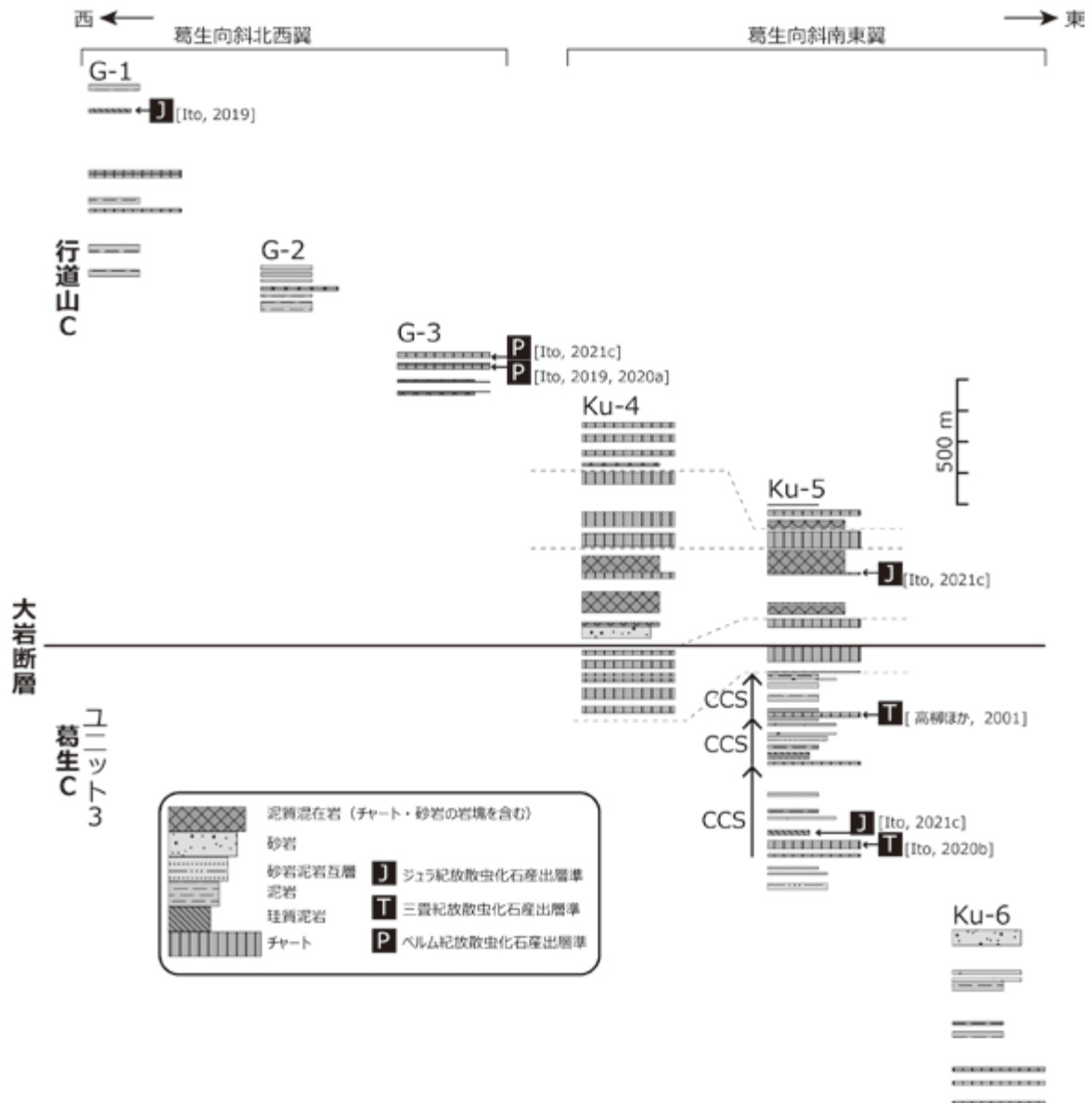
岩相

(1) チャート (Kuc)

チャートは葛生コンプレックスの主要構成岩相であり、広く分布する。鎌田 (1997) によれば、ユニット 3 はユニット 1 に比べて多くのチャートを含む。チャートには、珪質粘土岩及び珪質泥岩が付随して産する。これらは、ここで記述するとともに地質図上ではチャートとして一括して表現する。

葛生コンプレックスのチャートは、一般的に珪質層と泥質薄層との互層により明瞭な成層構造を呈する (第 3.17 図 A)。珪質層の層厚は 1~10 cm 程度で、泥質薄層の層厚は概して 5 mm 以下である。珪質層は、黒色・暗灰色・灰色・明灰色の色調を呈するものが卓越する。鏡下では、隠微晶質石英と少量の粘土鉱物が観察される。

葛生コンプレックスのチャートでは、複数地点においてストライプチャートが観察される (Ito, 2020b)。ストラ



第 3.14 図 葛生コンプレックス及び行道山コンプレックスの柱状図
 伊藤 (2021b) の第 16 図に基づく。葛生コンプレックスは葛生向斜南東翼部を、行道山コンプレックスは両翼側の柱状図である。柱状図の作成ルートは付図 1 に示す。CCS：チャート-碎屑岩シーケンス。

イプチャートは、隠微晶質石英を主体とするスペーシングと粘土鉱物を主体とするストリークから構成される (第 3.18 図 A)。

珪質粘土岩はチャートに付随してわずかに産出する。灰白色を呈し、単層の厚さは 5 cm 程度である。黒保根-桐生コンプレックスのような厚い珪質粘土岩は観察できない。

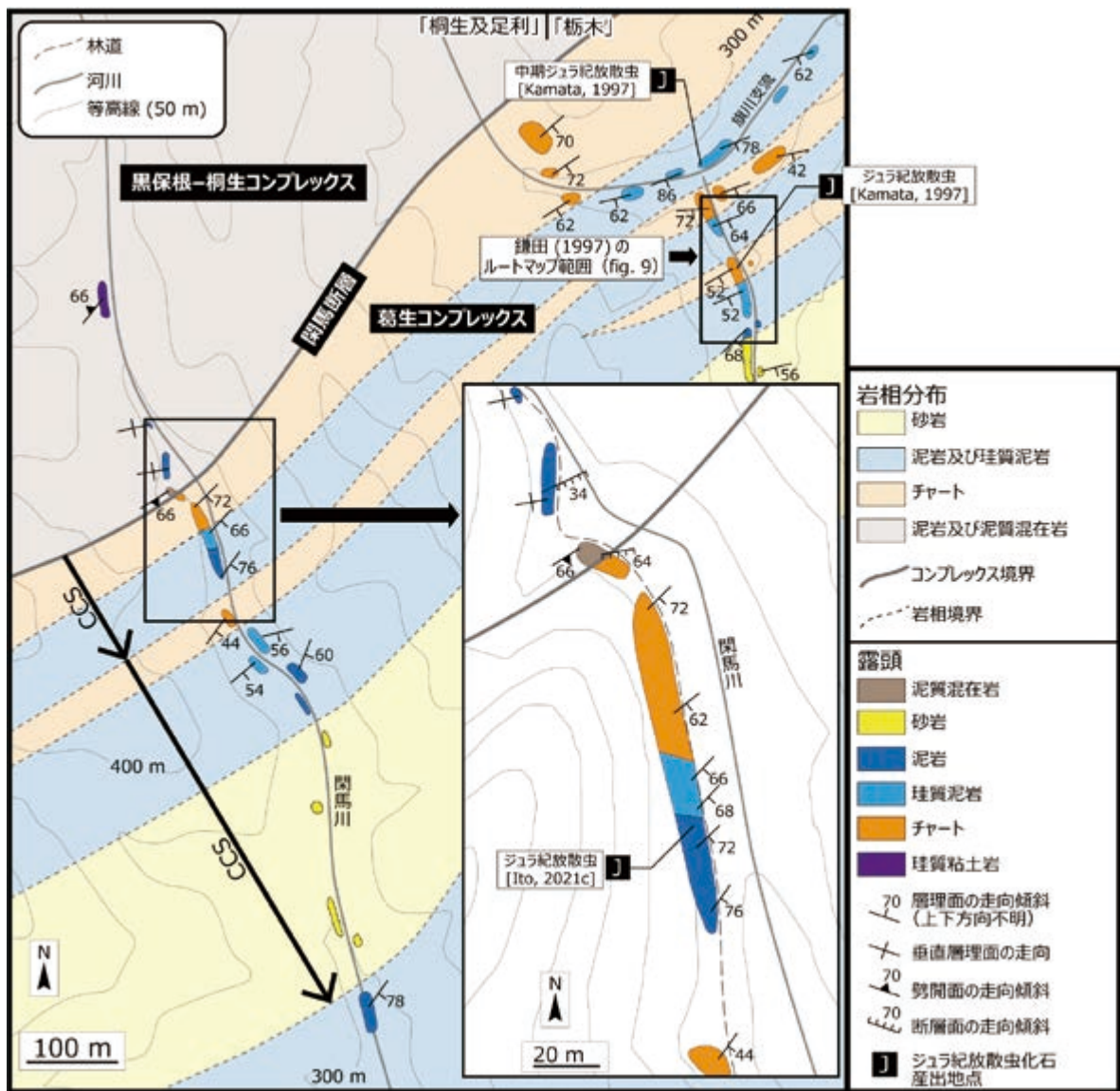
珪質泥岩は、チャートに付随して産することが多い。佐野市の閑馬川上流 (第 3.15 図) や足利市大岩の林道大岩月谷線 (第 3.16 図) では、チャートから珪質泥岩に移化する様子が観察できる。一般に単層の層厚 10~15 cm で弱く成層する (第 3.17 図 B)。鏡下では、シルトサイ

ズ以下の碎屑粒子と粘土鉱物ならびに内部が石英で充填された放散虫が観察される (第 3.18 図 B)。

(2) 泥岩 (Kum)

泥岩は葛生コンプレックスの主要構成要素であり、広く分布する。

珪質泥岩の近傍で見られることもあり、閑馬川上流 (第 3.15 図) や林道大岩月谷線 (第 3.16 図) では、珪質泥岩が泥岩に移化する。泥岩の色調は灰色や暗灰色で、単層の層厚 10~15 cm で弱く成層する (第 3.17 図 C)。単層中に葉理が認められる泥岩も存在する。鏡下では、シルトサイズ以下の碎屑粒子と粘土鉱物に加え、点在する放



第 3.15 図 黒保根-桐生コンプレックスと葛生コンプレックスの境界周辺のルートマップ
 伊藤 (2021b) の第 17 図に基づく。佐野市閑馬町の閑馬川及び旗川支流。CCS：チャート-砕屑岩シーケンス。

散虫が観察される (第 3.18 図C)。内部が碎屑粒子や粘土鉱物により充填されている散虫が多いが、石英で充填されている例もある。

(3) 砂岩及び砂岩泥岩互層 (Kus)

砂岩は、主に泥岩の近傍で観察される。見掛け上の層厚は厚いものでは 100 m に至る。泥岩と互層する砂岩泥岩互層もみられる。

砂岩は灰色・暗灰色・明灰色を呈する。細粒～中粒であり、淘汰は良い。塊状無構造の砂岩が一般的であるが、層厚 1 mm 程度の泥岩を挟んで、単層の層厚 10～30 cm で成層する例もみられる (第 3.17 図D)。

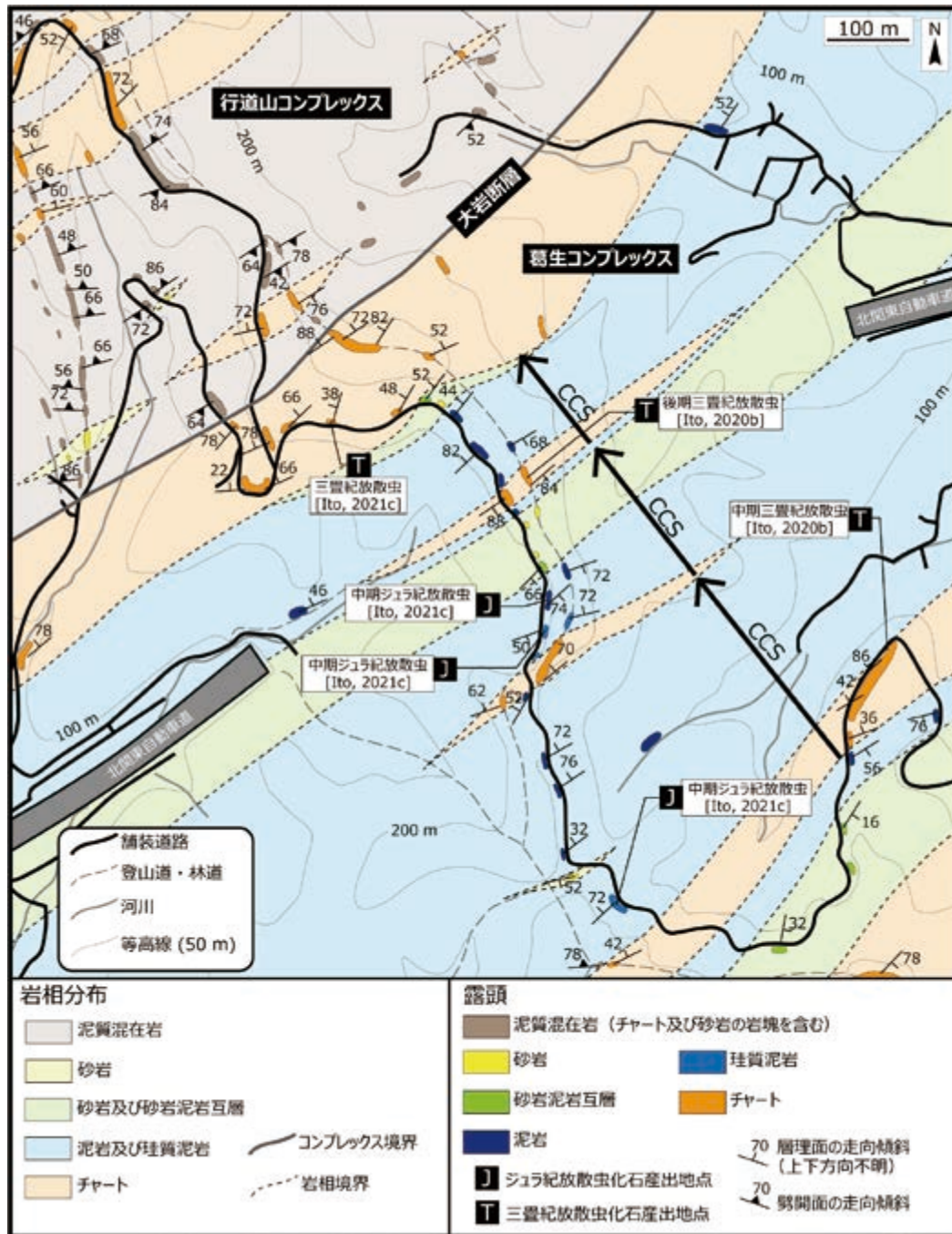
鏡下観察に基づくと、石英や岩片に富み、長石・雲母類を含む (第 3.18 図D)。基質に乏しく岩片を多く含む石

質アレナイトであり、特にチャートや火山岩の岩片が多く含まれる。碎屑粒子の円磨度は、一般的やや低く、やや角ばった外形を呈する。

砂岩泥岩互層は砂岩の近傍にみられる。層厚 5～10 cm 程度の泥岩と砂岩が互層し、砂岩と泥岩の量比はほぼ等しい。級化成層も認められる。破断し、砂岩がレンズ状となった砂岩泥岩互層も観察される。

産出化石及び年代

葛生コンプレックスからは、ジュラ系付加体 (足尾帯) の中では最も多くの化石産出が報告されている。ただし、その主な産出地点は「栃木」地域の範囲内であり、「桐生及足利」地域内の葛生コンプレックスの産出地点としては、高柳ほか (2001) 及び Ito (2020a, 2021c) によるもの



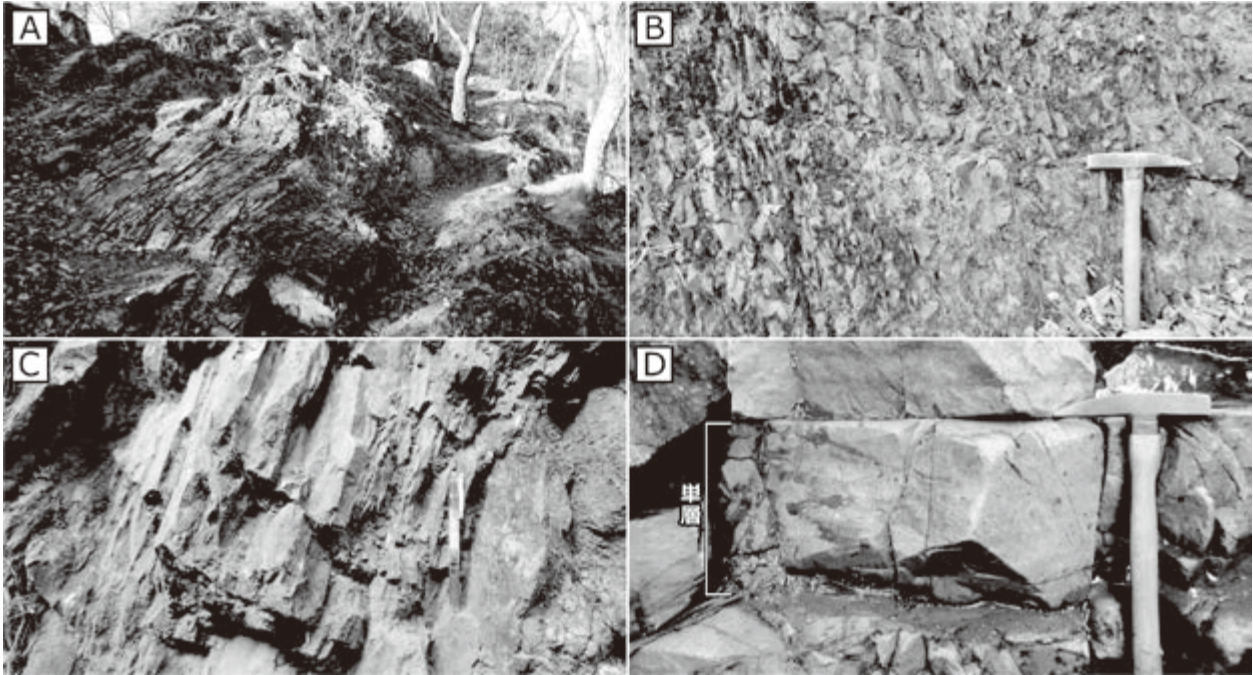
第 3.16 図 葛生コンプレックスと行道山コンプレックスの境界周辺のルートマップ
伊藤 (2021b) の第 18 図に基づく。足利市大岩町から月谷町へ至る林道大岩月谷線。CCS：チャート-碎屑岩シーケンス。

のみである。ここでは、「栃木」地域の産出も含めて記述する。

ユニット 1 及びユニット 3 からは豊富な放散虫やコノドントが産出しており、その保存も一般的に良好である。珪質粘土岩から前期三畳紀のコノドントと放散虫が (鎌田, 1995b; Kamata, 1999; Muto *et al.*, 2018), チャートからは三畳紀とジュラ紀の放散虫が産出している (例えば, 鎌田, 1995b; Kamata, 1996, 1999; 荒川, 1997; 鎌

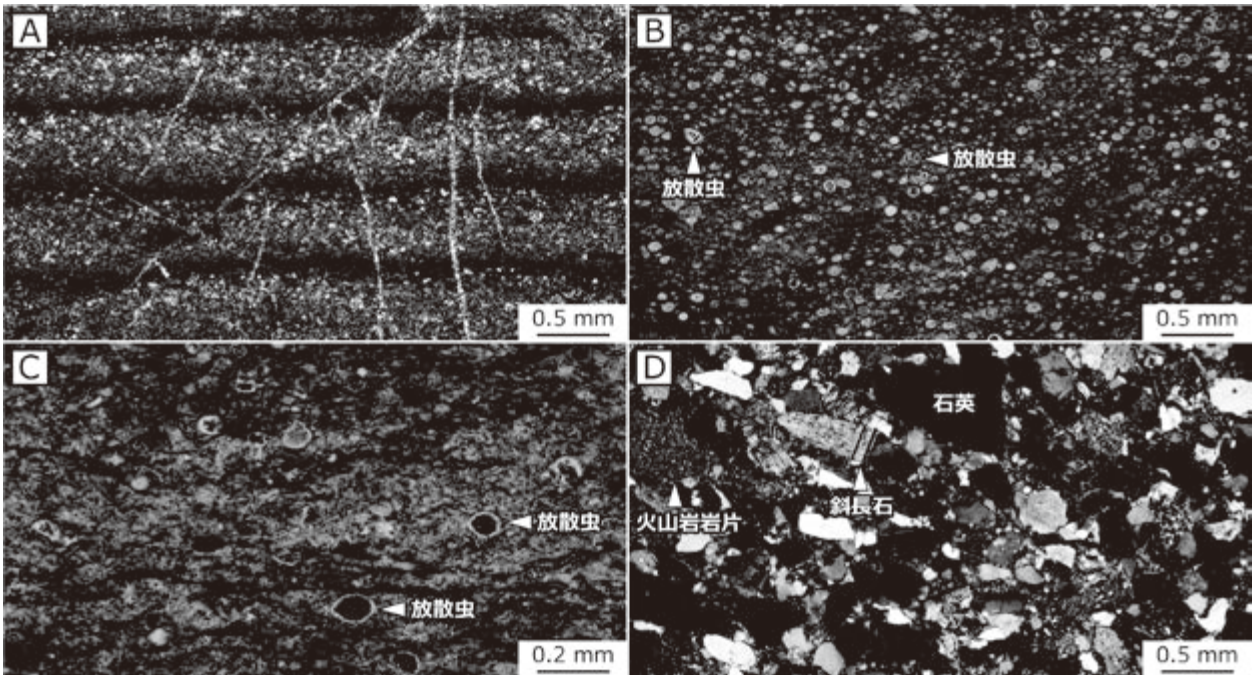
田, 1997; 高柳ほか, 2001; Suzuki *et al.*, 2002; Ito, 2020b, 2021c). 珪質泥岩と泥岩からは、中期ジュラ紀 (バツジョシアン期～前期バトニアン期及び後期バトニアン期～カロビアン期) ならびに中期ジュラ紀最後期～後期ジュラ紀 (カロビアン期最後期～オックスフォードアン期) の放散虫が産出している (Kamata, 1996; 荒川, 1997; 鎌田, 1997; 高柳ほか, 2001; Ito, 2021c).

ユニット 2 では、炭酸塩岩類から主にペルム紀の腕足



第 3.17 図 葛生コンプレックス構成岩類の露頭写真

(A) 層状チャート. 足利市大岩町, 登山道. (B) 弱い成層構造を呈する珪質泥岩. 足利市月谷町, 林道大岩月谷線. 中期ジュラ紀放散虫が産出. (C) 弱い成層構造を呈する泥岩. 佐野市閑馬町, 閑馬川. (D) 弱い成層構造を呈する厚層理砂岩. 佐野市閑馬町, 旗川支流.



第 3.18 図 葛生コンプレックス構成岩類の薄片写真

(A) ストライプチャート. クロスニコル. 足利市月谷町, 林道大岩月谷線. 試料番号: IT16100101. (B) 放射虫を含む珪質泥岩. オープンニコル. 佐野市閑馬町, 旗川支流. 試料番号: IT18021802. (C) 放射虫を含む泥岩. クロスニコル. 佐野市閑馬町, 旗川支流. 試料番号: IT18021801. (D) 石質アレナイト. クロスニコル. 足利市大岩町, 林道大岩月谷線. 試料番号: IT18022403.

類・有孔虫・コノドント・三葉虫・サンゴ・軟骨魚類などの化石が(例えば, 矢部, 1899; 藤本, 1961; 吉田, 1956, 1957; Igo, 1964; 羽鳥, 1965; 小池ほか, 1974; 後藤, 1975; Reif and Goto, 1979; Kobayashi, 2006; Tazawa *et al.*, 2016; Muto *et al.*, 2021), その上位の珪質泥岩及び泥岩ならびに珪質泥岩に含まれるマンガンジュールから中期ジュラ紀(バジジョシアン期~前期バトニアン期)の放散虫が産出している(例えば, 荒川, 1998; Kamata, 1996; 鎌田, 1997; Kamata *et al.*, 2003). また珪質泥岩に挟まれる礫岩中の泥岩礫から, 前期ジュラ紀(トアルシアン期)のアンモナイトが産出している(Kamata *et al.*, 2003).

泥岩から産出した放散虫年代から, 葛生コンプレックスのユニット2の付加年代は中期ジュラ紀の後期以降, ユニット1及びユニット3の付加年代は後期ジュラ紀の前期以降と推定される.

対比

先行研究における岩相層序区分と比較すると, 葛生コンプレックスのユニット1は「栃木」地域の栃木層群の最上部(藤本, 1961)に対比される. また, Aono (1985)のUnit IIの一部に対比される. ユニット3は藤本(1961)の安蘇層群の上部に対比される. また, Aono (1985)のUnit IIの一部や高柳ほか(2001)のコンプレックスAに対比される. Kamata (1996)や鎌田(1997)の葛生コンプレックスのユニット3とほぼ同一で, ユニット1をわずかに含む.

美濃帯の地質体としては, 美濃地域の舟伏山コンプレックスや高山-木曾地域の白骨コンプレックスが葛生コンプレックスに類似する(Kamata, 1996; 中江, 2000; 伊藤, 2021b). 類似点としては, チャート-碎屑岩シーケンスが繰り返す整然相の卓越及び泥岩の年代範囲(中期ジュラ紀バジジョシアン期~後期ジュラ紀オックスフォーディアン期)が挙げられる(伊藤, 2021b). ただし, 葛生コンプレックスにおける大規模な玄武岩類-炭酸塩岩類(ユニット2)の存在は, 舟伏山コンプレックスや白骨コンプレックスではみられない特徴である.

3.6 行道山コンプレックス

定義及び名称

行道山コンプレックスは, 伊藤(2021b)により新たに定義・命名された. 泥質混在岩とチャートを主体とし, 珪質泥岩・泥岩・砂岩を岩塊として伴う(伊藤, 2021b).

模式地

伊藤(2021b)は, 足利市の行道山周辺を模式地に設定した. 行道山からその南方の登山道沿いにかけて, 本コンプレックスの代表的な岩相である泥質混在岩やチャー

トが露出する.

分布及び層厚

行道山コンプレックスの分布域は, 足利市の行道山付近から八王子丘陵の北東部(太田市吉沢町及び桐生市広沢町)である. 葛生コンプレックスの構造的上位に累重する. ジュラ系付加体(足尾帯)の中では構造的最上位に位置するためその層厚の上限は不明であるが, 見かけ上の層厚は少なくとも1 kmに及ぶ.

層序

葛生向斜の北西翼及び南東翼側に分布する行道山コンプレックスのルート柱状図を第3.14図に示す. 本コンプレックスの全体的な傾向としては, 厚いチャート岩体が下位層準に卓越し, 上位層準では泥質混在岩が卓越する(第3.14図).

八王子丘陵の行道山コンプレックスは, 古第三系金山溶結凝灰岩や広沢礫岩に不整合で覆われる(例えば, 高橋・柳沢, 2003).

岩相

(1) チャート(Gc)

行道山コンプレックスでは, チャートは主に大規模岩体や泥質混在岩中の岩塊として産出する.

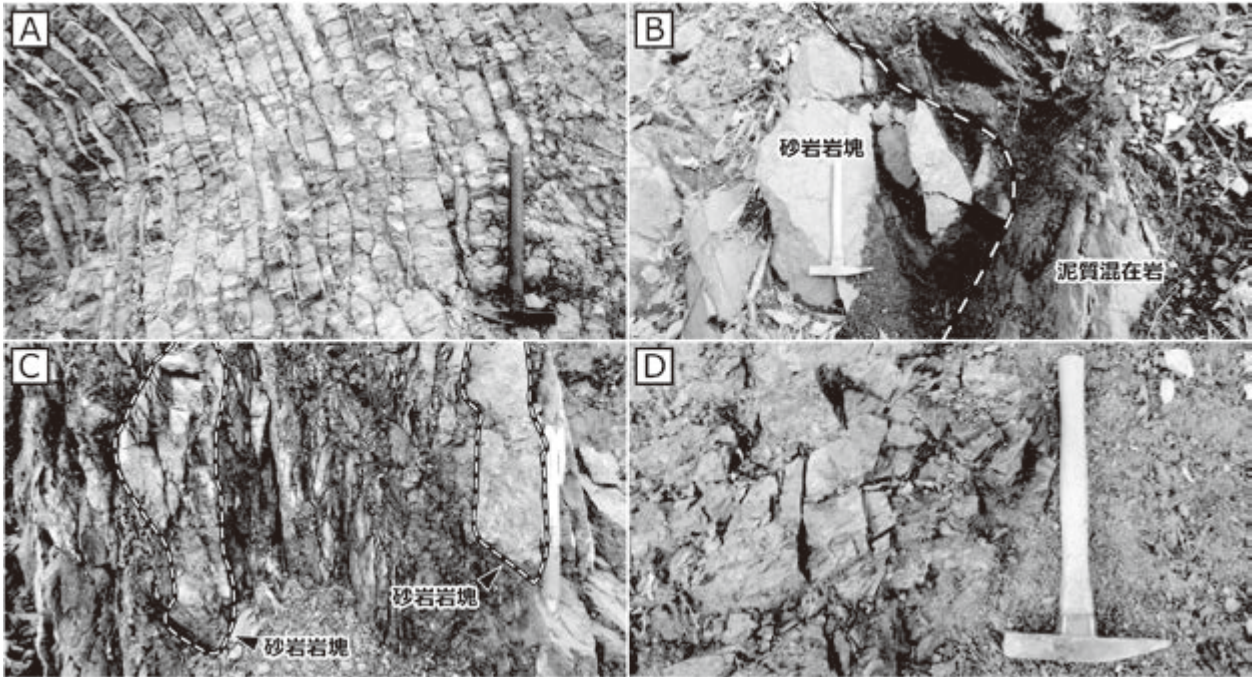
チャートは一般的に黒色・灰色・暗灰色であり, 層厚1~10 cm程度の珪質層と層厚5 mm以下の泥質薄層との互層により成層する(第3.19図A). 一方, 赤色を呈するチャートもみられ, この赤色チャートは他の色調のものに比べて単層が厚く, 最大では単層層厚が30 cmに及ぶ. 鏡下観察に基づくと, チャートは隠微晶質石英と少量の粘土鉱物からなり, 石英で充填された放散虫も観察される(第3.20図A).

(2) 泥質混在岩(Gx)

泥質混在岩は, 行道山コンプレックスの主要構成岩類であり, 広範に分布する. 砂岩岩塊のみを含むものと砂岩・チャート・珪質泥岩の岩塊を含むものがみられる. 本コンプレックスでは地質図規模で表現できる砂岩や珪質泥岩の岩体は認められていないため, 泥質混在岩中の岩塊として砂岩と珪質泥岩についてもここで述べる.

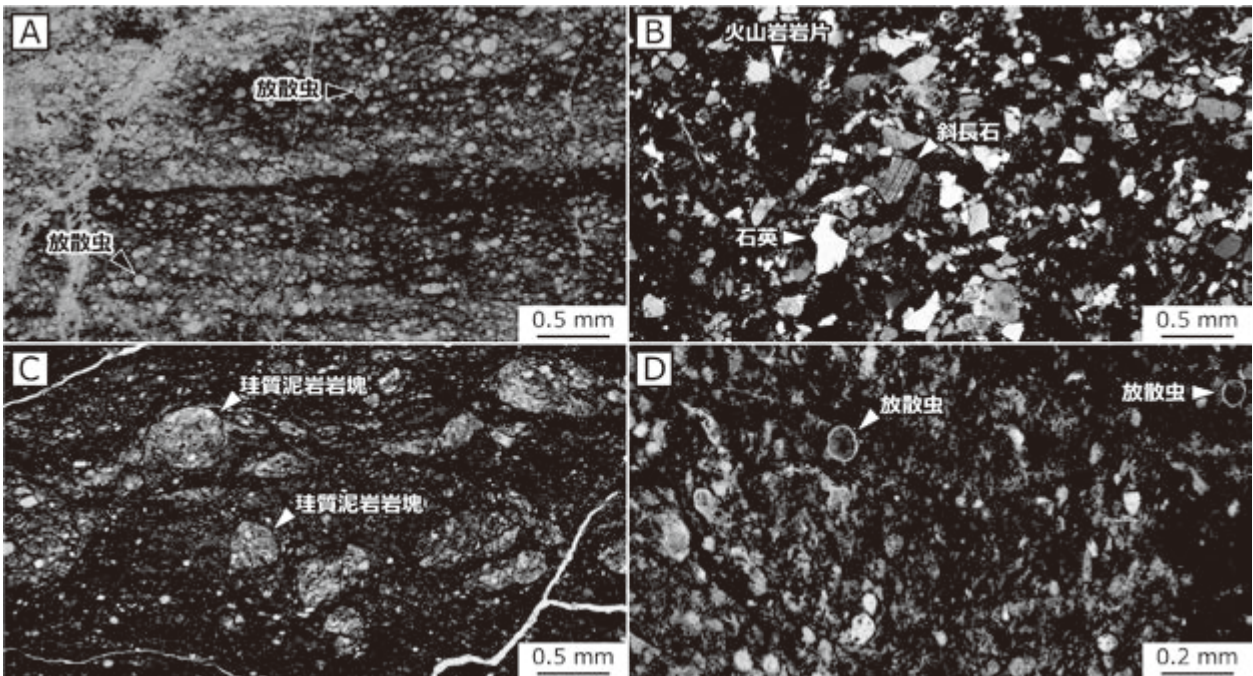
混在岩の基質となる泥岩には鱗片状劈開が発達し, その色調は黒灰色や暗灰色あるいは灰色である. 一般に砂岩などの岩塊がレンズ状に含まれる. 加えて, 露頭規模では岩塊を含まず, 強い剪断変形を被った泥岩もみられる. 鏡下観察に基づくと, 基質はシルトサイズの石英や長石などの碎屑粒子と粘土鉱物から構成され, 変形構造が観察される. 泥岩基質の中に放散虫が認められることもある.

砂岩は岩塊としては最も一般的に含まれ, その色調は



第 3.19 図 行道山コンプレックス構成岩類の露頭写真

(A) 層状チャート. 桐生市広沢町, 明盛宏産構内. (B) 砂岩岩塊と泥質混在岩. 太田市吉沢町, 明盛宏産構内. Ito (2019) の fig. 5F から転載. (C) 砂岩の小岩塊を含む泥質混在岩. 桐生市広沢町, 明盛宏産構内. (D) 弱い成層構造を呈する珪質泥岩. 太田市吉沢町. Ito (2019) の fig. 5C から転載.



第 3.20 図 行道山コンプレックス構成岩類の薄片写真

(A) 放射虫を含むチャート. オープンニコル. 桐生市広沢町, 明盛宏産構内. 試料番号: IT16071206. (B) 石質アレナイト. クロスニコル. 太田市吉沢町, 明盛宏産構内. 試料番号: IT16112605. (C) 泥質混在岩中に含まれる珪質泥岩岩塊. クロスニコル. 太田市吉沢町, 明盛宏産構内. 試料番号: IT16112603. (D) 放射虫を含む珪質泥岩. クロスニコル. 太田市吉沢町. 試料番号: IT16071406.

灰色あるいは明灰色である(第3.19図B, C)。淘汰の悪い中粒～粗粒砂岩であり、塊状無構造で成層構造は認められない。比較的大きい砂岩岩塊では、最大で厚さ10m程度である。一部では、砂岩泥岩等量互層の岩塊も観察される。鏡下観察に基づくと、碎屑粒子としては石英に富み、長石や雲母類を伴い、基質に乏しい石質アレナイトである(第3.20図B)。碎屑粒子の円磨度は、一般的に低く、角ばった外形を呈する。また、火山岩の岩片が多く含まれる。

珪質泥岩の岩塊として比較的大きいものとしては、群馬県太田市吉沢町の林道沿いで層厚5m以上のものが認められる。この珪質泥岩は暗灰色で、単層の層厚5～10cmで弱く成層する(第3.19図D)。露頭規模では、最大長径10cm程度のレンズ状あるいは薄層状の岩塊として含まれる。薄片規模においても、長径0.5mm以下の珪質泥岩岩塊が認められる(第3.20図C)。珪質泥岩の鏡下観察では、シルトサイズ以下の碎屑粒子と粘土鉱物のほか、内部が石英あるいは粘土鉱物で充填された放散虫が認められる(第3.20図D)。

産出化石及び年代

行道山コンプレックスからの化石産出としては、チャート及び珪質泥岩から主に放散虫が報告されている。黒保根-桐生コンプレックスや大間々コンプレックスから産出した化石と比べると、概して保存は良好である。

チャートからペルム紀・三畳紀・ジュラ紀の放散虫が報告されている(増田, 1989; 林ほか, 1990; 高柳ほか, 2001; 指田, 2008; Ito, 2019, 2020a, 2021c)。珪質泥岩からは、中期ジュラ紀(バジジョシアン期～前期バトニアン期)の放散虫が産出している(指田, 2008; Ito, 2019)。増田(1989)は八王子丘陵に分布するチャートから同じ年代の放散虫を発見している。さらに増田(1989)は、泥岩中に挟在するマンガンジュールからも放散虫を得て、チャート中の中期ジュラ紀(バジジョシアン期～前期バトニアン期)の放散虫群集と類似するとしている。泥岩から産出した放散虫年代から、本コンプレックスの付加年代は中期ジュラ紀の中期以降と推定される。

対比

先行研究と比較すると、行道山コンプレックスの一部は、Unit III(Aono, 1985)及びコンプレックスB(高柳ほか, 2001)に対比される。行道山コンプレックスは葛生コンプレックスに相当すると考えられていたが(指田, 2008)、本報告では岩相及び年代に基づいて葛生コンプレックスから分離した。

行道山コンプレックスは、一定規模のペルム系チャートを含むが玄武岩類や炭酸塩岩類を欠く。この特徴において、丹波帯や美濃帯で類似する地質体は今のところ見

当たらない(伊藤, 2021b)。

3.7 コンプレックス境界断層

3.7.1 桐生川断層

大間々コンプレックスの最下部には厚い玄武岩類がみられ、この玄武岩類の基底をもって桐生川断層と定義された(伊藤, 2021b)。名称は大間々町誌編さん室(1996)による。

「桐生及足利」地域では、桐生川断層は忍山川から城山の北を通り、物見山と吾妻山の間に至る。岩相の分布から推定される桐生川断層の走向はN30～60°Eである。傾斜角は、忍山川付近(第3.8図)などでは中角と推定される。

城山西部では桐生川断層が露頭で認められ、著しい剪断変形を被った泥岩(黒保根-桐生コンプレックス)と塊状の玄武岩溶岩(大間々コンプレックス)が接する(第3.21図A)。明瞭な断層ガウジは認識できないが、断層近傍では両コンプレックスの構成岩類に剪断変形が認められる。断層面の走向はN76°Eで傾斜は78°Nである。断層に沿った泥岩には複合面構造がみられ、R1面やP面との関係から、上盤側が南東方向に衝上する逆断層であると判断される。

3.7.2 閑馬断層

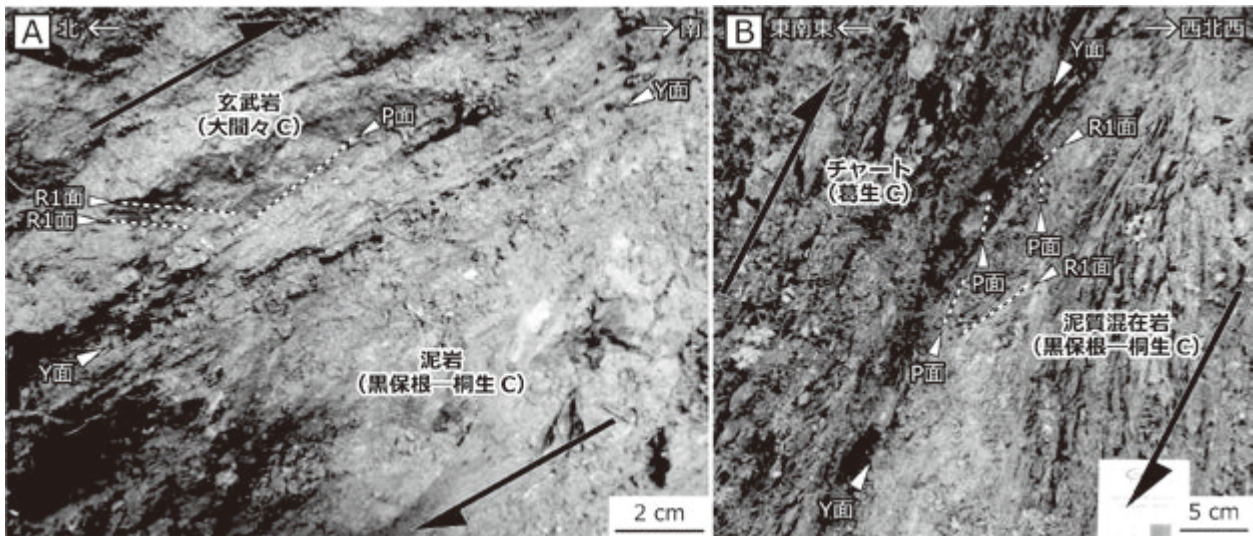
黒保根-桐生コンプレックスと葛生コンプレックスを境する断層について、伊藤(2021b)は閑馬断層と命名・定義した。

閑馬断層は佐野市閑馬町の閑馬川上流で観察できる(第3.15図)。黒保根-桐生コンプレックスの泥質混在岩とその構造的上位の葛生コンプレックスの層状チャートが接する(第3.21図B)。最大で15cmほどの厚さの断層ガウジが認められる。断層面の走向はN70°Eで傾斜は56°Nである。断層ガウジ内には複合面構造がみられ、R1面やP面の関係から上盤側が北北西方向に上がる逆断層であると推定される。構造的上位の葛生コンプレックスに比べ、下位の黒保根-桐生コンプレックスに小断層や剪断変形が発達している。

なお、閑馬断層の姿勢からは、そのまま延長すると、八王子丘陵に延びると推定される。しかしながら、岩相の特徴からは、八王子丘陵には行道山コンプレックスのみが分布し、黒保根-桐生コンプレックスや葛生コンプレックスが露出していないと考えられる。後述の太田断層(第8.2節)もしくは渡良瀬川低地に伏在している未知の断層により、ジュラ系付加体が右横ずれ変位している可能性がある。

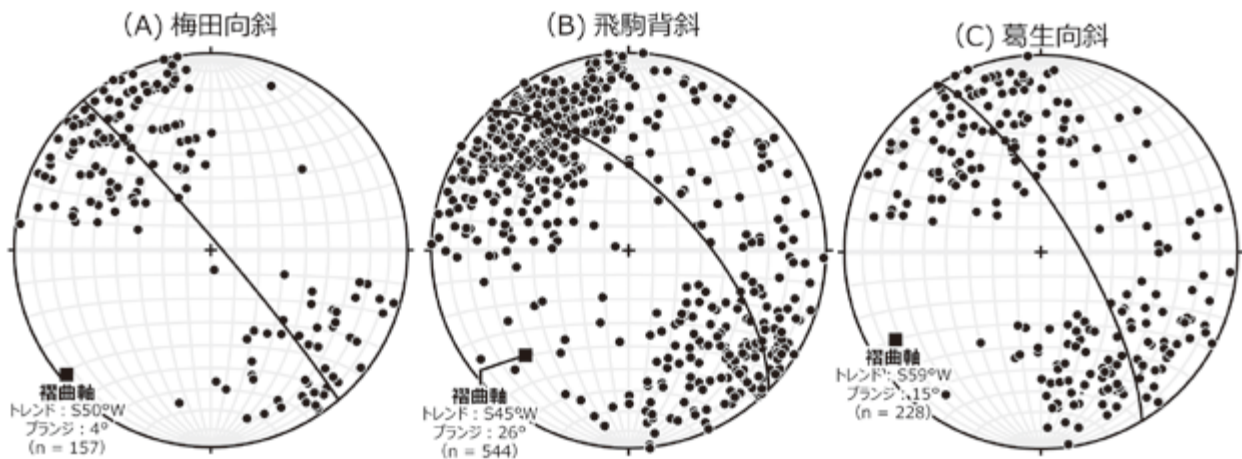
3.7.3 大岩断層

葛生コンプレックスと行道山コンプレックスを境する



第 3.21 図 コンプレックス境界断層の露頭写真

Y面・R1面・P面は剪断変形による複合面構造(例えば,高木・小林,1996)を表す。(A)黒保根-桐生コンプレックスと大間々コンプレックスの境界断層(桐生川断層)。桐生市梅田町,伊藤(2021b)の図版25A2から転載。(B)黒保根-桐生コンプレックスと葛生コンプレックスの境界断層(閑馬断層)。佐野市閑馬町,閑馬川,伊藤(2021b)の図版25B2から転載。



第 3.22 図 褶曲の下半球等積投影図

伊藤(2021b)の第20図に基づく。「桐生及足利」地域内のジュラ系付加体の層理面をプロットした。曲線は層理面のプロットから求められた最適大円であり,四角は褶曲軸のトレンドとプランジを示す。(A)梅田向斜周辺の大間々コンプレックスの層理面の投影図。(B)飛駒背斜周辺の黒保根-桐生コンプレックスの層理面の投影図。(C)葛生向斜周辺の葛生コンプレックス及び行道山コンプレックスの層理面の投影図。

