

地域地質研究報告
5万分の1地質図幅
新潟(7)第34号
NJ-54-22-7

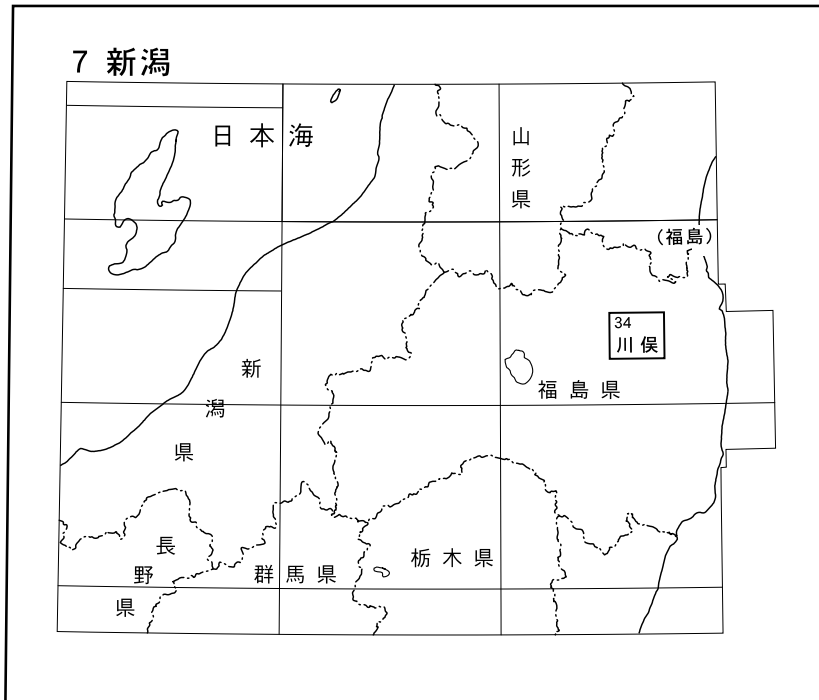
川 俣 地 域 の 地 質

久保和也・山元孝広・村田泰章・牧野雅彦

平成 27 年

独立行政法人 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

7-23 福島 Fukushima NJ-54-22-10 (未刊行, unpublished)	7-24 保原 Hobara NJ-54-22-6 (未刊行, unpublished)	7-25 相馬中村 Sōma-Nakamura NJ-54-16-14, 22-2 (1996)
7-33 二本松 Nihonmatsu NJ-54-22-11 (1995)	7-34 川俣 Kawamata NJ-54-22-7 (2015)	7-35, 36 原町及び大甕 Haramachi and Ōmika NJ-54-16-15, 22-3 (1990)
7-44 郡山 Kōriyama NJ-54-22-12 (未刊行, unpublished)	7-45 常葉 Tokiwa NJ-54-22-8 (未刊行, unpublished)	7-46, 47 浪江及び磐城富岡 Namie and Iwaki-Tomioka NJ-54-16-16, 22-4 (1994)

川俣地域の地質

久保和也¹・山元孝広²・村田泰章³・牧野雅彦³

地質調査総合センター（元地質調査所）は明治15年（1882年）に創設されて以来、国土の地球科学的実態を解明するため調査研究を行い、その成果の一部として様々な縮尺の地質図を作成・出版してきた。その中で5万分の1地質図幅は、自らの調査に基づく最も詳細な地質図であり、基本的な地質情報が網羅されている。川俣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、地球科学的研究・環境保全・地質災害軽減対策等の基礎試料として活用されることを目的としている。

川俣地域の地質研究は、久保和也によって昭和60年度に開始された。その後、地震予知のための特定観測地域「宮城県東部・福島県東部」内の地質調査に重点を置いたための中断を経て、平成18年まで断続的に研究が継続された。その間の成果は20万分の1地質図幅「福島」等に活用された。その後、山元孝広・村田泰章・牧野雅彦が担当者に加わり本図幅地域の調査研究を完了した。

野外調査にあたっては、白亜紀以前の変成岩類及び貫入岩類については久保が担当し、主として昭和60～62年度に行い、その後平成18年までに若干の補備調査を実施した。地形・第三系・第四系については山元が担当し、平成21年度に野外調査を実施した。重力については村田と牧野が担当し、既存の重力測定結果を取りまとめる目的で平成24年度に補足的な現地測定を実施した。

室内研究及び原稿執筆は上記の分担に従って行い、全体のとりまとめは久保が行った。

本地域内の応用地質の現況調査にあたって、福島県商工労働部企業立地課及び同、農林水産部農地管理課の協力を得た。また、本地域南東縁部の花崗岩類の検討にあたって、島根大学の亀井淳志氏のご協力を得た。上記関係者の方々に厚くお礼申し上げる。

本研究のために使用した薄片は、宮本昭正・阿部正治・佐藤芳治・野神貴嗣・佐藤卓見・渡辺真治の各技官（元所員を含む）の作成による。

なお、本報告に付属する地質図に用いた記号群及び凡例表示はJIS A 0204:2012及びJIS A 0205:2012を適用し、そのうち地層界線や断層線などの地質学的属性境界の表示は、「存在確実度特定・位置正確度不特定」とした。

（平成26年度稿）

所 属

¹ 地質情報研究部門（客員研究員）

² 活断層・火山研究部門

³ 地質情報研究部門

Keywords : areal geology, geological map, 1:50,000, Kawamata, Fukushima, Abukuma, metamorphic rock, granitic rock, gabbroic rock, volcanic rock, terrace deposit, Cretaceous, Neogene, Quaternary

目 次

第1章 地 形	1
1.1 山地の地形	1
1.2 河川の地形	5
第2章 地質概説	6
2.1 先古第三系	6
2.2 新生界	7
2.3 地史の要約	8
2.4 重 力	8
第3章 変成岩類	9
第4章 貫入岩類	11
4.1 研究史	11
4.2 斑れい岩類	12
4.2.1 羽山斑れい岩体	12
4.2.1.1 斑れい岩質岩相	16
i. 周縁急冷岩相	16
ii. 不均質斑れい岩相	17
iii. 層状斑れい岩相	18
iv. 斑れい岩相Ⅰ：付加集積岩組織の卓越する優黒質斑れい岩	18
v. 斑れい岩相Ⅱ：正集積岩組織を示す優黒質斑れい岩	19
vi. 斑れい岩相Ⅲ：優白質斑れい岩	19
vii. 斑れい岩相Ⅳ：石英閃緑岩質斑れい岩	20
4.2.1.2 羽山斑れい岩体の南縁中央付近における斑れい岩質岩相の産状	20
i. 中粒角閃石黒雲母花崗閃緑岩 (Gd)	21
ii. 細粒黒雲母含有輝石斑れい岩：周縁急冷岩相 (Gb-1a)	21
iii. 細-中粒優黒質角閃石斑れい岩：不均質斑れい岩相 (Gb-1b)	21
iv. 中粒優白質角閃石斑れい岩：斑れい岩相Ⅲ (Gb-2a)	21
v. ガブロペグマタイト質細脈に富む優白質斑れい岩：斑れい岩相Ⅲ (Gb-2b)	21
vi. 優黒質の層状斑れい岩と優白質斑れい岩からなる層状岩：層状斑れい岩相 (Gb-3)	21
vii. 優黒質層状斑れい岩：層状斑れい岩相 (Gb-4)	22
viii. リズミックレーヤリングの発達する層状斑れい岩：層状斑れい岩相 (Gb-5)	23
ix. 優黒質斑れい岩：斑れい岩相Ⅱ (Gb-6)	23
4.2.1.3 混成岩相	23
4.2.1.4 石英閃緑岩相	25
4.2.2 白馬石山斑れい岩体	25
4.2.3 移ヶ岳斑れい岩体	26
4.2.4 細粒角閃石黒雲母閃緑岩中の斑れい岩質岩	27
4.2.4.1 白馬石山西方域	27

4. 2. 4. 2 羽山南西域	28
4. 3 阿武隈花崗岩類	29
4. 3. 1 中粒角閃石黒雲母花崗閃緑岩	29
4. 3. 2 中粒角閃石含有黒雲母花崗閃緑岩	31
4. 3. 2. 1 日山岩体	31
4. 3. 2. 2 大綱木岩体	33
4. 3. 3 中粒黒雲母花崗岩 (淡紅色黒雲母花崗岩)	33
4. 3. 4 細粒白雲母黒雲母花崗岩	35
4. 3. 5 斑状花崗閃緑岩	35
4. 3. 6 細粒角閃石黒雲母閃緑岩	36
4. 4 貫入岩類の放射性同位体年代値とその解釈	39
4. 4. 1 阿武隈花崗岩類の放射性同位体年代	39
4. 4. 2 斑れい岩類の放射性同位体年代	40
第5章 新第三系	41
5. 1 霊山層	41
5. 2 岩倉層	41
5. 3 前期-中期中新世貫入岩	42
5. 4 寺坂貫入火砕岩	43
第6章 第四系	47
6. 1 高位Ⅰ段丘堆積物	48
6. 2 高位Ⅱ段丘堆積物	49
6. 3 中位段丘堆積物	51
6. 4 低位Ⅰ段丘堆積物	51
6. 5 低位Ⅱ段丘堆積物	51
6. 6 谷底緩斜面堆積物	51
6. 7 現河床堆積物	53
6. 8 被覆風成堆積物中の降下火砕堆積物	53
第7章 重力異常と密度構造	62
7. 1 重力データの編集	62
7. 2 重力データの処理	62
7. 3 重力異常の概要	63
7. 4 表層密度分布の推定	65
7. 5 3次元構造	66
第8章 地質構造	68
第9章 地震活動及び活構造	70
第10章 応用地質	71
10. 1 珪石・長石	71
10. 2 石材・砕石	71
文 献	72
Abstract	75

図・表・図版目次

第 1. 1 図 「川俣」図幅地域とその周辺の地形陰影図	2
第 1. 2 図 阿武隈山地地形断面図	3
第 1. 3 図 川俣町山木屋の盆地状の底平地	4
第 1. 4 図 阿武隈山地内の段丘離水河床面と埋谷緩斜面との比高分布	4
第 1. 5 図 阿武隈山地内の谷底緩斜面	4
第 1. 6 図 阿武隈山地を下刻する阿武隈川本流	5
第 2. 1 図 阿武隈山地の先古第三系地質概略図	6
第 2. 2 図 「川俣」図幅地域の地質総括図	7
第 3. 1 図 中粒黒雲母角閃石花崗閃緑岩中のミグマタイト状泥質変成岩	9
第 3. 2 図 泥質変成岩周辺の優白質花崗岩中のザクロ石	10
第 4. 1 図 貫入岩類の貫入関係	11
第 4. 2 図 花崗岩類のモード組成	11
第 4. 3 図 羽山斑れい岩体周辺の地質概略図	13
第 4. 4 図 羽山斑れい岩体の岩相分布図	15
第 4. 5 図 羽山斑れい岩体の断面図	15
第 4. 6 図 花崗閃緑岩と斑れい岩の境界部	17
第 4. 7 図 羽山斑れい岩体の中央南端部付近の岩相変化を示す模式柱状図	17
第 4. 8 図 不均質斑れい岩	18
第 4. 9 図 ガブロペグマタイトの細脈の発達する優白質斑れい岩	22
第 4. 10 図 層状斑れい岩（遠景）	23
第 4. 11 図 層状斑れい岩の層状構造	24
第 4. 12 図 不均質な細粒角閃石黒雲母閃緑岩中の斑れい岩質捕獲岩	28
第 4. 13 図 中粒角閃石黒雲母花崗閃緑岩中の粗粒角閃石の目立つ岩相	30
第 4. 14 図 中粒角閃石黒雲母花崗閃緑岩中の強片状部	30
第 4. 15 図 中粒黒雲母花崗岩と細粒角閃石黒雲母閃緑岩の境界近傍の産状	32
第 4. 16 図 細粒角閃石黒雲母閃緑岩中の混成岩様網状岩脈	38
第 5. 1 図 霊山層のラハール堆積物	42
第 5. 2 図 岩倉層の流紋岩火山礫凝灰岩	42
第 5. 3 図 前期白亜紀花崗岩類に貫入する玄武岩-安山岩岩脈	44
第 5. 4 図 無斑晶質玄武岩の火道角礫岩	44
第 5. 5 図 寺坂貫入火砕岩と基盤岩の貫入境界 (1)	45
第 5. 6 図 寺坂貫入火砕岩と基盤岩の貫入境界 (2)	45
第 5. 7 図 寺坂貫入火砕岩と基盤岩の貫入境界 (3)	46
第 6. 1 図 段丘河川堆積物とテフラ層及び海洋酸素同位体ステージの関係	47
第 6. 2 図 高位 I 段丘堆積物	48
第 6. 3 図 高位 I 段丘・高位 II 段丘・中位段丘堆積物と塚原層・小浜段丘堆積物の柱状図	49
第 6. 4 図 高位 I 段丘堆積物? (th1?) とこれを覆う高位 II 段丘堆積物 (th2)	50

第 6. 5 図	高位Ⅱ段丘堆積物	50
第 6. 6 図	低位Ⅰ段丘堆積物 (tl1) と谷底緩斜面堆積物 (s) の柱状図	52
第 6. 7 図	低位Ⅰ段丘堆積物	52
第 6. 8 図	低位Ⅱ段丘堆積物	53
第 6. 9 図	砂小原逆瀬川テフラの層厚分布	56
第 6. 10 図	砂小原久保田テフラの層厚分布	56
第 6. 11 図	吾妻福島テフラの層厚分布	57
第 6. 12 図	吾妻佐久間テフラの層厚分布	58
第 6. 13 図	安達太良岳テフラの層厚分布	58
第 6. 14 図	安達太良岳テフラ	59
第 6. 15 図	磐梯葉山 2 テフラの層厚分布	59
第 6. 16 図	磐梯葉山 1 テフラの層厚分布	60
第 6. 17 図	沼沢沼沢湖テフラの最大粒径分布	60
第 7. 1 図	地形陰影と重力測点図	63
第 7. 2 図	重力異常図	64
第 7. 3 図	重力傾向面図	64
第 7. 4 図	残差重力図	65
第 7. 5 図	重力データより推定した地殻表層密度分布図	66
第 7. 6 図	寺坂貫入火砕岩分布域の 3 次元構造モデルと重力異常	66
第 7. 7 図	羽山斑れい岩分布域の 3 次元構造モデルと重力異常	67
第 8. 1 図	阿武隈山地北部の地質構造図	68
第 8. 2 図	鍋遣断層の露頭	69
第 9. 1 図	20 万分の 1 地質図幅「福島」地域内に分布する活断層の位置	70
第 4. 1 表	羽山斑れい岩体の斑れい岩類の化学組成	16
第 4. 2 表	花崗閃緑岩と強片状岩の化学組成	31
第 5. 1 表	フィッション・トラック年代測定結果	43
第 6. 1 表	放射性炭素年代測定結果	53
第 6. 2 表	テフラ層の特徴	54
第 6. 3 表	露頭位置	55
第 7. 1 表	重力図の編集に用いた重力測点数と測量方法	63
Figure 1	Summary of the geology of the Kawamata District	76
Figure 2	Tectonic map of the northern part of the Abukuma Mountains	77
第 I 図版	貫入岩類の研磨岩片写真	79
第 II 図版	貫入岩類の顕微鏡写真	82

第1章 地 形

(山元孝広)

「川俣」図幅地域は、東経 140° 30′ ~ 140° 45′, 北緯 37° 30′ ~ 37° 40′ 日本測地系 (東経 140° 29′ 47″ 8 ~ 140° 44′ 47″ 8, 北緯 37° 30′ 10″ 9 ~ 37° 40′ 10″ 9 世界測地系) の範囲に相当し、行政的には福島県の福島市、二本松市、伊達郡川俣町、相馬郡飯館村、双葉郡浪江町・葛尾村、田村郡三春町、田村市船引町、本宮市に属する。地形的には地域全体が阿武隈山地内にあり、北西縁部を阿武隈川が流れている。

1. 1 山地の地形

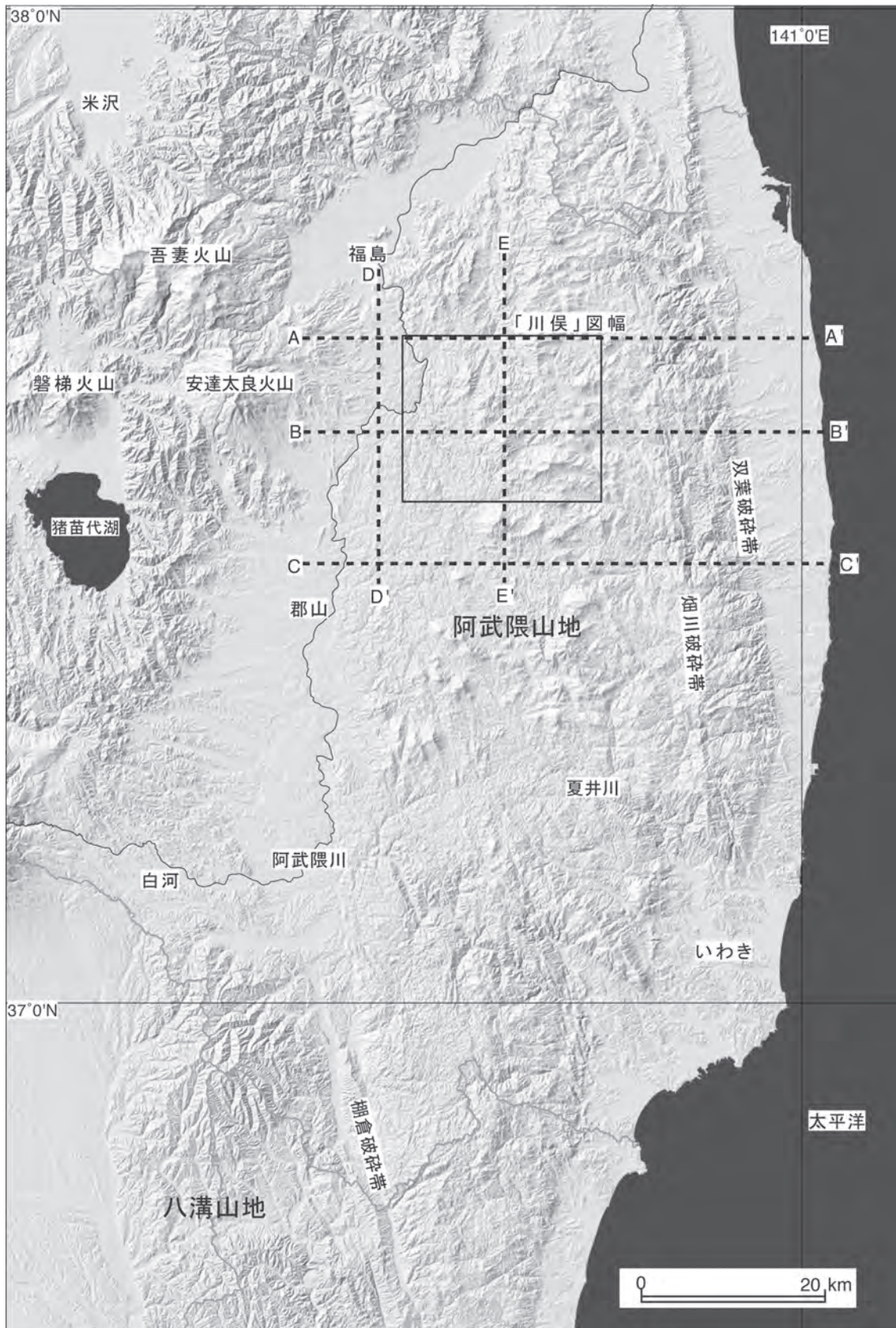
本図幅地域が位置する阿武隈山地は東北日本の前弧域にあり、東北東縁と西南西縁を双葉破砕帯と棚倉構造破砕帯とに、西北西縁と東南東縁を阿武隈川と太平洋とによって、それぞれ境されている。南北 180 km, 東西 50 km と南北に長い紡錘形をしたなだらかな山地である (第 1. 1 図)。

この山地は中通りの流域区と浜通りの流域区との分水界となっており、その分水界は北から南に向かって霊山 (保原地域) - 日山 (川俣地域) - 大滝根山 (常葉地域) までほぼ南北の方向となっている。分水界は太平洋に流れる夏井川流域が西に張り出す大滝根山 - 黒石山間で東西の方向をとるが、これより南では、ほぼ南北の方向となっている。このような地形的な違いから、夏井川以北を阿武隈山地北部、以南を阿武隈山地南部と呼ぶことが多い (例えば中村, 1960)。この区分に従うと、本図幅地域は阿武隈山地北部に属している。

阿武隈山地の最も顕著な地形的特徴は、広い侵食小起伏面と残丘状の山体の存在である (中村, 1960; 小池, 1968; Koike, 1969; 木村, 1994)。この山地は、全体として、隆起軸が東にかたよったやや西に傾く傾動地塊の形態を有し、その背面の緩傾斜部にあたる山地北西部を中心に船引面・三春面・二本松面などの数段の小起伏面が形成されている (第 1. 2 図)。侵食小起伏面は標高 300 - 750 m の緩斜面の尾根と浅い谷からなり、尾根と谷部をつなぐ斜面の比高が 100 m 程度の山地を構成している。残丘状の山地は、中央部のやや東よりの地域に散在して分布し、本図幅地域内では日山 (標高 1054.6 m)、^{はやま}羽山 (麓山) (標高 897.1 m)、^{ひやま}戦山 (標高 863.2 m)、^{くち}口太山 (標高 842.6 m)、^{ふとやま}高太石山 (標高 863.7 m) などがこれに当たる。このような残丘状山地の上部には、斑れい岩などの比較的侵食に強い岩石が分布しており、これらの山地は典型的な組織地形であることを示している。

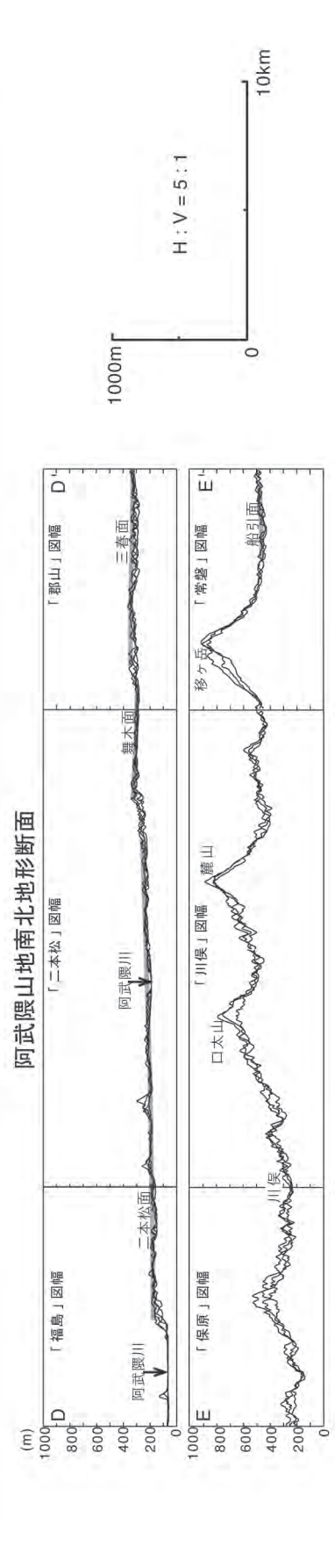
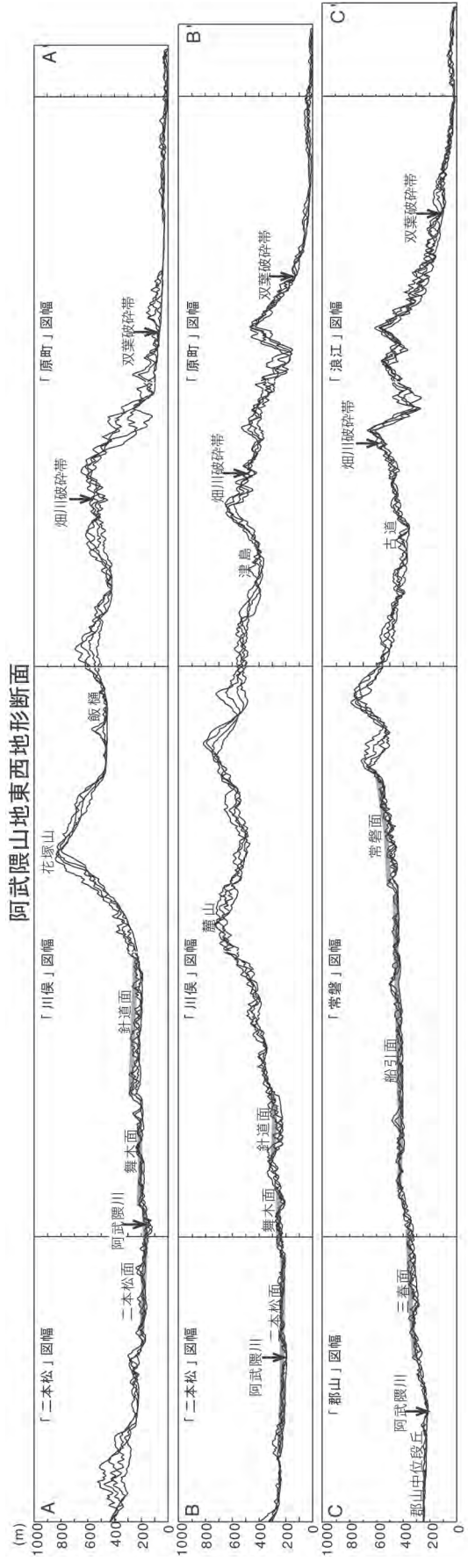
さらに残丘状の山地の頂部にはトア状に露岩があることが多く、氷期の周氷河作用の名残とみられる。また、残丘状山地の間には盆地状の低平地が散在していることもこの山地の特徴である。大きなものは盆地状輪郭内の面積が 10 km² 程度の飯館村飯樋周辺 (本図幅地域東北部) から、河谷沿いに谷底緩斜面や段丘面を袋状にひろげるわずか数 ha のものまで、その規模は様々である (第 1. 3 図)。段丘面の多くは残丘状山地斜面下部の麓斜面へと続き、そのほとんどが氷期に形成されたもので、高位・中位・低位段丘面が識別されている (Yamamoto, 2005)。各段丘の河川堆積物の比高から計測される阿武隈山地内における河川の下刻率は、おおよそ 10 m / 10 万年となる (第 1. 4 図: Yamamoto, 2005)。谷底緩斜面は山地内の多くの河川沿いに認められ、緩斜面構成堆積物の放射性炭素年代から、完新世の最温暖期 (ヒブシサーマル) に形成されたものと考えられる。緩斜面構成堆積物の上位には本来はクロボク土が重なっているが、緩斜面のほとんどは現在、水田として開墾されている (第 1. 5 図)。