断層は大岩断層と定義・命名された(伊藤,2021b)。大岩断層周辺のルートマップ(第3.16図)では,断層の構造的下位(南東側)では葛生コンプレックスの構成岩類(整然相の泥岩や珪質泥岩など)が分布するのに対し,構造的上位(北西側)には行道山コンプレックスの構成岩類(泥質混在岩など)がみられる。断層露頭は確認できていない。断層周辺や広範囲の岩相分布からは,大岩断層の姿勢は両コンプレックスの層理面の姿勢と調和的であり,断層面と層理面は大きく斜交しないと推定される。

また,大岩断層は葛生向斜に参加している。葛生向斜の南東翼側では北西側に中角で,北西翼側では南東に中角で傾斜する。

3.8 褶曲

3.8.1 梅田向斜

梅田向斜は北東-南西方向の軸跡を持ち,「足尾」地域の根本山周辺から,「桐生及足利」地域の中央部から西部

を通り、高津戸峡周辺に至る。名称は林・長谷川(1981)による。

「桐生及足利」地域では、両翼での地層層理面の傾斜角はともに $50\sim 70^\circ$ の中角である。鳴神山から大崩周辺では、両翼側で南東へ傾斜する姿勢の層理面が卓越し、褶曲軸周辺においても褶曲軸の両翼側で傾斜角と傾斜方向に明瞭な違いがみられない。これらの姿勢から、この褶曲の翼間角はほぼ 0° の等斜褶曲である。またその褶曲軸面は南東に傾斜するため、鳴神山から大崩周辺の梅田向斜は等斜転倒褶曲である。南東翼側での南東傾斜は、南東に向かうにつれ逆転ではなくなり北東傾斜に変わる。下半球等積投影図にプロットした層理面の姿勢による π ダイアグラムの最適大円より推定される梅田向斜の褶曲軸は、 $S50^\circ W$ のトレンドに 4° プランジする(第3.22図A)。

3.8.2 飛駒背斜

飛駒背斜は北東-南西方向の軸跡を持ち、「鹿沼」地域の尾出山と高原山の間から、「桐生及足利」地域東部の多高山付近を通り、桐生市に至る。名称は林・長谷川(1981)による。

「桐生及足利」地域では、両翼側ともに $60\sim 90^\circ$ の高角の姿勢の地層が卓越する。翼間角は 70° 以下であり閉じた褶曲である。下半球等積投影図にプロットした層理面の姿勢による π ダイアグラムの最適大円より推定される褶曲軸は、 $S45^\circ W$ のトレンドに 26° プランジする(第3.22図B)。

3.8.3 葛生向斜

葛生向斜は北東-南西方向の軸跡を持ち、「鹿沼」地域の栃木県三峰山の西から「栃木」地域の佐野市中央部を経て、「桐生及足利」地域の南西部を通る。名称は藤本(1961)による。

「桐生及足利」地域の葛生向斜は、北西翼側の層理面が $40\sim 80^\circ$ で南東に傾斜する姿勢が多いのに対し、南東翼側では $30\sim 70^\circ$ で北西に傾斜する姿勢の層理面が卓越する。この層理面の違いに基づくと、褶曲軸面がわずかに北西に傾斜する傾斜褶曲であると判断される。また、この傾斜の差から翼間角は 90° 前後であり、開いた褶曲である。下半球等積投影図に層理面の姿勢をプロットした。 π ダイアグラムの最適大円より推定される褶曲は、 $S59^\circ W$ のトレンドで、 15° プランジする(第3.22図C)。

第4章 上部白亜系深成岩類（足利岩体）

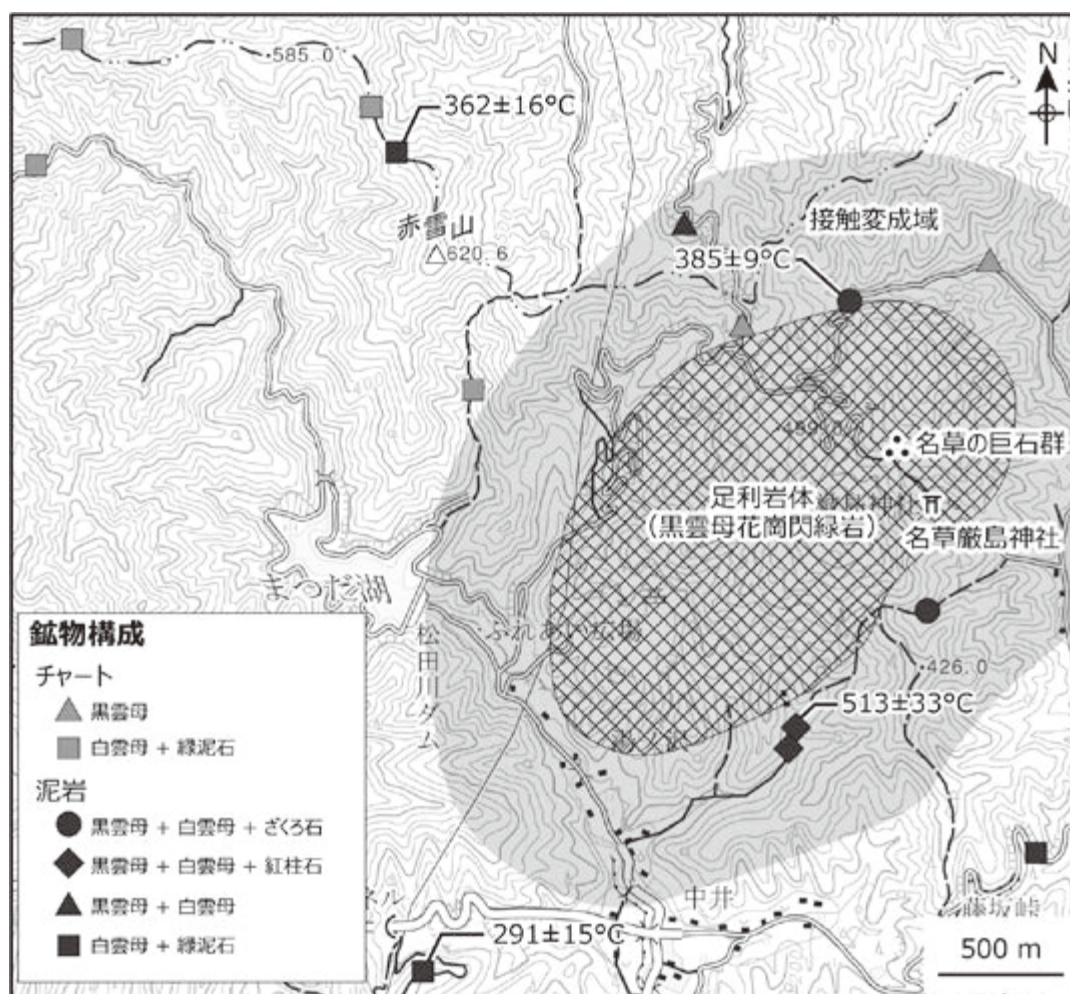
（伊藤 剛）

4.1 概要及び研究史

足尾山地北部には、白亜系から古第三系の珪長質火成岩類がジュラ系付加体（足尾帯）に貫入して広く露出している。矢内（1972, 1973）はこれらの珪長質火成岩類について、年代と特徴により松木型花崗岩類・沢入型花崗岩類・中禅寺型酸性岩類に区分した。松木型花崗岩類は石英閃緑岩や花崗閃緑岩を、沢入型花崗岩類は花崗閃緑岩を主体とする。中禅寺型酸性火成岩類は、溶結凝灰岩・流紋岩・花崗岩・アダムロ岩などを主体とする。K-Ar年

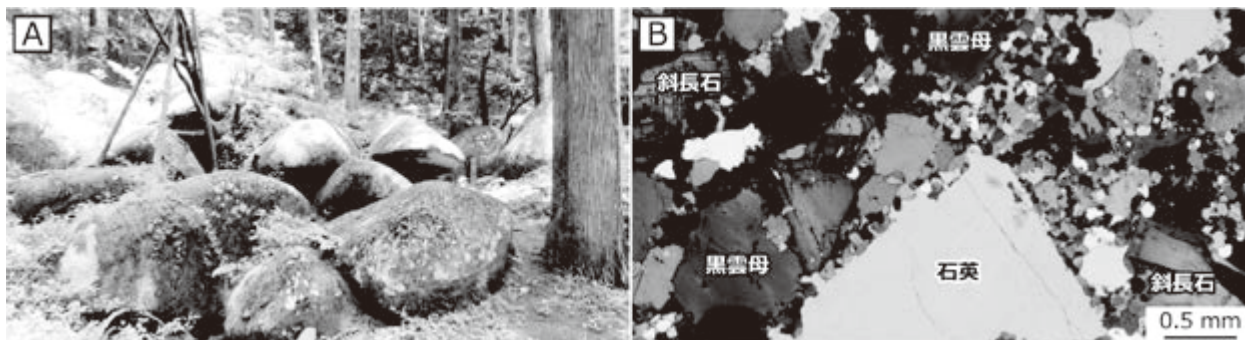
代やAr-Ar年代に基づいて、松木型花崗岩類は前期白亜紀の最後期、沢入型花崗岩類は後期白亜紀、中禅寺型酸性岩類は後期白亜紀の最後期から古第三紀始新世に形成されたと推定されている（例えば、河野・植田, 1964, 1966；矢内, 1972, 1973；Ogasawara *et al.*, 2013）。

「桐生及足利」地域では、東部の足利市名草上町周辺において上部白亜系深成岩類の足利岩体（矢内, 1972）がジュラ系に貫入して露出する（第4.1図）。足利岩体は、矢内（1972）の沢入型花崗岩類に属する。



第4.1図 足利岩体周辺の変成鉱物組み合わせ

伊藤・中村（2021）の第3図を改変。図中の温度は、伊藤・中村（2021）によって測定された炭質物の被熱温度を示す。国土地理院発行の2万5千分1地形図「足利北部」を使用。



第 4.2 図 足利岩体の産状及び薄片の写真

(A)「名草の巨石群」で見られる黒雲母花崗閃緑岩のコアストーン。伊藤・中村(2021)の第5図A2から転載。(B)黒雲母花崗閃緑岩。

4.2 足利岩体

足利市^{なぐさかみちよう}名草上町周辺に露出する足利岩体の分布域は、北東-南西方向に長軸を持つ楕円形状(約 2.5 km × 1.5 km)を呈する(第 4.1 図)。足利岩体は黒雲母花崗閃緑岩からなる。灰色あるいは灰白色を呈し、岩相変化に乏しい。国の天然記念物に指定されている「名草の巨石群」の周辺では黒雲母花崗閃緑岩のコアストーンが累積し(第 4.2 図A)、これらのコアストーンは最大で長径数mに及ぶ。その周辺の舗装道路や林道沿いにも露頭が点在するが、一般的に風化が著しい。

鏡下観察に基づくと、黒雲母花崗閃緑岩は細粒~中粒で等粒状組織を示す(第 4.2 図B)。主要構成鉱物は石英・斜長石・カリ長石・黒雲母であり、副成分鉱物としてはアパタイト・ジルコン・磁鉄鉱・白雲母が含まれる。石英の粒径は 0.2~4 mm で他形を示す。斜長石の粒径は 2~3 mm で自形あるいは半自形を示す。アルバイト式双晶や累帯構造を呈する斜長石が多く観察されるほか、ミルメカイト構造を呈する斜長石もみられる。カリ長石の粒径は 2~3 mm であり半自形を示し、パーサイト構造を示すものもみられる。黒雲母の粒径は 1~3 mm であり、半自形を示す。黒雲母は褐色から茶褐色の多色性を呈する。一部の黒雲母は細粒の緑泥石に変質している。黒雲母には粒径 0.1 mm 以下のアパタイトが多く含まれるほか、周囲に多色性ハローを伴う粒径 0.1 mm 以下のジルコンもしばしば観察される。

4.3 年代

前述のとおり、足尾山地の珪長質火成岩類については、K-Ar年代やAr-Ar年代によって白亜紀から古第三紀の火成活動により形成されたことが示されている。足利岩体では、分析試料や手法などについての詳細は示されていないが、85 Ma(後期白亜紀サントニアン期)のK-Ar年代が得られたと記されている(矢内, 1972, 1973)。

4.4 接触変成作用

岩体周辺のジュラ系付加体(足尾帯)の黒保根-桐生コンプレックスは接触変成作用を被っており、岩体の近傍では変成したチャートと泥岩が観察される(伊藤・中村, 2021)。この変成泥岩中には変成鉱物として黒雲母・ざくろ石・紅柱石などが、変成チャートからは黒雲母が認められる(第 4.1 図)。変成鉱物の分布からは、変成帯の幅は岩体から 500 m 程度と考えられる。伊藤・中村(2021)による炭質物温度計を利用した変成温度推定によれば、岩体南縁部近傍の試料からは 513 ± 33 °C の、北縁部近傍の試料から 385 ± 9 °C の変成温度が得られている(第 4.1 図)。

第5章 古第三系及び新第三系

(高橋雅紀・山元孝広)

5.1 研究史

「桐生及足利」地域の古第三系及び新第三系は、足尾山地の南西側に北西-南東方向に連なる丘陵と、足尾山地内部の飛駒盆地の2地域に分布している。前者は関東平野との比高が200 mほどの八王子丘陵に分布する陸成の古第三系(金山溶結凝灰岩)と下部中新統(藪塚層), 及び鹿田山周辺に分布する浅海成の上部中新統(馬見岡凝灰岩)からなる。一方、飛駒盆地には陸成の中部中新統が分布する。これらのうち、飛駒盆地の中新統に関する調査報告はほとんどなく、20万分の1地質図幅「宇都宮」(須藤ほか, 1991)において、流紋岩・デイサイト軽石凝灰岩と記述されるのみであった。以下では、八王子丘陵から鹿田山周辺に分布する古第三系及び新第三系に関する研究史について概要を述べる。

足尾山地と関東平野の境界に沿って南東に流れる渡良瀬川の南側には、標高が300 mに満たない丘陵が北西-南東方向に続いている(第5.1図)。中央部の丘陵が最も広く八王子丘陵と呼ばれ、その南東側の孤立した丘陵は金山丘陵と呼ばれている。一方、八王子丘陵の北西側にも、鹿田山や天神山、さらに桐生市新里町付近にかけて地形的な高まりが断続的に続いている。これらのうち、金山丘陵及び新里町の新生界は「桐生及足利」地域の範囲外となる。これらの丘陵には、ジュラ系付加体(足尾帯)を基盤とし、古第三系の金山溶結凝灰岩とそれらを不整合に覆う中新統が分布している。八王子丘陵には下部中新統である陸成の広沢礫岩と藪塚層が丘陵の半分以上を占め、一方、天神山周辺には浅海成上部中新統の馬見岡凝灰岩がわずかに分布している。

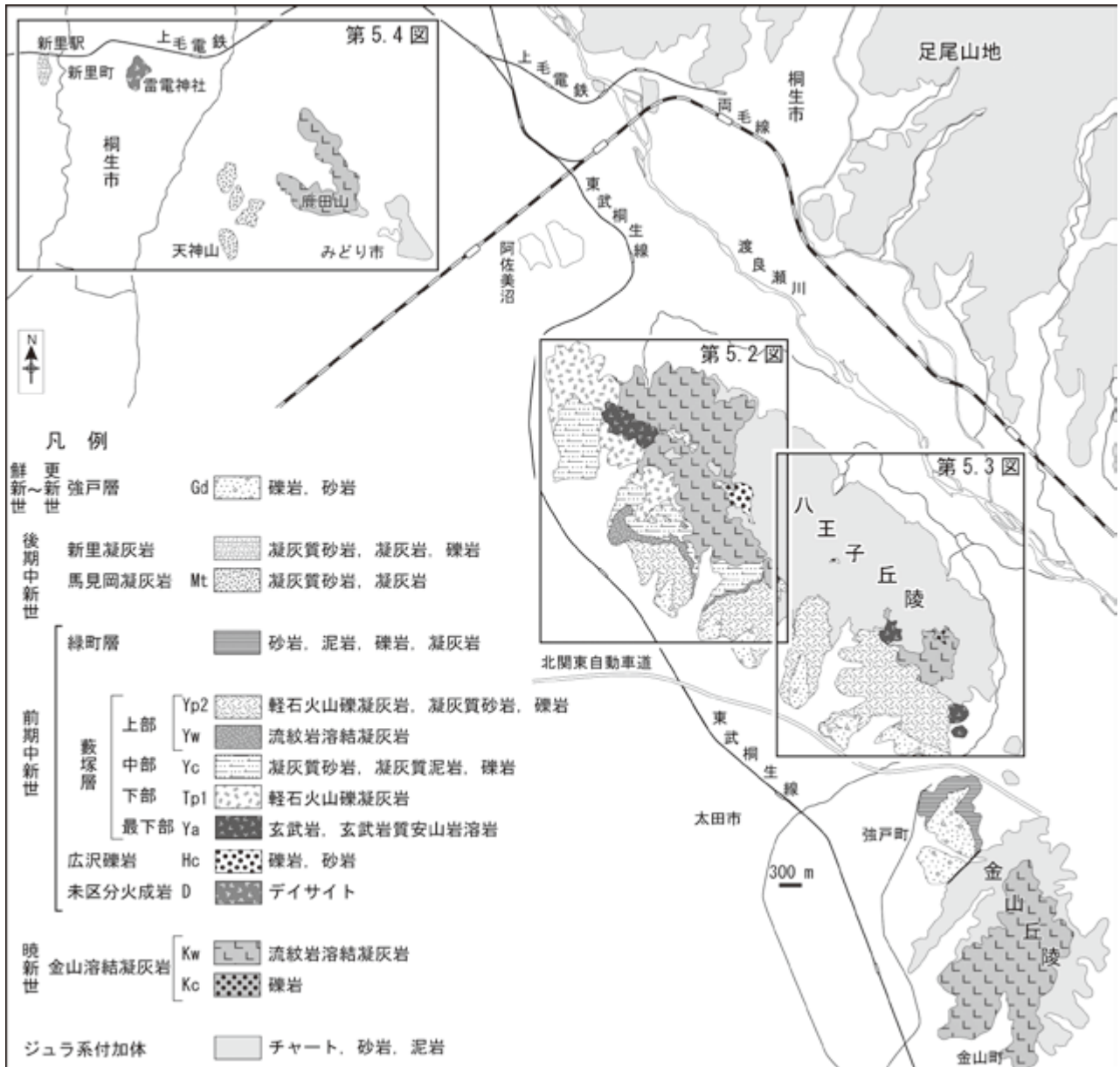
新里町から金山丘陵まで不連続に続く丘陵に沿って新生界が分布することは、山田(1881)や齋藤(1898)に示されていたが、河井・山田(1960)によって地質図と層序の報告がなされた(第5.1表)。河井・山田(1960)は八王子丘陵の新生界を藪塚凝灰角礫岩・凝灰質岩層(本文中では藪塚層と記されている)とし、3つの部層に細分した。また、基盤岩である秩父系(ジュラ系付加体)と藪塚層の境界部に分布する流紋岩様の岩石を石英粗面岩類とし、周囲の岩石に接触変成作用を与えていないとしながらも、その貫入・噴出時期を後期中新世と考えた。また、天神山及び新里町に分布する凝灰岩類を馬見岡凝灰岩層とし、産出した海棲貝化石に基づいて年代を後期中新世と推定した。また、藪塚層とは不整合関係にあるとして

いる。さらに、八王子丘陵の南西斜面を薄く覆う固結度の低い礫岩を非海成層と考え、下強戸礫層とした。下強戸礫層は、藪塚層の地質構造と調和的に10°前後で南に緩傾斜していることから、河井・山田(1960)は第四系ではなく鮮新統であろうと推定している。

ところで、河井・山田(1960)の定義した藪塚層のうち、藪塚温泉周辺に分布する湯ノ入凝灰質岩部層は層理の明瞭な凝灰質の砂岩や泥岩などからなり、陸上に堆積した火山砕屑岩を主とする藪塚層においては特異な水底に堆積した地層である。一方、八王子丘陵の南東側に隣接する強戸町付近には海棲貝化石を産する成層した砂質泥岩が露出し、貝化石群集に基づいて中期中新世の海成層であると判断された。河井・山田(1960)は強戸町付近のこの海成層も湯ノ入凝灰質岩部層と考え、陸成層を主とする藪塚層の中部層準に海成層が挟在していると考えた。そして、関東山地の北東縁に位置する埼玉県の高崎-富岡-安中地域に分布する中新統との対比を試みている。

その後、須藤ほか(1976)は全域を再調査し、藪塚層については河井・山田(1960)の区分を概ね踏襲しているものの、その最下部に北長岡溶結凝灰岩部層を新設した。さらに、後期中新世の貫入・噴出岩と考えられていた石英粗面岩が流紋岩質の溶結凝灰岩であることを明らかにし、岩相の特徴から古第三系と推定して藪塚層の下位に位置づけた。また、河井・山田(1960)の馬見岡凝灰岩層を、分布が離れていることから馬見岡凝灰岩と新里凝灰岩に二分した。新里凝灰岩については多量の貝化石が記載(大森ほか, 1976)され、その年代は後期中新世であるとしている。なお、河井・山田(1960)の下強戸礫層については強戸礫岩層と名称を変えているが、露出に乏しく詳細は不明としている。

藪塚温泉の温泉地質に関する調査を行った飯島・吉川(1994)は、藪塚層の層序については従来の見解を概ね踏襲しているものの、藪塚層の中部層準に発達する水底堆積物を初山峠部層とし、中新統を4部層に細分した。また、須藤ほか(1976)が新称した北長岡溶結凝灰岩部層は、藪塚層の様々な層準に覆われることや、変質の程度が藪塚層よりも金山溶結凝灰岩(須藤ほか, 1976の金山流紋岩類)に近いことから、金山溶結凝灰岩と一連の地層であると推定した。鮮新統と考えられていた強戸礫岩層(須藤ほか, 1976)については菅塩礫層の名称を与え、第四紀の比較的古い時期の堆積物ではないかと推定して



第5.1図 八王子丘陵及び周辺の新生界地質概略図

いる。また、丘陵の尾根の複数地点から安山岩の転石を見いだしたが、層位未詳とした。

これらに対し、高橋・柳沢(2003)は、従来の藪塚層中部に挟在する水底堆積物(湯ノ入凝灰岩部層や初山峠部層)は湖沼堆積物と海成層を同層準として扱っていると、強戸町付近に分布する後者を緑町層として藪塚層から区別した。緑町層の分布は八王子丘陵と離れるため直接の層位関係は確認できないが、藪塚層の上部と思われる礫岩や火山砕屑岩に重なる海進期の地層であることから、八王子丘陵の陸成下部中新統の上位に位置すると判断した。そして、緑町層から産出した珪藻化石の年代が16.7~16.6 Maと見積もられることから、八王子丘陵の陸

成層(藪塚層)の年代は前期中新世であるとした。他方、北長岡溶結凝灰岩は金山溶結凝灰岩に含め、緑町層に重なる礫岩のみを強戸礫層とした。高橋(2008)では、この区分が採用されている。

その後、藪塚層から発見された球顆を含むデイサイト礫について報告した大澤ほか(2015)は、層序については飯島・吉川(1994)を踏襲している。その後、大澤ほか(2016)は八王子丘陵の初山峠付近に分布する礫岩について詳しく調べ、広沢礫岩として新称した。広沢礫岩は基盤であるジュラ系付加体を覆う固結度の高い円礫~亜円礫からなる河川の堆積物で、菅塩峠の切り通しにもわずかに分布している。金山溶結凝灰岩に由来する礫を含

第 5.1 表 八王子丘陵及び周辺の新第三系に関する研究者別層序対照表. *1 図幅範囲外

河井・山田 (1960)	須藤ほか (1976)	飯島・吉川 (1994)	高橋・柳沢 (2003)	大澤ほか (2015)	大澤ほか (2016)	本報告
鮮新世 下強戸礫層	鮮新世 強戸礫岩層	第四紀 菅塩礫層	鮮新世 強戸礫層	第四紀 菅塩礫層	第四紀 菅塩礫層	鮮新世 強戸層
後期中新世 馬見岡凝灰岩層	後期中新世 馬見岡凝灰岩 新里凝灰岩	第四紀 未詳安山岩類	後期中新世 馬見岡層	第四紀 未詳安山岩類	第四紀 未詳安山岩類	後期中新世 馬見岡凝灰岩
中新世 石英粗面岩類	前期・中期中新世 大鷲軽石凝灰岩部層	新第三紀 大鷲部層	前期中新世 緑町層	新第三紀 大鷲部層	新第三紀 大鷲部層	前期中新世 緑町層 *1
中新世 藪塚凝灰角礫岩・凝灰質岩層	前期・中期中新世 湯ノ入凝灰岩部層	新第三紀 藪塚層	前期中新世 藪塚層	新第三紀 藪塚層	新第三紀 藪塚層	前期中新世 藪塚層
中新世 湯ノ入凝灰質岩部層	前期・中期中新世 滝ノ入凝灰角礫岩部層	新第三紀 初山峠部層 湯ノ入部層	前期中新世 初山峠部層 湯ノ入部層	新第三紀 初山峠部層 湯ノ入部層	新第三紀 初山峠部層 湯ノ入部層	前期中新世 初山峠部層 湯ノ入部層
中新世 滝ノ入凝灰角礫岩部層	前期・中期中新世 北長岡溶結凝灰岩部層	新第三紀 北長岡溶結凝灰岩層	前期中新世 北長岡溶結凝灰岩層	新第三紀 北長岡溶結凝灰岩層	新第三紀 北長岡溶結凝灰岩層	前期中新世 北長岡溶結凝灰岩層
古生代 秩父系	古第三紀 金山流紋岩類	古第三紀 金山溶結凝灰岩層	古第三紀 金山溶結凝灰岩層	古第三紀 金山溶結凝灰岩層	古第三紀 金山溶結凝灰岩層	古第三紀 金山溶結凝灰岩層
	古生層	秩父中・古生層	ジュラ紀付加体	秩父中・古生層	足尾帯中・古生層	ジュラ系付加体

むものの、藪塚層に由来する礫を含まないことから、それらの間に位置づけられるとした。年代を示す情報は得られておらず、大澤ほか(2016)では、群馬県下仁田地域の神農原礫岩や茨城県の大洗海岸に露出する大洗層など、古第三紀の礫岩に対比され得ると指摘したが、中新統藪塚層の最下部に含まれる可能性もあるとしている。さらに、それまで未詳安山岩類とされた火山岩類を、藪塚層の堆積時期に貫入・噴出したと考え藪塚層に含めた。緑町層の層位については高橋・柳沢(2003)の、菅塩礫層については飯島・吉川(1994)の区分を踏襲している。

5.2 概要

本地域の新生界は、渡良瀬川によって足尾山地から分離された八王子丘陵とその北西延長部の鹿田山周辺、さらに足尾山地の中程に位置する飛駒盆地に分布している。八王子丘陵に分布する新生界は、基盤であるジュラ系付加体を覆う古第三系の金山溶結凝灰岩と、下部中新統の広沢礫岩及び藪塚層に区分される(第 5.2 図, 第 5.3 図)。また、八王子丘陵の南西山麓に沿って分布する固結度の低い礫岩は藪塚層を不整合に覆う鮮新統ないし第四系と推定し、強戸層とした。一方、鹿田山周辺にはジュラ系付加体を覆う金山溶結凝灰岩が分布し、その西方の天神山周辺に分布する凝灰質砂岩は馬見岡凝灰岩として、その年代を後期中新世とした(第 5.4 図)。他方、飛駒盆地に分布する中部中新統を飛駒層と定義した(第 5.5 図)。これらの新生界は浅海成の馬見岡凝灰岩を除いて陸成層である。次項以降では、まず八王子丘陵及び鹿

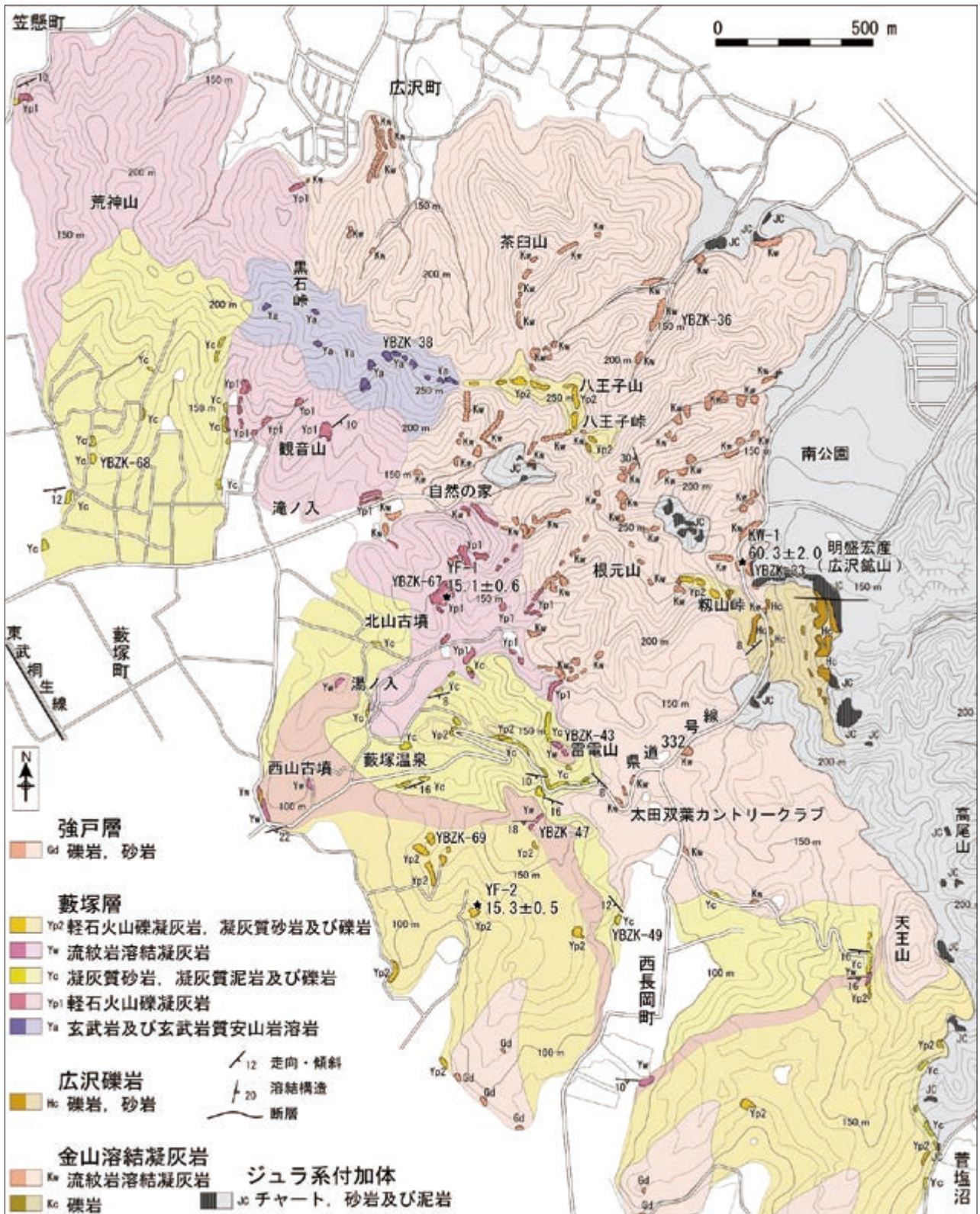
田山周辺に分布する地層について、古い順から記述する。そのあとで、飛駒盆地に分布する飛駒層について述べる。

5.3 金山溶結凝灰岩

命名・定義 須藤ほか(1976)により金山流紋岩類と命名され、飯島・吉川(1994)によって金山溶結凝灰岩層と改名された。ジュラ系付加体を不整合に覆う古第三紀の流紋岩質の溶結した火砕岩(Kw)からなり、ところにより最下部に礫岩(Kc)を伴う。飯島・吉川(1994)は、須藤ほか(1976)が新称した北長岡溶結凝灰岩部層を、層位関係ならびに変質の程度に基づいて先中新統と考えた。高橋・柳沢(2003)では、北長岡溶結凝灰岩層(飯島・吉川, 1994)とされた地層も含めて金山溶結凝灰岩として扱った。

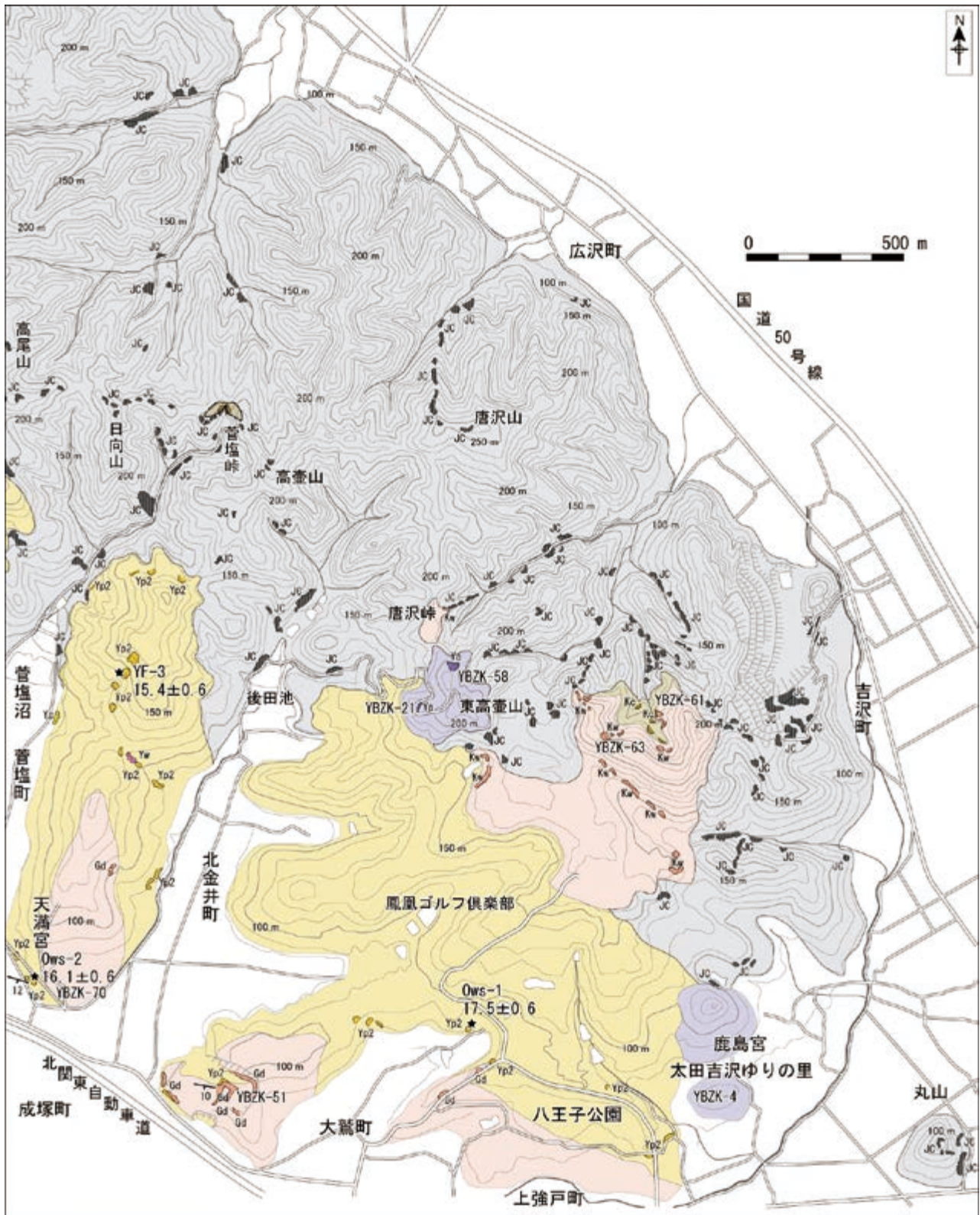
模式地 須藤ほか(1976)は、金山溶結凝灰岩を最下部、下部、中・上部(主体)の3層準についてそれぞれ模式地を定義した。最下部(厚さ 20 m ほど)は桐生市広沢町の初山峠東の採石場を、下部(厚さ 30 m ほど)はみどり市鹿田山の西麓及び和田北側の崖を模式地としている。中・上部は金山溶結凝灰岩の主体をなす厚さ 200 m 以上の溶結した火砕岩で、本地域の南東に隣接する金山丘陵西端部の太田市鳥ノ郷小学校横の採石場が模式地とされた。

分布 金山溶結凝灰岩は八王子丘陵北半部の茶臼山から天王山に続く稜線の両側斜面にまとまって分布し、丘陵南東部の東高壺山の東方にもわずかに露出する(第 5.2



第 5.2 図 八王子丘陵北西部の地質図

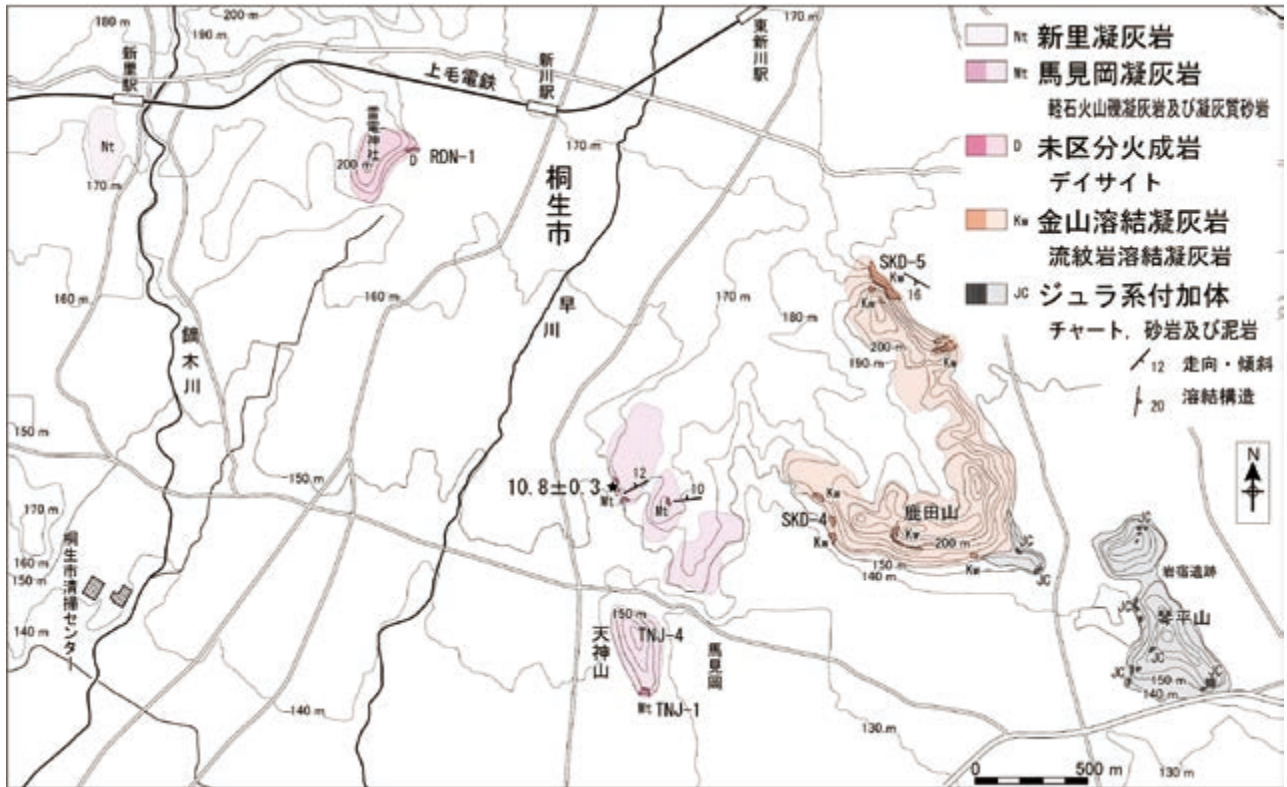
白抜きは、強戸層以外の第四系(主に沖積層)を示す。星記号は、年代値が報告された試料の地点を示す。



第 5.3 図 八王子丘陵南東部の地質図

凡例は第 5.2 図を参照。白抜きは、強戸層以外の第四系(主に沖積層)を示す。

星記号は、年代値が報告された試料の地点を示す。



第 5.4 図 鹿田山周辺の地質図

白抜きは、強戸層以外の第四系(主に沖積層)を示す。星記号は、年代値が報告された試料の地点を示す。

図, 第 5.3 図)。また、八王子丘陵の北西に位置する鹿田山にも、ジュラ系付加体を覆う金山溶結凝灰岩が分布する(第 5.4 図)。

層厚 ジュラ系付加体に重なり新第三系に覆われる金山溶結凝灰岩は、八王子丘陵の斜面の比高 150 m ほどの範囲に露出していること、また緩く南西に傾動していることから、層厚は最大で 200 m 前後と算定される。なお金山丘陵では、須藤ほか(1976)により層厚 250 m 以上と推定されている。

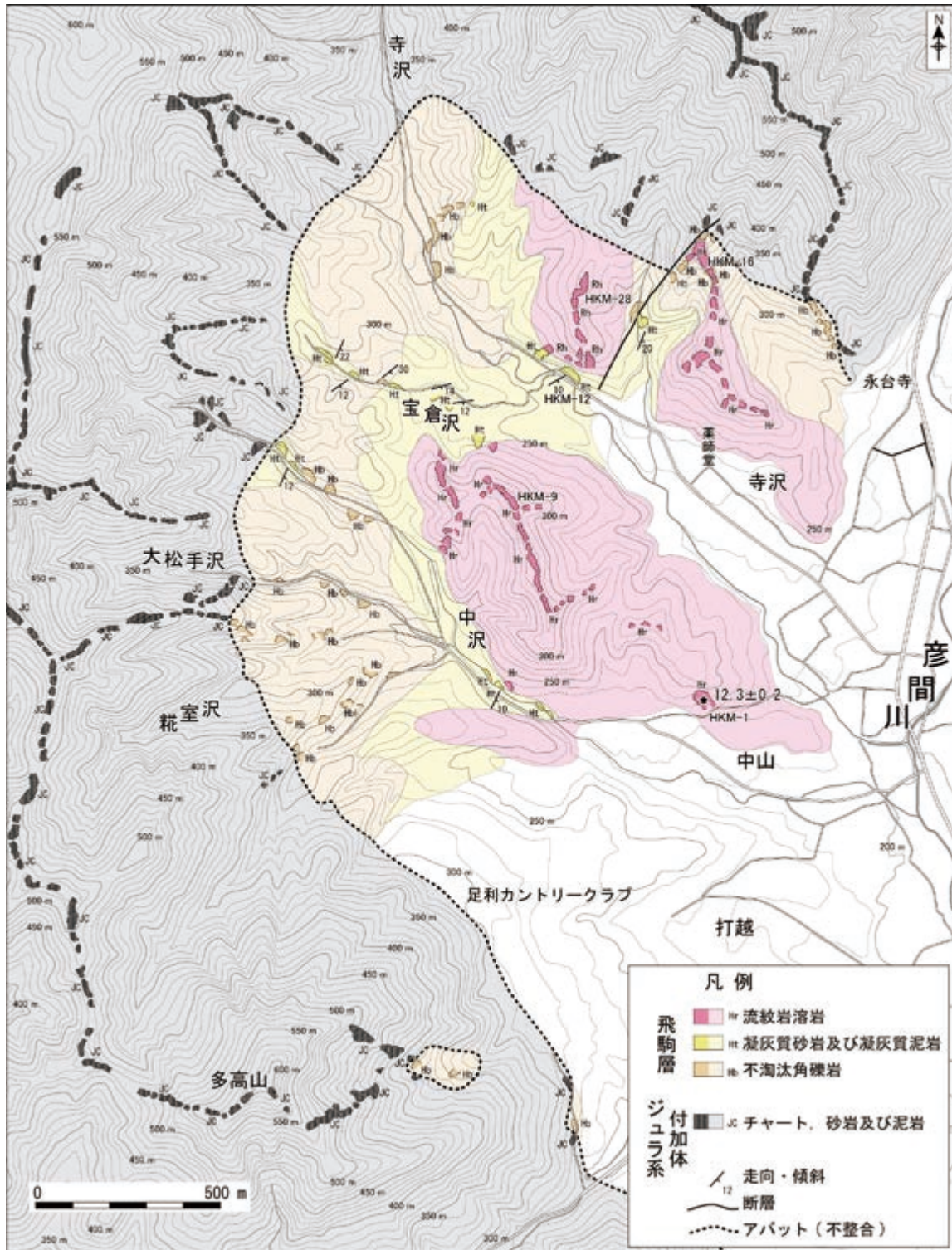
層序関係 金山溶結凝灰岩はジュラ系付加体を不整合に覆う。不整合関係は、初山峠の東の採石場(第 5.6 図 A)と八王子山の北側山麓の 2ヶ所のほか、八王子丘陵南東部の東高壺山の東の沢の奥では、金山溶結凝灰岩の基底部にジュラ系付加体を覆う礫岩が観察される。八王子山の南東や群馬県立東毛少年自然の家(東)では、チャートが作る地形的な高まりを金山溶結凝灰岩が取り巻くように分布していることから、金山溶結凝灰岩はジュラ系付加体を作る起伏を埋めるように堆積したことが伺える。

岩相 八王子丘陵南東部の東高壺山の東方(第 5.3 図 YBZK-61)では、金山溶結凝灰岩の最下部に、ジュラ系付加体を不整合に覆う円礫～亜円礫からなる礫岩(第 5.6 図 B)が観察される。この礫岩は主にチャート礫や黒色泥岩礫からなり、淘汰は不良で礫支持である。基質は

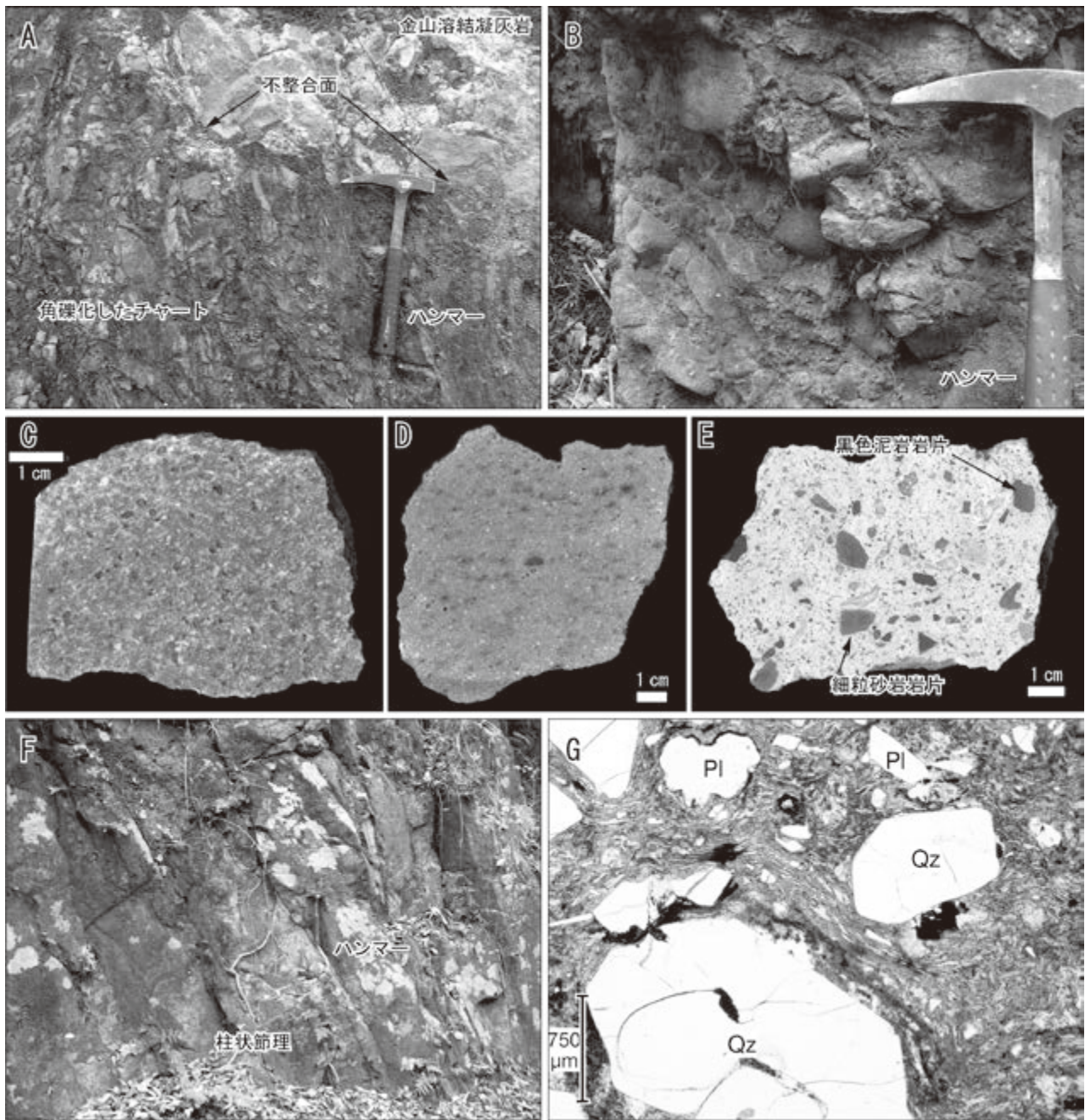
ジュラ系付加体由来の細礫からなり、粗粒砂岩の薄層によって地層が南方に緩く傾斜していることが確認される。礫岩の最大層厚は 20 m ほどで、その上位に塊状の溶結した火砕岩(第 5.6 図 D)が整合に重なる。金山溶結凝灰岩は露頭では灰色から灰白色を呈し、比較的大きな露頭では柱状節理が確認される(第 5.6 図 F)。溶結凝灰岩はほとんどの露頭で風化が著しいが、ハンマーで容易に岩石試料が採取できない程度に硬質であり、丘陵斜面や尾根に沿って断続的に露岩している。

初山峠の東の採石場(第 5.2 図 YBZK-33)では、ジュラ系付加体の層状チャートの上に金山溶結凝灰岩が不整合に重なっている(第 5.6 図 A)。ここでは基底の礫岩を欠き、不整合面直上の火砕岩はチャートの角礫を含んでいる。溶結した火砕岩は風化・変質により白色を呈し、露頭で溶結構造を認識することは難しい。

鹿田山北方の採石場跡(第 5.4 図 SKD-5)では、ジュラ系付加体の硬質砂岩や黒色泥岩に重なる金山溶結凝灰岩の最下部を観察することができる。ここでは白色の凝灰岩を基質とし、ジュラ系付加体由来の砂岩や泥岩の岩片を取り込んだ溶結した火砕岩からなる(第 5.6 図 E)。風化した露頭の表面では溶結レンズが溶脱し、南西に 10～20°で傾斜する溶結構造が明瞭である。石質岩片は全く摩耗されておらず、淘汰は不良で級化等の堆積構造は



第 5.5 図 飛駒盆地北西部の地質図
 白抜きは、第四系を示す。星記号は、年代値が報告された試料の地点を示す。



第 5.6 図 ジュラ系付加体 (足尾帯) を不整合に覆う金山溶結凝灰岩
 A: 金山溶結凝灰岩の不整合露頭 (撮影地点: YBZK-33), B: 基底の礫岩 (撮影地点: YBZK-61), C: 結晶片に富む金山溶結凝灰岩 (採取地点: SKD-4), D: 細粒凝灰岩からなる金山溶結凝灰岩 (採取地点: YBZK-63), E: 異質岩片を含んだ火山礫凝灰岩からなる金山溶結凝灰岩 (採取地点: SKD-5), F: 柱状節理の発達した金山溶結凝灰岩 (撮影地点: YBZK-36), G: 金山溶結凝灰岩 (採取地点: SKD-4) の薄片写真 (オープンニコル). ユータキシティック組織が明瞭である. Qz は石英, Pl は斜長石.

認められない。
 鹿田山の西方 (第 5.4 図SKD-4) では金山溶結凝灰岩は濃赤色を呈し、石英や斜長石を主とする結晶片に富んでいる (第 5.6 図C)。この岩石は黒雲母流紋岩質溶結火山礫凝灰岩で、ユータキシティック構造が顕著で強溶結している。径 4.5 mm 以下の石英斑晶に富み、斜長石斑晶は

長径 1 mm 以下で清澄であり、ごく微量の黒雲母斑晶を含む (第 5.6 図G)。
 須藤ほか (1976) では複数のフローユニットが認められるとされているが、八王子丘陵に分布する金山溶結凝灰岩は露出が散点的であるため、フローユニットを認識し区別することは難しい。林道の切り割りを除いて連続

的な露頭はほとんどなく、溶結した火砕岩の冷却時に形成された柱状節理が元々鉛直であったと仮定すると、金山溶結凝灰岩は南西に緩傾斜していると推定される。

堆積環境 層厚が200 mに達する地層が溶結した火砕岩であることから、金山溶結凝灰岩は乾陸上に堆積したと考えられる。八王子丘陵の南東部にのみ分布する基底の礫岩は側方に尖滅し、火砕岩の噴出に先立つ河川の堆積物と推測される。

年代 金山丘陵に分布する金山溶結凝灰岩については、分離した黒雲母について 58.5 ± 3.2 Maと 56.8 ± 3.4 Maの K-Ar年代が報告されている(高橋ほか, 1991)。八王子丘陵においては、初山峠の北100 mほどの県道332号脇の露頭から採取された試料について、 60.3 ± 2.0 Maのフィッショントラック年代が報告されており(野村ほか, 2017)、金山溶結凝灰岩の年代は古第三紀暁新世と判断される。

5.4 広沢礫岩

命名・定義 初山峠から東に続く八王子丘陵の北側斜面に沿って固結度の高い礫岩が分布し、大澤ほか(2016)によって広沢礫岩と命名された。本報告でも、この定義に従い、広沢礫岩(Hc)を用いる。

模式地 桐生市広沢町の採石場(株式会社明盛宏産)の標高200 mの位置にある露頭(大澤ほか, 2016)。

分布 八王子丘陵の稜線に沿って、2ヶ所に分布している。模式地である初山峠の東側の採石場(明盛宏産)では、ジュラ系付加体の黒色泥岩を削り込む礫岩の断面が露出しているが、露頭の状況は採石の進行とともに大きく変化している(第5.7図A)。地層はほぼ水平かわずかに西ないし南に傾斜している。採石場から南東方に1.5 kmほど離れた菅塩峠においても、ジュラ系付加体の黒色泥岩を不整合に覆う固結の進んだ礫岩が分布し、岩相の類似性から広沢礫岩に含められている(大澤ほか, 2016)。

層厚 礫岩の基底の標高は、採石場では160 m、西側の初山峠の県道に沿っては150 mで、標高が230 mほどの尾根の稜線まで礫岩が露出していることから、広沢礫岩の層厚は80 m以上と見積もられる。菅塩峠では、層厚は数mほどである。

層序関係 模式地の採石場では、ジュラ系付加体を不整合に覆っている(第5.7図B)。その西の初山峠付近では、ジュラ系付加体に重なる金山溶結凝灰岩を不整合に覆う。菅塩峠では、ジュラ系付加体の黒色泥岩の上に不整合に重なる。

岩相 広沢礫岩は淘汰が不良で基質の少ない巨礫～細礫岩からなり、所により中粒～粗粒砂岩の薄層を挟む(第5.7図C)。砂岩層の厚さは数10 cmほどで、級化は認められるが側方への連続性は悪い。長径が数10 cmを越す

亜円礫も含まれ、こぶしサイズから細礫サイズの亜円礫～角礫による礫支持となっている。礫と基質は固着している。礫種はジュラ系付加体由来のチャートと金山溶結凝灰岩由来の白色の溶結凝灰岩が多く、黒色泥岩や砂岩も認められるが、八王子丘陵に分布する火山岩や火山砕屑岩は認められない。

堆積環境 インプリケーションが認められ、河川の堆積物であると考えられている(大澤ほか, 2016)。

年代 広沢礫岩については、年代を推定する情報は得られていない。金山溶結凝灰岩を不整合に覆い後述の藪塚層に覆われていることから、広沢礫岩の年代は古第三紀暁新世以降で前期中新世以前である。本説明書では藪塚層の堆積に先立つ河川堆積物と考え前期中新世と推定したが、広沢礫岩が古第三系である可能性は否定できない。

5.5 藪塚層

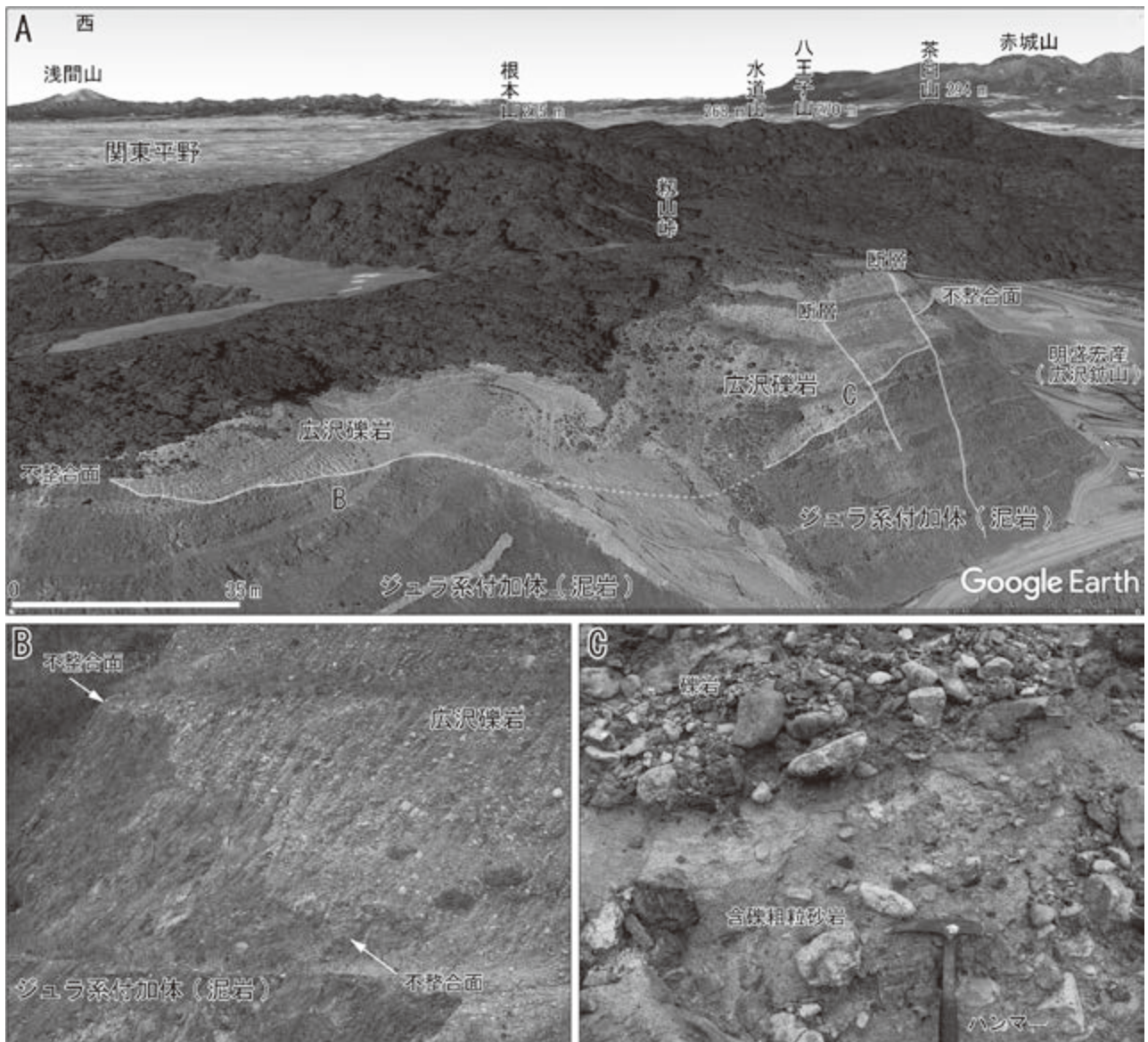
命名・定義 八王子丘陵に分布する火山砕屑岩を主とする中新統は、河合・山田(1960)によって藪塚凝灰角礫岩・凝灰質岩層と命名された。その後、須藤ほか(1976)によって藪塚累層と改名され、飯島・吉川(1994)以降は藪塚層とされている。八王子丘陵に隣接する海成中新統は当初は藪塚層に含められていたが、高橋・柳沢(2003)は藪塚層に重なる海成層と考え緑町層として分離した。一方、飯島・吉川(1994)によって報告された火山岩(未詳安山岩)は、大澤ほか(2016)によって藪塚層の堆積時期に噴出したとして藪塚層に含められた。

模式地 藪塚層は露出が悪く露頭が断片的であり、また地層の傾斜が小さいために連続的に層序を観察することができない。そのため、藪塚層の模式地は、典型的な岩相を観察できる地域をそれぞれ別個に定める。すなわち、藪塚層の最下部は八王子丘陵北西部の黒石峠から東に続く稜線、下部は藪塚町湯の入の東方の石切場跡、中部は藪塚温泉から雷電山の南を通過する県道332号沿い、そして上部は藪塚温泉の西山古墳公園からスネークセンター周辺とする。

分布 藪塚層は、北西から南東に続く八王子丘陵の稜線の南西側斜面に分布する。南西に緩く傾斜する丘陵斜面と同様に藪塚層も南～南西に緩傾斜するため、地層の分布は広い。八王子丘陵の稜線に沿っては藪塚層の最下部と推定される火山岩(溶岩)が露出し、藪塚層上部の軽石火山礫凝灰岩が金山溶結凝灰岩の上にほぼ水平に重なっている。

層厚 地形及び露出範囲に基づくと、藪塚層の層厚は150～200 m程度と推定される。

層序関係 藪塚層の岩相層序は、後述するように下位より、最下部(Ya)、下部(Yp1)、中部(Yc)及び上部(Yp2、Yw)に細分される。藪塚層の最下部(Ya)と考えられる火



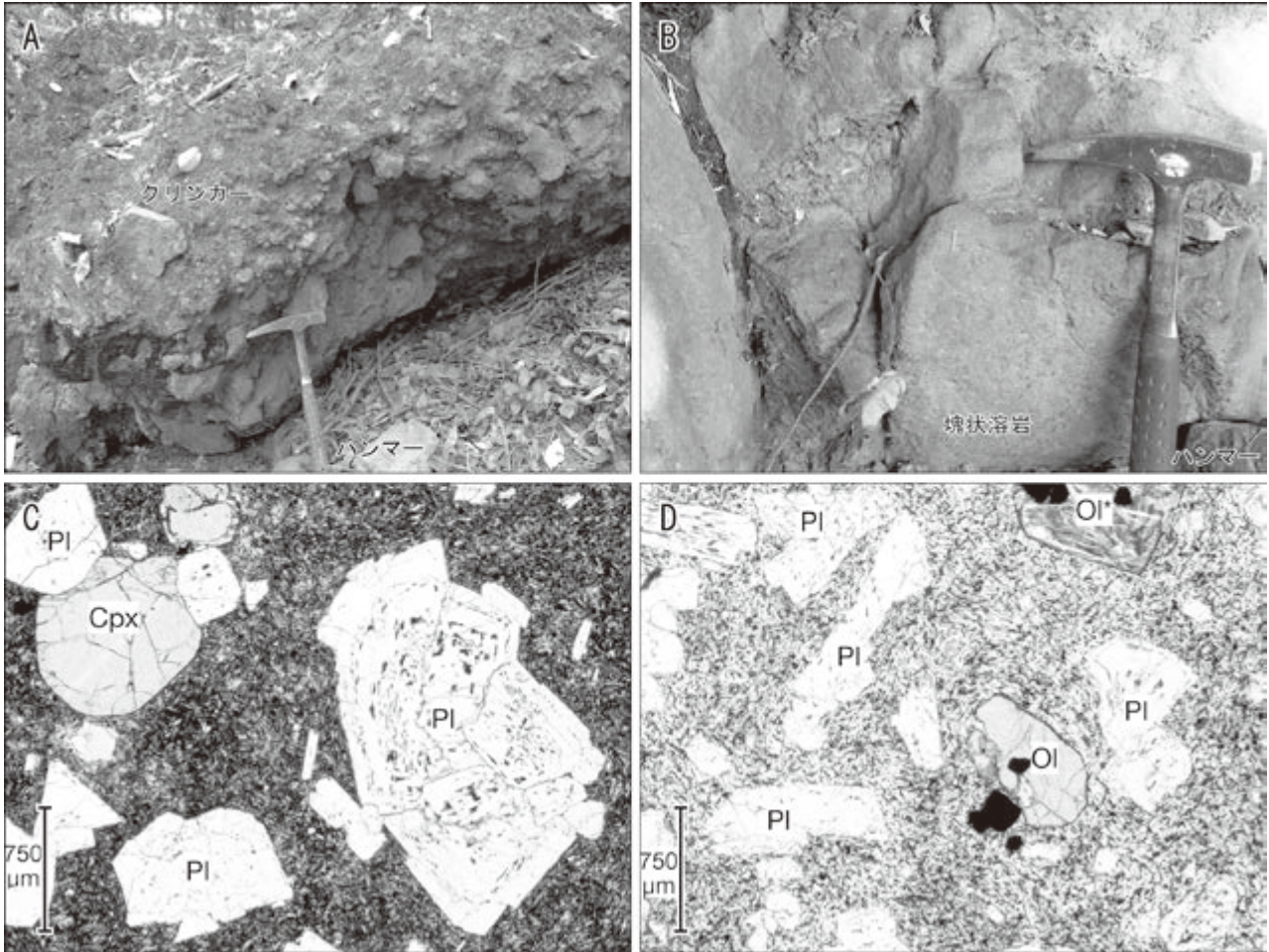
第 5.7 図 広沢礫岩の俯瞰図と露頭写真

A: ジュラ系付加体を不整合に覆う広沢礫岩 (Google Earth の画像に地名等を追記), B: 広沢礫岩の不整合露頭と典型的な岩相. C: 含礫粗粒砂岩を含む広沢礫岩.

山岩は八王子丘陵の稜線に沿って露出し、金山溶結凝灰岩の上に重なっていると推定される。下部 (Yp1) の軽石火山礫凝灰岩は、藪塚町湯の入東方の群馬県立東毛少年自然の家付近において金山溶結凝灰岩にアバットしている。その南方の雷電山から天王山にかけては、中部 (Yc) が金山溶結凝灰岩を不整合に覆っていると考えられる。さらに南東方の八王子公園にかけては、上部 (Yp2, Yw) の軽石火山礫凝灰岩や再堆積火山砕屑岩が金山溶結凝灰岩ないしジュラ系付加体を直接覆っている。このように、藪塚層は大局的には北西から南東に向かって、より上位の層準が金山溶結凝灰岩やジュラ系付加体に重なっている。

岩相 藪塚層の層序は、最下部の玄武岩質安山岩及び玄武岩溶岩 (Ya) の上位に、厚い軽石火山礫凝灰岩 (Yp1) からなる下部、火山砕屑物が流水によって二次的に堆積したと考えられる再堆積火山砕屑岩 (Yc) からなる中部、軽石火山礫凝灰岩及びその再堆積火山砕屑岩 (Yp2) と溶結凝灰岩 (Yw) からなる上部が順次重なる。

(1) 最下部 (Ya) 北西-南東に続く八王子丘陵の稜線に沿ってジュラ系付加体と金山溶結凝灰岩が点々と露出するが、北西端の黒石峠周辺には火山岩の小露頭が確認され、大澤ほか (2015) は黒石貫入岩体とした。この火山岩は黒色緻密な塊状溶岩 (第 5.8 図 A, B) で、クリンカーも認められることから陸上に噴出した溶岩流であると判



第 5.8 図 藪塚層最下部の火山岩類

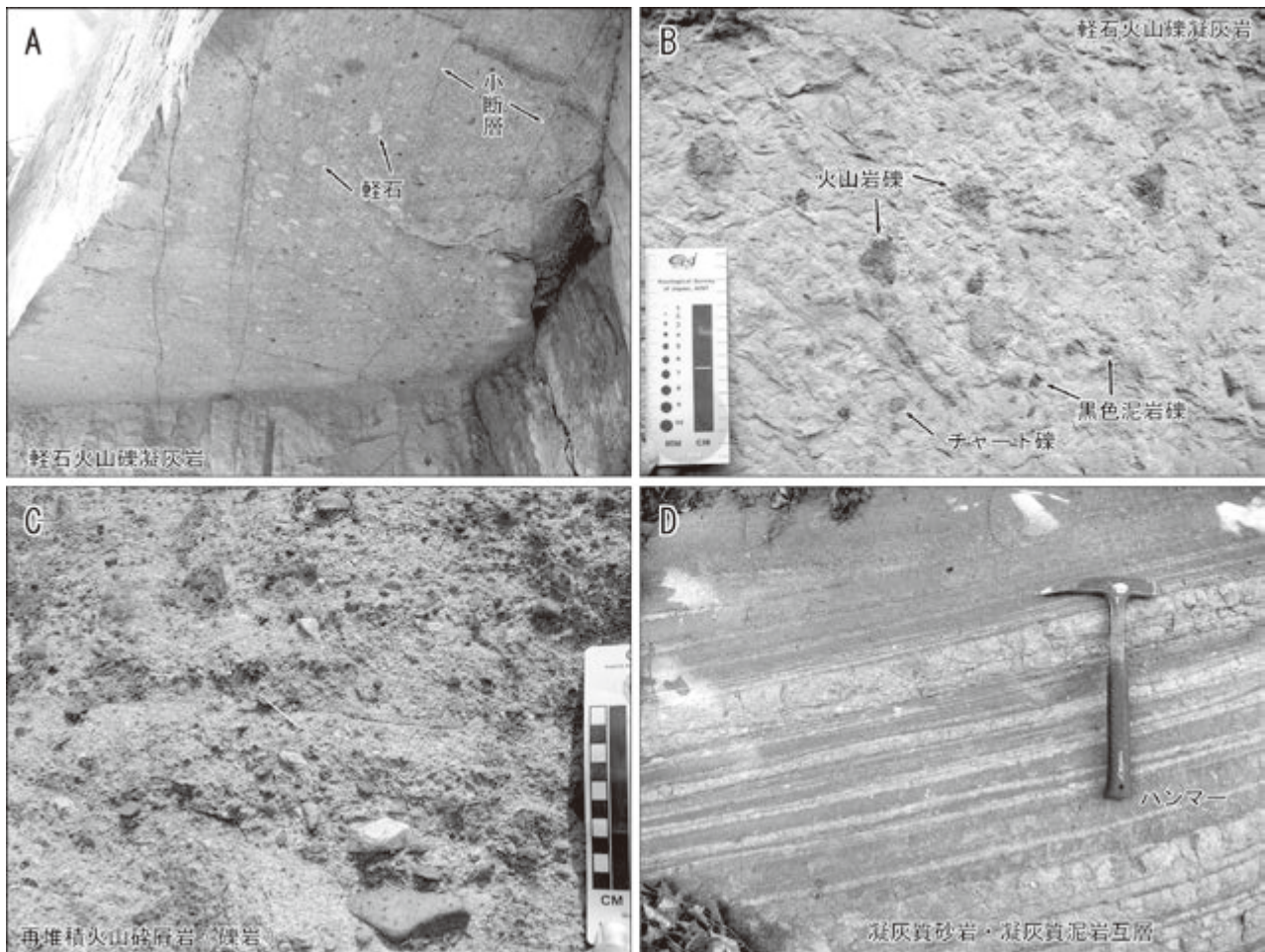
A: クリンカー (撮影地点: YBZK-58), B: 玄武岩質安山岩の塊状溶岩 (撮影地点: YBZK-38), C: 玄武岩質安山岩溶岩 (採取地点: YBZK-21) の薄片写真 (オープンニコル), D: 玄武岩 (採取地点: YBZK-4) の薄片写真 (オープンニコル). Pl は斜長石, Cpx は単斜輝石, Ol はかんらん石.

断される。同質の火山岩は稜線から観音山に下る尾根に沿って点在する。岩脈は確認されなかった。大澤ほか (2015) によると、斜長石と輝石からなる斑晶は一部集斑晶をなし、基質部は斜長石の結晶がそれらを取り巻くように配列しているとされる。全岩 SiO_2 量は 56.5 wt% で玄武岩質安山岩に区分される (大澤ほか, 2015)。

同質の火山岩は、八王子丘陵南東部の北金井町北東方に位置する東高壺山の山頂において、2ヶ所に露頭が確認される (第 5.3 図 YBZK-21 及び YBZK-58)。山頂の電波塔に至る林道では黒色緻密な溶岩が、電波塔から北に下る稜線の東斜面にはクリンカー (第 5.8 図 A) が観察される。この溶岩は直方輝石単斜輝石玄武岩質安山岩で、斜長石 (最大径約 3 mm)・単斜輝石 (最大径約 2.5 mm)・直方輝石 (最大径約 0.8 mm) 斑晶による集斑晶組織が顕著である (第 5.8 図 C)。集斑晶の最大径は約 5 mm で、斜長石はほとんどのものが汚濁帯を有し、石基はインターサータル組織を持つ。

東高壺山の南東方で八王子公園の東に位置する鹿島宮の裏山と、その南側のなだらかな小山の山頂部 (第 5.3 図 YBZK-4) にも、黒色緻密な火山岩の転石が多くみられる。この岩石は長径約 2 mm 以下の斜長石斑晶と、長径 0.8 mm 以下のかんらん石斑晶を持つかんらん石玄武岩で、斜長石は集斑晶 (最大径約 4 mm) を作り、一部が汚濁帯を持つ (第 5.8 図 D)。かんらん石は大半が変質により緑泥石化するものの、一部は変質を免れており、石基はインターグラニューラー組織を持つ。露頭は存在しないが、同時期に噴出した溶岩の名残であると思われる。

なお、黒岩峠付近に露出する玄武岩質安山岩は、枝尾根や斜面に沿って標高 200 m から稜線の 260 m あたりまでみられることから、溶岩の層厚は少なくとも 60 m 程度と推定される。直接の関係は確認できないが、稜線の北側斜面に金山溶結凝灰岩が、南側ならびに西側斜面に軽石火山礫凝灰岩が分布することから、この玄武岩質安山岩溶岩は金山溶結凝灰岩の上に噴出し、軽石火山礫凝



第 5.9 図 藪塚層下部及び中部の岩相

A：軽石火山礫凝灰岩（撮影地点：YBZK-67）とその接写（B），C：軽石火山礫凝灰岩に重なる亜円礫を含んだ再堆積火山砕屑岩（撮影地点：YBZK-68），D：藪塚層の中部層準に挟在する凝灰質砂岩と凝灰質泥岩の細互層（撮影地点：YBZK-49）。

灰岩に被覆されていると思われる。一方、東高壺山の玄武岩質安山岩溶岩は標高が 190 m 以上の山頂部のみ露出し、周囲の斜面にはジュラ系付加体が露出していることから、層厚は最大で 30 m ほどと算定される。露頭は確認されないものの鹿島宮周辺の玄武岩も含め、ジュラ系付加体や金山溶結凝灰岩と、後述する藪塚層の軽石火山礫凝灰岩の間に分布が限られるため、本報告ではこれらの火山岩類を藪塚層の最下部に位置づけた。

(2) 下部 (Yp1) 藪塚層の下部は、層厚が 20 m を超える軽石火山礫凝灰岩からなる。軽石火山礫凝灰岩は藪塚町滝の入から湯の入周辺の丘陵斜面に分布するが、藪塚石として採石されていた石切場跡を除いて露出が悪く、特に荒神山の周囲の丘陵斜面には露頭がほとんどない。模式地である湯の入の奥の石切場（第 5.2 図 YBZK-67）では、高さが 20 m 以上の切り出し面の全面に、軽石火山礫凝灰岩が露出している（第 5.9 図 A）。この軽石火山礫凝灰岩は塊状で、最大径が 20 cm を超える軽石を含み、ほとんど摩耗されていない黒色の火山岩礫をまんべん

く取り込んでいる（第 5.9 図 B）。火山岩礫は径が 10 cm を超えることは希で、大部分は径が数 cm 以下であり、ジュラ系付加体に由来する摩耗された黒色泥岩やチャートの細礫も取り込まれている。黒色緻密な火山岩礫の断面には斜長石の斑晶が認められ、下部 (Ya) の安山岩質玄武岩に類似する。石切場の壁面に観察されるわずかに扁平化した比較的大きな軽石の並びから、この軽石火山礫凝灰岩の地質構造は、ほぼ水平かわずかに南方に傾斜していると思われる。比高が 30 m ほどの石切場跡において、この軽石火山礫凝灰岩には明瞭な層理面は観察されず、また水底に堆積した痕跡も認められないことから、一回の噴出による堆積物であると考えられる。

同質の軽石火山礫凝灰岩は、群馬県立東毛青少年自然の家南方や観音山の南斜面の石切場跡でも観察される。群馬県立東毛青少年自然の家付近の河床では金山溶結凝灰岩に重なる軽石火山礫凝灰岩が観察され、同火山礫凝灰岩は比高が 50 m ほどの尾根上まで分布していることから、本層の層厚は最大で 50 m ほどと算定される。

(3) 中部 (Yc) 藪塚層の中部は火山岩や火山砕屑岩が水流によって二次的に堆積した再堆積火山砕屑岩を主とする。藪塚町滝の入から北に入る支谷では、下部 (Yp1) の軽石火山礫凝灰岩の上に巨礫を含む亜円～亜角礫からなる礫岩が重なっている。この礫岩から上位を中部 (Yc) とした。礫はジュラ系付加体由来のチャートや黒色泥岩のほか、黒色緻密な火山岩礫を多く含む。同様の礫岩は、滝の入西方の丘陵斜面でも観察される。第 5.2 図地点 YBZK-68 では、径数 mm ほどの軽石粒を基質とする礫岩がみられる (第 5.9 図 C)。礫の最大径は 20 cm を超え、淘汰は不良で円礫と角礫が混在している。礫の少ない部分は成層した凝灰質粗粒砂岩で、稀に径 50 cm を超す火山岩の角礫が取り込まれている。

雷電山の南を通過する県道 332 号に沿っては、金山溶結凝灰岩を不整合に覆う火山岩の巨角礫を含む礫岩が観察される。礫岩は礫支持で淘汰は非常に悪い。ジュラ系付加体由来のチャートは亜円礫であるが、下部 (Ya) の玄武岩質安山岩由来だと推定される火山岩の巨礫はほとんど摩耗されていない。この礫岩の上位には、薄く成層した凝灰質細礫岩や凝灰質砂岩及び凝灰質泥岩の互層が重なる (第 5.9 図 D)。淡黄色の凝灰質砂岩と明灰色の凝灰質泥岩が細かく互層する部分は側方に連続する。凝灰質泥岩には葉理が認められ、破片状の炭質物が認められる。

さらに南東方の天王山から東に菅塩沼に下る遊歩道では、ジュラ系付加体のチャートを不整合に覆う礫岩がみられ、その上位に火山礫を含む成層した凝灰質砂岩が重なる。藪塚温泉周辺に発達する細かく成層した凝灰質砂岩・泥岩互層は天王山より東方では認められない。藪塚層の中部 (Yc) の最大層厚は、およそ 40 m と算定される。

(4) 上部 (Yp2, Yw) 藪塚層の上部は軽石火山礫凝灰岩と再堆積火山砕屑岩からなる。特に、Yp2 の最下位に挟む溶結凝灰岩 (第 5.10 図 A, B) は部分的に強く溶結し、藪塚温泉の周辺から東方へ天王山付近まで鍵層として追跡される。この溶結凝灰岩 (Yw) は斜長石斑晶が認められる黒色の火山岩片を多く含み、溶結した部分は扁平化しわずかに波打つ黒色ガラスとなって明瞭な溶結構造を示す (第 5.10 図 C, D)。露頭では暗灰色を呈し、風化に伴いガラス部分が溶脱して、明瞭な溶結構造として認識される (第 5.10 図 C)。また強溶結部は非溶結部分に比べて侵食に対する耐性が大きいため、地形的な凸部を形成している。溶結凝灰岩 (Yw) は、藪塚温泉郷西端の西山古墳公園脇のほか、その丘陵の山頂部、雷電山の山頂、県道 332 号を挟んだ南側の山頂東斜面、西長岡の河床脇、そして天王山の西斜面に露出が確認される。強溶結部の厚さは 15 m 程度と思われる。

この溶結凝灰岩の上位には、軽石火山礫凝灰岩や再堆積火山砕屑岩が繰り返し重なる。ジャパン・スネーク・センター内の石切場跡 (第 5.2 図 YBZK-69) では、チャー

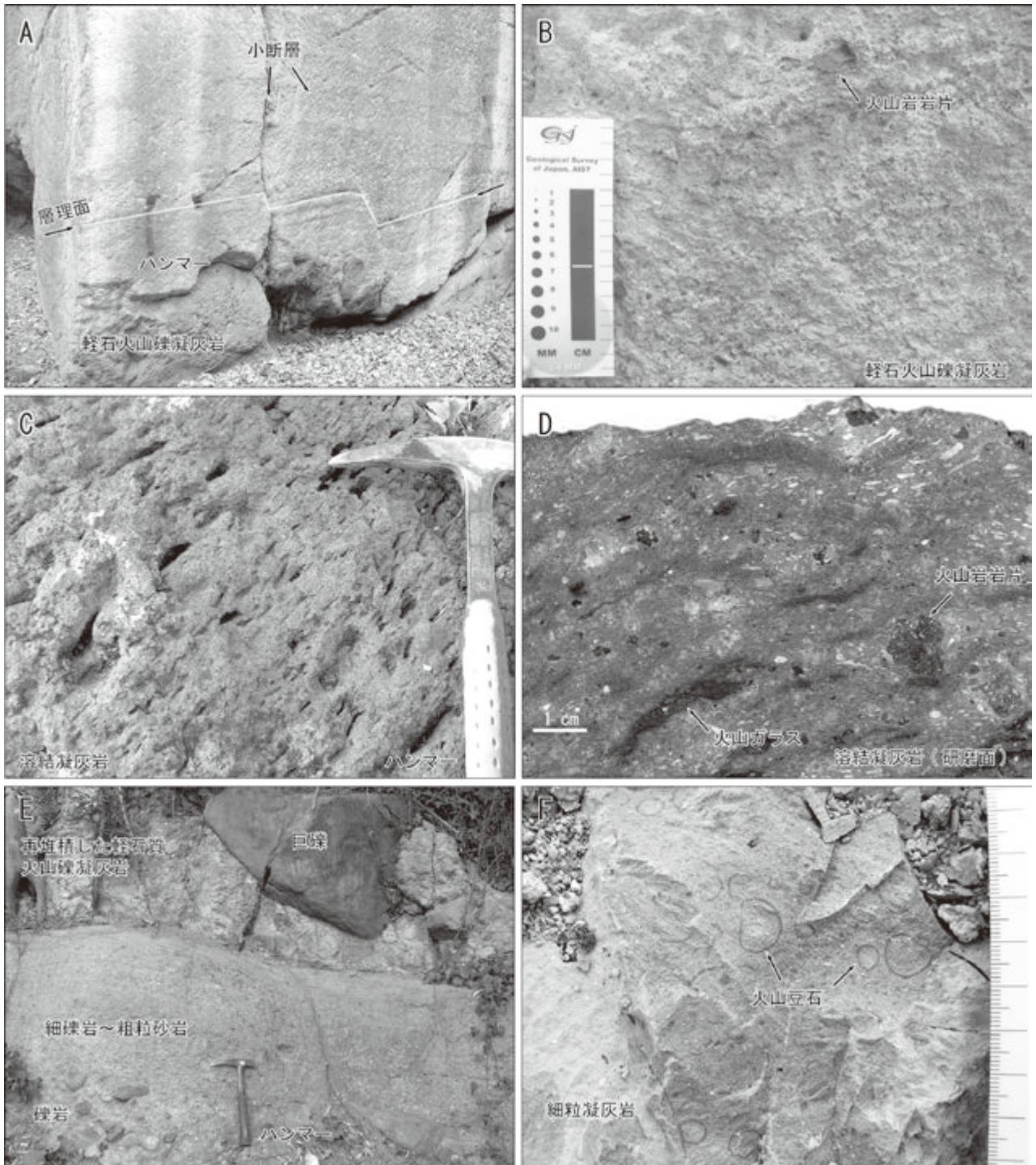
トや黒色泥岩の角礫 (径数 cm 程度) が散在する塊状の軽石火山礫凝灰岩が観察される (第 5.10 図 A)。軽石の最大径は数 cm 程度で、径が 20 cm を超す藪塚層下部 (Yp1) の軽石火山礫凝灰岩とは岩相が異なる。また、摩耗されていない火山岩礫をまんべんなく取り込んでいる藪塚層下部 (Yp1) の軽石火山礫凝灰岩に対し、藪塚層上部 (Yp2) の軽石火山礫凝灰岩はそれらをほとんど含まない (第 5.10 図 B)。わずかに層理が認められる部分もあり、地層は緩く南方に傾いていることが確認される。層理面を切る小断層も認められ、それらは見かけ上およそ南北伸張の正断層であるが、断層密度や変位はいずれも小さい。模式地を除いて露頭は散点的であるが、同質の軽石火山礫凝灰岩は八王子丘陵南東端の八王子公園付近まで追跡される。

菅塩町天満宮付近 (第 5.3 図 YBZK-70) では、黄淡色の凝灰岩の細礫や白色の軽石粒を基質とする礫岩が観察される。この礫岩は基質支持で礫の最大径は 1 m を超える (第 5.10 図 E)。巨礫～大礫は亜円礫が多く、淘汰不良で級化は認められない。礫岩は成層した火山礫凝灰岩や凝灰質粗粒砂岩と互層する。礫層は下位層由来の火山岩や溶結凝灰岩が多く、ジュラ系付加体由来のチャートの細礫も認められる。岩相は藪塚層中部 (Yc) の再堆積火山砕屑岩に類似するが、Yc を特徴付ける凝灰質砂岩と凝灰質泥岩の細互層は認められない。

北関東自動車道の太田強戸パーキングエリア (第 5.3 図 YBZK-51) の工事の際には、後述する強戸層に不整合に覆われた藪塚層上部の軽石火山礫凝灰岩が露出した。ここでは径数 cm の軽石を含む軽石火山礫凝灰岩のほか、火山豆石を含む明灰色の細粒凝灰岩が観察された (第 5.10 図 F)。軽石火山礫凝灰岩には径 30 cm を超す火山岩の角礫のほか、ジュラ系付加体由来のチャートの巨角礫も散在する。含まれる礫はほとんど摩耗されておらず、まんべんなく散在していて明瞭な堆積構造は認められない。藪塚層上部の最大層厚は、80 m 程度と推定される。

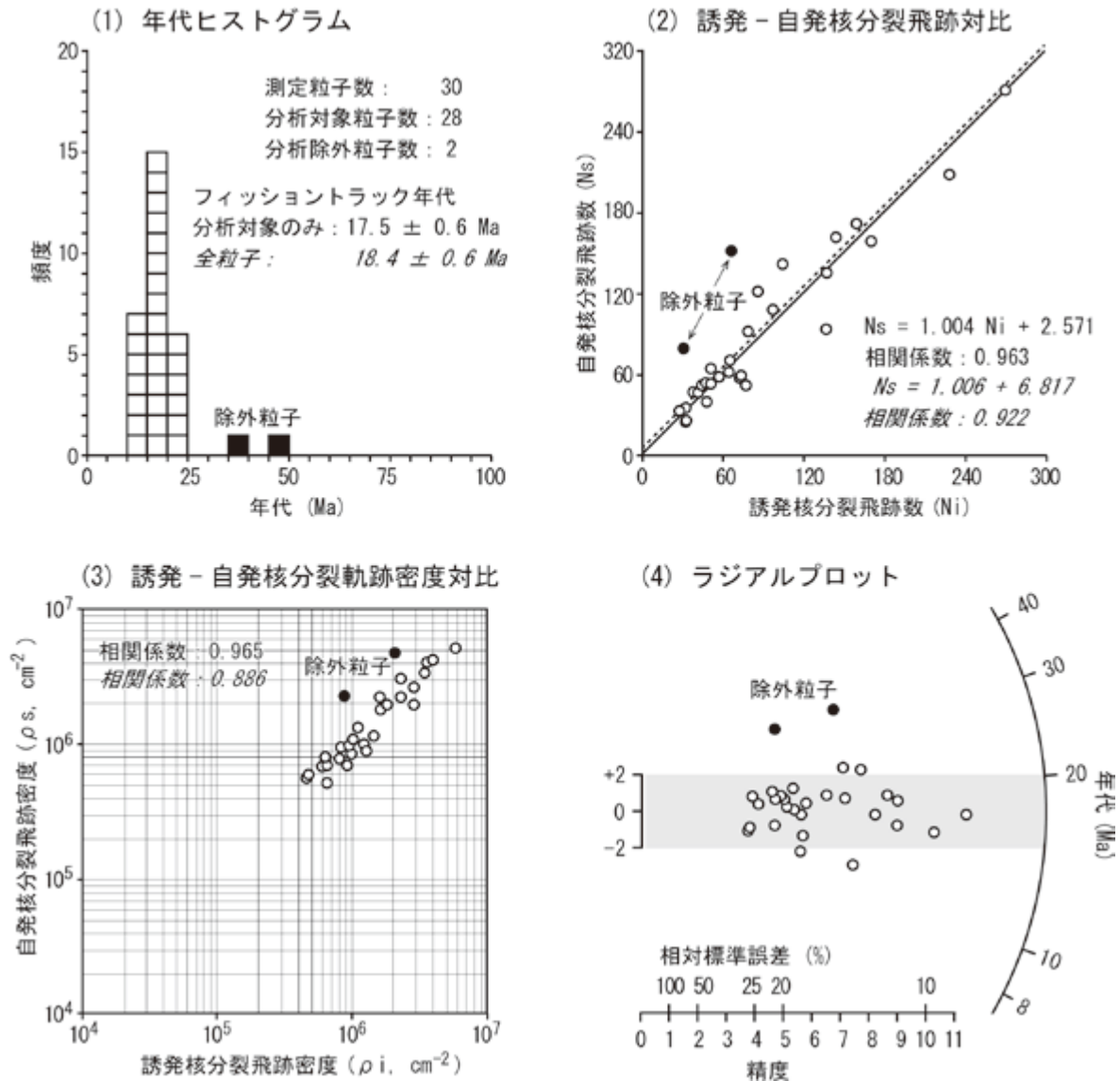
堆積環境 玄武岩質安山岩の溶岩にはクリンカーが認められ、軽石火山礫凝灰岩の一部は強溶結していることから、藪塚層は乾陸に堆積したと判断される。水底に堆積したと考えられる藪塚層中部の細かく成層した再堆積火山性砕屑岩は、保存の悪い炭質物をフィルム状に挟む部分も観察されることから、湖沼の堆積物であると考えられる。

年代 藪塚温泉街北東方の石切場に露出する軽石火山礫凝灰岩 (Yp1) について、 15.1 ± 0.6 Ma のフィッション・トラック年代が報告されている (野村ほか, 2017)。西山古墳公園脇に露出する溶結凝灰岩 (Yw) のガラスについて、 15.0 ± 1.6 Ma の K-Ar 年代が報告されているが誤差が大きい (高橋ほか, 1991)。その上位に重なる軽石火山礫凝灰岩 (Yp2) については、野村ほか (2017) により $15.3 \pm$



第 5.10 図 藪塚層上部の岩相

A：軽石火山礫凝灰岩（撮影地点：YBZK-69）とその接写（B），C：軽石火山礫凝灰岩の強溶結部（撮影地点：YBZK-43）とその研磨片写真（D；採取地点：YBZK-47），E：軽石粒を基質とする再堆積火山碎屑岩（撮影地点：YBZK-70），F：火山豆石を含む細粒凝灰岩（撮影地点：YBZK-51）。



第 5.11 図 藪塚層上部の軽石火山礫凝灰岩のフィッシュン・トラック年代測定結果
 試料番号 : Ows-1. 測定は株式会社京都フィッシュン・トラックによる。

0.5 Ma 及び 15.4 ± 0.6 Ma のフィッシュン・トラック年代が報告されている。

八王子丘陵南東部に分布する藪塚層上部の軽石火山礫凝灰岩 (試料番号 : Ows-1 及び Ows-2) について、ジルコンのフィッシュン・トラック年代測定を株式会社京都フィッシュン・トラックに依頼した。試料 Ows-1 は異質岩片の少ない白色の軽石火山礫凝灰岩で、桃～赤色の均質なジルコン結晶を含むが、10% ほど褐色や紫色を呈するやや摩耗した結晶が認められた。無作為に選んだ 30 粒子について結晶内部面 (ED1 法) によって年代測定を行ったところ χ^2 検定に失格した。その原因として外来結晶の混入が考えられ、他の結晶に比べて明らかに古い粒子年代 (>30 Ma) を持つ褐色を呈する 2 粒子を除外したところ χ^2 検定に合格した (第 5.11 図)。この 2 粒子は外

来結晶と推定し、残る 28 粒子は同一起源に属すると考えこちらの年代値 (17.5 ± 0.6 Ma) を採用した (第 5.2 表)。

もう一つの試料 (Ows-2) は菅塩町天満宮の南側の丘陵脇に露出する軽石火山礫凝灰岩で、藪塚層の最上位に位置する。この試料は 100 g あたり 1,000 個以上の自形ジルコン結晶を含み、粒子の均質性が高く、すべてが本質結晶と判定された。結晶外部面に短いトラックが認められ、一方、結晶内部にはインクルージョンが多い。結晶内部面 (ED1 法) によって測定された 30 粒子の年代値のまとめは比較的良いものの χ^2 検定には失格した。その可能性として結晶内部のインクルージョンの影響が考えられるが、その影響を相殺するに十分な粒子数 (25 粒子以上) を測定対象としているため、全粒子を同一起源に属するとして年代値 (16.1 ± 0.6 Ma) を採用した (第 5.12 図、第

第 5.2 表 藪塚層上部の軽石火山礫凝灰岩のフィッシュン・トラック年代測定は株式会社京都フィッシュン・トラックによる。

(1)	(2)	(3)	(4)	(5)	(6)	(7),(8),(9),(10)			
試料名	測定 鉱物 方法	結晶数 (個)	自発核分裂飛跡 ρ_s (cm^{-2})	誘発核分裂飛跡 ρ_i (cm^{-2})	熱中性子線量 N_s N_i ($\times 10^4 \text{ cm}^{-2}$)	相関係数 r	χ^2 検定 $\text{Pr}(\chi^2)$ (%)	ウラン 濃度 (ppm)	年代値(Ma) $\text{Age} \pm 1\sigma$
Ows-1	Zr ED1	28	1.55 ± 10^6	150 ± 10^6	2515 2433	8.924 4569	0.965	5	17.5 ± 0.6
Ows-1(全粒子)	Zr ED1	30	1.63 ± 10^6	1.50 ± 10^6	2747 2528	8.924 4569	0.886	0	18.4 ± 0.6
Ows-2	Zr ED1	30	1.26 ± 10^6	1.33 ± 10^6	1951 2063	8.948 4581	0.940	1	16.1 ± 0.6

(1)測定鉱物 Zr:ジルコン

(2)測定方法 外部ディテクター法(内部面:ED1, 外部面:ED2)

(3)熱中性子線量ガラス:NIST-SRM612

(4)照射場所:日本原子力研究所JRR-4号炉 気送管

(5) r : ρ_s と ρ_i の相関係数

(6) $\text{Pr}(\chi^2)$: χ^2 値の自由度(n-1)の χ^2 分布における上側確率(Galbraith,1981)

(7)年代値: $T = (1 - \lambda_0) \cdot \ln[1 + \lambda_0 \cdot \zeta \cdot (\rho_d / \rho)] \cdot / \rho_d$ (ED1は $\rho_s \times 1/2$)

(8)誤差: $\sigma_r = T \times [1 / \sum N_s + 1 / \sum n_i + 1 / \sum N_0 + (\sigma_\zeta / \zeta)^2]^{1/2}$

(9) ^{238}U の全球定数: $\lambda_0 = 1.55125 \times 10^{-10} \text{ yr}^{-1}$

(10)岩野: ζ ED1=380±3; ζ ED2=347±3

5.2 表).