阿武隈山地、特に本図幅地域西部から南西隣「郡山」・南隣「常葉」図幅地域に分布する侵食小起伏面は、高位面群 (750 - 1000 m)、中位面群 (550 - 730 m)、下位面群 (300 - 550 m) に区分されていた (中村, 1960; 木村, 1994)。高位面群については、層序的な被覆関係から、北東隣「相馬中村」・東隣「原町」図幅地域の中通りに分布する下部中新統塩手層 (久保ほか, 1990; 柳沢ほか, 1996) の堆積以前、中位面群は北東隣「相馬中村」・北隣「保原」図幅地域の中部中新統霊山層 (山元, 1996) の堆積後と考えられている (木村, 1994)。下位面群 (三春面及び船引面) については南西隣「郡山」・南隣「常葉」図幅地域において前期更新世の白河火砕流堆積物に覆われるとされていた (小池, 1968; Koike, 1969)。しかし、岩相の類似のみから前期更新世と漠然と考えられていたこの対比は間違っており、白河火砕流堆積物相当層から得られたジルコンのフィッシュトラック年代値は鮮新世初頭の 5 ~ 4 Ma を示し、この堆積物は三春火砕流堆積物と新たに定義されている (Yamamoto, 2005)。三春堆積物は郡山盆地内の鮮新世火砕流群と同じ火砕流台面を構成していたもので、かつ阿武隈山地内のもののほうが粒度が細かくより遠方相となっている。従って、この火砕流の堆積当時には中通り・三春面・船引面は同じ地形面を構成しており、中通りに対して三春面・船引面は地形的な高まりとなっていなかったことになる。これらの関係を総合すると、阿武隈山地の侵食小起伏面は



第 1. 1 図 「川俣」図幅地域とその周辺の地形陰影図

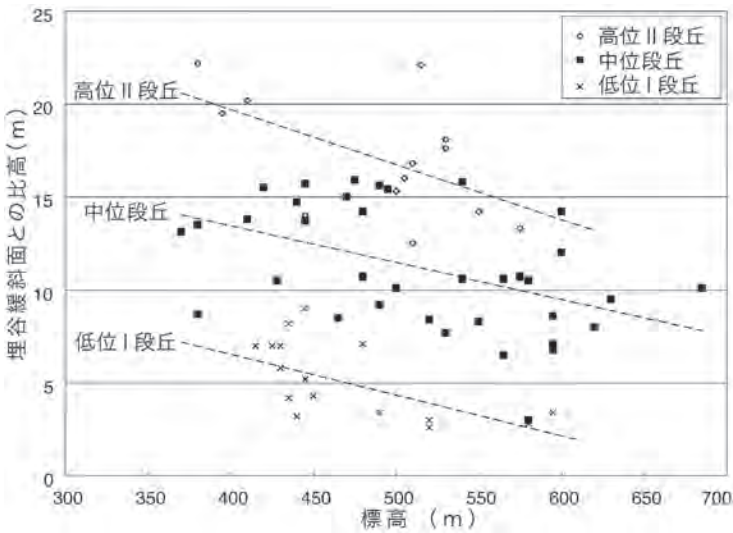
四角の実線枠内が「川俣」図幅地域で、阿武隈山地の中央北寄りに位置している。A-A'～E-E'の破線は、第 1. 2 図の地形断面図の位置を示す。国土地理院発行の数値地図 50 m メッシュを使用。



第 1.2 図 阿武隈山地地形断面図
 阿武隈山地は東西に非対称な地形的特徴を持ち、東には残丘状の山地、西には数段の侵食小起伏面が発達する。A-A'～E-E'の断面図の位置は第 1 図を参照のこと。常磐面・船引面・三春面や針道面・舞木面・二本松面は、小池 (1968) の侵食小起伏面を示す。国土地理院発行の数値地図 50 m メッシュを使用。



第 1. 3 図 川俣町山木屋の盆地状の底平地
阿武隈山地東部の残丘状山地の間には、河谷沿いに谷底緩斜面や複数の段丘面が発達する。写真の川俣町山木屋では MIS 6 に離水した高位Ⅱ段丘の発達が顕著である。背後の疣石山の山頂部には白亜紀後期花崗岩類を不整合に覆って中部新統霊山層の玄武岩凝灰角礫岩が分布する。



第 1. 4 図 阿武隈山地内の段丘離水河床面と谷底緩斜面との比高分布
Yamamoto (2005) を一部修正。各段丘河床面と谷底緩斜面との比高には標高との逆相関が認められるが、これは標高が高くなるほど背後の集水域が小さくなることを反映している。高位Ⅱ段丘の河床離水時期は MIS 6、中位段丘の河床離水時期は MIS 5.4 - 5.2、低位Ⅰ段丘の河床離水時期は MIS 3 - 2 で、各段丘の河川堆積物の比高から計測される阿武隈山地内における河川の下刻率はおよそ 10 m / 10 万年である。



第 1. 5 図 阿武隈山地内の谷底緩斜面（本宮市稲沢）
阿武隈山地の河谷のほとんどには完新世気候最温暖期に形成された谷底緩斜面が広がっている。ただし、緩斜面のほとんどは写真のように水田として開墾され、初生的な地形面はほとんど残っていない。背後の平滑な稜線は、後期白亜紀花崗岩類を削った侵食小起伏面で、小池 (1968) の舞木面に相当する。

中位・低位面群とも中期中新世末から後期中新世に形成されたもので、木村（1994）が既に指摘したように、分布範囲が広く定高性が著しいことから侵食基準面近傍に形成された地形面の遺物と見られる。三春火砕流堆積後の鮮新世には山地東西両縁での断層運動が始まり、阿武隈山地地域の隆起運動が顕著になった。特に山地東縁の双葉断層は、浜通に分布する鮮新統の仙台層群に対して西上がりの逆断層として顕著な累積変異を及ぼしている（柳沢ほか、1996）。ただし、第四紀にはそのような逆断層運動はほとんど停止しており、双葉断層の北側の一部が横ずれ断層として低位段丘堆積物に変位を与えるのみである（柳沢ほか、1996）。

1. 2 河川の地形

阿武隈川は福島・栃木県境的那須火山群三本槍岳北東斜面を源頭に、福島県中通りを北上して、仙台平野南縁で太平洋へと注ぐ一級河川である。水系としての流路延長 239 km は、東北で北上川に次ぐ長さの川である。本図幅地域内では北西縁部の阿武隈山地内を峡谷となって北上している。阿武隈川の谷底と周辺の侵食小起伏面との比高は 50～100 m で、その谷壁は急斜面となっている（第 1. 6 図）。また、阿武隈川沿いには後期更新世末に形成された低位Ⅱ段丘が断片的に分布し、その比高も 10～30 m に達している。本図幅地域の阿武隈川の谷底には現河床堆積物は全く分布しておらず、岩盤が露出している（第 1. 6 図）。



第 1. 6 図 阿武隈山地を下刻する阿武隈川本流（二本松市稚児舞台）

阿武隈川本流沿いには現河床堆積物は発達せず、岩盤が露出する。背後の平滑な稜線は、白亜紀後期花崗岩類を削った侵食小起伏面で、小池（1968）の二本松面に相当する。河床から平滑な稜線までの比高は約 100 m。

本図幅地域を流れる阿武隈川の流路は直線的で、複数のリニアメントをつなぐように鋭角に折れ曲がっている。特に飯野ダムから南南西に直線に伸びる阿武隈川の延長部には岩代小浜まで続く明瞭なりニアメントがあり、基盤岩中の破碎部が選択的に下刻され河川流路となったことを示唆している。同様な直線的な谷地形は川俣から南南西に延びる広瀬川にも認められ、谷底緩斜面堆積物や段丘堆積物で被覆されたこれらの谷沿いに顕著な破碎帯が伏在するものとみられる。

第2章 地質概説

(久保和也・山元孝広・村田泰章・牧野雅彦)

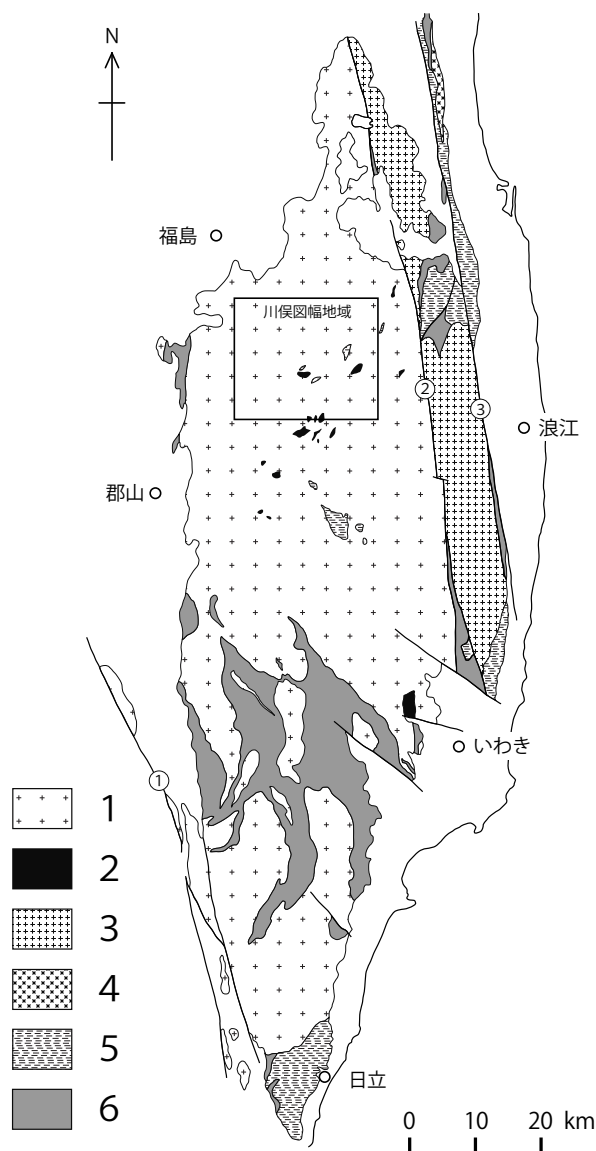
「川俣」図幅地域は阿武隈山地北部のほぼ中央に位置する(第2.1図)。本地域は主として前期白亜紀の花崗岩類(いわゆる阿武隈花崗岩類)からなり、その他に時代未詳の変成岩類と前期白亜紀の斑れい岩類、及び新第三系と第四系が小規模分布する。本図幅地域の地質を総括して第2.2図に示す。

2.1 先古第三系

本図幅地域の先古第三系は、時代未詳の変成岩類と、前期白亜紀の斑れい岩類及び花崗岩類からなる。

変成岩類は泥質堆積岩及び苦鉄質岩起源の再結晶岩で、花崗閃緑岩～花崗岩中で捕獲岩状に産する。また、斑れい岩類に貫入されている。本地域の主として東半部に分布し、北東-南西方向に伸びる帯状の地域に集中的に分布している。しばしばミグマタイト状をなしている。苦鉄質変成岩の産出頻度は泥質変成岩のそれに比べてごく小さい。これらの変成岩類が阿武隈花崗岩類の貫入以前に広域変成作用を被っていたかどうかは不明である。

斑れい岩類は図幅地域南東部の羽山及び白馬石山^{しろまといしやま}の山頂周辺の高標高域及び両山頂間の低標高域に分布している。また図幅地域中央部南端にも小規模分布する。これらはいずれも阿武隈花崗岩類中に分布する小岩体で、かんらん石輝石斑れい岩・角閃石輝石斑れい岩・角閃石斑れい岩等から構成され、周囲の花崗岩類に貫入されている。鏡下では再結晶組織が認められる。羽山地域(羽山斑れい岩体)では岩体の構成要素として石英閃緑岩も認められ、周囲の中粒角閃石黒雲母花崗岩・細粒角閃石黒雲母閃緑岩等に貫入されている。羽山斑れい岩体の場合、岩体を取り巻く花崗岩質岩中には少数の斑れい岩捕獲岩と多数の泥質変成岩捕獲岩が分布している。泥質変成岩捕獲岩のなかには明瞭な境界で斑れい岩に貫かれているものもある。斑れい岩類は変成岩類(若しくは堆積岩類)に貫入固結後、阿武隈花崗岩類によって貫入され、変成岩類(若しくは堆積岩類)と共に熱変成を被った事が、野外及び鏡下の検討から結論される。斑れい岩類は初生鉱物として磁鉄鉱を含み(岩石帯磁率は $10-90 \times 10^{-3} \text{SIU}$)、低帯磁率の阿武隈花崗岩類との成因関係は無いと判断される。なお、南部阿武隈地域に分布する宮本斑れい岩体等の斑れい岩群は、一般に低帯磁率($5 \times 10^{-3} \text{SIU}$ 以下)で、阿武隈花崗岩類と共に複合岩体を構成する事が多く、両者は一連の火成作用の産物である可能性が高い。



第2.1図 阿武隈山地の先古第三系地質概略図

1: 阿武隈花崗岩類(斑れい岩を含む), 2: 阿武隈花崗岩類に先行する斑れい岩類, 3: 北上花崗岩類に対比される花崗岩類(斑れい岩を含む), 4: 後期石炭紀花崗岩類及び前期白亜紀花崗岩類, 5: 先古第三系堆積岩類(時代未詳火成岩, 変成岩を含む), 6: 変成岩類, ①: 棚倉破碎帯, ②: 畑川破碎帯, ③: 双葉破碎帯

地質年代		地 質 区 分	火成活動	構造運動・気候変動など	
第四紀	完新世	谷底緩斜面堆積物・現河床堆積物		氷期の気候段丘の形成	
	更新世	後期	低位段丘堆積物		
		中期	中位段丘堆積物		
		前期	高位段丘堆積物		
新第三紀	鮮新世		珪長質カルデラ火山活動	阿武隈山地の隆起 侵食小起伏面の形成 海退	
	中新世	後期	寺坂貫入火砕岩		
		中期	岩倉層 靈山層 前期—中期中新世貫入岩		火山活動域の背弧への後退 前弧域苦鉄質火山活動
		前期			火山活動域の前弧への前進
古第三紀			海進		
白亜紀	後期	阿武隈花崗岩類	花崗岩質深成岩の形成	削剥作用 畑川・棚倉破砕帯の左横ずれによる剪断変形作用	
	前期	斑れい岩類	苦鉄質深成岩の形成		
時代未詳		変成岩類		広域変成作用？	

第 2. 2 図 「川俣」 図幅地域の地質総括図

斑れい岩類の貫入時期についての同位体年代測定値としては、移ヶ岳岩体の普通角閃石の Ar-Ar 年代、移ヶ岳岩体と羽山岩体のジルコン U-Pb 年代が得られており、その値は 130 Ma から 104 Ma 前後の範囲にある。しかしながら本図幅地域の斑れい岩類には熱変成によると思われる角閃石や黒雲母の二次的晶出（ジルコンを内包することあり）が認められるため、それらの年代値は初生のマグマ固結年代を代表しない可能性がある。これらの年代値の解釈についての問題点をふまえた上で、本稿では斑れい岩類の時代（貫入年代）を前期白亜紀としておく。

なお、これらの変成堆積岩類と斑れい岩類の大部分は、その分布状況や斑れい岩体の内部構造などから判断して、周囲に広範に分布する花崗岩類のルーフペンダントであると考えられる。すなわち、本図幅地域の現地表面は後述の複合深成岩体（いわゆる阿武隈花崗岩類）の頂部付近に相当する。

花崗岩類（いわゆる阿武隈花崗岩類）は、本図幅地域のほぼ全域にわたって広範に分布する。その岩石学的特徴から、中粒角閃石黒雲母花崗閃緑岩・中粒角閃石含有黒雲母花崗閃緑岩・中粒黒雲母花崗岩（淡紅色黒雲母花崗岩）・細粒白雲母黒雲母花崗岩・斑状花崗閃緑岩・細粒角閃石黒雲母閃緑岩に区分される。貫入順序は、細粒角閃石黒雲母閃緑岩を除いて、上記の順である。細粒角閃石黒雲母閃緑岩は各地の花崗岩類中にごく普通に認められる暗色包有物と同質の岩石で、本地域内では主として中粒角閃石黒雲母花崗閃緑岩中で、径数～数 10 cm 程

度の暗色包有物として普遍的に産する他に、数 100 m から数 km にわたって連続的な分布を示す。後者の産状は斑れい岩体の周辺部で多く見られる。細粒角閃石黒雲母閃緑岩は花崗閃緑岩類とはしばしば混成岩状に入り組んだ分布を示すが、両者の境界は一般に明瞭である。また内部に斑れい岩の捕獲岩や斑れい岩組織の残存する不均質部が認められる事があり、それらの斑れい岩質岩には鏡下で再結晶組織が認められる。これらの花崗岩類（斑れい岩質捕獲岩を除く）の岩石帯磁率は 1×10^{-3} SIU 前後以下の低い値を示す。

これらの花崗岩類の同位体地質年代値は 120 - 85 Ma 前後（K-Ar 鉱物年代、Ar-Ar 鉱物年代、Rb-Sr 全岩アイソクロン年代、ジルコン U-Pb 年代等）であるが、測定値の温度依存性を考慮すると、貫入時期は前期白亜紀と判断される。なお、各岩石種の年代値の相互関係については、現在のところ同位体年代測定によるデータからは詳細な議論ができる段階にない。例えばジルコンの U-Pb 年代値はそれを含む岩石種間の野外における貫入関係と一致しないケースが散見されるが、現時点では同一岩石種内の複数試料からのデータが無いため、測定値の精度や信頼度、同一岩石種内での年代値の幅、その値の岩石学的意味、等が検討できないからである。

2. 2 新生界

本図幅地域内には前期白亜紀の阿武隈花崗岩類を不整合で覆うかこれに貫入する新第三系（靈山層、岩倉層、

寺坂貫入火砕岩)が僅かに分布する。そのほとんどが火山岩から構成されている。霊山層は阿武隈山地北部に分布する主に玄武岩の溶岩・火山砕屑岩からなる陸成の中部中新統で、16～15 Maに形成された。岩倉層は、本図幅地域北西縁部の阿武隈山地内から北西隣「福島」図幅地域の福島盆地南縁丘陵に断片的に分布する海成中部中新統である。寺坂貫入火砕岩は、二本松市太田の寺坂周辺に分布する後期中新世の流紋岩火砕岩で、基盤の白亜紀花崗岩類に開けた直径約2 kmの凹地(火道)を埋めて分布する。その噴出時期は10.8 Ma前後である。

本図幅地域の第四系は、主に阿武隈山地内の残丘状山地間にある小規模な盆地や河川沿いに段丘や埋谷緩斜面を形成して分布している。段丘は残丘状山地斜面下部の麓斜面へと続き、粗粒な河川堆積物とこれを覆う多くの降下火砕物を含んだ風成堆積物からなる。段丘を構成する河川堆積物は氷期に堆積したものである。また、谷底緩斜面は完新世の最温暖期(ヒブシサーマル)の河川堆積物からなり、クロボク土に覆われている。

2.3 地史の要約

本図幅地域の地史は概略以下の通りである。

1) 先白亜紀(時代未詳)における主として泥質岩からなる堆積岩類の形成(その後広域変成作用を被ったかどうかは不明)。

2) 前期白亜紀における堆積岩類/変成岩類への斑れい岩類の貫入。

3) 前期白亜紀の大規模な深成活動。

大量の花崗岩質マグマが上記の堆積岩類/変成岩類中に貫入し、接触変成作用を及ぼすとともに、巨大な深成複合岩体を形成した。最も広範な分布を示す花崗閃緑岩質岩相が最初に貫入し、その後その内部に後期の岩相程より珪長質となる複数の岩相が逐次貫入し、最終的に現在のような角閃石黒雲母花崗閃緑岩から白雲母黒雲母花崗岩に及ぶ多数の岩相からなる深成複合岩体を形成し

た。

4) 白亜紀末の断層運動

阿武隈山地の複合深成岩体は、その貫入固結時から固結後にかけて左横ずれ剪断変形環境下におかれ、白亜紀末期頃にはその西縁と東縁を大規模な破碎帯(棚倉破碎帯と畑川破碎帯)によって画されている。

5) 白亜紀末から古第三紀の削剥作用

6) 前期～中期中新世の火山活動と堆積岩の形成

前期中新世から始まった日本海の拡大に伴い、それまで背弧域に限定されていた火山活動場が前弧域まで大きく広がり、阿武隈山地地域にも玄武岩を主体とする火山岩が噴出した。また、同時期に起きた22～14 Maの汎世界的な海面変化に対応して阿武隈山地内にも基盤を不整合に覆って地層が形成されている。

7) 中期～後期中新世の火山活動

前弧域火山活動は12 Maには終了し、火山活動域は背弧域へと後退し始める。その過程で、島弧火山活動の先駆けとなる珪長質火山活動が新たに始まり、寺坂貫入火砕岩が形成された。

8) 後期中新世の侵食小起伏面の形成

9) 鮮新世の阿武隈山地の隆起

10) 更新世の気候段丘の形成

2.4 重力

本図幅地域の重力異常は、阿武隈山地高重力異常の一部として、東に向かって重力値が大きくなる傾向がある。この地域における局所的な高重力異常は、地質図で斑れい岩が分布する地域に対応している。この高重力異常の大きさから、斑れい岩の底部は深部まで続くとは推定されなかった。一方、低重力異常は、寺坂貫入火砕岩に対応する低重力異常が顕著である。この低重力異常の大きさから、寺坂貫入火砕岩は 2.4 g/cm^3 程度の密度で地下深部まで続いている構造が推定された。

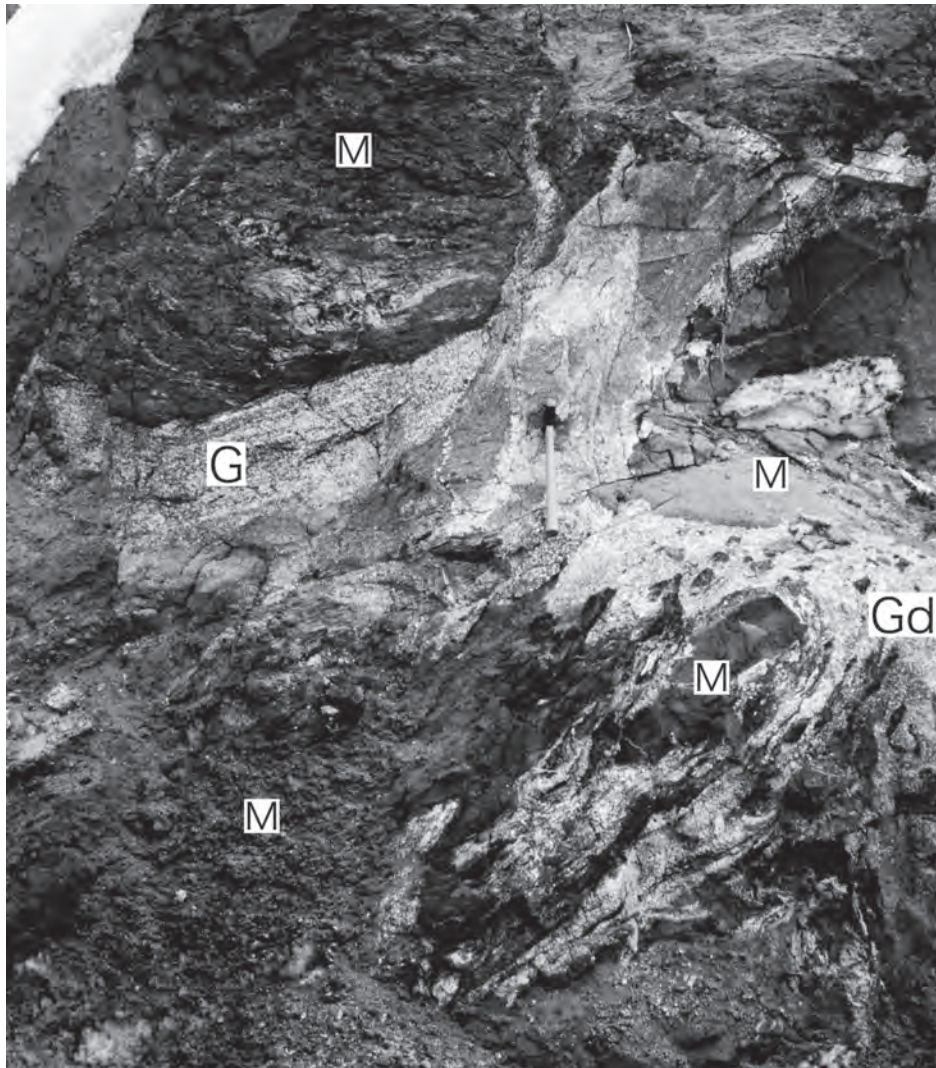
第3章 変成岩類

(久保和也)

分布及び産状

いわゆる阿武隈花崗岩類中には、主としてその北部地域に泥質及び苦鉄質の変成岩類が捕獲岩として多数含まれている(久保ほか, 2003 など)。本図幅地域内では、地域北東端の飯館村飯樋から中央南部の二本松市東新殿にかけての北東-南西方向に伸びる幅8 km 前後の帯状の地域に、花崗岩類中の捕獲岩として集中的に分布している。その大部分は花崗岩類中で厚さ数 m から十数 m のレンズ状~薄板状をなしてその長軸方向に数 m から

数100 m にわたって連続的に分布している。その配列方向は周囲の中粒角閃石黒雲母花崗閃緑岩中の内部構造(フォリエーション)とほぼ調和的である。羽山斑れい岩体周辺の中粒角閃石黒雲母花崗閃緑岩中には斑れい岩体を取り巻くように変成岩捕獲岩が無数に分布し、ミグマタイト状をなす部分も少なくない(第3.1図)。また、羽山斑れい岩体周辺に分布する変成岩の捕獲岩小岩体には、斑れい岩岩脈に貫かれているものがある。これは本変成岩類が斑れい岩の貫入を被り、その後斑れい岩共々



第3.1図 中粒黒雲母角閃石花崗閃緑岩中のミグマタイト状泥質変成岩(二本松市戸沢, 原:羽山山頂の南西650 m) 羽山斑れい岩体の南西外縁近傍における中粒角閃石黒雲母花崗閃緑岩中の泥質変成岩の捕獲岩。内部に中粒角閃石黒雲母花崗閃緑岩の分岐脈と優白質花崗岩脈が発達する。
M: 泥質変成岩, G: 優白質花崗岩, Gd: 中粒角閃石黒雲母花崗閃緑岩の分岐脈

花崗岩類に貫入された事を示している。

これらの変成岩捕獲岩体の周辺及び内部には細粒黒雲母花崗岩や細粒白雲母黒雲母花崗岩の小岩脈が選択的に分布し、変成岩類はその分岐脈や石英脈によって貫かれている事が多い。

岩相及び対比

変成岩捕獲岩体はその大部分が泥質変成岩で構成され、ごく一部に少量の苦鉄質変成岩を伴っている。泥質変成岩は褐色～黒褐色で、一般に細かい縞状を呈する。苦鉄質変成岩は緑～黄緑色で、泥質変成岩中で厚さ数 m の層をなし、その分布は泥質変成岩の縞状構造もしくは層理面と調和的である。また稀に、泥質変成岩中に径数十～数 cm のスカルン化した球～レンズ状の淡緑色岩塊が認められる。

これらの変成岩類は鏡下で石英と長石がモザイク状の再結晶組織を示し、苦鉄質鉱物は半自形もしくはモザイク状集合体で、定向配列による面構造は明瞭な場合と微弱な場合とがあり、後者がより一般的である。原岩の成層構造の反映と考えられる縞状組織には褶曲構造を思わせる湾曲した形状が認められる。

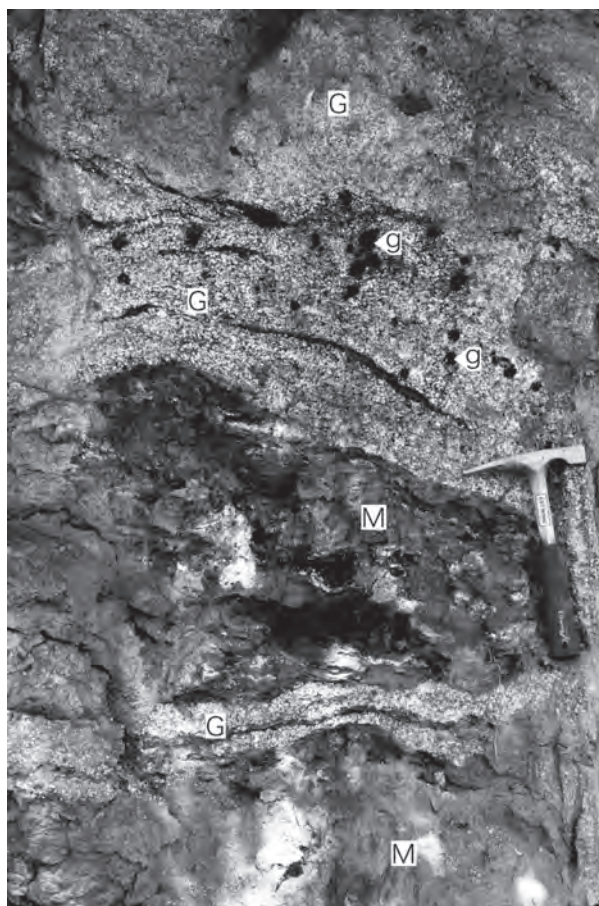
泥質変成岩の主要な鉱物組み合わせは、黒雲母+白雲母+緑泥石+石英+斜長石+カリ長石+不透明鉱物+スフェン+アパタイト±電気石である。泥質変成岩の一部には紅柱石・珪線石・堇青石等のアルミノ珪酸塩鉱物が認められ、特にミグマタイト状の部分ではこれら3鉱物の共存が認められる。また、川俣町馬場平や羽山斑れい岩体周辺に分布する泥質変成岩類に貫入してミグマタイト状を呈する中粒優白質花崗岩中には径5-10 mm のざくろ石が認められる(第3.2図)。

苦鉄質変成岩の主要な鉱物組み合わせは、淡緑色角閃石+淡褐色黒雲母+石英+斜長石+不透明鉱物である。弱い縞状構造が認められ、角閃石は定向配列している。

スカルン化した塊状岩の主要な鉱物組み合わせは石英+斜長石+カリ長石+単斜輝石+不透明鉱物+ゾイザイト+スフェン+方解石±灰礬ざくろ石である。

これらの変成岩類中の自形性の強い細粒角閃石と黒雲母中には多色性ハロがしばしば認められ、ジルコンの存在が推定される。

これらの変成岩類が花崗岩類の貫入をうける以前に広域変成を被っていたかどうかは不明である。本岩類が、



第3.2図 泥質変成岩周辺の優白質花崗岩中のザクろ石(川俣町小綱木, 馬場平)
M: 泥質変成岩, G: 優白質花崗岩, g: ザクろ石

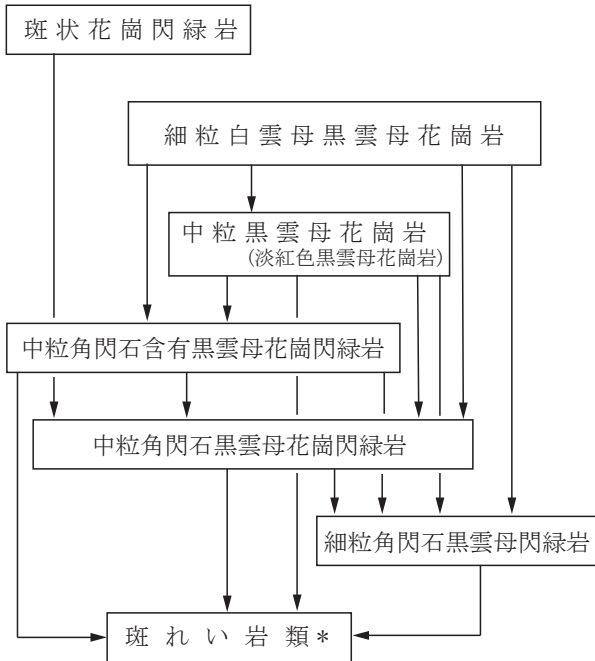
非変成堆積岩が花崗岩による熱変成を被ったものである場合は、原岩の時代と名称で表示すべきであろうが、現時点ではいずれとも決めかねるため、また原岩の時代も不明のため、本稿での表記は変成岩類とし、時代未詳に位置づけた。これらの変成岩類は本図幅地域東隣の「原町及び大甕」地域に分布する時代未詳変成岩類に対比され、その西方延長部に相当する。なお本岩類のうち花崗岩岩脈を含まない塊状の部分、大滝根地域に分布する時代未詳の堆積岩(滝根層群)(永広ほか, 1989; 久保ほか, 2008)の一部を構成する泥質岩と外観が良く似ている。

第4章 貫入岩類

(久保和也)

本図幅地域の貫入岩類としては、苦鉄質から珪長質にわたる種々の深成岩類と岩脈類が存在する。それらの多くは「原町及び大甕」図幅地域に分布する前期白亜紀貫入岩類の西方延長部に相当する。したがって両図幅地域に共通する岩石種・岩体の名称等については「原町及び大甕」図幅（久保ほか, 1990）での定義に従う。但し、従来花崗閃緑斑岩と表記していた岩石については、JIS表記に従い本図幅では斑状花崗閃緑岩とした。なお、斑れい岩類と一部の閃緑岩についてはその分布が本図幅地域及び南接する常葉図幅に限定されるため、やや詳しく記述した。

貫入岩類の貫入関係を第4.1図に示す。また各岩石のモードを第4.2図に示す。



第4.1図 貫入岩類の貫入関係
*：石英閃緑岩を含む

4.1 研究史

本図幅地域を含め、阿武隈山地全域に分布する貫入岩類にかかわる研究について、2002年以前のは「川前及び井出」図幅（久保ほか, 2002）にとりまとめている。

1/20万「福島」図幅（久保ほか, 2003）には、2002年までに研究を完了していた阿武隈山地東縁の「相馬中



第4.2図 花崗岩類のモード組成

中-細粒角閃石黒雲母石英閃緑岩は羽山斑れい岩体の一部であるが、参考のために表示した。周辺地域のモード組成は、「二本松」・「原町及び大甕」・「浪江及び磐城富岡」の各図幅における既公表データに基づく。

村」（柳沢ほか, 1996）・「原町及び大甕」（久保ほか, 1990）・「浪江及び磐城富岡」（久保ほか, 1994）・「川前及び井出」（久保ほか, 2002）の4図幅地域の調査結果に加え、その時点で調査中であった「川俣」図幅地域のデータ及びその後行った阿武隈山地北部地域のほぼ全域に渡る地質調査の結果（未公表）が反映されている。

1/20万「白河」図幅（久保ほか, 2007）には、地域内の阿武隈花崗岩類についての少数ではあるが詳細な野外調査を伴う研究（御斎所竹貫境界地域の十文字岩体周辺地域の研究（後藤, 1991）、宮本複合岩体の研究（宮嶋, 1991；Miyajima, 2003）等）の成果に加えて、新たに域内の全域にわたって実施された地質調査をもとに貫入岩類の分布と岩相変化がとりまとめられている。

この他に地球物理的視点からの研究として、金谷・大熊（2007）がある。これは阿武隈山地の花崗岩類の密度や磁化率等の物理定数を広範にわたって測定、考察したものである。この論文では「双葉破砕帯以東の花崗岩類は阿武隈山地花崗岩類本体とは分けて考える方が合理的である」としてはいるが、岩石区の境界としての畑川破砕帯（久保・山元, 1990；久保ほか, 1990；久保・高橋, 1992等）の検出には至っていない。これは当該論文（金谷・大熊（2007））が、帯磁率による岩石区の識別に関して、阿武隈の斑れい岩には高帯磁率と低帯磁率という帰属の異なる2つのタイプがある事や、岩石の変質作用等による磁鉄鉱の2次形成や消失に起因する岩石帯

磁率の2次的変化を考慮していない事が、主たる要因と思われる。また、測定試料の位置や岩石種と測定値との対応関係が明示されていない事が、帯磁率による花崗岩類の岩石区分に関する議論の妥当性についての検討を困難にしている。

近年、阿武隈山地東縁の双葉破碎帯沿い及びその東側地域からの花崗岩類についての同位体年代が相次いで公表された。双葉破碎帯東方約2 kmの地点における第三系で覆われた花崗岩質岩から約300 MaのU-Th-Pb化学年代(モナザイト・閃ウラン・ジルコン)(大友ほか, 2008)と285~304 MaのジルコンSHRIMP年代(Tsutsumi *et al.*, 2010)が報告されている。また双葉破碎帯沿いの割山隆起帯の花崗岩質岩からのジルコンU-Pb年代として302 Maが報告されている(土谷ほか, 2013; Tsuchiya *et al.*, 2014)。

川俣図幅地域及びその周辺地域については、Sendo (1958)が三春町から大滝根町にかけての広範囲に及ぶ地域の岩石学的研究を行い、深成岩類の詳細な区分を行っている。また深沢・大貫(1972)及びTanaka (1980)が船引町北部の斑れい岩体(移ヶ岳斑れい岩体)周辺、久保(1973)が三春町周辺の花崗岩類、八島ほか(1981)が二本松市から本宮市にわたる地域の変成岩類の研究を行い、それぞれ地質図を公表している。また本図幅地域南東部と南接する常葉図幅北東縁に各々分布する斑れい岩類(羽山斑れい岩体及び移ヶ岳斑れい岩体)について、久保・村田(1994)が岩体の岩相区分と重力異常値による岩体の地下構造の研究を行った。川俣図幅地域西隣の二本松地域については1995年に5万分の1地質図幅(坂口, 1995)が公表された。

川俣図幅地域と南接する常葉図幅地域との境界付近の深成岩類については、その岩相分布や同位体年代に関する研究結果がいくつか公表された(亀井・高木, 2003; 亀井ほか, 2003; Takagi and Kamei, 2008; 昆・高木, 2012)。これらのうち、放射年代データについては地質概説の項で略述したように、野外データとの対応関係等から放射年代データの解釈等について検討すべき点があり、それらについては4.4の項で記述する。

4.2 斑れい岩類*

阿武隈山地の畑川破碎帯以西に分布する斑れい岩体は、磁鉄鉱を含み高い岩石帯磁率を有する斑れい岩からなる岩体と、磁鉄鉱を殆ど含まず岩石帯磁率の低い斑れい岩からなる岩体とに大別される。前者は阿武隈花崗岩

類の貫入以前に堆積岩/変成岩中に貫入し、阿武隈花崗岩類の貫入時にはその母岩の一部を構成していたと考えられる。また後者は阿武隈花崗岩類を形成したマグマからの早期晶出岩相と考えられる(久保・村田, 1994; 久保ほか, 2007)。前者は阿武隈山地の中・北部において花崗閃緑岩-花崗岩中の被貫入岩体として点在しており、本図幅地域の斑れい岩体も全てこれに属する。後者は主として南部阿武隈地域に分布し、花崗閃緑岩等と複合岩体を構成している事が多い(宮嶋, 1991; 久保ほか, 2007; 田中, 1974; 田中ほか, 2000)。

本図幅地域には径数km規模の斑れい岩体が複数点在している。図幅地域南東部の羽山及び白馬石山の山頂周辺地域、及び地域南端の移ヶ岳北部地域等である。本報告書では、二本松市戸沢の羽山山頂域を構成する岩体を羽山斑れい岩体、浪江町羽附の白馬石山山頂域を構成する岩体を白馬石山斑れい岩体と命名する。また本図幅地域に南接する常葉図幅地域において、船引町の移ヶ岳の山頂から山腹一帯に分布する斑れい岩体群を移ヶ岳斑れい岩体と命名し、山頂を構成する径3 km程の岩体を「移ヶ岳斑れい岩体主岩体」、山腹から山裾にかけて分布する小斑れい岩体群を「移ヶ岳斑れい岩体周辺岩体」と呼ぶ事にする。

本図幅地域内では、羽山斑れい岩体・白馬石山斑れい岩体及び移ヶ岳斑れい岩体周辺岩体が分布している。また、白馬石山斑れい岩体西方の川俣町山木屋から二本松市田沢にかけての地域及び羽山斑れい岩体南西の二本松市戸沢、織ノ内周辺地域において、細粒角閃石黒雲母閃緑岩中に斑れい岩質岩の捕獲岩がしばしば認められる。

本図幅地域を含む北部阿武隈山地の斑れい岩については、いくつかの岩体について岩石記載と化学組成が報告されている(深沢・大貫, 1972; Tanaka, 1980)。

4.2.1 羽山斑れい岩体

分布及び対比

羽山斑れい岩体は標高897 mの羽山山頂からその山腹にかけて、東西約2.3 km、南北約0.9 kmにわたって東西に細長く分布する苦鉄質の複合岩体である(第4.3図)。本岩体は周囲を中粒角閃石黒雲母花崗閃緑岩に取り巻かれ、明瞭な境界で中粒角閃石黒雲母花崗閃緑岩によって貫入されている(第4.6図)。貫入境界付近の斑れい岩には鏡下で明瞭な再結晶組織が発達し、斑状変晶状の黒雲母を多数含む細粒斑れい岩も認められる(第II図版1)。岩体西縁及び南縁の一部は黒雲母花崗岩の小岩体によって貫入されている。羽山斑れい岩体を取り巻

* 斑れい岩の粒度表示について

等粒状岩石についての肉眼での区分の大まかな目安として、斜長石の単体もしくはその集合体の長径が1 mm以下の場合を細粒、1-3 mmの場合を細-中粒、3 mm前後の場合を中粒、3-6 mmの場合を中-粗粒、6 mm以上の場合を粗粒とした。苦鉄質鉱物、特に普通角閃石はポイキリティックな巨晶と間填状の細粒結晶から成る場合が多いので粒径区分の基準とせず、必要に応じて別途表現した。



第 4.3 図 羽山斑れい岩体周辺の地質概略図

羽山斑れい岩体を取り巻く幅 1 ～ 2 km の範囲の花崗閃緑岩は、種々のサイズの捕獲岩が普遍的に含まれる、やや不均質な岩相となっている。捕獲岩はそのほとんどが泥質変成岩類で、その他に斑れい岩や細粒角閃閃緑岩が認められる (図ではその代表的なものだけを表示)。泥質変成岩類とホストである中粒角閃石黒雲母花崗閃緑岩との間にはごくろ含有優白質花崗岩や種々のタイプのミグマタイト状岩相が発達している。泥質変成岩類はしばしば中粒及び細粒斑状の黒雲母花崗岩脈に貫かれている。このうち細粒斑状黒雲母花崗岩脈の方位は NW-SE 方向で、泥質変成岩類の方位とは大きく斜交している。本岩は鏡下では定向性のある再結晶組織を示し、偏圧下での貫入・固結を示唆する。

1：泥質変成岩類、2：羽山斑れい岩体、3：斑れい岩／変斑れい岩密集域、4：細粒角閃石黒雲母花崗閃緑岩、5：中粒角閃石黒雲母花崗閃緑岩、6：斑状花崗閃緑岩、7：細粒黒雲母花崗岩、8：斑状花崗閃緑岩、9：細粒斑状黒雲母花崗岩、10：鉍物の定向配列による面構造 (中粒角閃石黒雲母花崗閃緑岩以外の岩石中)

く中粒角閃石黒雲母花崗閃緑岩中には主として泥質変成岩からなる捕獲岩～捕獲岩体が多数分布し、羽山斑れい岩体との境界付近ではしばしばミグマタイト状をなす。また岩相の類似性と位置関係から羽山斑れい岩体に由来すると思われる斑れい岩の捕獲岩が少量認められる。泥質変成岩とそれを貫く斑れい岩から成る捕獲岩体も存在する。

羽山斑れい岩体本体と泥質変成岩の接触部は見つかっていないが、斑れい岩体周辺の捕獲岩類の産状や、岩体縁辺部の斑れい岩の鏡下の特徴は、羽山斑れい岩体が泥質変成岩中に貫入・固結し、その後斑れい岩の母岩である変成岩と共に、中粒角閃石黒雲母花崗閃緑岩によって貫入された事を示している。

羽山斑れい岩体の上部は剝削で失われているので、本斑れい岩体が花崗閃緑岩中の捕獲岩体であるのか、ループペンダントとして泥質変成岩等と共に初生の位置を保ったまま母岩の一部を構成しているのかは自明ではないが、後述する本岩体の内部構造は後者の可能性が高い事を示唆している。

本斑れい岩体は、阿武隈花崗岩類の貫入以前に変成岩(変成岩の項で既述のとおり、貫入時は未変成だった可能性もある)中に貫入した時代未詳の斑れい岩の一つに位置づけられる。

本岩体に対比される斑れい岩体としては、白馬石山・移ヶ岳・黒石山・鞍掛山・片曾根山の各斑れい岩体があげられる。これらの各斑れい岩体についての詳細は必ずしも明らかではないが、磁鉄鉱に富むという岩石学的特徴や、阿武隈花崗岩類中での産状や分布位置が羽山斑れい岩体のそれと比較的似ている事から、現時点では羽山斑れい岩体に対比するのが妥当であろう。

一方、御斎所・竹貫変成岩類を貫く宮本岩体・田人岩体等の南部阿武隈地域の斑れい岩類は羽山斑れい岩体に対比されない。これらの斑れい岩類は一般に磁鉄鉱に乏しく、イルメナイト系列の阿武隈花崗岩類とは一連のマグマ作用の産物と考えて不都合はなく、Rb-Sr 全岩年代や初生値もそれと矛盾しない。羽山斑れい岩体とは岩相構成や岩石学的特徴が異なり、また、各々の母岩も特徴が大きく異なることから、双方の斑れい岩の貫入時の地質環境も異なっていたと考えられる。

岩相及び産状

羽山斑れい岩体は、優黒-優白質の斑れい岩質岩相と優白質の石英閃緑岩相、及びそれらの混成岩相からなる複合岩体である。斑れい岩質岩相は岩体東半部の羽山山頂部を含む比較的高所に分布し、石英閃緑岩相は岩体西半部の南縁沿いの低所に分布する。混成岩相は斑れい岩相と石英閃緑岩相の間に介在する形で、山体西側の標高約 650 m 以下の緩傾斜の山稜部に広く分布する。

このうち斑れい岩質岩相には全般的に成層構造が認め

られる。多くの場合その発達程度は微弱であるが、平行な板状の岩相境界やリズムミックレーヤリングが局部的に発達している。斑れい岩質岩相はそれらの産状や内部構造、モード組成などに基づいて細分が可能で、本稿では周縁急冷岩相・不均質岩相・層状斑れい岩相・斑れい岩相Ⅰ・斑れい岩相Ⅱ・斑れい岩相Ⅲ・斑れい岩相Ⅳの7つに区分した(第4.4図、第4.5図)。