その他、隣接する金山丘陵の北西端に分布する緑町層は、藪塚層の上位に重なる海成層であると考えられており、その珪藻化石年代(16.7~16.6 Ma)は藪塚層の年代に上限を与える(高橋・柳沢, 2003)。これらのことから、藪塚層の年代は前期中新世であると判断される。

5.6 強戸層

命名・定義 八王子丘陵の南西面麓に分布する固結度の低い礫岩を、河井・山田(1960)は下強戸礫層と命名した。その後、須藤ほか(1976)は強戸礫岩層と改称し、高橋・柳沢(2003)は須藤ほか(1976)を踏襲して強戸礫層とした。一方、飯島・吉川(1994)は菅塩礫層とし、大澤ほか(2015, 2016)では飯島・吉川(1994)の名称(菅塩礫層)を採用している。本報告では河井・山田(1960)の定義に概ね準じ、地層名は強戸層(Gd)とした。

模式地 本地域の南に隣接する太田市強戸町東方の丘陵西側山麓とする。

分布 八王子丘陵の南西側斜面の山麓部に分布する。

層厚 地形及び露出範囲に基づくと、層厚は20 m程度と推定される。

層序関係 藪塚層を不整合に覆う。

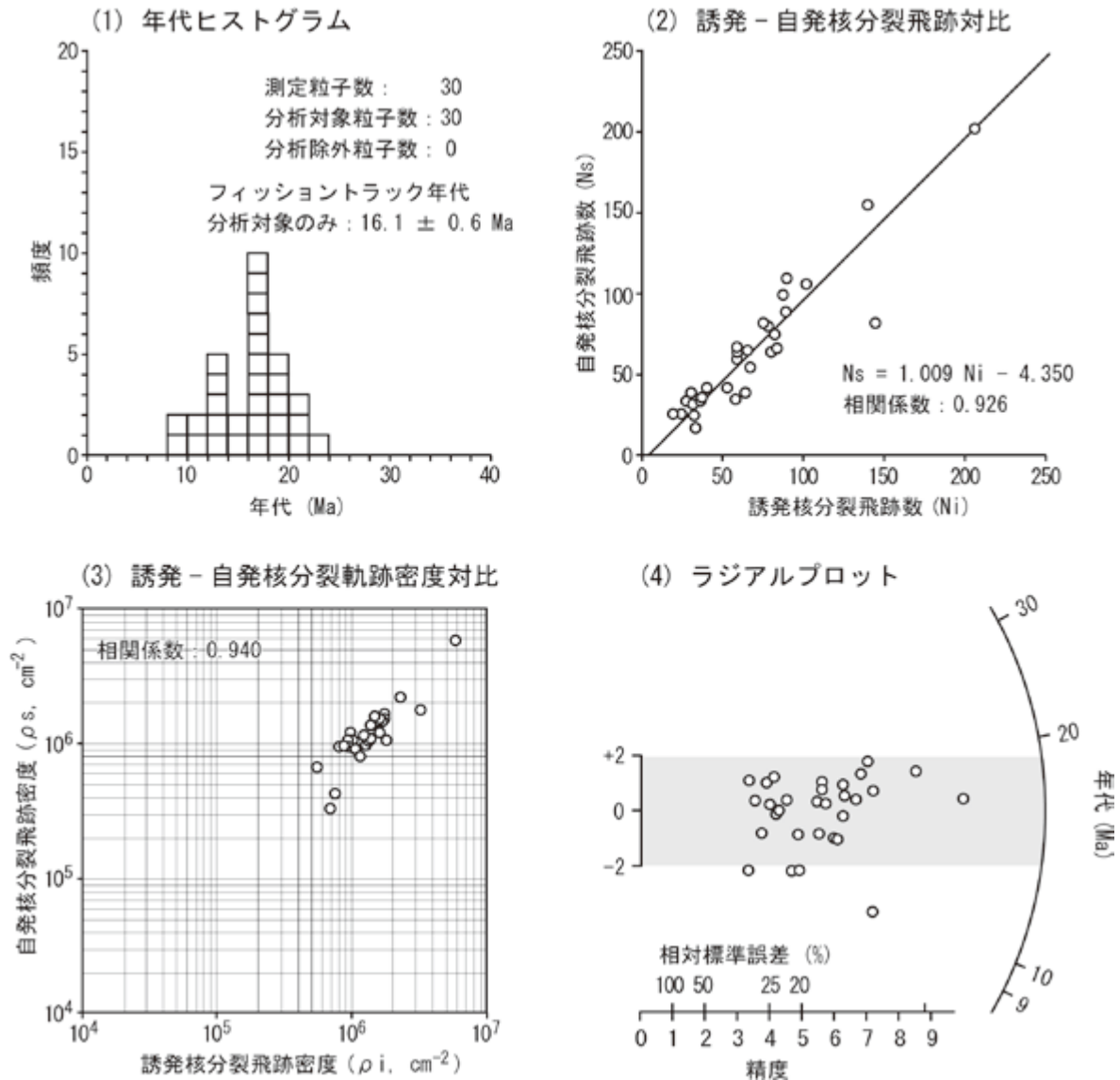
岩相 八王子丘陵南東部では、北関東自動車道の太田強戸パーキングエリアの設置に伴う工事の際に、藪塚層の軽石火山礫凝灰岩に重なる礫岩が露出した(第5.13図A)。礫は径30 cmを超えるチャートや黒色泥岩、金山溶結凝灰岩のほか、新第三系と思われる白色細粒凝灰岩の巨礫も多く認められる。チャートの巨礫の多くは垂角礫で、大~中礫は円礫から垂角礫までが混在する。礫岩は礫支持で淘汰は悪く、基質は細礫から粗粒砂岩で藪塚層の再堆積火山砕屑岩のような凝灰質(軽石質)ではない。層理の発達は不明瞭であるが、礫の並びや稀に挟在する粗粒砂岩(第5.13図B)によって、地層が南に緩傾斜していることが確認される。砂岩の層厚は数10 cmほどで、側方へ尖滅する。固結度の低い礫岩は、八王子丘陵の南西側の丘陵斜面上に散点的に分布し、本報告ではこれらも強戸層とした。

堆積環境 海成の証拠はなく、層相から扇状地か河川の堆積物であると考えられる。

年代 強戸層の年代を考察する情報はないが、層相や低い固結度から鮮新世から更新世と推定される。

5.7 馬見岡凝灰岩

命名・定義 河井・山田(1960)は、八王子丘陵の北西方に位置する天神山及び周辺に分布する凝灰質砂岩を馬見岡凝灰岩層と命名した。本報告では、河井・山田(1960)の定義に従い、馬見岡凝灰岩(Mt)を用いる。



第 5.12 図 藪塚層上部の軽石火山礫凝灰岩のフィッシュン・トラック年代測定結果
 試料番号: Ows-2. 測定は株式会社京都フィッシュン・トラックによる。

模式地 みどり市笠懸町の天神山南麓の石切場跡(河井・山田, 1960)。

分布 模式地である天神山とその周辺に分布するが、露頭は非常に限られる。

層厚 馬見岡凝灰岩は北に緩く傾斜しており、分布範囲と比高から層厚は 50 m 程度と推定される。

層序関係 天神山の東方の鹿田山にはジュラ系付加体とそれを覆う金山溶結凝灰岩が露出していることから、馬見岡凝灰岩はこれらを不整合に覆うと推定される。

岩相 模式地である天神山の石切場跡では、淡黄色から白色を呈する径 1 cm 程度の軽石火山礫や、チャートなどジュラ系付加体由来する細礫が散点する凝灰質粗粒砂岩が観察される(第 5.14 図)。細礫はよく円磨されており、特定の層準に並ばずまんべんなく散在しているた

め、地層の傾斜の把握はむずかしい。保存の悪い貝化石の雌型がわずかに認められる。

一方、天神山の北に位置する笠懸町西鹿田の南西側斜面では、わずかに層理が認められる凝灰質粗粒砂岩に、赤城火山の梨木岩層なだれ堆積物がアバットしている。ここでは層厚 10 m ほどが露出し、北に 10° 前後で緩傾斜している。また、丘陵の上部に位置する西鹿田運動場脇には、成層した白色の細粒凝灰岩がわずかに露出し、馬見岡凝灰岩が北に緩く傾いていることが確認される。

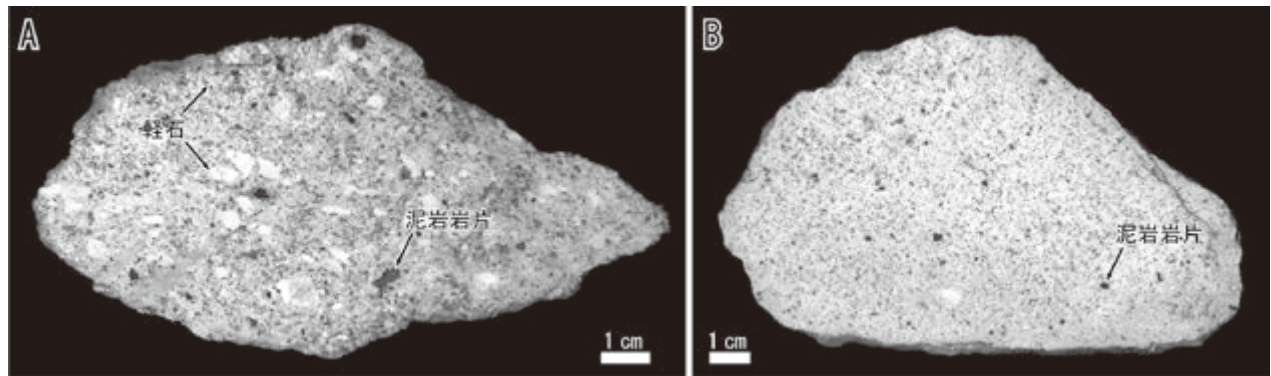
堆積環境 馬見岡凝灰岩からはイタヤガイやツノガイなどの海棲貝化石が産出しており、浅海の堆積環境が推定されている(河井・山田, 1960; 野村・高桑, 2009)。

年代 野村ほか(2017)によって 10.8 ± 0.3 Ma のフィッシュン・トラック年代が報告されている。



第 5.13 図 強戸層の岩相

A：藪塚層を不整合に覆う強戸層の礫岩。B：礫岩の接写 (B)。撮影地点は YBZK-51。



第 5.14 図 馬見岡凝灰岩の研磨片写真

泥岩の細礫や軽石火山礫を含む。採取地点は TNJ-1 (A) 及び TNJ-4 (B)。

5.8 未区分デイサイト

上毛電鉄新里駅の 1 km ほど東方にある標高 200 m ほどの小山には雷電神社が祭られ、その東側の登り口 (第 5.4 図 RDN-1) に、握りこぶし大の風化核数個を除いて完全に風化した火成岩の小露頭がある (第 5.15 図 A)。対比されうる岩石は本地域内ではみられない。藪塚層の火山活動に伴う火成岩の可能性が考えられるが、本報告では未区分デイサイト (D) とした。

分布 桐生市新里町の雷電山。

層厚 少なくとも、比高 40 m ほどの雷電山の斜面を構成していると推定される。

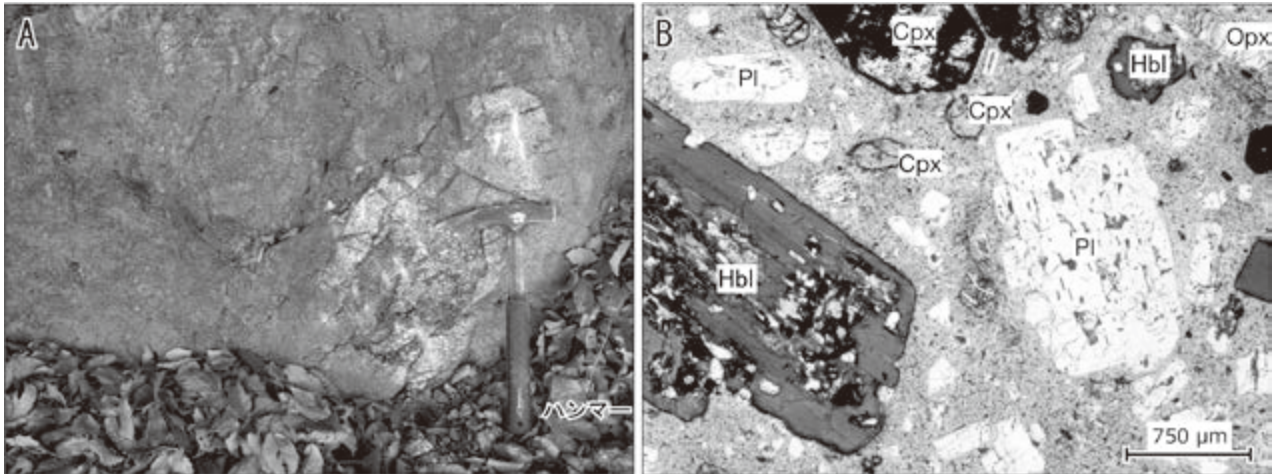
層序関係 不明。

岩相 この岩石は、斜長石 (最大径約 3.6 mm)・普通角閃石 (最大径約 3.0 mm)・単斜輝石 (最大径約 1.6 mm)・直方輝石 (最大径約 2.0 mm) の斑晶に富む斑状の直方輝石単斜輝石普通角閃石デイサイト (第 5.15 図 B) で、著しく

融食を受けた石英 (最大径約 1.2 mm) を含む。石基は完晶質組織で、斜長石・単斜輝石・直方輝石は集斑晶組織を示す。普通角閃石はほとんど変質していない。一方、単斜輝石・直方輝石は緑泥石・方解石で置換されているものが多い。斜長石も弱いセリサイト化を受けている。ある程度の熱水変質を被ってはいるものの、強い熱変成を受けてはいない。

5.9 飛駒層

本地域の北東端には比高が 300~400 m ほどの山地に囲まれた盆地があり、飛駒盆地と呼ばれている (第 5.16 図)。飛駒盆地は南北長が 3 km で東西幅が 2 km ほどの楕円形の盆地で、盆地の中央を彦間川が北から南に流れている。彦間川に沿っては標高が 170~200 m の河岸段丘が発達し、その北西側の丘陵部に中新統が分布している (第 5.5 図)。この中新統に関する調査報告はほとんどな



第 5.15 図 未区分デイサイトの岩相

A：著しく風化した火成岩(デイサイト)の小露頭。 B：デイサイトの風化核の薄片写真(オープンニコル)。 Plは斜長石、Hblは普通角閃石、Cpxは単斜輝石、Opxは直方輝石。撮影・採取地点はRDN-1。

く、20万分の1地質図幅「宇都宮」(須藤ほか, 1991)においては、流紋岩・デイサイト軽石凝灰岩として、藪塚層あるいは宇都宮市西方に分布する大谷層相当層と記されている。

命名・定義 飛駒盆地に分布する中部中新統を飛駒層と新称する。

模式地 彦間川に合流する寺沢及びその支流である宝倉沢周辺を模式地とする。

分布 飛駒盆地の北西部に分布するが、彦間川の左岸側(東側)には第四系に被覆されているため全く露出しない。飛駒盆地の南半部も飛駒層はほとんど露出しないが、盆地南西端の山地との境界や、ジュラ系付加体を作る山地斜面の一部に侵食され残った小分布が確認される。

層厚 飛駒層の主体をなす不淘汰角礫岩と、凝灰質砂岩と凝灰質泥岩の互層からなる再堆積火山碎屑岩を合わせた層厚は100 m程度、それらに重なる流紋岩は露出範囲の比高から80 mほどと推定される。

層序関係 南東方に緩傾斜する飛駒層と、周囲の地形的な高まりを作るジュラ系付加体とは、多角形の直線的な境界で接している。境界に沿って不淘汰角礫岩が発達しており、ジュラ系付加体を作る急斜面に沿って角礫岩が異なる標高で重なっていることから、飛駒層はジュラ系付加体を作る古地形にアバットしていると推定される。

岩相 飛駒層は凝灰質砂岩と凝灰質泥岩の細互層(Ht)と不淘汰角礫岩(Hb)が繰り返し、それらの上位に流紋岩溶岩(Hr)が重なる。

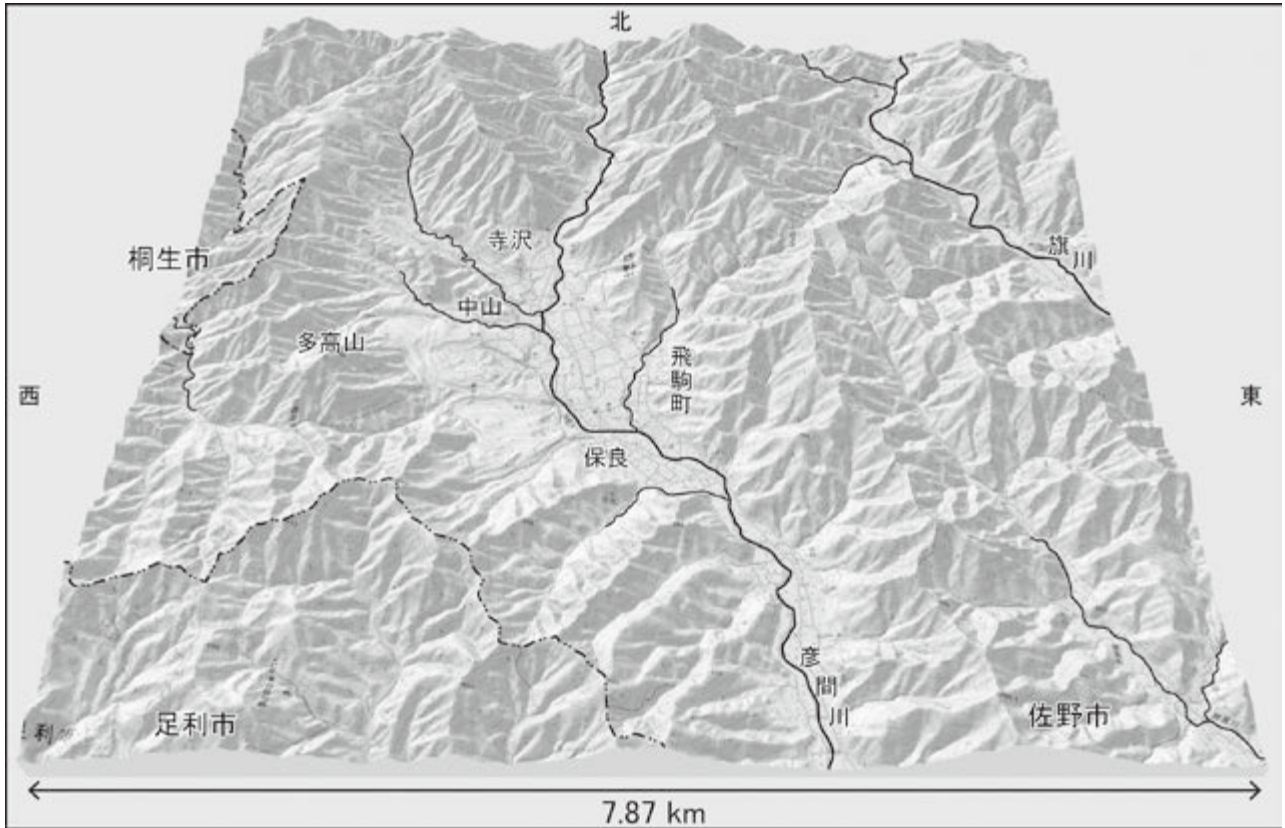
(1) 凝灰質砂岩及び凝灰質泥岩(Ht) 寺沢支流の宝倉沢上流付近では、飛駒層の最下位を構成する細かく成層した再堆積火山碎屑岩が観察される。この地層は厚さ数cm単位で成層した明灰色の凝灰質粗粒～中粒砂岩か

らなる。チャートや黒色泥岩などジュラ系付加体由来する碎屑岩礫はほとんど含まない。稀に白色の細粒凝灰岩の薄層を挟み、単層の側方への連続性は良い。地層は10°以下で東に緩傾斜し、層厚10 m程度が観察される。同層準と考えられる成層した凝灰質粗粒～中粒砂岩は、宝倉沢の南に隣接する中沢の上流においても確認される。より下位の層準は、地表には露出しない。

後述する不淘汰角礫岩を挟んで、その上位にも同様の凝灰質砂岩と凝灰質泥岩の互層が重なっている(第5.17図A)。宝倉沢との合流点付近の寺沢左岸では凝灰質砂岩と凝灰質泥岩からなる互層が観察され、凝灰質泥岩には葉理が認められる(第5.17図B)。葉理に沿っては破片化した炭質物が認められる。

(2) 不淘汰角礫岩(Hb) 飛駒層の2層準に発達する細かく成層した再堆積火山碎屑岩(Ht)の間とその上位には不淘汰角礫岩(Hb)が挟在する。不淘汰角礫岩の巨礫は径が数10 cmを超えるものも少なくなく、稀に径が10 mを超える巨大な岩塊も観察される。これらの巨礫は径が数cmから握りこぶし大の角礫中に乱雑に取り込まれている。それらの隙間は細礫が充填し、礫支持で堆積構造は認められない。いずれの礫も全く摩耗されていない。また、1つの露頭で観察される角礫岩は、ほとんどがチャート角礫あるいは劈開の発達した黒色泥岩角礫など種類の岩石から構成される場合が多い。

飛駒盆地の北部にある永台寺の北側では、ジュラ系付加体のチャートが作る急斜面に沿って、不淘汰角礫岩が標高280～340 mまで断続的に露出している。特に、寺沢から北に上る稜線の脇(第5.5図HKM-16)では、ジュラ系付加体の砂岩に重なる不淘汰角礫岩が観察される(第5.17図C)。礫種はジュラ系付加体起源のチャートや泥岩が多い。傾斜した平面状の境界面に沿っては明瞭な断層



第 5.16 図 飛駒盆地の地形鳥瞰図
国土地理院の電子国土 Web により作成し地名等を加筆。

破砕物が認められず、初生的に形成された断層面が露出し、その上に不淘汰角礫岩が堆積したものと推定される。永台寺の参道や境内には不淘汰角礫岩が庭石(第 5.17 図 D)として置かれており、巨大なチャートのブロックが破砕して角礫岩に漸移する様子が観察される。

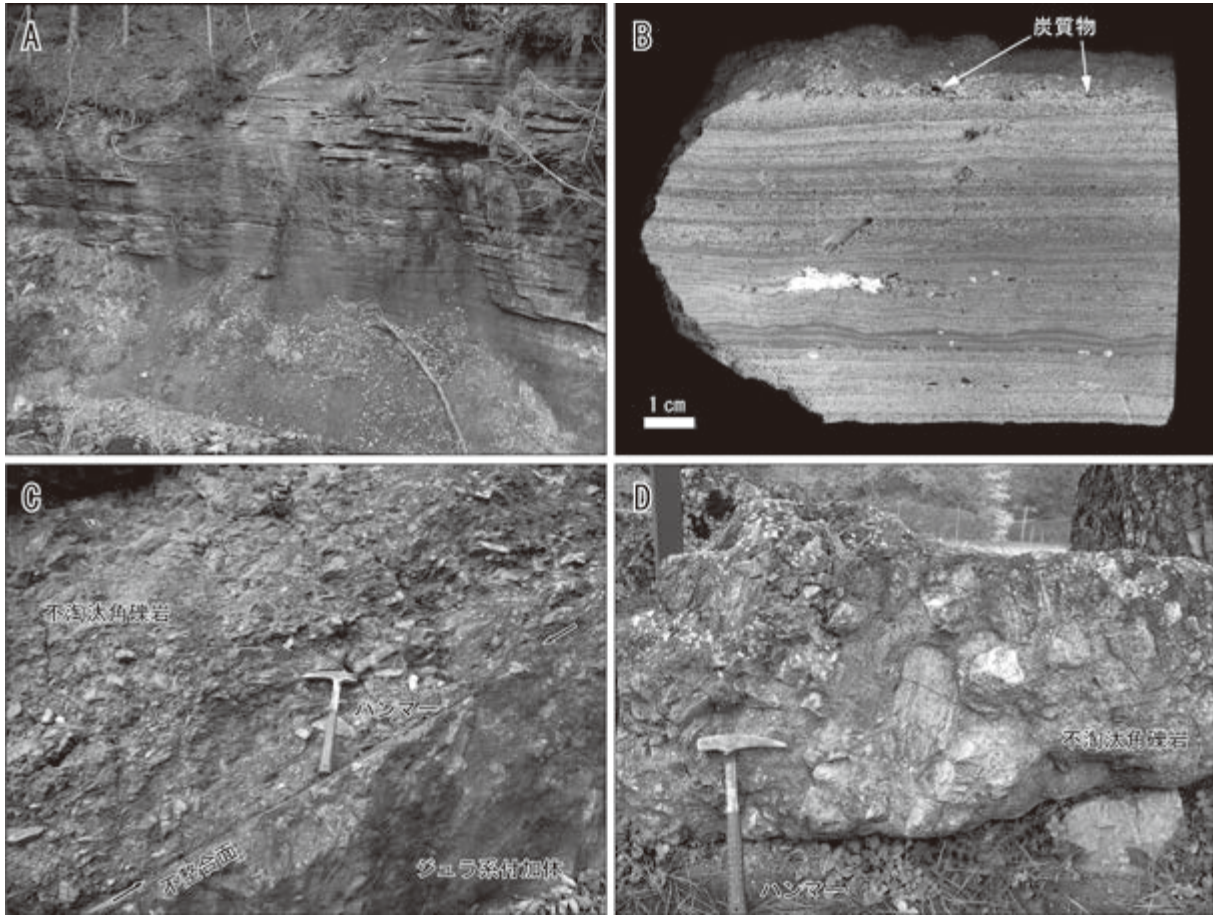
(3) 流紋岩 (Hr) 細かく成層した再堆積火山碎屑岩 (Ht) と不淘汰角礫岩 (Hb) の上位には流紋岩溶岩 (Hr) が重なる(第 5.5 図)。中沢上流の北側斜面では再堆積火山碎屑岩の上位に角礫状の流紋岩が重なっている。流紋岩は白色ないし淡黄色を呈し風化・変質が著しい(第 5.18 図 A)が、破断面に流理が認められることもある(第 5.18 図 B)。中沢と寺沢に挟まれた丘陵の稜線に沿っては、柱状節理の発達した流紋岩(第 5.18 図 C)が連続的に露出している。柱状節理は南東方に緩く傾斜し、これらの節理が初生的に鉛直に形成されたとしたならば、南東に緩傾斜する下位層の地質構造に概ね調和する。一方、寺沢薬師堂の北側では尾根筋に沿って流紋岩が連続的に露出し、尾根の両側斜面では不淘汰角礫岩を直接覆う露頭が複数地点で確認される。ジュラ系付加体に直接重なる流紋岩の露頭は確認されない。

この流紋岩は石英(最大径約 3 mm)と斜長石(最大径約 1 mm)の斑晶を持ち、微細な鉄鉱を除いて有色鉱物を欠く。石基はマイクロスフェルリティック組織で、斜長

石斑晶の一部がセリサイト化している(第 5.18 図 D)。

堆積環境 凝灰質砂岩及び凝灰質泥岩(Ht)はこれらが静穏な水底に堆積したことを示唆し、葉理に沿ってフィルム状あるいは破片状の炭質物が挟まれていることから、湖沼堆積物であると考えられる。不淘汰角礫岩(Hb)は多数の割れ目が入ったまま分断されずに取り込まれている径 1 m を超える層状チャートの角礫も認められ、ごく近傍からもたらされた地層であることから、隣接するジュラ系付加体が作る斜面が崩落して堆積した崖錐堆積物であると考えられる。流紋岩(Hr)は陸上に噴出した流紋岩溶岩である。海成の証拠は見当たらない。境界に沿って発達する不淘汰角礫岩は局所的な盆地を埋積した地層であること示し、流紋岩の噴出を伴っていることから、飛駒層はカルデラ埋積堆積物である可能性が示唆される。

年代 中山付近の採石場跡に露出する柱状節理の発達した白色の流紋岩について、ジルコンの U-Pb 年代を株式会社京都フィッシュン・トラックに依頼した。分析は東京大学平田研究室所有の ICP 質量分析計(サーモフィッシュャーサイエンティフィック株式会社, iCAP™ TQ ICP-MS)を用いて行われた。この試料は 100 g あたり 3,000 粒子以上のほぼ均質な色調と晶癖を持つ自形ジルコン結晶を含む。U-Pb 年代はインクルージョンが影響しない部



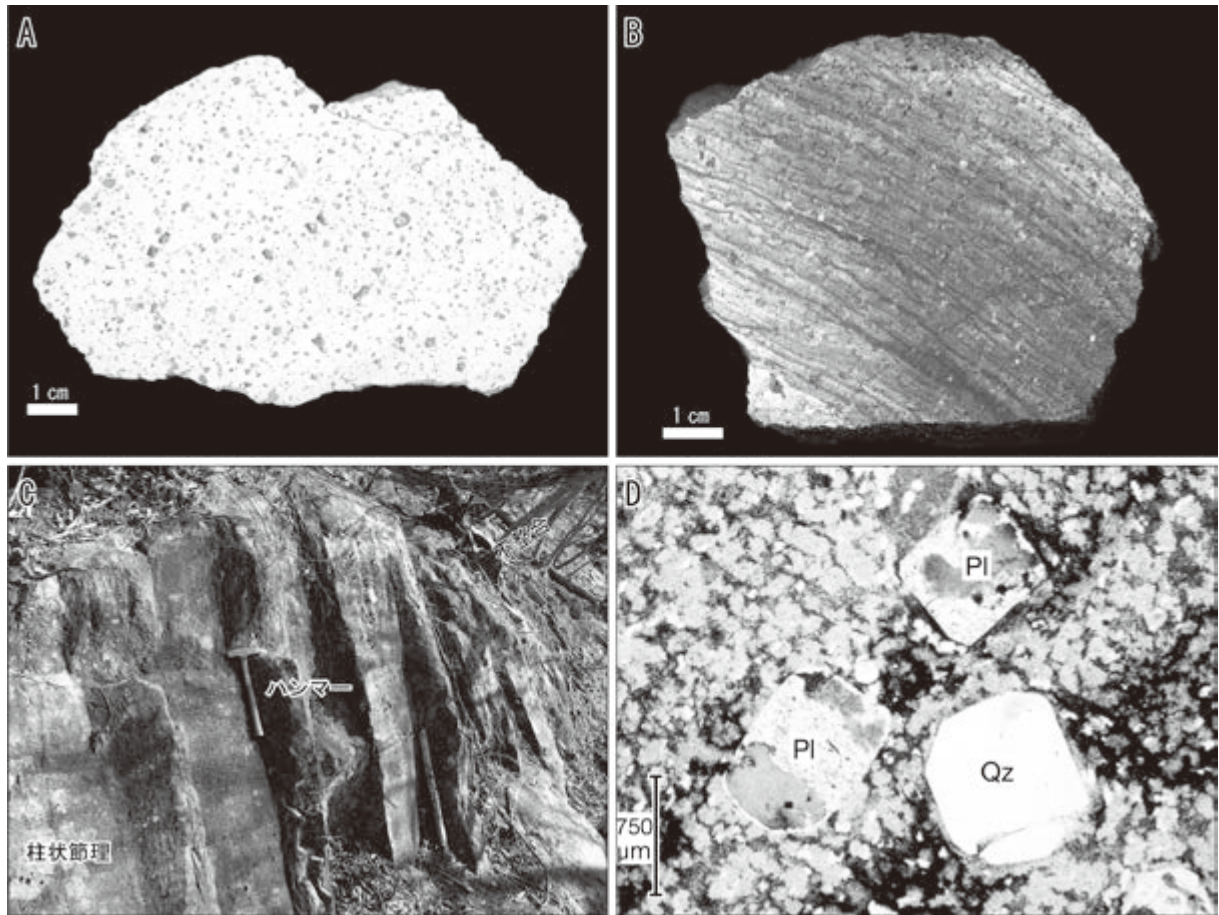
第 5.17 図 飛駒層の堆積岩類

A: 凝灰質砂岩と凝灰質泥岩の互層 (撮影地点: HKM-12) とその研磨片写真 (B), C: ジュラ系付加体を不整合に覆う不淘汰角礫岩 (撮影地点: HKM-16), D: チャートの角礫からなる不淘汰角礫岩 (永台寺参道).

分にレーザービームを当てて測定された。ウラン濃度は 1,000~3,000 ppm と高く良好な年代試料と判断される。

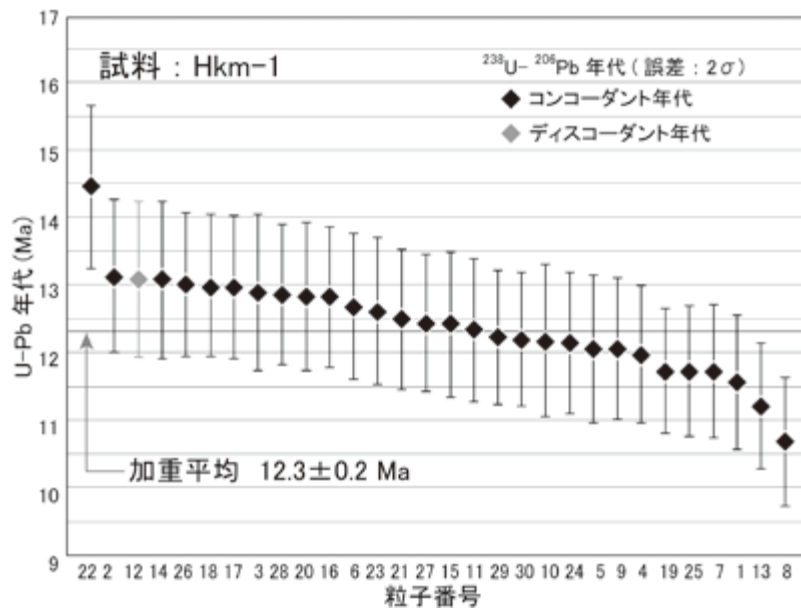
コンコダント粒子率は 97% に達し、粒子中で誤差 3σ (97.5% confident) に収まる粒子群を識別し、それらの

粒子年代の加重平均値を算出して、最若粒子集団とその平均年代を求めた結果、10.8~13.1 Ma の間の 28 粒子が該当するため、それらの加重平均値 (12.3 ± 0.2 Ma) を飛駒層の流紋岩の年代として採用した (第 5.19 図)。



第 5.18 図 飛駒層の流紋岩

A：白色に変質した流紋岩の研磨片写真(採取地点：HKM-1)，B：流理の顕著な流紋岩の研磨片写真(採取地点：HKM-28)，C：柱状節理が発達する流紋岩(撮影地点：HKM-9)，D：流紋岩の薄片写真(採取地点：HKM-16)．Qzは石英，Plは斜長石．



第 5.19 図 飛駒層の流紋岩の U-Pb 年代

測定は株式会社京都フィッション・トラックによる．採取地点：HKM-1.

第6章 更新統赤城火山噴出物

(山元孝広)

6.1 概要及び研究史

赤城火山は、群馬県東部に位置する東西 20 km、南北 30 km に及ぶ大型の成層火山で(第 6.1 図)、東北本州弧南端の火山フロント上に位置している。山頂部には南北約 4 km、東西約 2 km のカルデラと地藏岳(標高 1,674 m)等の溶岩ドームがあるが(第 6.2 図)、これら山体の主要部分は北西隣「沼田」地域内に位置している。一方、本地域内には、成層火山体の南東山麓部のみが含まれている。

赤城火山の初期の地質学的調査は、齋藤(1898)の震災予防調査報告、太田(1953)の 5 万分の 1 地質図幅「沼田」地域で実施されてきた。その後、守屋(1968, 1970)の調査・研究により赤城火山形成史の全体像が初めて示され、古期成層火山形成期／新期成層火山形成期／中央火口丘形成期の 3 つのステージが提案されている。守屋によると古期成層火山形成期は前期／中期／後期に区分され、中期までに形成された大型の苦鉄質成層火山体とその末期に山体崩壊(梨木岩屑なだれ)を起こした後、後期に中間組成の高粘性の溶岩が流出して火山体を再生したとされている。新期成層火山体形成期になると、珪長質火山活動に様式が変化し、多くのプリニー式降下火砕物と軽石流が噴出し、最終的に山頂に面積 7 km² のカルデ

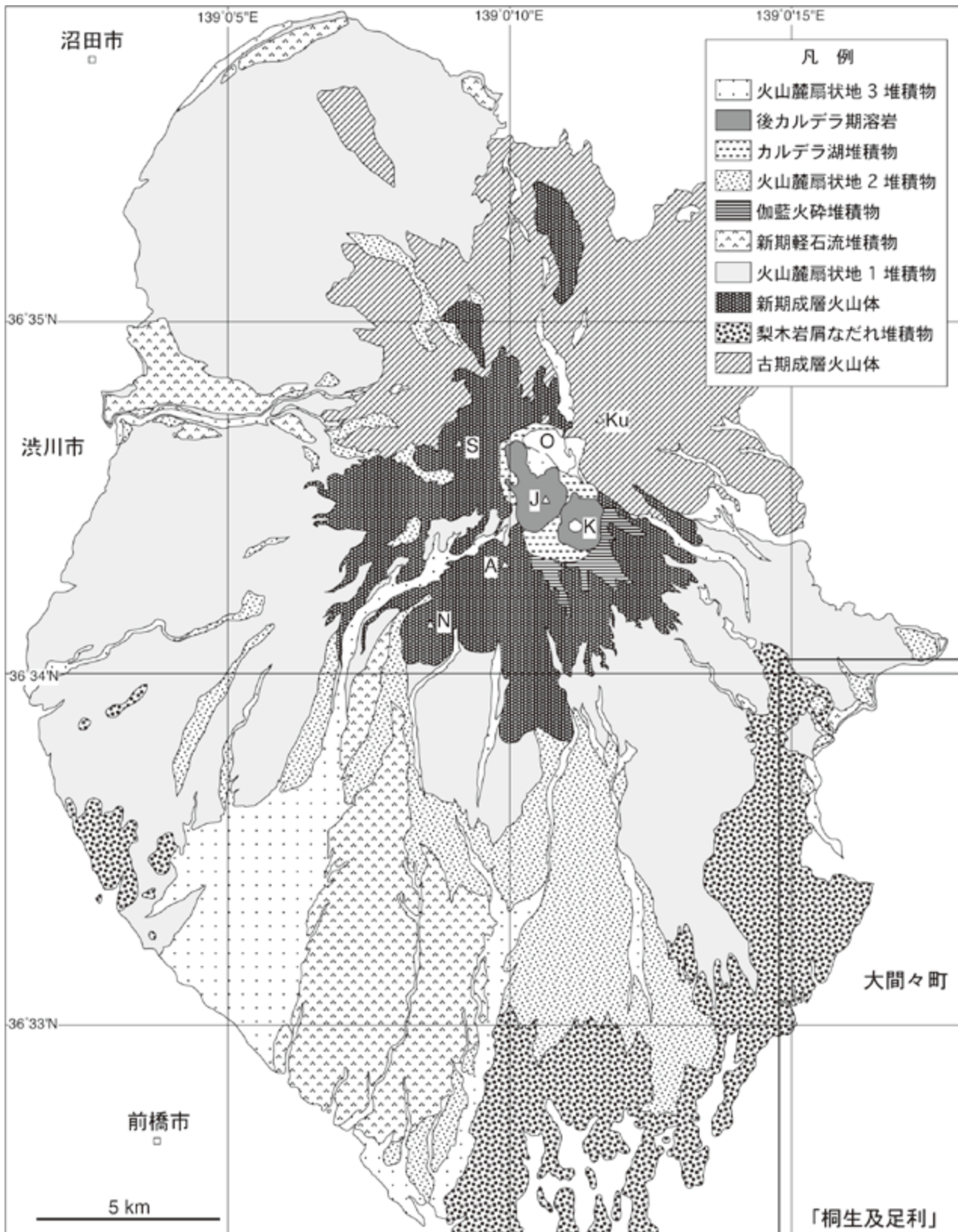
ラが形成され、中央火口丘形成期には、鹿沼降下軽石の噴出とカルデラ内の溶岩ドーム(地藏岳・小沼溶岩)の形成が続いた。この守屋の赤城火山形成史の大枠は、一部修正を加えられながらも、その大枠は引き継がれている。例えば高橋ほか(2012)も古期成層火山形成期／新期成層火山形成期／中央火口丘形成期の 3 つのステージに分けるが、高橋ほかは古期／新期の境界を梨木岩屑なだれに置いており、この点で守屋の層序とは異なっている。本報告でも山元(2016)の古期成層火山・新期成層火山の区分を用いるが(第 6.3 図)、その境界は高橋ほか(2012)に従っている。

新期成層火山形成期後半の軽石流堆積物については、守屋(1968, 1970)では十分に区分されていなかったものの、竹本(1998a, b)によるテフラ層序の検討の結果、下位から糸井・不動・棚下・藤木・輪久原・大胡・年丸の軽石流堆積物が認定されている。本報告でもこの軽石流堆積物の層序を踏襲するが、年丸軽石流堆積物のさらに上位に南雲軽石流堆積物が追加されている(山元, 2016)。また、守屋(1968, 1970)は新期成層火山形成期末に赤城湯ノ口降下軽石に引き続いてガラン石質火砕物が噴出して山頂のカルデラが形成されたとしたが、守屋のガラン石質火砕流堆積物は成因・層序のことなる 3 つの

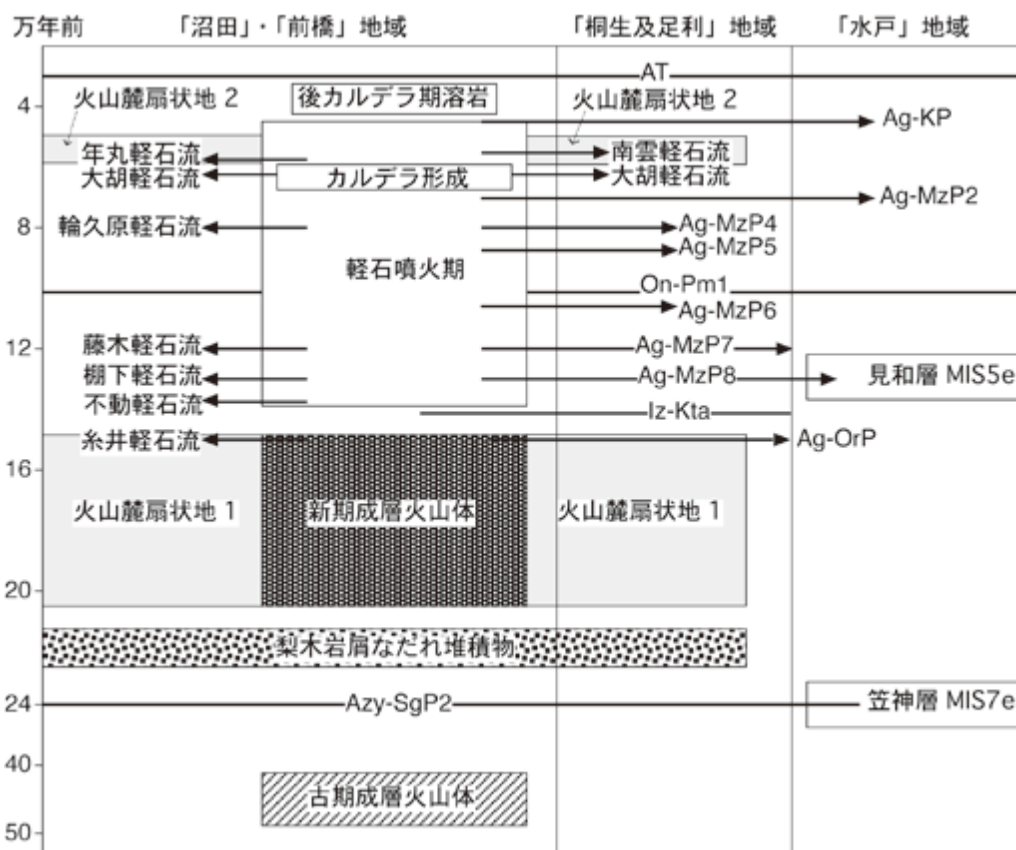


第 6.1 図 赤城火山遠望

南麓の群馬県桐生市新里町小林(西隣「前橋」地域内;北緯 36°24'20.6", 東経 139°13'57.4")から望む赤城火山。新期成層火山と古期成層火山は高さの異なる山稜をなし、新期成層火山が手前に位置している。また、新期成層火山の中央部が凹むのは山頂部にカルデラがあるためで、地藏岳はカルデラ内に噴出した溶岩ドームである。一方、鍋割山は新期成層火山の南山腹に噴出した側火山である。「桐生及足利」地域には火山体の南東山麓部(写真の左端)のみが含まれる。残りの大半は「前橋」・「沼田」地域に含まれる。



第 6.2 図 赤城火山の地質概略図
 山元 (2016) を一部修正, 簡略化. A = 荒山 (1,572.0 m) ; J = 地藏岳 (1,674.0 m) ; K = 小沼 ; Ku = 黒檜山 (1,827.7 m) ;
 N = 鍋割山 ; O = 大沼 ; S = 錫ヶ岳 (1,564.7 m). 図右下の太線が、「桐生及足利」地域の外郭を示す.