斑れい岩相Ⅰ～Ⅲの野外での相互関係は未確認である。しかしながら、斑れい岩相Ⅰ～Ⅲはいずれも結晶集積岩で、その内部構造は相互に調和的な方位を示している。また斑れい岩相Ⅱの領域内でも、斑れい岩相Ⅲに相当する岩石が薄層状に含まれていることがある。したがって、これら3岩相は一連の結晶集積過程のもとで、若干の間隙もしくは状況の変化を挟んで継続的に形成されたものと考えられる。斑れい岩相Ⅰ～Ⅲは相互に成層関係にあり、その内部構造や分布状況から、斑れい岩相ⅡとⅢは互層しており、斑れい岩相Ⅰがそれらの上部に位置していると判断される。斑れい岩相Ⅳと他の岩相との野外での関係も未確認である。斑れい岩相Ⅳは結晶集積岩としての特徴に乏しく、他の斑れい岩相を捕獲岩として包有する事や、その分布が斑れい岩相Ⅰ～Ⅲの分布及びそれらの内部構造と大きく斜交していることから、斑れい岩相Ⅰ～Ⅲとは貫入関係にあるものと推測される。なお、斑れい岩相Ⅳとはほぼ同質の石英閃緑岩質斑れい岩の小岩脈が、羽山山頂の東方で斑れい岩相Ⅲを貫いている。

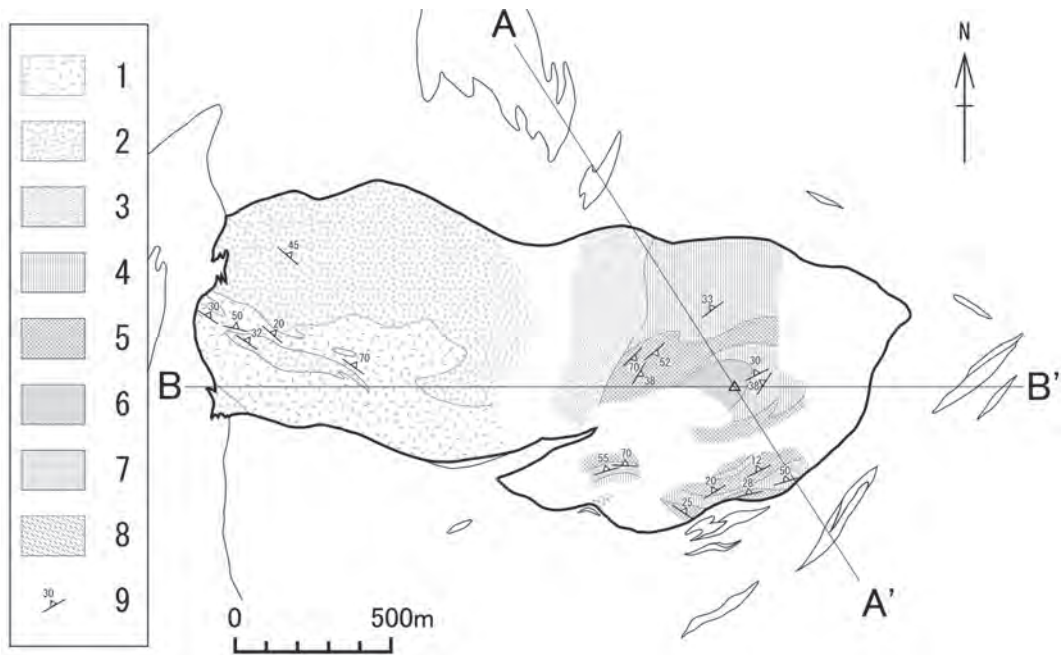
混成岩相は斑れい岩が石英閃緑岩の貫入により様々な程度に同化・混成されて出来た不均質な岩相で、大小の斑れい岩捕獲岩を多数含んでいる。

石英閃緑岩相は均質な石英閃緑岩からなり、明瞭な境界で混成岩相に貫入している。羽山斑れい岩体を構成する貫入単位としては最も珪長質である。

羽山斑れい岩体を構成する斑れい岩の化学組成を第4.1表に示す。

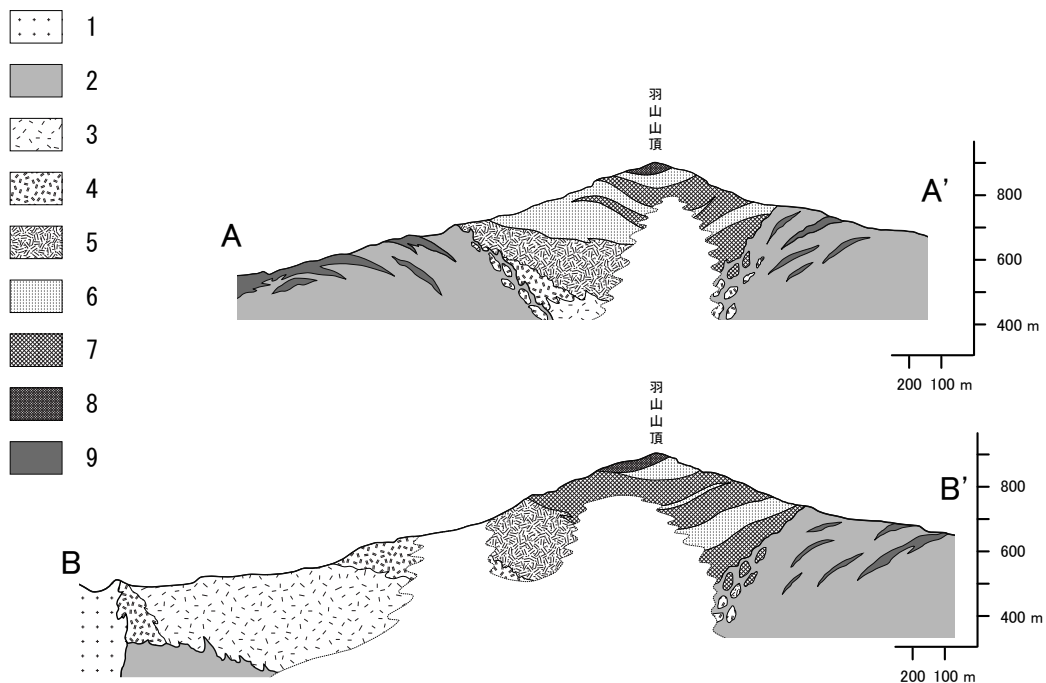
羽山斑れい岩体周辺の花崗閃緑岩類とその捕獲岩類の産状

羽山斑れい岩体を取り巻く中粒角閃石黒雲母花崗閃緑岩のうち、斑れい岩体の近傍1-2kmの範囲には主として泥質変成岩からなる捕獲岩(径数cm-数百mまで規模は様々)と黒雲母花崗岩岩脈が多数分布し、特に斑れい岩のごく近傍では泥質変成岩と細粒優白質花崗岩が花崗閃緑岩と不均質に混じり合っミグマタイトの様相を呈している。第4.3図では、泥質変成岩については野外調査で確認されたもののうち比較的大規模で原岩の構造を残しているものだけを表示したが、小規模なものやミグマタイト状のものも含めると、泥質変成岩は不均一ではあるが斑れい岩体周辺のほぼ全域にわたって分布している。同図の破線はそれらが比較的高密度に分布する



第 4. 4 図 羽山斑れい岩体の岩相分布図

1: 石英閃緑岩相, 2: 石英閃緑岩・閃緑岩・斑れい岩から成る混成岩相, 3: 石英閃緑岩質斑れい岩相 (斑れい岩相Ⅳ), 4: 斜長石に富むやや優白質斑れい岩相 (斑れい岩相Ⅲ), 5: 正集積岩組織を示す優黒質斑れい岩相 (斑れい岩相Ⅱ), 6: 付加集積岩組織の卓越する優黒質斑れい岩相 (斑れい岩相Ⅰ), 7: 層状斑れい岩相, 8: 周縁岩相及び不均質斑れい岩相, 9: 層状構造及び鉱物の定向配列による面構造, A-A', B-B'は断面図 (第 4. 5 図) の位置を示す.



第 4. 5 図 羽山斑れい岩体の断面図

1: 中粒黒雲母花崗岩, 2: 中粒角閃石黒雲母花崗閃緑岩 (細粒角閃石黒雲母閃緑岩の捕獲岩に富む), 3: 石英閃緑岩相, 4: 石英閃緑岩・閃緑岩・斑れい岩から成る混成岩相, 5: 石英閃緑岩質斑れい岩相 (斑れい岩相Ⅳ), 6: 斜長石に富むやや優白質斑れい岩相 (斑れい岩相Ⅲ), 7: 正集積岩組織を示す優黒質斑れい岩相 (斑れい岩相Ⅱ), 8: 付加集積岩組織の卓越する優黒質斑れい岩相 (斑れい岩相Ⅰ), 9: 泥質及び苦鉄質変成岩
断面図の位置は第 4. 4 図に示す.

第 4. 1 表 羽山斑れい岩体の斑れい岩類の化学組成

	1	2	3	4	5	6	7	8	9
SiO ₂	45.51	46.28	47.01	49.26	46.61	49.06	46.18	46.29	45.22
TiO ₂	1.03	1.70	1.44	0.69	1.43	2.46	1.98	1.87	3.17
Al ₂ O ₃	21.69	20.85	19.22	22.06	18.11	16.95	18.95	20.11	16.14
Fe ₂ O ₃	10.54	11.44	11.89	7.71	13.18	12.43	12.76	11.45	14.47
MnO	0.12	0.14	0.15	0.10	0.17	0.20	0.17	0.15	0.21
MgO	5.80	4.63	5.70	4.91	7.47	5.20	5.43	5.09	6.92
CaO	13.95	13.27	12.03	12.9	11.61	9.51	12.21	12.54	11.57
Na ₂ O	1.26	1.34	1.45	1.53	1.21	2.14	1.47	1.47	1.23
K ₂ O	0.21	0.17	0.39	0.48	0.33	0.50	0.29	0.38	0.27
P ₂ O ₅	0.02	0.03	0.05	0.03	0.02	0.06	0.04	0.05	0.04
lgg.loss	0.84	0.95	1.12	1.04	1.23	1.31	1.12	1.23	0.87
Total	100.97	100.80	100.45	100.71	101.37	99.82	100.60	100.63	100.11

(蛍光X線分析による)

1: かんらん石輝石斑れい岩 (斑れい岩相 I), 2: 輝石含有角閃石斑れい岩 (斑れい岩相 II), 3~6: 優白質角閃石斑れい岩 (斑れい岩相 III), 7: ポイキリティック角閃石斑れい岩 (層状斑れい岩相 Gb-3, 下半部), 8: 優白質斑れい岩 (層状斑れい岩相 Gb-3, 上半部), 9: ポイキリティック角閃石斑れい岩 (層状斑れい岩相 Gb-4)

範囲を示したものである。なお斑れい岩体周辺の花崗閃緑岩中には斑れい岩の捕獲岩や混成岩が含まれているがその量は泥質岩源捕獲岩よりずっと少ない。

羽山斑れい岩体の南東外縁から南東方向約 400 m の花崗閃緑岩中には、主として泥質変成岩からなる比較的大規模 (露頭幅十数 m 以上) な捕獲岩が分布し、この捕獲岩は泥質変成岩とそれを貫く幅 5 m 前後の細粒及び中粒斑れい岩の岩脈~小岩体 (複数) で構成されている。

羽山岩体周辺のこのような産状から、羽山岩体は泥質岩中に貫入・固結し、その後羽山岩体の周縁部が母岩である周囲の泥質岩もともと花崗閃緑岩の貫入によって原位置から排除されたものと考えられる。泥質岩の分布による制約から判断して、羽山岩体が貫入固結した時点での岩体の大きさは現岩体の分布範囲と大差ないと推測される。

4. 2. 1. 1 斑れい岩質岩相

i. 周縁急冷岩相

岩体南縁中央部において、花崗閃緑岩に貫入されている斑れい岩体の外縁から内側 8 m 程の範囲が細粒優黒質の斑れい岩で構成されているのが観察される (第 4. 4 図の凡例 8, 第 4. 7 図の Gb1-a)。本岩は長径 1-2 mm の斜長石粒間を微細な優黒質の基質部が埋める斑状岩で、鏡下では微細粒集合体化した苦鉄質鉱物の再結晶組織と黒雲母の斑状変晶様組織が発達する (第 II 図版 1)。本岩は羽山斑れい岩体の周囲に分布する中粒角閃石黒雲母花崗閃緑岩によって貫入されている (第 4. 6 図)。貫入面は明瞭で、貫入面近傍の花崗閃緑岩中には角ばった形状をした斑れい岩の捕獲岩が認められる。本斑れい岩の再結晶組織は花崗閃緑岩による熱変成作用の結果と判断される。花崗閃緑岩は斑れい岩との貫入境界付近では

斑れい岩の捕獲岩に加えて泥質岩の捕獲岩及び混成岩化した泥質岩を多数含むミグマタイト状の部分が発達する。これらの産状から判断して、本斑れい岩は泥質岩中に貫入・固結し、その後花崗閃緑岩による貫入を被り、母岩である泥質岩が花崗閃緑岩マグマ中に取り込まれてミグマタイトを形成したと考えられる。したがって本細粒斑れい岩は羽山斑れい岩体の貫入・固結時の最外縁部の周縁急冷岩相に相当すると考えられる。羽山斑れい岩体で周縁急冷岩相に相当する岩石の産出はこの 1 地点のみである。

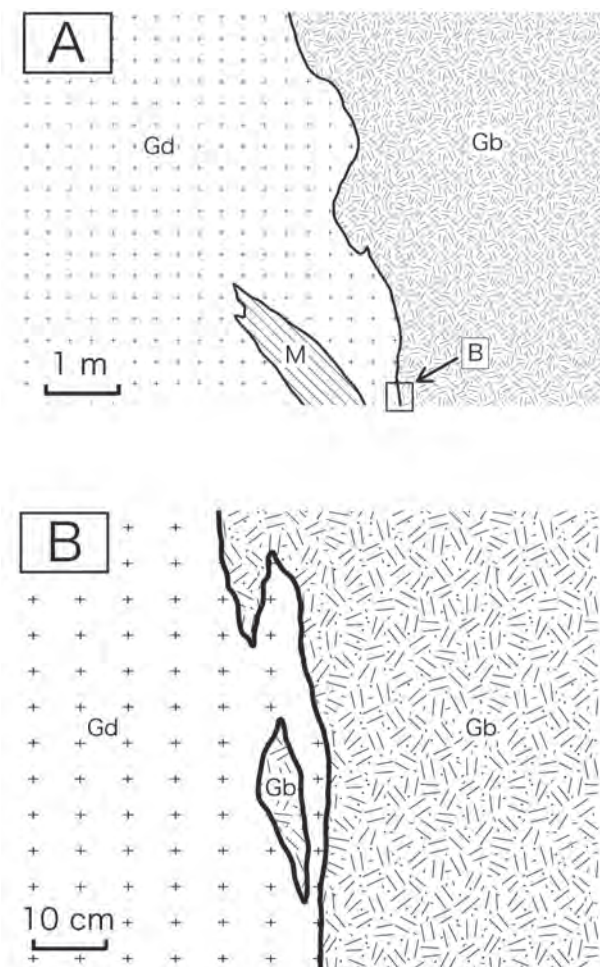
岩石記載 細粒斑状黒雲母含有輝石斑れい岩

本岩は細粒斑状の優黒質岩で、鏡下では自形性の強い斜長石と斑状変晶様の黒雲母・単斜輝石・斜方輝石・普通角閃石の粒間を微細な単斜輝石・斜方輝石・普通角閃石の残晶状集合体と細粒自形斜長石及び極少量の間填状石英が埋める斑状組織を呈する (第 II 図版 1)。

斑状結晶: 斜長石・黒雲母・単斜輝石・斜方輝石・普通角閃石

斜長石は自-半自形、長径 1-2 mm で正の累帯構造 (An 54-46) を示し、粒子の中央付近には融食形状の高 An 組成領域 (An 80-70) が認められる。黒雲母は径 0.5 mm 前後の斑状変晶様で、篩状構造が発達する。帯赤褐色である。結晶内部に稀に多色性ハロが認められ、ハロの中央部にはジルコンと思われる高屈折率の微細粒子が存在している。単斜輝石と斜方輝石は最大径 2 mm、多くは 0.2 mm 前後の粒状集合体である。普通角閃石は淡褐緑色で輝石を縁取る事が多く、また稀に最大長径 3 mm に及ぶ斑状変晶-ポイキリティックな粗粒結晶が認められる。

基質部: 斜長石・黒雲母・単斜輝石・斜方輝石・普通角閃石・



第4.6図 花崗閃緑岩と斑れい岩の境界部（羽山山頂の南西585 m）

A：羽山斑れい岩体中央南端部における花崗閃緑岩と斑れい岩の境界部

花崗閃緑岩は変成岩の捕獲岩に富み、捕獲岩の分布は斑れい岩との境界のごく近傍に及ぶ。

B：境界部の拡大図。

斑れい岩体から分離したと判断される小岩片が花崗閃緑岩中に捕獲されている。

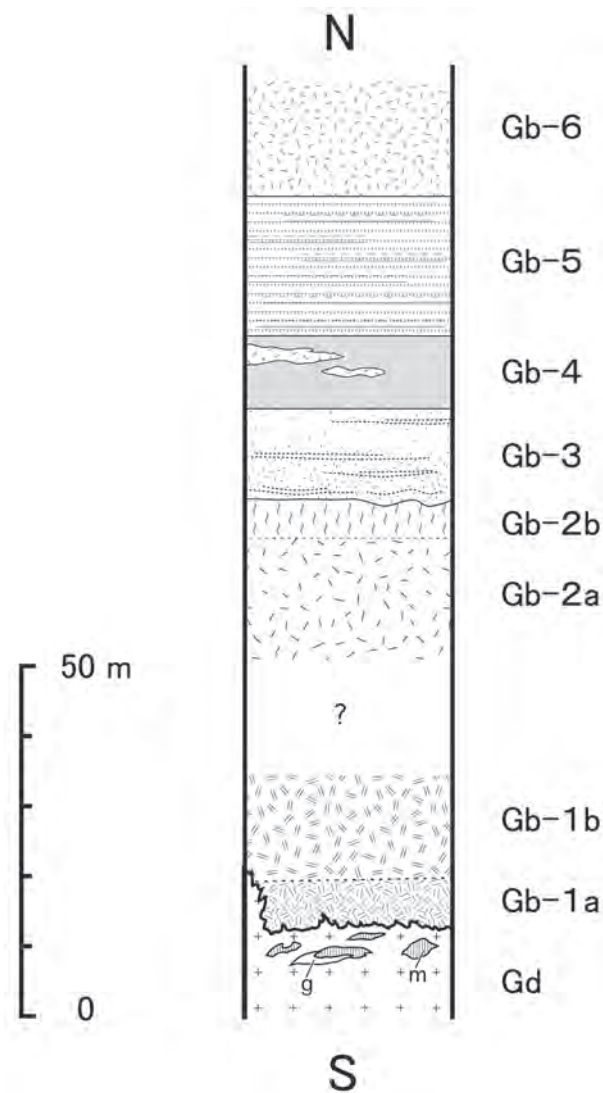
Gd：中粒角閃石黒雲母花崗閃緑岩，Gb：細粒黒雲母含有輝石斑れい岩，M：泥質変成岩

不透明鉱物・石英

斜長石は長径0.1 mm前後で自形性が強く、弱い正の累帯構造を示す(An 48前後)。黒雲母・単斜輝石・斜方輝石・普通角閃石は径0.2 mm前後の丸みを帯びた粒状である。不透明鉱物は径0.01 - 0.1 mmで、主に磁鉄鉱とチタン鉄鉱から成り、稀に黄鉄鉱が認められる。石英は間填状で、量は少ない。

ii. 不均質斑れい岩相

岩体の南縁近くで、前述の周縁急冷岩相と漸移してその内側にごく小規模に分布する(第4.4図の凡例8, 第4.7図のGb1-b)。南北方向の分布範囲は数十 m 以下、



第4.7図 羽山斑れい岩体の中央南端部付近の岩相変化を示す模式柱状図

Gd：中粒角閃石黒雲母花崗閃緑岩，m：泥質変成岩，g：優白質花崗岩，Gb-1a：周縁急冷岩相，Gb-1b：不均質斑れい岩相，Gb-2a：優白質斑れい岩相，Gb-2b：ガプロベグマタイト質細脈に富む優白質斑れい岩相，Gb-3：優黒質の層状斑れい岩と優白質斑れい岩からなる層状斑れい岩相，Gb-4：優黒質層状斑れい岩相，Gb-5：リズムクレーヤリングの発達する層状斑れい岩相，Gb-6：優黒質斑れい岩相

東西方向の分布範囲はそれ以上ではあるが正確なところは不明である。主として細 - 中粒優黒質の角閃石斑れい岩から成り、その内部に斜長石と輝石・角閃石が分離成層した薄い結晶集積層が数層分布している。この結晶集積層は随所で分断したりその配列が乱れたりしており、全体に不均質な様相を呈する(第4.8図)。岩石帯磁率は 30×10^{-3} SIU 前後である。



第 4. 8 図 不均質斑れい岩
 模式柱状図（第 4. 7 図）の Gb-1b に相当する部分。画像の幅は約 1 m。露頭はほぼ垂直な壁面。

岩石記載 角閃石斑れい岩

径 1 cm 前後のポイキリテックな角閃石の散在する優黒質の細-中粒岩である。

主成分鉱物：斜長石・普通角閃石・不透明鉱物

副成分及び二次鉱物：石英・単斜輝石・スフェン・淡緑色角閃石

斜長石は半自形、長径 1-2 mm で、半自形の均質なコア (An 82) と、ステップ状に正累帯するやや幅広いリム (An 52-26) からなる累帯構造を有する。普通角閃石は他形粒状もしくは間填状で、斜長石粒間を埋める。ポイキリテックな粗粒結晶の一部を構成する場合も、鏡下での粒径は 2 mm を超えない。褐緑色で緑褐色の狭いリムを有する事が多い。内部に残晶状の単斜輝石や淡緑色角閃石を含む事がある。不透明鉱物は丸みを帯びた粒状-他形で斜長石粒間もしくは普通角閃石中に分布する。石英は斜長石粒間にごく少量認められる。

iii. 層状斑れい岩相

羽山斑れい岩体を構成する斑れい岩中には層状構造が随所で観察されるが、その殆どは不明瞭で、大半は厚さが数 m 前後と小規模である。しかしながら岩体南縁中央部近くの採石場には大規模で明瞭な層状構造を有する斑れい岩が分布している（第 4. 4 図の凡例 7, 4. 10 図）。ここでは、南北を均質な斑れい岩に接して、岩相変化に富む 3 層の層状斑れい岩が分布しており、その総層厚は 50 m に及ぶ（第 4. 7 図の Gb-3, 4, 5）。この層状斑れい岩の産状及び鏡下の特徴の詳細については別項（4. 2. 1. 2）に記述する。

iv. 斑れい岩相 I：付加集積岩組織の卓越する優黒質斑れい岩

羽山山頂部の径 300 m 程の範囲に分布する細-中粒もしくは中粒の優黒質斑れい岩（第 4. 4 図の凡例 6）で、径 2-5 cm のポイキリテックな普通角閃石が 4-5 cm 間隔で斑状に分布する（第 I 図版 1）。鏡下では自形性の強い均質な斜長石が定向配列する付加集積岩組織を示す（第 II 図版 2）。新鮮な露頭では層状構造等の結晶集積構造はごく稀に認められる程度で、肉眼ではほぼ均質に見える。羽山斑れい岩体を構成する均質岩（斑れい岩相 I, II, III）のなかでは最も苦鉄質で、かんらん石は本岩相にのみ認められる。岩石帯磁率は $50-70 \times 10^{-3} \text{SIU}$ である。

本岩相中でのかんらん石輝石斑れい岩の分布は山頂の北西 50 m の地点周辺等ごく限定的である。斑れい岩体周辺の花崗岩類中の捕獲岩の中にも、稀にはあるが類似のかんらん石輝石斑れい岩が見いだされる（羽山岩体南西の二本松市戸沢、織ノ内南西部など）。

前述のように本岩相と他の岩相との境界は観察されていないが、斑れい岩相 I~III は相互に成層関係にある。その位置関係等から、現在観察される範囲内では斑れい岩相 I が最上部に位置し、その下位に斑れい岩相 II と III が互層状に分布している。

岩石記載 かんらん石輝石斑れい岩

径 2-5 cm 前後のポイキリテックな角閃石の散在する優黒質の細-中粒岩である。鏡下では均質で自形性の強い斜長石が普通角閃石中で定向配列する付加集積岩に特有の組織を示す。

主成分鉱物：斜長石・普通角閃石・単斜輝石・斜方輝石・
不透明鉱物

副成分及び二次鉱物：かんらん石・淡緑－無色角閃石・
黒雲母

斜長石は均質（An 84–81）で、稀に正累帯する狭いリム（An 35 前後）を部分的に伴う事がある。長径1–3 mm の自－半自形の粒子と、長径1 mm 以下の角が丸みを帯びた半自形粒子とがあり、後者は個々に分散して普通角閃石中に包有されている。そのどちらにも比較的明瞭な定向配列が認められる。普通角閃石は褐－褐緑色でポイキリティックに他結晶を包有している。単斜輝石と斜方輝石は径1 mm 以下で、斜長石粒間で他形、もしくは普通角閃石中で粒状－残晶状をなす。不透明鉱物は径0.4 mm 以下の丸みを帯びた粒状－他形で、普通角閃石に包有されている事が多い。主に磁鉄鉱とチタン鉄鉱からなり、微量の黄鉄鉱・磁硫鉄鉱を伴う。磁鉄鉱はドメイン～ラメラ状のチタン鉄鉱を伴う事がある。かんらん石は径1 mm 以下の不規則形－丸みを帯びた粒状で、普通角閃石に包有されている。しばしばシンプレクタイト状の不透明鉱物（磁鉄鉱）で縁取られている。

苦鉄質鉱物、特に普通角閃石は淡緑－無色角閃石の細粒結晶によって粗粒結晶の中央部もしくは全域が交代されている事が多い。後者の場合は、周縁部に細粒短冊状～デカッセイト状の黒雲母の集合体を伴う事が多い。斜長石粒間の他形角閃石のうち細粒粒子によって交代されていない部分も帯青淡緑色や淡緑色の事が多い。これらの二次的生成と考えられる角閃石と黒雲母は羽山斑れい岩体の全岩相に認められる。

v. 斑れい岩相Ⅱ：正集積岩組織を示す優黒質斑れい岩

羽山山体の中腹部に分布する細－中粒もしくは中粒の優黒質斑れい岩で、径2–3 cm のポイキリティックな普通角閃石が4–7 cm 間隔で均質に分布する（第4.4図の凡例5）。露頭の大部分はおおむね均質であるが、斜長石に富む厚さ数cm–数十cm のやや優白質の層状部が局部的に発達し、その一部にはリズムックレーヤリングが認められることがある。本岩相は鏡下では定向配列する自形性の強い斜長石と間填状の普通角閃石から成る正集積岩組織を示す。岩石帯磁率は $35 - 65 \times 10^{-3}$ SIU である。

なお、斑れい岩相Ⅱは肉眼では斑れい岩層Ⅰと区別できず、鏡下でも斜長石の累帯構造の有無以外に両岩相間で差がないので、図版には掲載していない。

岩石記載 輝石含有角閃石斑れい岩

径2–3 cm 前後のポイキリティックな角閃石の散在する優黒質の中粒岩である。鏡下では均質なコアと狭いリムからなる自形性の強い斜長石が普通角閃石中で定向配列する正集

積岩に特有の組織を示す。

主成分鉱物：斜長石・普通角閃石・不透明鉱物

副成分及び二次鉱物：単斜輝石・黒雲母・淡緑－無色角
閃石

斜長石は自－半自形、長径1–4 mm で弱い定向配列を示す。均質で自形性の強いコア（An 82 前後）と、ステップ状に正累帯する狭いリム（An 50–23）からなる。コア部にはまれにごく弱い反復累帯構造が認められる。また多くの場合リムの発達は部分的で、ポイキリティックな普通角閃石との境界部ではリムは認められない。普通角閃石は褐緑－緑褐色で、長径2–4 mm の半自形粒状－粒状他形、もしくはポイキリティック組織の一部を構成して斜長石粒間で他形をなす。粒状他形の粒子のうち比較的粗粒のものもまた斜長石をポイキリティックに包有している。普通角閃石は淡緑－無色角閃石の集合体によってその一部もしくは全部が交代されている事が多い。この淡緑－無色角閃石中には多色性ハロを有するジルコンと思われる粒子が認められる。不透明鉱物は径0.5 mm 以下の丸みを帯びた粒状－他形で、普通角閃石中に分布する。単斜輝石は残晶状で普通角閃石中にごく少量認められる。黒雲母は帯赤褐色の半自－他形もしくはデカッセイト状で、無色角閃石集合体の縁辺部に少量分布する。この黒雲母中には多色性ハロを有するジルコンと思われる粒子が認められる。

vi. 斑れい岩相Ⅲ：優白質斑れい岩

羽山山体の中腹部に広く分布する中粒の斑れい岩で、直径が1 cm を超える程度に粗粒のポイキリティックな普通角閃石を含まない（第4.4図の凡例4）。本岩相は斑れい岩相Ⅱ（優黒質斑れい岩）に比べて斜長石に富んでおり、より優白質であるため、名称区分の便宜上優白質斑れい岩と表記した（第Ⅰ図版2）。

斑れい岩相Ⅱと斑れい岩相Ⅲの定義上の境界は定性的で、新鮮な断面上で斜長石が白色をなして粒形が肉眼で明瞭に識別できる程度に優白質なものは斑れい岩相Ⅲとした。

一般に均質であるが、斜長石と普通角閃石の量比の変化による層状－面状の構造が局所的に発達し、斑れい岩相Ⅱに相当する程度に優黒質な部分も認められる。

鏡下では、定向配列する自形性の強い斜長石粒間に普通角閃石と石英が間填状に分布する正集積岩組織を示す（第Ⅱ図版3）。鏡下での石英の存在は斑れい岩相Ⅱとの主要な相違点のひとつである。岩石帯磁率は $25 - 40 \times 10^{-3}$ SIU である。

岩石記載 黒雲母含有角閃石斑れい岩

比較的斜長石に富むやや優白質の中粒岩である。鏡下では均質なコアと狭いリムからなる自形性の強い斜長石が普通

角閃石・石英粒間で定向配列する正集積岩の組織を示す。

主成分鉱物：斜長石・普通角閃石・不透明鉱物

副成分及び二次鉱物：石英・単斜輝石・黒雲母・燐灰石・
淡緑-無色角閃石

斜長石は自-半自形、長径2-5 mmで弱い定向配列を示す。半自形-不規則形状のほぼ均質なコア (An 80-78) と、ステップ状に正累帯するやや幅広のリム (An 50-28) からなる。コア部は最外縁部のごく狭い範囲で正累帯 (An 70-65) する事がある。普通角閃石との境界部でもリムの発達は良好である。普通角閃石は緑褐色で、周縁部で褐緑色を呈する事が多い。径1-5 mmの粒状他形もしくは間填状で斜長石粒間を埋める。淡緑-無色角閃石の集合体によって交代されている事が多い。この淡緑-無色角閃石中には多色性ハロを有するジルコンと思われる粒子が認められる。不透明鉱物は丸みを帯びた粒状-他形で、普通角閃石中に分布する。石英は間填状で他結晶粒間に少量分布する。単斜輝石は残晶状で普通角閃石中にごく少量認められる。黒雲母は明褐色の他形で、他結晶粒間に少量分布する。斜長石粒間に最大径1 mmに及ぶ半自形-他形の燐灰石がごくわずか認められる。

vii. 斑れい岩相Ⅳ：石英閃緑岩質斑れい岩

羽山の山体西側の標高800-650 mの範囲の比較的急傾斜の部分に分布する、優白質の細-中粒岩である (第4.4図の凡例3, 第Ⅰ図版3)。優白質斑れい岩相と比べてより優白質である。本岩相は結晶集積岩に特有の有色鉱物による間填状組織を殆ど示さないが、斜長石の組成等からは斑れい岩の範疇に入るので、他の岩相との名称区分上、石英閃緑岩質斑れい岩相とした。本岩相は羽山斑れい岩体の斑れい岩質岩相のうちでは最も珪長質である。

本岩相は、岩相Ⅰ-Ⅲと比べて外観上より粗粒の事が多いが、これは多くの場合苦鉄質鉱物同士、珪長質鉱物同士が各々集積状をなすことによる見かけ上のものである。しばしば優黒質斑れい岩の捕獲岩を包有し、ガブロペグマタイト質部分も発達することから、全般にやや不均質な様相を呈する。他の岩相との直接の境界は観察されてないが、前述のように羽山山頂の東約100 mの地点で本岩相に対比される厚さ1.5 mのほぼ水平な岩脈が優白質斑れい岩相中に貫入している。また本岩相中の優黒質斑れい岩捕獲岩は鏡下で再結晶組織を示す。これらの産状及び分布状況から本岩は斑れい岩相Ⅰ, Ⅱ, Ⅲに対して貫入関係にあると考えられる。

鏡下では、普通角閃石が半自形粒状で結晶集積岩に特有の間填状組織を示さない点で、結晶集積岩である岩相Ⅰ-Ⅲとは大きく異なる (第Ⅱ図版4)。斜長石と普通角閃石は一般に粒子単位で分散しておらず、各々やや集積状の分布を示す。斜長石の定向配列は認められない。

岩石帯磁率は $15-20 \times 10^{-3}$ SIUである。

岩石記載 石英黒雲母含有角閃石斑れい岩

主として半自形粒状の斜長石と普通角閃石から成る細-中粒の均質岩である。斜長石と普通角閃石は各々径6 mm前後の集積状をなす事が多い。一般に斜長石の定向配列は認められない。

主成分鉱物：斜長石・普通角閃石・不透明鉱物

副成分及び二次鉱物：石英・黒雲母・単斜輝石・燐灰石・
淡緑-無色角閃石・緑れん石

斜長石は半自形で、長径2-4 mm、稀に6 mmを越える。角がやや丸みを帯びた半自-不規則形状の均質なコア (An 80) と、ステップ状に正累帯するやや幅広のリム (An 52-26) からなる。コア部は最外縁部で正累帯 (An 70-65) して、リム部とはやや漸移的である。普通角閃石は半自形-他形粒状で径3-4 mm以下である。褐緑色で、周縁部で緑色を帯びる。まれに残晶状単斜輝石を含む事があり、またしばしば淡緑色-無色角閃石によって交代されている。不透明鉱物は丸みを帯びた粒状-他形で普通角閃石に伴う事が多い。石英は他形で弱い波動消光を示す。黒雲母は褐色で斜長石粒間で他形、普通角閃石に隣接して半自形をなして、少量認められる。ごく少量含まれる燐灰石は最大径0.5 mmに及ぶ。

4. 2. 1. 2 羽山斑れい岩体の南縁中央付近における斑れい岩質岩相の産状

羽山斑れい岩体には多様な岩相からなる層状の構造が局部的に発達している。特に、岩体南縁から山体南西山腹の採石場にかけては岩相変化が顕著で、多様な層状構造が発達している。

二本松市原から北東方向に分岐し山体南西山腹の採石場へと至る道路の終点付近で、羽山斑れい岩体と中粒角閃石黒雲母花崗閃緑岩との接触部が観察できる。ここでは花崗閃緑岩は斑れい岩に明瞭な貫入関係で接し、境界付近の斑れい岩に再結晶作用を及ぼしている。

この花崗閃緑岩との境界部から、その北方150 m程に位置する採石場の北縁にかけての斑れい岩は非常に変化に富んでいる。本採石場では、北縁に分布する優黒質斑れい岩と南縁に分布する優白質斑れい岩の間に多様な岩相からなる層状の構造が発達している (第4.10図)。各層状岩相は10 m-数十 mの厚さで、ほぼ東西走向で $40^{\circ}-60^{\circ}$ 北に傾斜している。岩相相互の境界は比較的明瞭で、観察される範囲 (垂直方向に50 m程度) ではほぼ平行である。見かけ上の下位の岩相の内部構造が上位の岩相との境界面によって切られている場合が認められる。また各岩相内部には全面的にもしくは部分的にリズミックレーヤーが発達している。またトラフ状の結晶集積構造も認められる。それらの構造は見かけ状の上位に

向かって“若くなる”事を示している。各岩相を構成する斑れい岩の大部分（ガプロペグマタイトや小貫入岩脈を除いて）は鏡下で正集積岩若しくは付加集積岩の組織を示している。これらの各層状岩相は北方を上位とする結晶集積作用により形成されたものと考えられるので模式柱状図の形で表し、各岩相の形成順序と位置関係を明示した（第4.7図）。模式柱状図の下端（S）が岩体南縁部、上端（N）がその北方の採石場北縁という位置関係である。ここで観察される各岩相・岩石の詳細は以下の通りである。

i. 中粒角閃石黒雲母花崗閃緑岩（Gd）

本岩は斑れい岩に貫入境界で接し、斑れい岩中への分岐脈や斑れい岩の捕獲岩が認められる（第4.6図）。境界付近の花崗閃緑岩中にはN40°E、10-20°N方向に平行配列する厚さ1m前後の板状をなす泥質変成岩の捕獲岩や不規則形状の泥質-花崗岩質ミグマタイトが同じく不規則形状の細粒優白質花崗岩を伴って随所に分布する（第3.1図）。この細粒優白質花崗岩中には最大径2cmに及ぶざくろ石の斑状変晶が多数認められる。花崗閃緑岩自体は本図幅地域に広範に分布する中粒角閃石黒雲母花崗閃緑岩に相当し、その岩石帯磁率は 1×10^{-3} SIU以下である。

ii. 細粒黒雲母含有輝石斑れい岩：周縁急冷岩相（Gb-1a）

花崗閃緑岩との境界から内側約8mまでの範囲は細粒優黒質の斑れい岩が占める（第4.4図の凡例8、第4.7図のGb-1a）。本岩は鏡下では自形性の強い斜長石、粒状集合体を構成する単斜輝石と斜方輝石、斑状変晶もしくは篩状構造の黒雲母の粒間を微細な単斜輝石・斜方輝石・角閃石の細粒集合体と自形斜長石、間填状石英、不透明鉱物が埋める斑状組織を呈する（第II図版1）。全般に認められる再結晶組織と黒雲母の斑状変晶及び篩状構造は花崗閃緑岩による熱変成の結果であろう。鏡下の特徴や泥質岩のすぐそばに位置する事などから、本岩は斑れい岩の周縁急冷岩相に相当すると考えられる。羽山岩体で周縁急冷岩相に相当する岩石の産出はこの1地点のみである。羽山岩体の周縁急冷岩相の大部分は花崗閃緑岩の貫入によって失われたのであろう。

iii. 細-中粒優黒質角閃石斑れい岩：不均質斑れい岩相（Gb-1b）

花崗閃緑岩との境界から内側約8mから20mまでの範囲は、中粒斑れい岩の細脈や珪長質岩脈によって不規則に分断されたやや不均質な細-中粒優黒質の角閃石斑れい岩から成る。苦鉄質鉱物に富む部分と斜長石に富む部分が成層した厚さ2cm前後、長さ数mの層状構造が数列認められるが、数十cm前後に分断され、その配列も乱れている（第4.8図）。

斑れい岩体外縁部を占める細粒優黒質斑れい岩とは極く狭い範囲で漸移し、その境界面は不鮮明ではあるが本岩の不均質性に由来する内部構造（N45°W、65°N）にはほぼ調和的である。

本角閃石斑れい岩は主として長径2mm以下の半自形の斜長石、径1cmに及ぶポイキリティック及び他形の普通角閃石、不透明鉱物からなり、極少量の残晶状単斜輝石と他形石英を伴う。斜長石には均質なコアと正累帯するリムからなる累帯構造が発達する。不透明鉱物は主に磁鉄鉱とチタン鉄鉱で、岩石帯磁率は 30×10^{-3} SIUである。

iv. 中粒優白質角閃石斑れい岩：斑れい岩相Ⅲ（Gb-2a）

不均質斑れい岩から数10m北方に位置する大規模な採石場の南縁部に斜長石に富む角閃石斑れい岩が分布する。斜長石は長径3mm前後で、透明度が低いためか新鮮な断面でも比較的優白質である。岩石帯磁率は 25×10^{-3} SIUである。一般に均質であるが、ガプロペグマタイト質の細脈が局部的に発達している。特にGb-3との境界近くではこの細脈が密集して分布し、本岩とGb-3との間の境界層を構成している。

v. ガプロペグマタイト質細脈に富む優白質斑れい岩：斑れい岩相Ⅲ（Gb-2b）

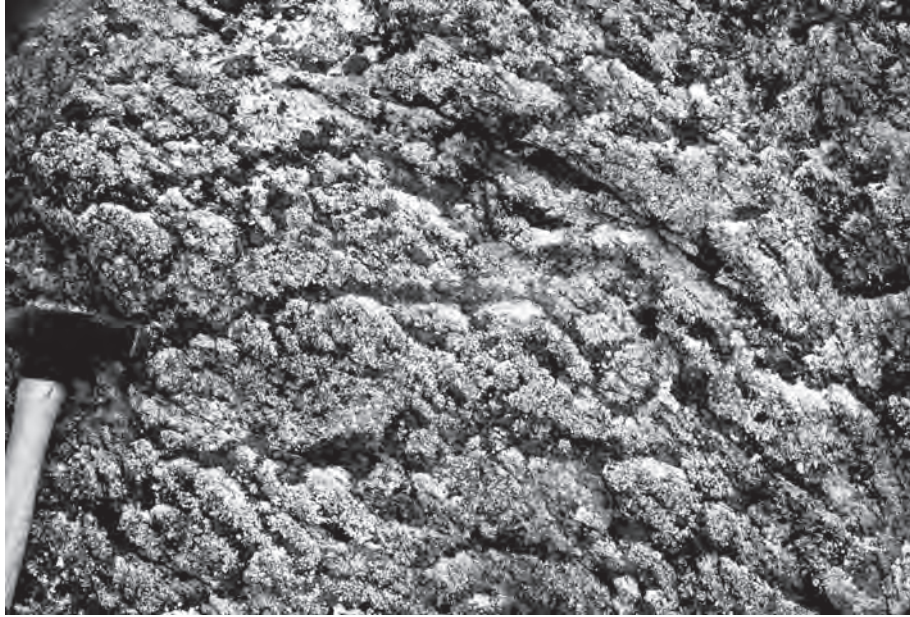
Gb-3の南縁境界から南側2-5mの範囲は多数のガプロペグマタイト質の細脈が密集する優白質斑れい岩（Gb-2b）から構成される（第4.9図）。ガプロペグマタイト質脈状部のホストに相当する部分は優白質斑れい岩（Gb-2a）と同質で、Gb-2aとGb-2bとは漸移している。

約10cm間隔で平行配列するやや厚め（2cm前後）のペグマタイト質脈とそれから分岐する多数の薄脈によって優白質斑れい岩は分断され、楕円状小岩塊の集合体の様な外観を呈する。この平行配列するやや厚めのペグマタイト質脈はGb-3との境界面に対して直交ないしは高角度をなして配列し、この境界面によって切られている。ペグマタイト質脈は岩石帯磁率が高く、したがってホストを含めた岩石全体の帯磁率も 95×10^{-3} SIUと高い値を示す。

本岩と類似の細脈状構造は羽山山頂から真南方向の岩体南縁から200m内側の採石場切羽における優白質斑れい岩中にも認められるが、この場合は露頭が限定的で他岩相との位置関係等は不明である。

vi. 優黒質の層状斑れい岩と優白質斑れい岩からなる層状岩：層状斑れい岩相（Gb-3）

本斑れい岩相は厚さ約15mの層状をなして、Gb-2bの上盤側に分布する。本岩相の上縁は平板状（方位はN80°E~N80°W、55°-70°N）をなし、下縁部は上縁とはほぼ



第 4.9 図 ガプロペグマタイトの細脈の発達する優白質斑れい岩
 模式柱状図（第 4.7 図）の Gb-2b に相当する部分。図の 2 m 左方（北方）で層状斑れい岩の下部層（Gb-3）と接する。
 露頭はほぼ垂直な壁面。

平行ではあるがやや起伏に富んだ曲面となっている。この下縁境界面は Gb-2b の内部構造（ペグマタイト質細脈の伸びの方向等）と斜交しそれを切っている。

本岩相は細-中粒のポイキリテック角閃石斑れい岩からなる優黒質の層状岩と、中粒優白質斑れい岩とからなり、両者は漸移している。優黒質の層状斑れい岩は本岩相の主として下半部に分布し、内部には小規模なトラフ状の結晶集積構造や厚さ 20 cm 前後のリズミックレーヤーが発達している。また、本岩相上半部を占める優白質斑れい岩中にも厚さ数 cm 前後の薄層として局所的に分布している。優白質斑れい岩は肉眼的にはほぼ均質であるが、優黒質の層状斑れい岩の上位に“整合的に”分布し、その内部にも明瞭な結晶集積構造を示す優黒質層状岩の薄層を随所に挟んでいる。これらの産状や鏡下の特徴は、本岩相が見かけの上位に向かって若くなる結晶集積岩層で、優黒質部と優白質部は一連の結晶集積過程で形成された事を示している。また、本岩相下縁近くのトラフ状構造が、下盤側斑れい岩（Gb-2b）を切って発達する起伏に富む境界面に調和的に分布することから、本岩相（Gb-3）はその形成時に下位の Gb-2b に対して“不整合”の関係にあった事がわかる。

優黒質の層状岩は径 1-2 cm のポイキリテックな普通角閃石が散在する細-中粒の角閃石斑れい岩である。鏡下では付加集積岩に特徴的な組織を示す部分と、正集積岩に特徴的な組織を示す部分とがある。主として斜長石・普通角閃石・不透明鉱物からなり、微量の単斜輝石と黒雲母を伴う。斜長石は長径 1-2 mm、最大 4 mm のやや細長い自-半自形結晶で、様々な程度に定向配列し

ている。一般に An 80 で均質であるが、正累帯する狭いリム（An 50-30）を伴う事がある。普通角閃石は褐緑色の他形粒状-オフィテック組織を示し、まれに残晶状単斜輝石を包有する。細粒、褐色の黒雲母を伴う事がある。不透明鉱物は丸みを帯びた粒状もしくは間填状である。

優白質斑れい岩は優黒質層状岩に比べて、苦鉄質鉱物に乏しくより珪長質で、全体により粗粒である。ポイキリテックな普通角閃石は肉眼では殆ど認められない。構成鉱物は少量の石英が加わる以外は優黒質層状岩と同じである。斜長石は長径 3-4 mm で、An 組成は優黒質層状岩中のものと同様であるが、正累帯するやや幅広のリムが普遍的に認められる。石英は多結晶粒間で他形をなす。鉱物の定向配列はやや不明瞭である。

岩石帯磁率は、優黒質層状岩の場合は最下部近くの 90×10^{-3} SIU 前後から上部での 20×10^{-3} SIU まで変化が激しい。優白質斑れい岩では 10×10^{-3} SIU である。

vii. 優黒質層状斑れい岩：層状斑れい岩相（Gb-4）

Gb-3 の上盤側に成層する厚さ約 10 m の優黒質の層状斑れい岩相で、径 3-5 cm のポイキリテックな普通角閃石が特徴的である。本岩相の上縁及び下縁境界は比較的明瞭な平面で、周囲の斑れい岩内部の層状構造とはほぼ平行である。本岩相の下縁境界から上方 60 cm の範囲の優黒質斑れい岩は、含まれるポイキリテックな普通角閃石が径 3 cm 以下とやや小径で、全体により細粒で優白質である。本岩相には、その分布と調和的に細かい層状構造が発達し、また岩相上半部には斜長石に富む粗

粒優白質の斑れい岩が、層状構造とほぼ平行に伸びる厚さ 50 cm 前後の不規則な外形の岩脈もしくは細長い包有岩として複数分布している。

優黒質層状斑れい岩は主として斜長石・普通角閃石・不透明鉱物からなり、少量の単斜輝石と黒雲母を伴う。斜長石は自-半自形、長径は最大 2 mm で殆どは 1 mm 前後かそれ以下である。一般に均質 (An 82 前後) であるが、斜長石どうしの接触部では An 50 以下の正累帯する狭いリムを伴う。普通角閃石は緑褐色で、径 3 mm 前後の他形粒状-間填状である。粒状部はポイキリティックに細粒斜長石を包有し、また間填状部は粗粒のポイキリティックな普通角閃石の一部である事が多い。不透明鉱物は丸みを帯びた粒状で普通角閃石中に分布する。黒雲母は褐色、他形で、残晶状単斜輝石とともに普通角閃石中に極少量認められる。