第 6.3 図 赤城火山の形成史

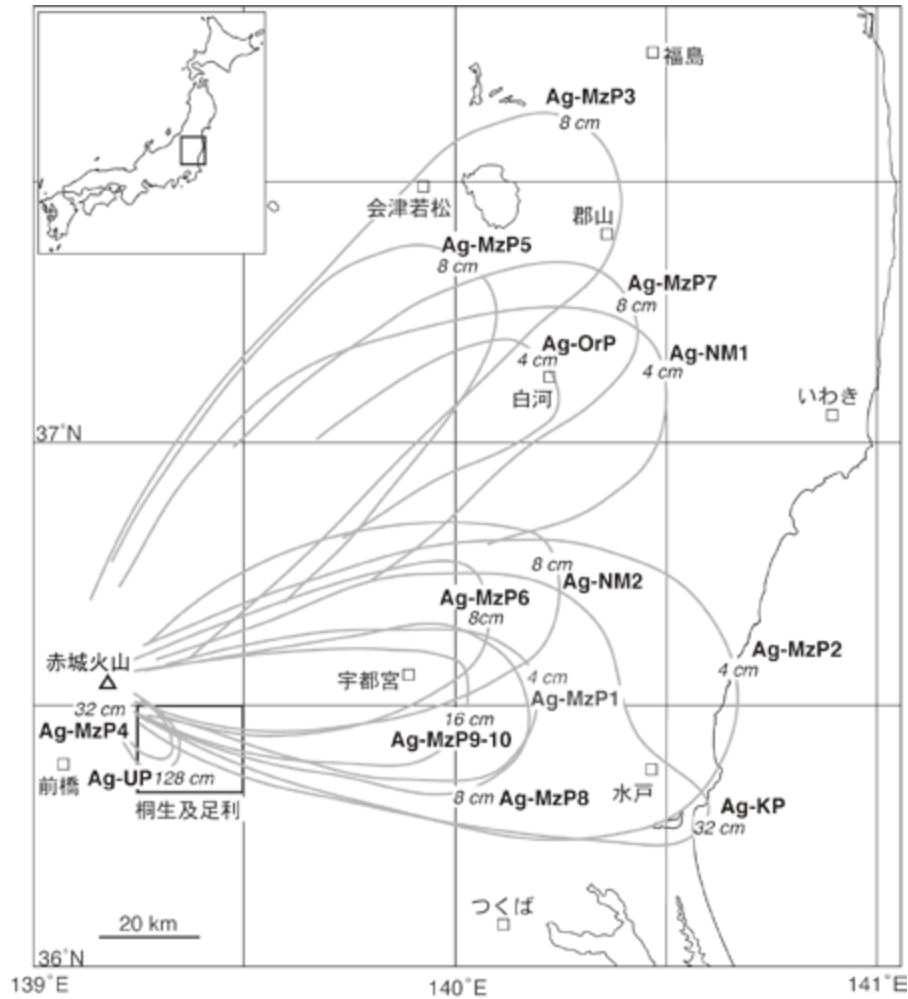
「桐生及足利」・「前橋」・「沼田」地域の層序は、山元 (2016) による。「水戸」地域の層序は、山元 (2013b) による。テフラ層の略号は、第 6.1 表を参照のこと。

堆積物 (大胡軽石流堆積物ラグ角礫相^{がらん}、伽藍火砕堆積物、火山麓扇状地 2 堆積物) に細分され、このうちの大胡軽石流噴火時にカルデラ形成が起きたと修正された (山元, 2016)。

赤城火山から噴出した最近 20 万年間の降下軽石堆積物の層序については、阿久津 (1955, 1957) や新井 (1956, 1962, 1971) の初期のテフラ層記載の後、鈴木 (1990) により全体が確立され、下位から水沼降下軽石群・行川降下軽石群・湯ノ口降下軽石・鹿沼降下軽石に区分されている。このテフラ層序に問題がないことは坂田・中澤 (2010) や山元 (2012, 2013a) で再確認され、個々のテフラの噴出年代、分布 (第 6.4 図) や噴出量が再検討されている。その結果、下位から、赤城折口原 (おりぐちはら) (Ag-OrP; 約 15 万年前)、赤城水沼 9-10 (Ag-MzP9-10; 約 14 万年前)、赤城水沼 8 (Ag-MzP8; 約 13 万年前)、赤城水沼 7 (Ag-MzP8; 約 12 万年前)、赤城水沼 6 (Ag-MzP6; 約 10 万年前)、赤城水沼 5 (Ag-MzP5; 約 9 万年前)、赤城水沼 4 (Ag-MzP4; 約 8 万年前)、赤城水沼 3 (Ag-MzP3; 新井 (1962) の赤城追貝^{おっかい}と同一テフラ; 約 7.5 万年前)、赤城水沼 2 (Ag-MzP2; 約 7 万年前)、赤城水沼 1 (Ag-MzP1; 約 6.5 万年前)、赤城行川 2 (Ag-NM2; 約

5.4 万年前)、赤城行川 1 (Ag-NM1; 約 5.2 万年前)、赤城湯ノ口 (Ag-UP; 約 5.0 万年前)、赤城鹿沼 (Ag-KP; 4.4 万年前) 降下軽石の噴火年代が与えられる (第 6.1 表)。なお、東方の日光火山群・高原火山・那須火山群周辺で観察されたこれら降下軽石堆積物の露頭位置、層序、岩相の記載は、山元 (2021) に収録され、噴火年代もこれに従っている。また、赤城折口原降下堆積物と糸井軽石流堆積物、赤城水沼 9-10 降下堆積物と不動軽石流堆積物、赤城水沼 8 降下火砕物と棚下軽石流堆積物、赤城水沼 7 降下堆積物と藤木軽石流堆積物、赤城水沼 4 降下火砕物と輪久原軽石流堆積物、赤城水沼 1 降下火砕物と大胡軽石流堆積物、赤城行川 2 降下火砕物と年丸軽石流堆積物、赤城行川 1 降下火砕物と南雲軽石流堆積物がテフラ層序と火山ガラスの化学組成からそれぞれ対比されている (山元, 2016)。

赤城火山噴出物の岩石学・地球化学的研究には、以下のものがある。赤城火山全体の全岩化学組成を検討した高橋ほか (2012) は、古期及び新規成層火山で時代と共に低 K 系列から中 K 系列のマグマへと K_2O 量が増えると共に、 SiO_2 量も増える組成変化を明らかにしている。また、高橋ほか (2012) は、 K_2O 量の増大と連動して Rb/Zr 比、



第 6.4 図 赤城火山起源のテフラ層の分布
 灰色太線は等層厚線で、数字はテフラ層の厚さを示す。テフラ層の略号は、第 6.1 表を参照のこと。山元 (2016) を簡略化。

Rb/Y 比, Rb/Ba 比, Ba/Y 比, Zr/Y 比などの液相濃集元素比も増大すること、珪長質マグマ自体にも微量成分等ではほぼ平行な複数の組成変化トレンドが認められ起源の異なるものがあることも示している。また、古期及び新規成層火山の Sr-Nd-Pb 同位体を検討した Kobayashi and Nakamura (2001) によると、赤城火山噴出物全体は同位体的に極めて肥沃であり、その同位体組成変動はマントル由来マグマと下部地殻物質の 2 成分混合を示している。山元 (2016) は一連の降下軽石堆積物の化学組成変化を検討し、火山ガラスの SiO₂ 量、同一 SiO₂ 量に対する K₂O 量の変動を認め、K₂O 量の高い珪長質マグマほど下部地殻部分溶融メルトの関与が大きいことを示している。さらに、湯ノ口降下堆積物の斑晶鉱物を詳細に検討した堀尾・海野 (1995)、Umino and Horio (1998) は、結晶量の多いマッシュ状のマグマ溜まりに新たなメルトが直前に注入され噴火に至ったプロセスを明らかにしている。

本報告では、山元 (2016) の層序に従い記述する。すなわち、赤城火山噴出物は古期成層火山、梨木岩屑なだれ堆積物と新期成層火山に分けられ、さらに新期は溶岩・火砕岩からなる成層火山体と火山麓扇状地 1 堆積物の火山体形成期、不動軽石流堆積物から鹿沼降下軽石堆積物までの軽石噴火期、山頂の赤城カルデラ内に溶岩ドームが形成された後カルデラ期に細分される (第 6.3 図)。このうち、本地域内に分布する梨木岩屑なだれ堆積物、火山麓扇状地 1 堆積物、軽石噴出期の大胡・南雲軽石流堆積物、火山麓扇状地 2 堆積物を地質図に示した。ただし、南雲軽石流については確認露頭が 1ヶ所であるので、随伴して分布する大胡軽石流堆積物と一括している。

6.2 梨木岩屑なだれ堆積物

本堆積物は、古期成層火山体が 24~20 万年前頃に南側に向かって山体崩壊を起こし形成された堆積物である。

第 6.1 表 赤城火山周辺に分布するテフラ層一覧

層序年代は、山元 (2021) に従っている。

文献：a) Smith *et al.* (2013)；b) 青木ほか (2008)；c) 下司・大石 (2011)；d) Albert *et al.* (2018)；e) 松本 (1996)。

略号	名称		年代	岩種	文献
AT	始良Tn	Aira-Tn	30 ka a)	Opx Cpx rhyolite	町田・新井 (1976)
Ag-KLP	赤城小沼	Akagi-Kono	ca 35 ka	Hb Opx rhyolite	竹本 (1998b)
Ag-KP	赤城鹿沼	Akagi-Kanuma	44 ka b)	Hb-bear Opx Cpx dacite	阿久津 (1955)；鈴木 (1990)；山元 (2013a)
Hr-HP	榛名八崎	Haruna-Hassaki	49 ka c)	Cum-bear Cpx Hb Opx andesite	新井 (1962)；山元 (2013a)
Ag-UP	赤城湯ノ口	Akagi-Yunokuchi	ca 50 ka	Hb-bear Opx Cpx andesite-dacite	新井 (1962)；鈴木 (1990)
Ag-NM1	赤城行川1	Akagi-Namekawa 1	ca 52 ka	Hb Opx Cpx andesite-dacite	鈴木 (1990)；山元 (2012)
Ag-NM2	赤城行川2	Akagi-Namekawa 2	ca 54 ka	Hb Opx Cpx andesite-dacite	鈴木 (1990)；山元 (2013a)
DKP	大山倉吉	Daisen-Kurayoshi	60 ka d)	Bt-bear Opx Hb dacite	町田・新井 (1979)；山元 (2017)
Ag-MzP1	赤城水沼1	Akagi-Mizunuma 1	ca 65 ka	Hb-bear Opx Cpx andesite	鈴木 (1990)；山元 (2013a)
Ag-MzP2	赤城水沼2	Akagi-Mizunuma 2	ca 70 ka	Hb-bear Opx Cpx andesite-dacite	鈴木 (1990)；山元 (2013a)
Ag-MzP3	赤城水沼3	Akagi-Mizunuma 3	ca 75 ka	Hb-bear Opx Cpx andesite-dacite	鈴木 (1990)；山元 (2012)
Ag-MzP4	赤城水沼4	Akagi-Mizunuma 4	ca 80 ka	Hb-bear Opx Cpx andesite-dacite	鈴木 (1990)；山元 (2016)
Ag-MzP5	赤城水沼5	Akagi-Mizunuma 5	ca 90 ka	Hb-bear Opx Cpx andesite-dacite	鈴木 (1990)；山元 (2012)
Aso-4	阿蘇4	Aso 4	89 ka e)	Opx Cpx Hb dacite	町田ほか (1985)
On-Pm1	御岳第1	Ontake-1	96 ka b)	Opx-bear Bt Hb dacite	小林ほか (1967)；町田・新井 (2003)
Ag-MzP6	赤城水沼6	Akagi-Mizunuma 6	ca 0.10 Ma	Hb Opx andesite-dacite	鈴木 (1990)；山元 (2013a)
Ag-MzP7	赤城水沼7	Akagi-Mizunuma 7	ca 0.12 Ma	Hb Opx andesite-dacite	鈴木 (1990)；山元 (2012)
Ag-MzP8	赤城水沼8	Akagi-Mizunuma 8	ca 0.13 Ma	Hb-bear Opx Cpx andesite-dacite	鈴木 (1990)；山元 (2013a)
Ag-MzP9-10	赤城水沼9-10	Akagi-Mizunuma 9-10	ca 0.13 Ma	Hb-bear Opx Cpx andesite-dacite	鈴木 (1990)；山元 (2013a)
Iz-Kta	飯縄上樽a	Iizuna-Kamitaru a	ca 0.14 Ma	Bt-Cum-bear Opx Hb dacite	鈴木 (2001)
Ag-OrP	赤城折口原	Akagi-Origuchihara	ca 0.15 Ma	Hb-bear Opx Cpx andesite-dacite	鈴木 (1992)；山元 (2016)
Azy-SgP2	四阿菅平2	Azumaya-Sugadaira 2	ca 0.24 Ma	Bt-bear Cum Hb dacite	大石 (2009)

a) Smith *et al.* (2013)；b) 青木ほか (2008)；c) 下司・大石 (2011)；d) Albert *et al.* (2018)；e) 松本 (1996)

地層名 守屋 (1968, 1970) の梨木泥流, 竹本 (1998b)・高橋ほか (2012) の梨木岩屑なだれ堆積物による。

模式地 群馬県桐生市黒保根町宿廻しゅくめぐりから梨木温泉に至る沢沿い。

分布・構造 模式地周辺の赤城火山南東山腹から、新里町周辺の丘陵地 (第 6.5 図) を経て、南麓の伊勢崎市にまで連続的に分布する。このほか、大間々扇状地を挟んで、東の桐生市阿左見沼周辺に分布するほか、渡良瀬川を挟んだ東のジュラ系付加体からなる山間部内にも分布が点在する。新里町周辺から伊勢崎市にかけての丘陵部では、流れ山地形が顕著で、しばしば安山岩巨礫が地表に突出している (澤口, 2013)。分布の離れた南東山麓の渋川市橘山及び城山周辺の流れ山地形の顕著な丘陵 (久保ほか, 2010) も、本堆積物で構成されている。堆積物の推定分布範囲は、伏在部分も入れて、400 km² に達するものとみられる。

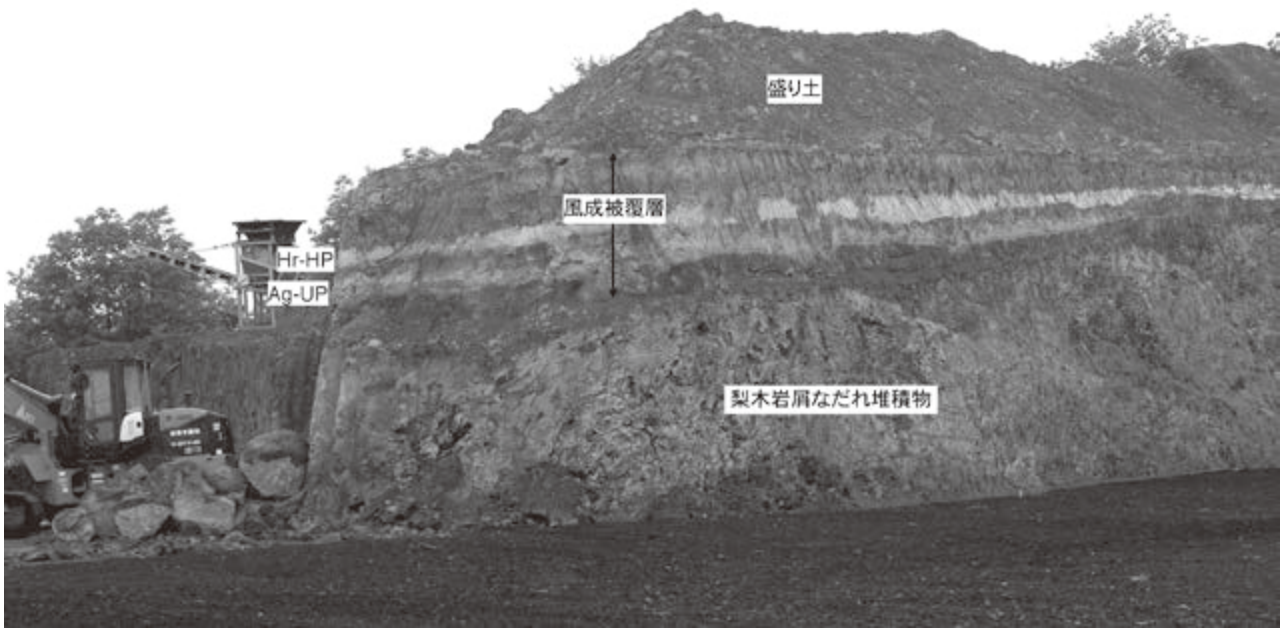
層序関係 本地域内では、ジュラ系付加体や古第三系及び新第三系を直接覆っている。さらに、顕著な侵食面を挟んで、火山麓扇状地 1 堆積物に覆われる。

層厚 本地域の桐生市黒保根町宿廻周辺で最も厚く 250 m に達する。平均層厚を 20 m とすると、その体積は 8 km³ となろう。

岩相 本堆積物は、新鮮なものから温泉変質により白色

化したものまでの多様な玄武岩・玄武岩質安山岩・安山岩からなる火山角礫岩・凝灰角礫岩で構成されている。一般に流れ山の内部には、破碎後も元の山体の内部構造をある程度保存した部分、すなわち、粗粒砂から火山岩塊の集合から構成されていても、隣接した岩片同士が同種の岩石からなり、強い変形を被りながらも元の地質境界がたどれる産状を示すものが多い (第 6.6 図)。このような部分は岩屑なだれ堆積物の岩塊相に相当するもので、流れの中に粒子の攪拌の程度が著しく低い部分があったことを意味している。一方、流れ山間の低地部や岩塊間隙の間には、淘汰の悪い泥質の基質支持で多種の岩片の混じった岩相が見いだされ、これは岩屑なだれ堆積物のマトリックス相に相当するものである。

年代 本岩屑なだれの発生時期は、新时期層火山の形成前で、かつ 24 万年前の四阿菅平 2 テフラ (大石, 2009；第 6.3 図中の Azy-SgP2) 以降である。このテフラは四阿火山から南東に分布主軸を持つ降下火砕物で、赤城山南麓で 30 cm 前後の層厚を持つものと予想されている (大石, 2009)。しかし、梨木岩屑なだれ堆積物を覆う風成層中には、多くの良好な露頭があったにもかかわらず、その存在を確認することが出来ない (第 6.5 図)。このような層序関係から、本岩屑なだれの発生時期は 24~20 万年前と推定できよう。



第 6.5 図 梨木岩屑なだれ堆積物を作る流れ山の断面

梨木岩屑なだれ堆積物は、破碎された溶岩片からなる塊状の火山礫岩からなり、流れ山を作る。堆積物は層厚 3~2 m の被覆風成層に覆われ、榛名八崎 (Hr-HP)・赤城湯ノ口 (Ag-UP) 降下火砕堆積物が挟まれる。テフラ層の年代や岩種は、第 6.1 表を参照のこと。群馬県桐生市新里町山上 (西隣「前橋」地域内；北緯 36°26'6.1", 東経 139°14'17.6")



第 6.6 図 梨木岩屑なだれ堆積物の岩塊相

破碎された溶岩片の集合体から構成されるが、色調の異なる溶岩片は上下に分かれて互いに混合せず、元の成層構造を保持したまま定置している。写真中央のハンマーからは新鮮な暗灰色の溶岩片からなり、下は温泉変質を受けた明灰色の溶岩片からなる。群馬県桐生市新里町奥沢 (北緯 36°27'36.4", 東経 139°14'58.9")。

6.3 火山麓扇状地 1 堆積物

海洋酸素同位体ステージ 6 (MIS6) に形成された火山麓扇状地堆積物で、北東部を除く山体の山麓部を構成する。本堆積物は、守屋 (1968, 1970) の新期成層火山形成期の石質火砕流堆積物群と成層凝灰亜角礫岩層を合わせたものにほぼ相当する (山元, 2016)。

分布・構造 赤城火山中央の新期成層火山体を取り巻いて、東から北北西の山麓扇状地を構成する。その内部は、扇状地面に平行な成層構造が発達している。本地域内では、北西縁部にわずかに分布する。

層序関係 北西隣「沼田」地域内の山頂部を構成する新期成層火山の溶岩・火砕物と同時異相で、その山麓縁辺相を構成する。西山麓では小田川・下田沢火砕流堆積物と呼ばれる小型の石質火砕流堆積物群 (高橋ほか, 2012) を伴っている。また北西山麓の糸井軽石流堆積物 (竹本, 1998a, b) も本火山麓扇状地の構成層である。

層厚 北西隣「沼田」地域内の利根川沿い河岸で 100 m 前後の層厚を持つ。

岩相 安山岩・デイサイト礫からなる土石流堆積物や高

密度洪水流堆積物が卓越する。土石流堆積物は、岩片支持で砂質の基質を持つ安山岩・デイサイトの大礫・中礫からなり、塊状のものや、逆もしくは逆-正級化層理を持つものがある。一方、高密度洪水流堆積物は連続性の悪い平行層理の発達した細礫混じりの砂からなる。

年代 本堆積物の最上位にある糸井火砕流堆積物の同時異相である赤城折口原降下軽石と指標テフラ (第 6.3 図中の飯縄上樽 a テフラ; Iz-Kta) との層序関係から、約 15 万年前に離水したと考えられている (山元, 2016)。

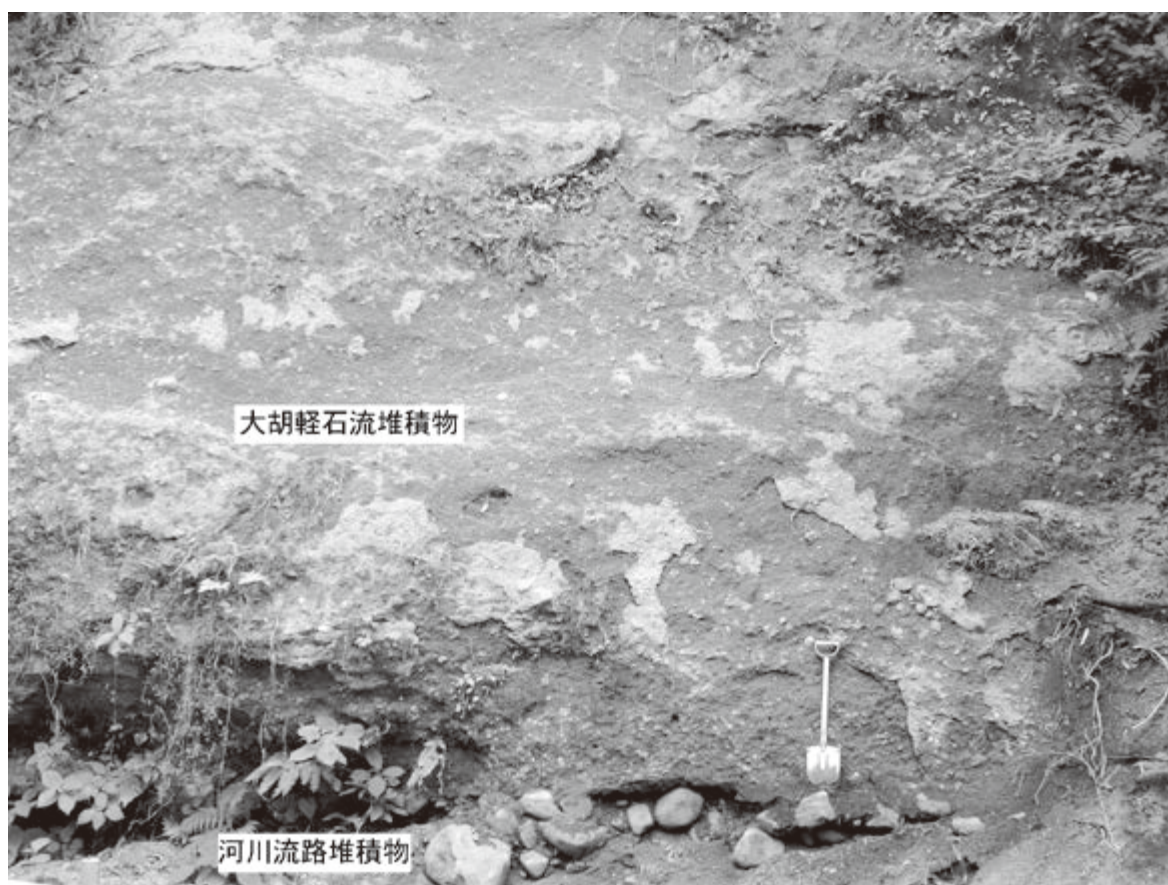
6.4 大胡軽石流堆積物

本堆積物は、約 6.5 万年前の赤城水沼 1 降下軽石を噴出したプリニー式噴火に伴い発生した軽石流堆積物である。地質図では、上位の南雲軽石流堆積物と合わせて分布を示している。

地層名 新井 (1962) の大胡軽石流による。

模式地 前橋市大胡付近の荒砥川沿い (西隣「前橋」地域内)。

分布・構造 本地域内では、北西縁部の川口川沿い (桐



第 6.7 図 大胡軽石流堆積物

本軽石流堆積物は塊状の軽石火山礫凝灰岩からなり、円礫からなる河川流路堆積物を直接覆っている。河川流路堆積物の分布は地質図では省略している。群馬県桐生市黒保根町宿廻 (北緯 36°29'1.1", 東経 139°15'38.4")

生市黒保根町宿廻)に分布する。

層序関係 南山麓の大胡軽石流堆積物直上には黒雲母・普通角閃石・直方輝石を含む結晶質火山灰があり、これは大山倉吉テフラ(第6.1表)に対比されている(竹本, 1998a)。また、新井(1962)は粕川村湯ノ口(西隣「前橋」地域内)で本軽石流が湯ノ口降下軽石堆積物を覆うとして記載しているが、彼の軽石流堆積物は岩片支持で安山岩粗砂の基質を持つ土石流堆積物(本報告の火山麓扇状地2堆積物)である。付近の前橋市三夜沢では湯ノ口降下軽石堆積物の下位に大胡軽石流堆積物が確認でき(山元, 2016)、新井(1962)の層序は間違いである。

層厚 模式地付近では、下限不明で15 m以上。本地域では約50 m。

岩相 最大径25 cmの円磨軽石が部分的に濃集したフローユニットの明瞭な、岩片支持で結晶片に富む粗粒火山灰基質を持つ非溶結の軽石火山礫凝灰岩-火山礫凝灰岩からなる(第6.7図)。軽石の岩質は、普通角閃石含有直方輝石単斜輝石安山岩である。

年代 本火砕流堆積物の同時異相である赤城水沼1降下軽石と大山倉吉テフラ(DKP)などの指標テフラとの層

序関係から、約6.5万年前に噴出したと推定される(第6.1表)。

6.5 南雲軽石流堆積物

本堆積物は、約5.2万年前の赤城行川1降下軽石を噴出したプリニー式噴火に伴い発生した軽石流堆積物である。地質図では、下位の大胡軽石流堆積物と合わせて分布を示している。

地層名 山元(2016)の南雲軽石流堆積物による。

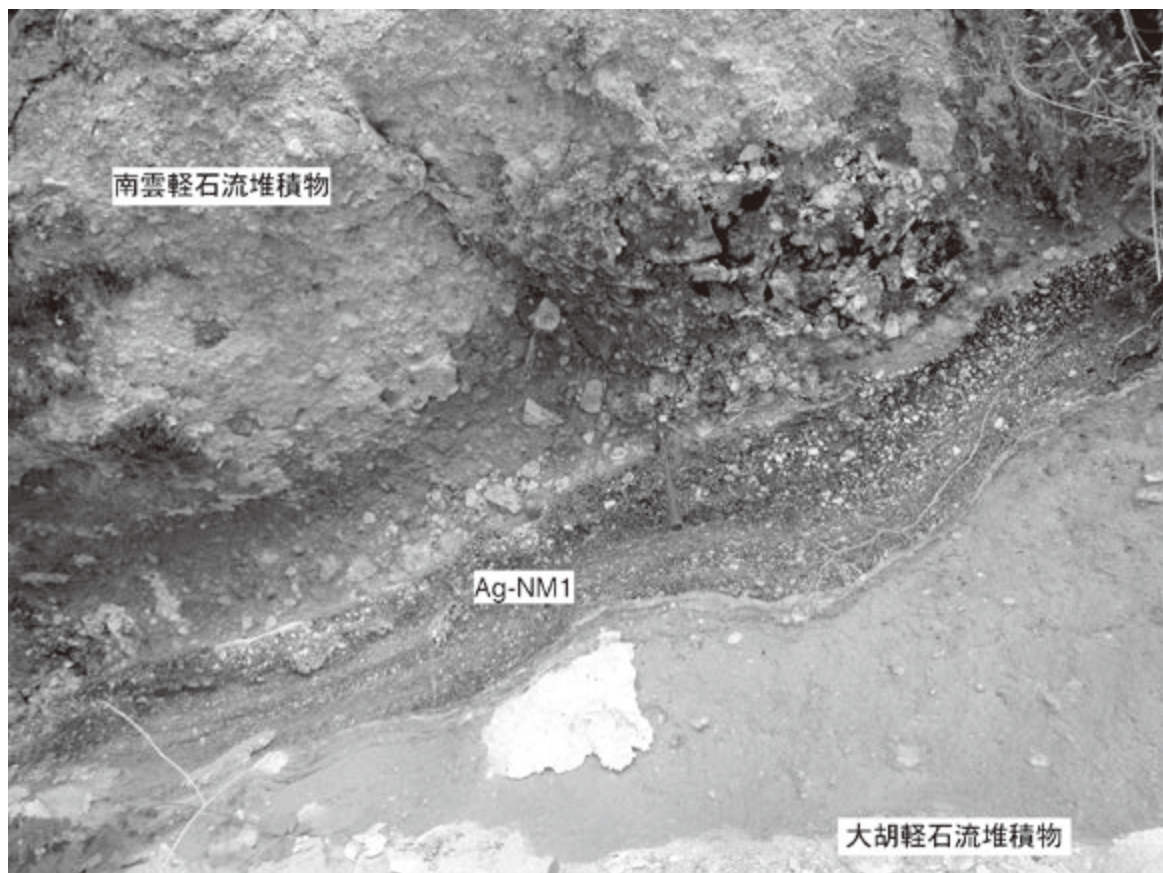
模式地 渋川市赤城町長井小川田の沼尾川左岸(北西隣「沼田」地域内)。

分布・構造 本地域内では、北西縁部の川口川沿い(桐生市黒保根町宿廻)に分布する。

層序関係 侵食された大胡軽石流堆積物を覆っている。

層厚 4.2 m以上

岩相 軽石の岩質は、普通角閃石含有直方輝石単斜輝石安山岩-デイサイトである。基質支持で塊状の非溶結の軽石火山礫凝灰岩で、最大径22 cmの円磨軽石を含んでいる(第6.8図)。さらに基底部には、34 cm厚で、最大



第6.8図 南雲軽石流堆積物

侵食された大胡軽石流堆積物の上に、赤城行川1降下火砕堆積物(Ag-NM1)を挟んで南雲軽石流堆積物が重なる。露頭の中央にハンマーあり。群馬県桐生市黒保根町宿廻(北緯36°29'17.3", 東経139°15'29.3")

径 4.2 cm の降下軽石堆積物を伴っている。

年代 本軽石流堆積物の同時異相である赤城行川 1 降下軽石と大山倉吉テフラ (DKP) などの指標テフラとの層序関係から、約 5.2 万年前に噴出したと推定される (第 6.1 表)。

6.6 火山麓扇状地 2 堆積物

海洋酸素同位体ステージ 4 (MIS4) に形成された火山麓扇状地堆積物で、大胡軽石流噴火前後から成長し、そのほとんどは榛名八崎テフラ (第 6.1 表) 噴出前に離水している (山元, 2016)。

分布・構造 本地域の北西縁に点在する。

層序関係 侵食面を挟んで、火山麓扇状地 1 堆積物、大胡・南雲軽石流堆積物を覆い、これらよりも低い堆積面を構成する。

層厚 最大約 50 m。

岩相 安山岩・デイサイトの石質礫や軽石礫からなる土石流堆積物や高密度洪水流堆積物で構成されている。岩相は火山麓扇状地 1 堆積物と共通しており、土石流堆積物は、岩片支持で砂質の基質を持つ安山岩・デイサイトの大礫・中礫からなり、塊状のものや、逆もしくは逆-正級化層理を持つものがある。一方、高密度洪水流堆積物は連続性の悪い平行層理の発達した細礫混じりの砂からなる。

特に南山麓の粕川沿いでは湯ノ口降下軽石堆積物を覆って厚い扇状地堆積物が発達しており、山頂部での伽藍火砕噴火に対応して土砂の二次移動があったものとみられる (山元, 2016)。

年代 大胡・南雲軽石流堆積物と榛名八崎^{はるなほつき}テフラとの層序関係から、約 5 万年前に離水したと考えられる。

第7章 第四系

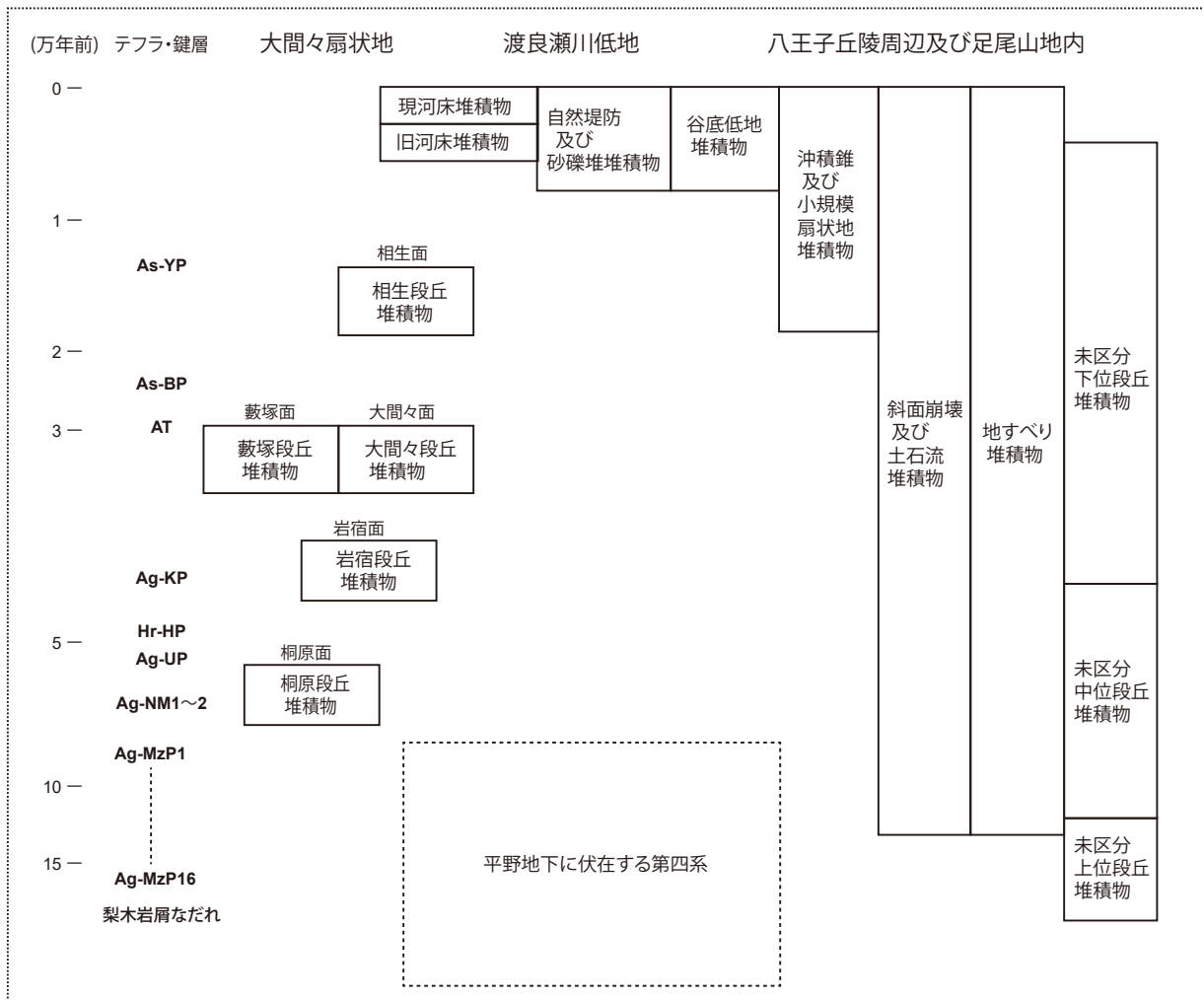
(水野清秀)

7.1 概要

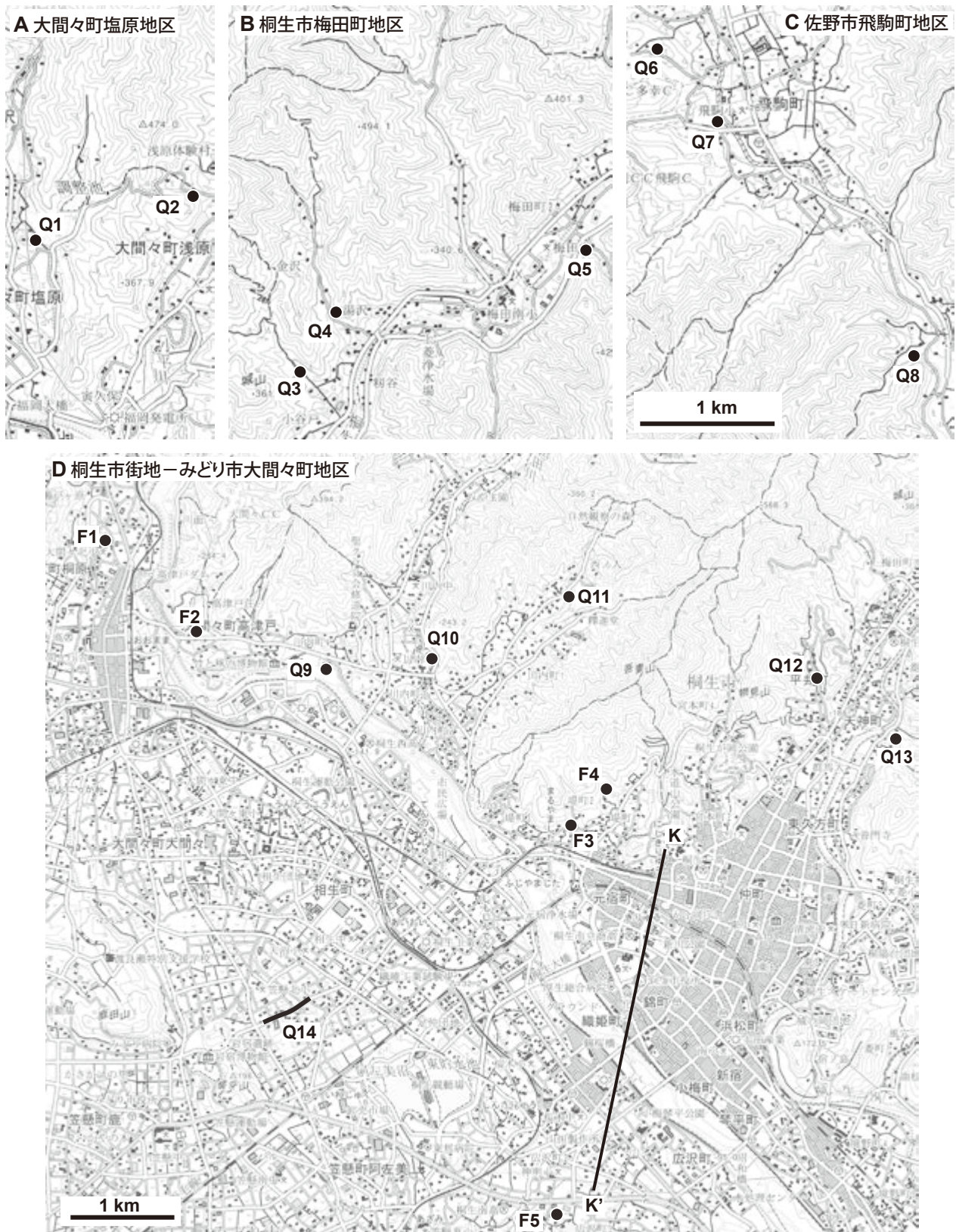
本地域の地表に分布する第四系は、赤城火山噴出物を除くと、段丘堆積物と沖積層を主体としているが、その特徴は渡良瀬川の南西側に広がる大間々扇状地と渡良瀬川より東側の低地及び足尾山地内の支流河川沿いの低地・台地ならびに八王子丘陵周辺の小河川沿いで異なっている。そのため、大間々扇状地とその他の地域に分けて地層記載を行う。なお、大間々町塩原付近の渡良瀬川左岸(北東岸)地域では大間々扇状地の段丘面と対比で

きる面が分布するため、これらの地層は大間々扇状地地域に含めて記載する。また、大間々扇状地や渡良瀬川沿いの低地地下には最大層厚 100 m 以上に及ぶ第四系が埋積されており、それらについても既存文献資料を中心に触れる。第四系の層序関係図を第 7.1 図に示す。また露頭地点及びその番号と地下断面図作成位置を第 7.2 図に示す。