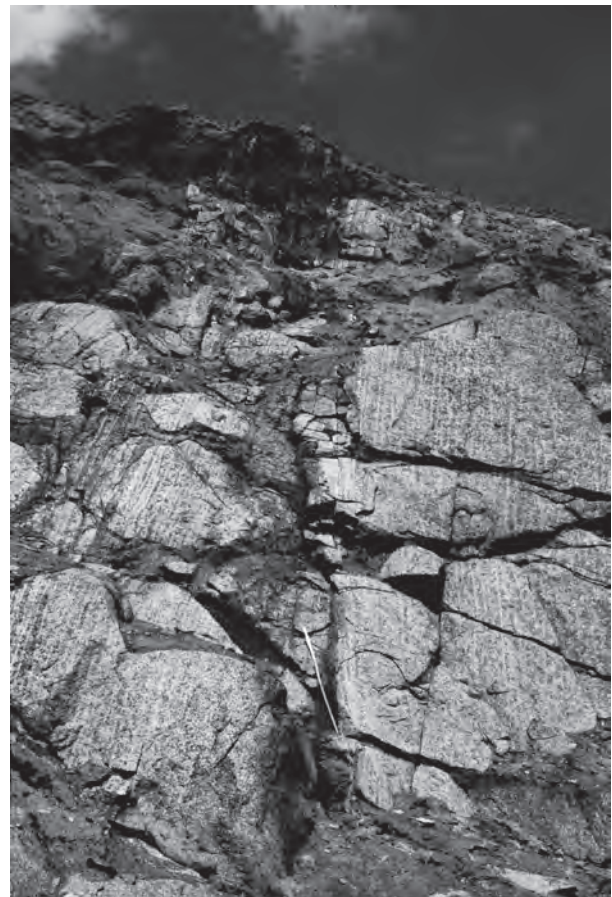
本岩相は優黒質斑れい岩・粗粒優白質斑れい岩共に岩石帯磁率は 2×10^{-3} SIU 以下で、周囲の岩相に比べてかなり低い。

viii. リズミックレーヤリングの発達する層状斑れい岩：層状斑れい岩相 (Gb-5)

Gb-4 の上位に成層する厚さ約 20 m の層状斑れい岩相で、層厚 3-10 cm 単位で繰り返すリズミックレーヤリングが全域にわたって発達している (第 4. 10 図)。1 枚のリズミックレーヤ内では、鉱物種毎に正の級化構造が認められ、レーヤの下部程苦鉄質鉱物に富んでいる (第 4. 11 図)。産状と鏡下の特徴は、本岩層が見かけの上位に向かって若くなる結晶集積岩層であることを示している。

鏡下では、定向配列する自形性の強い斜長石と他形普通角閃石からなる正集積岩の特徴を示す。斜長石は自-半自形、長径 1-4 mm で、自形性の強い均質なコア (An 82) とステップ状に正累帯する狭いリム (An 60-40) からなる。リズミックレーヤ内の上-下部で An 組成に明瞭な差は認められない。普通角閃石は間填状もしくは他形粒状、緑褐色で褐緑色のリムを伴う事が多い。普通角閃石の周縁部には淡緑-無色角閃石を伴う事が多い。この淡緑-無色角閃石中には多色性ハロを有するジルコンと思われる粒子が稀に見いだされる。斜長石と普通角閃石の接触関係は岩石の位置によつてばらつきがあり、普通角閃石と斜長石の境界部では両者にリムを欠く場合がある。不透明鉱物は他形粒状で、普通角閃石中に認められる。普通角閃石中には、残晶状単斜輝石や黒雲母が極微量認められる事がある。また、比較的優白質の部分では間填状の石英が少量認められる。

岩石帯磁率はレーヤ内の比較的苦鉄質鉱物に富む下部で 20×10^{-3} SIU、珪長質の上部では 10×10^{-3} SIU である。



第 4. 10 図 層状斑れい岩 (遠景)
模式柱状図 (第 4. 7 図) の Gb-5 に相当する部分。
中央の折り尺は長さ 1 m。

ix. 優黒質斑れい岩：斑れい岩相 II (Gb-6)

径 3-4 cm のポイキリティックな普通角閃石を含む中粒優黒質の斑れい岩からなり、Gb-5 の上位 (北側) に広範に分布する。その境界は明瞭な平面状で、Gb-5 中の層状構造とほぼ平行である。鏡下では、主として自形性の強い斜長石と他形の普通角閃石からなる均質岩で、斜長石の弱い定向配列が認められる。斜長石は長径 2-4 mm の自-半自形で、均質で自形性の強いコアとステップ状に正累帯するリムからなる。普通角閃石との境界部ではリムを欠く事が多い。普通角閃石はやや細粒の他形粒状もしくは他形で、後者はポイキリティックな粗粒結晶の一部を構成している事が多い。緑褐色で褐緑色のリムを伴う事が多い。極微量の残晶状単斜輝石が認められる。不透明鉱物は普通角閃石中で粒状、斜長石粒間で他形をなす事が多い。斜長石粒間には他形の石英が少量ながら普遍的に認められる。岩石帯磁率は 40×10^{-3} SIU 前後である。本斑れい岩は羽山岩体全体の岩相区分では斑れい岩相 II に相当する。

4. 2. 1. 3 混成岩相

中-細粒及び細粒の優黒質斑れい岩及びそれらを不規



第4. 11A 図 層状斑れい岩の層状構造
A : Gb-5 の上半部

則な境界で貫く中～細粒灰黒～灰白色の閃緑岩質基質部（第I図版4）からなる不均質な岩相である。羽山山体の西側の標高750 m付近から西方の裾野にかけてのなだらかな鞍部に広く分布する。斑れい岩質岩相との境界近くでは閃緑岩質の部分は殆ど認められず比較的均質で優黒質であるが、分布域の西半部では閃緑岩質基質部の割合が増し、より不均質となる。本岩相中の閃緑岩質基質部には斑れい岩捕獲岩が多数包有されている。閃緑岩質部分を明瞭且つ不規則な境界で中～やや細粒均質の石英閃緑岩が貫いている。また本岩相の南縁に沿って分布する石英閃緑岩相を構成する均質な石英閃緑岩中には、混成岩相由来と考えられる径数十 cm 前後の優黒質岩片が多数含まれている。これらの産状から、本岩相は石英閃緑岩質マグマから先駆的に貫入したより苦鉄質の部分が斑れい岩質岩相の岩石を多数捕獲して不均質な岩相を形成したもので、その後、より珪長質の石英閃緑岩質マグマ（石英閃緑岩相）の貫入を受けたのであろう。

混成岩相はそれを貫く石英閃緑岩と共に、二本松市戸沢、原の西400 mの地点及びその北方400 mの地点で、二本松市戸沢から田村町新館にかけて南北に細長く分布する黒雲母花崗岩岩体によって貫入され、その西縁を画



第4. 11B 図 層状斑れい岩の層状構造
B : Gb-5 の下半部

されている。また、原の北西約500 mの地点では同黒雲母花崗岩体からの分岐脈と考えられる黒雲母花崗岩の小岩脈によって貫入されている。本岩相はまた、原の南方約300 mの地点で、角閃石黒雲母花崗閃緑岩分布域中に径数10 mの範囲にわたって分布し、角閃石黒雲母花崗閃緑岩によって貫入されている。

岩石帯磁率は、斑れい岩－閃緑岩質捕獲岩部分では 7×10^{-3} SIU 前後であるが、灰白色の基質部では一般に 1×10^{-3} SIU 前後以下である。

岩石記載 黒雲母角閃石閃緑岩

斑状（長径3–5 mm）の普通角閃石の散在するやや不均質な細～中粒岩である（第II図版5）。普通角閃石は半自形粒状の場合が多いが、間填状組織の目立つ斑れい岩様の組織を有する部分も認められる。鉱物の定向配列は認められない。

主成分鉱物：斜長石・普通角閃石・石英・黒雲母・不透明鉱物

副成分及び二次鉱物：単斜輝石・淡緑～無色角閃石・緑泥石

斜長石は半自形、長径0.5–2 mmが一般的で、最大5 mmに及ぶ粗粒結晶が斑状に少数分布する。比較的細粒の結晶は自形性が強く、やや細長い傾向がある。不規則形状～融食形のやや不均質なコアとやや幅広のリムからなる累帯構造を示す。本岩石のうち比較的優黒質部の斜長石は、An 82–80のコアをステップ状に正累帯するAn 50–30のリムが取り囲む。やや優白質の部分では、斜長石はAn 54–50のコアとAn 40–30の反復累帯するリムからなる。普通角閃石は褐緑色で、最大径4 mmに及ぶ他形～ポイキリティック状をなして斑れい岩様の組織を構成する場合と、長径1–2 mm、最大3 mm以上の半自形粒状をなして、粒状組織を構成するものがある。粒状結晶の核部は単斜輝石で構成される場合がある。石英は他形で強い波動消光を示す。黒雲母は暗褐色、半自～他形で斜長石粒間に少量分布する。しばしばポイキリティックに斜長石を包含する。不透

明鈹物は径 0.2 mm 前後の粒状他形で、斑れい岩組織の部分ではやや粗粒である。

4. 2. 1. 4 石英閃緑岩相

中 - 細粒の均質な石英閃緑岩で、混成岩相を構成する閃緑岩より粗粒で優白質である (第 I 図版 5)。羽山山頂から西に伸びる峰の南向き斜面の低標高域に、混成岩相の南縁に沿う形で東西に細長く分布する。本岩相の分岐脈に相当する石英閃緑岩岩脈が随所 (二本松市戸沢、織ノ内の東北東 500 m 及び 800 m の地点等) で混成岩相中に貫入している。また混成岩相由来の斑れい岩 - 閃緑岩が捕獲岩として認められる。岩石帯磁率は $2 - 9 \times 10^{-3} \text{SIU}$ である。本岩相はその西縁で黒雲母花崗岩 (東新殿岩体) によって貫入されている。周囲の角閃石黒雲母花崗閃緑岩との野外での関係は未確認であるが、本岩の記載岩石学的特徴や斑れい岩類との密接な随伴関係、磁鉄鈹系列である事などから判断して、本岩相は羽山斑れい岩体に帰属し、随伴する斑れい岩と同様に角閃石黒雲母花崗閃緑岩中の被貫入岩であると考えられる。

岩石記載 黒雲母角閃石石英閃緑岩

半自形粒状 (長径 1 - 5 mm) の普通角閃石に富む等粒状の均質岩である (第 II 図版 6)。斜長石・石英等の珪長質鈹物が細粒なためか、全体にやや糖晶質な印象を与える。

主成分鈹物: 斜長石・石英・普通角閃石・黒雲母・不透明鈹物

副成分及び二次鈹物: 単斜輝石・燐灰石・スフェン・淡緑 - 無色角閃石・緑泥石

斜長石は自 - 半自形、長径 1 - 2 mm が一般的で、最大 4 mm に及ぶ。自形性の強い、細長い結晶 (縦横比が 10 : 3 - 4) が多い。顕著な反復累帯構造もしくは正のステップ状累帯構造 (An 50-25) が発達している。比較的粗粒な結晶の中央部付近には残晶状 ~ 融食形状の高 An 組成域 (An 80 及び 68-52) が認められる事が多い。石英は間填状もしくは丸みを帯びた粒状で強い波動消光を示す。粒径は 0.5 mm 以下で、量はごく少ない。普通角閃石は褐緑色で、半自形粒状もしくは粒状他形である。径 2 - 3 mm であるが、しばしば集斑状をなして最大径 5 mm に及ぶ。比較的細粒の岩相では自形性が強いという傾向がある。比較的粗粒の結晶の核部には、周縁部が虫食い状をなす粒状単斜輝石が包有されている事がある。単斜輝石は最大径 2 mm に及ぶ。黒雲母は半自形、暗褐色で、径 0.5 mm 以下と細粒である。普通角閃石に随伴する。量は少ないが、場所によってはつきが大きく、全く含まれない部分もある。不透明鈹物は磁鉄鈹とチタン鉄鈹で径 0.5 mm 以下の丸みを帯びた粒状である。その他にごく微量の黄鉄鈹が認められる。燐灰石は径 0.5 - 0.7 mm と粒径が大きいのが特徴的である。

4. 2. 2 白馬石山斑れい岩体

分布及び対比

白馬石斑れい岩体は標高 820 m の白馬石山山頂を含む $2.5 \times 1 \text{ km}$ の範囲に分布する苦鉄質の比較的均質な岩体である。本岩体は周囲の大部分を細粒角閃石黒雲母閃緑岩によって取り巻かれている。羽山斑れい岩体と同様に高標高地域に分布し、花崗閃緑岩中の捕獲岩体もしくはルーフペンダントと考えられる。本岩体は地質学的・岩石学的特徴から羽山斑れい岩体との類似性が認められるが、両者の厳密な関係 (同一の岩体に由来するかどうか等) は不明である。

岩相及び産状

本岩体は山頂部を含めてその大部分が中粒優黒質の輝石含有角閃石斑れい岩で構成され、岩体北縁の角閃石含有黒雲母花崗閃緑岩との境界近くには中粒優黒質のかんらん石輝石角閃石斑れい岩 (第 I 図版 6) が分布する。このかんらん石輝石角閃石斑れい岩近傍にはガブロベグマタイトも認められる。山頂付近の輝石含有角閃石斑れい岩には斜長石に富む比較的優白質の部分も認められる。岩体南西部では、径 5 mm 前後の集斑状斜長石の目立つやや斑状の輝石含有角閃石斑れい岩が分布し、その普通角閃石中には少量のかんらん石が認められる。露頭条件が良くないので本岩体を構成するそれらの斑れい岩類の野外での相互関係は不明である。岩体西縁近くで細粒斑れい岩と中粒斑れい岩の混成岩相が局部的に発達している以外には、本岩体中に層状構造等の特筆すべき内部構造や岩相変化は認められず、比較的岩相変化に乏しい均質な岩体 (岩塊) と言える。本岩体を構成する斑れい岩は羽山斑れい岩体の斑れい岩に比べて全般的にやや珪長質鈹物に富み、羽山斑れい岩体における斑れい岩相 III と同程度に優白質である。

周囲に分布する細粒角閃石黒雲母閃緑岩との境界は観察されていないが、境界付近の細粒角閃石黒雲母閃緑岩は不均質で、その中には径数十 cm 前後の斑れい岩の捕獲岩が認められる。

岩石帯磁率は、かんらん石輝石角閃石斑れい岩で $3.8 \times 10^{-3} \text{SIU}$ 、輝石含有角閃石斑れい岩で $10 - 20 \times 10^{-3} \text{SIU}$ である。

岩石記載 かんらん石輝石斑れい岩 (白馬石山山頂の NNE 550 m, 標高 700 m)

集斑状をなす斜長石粒間を単斜輝石と普通角閃石を主とする苦鉄質鈹物が埋める優黒質の中粒均質岩である (第 II 図版 7)。比較的斜長石に富み、鈹物の定向配列は認められない。

主成分鈹物: 斜長石・かんらん石・普通角閃石・単斜輝石・斜方輝石・不透明鈹物

副成分及び二次鈹物: 石英・淡緑 - 無色角閃石・黒雲母・スフェン・緑泥石・方解石・緑色スピネル

斜長石は自-半自形で、長径1-2 mmと0.5 mm以下の粒子が混在している。半自-融食形でほぼ均質-弱い正累帯のコア (An 80-75) と正累帯する狭いリム (An 68-60, 稀に38に及ぶ) からなる累帯構造を有する。普通角閃石との貫入接触部ではリムを欠く。斜長石同士が密集して径3-6 mmの集合体を構成している事が多い。かんらん石は斜長石粒間で最大径3 mmに及ぶ他形粒状、もしくは普通角閃石中で残晶状をなす。後者の場合周縁に斜方輝石を伴う事が多い。かんらん石の周縁部はオパサイトや粘土鉱物様二次鉱物に交代されている事がある。またラメラ様不透明鉱物 (磁鉄鉱及び磁硫鉄鉱) に取り巻かれる事がある。普通角閃石は褐色で、周縁部で淡緑色に移化する事が多い。径1 mm以下の他形粒状もしくは最大5 mmに及ぶオフィット組織を示す。粗粒結晶では内部にかんらん石や輝石を包有する事が多い。単斜輝石は斜長石粒間で半自-他形、もしくは普通角閃石中で残晶状をなす。粒径は一般に1 mm以下、最大で4 mmに及ぶ。斜方輝石は半自-他形、粒径は一般に1 mm以下で、量はごく少ない。石英は斜長石粒間にごく少量分布する。不透明鉱物には磁鉄鉱・チタン鉄鉱・黄鉄鉱・磁硫鉄鉱が認められ、全般に細粒で量は少ない。黒雲母は淡緑-無色角閃石に伴ってごく少量認められる。

岩石記載 輝石含有角閃石斑れい岩 (白馬石山山頂)

5 mm前後の斜長石粒子及び細粒斜長石の集斑状集合部の間を他形の普通角閃石が埋めている均質岩で、内部に微細な斜長石を多数含む長径10 mm前後のポイキリテリックな普通角閃石が散在する。

主成分鉱物：斜長石・普通角閃石・単斜輝石・不透明鉱物

副成分及び二次鉱物：淡緑-無色角閃石・スフェン・緑泥石・方解石

斜長石は自-半自形で、一般に長径1.5 mm以下であるが、3-5 mmの粒子も少なくない。融食形でやや不均質なコア (An 80-70) とやや幅広のステップ状に正累帯するリム (An 65-38) からなる累帯構造を有する。普通角閃石との接触部ではリムを欠く事が多い。斜長石同士が密集して径5 mm前後の集合体を構成している事が多い。ポイキリテリックな普通角閃石中の斜長石は長径1 mm以下で自形性が強く、均質である。普通角閃石は褐色で、周縁部で緑褐色に移化する事が多い。径1 mm前後の他形粒状もしくは10 mm以上に及ぶポイキリテリック組織を示す。単斜輝石は普通角閃石中で残晶状をなし、量はごく少ない。石英は斜長石粒間にごく少量分布する。不透明鉱物は主として丸みを帯びた粒状もしくは他形の磁鉄鉱とチタン鉄鉱で、その他に磁硫鉄鉱・黄鉄鉱・赤鉄鉱が少量認められる。しばしば他形のスフェンを随伴する。

4. 2. 3 移ヶ岳斑れい岩体

分布及び対比

本図幅地域南隣の常葉図幅地域において、その中央北縁近くの移ヶ岳山頂を中心とする東西8 km、南北6 kmの範囲に多数の斑れい岩体が分布する。この斑れい岩体群を移ヶ岳斑れい岩体と命名し、移ヶ岳山頂を含む2.5 km × 1.5 kmの範囲を占める岩体とそれを取り巻くように分布する小岩体群とに細分し、前者を主岩体、後者を周辺岩体と呼ぶ事にする。これらの岩体は周囲を中粒角閃石黒雲母花崗閃緑岩によって貫入され、また主岩体・周辺岩体共に内部を黒雲母花崗岩によって貫かれている。羽山斑れい岩体と同様に高標高地域に分布する傾向がある。花崗閃緑岩中に分布するルーフペンダントもしくは捕獲岩体 (母岩から分離している場合を指す) と考えられるが、斑れい岩体の内部構造等から主岩体は前者の可能性が高いとされている (久保・村田, 1994)。周辺岩体は部分的に細粒角閃石黒雲母閃緑岩を伴う事が多く、この細粒角閃石黒雲母閃緑岩は周辺岩体に貫入し、角閃石黒雲母花崗閃緑岩に貫入されている。内部には斑れい岩の捕獲岩片が認められる。

移ヶ岳斑れい岩体は地質学的・岩石学的類似性から羽山斑れい岩体と同様の地質学的履歴が推定されるが、その位置関係、岩相構成の特徴や内部構造、周囲に泥質岩捕獲岩を伴わない等の産状の差から判断して、羽山斑れい岩体とは別の独立した岩体を構成していたと考えられる (久保・村田, 1994)。

本図幅地域においては、南端部の船引町南移から横道にかけての地域に、移ヶ岳斑れい岩体の周辺岩体の北端部がごくわずかに分布している。

岩相及び産状

移ヶ岳斑れい岩体主岩体は主としてポイキリテリックな普通角閃石で特徴づけられる細粒-中粒の単斜輝石斜方輝石斑れい岩及び角閃石斑れい岩から構成されており、リズミックレーヤーや岩相の差による層状構造の発達が顕著である。一方、周辺岩体は主として細粒及び中粒の優黒質斑れい岩 (第I図版7) からなり、やや優白質の石英閃緑岩質の部分少量伴う。本岩体は細粒角閃石黒雲母閃緑岩を随伴する事が多く、その境界付近では両者が様々な程度に入り交じった不均質な混成岩相が発達している。この混成岩相は斑れい岩と細粒角閃石黒雲母閃緑岩の両者を貫いている。斑れい岩と近接しない他地域の細粒角閃石黒雲母閃緑岩と比較すると、本地域の細粒角閃石黒雲母閃緑岩は不均質で、粒度・普通角閃石と黒雲母の量比・岩石組織などに多様な変化が認められる。この細粒角閃石黒雲母閃緑岩中には、混成岩のうち比較的珪長質な岩相からなる分化脈状の岩脈が随所で認められ、この岩脈中には明瞭な外形の斑れい岩捕獲岩がしばしば包含されている (第4.16図)。

周辺岩体の内部構造や岩相分布は、露頭条件が良くないため不明である。周辺岩体を構成する斑れい岩には細粒単斜輝石斜方輝石斑れい岩、細及び中粒角閃石斑れい岩等があり、それらと同様の岩相は主岩体中にも認められる。これらの岩石帯磁率は 90×10^{-3} SIU 前後である。細粒角閃石黒雲母閃緑岩中の捕獲岩状斑れい岩は、鏡下で普通角閃石のモザイク状細粒化、淡緑色角閃石や黒雲母の晶出、スフェンや赤鉄鉱の晶出などの二次的变化が認められる。岩石帯磁率は5前後から 1×10^{-3} SIU 以下まで様々であるが、一般に岩体本体よりも低い値の事が多い。

岩石記載 輝石角閃石斑れい岩 (船引町南移, 越田和)

微細な斜長石と普通角閃石から成る均質部に、径3 mm 前後の斜長石と径10 mm に及ぶポイキリティックな普通角閃石が斑状に散在する優黒質岩 (第Ⅱ図版8) で、岩石帯磁率は 89×10^{-3} SIU である。

主成分鉱物：斜長石・普通角閃石・単斜輝石・斜方輝石・
不透明鉱物

副成分及び二次鉱物：石英・黒雲母・燐灰石・淡緑色角閃石・
緑泥石

斜長石は自-半自形、一般に長径1 mm 弱であるが、長径2-5 mm の斑状結晶が少量散在する。普通角閃石中にポイキリティックに包有される斜長石は長径0.5 mm 以下の場合が多い。一般に均質で、稀に正累帯する狭いリムを有する。斑状斜長石は単独粒子の場合と集斑状をなす場合とがある。狭いリムを有し、コア部は石英によって虫食い状に交代されている。普通角閃石は褐~褐緑色で、微細な斜長石を包有して斜長石粒間で他形をなす径1-0.5 mm の結晶の他に、最大10 mm に及ぶポイキリティックな斑状結晶が少量認められる。内部に多数の単斜輝石と少数の斜方輝石の残晶状結晶を含む。普通角閃石の縁部から斜長石粒間にかけて淡緑色角閃石が認められる。単斜輝石はこの他に斜長石粒間で他形をなして分布する。不透明鉱物は径0.5 mm 前後の粒状他形で多数認められる。主に磁鉄鉱とチタン鉄鉱で少量の黄鉄鉱を伴う。磁鉄鉱はチタン鉄鉱のラメラを有する事が多い。石英は他結晶粒間にごく少量認められる。また斑状斜長石のコア部に散在する。黒雲母は不透明鉱物や普通角閃石の外縁に沿ってごく少量分布し、緑泥石に交代されている事が多い。この他に、径2 mm 強の燐灰石が稀に認められる。

岩石記載 細粒角閃石斑れい岩 (船引町横道, 女房内)

微細な斜長石と普通角閃石から成る均質部に、径5 mm に及ぶポイキリティックな普通角閃石が斑状に多数分布する優黒質岩で、岩石帯磁率は 91×10^{-3} SIU である。

主成分鉱物：斜長石・普通角閃石・黒雲母・不透明鉱物

副成分及び二次鉱物：スフェン・淡緑色角閃石・緑泥石

斜長石は自-半自形、細長い結晶が多い。一般に長径1 mm 弱であるが、普通角閃石中にポイキリティックに包有される斜長石は長径0.5 mm 以下の場合が多い。均質なコアと正累帯する狭いリムから成る累帯構造を示す。普通角閃石は褐緑色で、径1 mm 弱と5 mm 前後の粒状他形をなし、ポイキリティックに微細な斜長石を包有する。普通角閃石の縁部から斜長石粒間にかけて少量の淡緑色角閃石が認められる。黒雲母は明褐色で量は少ない。径5 mm 前後の粒状他形をなし、ポイキリティックに微細な斜長石を多数包有する。包有される斜長石は普通角閃石中のものよりやや粗粒である。不透明鉱物は径0.5 mm 前後の粒状他形~間填状で量は多い。スフェンは斜長石や不透明鉱物粒間で他形をなす。

4. 2. 4 細粒角閃石黒雲母閃緑岩中の斑れい岩質岩

4. 2. 4. 1 白馬石山西方域

白馬石山西方の川俣町山木屋から田沢にかけての地域には、本図幅地域に広範に分布する角閃石黒雲母花崗閃緑岩中の包有物として、不規則な外形を示す細粒角閃石黒雲母閃緑岩が広範に分布している。この細粒角閃石黒雲母閃緑岩は数 m から数100 m にわたる連続的な分布を示し、随所で角閃石黒雲母花崗閃緑岩の小岩脈によって貫入され、また花崗閃緑岩との間で様々な程度に混成岩化している。一般に、阿武隈山地の随所に分布する細粒角閃石黒雲母閃緑岩は普通角閃石に富む細粒均質岩で、斑状斜長石の散在が特徴的であるが、白馬石山西方域の場合は全体に不均質で、斑状斜長石を含まない細粒緻密部や、流理もしくは成層構造に似た縞状構造が局部的に認められる。この細粒角閃石黒雲母閃緑岩の内部には、細粒~中粒の優黒質の斑れい岩質岩 (第Ⅰ図版8) が径数十 cm から数百 m の規模で多数分布している。地質図ではその分布範囲を地紋で示してある。

これらの斑れい岩質岩は細粒角閃石黒雲母閃緑岩中で明瞭な境界で境される捕獲岩もしくは明瞭な境界を示さない混成岩様不均質部の核として産する。それらは斑れい岩組織を有し、肉眼及び鏡下の特徴は白馬石山斑れい岩体の斑れい岩と良く似ている。しかしながら、岩石帯磁率は 10×10^{-3} SIU 前後の高い値を示すものと、細粒角閃石黒雲母閃緑岩と同程度の低い値 (0.5×10^{-3} SIU 前後) を示すものがあり、それらが単一岩塊中に混在する場合もある。低い岩石帯磁率を示す斑れい岩質岩には、少量の他形石英と、黒雲母や淡緑~無色角閃石等の二次的鉱物が認められる (第Ⅱ図版9)。また、不透明鉱物には赤鉄鉱も認められる。このような産状や特徴から、本斑れい岩質岩は白馬石山斑れい岩体に帰属若しくは関連する斑れい岩及びそれを原岩とする弱変成斑れい岩と考えられる。

岩石記載 輝石含有角閃石斑れい岩（川俣町山木屋、八木南西 800 m）

主として斜長石と普通角閃石から成る細～中粒の優黒質岩で、長径 5 mm 弱の斜長石が斑状に分布する。白馬石山斑れい岩体の輝石含有角閃石斑れい岩との共通点が多いが、岩石帯磁率は低い (0.4×10^{-3} SIU)。

主成分鉱物：斜長石・普通角閃石・不透明鉱物

副成分及び二次鉱物：石英・単斜輝石・燐灰石・スフェン・黒雲母・淡緑～無色角閃石・緑泥石

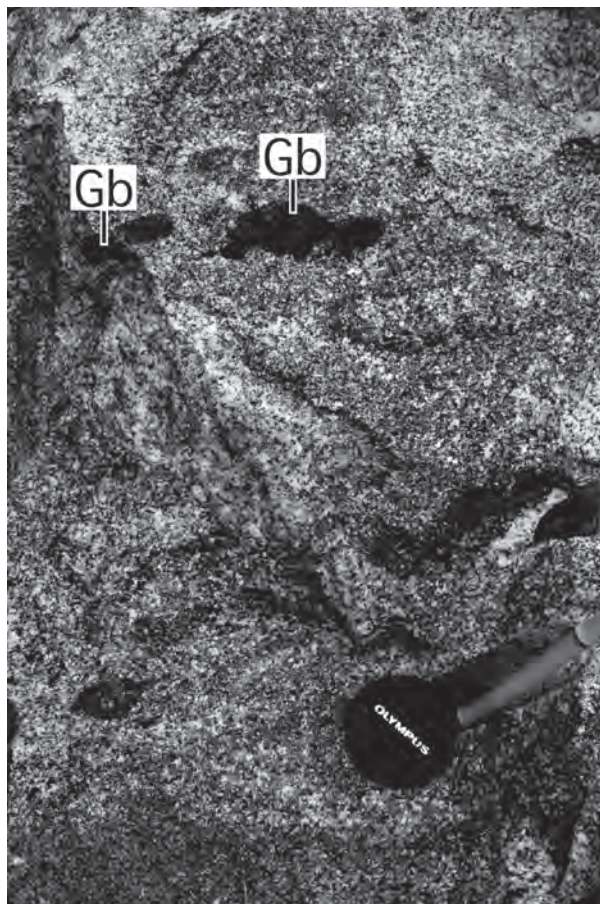
斜長石は自～半自形で、長径 1 mm 以下と 2～5 mm の粒子がある。An 成分に富む均質なコアと正累帯するやや幅広のリムからなる累帯構造を有する。コアの多くは自形的であるが、粗粒結晶では融食形をなす場合が少なくない。普通角閃石は褐色で、周縁部で淡緑色に移化する事が多い。径 0.5 mm 前後の他形粒状もしくは最大 10 mm 弱に及ぶポイキリティック組織を示す。ポイキリティックな普通角閃石中の斜長石は長径 0.5 mm 以下で自形性が強く、均質である。不透明鉱物は自形もしくは他形の微細な粒状で、斜長石粒間にごく少量存在する。磁鉄鉱（稀）・チタン鉄鉱・赤鉄鉱・磁硫鉄鉱・黄鉄鉱が認められる。赤鉄鉱粒子は不均質で、交替的な生成を示唆する。黄鉄鉱は周縁部から低反射の不透明鉱物に交代されている事が多い。石英は他結晶粒間で他形をなす。単斜輝石は普通角閃石中で残晶状にごく少量認められる。黒雲母は半自形、帯赤褐色で、二次鉱物として普通角閃石中に少量分布している。緑泥石は普通角閃石を交代している。

4. 2. 4. 2 羽山南西域

羽山岩体南西の二本松市戸沢、織ノ内には、中粒黒雲母花崗岩（東新殿岩体）中に分布する細粒角閃石黒雲母閃緑岩の東縁部に斑れい岩質岩が東西方向約 100 m にわたって分布している。細粒角閃石黒雲母閃緑岩との境界部は混成岩状を呈し、斑れい岩由来の暗色包有物及び斑れい岩質捕獲岩が多数認められる（第 4. 12 図）。斑れい岩質岩は細～中粒から中～粗粒の優黒質均質岩もしくは縞状岩である。鏡下では、細～中粒角閃石斑れい岩、中粒かんらん石輝石角閃石斑れい岩、中～粗粒ポイキリティック角閃石斑れい岩等が識別される。また局部的に斑れい岩質ペグマタイト脈の発達が見られる。岩石帯磁率は 15×10^{-3} SIU 前後の部分と、 0.5×10^{-3} SIU 前後の部分とがあり、それらが一露頭内でも混在している。

岩石帯磁率の低い斑れい岩は鏡下で斜長石粒間に石英が認められ、再結晶組織を示す黒雲母や無色角閃石等の二次鉱物に富む傾向がある。また含まれる不透明鉱物はチタン鉄鉱と黄鉄鉱で、量は少なく、磁鉄鉱を欠く事が多い。

岩石記載 かんらん石輝石角閃石斑れい岩（二本松



第 4. 12 図 不均質な細粒角閃石黒雲母閃緑岩中の斑れい岩質捕獲岩
Gb：斑れい岩質捕獲岩

市戸沢、織ノ内)

主として斜長石と普通角閃石から成る細～中粒の優黒質均質岩である（第 II 図版 10）。羽山斑れい岩体のかんらん石輝石斑れい岩と似ているが、鉱物構成や組織等の点で若干特徴が異なる。岩石帯磁率は 15×10^{-3} SIU である。

主成分鉱物：斜長石・普通角閃石・斜方輝石・不透明鉱物

副成分及び二次鉱物：かんらん石・燐灰石・黒雲母・淡緑～無色角閃石

斜長石は自～半自形で、一般に長径 1.5 mm 以下で稀に 3 mm 前後に及ぶ。ほぼ均質で、狭いリムを伴う事がある。普通角閃石は褐色で、周縁部で淡緑色～無色に移化する事が多い。径 0.5 mm 前後の他形粒状もしくは 5 mm 弱に及ぶポイキリティック組織を示す。普通角閃石を交代する無色角閃石は淡緑色角閃石に縁取られる事がある。斜長石との境界では緑色のシンプレクタイトが認められる。斜方輝石は普通角閃石と同様に径 0.5 mm 前後の他形粒状もしくは 5 mm 弱に及ぶポイキリティック組織を示す他に普通角閃石中で残晶状をなす。かんらん石は径 0.5 mm 以下の丸みを帯びた粒状で普通

角閃石もしくは斜方輝石中に産する。オパサイト化している事が多い。不透明鉱物は丸みを帯びた粒状もしくは他形である。磁鉄鉱とチタン鉄鉱の他に、少量の黄鉄鉱が認められる。磁鉄鉱はチタン鉄鉱のラメラを有し、かんらん石の周縁ではシンプレクタイトを構成している。黒雲母は半自形、淡褐色で、普通角閃石中でそれを交代する形で少量分布している。

4. 3 阿武隈花崗岩類

阿武隈山地には前期白亜紀の貫入岩類が広範に分布している。それらは石英閃緑岩から花崗岩、斑状花崗閃緑岩、珪長岩に至る種々の深成岩類や岩脈類によって構成されている。これらの貫入岩類は阿武隈山地の東縁近くでNNW-SSE方向に伸びる畑川破碎帯中の特定の断層（畑川破碎帯中央断層（久保ほか、1990）及びその南方延長）を境にその東西で特徴が異なり、東側は北上山地の花崗岩類に、西側は阿武隈花崗岩類に対比されている（久保・山元、1990；久保・高橋、1992）。本図幅地域は畑川破碎帯の西方に位置し、域内の前期白亜紀貫入岩類はその岩石学的特徴から阿武隈花崗岩類に帰属すると判断される。

本図幅地域に分布する前期白亜紀貫入岩類は、全域にわたって広範に分布する中粒角閃石黒雲母花崗閃緑岩とそれを貫いて点在する中小の花崗閃緑岩～花崗岩質岩体で構成されている。それらは全体として大規模な単一もしくは複数の深成複合岩体を構成している。本報告では、記載の便宜上、この深成複合岩体中に点在する岩体のいくつかに岩体名をつけた。

4. 3. 1 中粒角閃石黒雲母花崗閃緑岩分布及び対比

本図幅地域のほぼ全域にわたって広範に分布する。1/5万「原町及び大甕」図幅地域に分布する中粒角閃石黒雲母花崗閃緑岩（久保ほか、1990）に対比され、その西方延長部に相当する。1990年代より以前の分類では、いわゆる阿武隈深成岩類を古期と新期に2大別した場合の古期花崗閃緑岩類（渡辺ほか、1953；渡辺ほか、1955）、Sendo（1958）のOlder granitic rocksに相当する。

本岩に対比される岩石は畑川破碎帯以西の阿武隈山地全域に広範に分布し、阿武隈花崗岩類の主体を構成している（久保ほか、2003；久保ほか、2007）。

岩相及び産状

自-半自形普通角閃石の目立つ中粒の均質岩で、一般に普通角閃石の定向配列が認められる。

比較的苦鉄質鉱物に富み、カリ長石に乏しく、肉眼で石英があまり目立たないというのが本岩の一般的な特徴（第I図版9.）で、本図幅地域内の殆どの地域でこの特

徴が認められる（以下、主岩相と表記）。岩石帯磁率は $0.3 - 1.0 \times 10^{-3}$ SIUである。

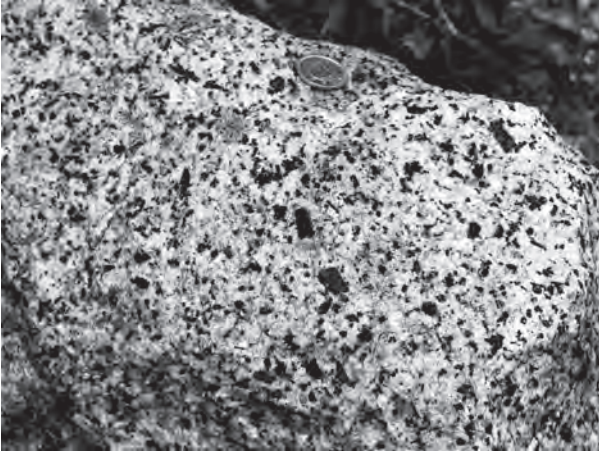
本岩中には、上記の主岩相とは若干特徴の異なる岩相が局所的にはあるが認められる。その一つは石英がやや斑状をなす（第I図版10の左半部）というもので、この特徴を示す岩石の多くは色指数が若干低い傾向がある。本図幅地域東南端部の葛尾村葛尾から二本松市百目木にかけての地域や、川俣町市街地東方その他数カ所で、そのような径5-8mmの斑状石英の目立つやや優白質の岩相が認められる。本岩相はSendo（1958）のHunehiki type hornblende biotite granodiorite、亀井・高木（2003）の鹿山岩体にはほぼ相当する。

もう一つの局所的岩相は、全体に苦鉄質鉱物が細粒で、自形で長柱状（5-8mm×0.5-1mm）の普通角閃石で特徴づけられる岩相（第I図版10の右半部）である。これは本図幅地域北縁中央部近くの川俣町大綱木から東方の小綱木にかけてのNE-SW方向に細長い約3km×1kmの範囲に分布している。周囲の中粒角閃石黒雲母花崗閃緑岩主岩相及び斑状石英の目立つ岩相とは不規則でやや漸移的な（rapid transition）境界で接している。この境界付近で、長柱状普通角閃石は境界に沿って配列することから、この部分は主岩相より後まで固結時の流動性を維持していた事を示唆する。本岩相は次項で記述する大綱木岩体（中粒角閃石含有黒雲母花崗閃緑岩からなる岩脈状岩体）の北側と南西端部の東側近傍にも分布しており、大綱木岩体によって貫入されている。本岩相の岩石帯磁率は 0.1×10^{-3} SIU前後の低い値を示す。

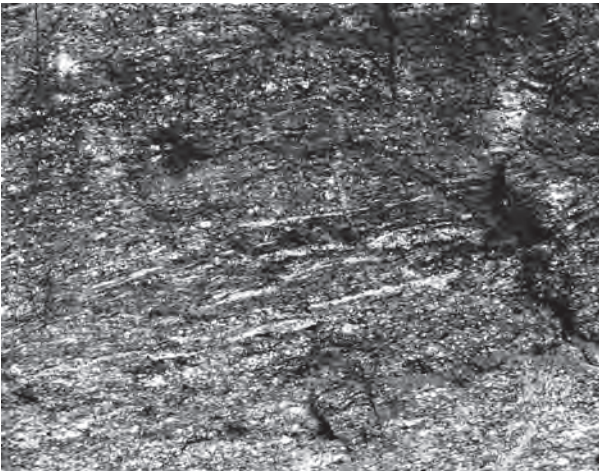
これらの岩相変化のほかに、本岩の大部分を構成する主岩相中にも地域的变化が認められる。すなわち、長径が1.5cmに及ぶ粗粒自形の普通角閃石が少数散在する（10cm前後の間隔で）ことを特徴とする部分（第4.13図）で、本図幅地域の西縁から東に7kmまでの範囲に分布している。特に阿武隈川に沿って発達するNNE-SSW方向の断層（小浜断層）沿い及びその以西地域の主岩相の殆どにこの特徴が認められる。本岩は比較的細粒の普通角閃石に乏しい傾向があり、結果として全体に粗粒優白質の印象を与えることが多い。鏡下での特徴に特段の差は認められない。

このような、中粒角閃石黒雲母花崗閃緑岩中に認められる岩相の差異が、連続する単一岩体中の局所的な変化なのか、各々が貫入境界で境される別の岩体である事に起因するのかは明らかではない。中粒角閃石黒雲母花崗閃緑岩の分布規模を考慮すると、複数の貫入单元から構成されている可能性もあるが、少なくとも本図幅地域内では、本岩を分断する貫入境界は見つかっていない。なお、Sendo（1958）はOlder granitic rocksを5typesに細分し、それらは相互に漸移関係にあるとしている。

この他にごく局所的な岩相として、強片状化した部分が認められる（第4.14図）。この強片状化岩は川俣町



第 4. 13 図 中粒角閃石黒雲母花崗閃緑岩中の粗粒角閃石の目立つ岩相（二本松市上長折，滝）
コインの直径は 2 cm.



第 4. 14 図 中粒角閃石黒雲母花崗閃緑岩中の強片状部
（伊達郡川俣町小綱木，沢）
画像の横幅は約 50 cm

小綱木，沢の集落付近で富岡街道から北東方向へ分岐する農道を入ってすぐの地点と，さらに 500 m 入った地点から東方約 500 m の範囲に露出している。露頭では強片状化した花崗岩質岩中に幅 30–50 cm の同じく強片状化してはいるが比較的その程度が弱い優白質花崗岩が岩脈状に数本挟まれている。その伸びの方向は周りの片状構造とは斜交しているが岩脈内部の片状組織の方位は岩脈周囲の片状構造から連続している。本岩中の片状構造は EW, 20° S, N 60° W12° S など，傾斜が緩いためか方位がややまちまちであるが，露頭の分布状況等から判断して，この強片状化部は NNE–SSW 方向に少なくとも 500 m にわたって伸びる狭い帯状の分布をしていると考えられる。

この強片状化岩は鏡下では，径 0.5 mm 以下の等粒状斜長石・石英・カリ長石からなる細粒基質部と，斜長石・石英から成る径 5 mm 前後のポーフィロクラスト様

粒子，扁平なデカッセイト様集合体を作って定向配列する黒雲母，径 2 mm 以下の半自形～他形普通角閃石が認められる（第 II 図版 11）。普通角閃石は内部に基質部を占める微細粒子を多数包有した篩状の組織を示す事が多く，また単斜輝石を内包する事が多い。石英の波動消光はごく微弱で，粗粒石英は等次元状にサブグレイン化している。また，黒雲母のたわみや湾曲，レンズ状石英粒子などの変形構造は殆ど見られないが，デカッセイト状黒雲母の定向配列は殆ど乱れていない事から，本岩は片状化を被った際に熱的再結晶も被る環境下にあったと考えられる。

本片状化岩中の優白質花崗岩岩脈は，鏡下では 0.2 mm 以下の等粒状珪長質鉱物から成る基質部中に斜長石・石英・黒雲母などからなる径 1–4 mm のポーフィロクラスト様粒子が散在する。基質部の石英の波動消光は微弱であるが，ポーフィロクラスト様粗粒部の斜長石には破断や曲げ・たわみ等の変形構造が認められる。

鏡下での鉱物構成や，化学分析値（第 4. 2 表）からこの強片状化岩の原岩は中粒角閃石黒雲母花崗閃緑岩であると判断した。

内部構造

中粒角閃石黒雲母花崗閃緑岩には主として普通角閃石と暗色包有物による定向配列が認められる。その発達程度には地域差が大きく，強片状～ほぼ等次元状まで多様である。

本岩は一般に細粒角閃石黒雲母閃緑岩からなる暗色包有物を含み，その産出頻度は一露頭あたり数個程度である。この暗色包有物の多くは長径 5–20 cm 前後の楕円～レンズ状の断面を示し，その長軸方向は普通角閃石の定向配列と調和的な配列を示す事が多い。肉眼や鏡下で固結後の変形作用と判断される構造や組織が認められない事から，普通角閃石や暗色包有物の定向配列は岩体の貫入固結時の流理構造と判断した。地質図には構成鉱物や暗色包有物の配列から求めた面構造（フォーリエーション）を示してある。なお，この面構造は概念上のもので，変成岩の片状構造のように岩石中に実体としての面が存在するわけではない。この面構造と平行な面上での鉱物の配列を意味する線構造については，地域によって稀に認められる程度であったので，全域に渡るその詳細な測定・検討は行っていない。

本図幅地域内の面構造は，概略以下のとおりである。

i) 本図幅地域東半部は全般に NE–SW 走向を示し，その傾斜は全般に急傾斜で，中央以北地域の北半部が北傾斜，南半部で南傾斜が目立ち，中央部以南地域では南傾斜を示すものが一般的である。

ii) 本図幅地域西半部では，阿武隈川に沿う NNE–SSW の断層を境にその東側は NNE–SSW 走向，西傾斜が一般的であるのに対して，西側は WNW–ESE 走行北

第 4. 2 表 花崗閃緑岩と強片状岩の化学組成

	1	2
SiO ₂	69.78	64.46
TiO ₂	0.33	0.55
Al ₂ O ₃	14.82	15.50
Fe ₂ O ₃	3.75	5.17
MnO	0.09	0.09
MgO	0.27	1.94
CaO	2.88	4.38
Na ₂ O	4.1	3.07
K ₂ O	2.53	2.57
P ₂ O ₅	0.05	0.08
Igg.loss	0.00	0.98
Total	98.60	98.79

(蛍光X線分析による)

- 1: 中粒角閃石黒雲母花崗閃緑岩 (羽山山頂東方 900 m),
 2: 中粒角閃石黒雲母花崗閃緑岩中の強片状岩 (川俣町小綱木, 沢)

傾斜を示す.

iii) 二本松市太田からその南東の東新殿にかけての約 8 km に及ぶ狭い帯状の範囲は, この地域の NE-SW 走向の広域的トレンドにほぼ直交する NW-SE 走向, 北傾斜の構造を示している.

これらの内部構造と, 前項で記述した岩相変化との間の対応関係については, 今のところ明言できるものはない. なお, 本図幅地域西隣の「二本松」地域では中粒角閃石黒雲母花崗閃緑岩の内部構造の不連続性から, 断層の存在が推定されている (久保, 1972, 1973). 中粒角閃石黒雲母花崗閃緑岩中に貫入している多数の花崗岩類の多くが母岩である中粒角閃石黒雲母花崗閃緑岩の内部構造に比較的調和的な分布を示している事は, これらの中粒角閃石黒雲母花崗閃緑岩と花崗岩類は単一の深成複合岩体を構成する各岩相に相当する事を示唆している.

岩石記載 中粒角閃石黒雲母花崗閃緑岩 (主岩相)

主成分鉱物: 斜長石・石英・カリ長石・黒雲母・普通角閃石・
 不透明鉱物

副成分及び二次鉱物: 燐灰石・スフェン・褐れん石・ジルコン・絹雲母・緑泥石・緑れん石

斜長石は半自形, 長径 2-9 mm で, 正の累帯構造に重ねて顕著な反復累帯構造を示す. 粗粒結晶は数個の結晶から成る複合結晶である事が多い. An 組成は周縁部で An 27 前後, 中央部で 46-50 前後である. カリ長石との接触部にミルメカイトの生成が認められる. 石英は他形もしくはプールの状態で, 粒径は 5 mm 以下の事が多い. 強い波動消光を示すドメインの集合体を形成している. カリ長石は他結晶粒間で他形をなし, 一部にパーサイト組織が認められることがある. 黒雲母は半自形, 長径 0.5-5 mm で, 褐色である. たわみや, デカッ

サイト組織の部分的な発達認められる. 普通角閃石は半自形, 褐緑色で, 一般に長径 1-5 mm 前後, 最大で 15 mm に及ぶ. 結晶周縁部でやや緑色味が増す. 定向配列を示す事が多い. 不透明鉱物は微細粒状で, 黒雲母中などにごく少量認められる. 主にチタン鉄鉱で, その他に磁鉄鉱と黄鉄鉱がごくわずか認められる.

4. 3. 2 中粒角閃石含有黒雲母花崗閃緑岩

分布及び対比

本図幅地域南東部の浪江町日山の山頂部周辺から, その北東に位置する白馬石山の山腹から山裾にかけての地域に比較的広範囲に分布する. また, 川俣町大綱木東方で複数の岩脈として小規模分布する. 本稿では, 記載の便宜上, 前者を日山岩体, 後者を大綱木岩体と仮称する.