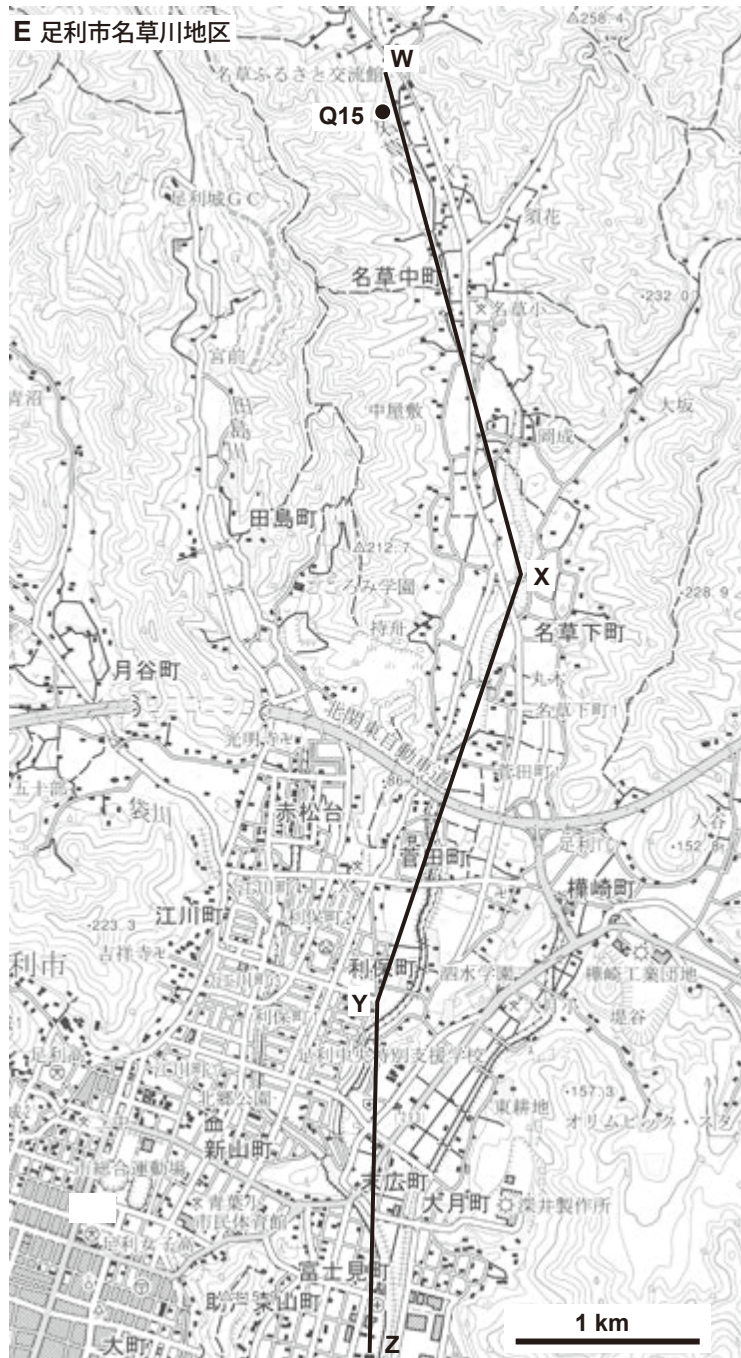
露頭調査で採取した軽石層については、プレパラートを作成して構成鉱物の観察を行うとともに、火山ガラス及び直方輝石の屈折率測定を行った。屈折率測定は、



第 7.1 図 「桐生及足利」地域内第四系の地質区分と層序関係
テフラの記号は本文参照。



第 7.2 図 第四系の露頭 (Q) 及び活断層の記載 (F) 番号及び地下断面図作成測線位置図
 基図は国土地理院発行 5 万分の 1 地形図「桐生及足利」の一部を使用。
 A) 大間々町塩原地区, B) 桐生市梅田町地区, C) 佐野市飛駒町地区, D) 桐生市街地-みどり市大間々町地区, E) 足利市名草川地区。



第7.2図(続き)

地質調査総合センター所有の株式会社古澤地質製屈折率測定装置MAIOT(古澤, 1995)を用いた。それらの結果は地質柱状図に示されている(第7.3図)。また有機質シルト・砂層中に挟まる木片・植物片を用いて放射性炭素年代測定を実施した(第7.1表)。測定は株式会社加速器分析研究所に依頼した。

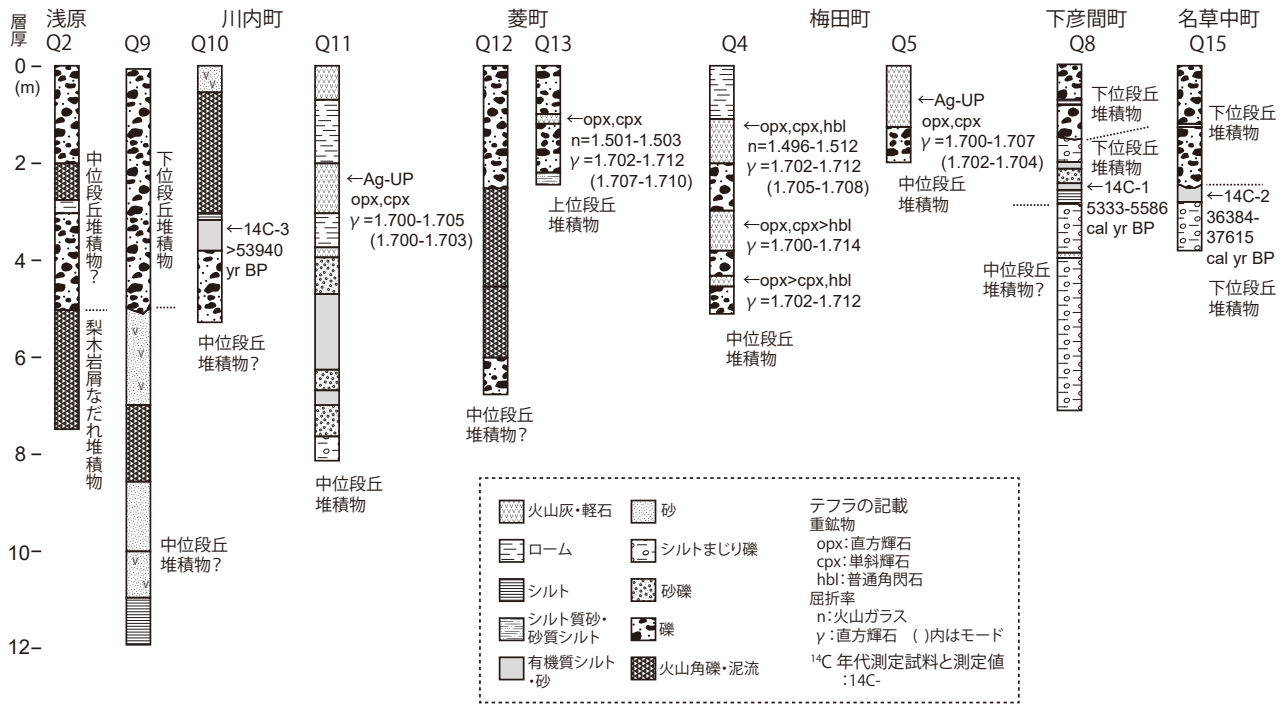
7.2 大間々扇状地地域

大間々扇状地は、第1章で触れたように、複数の段丘

面から構成されており(例えば, 澤口, 1971), それらに対応する地層を上位より, 桐原段丘堆積物, 岩宿段丘堆積物, 藪塚・大間々段丘堆積物, 相生段丘堆積物と呼ぶ。そのほかに, 早川などの扇状地を開析する河川に沿って細長く沖積層が分布している。

7.2.1 桐原段丘堆積物

桐原面は, 本地域内では北西部のみどり市大間々町桐原から南へ桐生市新里町新川, みどり市笠懸町西鹿田, 伊勢崎市間野谷町, 国定町, 田部井町にかけて分布する。



第 7.3 図 主な露頭における段丘堆積物の地質柱状図
地点は第 7.2 図参照。

第 7.1 表 段丘堆積物中の木片等の放射性炭素年代測定結果一覧
採取地点は、第 7.2 図参照。

測定番号	地点-試料番号	試料	$\delta^{13}\text{C}$ (‰) (AMS)	未補正年代		$\delta^{13}\text{C}$ 補正年代		暦年較正用 ^{14}C 年代 (yrBP)	暦年代(2 σ) (cal yrBP)
				Age (yrBP)	pMC (%)	Libby Age (yrBP)	pMC (%)		
IAAA-161547	Q8 14C-1	植物片	-25.66±0.29	4,760±30	55.26±0.18	4,750±30	55.33±0.18	4,754±26	5,333-5,586
IAAA-161548	Q15 14C-2	木片	-24.25±0.27	32,890±160	1.67±0.03	32,910±160	1.66±0.03	32,905±156	36,384-37,615
IAAA-182504	Q10 14C-3	木片	-26.49±0.24	>53,940	<0.13	>53,940	<0.13	>53,940	

分析者：株式会社加速器分析研究所，処理方法：酸-アルカリ-酸(AAA)，Libby半減期：5568年，pMC：percent Modern Carbon
暦年較正年代計算：IntCal13データベース(Reimer *et al.*, 2013)，OxCalv4.3較正プログラム(Bronk Ramsey, 2009)

段丘面は早川やその支流河川によってやや開析が進んでいる。桐原から北の渡良瀬川沿いにも、同じ段丘面と考えられているものが、みどり市大間々町塩原や上神梅などに分布する(澤口, 1971 の上位段丘面)。ただし、渡良瀬川沿いの段丘面は、地形勾配が急になり、その対比は、研究者間でやや異なっている(町田・大倉, 1959; 塩島・大内, 1978; 澤口, 1997; 竹本, 2008)。

桐原面を構成する段丘堆積物は、桐原や塩原で観察された露頭では、主として中礫〜巨礫(最大径 60 cm)サイズの安山岩を主とした亜円〜亜角礫層からなる。町田(1951)、澤口・中島(1996)によると、礫種はそのほかにジュラ系付加体の礫が 2 割程度含まれ、花崗岩礫もわずかに含まれる。礫層の層厚は、伊勢崎市香林付近で 15〜20 m とされている(澤口・中島, 1996)。既存ボーリング資料(例えば、群馬県, 2021a)によると、伊勢崎市国定

町〜田部井町付近で、礫層上面から 6〜10 m 程度下位に礫層の N 値がやや低くなる層準、あるいはシルトまじり礫層がみられ、下部の地層はさらに古い層準かもしれない。このように、本堆積物はほとんど礫層から構成されるため、澤口・中島(1996)は桐原礫層と呼んでいる(他の段丘面構成層も同様)。段丘面上には、層厚最大 6 m に及ぶローム層が載っていて、概して南へその層厚は薄くなる。その下部層準には赤城湯ノ口降下軽石層(新井, 1962; 町田・新井, 2003: Ag-UP)がみられ(例えば、新井, 1962; 澤口, 1971)、段丘面の離水年代は 5.5〜6 万年前頃と推定される(例えば、竹本, 2008)。

7.2.2 岩宿段丘堆積物

岩宿面は、八王子丘陵の北方、みどり市笠懸町阿佐美から桐生市相生町西部にかけて分布する。ボーリング調

査によると、岩宿面を構成する段丘堆積物は、主として径3 cm以下の中礫～細礫層で、層厚は1.5～2 m程度である(岩宿礫層：澤口・中島, 1996)。また礫層中に赤城鹿沼降下軽石層(新井, 1962；町田・新井, 2003：Ag-KP)あるいはその二次堆積物が挟まれている(澤口・中島, 1996；産業技術総合研究所, 2018)。また岩宿(地点Q14：第7.2図D)でのボーリング調査では、活断層の太田断層(熊原・近藤, 2009：詳細は第8章参照)を挟んでその西側には、砂礫層の上に、層厚50 cm程度の中礫～大礫サイズの安山岩礫を主体とする泥流状の地層が重なり、それらを始良-Tn火山灰(町田・新井, 2003：AT)を含む暗色帯土壌を挟むローム層が覆っている。砂礫層の下位には、層厚1 m程度のローム層があり、その中部に榛名八崎降下軽石層(新井, 1962；町田・新井, 2003：Hr-HP)が挟まり、上部にはところにより赤城鹿沼降下軽石層が挟まっている(産業技術総合研究所, 2018)。したがって岩宿段丘堆積物の年代は、4万年前頃と推定される。岩宿段丘堆積物下位のローム層よりさらに下位には、礫径20～30 cmの安山岩礫を主体とし、火山灰・火山砂が基質を埋める地層がみられ、赤城火山の梨木岩屑なだれ堆積物(守屋, 1968)に対比される。

7.2.3 大間々及び藪塚段丘堆積物

大間々面は、みどり市大間々町の大間々市街地が載る面である。その南のみどり市吹上との境界付近には南西側が数m高い崖とマウンド状の高まりが存在するが、これは太田断層による大間々面の変形と考えられ(産業技術総合研究所, 2018)、それより南西につながる面は、そのまま南の藪塚面に連続し、両面はほぼ同時代に形成された段丘面と推定される。藪塚面は、桐原面と岩宿面及びその南の八王子丘陵に挟まれた形で、これらの段丘面よりも比高が低い位置に分布し、みどり市笠懸町鹿から南へ緩く高度を下げながらその分布幅を広げ、「桐生及足利」地域南端の太田市大久保町から寄合町付近にかけては東西幅7.5 kmに達している。また、渡良瀬川の左岸(東岸)側には、みどり市大間々町塩原付近に細長く大間々面に対比される段丘面(澤口, 1971の下位段丘面)が分布する。

大間々面を構成する段丘堆積物は、大間々町塩原や吹上では、大礫～巨礫サイズ(最大径1 m)の安山岩、チャート、泥岩などの円～亜角礫層を主体としていて、8 m以上の層厚を有する。澤口・宮崎編(2014)によると、安山岩の礫径は最大2 mに及ぶものがある。また、藪塚段丘堆積物(藪塚礫層)は、礫の最大径が50～60 cm以下と小さくなり、層厚は、伊勢崎市大原町付近で10～15 m程度である(澤口・宮崎編, 2014)。大間々面及び藪塚面上には1 m程度のローム層が覆っていて、その中には浅間板鼻褐色軽石層(新井, 1962；町田・新井, 2003：As-BP)が挟まれている(例えば、澤口, 1971)。したがって大

間々面・藪塚面の形成時期は3万年前頃と考えられる。

7.2.4 相生段丘堆積物

相生面は、渡良瀬川右岸(南西岸)に沿って、桐生市相生町から広沢町まで細長く分布している。北部では1段古い大間々面との比高はほとんどないが、南ほどその差が大きくなり、さらに岩宿面や梨木岩屑なだれ堆積物を作る斜面との間に崖を形成している。南東端では、沖積面との比高も小さくなり、八王子丘陵を刻む小河川から北東に広がる扇状地に覆われて段丘面はわからなくなる。

相生面を構成する段丘堆積物は、ボーリング資料(群馬県, 2021a)によると、中礫～大礫サイズの安山岩、チャート、花崗岩などの亜円礫主体層からなり、砂質層を挟むところもある。層厚は10 m以内である。段丘面上には場所によりローム層が薄く載っており、その中に浅間板鼻黄色軽石層(新井, 1962；町田・新井, 2003：As-YP)が挟まれていることから、相生面は1.5～1.8万年前頃に形成されたと推定されている(竹本, 2008；桐生地質の会編, 2012)。

大間々から相生町間では、相生面より新しい段丘面が少なくとも2面、渡良瀬川に沿って小規模に分布している(澤口・中島, 1996；熊原・近藤, 2008)が、地質図では未区分下位段丘堆積物として一括した。そのうちの天王^{てんのう}宿面と呼ばれる段丘は中礫～巨礫サイズの円～亜円礫から構成され、更新世のテフラはみられない(桐生地質の会編, 2012)。

7.2.5 大間々扇状地地域の沖積層

大間々扇状地地域に分布する沖積層は、西部の早川やその支流の桐原面と藪塚面との間にみられる低地、藪塚面と八王子丘陵との間にみられる細長い低地に分布する。これらは、谷底低地堆積物に分類した。ボーリング資料(群馬県, 2021a)によると、早川沿いの低地堆積物は、シルト層や細砂層が主体で、有機質の部分を伴うことがあり、層厚は数m以内である。また、早川の最上流域である早川貯水池南では、桐原段丘面上に右岸・左岸非対称な自然堤防帯が形成されている。左岸側の比高の高い自然堤防上には、古墳や縄文時代の遺物散布地があり(群馬県, 2021b)、少なくとも古墳時代には自然堤防が形成されていたと考えられる。

7.2.6 大間々扇状地地下の第四系

大間々扇状地の地下には、段丘面を構成する地層や沖積層の下位に、さらに古い第四系が存在する。尾崎(1966)、経済企画庁総合開発局国土調査課(1973)、国土庁土地局国土調査課(1979)、澤口(1985, 1996, 1997)、澤口・中島(1997)、群馬県(2021a)などをもとにまとめると以下ようになる。渡良瀬川に沿った桐生市相生町か

ら広沢町，さらにみどり市笠懸町阿佐美地域では，段丘堆積物の下位に梨木岩屑なだれ堆積物あるいは，その二次的な堆積物と考えられる火山角礫層-火山灰質の地層が分布する．深井戸資料では60～80 m以上の深度まで火山角礫層や泥流堆積物がみられる(澤口，1985；澤口・中島，1997)．また，ボーリングの基底深度約100 mまで礫層主体の地層が分布する地点もいくつかあるが，それらが梨木岩屑なだれ堆積物よりも下位層準にまで及んでいるのかはよくわからない．

八王子丘陵よりも西側の桐原面・藪塚面分布地域でも，段丘堆積物より下位に礫層主体でシルト層を挟む地層が広く分布している．みどり市東浦から太田市大原町の境界付近では，深度90～100 mで基盤岩の中新統藪塚層に到達している(澤口，1985；澤口・中島，1997)．さらに南へは基盤深度が深くなると考えられ，山口ほか(1996)による反射法地震探査断面でも，第四系と新第三系の境界と考えられる深度は徐々に南へ深くなっている．

南隣「深谷」地域内で，利根川に沿った範囲でのボーリング資料を並べた地下断面図(澤口，1996)をみると，深度200 mまで砂礫層とシルト主体層の繰り返しが見られる．関東平野中央部では，最終間氷期以前の地層が基本的には地下に順に重なっていて(関東平野中央部地質研究会，1994；水野ほか，2004；須貝ほか，2013)，利根川近傍の大泉町寄木戸で掘削したボーリング地点GS-2012-IZM(標高33.8 m；吉見ほか，2014)付近では，35万年前の地層の標高がおよそ-55 mになるモデルが示されている(納谷ほか，2014)．なお，GS2012-IZMコア(吉見ほか，2014)では，深度約28～35 mに安山岩礫や軽石，火山灰を含む泥流堆積物がみられ，梨木岩屑なだれ堆積物に対比される可能性がある．こうした地層の堆積速度を想定すると，大間々扇状地地下の深度100 mまでの第四系の年代は，中期更新世の範囲内であると推定される．

7.3 渡良瀬川北東側地域及び八王子丘陵周辺地域

渡良瀬川左岸(北東側)地域と八王子丘陵周辺地域では，渡良瀬川とその支流河川に沿って段丘堆積物や沖積層などの第四系が分布している．段丘堆積物はその面の比高や開析の程度によって大きくは上位・中位・下位に3区分できるが，支流河川や枝沢ごとに河床勾配や河川による浸食力が異なり，また小規模な扇状地堆積物や斜面崩壊・土石流堆積物などが段丘面上に重なっていることも多く，詳細な区分・対比は難しい．さらに，扇状地堆積物や土石流堆積物なども段丘化していることが多く，これらと段丘堆積物の区別も正確ではない．また，沖積面下の地層も，完新世の地層がどこまでなのか，区別が難しいことが多い．以下では，これらの地層の典型的な例を中心に述べる．

7.3.1 未区分上位・中位段丘堆積物

大間々扇状地地域の桐原段丘堆積物程度の段丘面の開析やローム層を載せるもの，及びもう少し古いが広域に最終間氷期の段丘面とされている程度の段丘面の保存や堆積物の締まり具合・風化の程度のもを未区分中位段丘堆積物，さらに比高が高く開析された面をもつものを未区分上位段丘堆積物とした．

未区分上位段丘堆積物は，桐生川流域の桐生市^{ひしまち}菱町二丁目と四丁目付近に極めて小規模に分布するほか，^{ひこま}彦間川上流域の佐野市^{ひこま}飛駒町に小規模に分布する．菱町四丁目の地点Q13(地点位置は第7.2図参照，以下同様)では，ジュラ系付加体の基盤岩を被って，中礫サイズのジュラ系付加体起源の角礫を主体とする層厚3 m以上の地層が分布する(第7.3図)．層厚15 cm程度の粗粒火山灰層が挟まれているが，その対比は不明である．

未区分中位段丘堆積物は，支流河川沿い各地に散在する．みどり市大間々町塩原(地点Q1付近)では，桐原面に対比される面よりもさらに高い段丘面があり，竹本・久保(1995)は梨木岩屑なだれ堆積物の上位に凝灰角礫層と砂層が成層している露頭を報告している．澤口・中島(1996)は，この地層を塩原泥流堆積物と呼び，梨木岩屑なだれ堆積物が再堆積したものと推定している．またこの堆積物の上位には層厚10 mほどのローム層が重なり，赤城湯ノ口降下軽石層(Ag-UP)よりも下位に10枚以上のテフラが認められている(竹本・久保，1995)．赤城火山斜面からの二次堆積物と考えられる地層は，この周辺から桐生市街地周辺にかけてみられる．大間々町浅原(地点Q2)では，梨木岩屑なだれ堆積物の上位に中礫～大礫サイズのチャートなどからなる亜角～角礫層が重なっているが，その間に火山灰質砂～シルト層と中礫サイズの安山岩礫主体の亜角礫層が挟まれている(第7.3図)．桐生市川内町四丁目の渡良瀬川北岸(地点Q9)では，層厚5 m程度の未区分下位段丘堆積物(中礫～巨礫サイズ(最大径50 cm)の安山岩，チャート礫などからなる円～亜円礫層)に覆われて，火山灰質砂～砂質シルト層を主体とし，細礫～中礫サイズの安山岩礫層を挟む層厚7 mほどの地層がみられる(第7.3図)．また，近傍の地点Q10では，ジュラ系付加体の泥岩起源の中礫～大礫サイズの角礫層の上に有機質砂質シルト層，さらに層厚2.5 mほどの中礫サイズの安山岩礫，軽石などを含む泥流堆積物が重なっている．有機質シルト層中の木片の放射性炭素年代は，53,000年以上前を示している(第7.3図，第7.1表)．桐生川に沿ってやや内陸に入った平井町の地点Q12でも，ジュラ系付加体起源のチャートなどからなる角礫層に挟まって層厚約3.5 m，基質を軽石まじりの火山砂が埋めた泥流状の角礫層がみられる(第7.3図)．

これらの地層の年代はよくわからないが，梨木岩屑なだれ堆積物に接するものは梨木岩屑なだれ堆積物に含め，それ以外の地層は，未区分中位段丘堆積物とした．

第7.1節で述べたように、桐生市街地南の渡良瀬川付近の地下にも、梨木岩屑なだれ堆積物とその二次堆積物あるいは別の泥流堆積物とみられる地層が分布している。

桐生市川内町一丁目の地点Q11付近では、植物化石を含む有機質シルトまじり砂層～シルト質砂層がみられ、薄い砂礫層を挟む(第7.3図)。この地層の上位には3枚以上のテフラが重なるが、中位の層厚約100cm、最大粒径1cmの軽石層は、重鉱物として直方輝石、単斜輝石を含み、直方輝石の屈折率 $\gamma=1.700\sim 1.705$ (モード1.700～1.703)と低いことが特徴である。この地域近傍で直方輝石の屈折率がこのように低いテフラは、赤城湯ノ口降下軽石層(Ag-UP)のみである(鈴木, 1990; 坂田・中澤, 2010)ことから、このテフラをAg-UPに対比した。そうすると、この地層の堆積年代は桐原段丘堆積物とほぼ同時期となる。

桐生川中流域の梅田町二丁目から菱町五丁目付近には、古梅田湖と呼ばれる湖沼域に堆積した平行葉理の発達した砂、シルト、軽石などの地層が分布している(桐生地質の会編, 2012)。地点Q5では、中礫～巨礫サイズ(最大径60cm)のジュラ系付加体起源の角礫からなる層にアバットして層厚1.2mほどの葉理の発達した細粒軽石～火山砂層が堆積している(第7.3図)。この重鉱物組成は直方輝石・単斜輝石が主体で、直方輝石の屈折率は $\gamma=1.700\sim 1.707$ (モード1.702～1.704)と低く、Ag-UPが水中堆積したものと考えられる。一方、やや下流の地点Q4では、中礫～巨礫サイズ(最大径60cm)のジュラ系付加体起源の亜角～亜円礫層があり、その間に2枚、上位に最低1枚の軽石層が挟まれている(第7.3図)。これらは重鉱物として直方輝石、単斜輝石が主体であり、直方輝石の屈折率は $\gamma=1.700\sim 1.712$ と広く、Ag-UPよりも古い、赤城行川降下軽石堆積物1～2、赤城水沼降下軽石堆積物1～16(鈴木, 1990; 町田・新井, 2003: Ag-NM1～Ag-NM2, Ag-MzP1～Ag-MzP16)のいずれかに当たると考えられる。桐生川ダムより上流域では、もう少し古い段丘面とみられるものが散在しており、梅田湖付近にはダムができる前には、泥岩、チャートなどからなる礫層とそれに重なる最大13mに及ぶローム層がみられた(新井, 1962; 桐生地質の会編, 2012)。梅田湖より北の桐生川西岸では、層厚2m程度、チャート、泥岩などの中礫～大礫からなる角～亜角礫層がジュラ系付加体を被って分布する。

彦間川上流域の佐野市飛駒町では小規模な盆地状の地形がみられ、2段の中位段丘面がみられる。ただし、ゴルフ場が隣接していて、正確な分布はつかめていない。新しいほうの面は地点Q6では層厚3m以上でチャートなどの中礫～大礫サイズの亜角礫主体層から構成される。直接の関係は不明であるが、近接層準に層厚150cm程度の発泡の良い軽石層が載っていて、重鉱物が普通角閃石を主体とすることから、赤城鹿沼降下軽石層(Ag-KP)

と考えられる。古い方の面を構成する地層は直接観察できなかったが、地点Q7ではその上のローム層中に3枚の軽石層を確認し、いずれも重鉱物として直方輝石、単斜輝石が多く、直方輝石の屈折率は $\gamma=1.701\sim 1.712$ の範囲を示した。そのため、これらは赤城行川～赤城水沼テフラ層準に当たると考えられる。

八王子丘陵の南西側山麓にも、中位段丘面が散在する。北部には岩宿面が分布することから、一部はその地層の続きと考えられるが、八王子丘陵を開析する小規模な河川によって形成されたものも含まれている。

7.3.2 未区分下位段丘堆積物

未区分下位段丘堆積物としたものは、大間々扇状地地域の大間々・藪塚面構成層形成期からさらに新しい時期に形成された段丘堆積物と推定されるが、特に完新世の段丘堆積物が含まれていると考えられる。山田川、桐生川、小俣川、松田川の流域及び名草川、彦間川の上流域は相対的に新しい時期の段丘面が広くみられ、逆に足利市街地周辺や八王子丘陵南側の低地では、扇状地性の段丘面が沖積面下に埋没するような形状を示している。後者では、基盤山地の山麓部にわずかな微高地が連なっていて古い集落はその微高地上に集まっているのが特徴であり、一部は扇状地堆積物に区分している。このような微高地では、露頭がほとんど存在しないために、どの時代の地層が分布しているのかよくわからない。そのため、支流河川の比較的上流部での露頭記載を行い、下流部については、主にボーリング資料をもとに検討した。

彦間川の上流域に属する佐野市下彦間町(地点Q8)付近では、彦間川の浸食により、その西の枝沢に沿った小規模な扇状地は段丘化している。この面を構成している地層は、新鮮なチャートなどの中礫～巨礫(最大径30cm)からなる亜角～角礫層で、薄いシルト層を挟み、層厚は2m程度である(第7.3図)。その下位には層厚1.5m程度の薄い有機質シルト層を挟む礫まじりシルト～砂層・中礫層があり、下部の有機質シルト層に含まれる植物片の放射性炭素年代はおよそ5,300～5,600年前を示す(第7.1表)。さらに下位には、薄い中礫～大礫層を挟む中礫まじりの淘汰の悪いシルト層があり、薄い軽石層をレンズ状に挟んでいる。この軽石層はかなり風化していることから、上位の年代測定をした地層とは大きな年代ギャップがあると思われ、未区分中位段丘堆積物に当たると判断した。

名草川上流域の桐生市名草中町の地点Q15付近でも、名草川河床付近を除いて小規模な扇状地は段丘化している。この面の構成層は、層厚2.5m程度で、中礫～巨礫サイズ(最大径40cm)のチャート主体の角礫層で、薄いシルト層を挟んでいる(第7.3図)。その下位には、中礫～大礫サイズの薄い角礫層を挟む礫まじりシルト層が1m以上みられ、その最上部に材化石を含む有機質シルト



第 7.4 図 渡良瀬川に沿って分布する未区分下位段丘堆積物の露頭
桐生市川内町四丁目(地点 Q9 の東方: 第 7.2 図 D 参照). 円～亜円礫を主体とする. ハンマーの柄の長さは約 35 cm.

層がレンズ状に挟まっている。この材の放射性炭素年代は約 3.6 万～3.8 万年前と求められた(第 7.1 表)。この露頭の少し西には一段高い段丘面が分布しており、下部の地層はこの段丘面を構成している地層の一部と推定した。

このように、未区分下位段丘堆積物とした地層が作る段丘面は、地域によっては 2～3 段あり、最も低い面は完新世に形成され、古い面は、大間々扇状地地域での大間々面・藪原面から相生面に相当すると思われる。また、堆積物は角礫～角礫層を主体とし、地域によっては薄いシルト層を挟み、あるいは礫を含む淘汰の悪いシルト層からなる。ただ、桐生市川内町付近の渡良瀬川に沿った地域では、相生面より新しい段丘面が 2～4 面あり、渡良瀬川本流が運んできた円～亜円礫を主体としている(澤口・中島, 1996; 熊原・近藤, 2008; 桐生地質の会編, 2012: 第 7.4 図)。

7.3.3 沖積錐及び小規模扇状地堆積物, 斜面崩壊及び土石流堆積物

沖積錐堆積物あるいは小規模扇状地堆積物としたものは、支流河川のさらに枝沢に沿って、周囲の斜面からもたらされた土砂が堆積したもので、緩傾斜面を形成し、支流河川あるいは本流河川に沿った低地との合流点付近で低地を作る水平に近い面へなだらかに移行する。このような面は、松田川や名草川にそって多くみられるほか、八王子丘陵の北東側斜面を開析する小河川が渡良瀬川低地と合流するあたりに広く分布する。一方、この緩斜面を支流あるいは本流河川が浸食している場合には、比高の低い段丘面を形成していて、それらの地層の多くを上述した未区分下位段丘堆積物に含めた。さらに緩斜



第 7.5 図 土石流堆積物の露頭
桐生市城山東方(地点 Q3: 第 7.2 図 B 参照). 最大径 1 m 以上の角～亜角礫を含む. ハンマーの柄の長さは約 35 cm.

面の出口付近で、低地を作る堆積物に埋積されている場合には、山地や丘陵の基部に沿って分布する幅の狭い微高地となっていて、特に足利市街地の周辺部によくみられる。これらの地形面を構成する地層は、周囲の山地・丘陵から供給された角礫層からなる場合が多いが、礫まじりの淘汰の悪いシルト層や土壌まじりの部分もある。

斜面の途中に崩壊跡を示す崖があり、その近くから谷底に堆積物がたまっているところや、比較的急傾斜な谷底に細長く堆積物が分布している場合、あるいは堆積物が厚く、地形面に凹凸がみられるような場合には、それらは斜面崩壊及び土石流堆積物として独立させた。しかし、扇状地堆積物との区別は明確ではなく、また、段丘化したこれらの地層は、未区分中位・下位段丘堆積物として扱っているものが多く、これらの地層の区分は厳密ではない。一部には後述する地すべり堆積物が斜面下に流れ下ったものも含まれる。山田川上流の川内町五丁目大崩地区に分布するものはこのようなものかもしれない。斜面崩壊・土石流堆積物が多く分布する地域は、足尾山地内の小平川、山田川上流域や桐生市菱町から梅田町にかけての桐生川北西斜面である。地層はジュラ系付加体からなる基盤岩の最大径 1 m 以上に及ぶ角～亜角礫からなる(第 7.5 図)。これらの地域に斜面崩壊・土石流堆積物が多い理由はよくわからないが、いずれも大久保断層(8.4.1 項参照)分布域の北側(隆起側)に位置している。

7.3.4 地すべり堆積物

地すべり堆積物は、山地や丘陵内にあり、移動距離が斜面崩壊・土石流堆積物に比べて小さく、地すべり移動体の原型があまり崩れていないものを示した。分布は主



第 7.6 図 地すべり堆積物の作る地形

桐生市桐生川ダムの西，梅田トンネル南出口付近から南西を望む，建物の手前と奥に地すべり地が広がる．右側の山麓部には小規模扇状地がみられる．

として空中写真判読に基づいているが，清水ほか(2004)も参考にした．それぞれの地すべり移動体の大きさはそれほど大きくはなく，桐生川上流の桐生川ダム西側に分布するもの(第 7.6 図)や，梅田町一丁目西方の大形山南斜面にみられるもので長径 300 m 程度である．そのほか，梅田湖東方の山地斜面や，菱町四丁目の桐生川の東側の山地内などに小規模の地すべり移動体が見られる．また，地質図には表現していないが，渡良瀬川より西の地域でも，桐生市新里町奥沢から早川貯水池北方の赤城火山斜面に小規模な地すべり地がいくつかみられる．

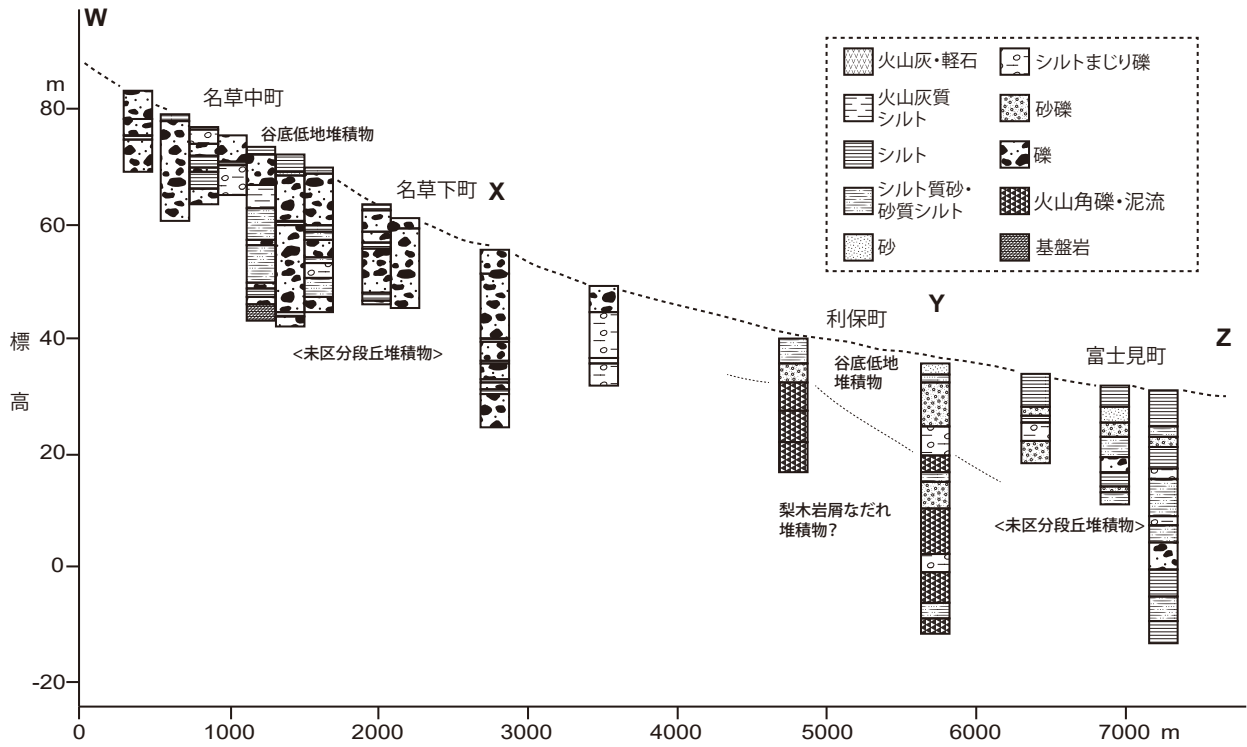
7.3.5 沖積層と低地地下の第四系

沖積層及び低地地下の第四系の特徴を，足利市の名草川に沿った地域と桐生市街地周辺を例にして示す．

栃木県(2021)などの既存ボーリング資料に基づき作成した，名草川に沿った地下地質断面を第 7.7 図に示す．上流域では，浅層部は垂角～角礫層主体であるが，深度 10 m 前後で礫まじりシルト層～シルトまじり礫層あるいは砂質シルト層などの記載が多くなる．上述した上流域での露頭観察に基づけば，最上位の礫層主体層が，現成の河川堆積物(地質図では主に谷底低地堆積物とした部分)と考えられ，その下のシルトまじりの地層は未区分下位段丘あるいは中位段丘堆積物に相当すると推定

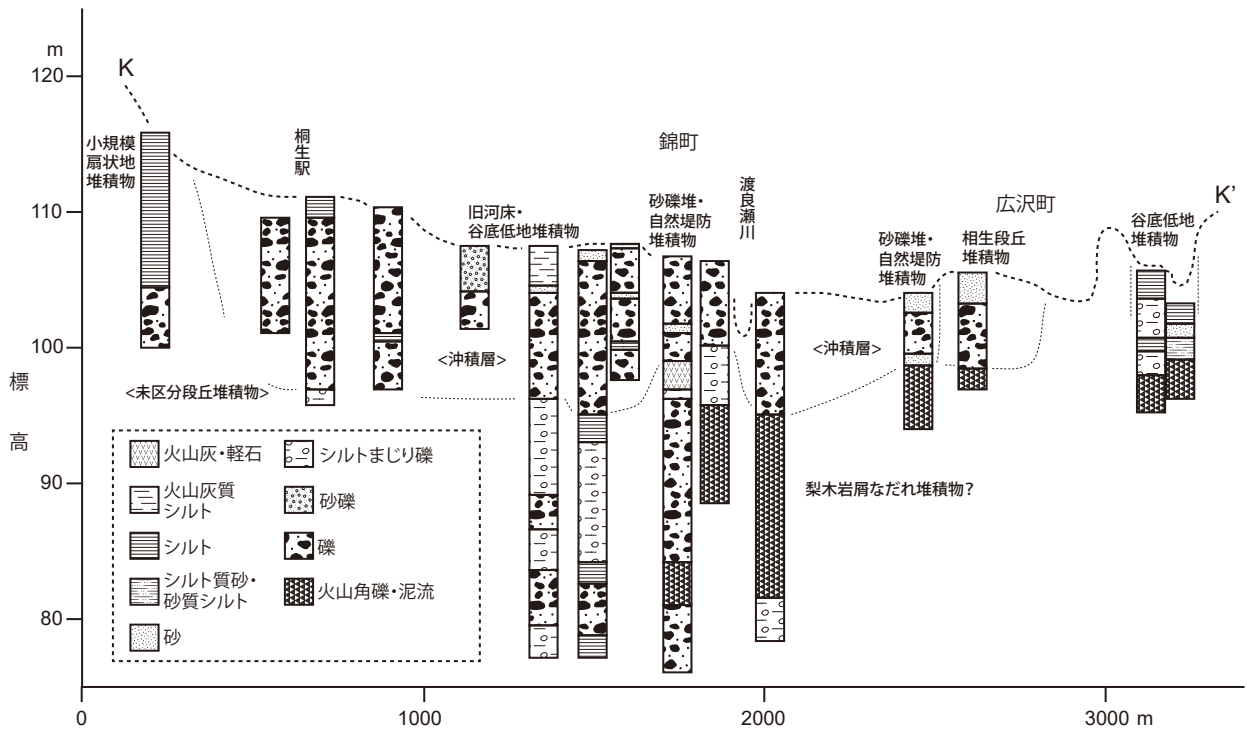
される．下流域になると礫層は細粒化し，最上部がシルト主体層となる．深度 10～15 m 程度より下になると礫まじりシルトなどの記載がみられるため，この深度付近から上位が沖積層(地質図で谷底低地堆積物とした部分)，下位は段丘堆積物に相当すると思われるが，具体的な年代を示す資料は得られていない．なお，足利市利保町付近では深度 10～20 m 以深のボーリング柱状図に凝灰質角礫岩，礫まじり凝灰質粘土などの記載がみられ，梨木岩屑なだれ堆積物に相当するものが分布している可能性がある．さらに下流域では，深部はシルト層が主体となっている．東方の足利市街地北部の総合運動公園付近などでは，深度 45 m 程度までシルト主体層と礫層との互層がみられる．また，渡良瀬川沿いの足利市緑町付近では，北部では最深度 60 m 程度までシルト層と砂礫層の互層であるが，渡良瀬川に近づくると急激に礫層に側方移化し，深度約 35 m まで礫層が確認されている(例えば，栃木県，2021)．

群馬県(2021a)などをもとに作成した桐生市街地からその南へ渡良瀬川を横断する低地の地下断面図を第 7.8 図に示した．桐生市街地をはじめ，渡良瀬川に沿った低地は，古い空中写真判読や迅速測図に基づく，自然堤防や砂礫堆と考えられる微高地とその間の旧流路と考えられる低地が網状に分布し，古い集落はほとんどが自然堤防あるいは砂礫堆上に立地している．このような微高



第 7.7 図 足利市名草川に沿った地下地質柱状断面図

測線位置は第 7.2 図 E 参照。相原・小鯛 (1965a, 1965b), 尾原ほか (1965), 栃木県 (2003), 栃木県 (2021) などをもとに作成。



第 7.8 図 桐生市街地から渡良瀬川南岸に及ぶ範囲の地下地質柱状断面図

測線位置は、第 7.2 図 D 参照。群馬県 (2021a) などをもとに作成。

地と旧流路の分布は、本地域の範囲では、桐生市街地の西端から渡良瀬川に沿って足利市街地の西までみられる。ボーリング資料と合わせると、自然堤防あるいは砂礫堆積物はほとんど礫層から構成され、中礫～巨礫サイズ(最大径 50 cm)の安山岩、チャート、花崗岩などの亜円礫主体層で、類似した地層は深度約 10 m まで続く。旧河道となっているところには、表層 2 m 程度の深度まで砂層や砂質シルト層があり、部分的に有機質シルトの部分もみられる。地質図では、1947～1948 年頃の空中写真で河床となっていたが、現在は埋め立てられたり、堤防によって河川敷外にされた範囲の地層を旧河床堆積物、それ以外の旧河道に堆積した地層を谷底低地堆積物に含めた。上述した礫層の下位には、既存ボーリング柱状図によると礫まじりシルト層やシルトまじり礫層あるいは火山灰・軽石層の記載があり、段丘堆積物に相当すると推定されるが、具体的な年代は不明である。測線最北部では基盤岩からなる丘陵基部に扇状地状の緩傾斜面

があり、そのボーリング資料は、最上部 10 m 程度がシルト層となっている。南側の自然堤防・砂礫堆積物の礫層主体層とはかなり層相が異なることから、この部分にだけ相対的に古い堆積物がみられ、沖積層の礫層に埋積されていると推定した。また、渡良瀬川に沿った地域では、既に述べたように梨木岩屑なだれ堆積物あるいはその二次堆積物とみられる泥流状の地層が分布している。深井戸資料(例えば、尾崎, 1966; 澤口・中島, 1997)によると、第四系と考えられる地層は、渡良瀬川沿いで 90 m 以上、また桐生市街地北部の天神町でも約 90 m あり、砂礫層や礫まじりシルト層などからなるが、梨木岩屑なだれ堆積物より古い層準にまで及ぶ可能性が高い。

なお、現在の渡良瀬川に堆積している地層は、現河床堆積物としたが、砂礫層を主体としている。これらの砂礫層などの状況については、小玉(1994)など、いくつかの研究がある。

第8章 活断層

(水野清秀)

8.1 概要

本地域内には、大久保断層と太田断層の2種類の活断層がある。大久保断層は本地域の北西部に存在する。ほぼ東西の走向を持つ数本の断層に分かれ、段丘面を変形させていると推定される。太田断層は渡良瀬川の西に位置する。北西-南東方向に延びると推定され、部分的には段丘面を変位させているが、連続性や正確な位置が不明である。

本報告では、大久保断層は存在不確定、位置正確(活断層だとすればその位置は低崖の基部)の活断層として表現した。太田断層は3種類(存在確定、位置ほぼ正確; 存在確定、位置推定; 存在不確定、位置正確)で表現した。

8.2 大久保断層

大久保断層は、赤城火山南斜面上の桐生市新里町板橋(西隣「前橋」地域内)から大久保、みどり市大間々町桐原、さらにみどり市大間々町高津戸から桐生市川内町にかけての地域、東西約7kmの範囲に分布する。一般走向N70°Wで北側隆起の2,3本の断層からなるとされた(松田ほか, 1977)。松田ほか(1977)では、位置図が小縮尺であるため正確な断層位置が押さえられないほか、大久保地区で断層露頭が記載されているがその正確な位置はわからない。一方、熊原・近藤(2008)は、詳細な地形区分と断層変位地形を示した。今泉ほか編(2018)の詳細地図では、断層の位置は桐原地区より西側のみ示されているが、それらの一部は、熊原・近藤(2008)とは異なっている。筆者は、空中写真判読と現地調査をもとに、断層の位置を推定して地質図に示したが、熊原・近藤(2008)や今泉ほか編(2018)とも異なる位置となっているところがある。すなわち、断層崖と考えられるものは比高が小さく、また連続性に乏しいため、その認定は困難である。また、断層や地層の変形、基盤岩中の破碎帯の露頭など、断層が存在する直接的な証拠は見いだせなかった。しかし、直線的に続く低崖は、単なる段丘崖や組織地形とは考えられず、活断層(存在不確定、位置正確)として扱う。これまで活断層と認定されていなかった桐生市街地の北縁にも、同様の変位地形を認めたので、活断層(存在不確定、位置正確)とする。なお、地震調査研究推進本部地震調査委員会(2015a)は、単位変位量に基づく



第8.1図 大久保断層の低断層(撓曲)崖と推定される崖
みどり市大間々町桐原(地点F1: 第7.2図D参照)。
大間々面上に、比高2mほどの低崖が形成されている。北方を望む。

モデルから断層の長さが20km程度以上の可能性があるとし、大久保断層が渡良瀬川の北東側で足利市の西部まで南東方向に延長される可能性を示している。

桐生市新里町早川貯水池の南縁を通るほぼ東西走向で北側隆起の低断層崖は、熊原・近藤(2008)に示されており、これを活断層(存在不確定、位置正確)とした。早川貯水池の北西で火山斜面を変位させる北側隆起の低断層崖は明瞭であり(熊原・近藤, 2008; 今泉ほか編, 2018)、その少し北に平行にある短いリニアメントとともに活断層(存在不確定、位置正確)とした。この周辺地域では、南側が隆起した逆向き低断層崖と推定される長さ数100m程度の低崖がいくつかあり、今泉ほか編(2018)では国道353号に沿ったものを推定活断層としている。一方、熊原・近藤(2008)ではそれを示しておらず、本地質図には示さなかった。大間々町桐原では、桐原面及び大間々面を変位させる撓曲崖と考えられるものが示されていて、変位量は5~10m程度とされている(熊原・近藤, 2008)。大間々面上の地点F1(第8.1図)では崖の高さは2~3m程度あり、段丘崖とするには渡良瀬川と大きく斜交すること、上位に新しい扇状地・崖錐堆積物などが載っているとするには、崖が直線的すぎることから、低断層(撓曲)崖と推定した。このリニアメントの延長は早川貯水池の北部まで続くため、この範囲まで活断層(存

在不確実、位置正確)として図示した。

渡良瀬川東岸の大間々町高津戸から桐生市川内町四丁目付近にかけては、北側の基盤山地と下位段丘面分布域との境界にそって、東西走向の断層崖と考えられる崖が約2 km連続する(熊原・近藤, 2008)。高津戸(地点F2付近: 位置は第7.2図D参照)では、下位段丘面上の段差は2~3 mあり、北側隆起を示す。この南側にも、下位段丘面上に東西走向の短い低崖が2本あるが、連続しないため、侵食(段丘)崖と推定される。

桐生市街地北西端の堤町三丁目から堤町一丁目にかけて、ほぼ東西から北東-南西走向の北側隆起を示す低崖が雁行して存在する。堤町二丁目(地点F3: 第7.2図D)では、扇状地面上に約2 mの段差が生じていて、崖はより古い段丘面上にも続くため低断層崖と推定した。地点F4(第7.2図D)でも、未区分下位段丘面上に北側が2 mほど高い段差が生じていて、低断層崖と推定した。

桐生市新里町周辺では、遺跡調査から、弘仁9年(西暦818年)の大地震により生じたと考えられる地割れ跡や斜面崩壊堆積物などが多数見つかっている(例えば、能登ほか, 1990; 早川ほか, 2002; 早田ほか編, 2018)。これらの地震跡の分布は、大久保断層に近接しているものが多い。大久保断層の活動時期については明らかにされていないが、大久保断層の活動との関係について明らかにする必要性が指摘されている(例えば、熊原・近藤, 2008)。また、第7章で触れたように、足尾山地内で、斜面崩壊・土石流堆積物の分布が相対的に高い地域が、大久保断層の北側に位置していることは、大久保断層の活動と関係がある可能性を示している。

8.3 太田断層

太田断層は、熊原・近藤(2009)によって命名され、みどり市笠懸町の鹿田山東方から南東へ八王子丘陵の東端部を経て、南隣「深谷」地域内の範囲になる太田市街地東部へ、さらにそこから方向を南へ変え、太田市龍舞町から利根川北岸の千代田町新福寺、舞木に至る、長さ約26 km、南西~西側が相対的に隆起した、活断層である(例えば、Kumahara, 2015; 産業技術総合研究所, 2018; 今泉ほか編, 2018)。太田市龍舞町付近では変位地形が明瞭であり、この近傍でのトレンチ調査及びボーリング調査と、みどり市笠懸町岩宿でのボーリング調査によって、断層による第四系の変位が確認された(熊原・近藤, 2009; 熊原, 2013; 産業技術総合研究所, 2018)。太田市地域では、既に澤口(1996)が地形とボーリング資料の解析から、大泉崖線と呼ぶ低断層崖の存在を指摘している。地下の地層にも落差が生じていることを示している。

本地域内では、空中写真判読によって、低断層崖と考えられる地形がいくつかみられる。みどり市笠懸町吹上では、藪塚面(大間々面)上に撓曲崖がみられ(産業技術総合研究所, 2018)、その南西側には北西-南東方向に伸びた緩やかな高まりができていて、その少し南東側の笠懸町岩宿では岩宿面上に撓曲帯がみられ、近傍でのボーリング調査(地点Q14: 第7.2図D)によると、岩宿段丘堆積物に6 m程度の上下変位が認められている(産業技術総合研究所, 2018)。ただ、その測線で実施されたS波反射法地震探査では、地下の断層構造は不明瞭であった



第8.2図 太田断層の低断層崖と推定される崖
桐生市広沢町三丁目(地点F5: 第7.2図D参照)。
扇状地面上に比高2~3 m程度の低崖が形成されている。家がのる面の手前の崖、南方を望む。

(産業技術総合研究所, 2018). これらは活断層(存在確実, 位置ほぼ正確)として図示した.

みどり市笠懸町阿佐美から桐生市広沢町四丁目にかけて, 空中写真の判読では, 東西ないし西北西-東南東方向の低断層崖とみられる変位地形が, 梨木岩屑なだれ堆積物や扇状地面上にみられたが, 人工改変に伴って多くはわからなくなっている. ただ, 広沢町三丁目の扇状地上には, 南側隆起の比高2~3 mの低崖が残っていて(第7.2図Dの地点F5: 第8.2図), 断層崖と推定した. 地質図上では活断層(存在確実, 位置推定)として示した. このほか, 広沢町六丁目から広沢町七丁目にかけて北西-南東方向の扇状地面の撓曲帯や下位段丘面を切る低断層崖と思われる地形がみられるが, 明らかではない. これらについては, 活断層(存在不確実, 位置正確)とした. さらにその南東延長が, 「深谷」地域内の太田市龍舞町の撓曲崖へどのように続くのかは不明である. 今泉ほか編(2018)では, 八王子丘陵北東端の基盤岩分布の端をつなぐような形で推定断層の位置を示していて, 本地域

最南端では太田市丸山町の集落の西部を通る. 熊原(2018)は, 「深谷」地域最北部の太田市東今泉町での大道西遺跡の発掘調査報告書(群馬県埋蔵文化財調査事業団編, 2010)から道路跡の側溝が右ずれ変形していることを指摘し, 地形から推定される断層の通過位置はその200 m東で, この変形は断層上盤側に生じた側方流動である可能性を述べている.

熊原(2013, 2018), Kumahara(2015)は, 太田市龍舞町でのトレンチ調査の結果から, 断層の最新活動時期は西暦540~980年とし, その時の垂直変位量は1.2 m以上とした. そしてこの断層活動が西暦818年の大地震を引き起こした可能性を指摘している. 地震調査研究推進本部地震調査委員会(2015b)は断層の活動時期の解釈に幅を持たせ, 変形した浅間板鼻黄色軽石層(As-YP)と水平な地層に挟まる浅間B軽石層(As-B)の年代から, 約16,000年前以後, 西暦1108年以前であった可能性があるとした.

第9章 応用地質

(伊藤 剛)

9.1 金属及び非金属資源

足尾山地では銅をはじめとした金属鉱床が広く存在し、古くから採掘が行われてきた(例えば, 村上, 2006). 「桐生及足利」地域を含む足尾山地南西部においては、多くのマンガン鉱床の存在が記されている(例えば, 吉村, 1952, 1969; 渡辺, 1957; 地質調査所鉱石課, 1959; 原嶋・渡辺, 1963; 新井, 1964; 須藤, 1998; 群馬県立自然史博物館, 1999a, b; 桐生地質の会編, 2012). ただし、現在稼働中の鉱山は存在しない. 地質図上には、渡辺ほか(1957)及び新井(1964)により示されている鉱山を記した. 桐生川の周辺にはかつて多くのマンガン鉱山が存在しており、その支流では採掘口とみられる坑口が多くみられる(第9.1図). 桐生川の支流にあたる茂倉沢(桐生市菱町)は代表的なマンガン鉱山として知られるとともに、ここで発見された長島石(Nagashimalite: $Ba_4(V^{3+}, Ti)_4[(O, OH)_2Cl|Si_8B_2O_{27}]$)及び鈴木石(Suzukiite: $Ba_2V_2^{4+}[O_2|Si_4O_{12}]$)が新鉱物として記載された(Matsubara and Kato, 1980; Matsubara *et al.*, 1982). 渡辺ほか(1957)によれば、マンガン鉱床の多くはチャート層中に存在するとされる. 本報告で示す地質図上では、そのほとんど

がジュラ系付加体(足尾帯)の黒保根-桐生コンプレックスの分布域に位置する.

宇都宮ほか(1961)は桐生市梅田町の桐生川流域において砂鉄(砂鉄)の分布を認めている. 地質図上では、黒保根-桐生コンプレックスの泥岩の分布域にあたる. しかし、これまでに採掘は行われていない.

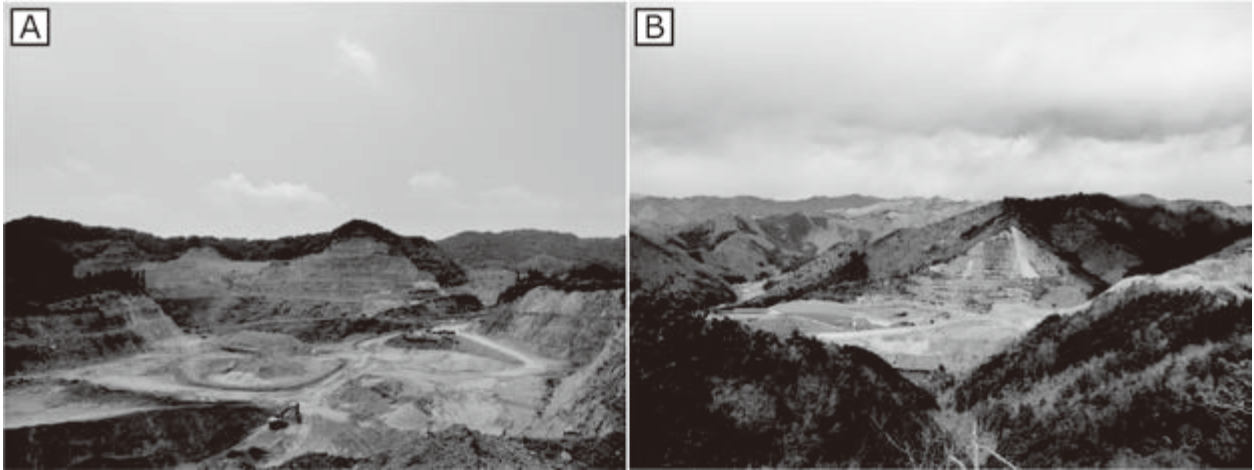
9.2 採石資源及び石材

現在、足尾山地や八王子丘陵の複数地点で採石が行われている(第9.2図). 「桐生及足利」地域内の足尾山地で現在稼働中の採石場は、みどり市大間々町塩原・同市大間々町上神梅・同市大間々町小平ならびに足利市小俣町に存在する. 八王子丘陵では、桐生市広沢町に稼働中の採石場がある. これらの採石場では、チャート・砂岩・玄武岩類などが採取されている.

佐野市飛駒町の万山鉱山において珪質粘土岩が砥石として採掘されていた(Sashida *et al.*, 1992; 元木・指田, 2004; 茂木, 2021). 柳本(2000)は飛駒砥と呼ばれる砥石の存在を記しており、この万山で採掘された砥石を指していると思われる. また、林(1964)は、京都北西を主産



第9.1図 坑口とみられる穴
桐生市菱町, 桐生川支流の茂倉沢.



第9.2図 採石場

(A) 桐生市広沢町，明盛宏産広沢工場構内。(B) 足利市小俣町，イズム鉱業小俣工場構内。



第9.3図 藪塚石の石切場

太田市藪塚町，太田藪塚石切場跡。

地とする砥石「鳴滝砥」と類似する岩石が，桐生市梅田町や佐野市飛駒町から産出し広く販売されていると記している。詳細な採取地点は不明であるが，これも本地域で採掘された砥石であると考えられる。茂木(2021)は万山以外においても砥石の存在を指摘しているが，万山以外では継続的な砥石の採掘地はない。

渡辺ほか(1957)によれば，足尾山地北部の^{せうり}沢入型花崗岩類は「渡良瀬みかげ」と呼ばれる石材として利用されている。「桐生及足利」地域内の，上部白亜系深成岩類の足利岩体(黒雲母花崗閃緑岩)も同様の目的で採掘されていた(小山，1921；渡辺ほか，1957)。

八王子丘陵の茶臼山西方では、「藪塚石」と呼ばれる石材が採掘されており(新井，1964)，現在では石切り場の跡地がみられる(第9.3図)。現地のご案内板の記述によると，明治36年(西暦1903年)に会社が設立されたのに伴い採掘が本格化され，昭和30年(西暦1955年)に採掘が終了した。第5.4.2節で記したように，「藪塚石」は新第三系中新統藪塚層の軽石火山礫凝灰岩である。

9.3 温泉・鉱泉

本地域において，代表的な温泉としては八王子丘陵の

第9.1表 「桐生及足利」地域における温泉・鉱泉一覧

引用元：*1：栃木県(1986)；*2：金原(1992)；*3：飯島・吉川(1994)；*4：金原(2005)；*5：桐生保健所福祉事務所；*6：安足健康福祉センター；*7：<http://2000y.biz/index.html>, 2021年9月6日確認；*8：現地での表記。

名称	市町村	温度	湧出量	泉質	引用元
桐生温泉	桐生市広沢町	不明	不明	単純温泉	*5
鶴が谷温泉	桐生市新里町	25℃	93 l/min	不明	*2, *4
大間々町温泉	みどり市大間々町桐原	不明	不明	ナトリウム・カルシウム-塩化物温泉	*5
桐生新里温泉	みどり市大間々町下神梅	不明	不明	アルカリ性単純温泉	*5
笠懸町温泉	みどり市笠懸町	不明	不明	ナトリウム-硫酸塩温泉	*5
藪塚温泉	太田市藪塚町	15.0℃	112.6 l/min	ナトリウム-カルシウム冷鉱泉	*2, *4
厳理水源泉(藪塚温泉)	太田市藪塚町	18℃	不明	不明	*3
藪塚館の源泉(藪塚温泉)	太田市藪塚町	16℃	不明	不明	*3
福寿館の湯の源泉(藪塚温泉)	太田市藪塚町	不明	不明	不明	*3
仮称足利温泉	足利市松田町	30.0℃	不明	単純温泉(弱アルカリ低張性温泉)	*6
地蔵の湯	足利市葉鹿町	17.5℃	30.0 l/min	メタケイ酸を含む冷鉄泉	*6, *8
足利温泉(パンサラッサのうみ)	足利市名草上町	29.1℃	210.2 l/min	単純温泉(弱アルカリ低張性温泉)	*7, *8
小俣温泉	足利市小俣町	15.5℃	10 l/min	アルミニウム硫酸塩泉	*1, *2, *4

藪塚温泉が挙げられる。藪塚温泉は行基上人(西暦668年～749年)により開かれたと伝えられており(太田市, <https://www.city.ota.gunma.jp/sangyou-kankou/kankou-tokusan/yabuduka.html>, 2021年4月26日確認), 現在でも複数の宿泊施設で使用されている。藪塚温泉も含めた本地域内の温泉及び源泉一覧表を第9.1表に示す。単純泉のほか、アルカリ性から酸性まで、多様な泉質の源泉がみられる。なお、大間々町温泉と桐生新里温泉については源泉の位置が不明のため、地質図には表現していない。藪塚温泉については、他の源泉を省いて地質図上では1ヶ所のみ示した。また、「桐生及足利」地域北西部の水沼駅(わたらせ渓谷鐵道)には水沼駅温泉センターがあるが、その源泉は地域外にあたる猿川沿いの猿川温泉であるため表には示していない(水沼駅温泉センター, <http://www.mizunuma-sb.com/index.shtml>, 2021年4月26日確認)。

9.4 地質災害

弘仁9年(西暦818年)に起きた弘仁地震により、赤城火山の南麓において地割れや地すべりなどの地質災害が発生した(群馬県新里村教育委員会, 1991)。赤城山南麓において、地割れ跡や斜面崩壊堆積物などが多数見つかった(例えば、能登ほか, 1990; 早川ほか, 2002; 早田ほか編, 2018)。群馬県新里村教育委員会(1991)によれば、「桐生及足利」地域内での地震災害遺跡として、桐生市新里町武井の小沢遺跡、同市新里町奥沢の大日遺跡、みどり市大間々町桐原の瀬戸ヶ原遺跡、同市笠懸町鹿田の神社裏遺跡・和田遺跡・清水西丘遺跡が示されている。

群馬県新里村教育委員会(1991)の記述に基づく、それぞれの遺跡において認められた地質災害とその推定発生時期は以下のとおりである。小沢遺跡では地割れが認

められ、出土遺物からその発生時期は8世紀の後半以降と推定されている。大日遺跡では断層地形のほか、地割れや山崩れ堆積土が認められている。山崩れ堆積土が覆う軽石層の年代から、地震の発生時期は6世紀後半以降と推定されている。瀬戸ヶ原遺跡では地割れと地すべりが認められており、周辺の住居跡との関連などから、地割れの発生時期は6世紀後半から10世紀前半の間、地すべりの発生時期は10世紀後半以前であると推定されている。神社裏遺跡では断層が、和田遺跡と水西丘遺跡では地割れが認められている。これらの発生時期について詳細は不明であるが、おおむね古墳時代以降とされる。

9.5 観光資源

本地域内における地質学的な観光資源として、「名草の巨石群」・「高津戸峡」・「小平鍾乳洞」・「鳴石」について述べる。

名草の巨石群は足利市名草上町周辺の名草巖島神社の北西部に位置し、足利岩体(黒雲母花崗閃緑岩)(第4章参照)の巨礫がみられる(第9.4図A, B)。国指定文化財等データベース(<https://kunishitei.bunka.go.jp/heritage/detail/401/482>, 2021年4月26日確認)によれば、「名草村辨天澤ノ中ニ在リ 粗キ節理ヲ有スル粗粒ノ花崗岩ガ節理ニ沿ヒテ風化シ次デ水ノ洗フ所トナリテ遂ニ節理間ノ核心部ノミガ巨石ノ累積トナリテ残りタルモノナリ 粗粒花崗岩ニ特有ナル風化状態ヲ示セルモノトシテ代表的ノモノナリ」と記述されており、粗粒の花崗岩に特有のたまねぎ状風化(同心円状に割れていく風化)を示す代表例として昭和14年(西暦1939年)9月7日に国指定の天然記念物に指定された。

高津戸峡はみどり市大間々町高津戸に位置する。ここでは大間々コンプレックスの泥質混在岩(第9.4図C, D)



第9.4図 観光資源の写真

(A, B) 国の天然記念物に指定された「名草の巨石群」, 足利市名草上町. (C, D) 高津戸峡, みどり市大間々町高津戸.
 (E, F) 鳴石, 足利市小俣町.

が渡良瀬川によって浸食されて峡谷を形作る。高津戸峡は、関東の耶馬溪ともいわれ、紅葉の名所でもある(みどり市, <https://www.city.midori.gunma.jp/www/contents/1000000001026/index.html>, 2021年4月26日確認)。高津戸橋とはねたき橋の間には遊歩道が整備されており、甌穴(ポットホール)などがみられるほか、大間々コンプレックスの泥質混在岩が観察できる(伊藤, 2021bの第14図)。

小平鍾乳洞は、みどり市大間々町小平にある。大間々コンプレックスの炭酸塩岩類からなり、洞内に入ること

ができる。この鍾乳洞は昭和59年(西暦1984年)に発見され、その全長は93 mである(小平の里, <http://www.odairanosato.com/shounyudo/>, 2021年9月6日確認)。

鳴石は、足利市小俣町の県道218号沿いに位置する。直径4 m程度の楕円球状のチャートであり(第9.4図E)、大同3年(西暦808年)に石尊山せきそんざんの山頂から猿により運ばれたという伝承が残る(第9.4図F)。実際に石尊山の山頂周辺には再結晶化の著しい灰色～明灰色の層状チャートが露出しており、特徴としては鳴石のチャートと類似する(伊藤, 2021d)。

文 献

- 阿久津 純 (1955) 宇都宮周辺の関東火山灰層と河岸段丘. 宇都宮大学学芸学部研究論集, no. 4, 33-46.
- 阿久津 純 (1957) 宇都宮付近の関東ローム (火山灰) 層. 地球科学, no. 33, 1-11.
- 相原輝雄・小鯛桂一 (1965a) 御厨工業団地 (足利). 栃木県内各工業団地地質地盤調査報告書 (矢板, 鹿沼, 上三川, 足利, 各工業団地). 栃木県企画部開発課, 69-92.
- 相原輝雄・小鯛桂一 (1965b) 大月・助戸工業団地 (足利). 栃木県内各工業団地地質地盤調査報告書 (矢板, 鹿沼, 上三川, 足利, 各工業団地). 栃木県企画部開発課, 93-117.
- 相沢忠洋 (1957) 赤城山麓における関東ローム層中諸石器文化層の位置について. 第四紀研究, 1, 17-22.
- Albert, P. G., Smith, V. C., Suzuki, T., Tomlinson, E. L., Nakagawa, T., McLean, D., Yamada, M., Staff, R. A., Schlolaut, G., Takemura, K., Nagahashi, Y. and Kimura, J. -I. (2018) Constraints on the frequency and dispersal of explosive eruptions at Sambe and Daisen volcanoes (South-West Japan Arc) from the distal Lake Suigetsu record (SG06 core). *Earth-Science Reviews*, 185, 1004-1028.
- 青木かおり・入野智久・大場忠道 (2008) 鹿島沖海底コアMD01-2421の後期更新世テフラ層序. 第四紀研究, 47, 391-407.
- Aono, H. (1985) Geologic structure of the Ashio and Yamizo Mountains with special reference to its tectonic evolution. *Science reports of the Institute of Geoscience, University of Tsukuba. Section B, Geological Sciences*, 6, 21-57.
- 新井房夫 (1956) 赤城火山西南部の関東ローム. 地球科学, no. 28, 23-30.
- 新井房夫 (1962) 関東盆地北西部地域の第四紀編年. 群馬大学紀要自然科学編, 10, 1-79.
- 新井房夫 (1964) 群馬県の地質と地下資源, 20万分の1地質図説明書. 内外地図株式会社, 東京, 64p.
- 新井房夫 (1971) 北関東ロームと石器包含層—とくに前期旧石器文化層の諸問題—. 第四紀研究, 10, 317-329.
- 新井房夫 (1999) 群馬県の地質図, 20万分の1地質図説明書. 内外地図株式会社, 東京, 64p.
- 荒川竜一 (1986) 足尾山地南東部の中・古生界 (I). 栃木県立博物館紀要, 3, 1-37.
- 荒川竜一 (1997) 足尾帯葛生地域の珪質泥岩から産出したジュラ紀放射虫化石群集 (I). 栃木県立博物館紀要, 14, 1-19.
- 荒川竜一 (1998) 足尾帯葛生地域の二酸化マンガンノジュールより産出した中期ジュラ紀放射虫化石群集. 栃木県立博物館紀要, 15, 51-76.
- 地質調査所鉦石課 (1959) わが国のマンガン鉦床. 地質ニュース, no. 63, 12-20.
- 藤本治義 (1961) 5万分の1地質図幅「栃木」及び説明書. 地質調査所, 62p.
- 古澤 明 (1995) 火山ガラスの屈折率測定および形態分類とその統計的な解析に基づくテフラの識別. 地質学雑誌, 101, 123-133.
- Galbraith, R. F. (1981) On statistical model for fission track counts. *Journal of the International Association for Mathematical Geology*, 13, 471-488.
- 下司信夫・大石雅之 (2011) 榛名火山の後期更新世及び完新世噴出物から得られた炭素 14 年代. 地質調査研究報告, 62, 177-183.
- 後藤仁敏 (1975) 本邦のペルム系および三畳系からの魚類化石群の発見—栃木県葛生町唐沢より産出したサメ類の皮歯および魚類の歯について—. 地球科学, 29, 72-74.
- 群馬県 (2021a) 群馬県ボーリングマップ <http://www2.gunma-kengi.or.jp/boring/> (参照日: 2021年2月1日)
- 群馬県 (2021b) マッピングぐんま文化財マップ <https://www2.wagmap.jp/pref-gunma-iseki/Portal> (参照日: 2021年3月1日)
- 群馬県埋蔵文化財調査事業団編 (2010) 大道西遺跡. 264p.
- 群馬県新里村教育委員会 (1991) 資料集赤城火山の歴史地震. 群馬県新里村教育委員会, 86p.
- 群馬県立農業試験場 (1952) 群馬県 20万分の1地質図説明書. 内外地図株式会社, 千葉.
- 群馬県立自然史博物館 (1999a) 群馬県天然記念物 (地質・鉱物) 緊急調査報告書. 群馬県教育委員会, 162p.
- 群馬県立自然史博物館 (1999b) 群馬県天然記念物 (地質・鉱物) 緊急調査報告書—補追—. 群馬県教育委員会, 40p.
- 原田慎治 (1886) 足尾銅山地質略説. 地質要報, 1, 192-197.
- 原嶋昭三・渡辺万完 (1963) 第3章 関東・甲信越地方, 第1節 栃木県, B 足利地区. 国内鉄鋼原料調査 第2報, 通商産業省鉦業審議会鉦山部会, 196-199.
- 羽鳥晴文 (1965) 足尾山地南東部の層位学的研究. 地質学雑誌, 71, 247-256.
- 早川由紀夫・森田 悌・中嶋田絵美・加部二生 (2002) 『類聚国史』に書かれた 818 年の地震被害と赤城山の南斜面に残る 9 世紀の地変跡. 歴史地震, 18, 34-41.
- Hayasaka, I. (1933) On the upper Carboniferous brachiopod fauna from the Nabeyama Region, Totigi Prefecture, Japan. *Memoirs of Faculty of Science and Agriculture, Taihoku Imperial University*, 6, 9-44.
- 早坂一郎 (1944) 栃木県鍋山附近腕足類層の時代について. 地質学雑誌, 51, 154-156.
- 林 信悟 (1964) 本邦産砥石鳴滝岩よりコノドントの発見. 地質学雑誌, 70, 596.
- 林 信悟 (1968) 栃木県葛生町のあと山層から産出したコノドントについて. 地球科学, no. 22, 9-12.
- 林 信悟 (1997) 第一章 地形・地質, 二化石, (一) ヘリコプリオン. 黒保根村誌編纂室編, 黒保根村誌 1 総論・自然・原始古代・中世・近世編, 朝日印刷工業株式会社, 前橋, 126-128.

- 林 信悟・長谷川美行 (1981) 足尾帯の秩父系一大型化石およびコノドントによる年代論(その2)一。中生代構造作用の研究, no. 3, 232-249.
- 林 信悟・飯島静男・石井逸雄・中島照雄・沢口 宏・田中宏之・吉田 尚 (1990) 足尾山地南西部の中・古生界。群馬県立歴史博物館紀要, **11**, 1-34.
- 広川 治・福田 理・一色直記・石和田靖章・磯見 博・片田正人・河内洋佑・松田武雄・水野篤行・沢村孝之助・須田芳朗・山田直利 (1966) 50 万分の 1 地質図幅「東京(第 2 版)」。地質調査所。
- 堀尾 淳・海野 進 (1995) 島弧火山下のマッシュ状マグマ溜り: 赤城火山湯ノ口軽石の例。火山, **40**, 375-393.
- Igo, H. (1964) Fusulinids from the Nabeyama Formation (Permian), Kuzu, Tochigi Prefecture, Japan. *Memoirs of the Mejiro Gakuen Woman's Junior College*, **1**, 1-28.
- 猪郷久義 (1985) 足尾山地秋山川上流深堀付近の三疊紀石灰岩。総合研究「上越帯・足尾帯」研究報告, no. 2, 99-102.
- 飯島静男・吉川和男 (1994) 藪塚温泉の温泉地質。群馬県温泉協会学術調査研究報告書, 温泉科学, (財)群馬県温泉協会, 1-12.
- 今泉俊文・宮内崇裕・堤 浩之・中田 高編 (2018) 活断層詳細デジタルマップ[新編]。東京大学出版会, 154p + USB メモリ。
- Ito, T. (2019) A report of Permian, Triassic, and Jurassic radiolarian occurrences from the Ashio terrane in the Hachioji Hills, eastern Gunma Prefecture, central Japan. *Bulletin of the Geological Survey of Japan*, **70**, 225-247.
- Ito, T. (2020a) A Cisuralian (early Permian) radiolarian assemblage and a new species of *Latentibifistula* Nazarov and Ormiston from central Japan. *Revue de Micropaléontologie*, **66**, 100406.
- Ito, T. (2020b) Radiolarian age of Triassic striped chert within the Jurassic accretionary complex of the Ashio terrane in the Ashikaga area, Tochigi Prefecture, central Japan. *Bulletin of the Geological Survey of Japan*, **71**, 297-312.
- 伊藤 剛 (2021a) 巻頭言: 5 万分の 1 地質図幅「桐生及足利」地域の足尾帯の地質。地質調査研究報告, **72**, 191-200.
- 伊藤 剛 (2021b) 足尾山地のジュラ紀付加体の地質と対比: 5 万分の 1 地質図幅「桐生及足利」地域の検討。地質調査研究報告, **72**, 201-285.
- Ito, T. (2021c) Radiolarians from Jurassic accretionary complex of the Ashio belt in the Kiryu and Ashikaga District (Quadrangle series 1:50,000), central Japan. *Bulletin of the Geological Survey of Japan*, **72**, 287-324.
- 伊藤 剛 (2021d) 鳴石: 猿が運んだチャート巨礫。GSJ 地質ニュース, **10**, 218-220.
- 伊藤 剛 (2021e) 一螺旋状に配列した歯を持つヘリコプリオン一足尾山地における産出地点をめぐって。GSJ 地質ニュース, **10**, 276-281.
- 伊藤 剛・草野有紀 (2021) 足尾山地のジュラ紀付加体大間々コンプレックスに含まれる玄武岩類の地球化学的特徴。地質調査研究報告, **72**, 371-381.
- 伊藤 剛・中村佳博 (2021) 栃木県足利市名草に分布する足利岩体の黒雲母花崗閃緑岩及び接触変成岩。地質調査研究報告, **72**, 383-396.
- Ito, T., Nakamura, K., Hinohara, T. and Kurihara, T. (2021a) Occurrence report of Triassic and Jurassic radiolarians from the Jurassic accretionary complexes of the Ashio belt in eastern Mt. Narukami, Ashio Mountains, central Japan. *Bulletin of the Geological Survey of Japan*, **72**, 345-358.
- 伊藤 剛・鈴木紀毅・指田勝男 (2021b) 足尾山地のジュラ紀付加体大間々コンプレックスから産出した放射虫及び有孔虫。地質調査研究報告, **72**, 359-370.
- 地震調査研究推進本部地震調査委員会 (2015a) 大久保断層の長期評価。6p. https://www.jishin.go.jp/main/chousa/15apr_chi_kanto/ka_4.pdf (参照日: 2021 年 3 月 8 日)
- 地震調査研究推進本部地震調査委員会 (2015b) 太田断層の長期評価。4p. https://www.jishin.go.jp/main/chousa/15apr_chi_kanto/ka_5.pdf (参照日: 2021 年 3 月 8 日)
- 貝塚爽平 (1958) 関東平野の地形発達史。地理学評論, **31**, 59-85.
- 鎌田祥仁 (1995a) 放射虫化石層序に基づく足尾帯堆積岩コンプレックスの年代と層序。日本地質学会学術大会講演要旨, 第 102 年学術大会(広島), 83.
- 鎌田祥仁 (1995b) 足尾帯葛生地域の黒色珪質頁岩, 黒色チャートから産出する前期三疊紀放射虫。化石, **59**, 23-31.
- Kamata, Y. (1996) Tectonostratigraphy of sedimentary complex in the southern part of the Ashio Terrane, central Japan. *Science reports of the Institute of Geoscience, University of Tsukuba. Section B, Geological Sciences*, **17**, 71-107.
- 鎌田祥仁 (1997) 足尾帯葛生地域におけるチャート一碎屑岩シーケンスの復元。地質学雑誌, **103**, 343-356.
- Kamata, Y. (1999) Lower Triassic (Spathian) radiolarians from the Kuzu area (Tochigi Prefecture, central Japan). *Geodiversitas*, **21**, 657-673.
- 鎌田祥仁 (2000) 足尾帯白岩地域における葛生コンプレックスのチャート一碎屑岩シーケンスの覆瓦構造。地質学論集, no. 55, 203-221.
- Kamata, Y. and Kajiwarra, Y. (1996) Sulfur isotopic data from the Permian/Triassic boundary in a chert sequence at Motegi, Gunma Prefecture, in the Ashio Terrane, central Japan. In Noda, H. and Sashida, K. eds., *Professor Hisayoshi Igo Commemorative Volume on Geology and Paleontology of Japan and Southeast Asia*, Gakujuutsu Tosho Insatsu Co. Ltd., Tokyo, 19-27.
- Kamata, Y., Mizobe, S. and Sato, T. (2003) An Early Jurassic ammonite from a limestone conglomerate in the Kuzu Complex of the Ashio Belt. *Paleontological Research*, **7**, 185-194.
- 金原啓司 (1992) 日本温泉・鉱泉分布図及び一覽。地質調査所, 394p.
- 金原啓司 (2005) 日本温泉・鉱泉分布図及び一覽(第 2 版)。産総研地質調査総合センター, CD-ROM.
- 関東平野中央部地質研究会 (1994) 関東平野中央部の地下地質一ボーリングコアによる解析一。地団研専報, no. 42, 180p.
- 河田喜代助 (1950) 足尾山塊西南部の地質構造。地質学雑誌, **56**, 291.
- 河田清雄 (1955) 5 万分の 1 地質図幅「男体山」及び説明書。地

- 質調査所, 43p.
- 河田清雄・大澤 穰 (1955) 5 万分の 1 地質図幅「足尾」及び説明書. 地質調査所, 57p.
- 河井興三・山田 博 (1960) 群馬県太田・大間々地域の第三系と後期中新世における関東西北部の古地理について. 石油技術協会誌, **25**, 67–75.
- 河野義礼・植田良夫 (1964) 本邦火成岩の K–Ar dating (I), 岩鉱, **51**, 127–148.
- 河野義礼・植田良夫 (1966) 本邦火成岩の K–Ar dating (IV) 東北日本の花崗岩類, 岩鉱, **56**, 41–55.
- 経済企画庁総合開発局国土調査課 (1973) 首都圏地下水 (深井戸) 資料台帳. 1781p.
- 桐生地質の会編 (2012) 桐生之地誌. 桐生市教育委員会, 137p.
- Kobayashi, F. (2006) Middle Permian foraminifers of the Izuru and Nabeyama Formations in the Kuzu area, Tochigi Prefecture, Japan Part 1. Schwagerinid, neoschwagerinid, and verbeekinid fusulinoideans. *Paleontological Research*, **10**, 37–59.
- Kobayashi, K. and Nakamura, E. (2001) Geochemical evolution of Akagi Volcano, NE Japan: implications for interaction between island-arc magma and lower crust, and generation of isotopically various magmas. *Journal of Petrology*, **42**, 2303–2331.
- 小玉芳敬 (1994) 渡良瀬川下流部における河床勾配の急変と河床表面砂礫の堆積状況. 地理学評論, **67A-5**, 311–324.
- 小池敏夫・渡辺耕造・猪郷久治 (1970) 日本産三疊紀コノドントによる新知見. 地質学雑誌, **76**, 267–269.
- 小池敏夫・猪郷久義・猪郷久治・木下 勤 (1974) 栃木県葛生地域の二疊系鍋山層と三疊系アト山層の不整合とその地質学的意義. 地質学雑誌, **80**, 293–306.
- Koike, T., Kodachi, Y., Matsuno, T. and Baba, H. (1991) Triassic conodonts from exotic blocks of limestone in northern Kuzuu, the Ashio Mountains. *Science reports of the Yokohama National University section II*, no. 38, 53–69.
- 国土庁土地局国土調査課 (1979) 全国地下水 (深井戸) 資料台帳, 関東編. 1112p.
- 小山一郎 (1921) 日本に於ける建築石材 (二). 地質学雑誌, **28**, 15–28.
- 久保誠二・鷹野智由・湯浅成夫 (2010) 赤城山南西麓. 良好な自然環境を有する地域学術調査報, no. 36, 群馬県自然環境課, 93–112.
- 熊原康博 (2013) 関東平野北部の活断層“太田断層”の認定と周辺の古地震・地盤災害との関係. 日本地理学会発表要旨集, no. 83, 52.
- Kumahara, Y. (2015) Identification of the A.D.818 earthquake fault in the Kanto Plain, central Japan, based on historical, archeological and geomorphological data. *Abstracts of the HOKUDAN International Symposium on Active Faulting*, 69–70.
- 熊原康博 (2018) 太田断層の地形・表層地質学的認定. シンポジウム「弘仁地震の実像に迫る – 平安の関東地方西部の大震災」発表要旨集, 広島大学大学院教育学研究科自然地理学研究室・群馬大学地盤工学研究室・株式会社火山灰考古学研究所, 5–6.
- 熊原康博・近藤久雄 (2008) 群馬県大間々周辺における活断層の地形学的認定. えりあぐんま, 群馬地理学会, no. 14, 1–14.
- 熊原康博・近藤久雄 (2009) 群馬県南部で新たに発見した活断層の地形・地質学的証拠. 平成 19 年 (2007 年) 新潟県中越沖地震 2 周年シンポジウム・日本活断層学会 2009 年度秋季学術大会講演予稿集, 48–49.
- 増田慎治 (1989) 八王子丘陵におけるジュラ紀放射虫化石. 足利工業大学研究集録, no. 15, 207–214.
- 町田 洋・新井房夫 (2003) 新編火山灰アトラス [日本列島とその周辺]. 東京大学出版会, 336p.
- 町田 貞 (1951) 礫の分布より見た渡良瀬川中流地域の地形 – 特に扇状地面と河岸段丘面の形成の時代と機構について –. 地理学評論, **24**, 162–163.
- 町田 貞・大倉陽子 (1959) 渡良瀬川上流の河岸段丘堆積物について. 東京教育大学地理学研究报告, **3**, 143–160.
- Matsubara, A. and Kato, A. (1980) Nagashimalite, $Ba_4(V^{3+}, Ti)_4[(O, OH)_2]ClSi_8B_2O_{27}$, a new mineral from the Mogurazawa mine, Gunma Prefecture, Japan. *Mineralogical Journal*, **10**, 122–130.
- Matsubara, A., Kato, A. and Yui, S. (1982) Suzukiite, $Ba_2V_2^{4+}[O_2]Si_4O_{12}$, a new mineral from the Mogurazawa mine, Gunma Prefecture, Japan. *Mineralogical Journal*, **11**, 15–20.
- 松田博幸・羽田野誠一・星埜由尚 (1977) 関東平野とその周辺の活断層と主要な構造性線状地形について. 地学雑誌, **86**, 92–109.
- 松本哲一 (1996) 若い火山岩の K–Ar 年代測定 – 初生比補正とその応用例 –. 地質ニュース, no.501, 12–17.
- 水野清秀・須貝俊彦・八戸昭一・中里裕臣・杉山雄一・石山達也・中澤 努・松島絃子・細矢卓志 (2004) ボーリング調査から推定される深谷断層南東部の地質構造と活動性. 活断層・古地震研究報告, 産業技術総合研究所地質調査総合センター, no. 4, 69–83.
- 茂木 睦 (2021) 東日本の天然砥石産地総覧. プイツーソリューション, 名古屋, 177p.
- 守屋以智雄 (1968) 赤城火山の地形及び地質. 前橋営林局, 65p.
- 守屋以智雄 (1970) 赤城火山の形成史. 火山, **15**, 120–131.
- 元木葉月・指田勝男 (2004) 足尾山地の「砥石」に関する年代学のおよび層序学的検討 (予報). 大阪微化石研究会誌特別号, no. 13, 47–57.
- 村上安正 (2006) 足尾銅山史. 随想舎, 宇都宮. 654p.
- Murphy, M. A. and Salvador, A. (1999) International Stratigraphic Guide—An abridged version. *Episodes*, **22**, 255–271.
- Muto, S. and Ito, T. (2021) Conodont fossils from the Kiryu and Ashikaga District (Quadrangle series 1:50,000), central Japan with emphasis on the reexamination of “Carboniferous” conodonts from the Ashio terrane. *Bulletin of the Geological Survey of Japan*, **72**, 325–344.
- Muto, S., Takahashi, S., Yamakita, S., Suzuki, N., Suzuki, N. and Aita, Y. (2018) High sediment input and possible oceanic anoxia in the pelagic Panthalassa during the latest Olenekian and early Anisian: Insights from a new deep-sea section in Ogama, Tochigi, Japan. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, **490**, 687–707.
- Muto, S., Okumura, Y. and Mizuhara, T. (2021) Late Kungurian

- conodonts of the pelagic *Panthalassa* from seamount-capping limestone in Ogama, Kuzuu, Tochigi Prefecture, Japan. *Paleontological Research*, **25**, 105–119.
- 中江 訓 (2000) 西南日本内帯ジュラ紀付加複合体の広域対比. 地質学論集, no. 55, 73–98.
- 納谷友規・石原武志・植木岳雪・本郷美佐緒・松島(大上) 紘子・八戸昭一・吉見雅行・水野清秀 (2014) 関東平野中央部の第四系地下地質. 関東平野中央部の地下地質情報とその応用, 特殊地質図, no.40 (CD), 地質調査総合センター, 178–203.
- 野村正弘・高桑祐司 (2009) 群馬県の中新統から産出した化石蔓脚類. 群馬県立自然史博物館研究報告, no. 13, 59–67.
- 野村正弘・大平寛人・三田照芳 (2017) 群馬県南東部八王子丘陵に分布する凝灰岩のフィッシュントラック年代. 群馬県立自然史博物館研究報告, no. 21, 43–48.
- 能登 健・内田憲治・早田 勉 (1990) 赤城山南麓の歴史地震－弘仁九年の地震に伴う地形変化の調査と分析－. 信濃, **42**, 755–772.
- Ogasawara, M., Fukuyama, M., Horie, K., Sumii, T. Takehara, M. and Sudo, M. (2013) SHRIMP U–Pb age of SoriZ93 zircon from the Sori Granodiorite, Northeast Japan: a potential reference zircon of Late Cretaceous age. *Island Arc*, **22**, 306–317.
- Ogg, J. G., Ogg, G. M. and Gradstein, F. M. (2016) *A Concise Geologic Time Scale 2016*. Elsevier, Amsterdam, 234p.
- 太田良平 (1953) 5 万分の 1 地質図幅「沼田」及び説明書. 地質調査所, 37p.
- 大石雅之 (2009) 四阿火山を起源とする噴出物の岩石記載の特徴とテフラ分布. 地学雑誌, **118**, 1237–1246.
- 大間々町誌編さん室 (1996) 大間々町誌「基礎資料Ⅷ」大間々町の地形・地質. 大間々町誌刊行委員会, 群馬県大間々町(現みどり市), 148p.
- 尾原信彦・渡辺和衛・相原輝雄・安藤高明・金井孝夫・小鯛桂一 (1965) 栃木県内各工業団地地質地盤調査報告. 栃木県内各工業団地地質地盤調査報告書(矢板, 鹿沼, 上三川, 足利, 各工業団地). 栃木県企画部開発課, 4–6.
- 大森昌衛・中島啓治・田中宏之 (1976) 群馬県東南部の馬見丘凝灰岩層から新しく発見された軟体動物化石の古地理学的意義について. 地球科学, no. 30, 251–256.
- 尾崎次男 (1966) 関東平野北西部水理地質図(赤城山・榛名山を中心として). 日本水理地質図, no. 10, 地質調査所.
- 大澤澄可・矢島祐介・中島啓治・宮崎重雄 (2015) 群馬県南東部八王子丘陵で発見された球顆およびそれを含むデイサイト礫について. 群馬県立自然史博物館研究報告, no. 19, 121–130.
- 大澤澄可・矢島祐介・中島啓治・宮崎重雄 (2016) 群馬県南東部八王子丘陵において発見された食い違い礫を含む陸成礫岩層について. 群馬県立自然史博物館研究報告, no. 20, 121–128.
- 太田良平 (1953) 5 万分の 1 地質図幅説明書, 沼田. 地質調査所, 38p.
- Reif, W. E. and Goto, M. (1979) Placoid scales from the Permian of Japan. *Neues Jahrbuch für Geologie und Paläontologie, Monatshefte*, **4**, 201–207.
- 齋藤 讓 (1898) 赤城火山地質調査報文. 震災豫防調査會報告, no. 18, 4–54.
- 坂田健太郎・中澤 努 (2010) 赤城火山起源の後期更新世テフラの記載岩石学的特徴. 地質調査研究報告, **61**, 465–475.
- 産業技術総合研究所 (2018) 地域評価のための活断層調査(関東地域)平成 29 年度成果報告書. 48p. 地震調査研究推進本部, https://www.jishin.go.jp/main/chousakenkyuu/chiiki_chousa_kanto/h29_chiiki_kanto.pdf (参照日:2021 年 3 月 8 日)
- 指田勝男 (2008) 2.3 足尾山地, 2.3.1 足尾山地の中・古生界, c. 八王子丘陵の足尾帯相当層. 日本地質学会編, 日本地方地質誌 3 関東地方, 朝倉書店, 東京, 99–100.
- 指田勝男・猪郷久治・猪郷久義・滝沢 茂・久田健一郎・柴田知則・塚田邦治・西村はるみ (1982) 関東地方のジュラ系放散虫について. 大阪微化石研究会誌特別号, no. 5, 51–66.
- Sashida, K., Kamata, Y. and Igo, H. (1992) “Toishi-type shale” in the Ashio Mountains, central Japan. *Annual Report of Institute of Geosciences, University of Tsukuba*, no. 18, 59–66.
- 澤口 宏 (1971) 渡良瀬川流域の第四紀地形発達史. 群馬県教育センター紀要, no. 16, 102–111.
- 澤口 宏 (1985) 自然編 第二章 地形・地質. 笠懸村誌上巻, 笠懸村, 3–36.
- 澤口 宏 (1996) 第一章 地形と地質, 第六節 平野の地形・地質. 太田市史通史編, 自然, 太田市, 31–75.
- 澤口 宏 (1997) 地形分類図. 土地分類基本調査, 5 万分の 1「桐生及足利」, 国土調査, 群馬県, 11–23.
- 澤口 宏 (2013) 桐生・伊勢崎・前橋周辺の流れ山. 良好な自然環境を有する地域学術調査報告書, no. 38, 群馬県自然環境課, 79–94.
- 澤口 宏・宮崎俊弥編 (2014) 大間々扇状地－人と自然のかかわり－. みやま文庫 no. 213, 205p.
- 澤口 宏・中島孝守 (1996) 第 1 章 地形. 大間々町誌刊行委員会編, 大間々町誌「基礎資料Ⅷ」. 大間々町, 3–32.
- 澤口 宏・中島照雄 (1997) 表層地質図. 土地分類基本調査, 5 万分の 1「桐生及足利」, 国土調査, 群馬県, 24–31.
- 清水文健・八木令子・大八木規夫・井口 隆 (2004) 地すべり地形分布図 第 19 集「関東周辺部」解説と読図の手引き. 防災科学技術研究所研究資料, no. 248.
- 塩島由楯・大内俊二 (1978) 北関東地方渡良瀬川流域の河岸段丘. 日本地理学会大会予稿集, no. 15, 112–113.
- Smith, V. C., Staff, R. A., Blockley, S. P. E., Bronk Ramsey, C., Nakagawa, T., Mark, D. F., Takemura, K. and Danhara, T. (2013) Identification and correlation of visible tephras in the Lake Suigetsu SG06 sedimentary archive, Japan: chronostratigraphic markers for synchronising of east Asian/west Pacific palaeoclimatic records across the last 150 ka. *Quaternary Science Reviews*, **67**, 121–137.
- 早田 勉・熊原康博・若井明彦編 (2018) シンポジウム「弘仁地震の実像に迫る－平安の関東地方北西部の大地震」発表要旨集. 広島大学大学院教育学研究科自然地理学研究室・群馬大学地盤工学研究室・株式会社火山灰考古学研究所, 52p.
- 須藤定久 (1998) 鉱物資源図 関東甲信越, 地質調査所.

- 須藤定久・田島順子・木崎喜雄 (1976) 群馬県太田～大間々地域の第三紀火砕岩類。地質学論集, no. 13, 241–249.
- 須藤定久・牧本 博・秦 光男・宇野沢 昭・滝沢文教・坂本 亨・駒澤正夫・広島俊男 (1991) 20 万分の 1 地質図幅「宇都宮」, 地質調査所。
- 須貝俊彦・松島 (大上) 紘子・水野清秀 (2013) 過去 40 万年間の関東平野の地形発達史—地殻変動と氷河性海水準変動の関わりを中心に—。地学雑誌, **122**, 921–948.
- 鈴木毅彦 (1990) テフロクロノロジーからみた赤城火山最近 20 万年間の噴火史。地学雑誌, **99**, 182–197.
- Suzuki, N., Akiba, N. and Kanoh, H. (2002) Late Olenekian radiolarians from bedded chert of Ashio terrane, northeast Japan, and faunal turnovers in western Panthalassa during Early Triassic. *Journal of China University of Geosciences*, **13**, 124–140.
- 高木秀雄・小林健太 (1996) 断層ガウジとマイロナイトの複合面構造: その比較組織学。地質学雑誌, **102**, 170–179.
- 高橋雅紀 (2008) 1.4.3 新第三系の分布と対比。日本地質学会編「日本地方地質誌 3 関東地方」, 朝倉書店, 東京, 26–37.
- 高橋雅紀・柳沢幸夫 (2003) 群馬県太田地域, 金山丘陵に分布する海成中新統の層序と年代。地質学雑誌, **109**, 648–660.
- 高橋雅紀・大友育也・齋藤和男 (1991) 群馬県東部金山地域に分布する溶結凝灰岩の K–Ar 年代。地質調査所月報, **42**, 67–173.
- 高橋正樹・関慎一郎・鈴木洋美・竹本弘幸・長井雅史・金丸龍夫 (2012) 赤城火山噴出物の全岩化学組成—分析データ 381 個の総括—。日本大学文理学部自然科学研究所研究紀要, no. 47, 341–400.
- 高栗祐司・岡部 勇 (2011) 群馬県桐生市の足尾帯のペルム系からクテナカントゥス科サメ類の新産出。群馬県立自然史博物館研究報告, **15**, 153–159.
- 高柳充志・堀常東・指田勝男 (2001) 栃木県足利北部地域における足尾帯堆積岩コンプレックスの構造層序と放射虫化石。大阪微化石研究会誌特別号, no. 12, 113–127.
- 竹本弘幸 (1998a) 利根川水系片品川流域の地形発達史—赤城山の活動とその影響について—。地理学評論, Ser. A, **71**, 783–804.
- 竹本弘幸 (1998b) 赤城火山。高橋正樹・小林哲夫編, フィールドガイド日本の火山①, 関東・甲信越の火山 I, 築地書館, 52–73.
- 竹本弘幸 (2008) 利根川中・上流域の段丘。日本地質学会編, 日本地方地質誌 3, 関東地方, 朝倉書店, 352–365.
- 竹本弘幸・久保誠二 (1995) 群馬の火山灰。みやま文庫, 180p.
- Tazawa, J., Hayashi, S., Nakamura, K., Shimizu, M. and Takakuwa, Y. (2012) Early Permian brachiopods from Kiryu, Ashio Belt, central Japan. *Bulletin of Gunma Museum of Natural History*, **16**, 41–48.
- Tazawa, J., Okumura, Y., Miyake, Y. and Mizuhara, T. (2016) A Kungurian (early Permian) brachiopod Fauna from Ogama, Kuzu area, central Japan, and its palaeobiogeographical affinity with the Wolfcampian–Leonardian (early Permian) brachiopod fauna of West Texas, USA. *Paleontological Research*, **20**, 367–384.
- 栃木県 (1953) 栃木県地質説明書。内外地図株式会社, 東京, 52p.
- 栃木県 (1963) 栃木県地質説明書。内外地図株式会社, 東京, 64p.
- 栃木県 (1977) 栃木県地質説明書。内外地図株式会社, 東京, 81p.
- 栃木県 (1986) 栃木県の温泉地質 (下巻)。140p.
- 栃木県 (2003) 栃木県水理地質書。178p.
- 栃木県 (2021) 栃木県地図情報公開システム https://www.sonicweb-asp.jp/tochigi_pref/ (参照日: 2021 年 2 月 1 日)
- Umino, S. and Horio, A. (1998) Multistage magma mixing revealed in phenocryst zoning of the Yunokuchi Pumice Akagi Volcano, Japan. *Journal of Petrology*, **39**, 101–124.
- 宇都宮高治・岩瀬陽一・原島昭三 (1961) 第 3 節群馬県 A 桐生市梅田町地区。未利用鉄資源 第 9 輯, 通商産業省 地下資源開発審議会鉱山部会, 357–359.
- 渡辺武男 (1957) 日本の層状含銅硫化鉄鉱床ならびに層状マンガン鉱床の成因について。鉱山地質, **7**, 1–11.
- 渡辺武男・向山 広・兼平慶一郎・浜田隆士 (1957) 足尾山地地質説明書。内外地図株式会社, 千葉, 40p.
- 矢部長克 (1899) 戸室のフズリナに付て。地質学雑誌, **6**, 189–194.
- Yabe, H. (1903) A fusulina-limestone with Helicoprion in Japan. *Journal of the Geological Society of Japan*, **10**, 1–13.
- 山田 皓 (1881) 20 万分の 1 地質図“前橋”及説明書。
- 山口和雄・加野直巳・横倉隆伸・木口 努・横田俊之・松島 潤 (1996) 群馬県大間々扇状地における反射法地震探査。物理探査学会第 95 回 (平成 8 年度秋季) 学術講演会講演論文集, 68–70.
- 山元孝広 (2012) 福島–栃木地域における過去約 30 万年間のテフラの再記載と定量化。地質調査研究報告, **63**, 35–91.
- 山元孝広 (2013a) 栃木–福島地域における過去約 30 万年間のテフラの再記載と定量化。地質調査研究報告, **64**, 251–304.
- 山元孝広 (2013b) 東茨城台地に分布する更新統の新層序と MIS5-7 海面変化との関係: 地下地質とテフラ対比による茨城層, 見和層, 夏海層, 笠神層の再定義。地質調査研究報告, **64**, 225–249.
- 山元孝広 (2016) 赤城火山軽石噴火期のマグマ噴出率と組成の変化。地質学雑誌, **122**, 109–126.
- 山元孝広 (2021) 那須火山群・高原火山・日光火山群周辺の中期～後期更新世テフラ層序と火山ガラスの主成分化学組成。地質調査総合センター研究資料集, no.712.
- 山元孝広・滝沢文教・高橋 浩・久保和也・駒澤正夫・広島俊男・須藤定久ほか (2000) 20 万分の 1 地質図幅「日光」, 地質調査所。
- 矢内桂三 (1972) 足尾山地北部の後期中生代酸性火成岩類 その 1 地質。岩石鉱物鉱床学会誌, **67**, 193–202.
- 矢内桂三 (1973) 足尾山地北部の後期中生代酸性火成岩類 その 2 岩石並びに造岩鉱物の記載とその考察。岩石鉱物鉱床学会誌, **68**, 6–29.
- 柳本伊左雄 (2000) 仏像彫刻の周辺: 天然砥石とその性質。身延山大学仏教学部紀要, **1**, 103–113.
- 柳本 裕 (1973) 栃木県葛生地域の中・古生層の層序と地質構造の再検討。地質学雑誌, **79**, 441–451.

吉田三郎 (1956) 栃木縣安蘇郡葛生町附近の地質 (1). 北海道地質要報, **32**, 1-10.

吉田三郎 (1957) 栃木縣安蘇郡葛生町附近の地質 (2). 北海道地質要報, **34**, 1-5.

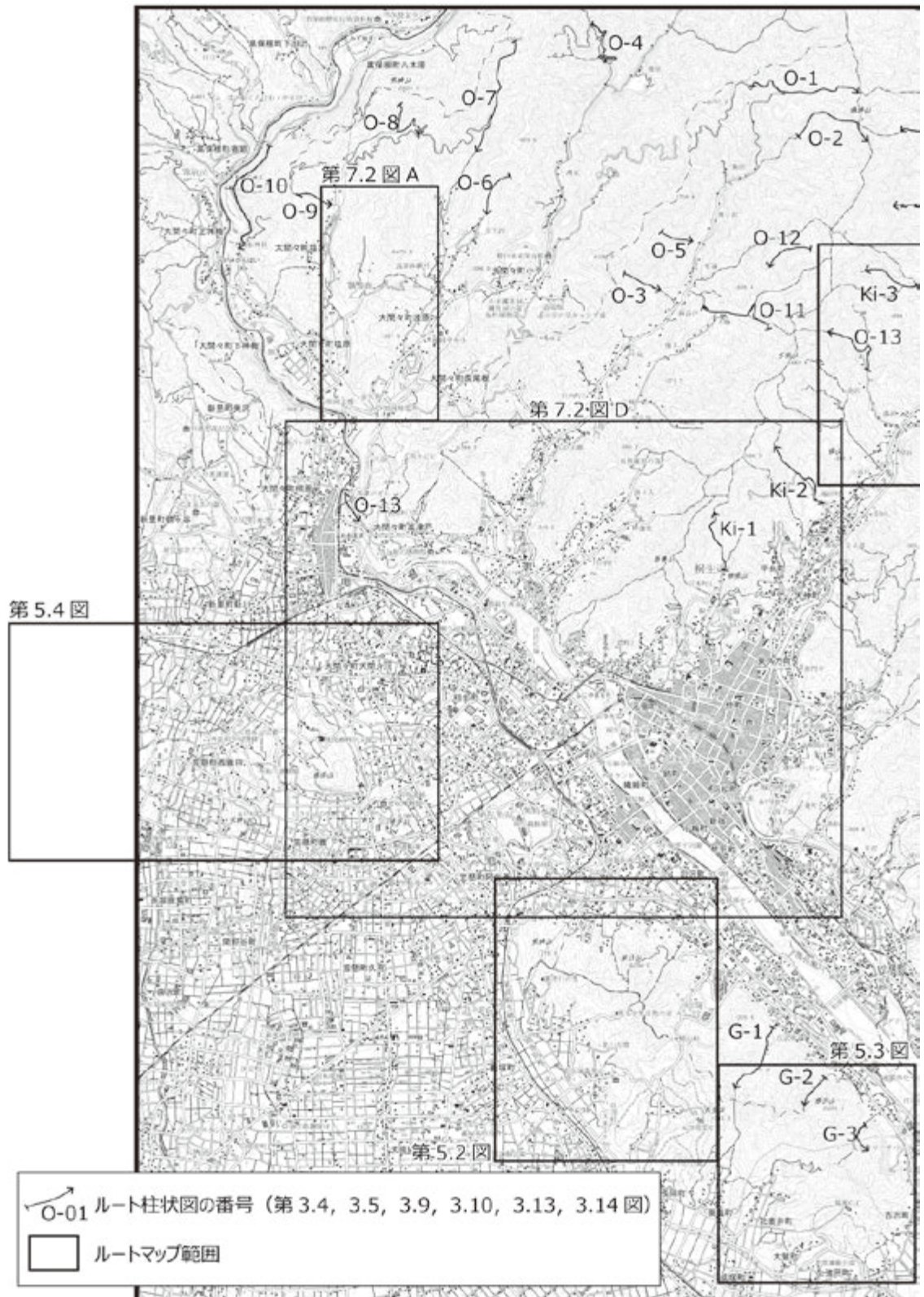
吉川敏之・高橋雅紀・岡田利典 (2001) 足尾山地東縁部に分布する中新世火山岩のK-Ar年代. 地質学雑誌, **107**, 41-45.

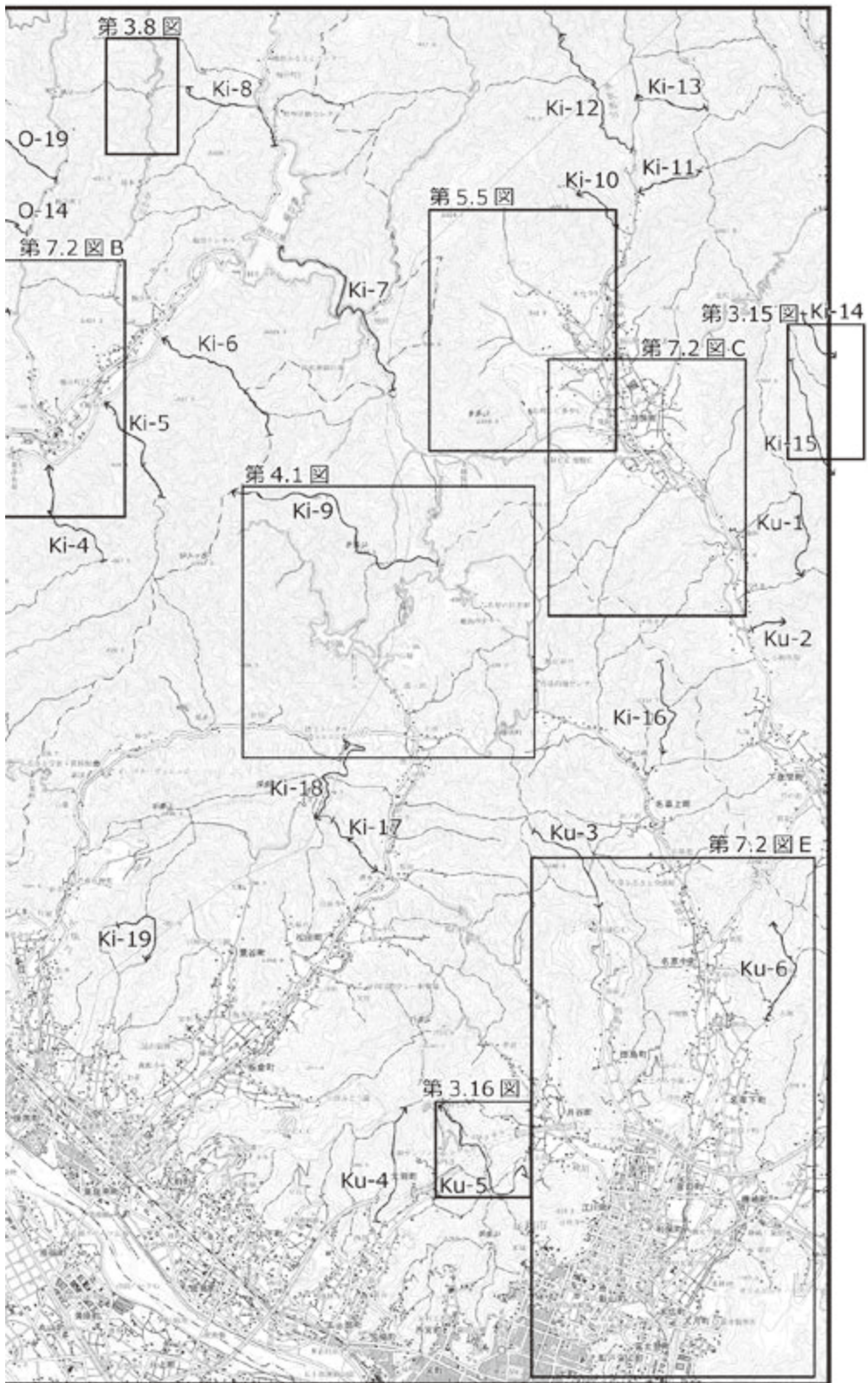
吉川敏之・山元孝広・中江 訓 (2010) 「宇都宮」地域の地質. 地域地質研究報告 (5 万分の 1 地質図幅), 産総研地質調査総合センター, 79p.

吉見雅行・竿本英貴・水野清秀・細矢卓志 (2014) 関東平野における更新統のオールコアボーリングと堆積層の土質試験. 巨大地震による複合的地質災害に関する調査・研究報告書, 地質調査総合センター速報, no. 66, 185-205.

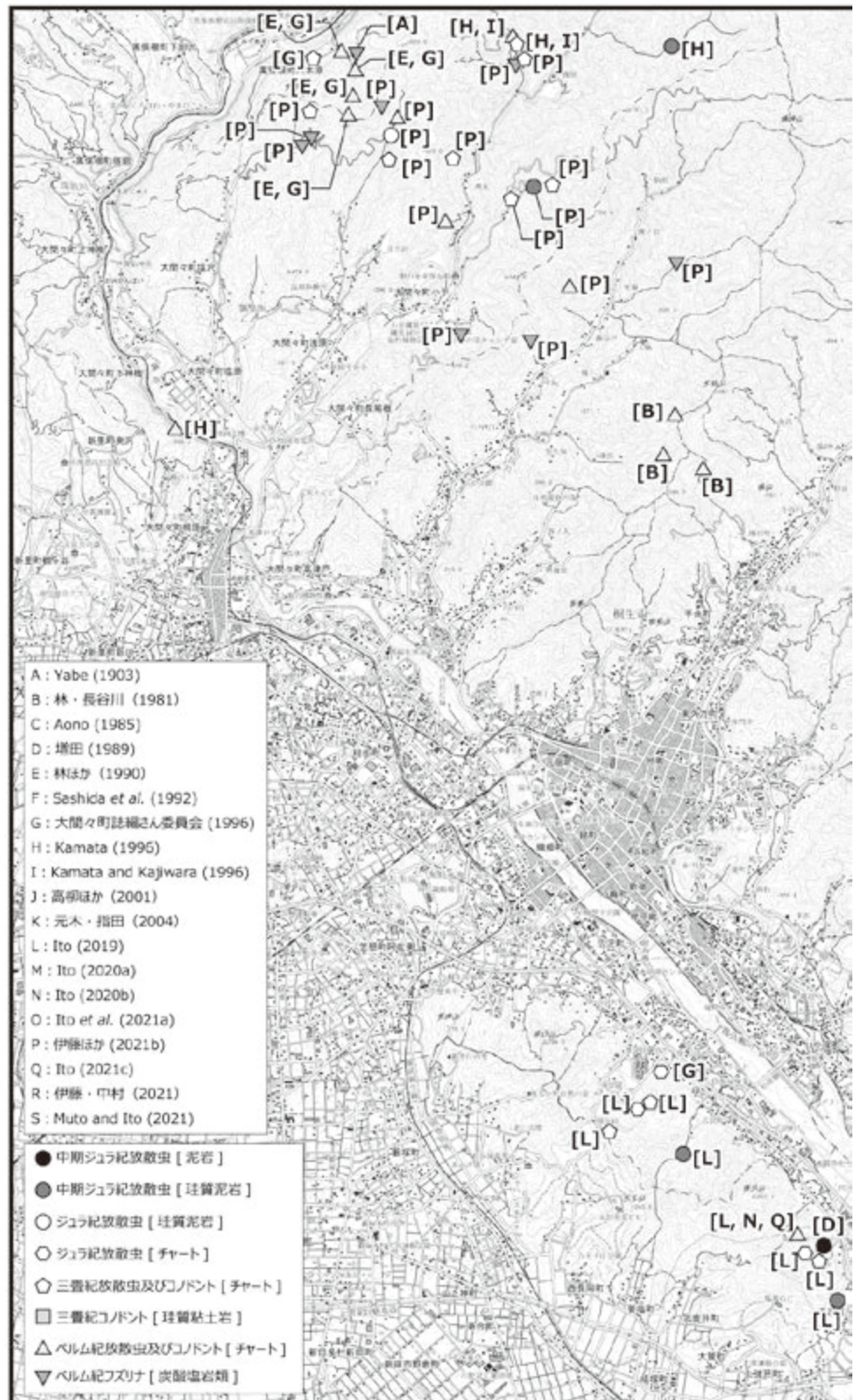
吉村豊文 (1952) 日本のマンガン鉱床, 後篇 日本のマンガン鉱山. マンガン研究会資料, 567p.

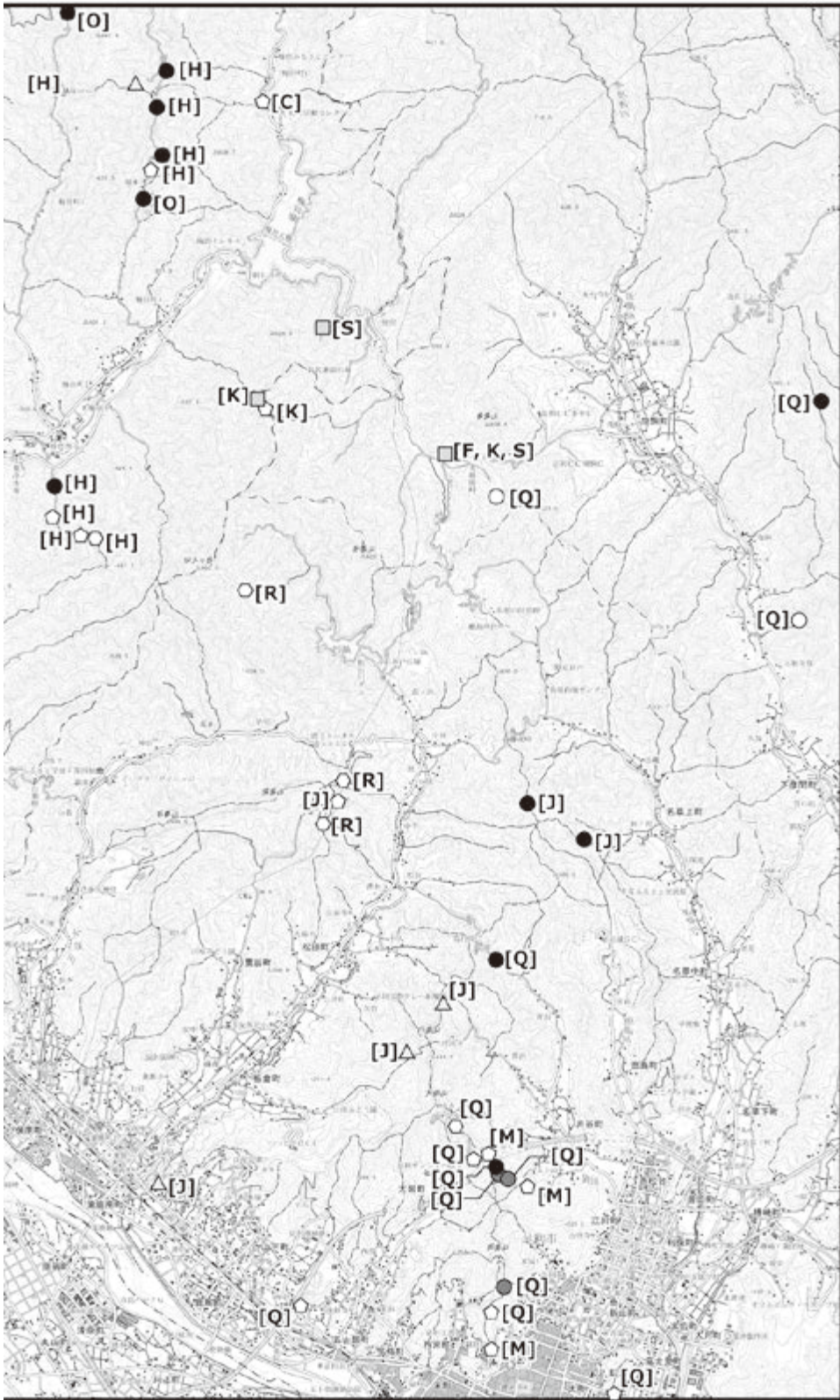
吉村豊文 (1969) 日本のマンガン鉱床補遺, 後編 日本のマンガン鉱山. 吉村豊文教授記念事業会, 1004p.





付図1 本報告書で示した柱状図のルート位置及びルートマップの位置図





付図2 ジュラ系付加体(足尾帯)からの主な化石産出地点

Geology of the Kiryu and Ashikaga District

ITO Tsuyoshi¹, TAKAHASHI Masaki¹, YAMAMOTO Takahiro² and MIZUNO Kiyohide¹

ABSTRACT

Outline

The Kiryu and Ashikaga District is located in the southwestern part of the Ashio Mountains in Gunma and Tochigi prefectures, central Japan (Fig. 1). The district occupies an area between latitude 36°20'11.3" and 36°30'11.3"N and longitude 139°14'48.4" and 139°29'48.4"E (latitude 36°20'–36°30"N, longitude 139°15'–139°30'E; Tokyo Datum).

The topography of the district is composed mainly of the Ashio Mountains, Hachioji Hills and their associated upland and lowland areas. The Ashio Mountains occupy most area of the district, excluding the southwestern part. The Hachioji Hills are located in the southern part of the district. The upland and lowland areas, which occupy the southwestern part of the district, consist mainly of the Omama Fan and the Watarasegawa Lowland.

The geology of the district is divided into the Jurassic accretionary complex (Ashio Belt), Upper Cretaceous plutonic rocks (Ashikaga Body), Paleogene and Neogene (volcaniclastic, felsic igneous and sedimentary rocks), Pleistocene Akagi Volcano Ejecta and Quaternary deposits (Fig. 2).

Jurassic accretionary complex (Ashio Belt)

The Jurassic accretionary complex (Ashio Belt) in the Kiryu and Ashikaga District is exposed widely in the Ashio Mountains and Hachioji Hills. The Jurassic accretionary complex in this area is composed of four tectonostratigraphic units: the Kurohone–Kiryu, Omama, Kuzu and Gyodosan complexes.

The Kurohone–Kiryu Complex, which presents broken to coherent facies, comprises mainly mudstone and chert, with siliceous claystone, carbonate rocks, siliceous mudstone and pelitic mixed rock. The accretionary age of the Kurohone–Kiryu Complex is after the late Middle Jurassic.

The Omama Complex, which presents broken to *mélange* facies, comprises mainly basaltic rocks, chert and mudstone, with small amounts of carbonate rocks, sandstone and alternations of sandstone and mudstone, and pelitic mixed rock. The accretionary age of the Omama Complex is after the middle Middle Jurassic.

The Kuzu Complex is subdivided into three units: units 1, 2 and 3. Units 1 and 3 comprises mainly coherent facies of siliceous claystone, chert, siliceous mudstone, mudstone, alternating beds of sandstone and mudstone and sandstone, repeating a chert–clastic sequence. Units 1 and 3 are exposed in the Kiryu and Ashikaga District, while Unit 2 is not distributed in the district. The accretionary age of units 1 and 3 in the Kuzu Complex is after the early Late Jurassic.

The Gyodosan Complex presents *mélange* facies and comprises mainly pelitic mixed rock and chert. The accretionary age of the Gyodosan Complex is after the middle Middle Jurassic.

The following boundary faults of complexes are recognized: the Kiryugawa Fault (between the Kurohone–Kiryu and Omama complexes), the Kanma Fault (between the Kurohone–Kiryu and Kuzu complexes) and the Oiwa Fault (between the Kuzu and Gyodosan complexes). These faults are characterized by having a NE–SW strike and medium dip angle.

Three major folds are recognized in this area, namely the Kuzu Syncline, the Hikoma Anticline and the Umeda Syncline. These folds have NE–SW traces and their fold axes plunge to SW at a low angle.

Upper Cretaceous plutonic rocks (Ashikaga Body)

The Upper Cretaceous of the Ashikaga Body, which is composed of biotite granodiorite, intrudes into the Jurassic accretionary complex (Ashio Belt) in the Nagusa-kamicho in the Kiryu and Ashikaga District. The major constituent minerals

¹ Research Institute of Geology and Geoinformation, Geological Survey of Japan

² Research Institute of Earthquake and Volcano Geology, Geological Survey of Japan

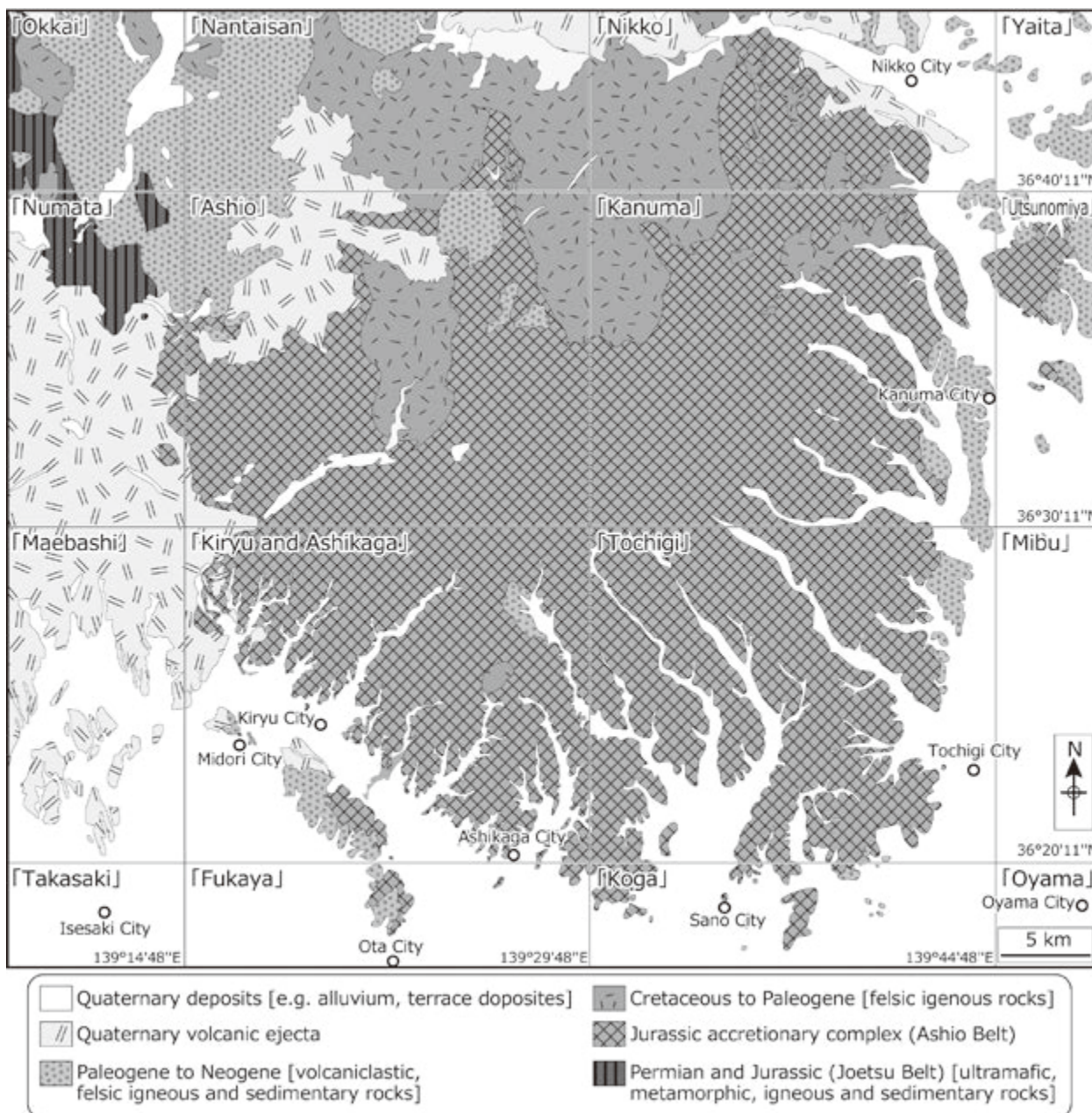


Fig. 1 Simplified geological map around the Ashio Mountains including the Kiryu and Ashikaga District
 Geographical names in brackets indicate 1:50,000 topographic maps published by Geospatial Information Authority of Japan.
 The geological map is mainly based on Sudo *et al.* (1991), Yamamoto *et al.* (2000), Yoshikawa *et al.* (2010) and Ito (2021b).

of the biotite granodiorite are quartz, plagioclase, K-feldspar and biotite. Mudstone and chert of the Kurohone–Kiryu Complex around the body have undergone contact metamorphism.

Paleogene and Neogene

The Paleogene and Neogene are distributed in the Hachioji Hills and around Mt. Shikada in the southwestern part of the Kiryu and Ashikaga District and the Hikoma Basin in the northeastern part of the district. These strata in the Hachioji Hills are divided into three units, i.e., the Kanayama Welded Tuff (Paleocene), the Hirosawa Conglomerate (Lower Miocene) and the Yabuzuka Formation (Lower Miocene) in ascending order. The Kanayama Welded Tuff comprises mainly densely-welded rhyolitic tuff layers with basal conglomerate, which unconformably overlies the Jurassic accretionary complex (Ashio Belt). The Hirosawa Conglomerate, overlying the pre-Neogene rocks unconformably, comprises terrestrial conglomerate. The

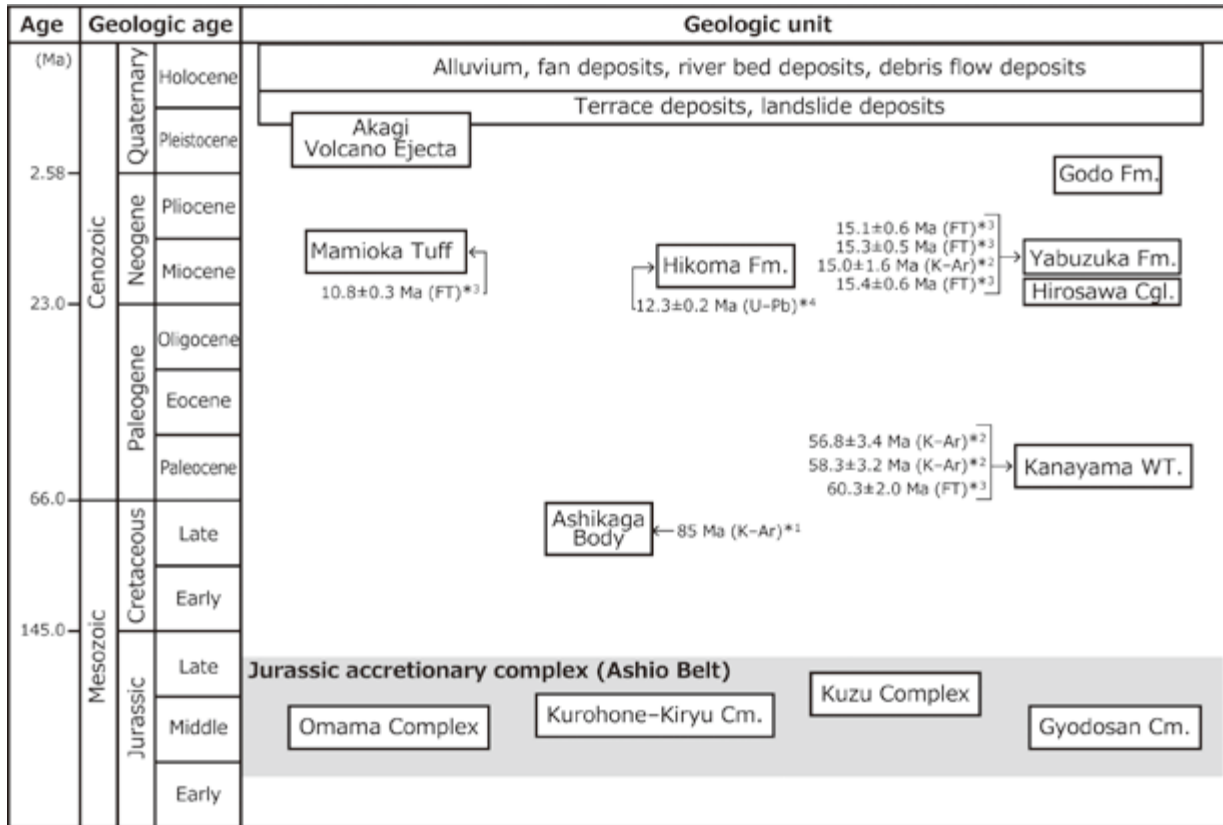


Fig. 2 Summary of geology of the Kiryu and Ashikaga District

Fm.: Formation; Cm.: Complex; WT.: Welded Tuff; Cgl.: Conglomerate. ^{*1}Yanai (1972); ^{*2}Takahashi *et al.* (1991); ^{*3}Nomura *et al.* (2017); ^{*4}This study.

Yabuzuka Formation comprises mainly pumice lapilli tuff and welded tuff with reworked volcanoclastic sediments. Basalt and basaltic andesitic lava flows are intercalated in the lowest part of the Yabuzuka Formation, and lake sediments are interbedded in the middle part of the formation. A few outcrops of the Mamioka Tuff (Upper Miocene) and a small outcrop of dacite (age and origin uncertain) are present around the Mt. Shikada. The Hikoma Formation (Middle Miocene) in the Hikoma Basin consists of poorly-sorted breccia, tuffaceous sandstone and felsic tuff with thick rhyolite lava flow. The boundary between the Hikoma Formation and the surrounding Jurassic accretionary complex is about unconformity.

Pleistocene Akagi Volcano Ejecta

This volcano is a large stratovolcano, 20 km wide from east to west and 30 km wide from north to south, located on the volcanic front at the southern end of the Northeast Honshu arc. Only the southeastern foot of the volcano is included in this area. It consists of the Nashiki Debris Avalanche Deposit, which is a sector-collapse product of an older stratovolcano at 0.24–0.20 Ma, the volcanic fan 1 deposits, the Ogo Pumice Flow Deposit (ca. 65 ka), and Nagumo Pumice Flow Deposit (ca. 52 ka) and the volcanic fan 2 deposits of the younger stratovolcano.

Quaternary

In the western area of the Watarase River, the late Pleistocene terrace deposits, which are composed mainly of gravel, are widely distributed. The terrace surfaces can be subdivided into the Kiribara, Iwajuku, Omama and Yabuzuka, and Aioi surfaces, from higher- to lower-level terraces. The alluvium is distributed mainly in the lowlands along the Watarase River and its tributaries, along which terraces, small fans, slope collapse and debris flow deposits are sporadically distributed. Quaternary deposits up to 100 m in depth lie beneath the lowlands.

Active faults

Two active faults, the Okubo Fault and the Ota Fault, are present in the district. The Okubo Fault in the northwestern part of the district consists of several E–W trending faults that are considered to have deformed the terrace surfaces. The NW–SE trending Ota Fault in the southwestern side of the Watarase River has cut into the terrace surfaces in some areas.

Applied geology

Although manganese was previously mined in the district, none of the mines are currently active. The minerals nagashimalite and suzukiite were discovered in a manganese mine (Mogurazawa Mine) on a tributary of the Kiryu River.

There are some active quarries for aggregate in the Ashio Mountains and Hachioji Hills. Siliceous claystone at the Ban-yama Mine (currently inactive) was previously mined for use as grindstones.

Twelve hot springs, such as the Yabuzuka Hot Spring in the Hachioji Hills, are located in the district. Water from these hot springs ranges from alkaline to acidic.

The Konin Earthquake (A.D. 818) caused geological hazards in the southern foot of the Akagi Volcano. Cracks and slope failure deposits, caused by the earthquake, were recognized at six archaeological sites in the Kiryu and Ashikaga District.

Four geological sites of interest in the district are described in this report. The Nagusa Gigantic Rocks [Nagusa-no-kyosekigun], which were designated as a special national natural monument in 1939, are located in Nagusa-kamicho, Ashikaga City, Tochigi Prefecture. The Takatsudo Gorge, well-known for its autumn foliage, is located in Omama-machi Takatsudo, Midori City, Gunma Prefecture. The pelitic mixed rock of the Omama Complex is widely exposed in the gorge. The Odaira Stalactite Cave, which is composed of carbonate rocks of the Omama Complex, is located in Omama-machi Odaira, Midori City. Narushi is a gigantic rock located in Omata-cho, Ashikaga City. According to legend, the chert in Narushi was carried to the rock from the summit of an adjacent mountain (Mt. Sekison) by wild monkeys.

執筆分担

第1章	地形	伊藤 剛・水野清秀
第2章	地質概説	伊藤 剛・高橋雅紀・山元孝広・水野清秀
第3章	ジュラ系付加体（足尾帯）	伊藤 剛
第4章	上部白亜系深成岩類（足利岩体）	伊藤 剛
第5章	古第三系及び新第三系	高橋雅紀・山元孝広
第6章	更新統赤城火山噴出物	山元孝広
第7章	第四系	水野清秀
第8章	活断層	水野清秀
第9章	応用地質	伊藤 剛

文献引用例

全体の引用例

伊藤 剛・高橋雅紀・山元孝広・水野清秀（2022）桐生及足利地域の地質．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，101p.

章単位での引用例

伊藤 剛・水野清秀（2022）第1章 地形．桐生及足利地域の地質．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，1-5.

Bibliographic reference

In the case of the whole citation:

Ito, T., Takahashi, M., Yamamoto, T. and Mizuno, K. (2022) *Geology of the Kiryu and Ashikaga District*. Quadrangle Series, 1:50,000, Geological Survey of Japan, AIST, 101p. (in Japanese with English abstract).

In the case of part citation:

Ito, T. and Mizuno, K. (2022) Chapter I. Topography. *Geology of the Kiryu and Ashikaga District*. Quadrangle Series, 1:50,000, Geological Survey of Japan, AIST, 1-5 (in Japanese).

地域地質研究報告（5万分の1地質図幅）

桐生及足利地域の地質

令和4年3月30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 Kiryu and Ashikaga District. Quadrangle
Series, 1:50,000

Published on March 30, 2022

Geological Survey of Japan, AIST

AIST Tsukuba Central 7, 1-1, Higashi 1-chome, 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：足利学校の庭園(栃木県足利市昌平町)

足利学校は日本最古の教育機関として知られ、大正 10 年 3 月 3 日に重要文化財(国指定の史跡)に、平成 27 年 4 月 24 日に日本遺産に認定された。足利学校の庭園には庭石としてチャートが置かれており、「桐生及足利」地域のジュラ系付加体(足尾帯)の構成岩類と思われる。

Back Cover Photo: Garden of the Ashikaga School [Ashikaga Gakko] (Shohei-cho, Ashikaga City, Tochigi Prefecture)

The Ashikaga School is known as the oldest academic agency of Japan. It was designated as a National Historic Site of Japan at March 3rd 1921 and as a Japan Heritage at April 24th 2015. Chert is placed in a garden of the Ashikaga School as a garden rock. The chert is presumably component rocks of the Jurassic accretionary complex (Ashio Belt) in the “Kiryu and Ashikaga” District.