この他に, 中粒黒雲母花崗岩と苦鉄質岩との境界付近等で本岩とほぼ同質の岩相がごく局所的に発達する事がある (後述の戦山岩体の一部や二本松市東 ^{ひがし} 神殿近傍 (第 4. 15 図) 等).

1/5 万「原町及び大甕」図幅地域に分布する中粒角閃石含有黒雲母花崗閃緑岩に対比される (久保ほか, 1990). また, 大野ほか (1953), 渡辺ほか (1953) の古道型新規花崗閃緑岩, Sendo (1958) の Furumichi type hb bt granodiorite (First type younger granitic rocks) に相当する.

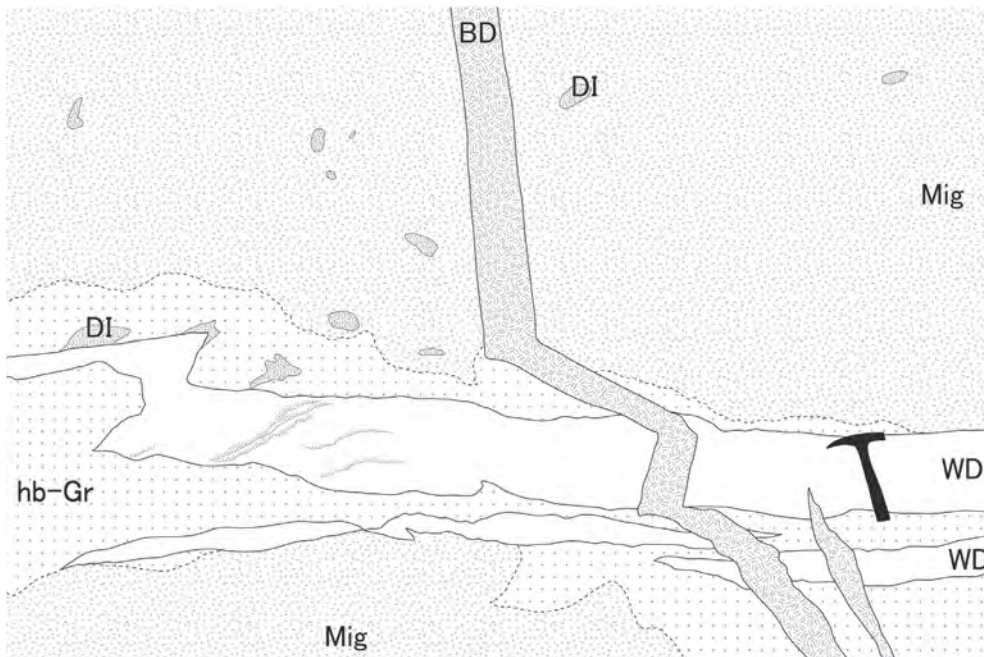
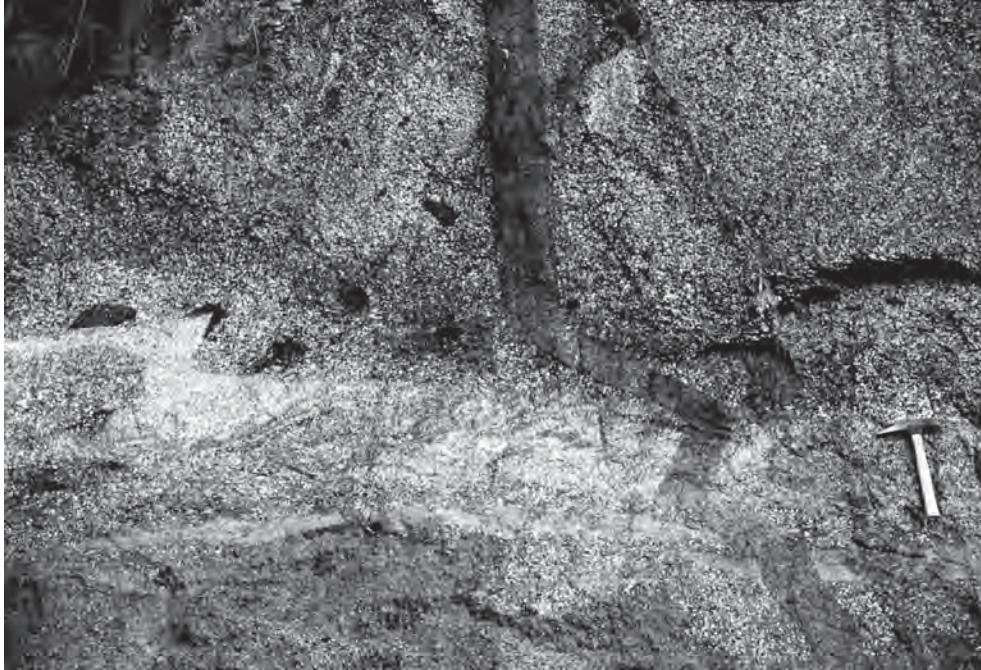
岩相及び産状

白~淡橙色のカリ長石とやや斑状の石英を有し, 細粒の普通角閃石をごく少量含む優白質の均質岩である. 「原町及び大甕」図幅地域や「浪江及び磐城富岡」図幅地域内のような, 自形性の強い斑状のカリ長石は認められない. 本岩に含まれる普通角閃石は自形性の強い短柱状をなす事が多いので肉眼での識別は可能であるが, 細粒でモード比が 1% 前後とごく少量のため余り目立たない. ごくまれに暗色包有物が認められる. モード組成上は主として花崗閃緑岩の範囲に入るが, より珪長質な部分では花崗岩の領域にプロットされるものもある.

岩帯磁率は一般に $0.1 - 1.0 \times 10^{-3}$ SIU で, 局所的に 1.7×10^{-3} SIU 前後のやや高い値を示す領域が認められる.

4. 3. 2. 1 日山岩体

浪江町日山から白馬石山にかけて分布する, 角閃石含有黒雲母花崗閃緑岩 (第 I 図版 11) からなる岩体である. NE-SW 方向に伸びる 7 km × 4 km の長円状に分布する岩体で, その東縁から 0.5 km 東方に 3 km × 0.5 km の南北に細長い小岩体を伴う. 本岩体西縁近くの辰子山南方下田代において, 角閃石黒雲母花崗閃緑岩の厚さ約 1.5 m の板状の捕獲岩が観察されることから, 他地域の場合と同様に本岩体も角閃石黒雲母花崗閃緑岩に貫入し



第 4. 15 図 中粒黒雲母花崗岩と細粒角閃石黒雲母閃緑岩の境界近傍の産状（二本松市東新殿，古谷）
 不均質で一部ミグマタイト状の混成岩相（Mig）に中粒黒雲母花崗岩の角閃石含有岩相（hb-Gr）が貫入し，その境界は一部漸移的である．hb-Grの中央付近には優白質岩脈（WD）が選択的に貫入している．露頭中央部では，これらの岩石からなる構造と大きく斜交して優黒質岩脈（BD）が貫入している．
 BD：優黒質岩脈（細粒角閃石黒雲母閃緑岩），WD：優白質岩脈（中-細粒角閃石黒雲母花崗岩），hb-Gr：中粒黒雲母花崗岩の角閃石含有岩相，Mig：細粒角閃石黒雲母閃緑岩と黒雲母花崗岩の混成岩相，DI：暗色包有物（源岩は細粒角閃石黒雲母閃緑岩もしくは斑れい岩）

ていると考えられる．本岩体北半部では白馬石山山頂部を占める白馬石山斑れい岩体とその周囲の細粒閃緑岩を取り巻いて分布し，それらに対して貫入している．白馬石山斑れい岩体は羽山斑れい岩体と同様に角閃石黒雲母花崗閃緑岩貫入時のルーフを構成していたと考えられる

が，羽山斑れい岩体のように周辺に泥質変成岩類の随伴は認められない．これは角閃石含有黒雲母花崗閃緑岩の貫入によって斑れい岩体を核とするルーフ状壁岩の泥質岩部が選択的に失われたと解釈できる．

本岩体は全域にわたってほぼ均質であるが，日山山頂

付近及びその北側の山裾付近では他よりもやや優白質である。また、白馬石山南東約 1.5 km の採石場では少量の暗色包有物が認められ、全体に弱い片状構造（面構造）が発達する。本岩体を構成する角閃石含有黒雲母花崗閃緑岩の岩石帯磁率は 1.0×10^{-3} SIU であるが、斑れい岩体近傍では 1.7×10^{-3} SIU とやや高い。

岩石記載 中粒角閃石含有黒雲母花崗閃緑岩（日山岩体）

主成分鉱物：斜長石・石英・カリ長石・黒雲母・普通角閃石・不透明鉱物

副成分及び二次鉱物：燐灰石・褐れん石・ジルコン

斜長石は半自形、長径 2–4 mm で、正の累帯構造に重ねて顕著な反復累帯構造を示す。石英は他形もしくはプールの状で、粒径は 2–6 mm、最大 8 mm に及ぶ、強い波動消光を示すドメインの集合体を構成している。カリ長石は他形もしくは半自形で、長径 2–8 mm である。微斜長石構造が発達し、細かいパーサイト組織もしばしば認められる。黒雲母は半自形、径 1 mm 前後で、暗褐色である。曲げやたわみが認められ、デカッセイト組織の部分的な発達も認められる。普通角閃石は半自形、径 1 mm 以下で、帯青緑色である。不透明鉱物は黒雲母中にごく少量認められる。主にチタン鉄鉱からなり、黄鉄鉱を伴う。

4. 3. 2. 2 大綱木岩体

川俣町大綱木東方に分布する、主として角閃石含有黒雲母花崗閃緑岩からなる小岩体である。中粒角閃石黒雲母花崗閃緑岩を貫いて NE–SW 方向に細長く伸びる 2.5 km × 0.5 km の岩体で、周囲の角閃石黒雲母花崗閃緑岩中のフォリエーションと調和的な分布を示す。岩体の主部は径 8 mm 前後の石英と長径 4–6 mm の淡橙色のカリ長石の目立つ均質岩で、径 2 mm 以下の普通角閃石を少量含む（第 I 図版 12）。より珪長質な花崗岩質部も部分的に認められる。中粒角閃石黒雲母花崗閃緑岩に比べてより粗粒優白質で、全体に弱い面構造が認められる。鏡下で石英のサブグレイン化・斜長石や黒雲母のたわみ、黒雲母のデカッセイト組織が発達する（第 II 図版 12）ことから、この面構造は固結時～固結後の変形によるものと判断される。岩体の北縁に沿って泥質変成岩が分布し、その境界付近で本岩はやや細粒斑状となる。本岩体はその中央付近で、南北に伸びる細粒白雲母黒雲母花崗岩～細粒黒雲母花崗岩の岩脈によって貫かれている。

本岩体のすぐ南側及び北側に同じく角閃石含有黒雲母花崗岩で構成される小岩体～岩脈が認められる。南側の小岩体は中粒の均質岩、北側の岩脈は細粒の斑状岩からなる。ともに泥質変成岩や細粒閃緑岩を伴い、それらに貫入している。

大綱木岩体を構成する角閃石含有黒雲母花崗閃緑岩

は、日山岩体と比較して外観が若干粗粒である。これは、苦鉄質鉱物が集斑状をなす場合が多い事による。本岩体と類似の岩相は、中粒角閃石黒雲母花崗閃緑岩のうちの斑状石英含有岩相の近傍（二本松市百目木や川俣町飯坂）でもごく小規模な分布が認められる。この地域の場合は路頭条件が悪く、周囲の中粒角閃石黒雲母花崗閃緑岩との関係は未確認である。

大綱木岩体を構成する角閃石含有黒雲母花崗閃緑岩の岩石帯磁率は 0.12×10^{-3} SIU である。

岩石記載 中粒角閃石含有黒雲母花崗閃緑岩（大綱木岩体）

主成分鉱物：斜長石・石英・カリ長石・黒雲母・普通角閃石・不透明鉱物

副成分及び二次鉱物：燐灰石・スフェン・褐れん石・ジルコン・緑泥石

斜長石は半自形、長径 3–5 mm で、正の累帯構造に重ねて微弱な反復累帯構造を示す。石英は他形もしくはプールの状で、粒径は最大 10 mm に及ぶ、強い波動消光を示し、サブグレイン化が発達している。斜長石・石英・カリ長石の粗粒結晶の粒界に沿って微細な粒状石英が分布する。カリ長石は径 2 mm 前後の粒状他形で、マイクロクリン構造とパーサイト組織が発達する。グラフィック組織が発達している場合も認められる。黒雲母は半自形、淡褐色である。長径 2 mm 以下で、集合して 3 mm 前後のレンズ状スポットを構成する事が多い。比較的粗粒の結晶にはたわみやマイカフィッシュ、デカッセイト化が認められる。普通角閃石は半自形、帯青緑色～褐緑色である。長径 3 mm 以下で、しばしばモザイク状集合体を構成している。不透明鉱物はごく微細で、黒雲母中にごく少量認められる。

4. 3. 3 中粒黒雲母花崗岩（淡紅色黒雲母花崗岩）

分布及び対比

本図幅地域北東端の飯館村飯樋から南西端の三春町初森にかけて、大小様々な規模の岩体として多数分布する。それらのうち飯館村の花塚山から^{いぼりいし}疣石山にかけて、及び戦山から高太石山にかけての地域には比較的大きな岩体が分布する。記載の便宜上それらを各々花塚山岩体及び戦山岩体と呼ぶ。また、二本松市戸沢から田村市船引町新館にかけて南北に細長く分布する岩体を東新殿岩体と呼ぶ。

1/5 万「原町及び大甕」図幅地域に分布する淡紅色黒雲母花崗岩（久保ほか、1990）に対比される。1990 年代より前の分類との対比では、渡辺ほか（1953）は新期灰色黒雲母花崗岩に分類している。また、Sendo（1958）の Pink biotite granodiorite（Second type younger granitic rocks）に相当する。

岩相及び産状

白色もしくは淡橙-淡紅色カリ長石に富む中-細粒優白質の均質岩である(第I図版13)。大小の岩体として角閃石黒雲母花崗閃緑岩中に貫入している。一般にその貫入境界は明瞭で、急冷を示唆するような細粒周縁相は認められない。岩石帯磁率は 0.1×10^{-3} SIUである。

花塚山岩体は南北に長円状の分布を示す約8 km × 16 kmの岩体で、本図幅地域内にはその南半部が分布する。本図幅地域北縁の岩体西縁近くで細粒白雲母黒雲母花崗岩の小岩体に貫入されている。主として長径5-8 mm、最大20 mmに及ぶ自形性の強いカリ長石の目立つ優白質の中粒岩相からなり、ごく少量(1路頭あたり1, 2個)の暗色包有物を含んでいる。岩体周縁部では平均粒径5 mm以下の細粒岩相が分布することがあり、花塚山北西2 kmの採石場では両者の漸移関係(rapid transition)が認められる。細粒岩相は泥質変成岩との貫入境界付近にも発達し、花塚山南方2 kmの笹峠周辺では径6-10 mmのざくろ石を含有する優白質細粒岩相が認められる。これらの細粒岩相は細粒白雲母黒雲母花崗岩と肉眼では酷似している場合があるが、本細粒岩相は5 mm前後の長石・石英、黒雲母クロット等によるやや不均質な斑状組織が特徴的である。

戦山岩体は北東-南西方向に細長く分布する約4 km × 10 kmの岩体で、本図幅地域にはその南半部が分布する。主として花塚山岩体と同様の中粒岩相で構成されるが、岩体周縁部に相当する戦山北西700 mの採石場や戦山東方2 kmの露頭などでは、本岩中に少量の普通角閃石が認められる。

花塚山岩体及び戦山岩体以外の小規模岩体の多くは幅数m-数十mの岩脈として産する。それらの岩脈の分布にはNE-SW方向のトレンドが認められ、花塚山岩体から後述の三春岩体に至る北東-南西方向の帯状の地域に集中的に分布している。花塚山岩体や戦山岩体が主として比較的粗粒の岩相からなるのに対して、これらの小岩体の多くは比較的細粒もしくはやや斑状の場合が多い。それら小岩体のうちでも比較的規模の大きい東新殿岩体は、主として、径5 mm以上の石英・長石類と径4 mm以下の比較的細粒の黒雲母からなる中粒岩相で構成されるが、岩体の中~北部にかけては長径10-20 mmの淡橙色斑状カリ長石を特徴的に含むやや粗粒の岩相が目立つ。本岩体の黒雲母花崗岩は細粒角閃石黒雲母閃緑岩の分布域と重なる部分が多く、随所で細粒角閃石黒雲母閃緑岩に貫入し、その貫入境界部では両者が複雑に入り組んで様々な程度の混成岩相を形成している。安達郡東和町戸沢南方及び岩代町の東神殿東方から南方にかけての地域では、細粒角閃石黒雲母閃緑岩との境界付近の黒雲母花崗岩は他地域よりもやや優黒質となり、細粒角閃石黒雲母閃緑岩との間に多量の暗色包有物やゴースト状の苦鉄質鉱物濃集部を含む、不均質な、一部ミグマタ

イト状を呈する混成岩相を伴うことが多い(第4, 15図)。この黒雲母花崗岩には肉眼でも識別可能な程度にごく少量の普通角閃石が認められ、前項で記述した角閃石含有黒雲母花崗閃緑岩の比較的珪長質な部分と良く似ている。鏡下では普通角閃石は細粒で黒雲母と接していることが多く、自形性は強くない。この黒雲母花崗岩の角閃石含有岩相(第4, 15図のhb-Gr)は細粒角閃石黒雲母閃緑岩との混成岩相の近傍でそれと漸移若しくはそれに貫入して分布することが多い。また、細粒角閃石黒雲母閃緑岩との混成岩相近傍では細粒優白質の角閃石黒雲母花崗岩(同図, WD)と細粒優黒質の角閃石黒雲母閃緑岩の岩脈(同図, BD)がしばしば認められる。

本図幅地域南西部、三春町初森周辺には、白雲母黒雲母花崗岩からなる比較的大きな岩体が分布し、その外縁及び周縁部には中粒黒雲母花崗岩がそれに貫かれて小規模分布している。久保(1972, 1973)は、かつて、本図幅地域南西端の三春町初森周辺を北端とする28 km × 8 kmの南北に細長い分布を示す複合岩体として三春岩体を定義した。それによれば、三春岩体は①黒雲母花崗閃緑岩、②斑状カリ長石黒雲母花崗岩~花崗閃緑岩、③白雲母黒雲母花崗岩の3岩相からなり、①と②は漸移、③はそれらを貫くとしている。現時点での知見に基づけば、これらの岩相は三春岩体地域以外にも阿武隈山地の随所に分布しているので、その一部だけを取り出して単一の複合岩体として取り扱うことは適切でないかもしれないが、ここでは記載の便宜上この名称(定義)を使用する。

本図幅地域南西端の初森周辺の中粒黒雲母花崗岩は、三春岩体の北半部を構成する②の岩相の北縁部に相当する。この地域の中粒黒雲母花崗岩には②の岩相に特徴的な斑状カリ長石はほとんど見られず、全体に粒径も小さめである。なお三春岩体の場合、斑状カリ長石の目立つ部分と、斑状カリ長石をほとんど含まない部分との間でカリ長石のモードに系統的な差が無いことが確認されている(久保, 1972)。

岩石記載 中粒黒雲母花崗岩(花塚山岩体)

主成分鉱物：斜長石・石英・カリ長石・黒雲母・不透明鉱物

副成分及び二次鉱物：褐れん石・燐灰石・ジルコン・スフェン・緑泥石・白雲母

斜長石は半自形、長径1.5-4 mmで、弱い反復累帯構造の重なった正の累帯構造を示す。石英は他形で、径2-5 mmの粒状部を形成する。強い波動消光を示すことが多い。カリ長石は他形もしくは半自形で、粒径は4 mm前後が一般的で、最大は20 mmに及ぶ。微斜長石構造とパーサイト組織が発達し、まれにミルメカイト組織が認められる。黒雲母は半自形、長径2 mm以下で褐色である。ジルコンによる多色性ハロが目立つ。

不透明鉱物は細粒粒状のチタン鉄鉱で量はごくわずかである。斜長石の内部に、二次的生成物として細粒の白雲母がまれに見いだされる。

他結晶粒間もしくは斜長石内部に見いだされ、斜長石内のもは細粒結晶の集合体のことが多い。

4. 3. 4 細粒白雲母黒雲母花崗岩

分布及び対比

本図幅地域北東縁の花塚山岩体中及びその周辺に岩脈として多数分布する。また本図幅地域南西縁の三春町初森地域に、6 km × 4 km の比較的大きな岩体が随伴する小岩脈と共に分布する。

同様の岩石は阿武隈山地の随所に点在し、20 万分の1 地質図幅「福島」の白雲母黒雲母花崗岩（久保ほか、2003）に相当する。また、1990 年代より前の分類との対比では、渡辺ほか（1955）の新时期複雲母花崗岩、Sendo（1958）の Fine grained two mica granite (Second type younger granitic rocks) に相当する。

岩相及び産状

灰白色の細粒岩である（第 I 図版 14）。花塚山岩体中及びその周辺に分布するものは、粒径 0.5 mm 以下の珪長質鉱物及び黒雲母からなる均質部中に粒径 2 - 4 mm の斜長石・石英及びカリ長石が少数散在する比較的均質な岩相で、径 4 mm 前後のマフィッククロットを特徴的に含む。

初森地域のもは花塚山地域とは若干様相が異なり、均質部はより粗粒で、その中に径 6 mm に及ぶ淡橙色カリ長石と石英が比較的多数散在する。また、肉眼で白雲母が容易に確認可能である。

角閃石黒雲母花崗閃緑岩及び淡紅色花崗岩中に貫入しており、その境界面は一般に明瞭である。泥質変成岩中及びその周辺には、その片状構造と調和的な岩脈としてしばしば認められる。

岩石記載 細粒白雲母黒雲母花崗岩（三春町初森）

主成分鉱物：斜長石・石英・カリ長石・黒雲母・不透明鉱物

副成分及び二次鉱物：白雲母・燐灰石・スフェン・ジルコン・緑泥石

斜長石は半自形、一般に長径 2 mm 以下で、最大は 4 mm に及ぶ。反復累帯構造を示すコアと正累帯するリムからなる累帯構造を示す。石英は粒状他形で、径 6 mm に及ぶ粒状部を形成することがある。波動消光とサブグレイン化が顕著である。カリ長石は他形もしくは半自形で、粒径は 6 mm に及ぶ。パーサイト組織が発達し、微斜長石構造を示すものもある。粗粒のものには内部に他結晶粒子を包有することが多い。黒雲母は半自形、褐色で、長径 1 mm 以下である。不透明鉱物は細粒粒状のチタン鉄鉱で量はごくわずかである。白雲母は半自形で、粒径は一般に 0.5 mm 以下で最大 1 mm に及ぶ。

4. 3. 5 斑状花崗閃緑岩

分布及び対比

川俣町羽金や飯館村割木南西部などの、本図幅地域の主として東半部で、幅数 m - 数十 m の小岩体として比較的まれに認められる。中粒角閃石黒雲母花崗閃緑岩を岩脈状に貫いていることが多く、その境界は明瞭である。また、二本松市茂原では本岩が比較的広範に認められ、その分布は標高 676 m のピークを中心とする東西 1.5 km、南北 0.5 km の範囲に及ぶ。本図幅地域東隣の「原町及び大甕」図幅地域の畑川破碎帯以西に分布する斑状花崗閃緑岩と同質のものである。

岩相及び産状

本岩は、灰白色緻密な基質部中に白色自形の斜長石と丸みを帯びた石英の粒状結晶が目立つ斑状岩である（第 I 図版 15）。斑晶の粒径は、斜長石で長径 2 - 4 mm 最大 6 mm、石英は径 2 mm 前後で最大 4 mm に及ぶ。斑晶としてこの他に黒雲母と普通角閃石が認められる。例外的に広範な分布を示す二本松市茂原の場合は、斑状結晶として更に淡橙色自形のカリ長石が加わり、基質部・斑晶共により粗粒である。斑状の斜長石は弱い反復累帯構造の重なった正の累帯構造（An 25-45、中央部は稀に An 60 に及ぶ）を示し、結晶最外縁に An 18-22 の正累帯する狭いリムを伴う。

一般に基質部は粒径 0.03 mm 前後の微細な粒状結晶からなるが、飯館村割木南西部のもは微文象構造の発達が発著である。この場合、斑晶に少量ながらカリ長石が認められ、また普通角閃石を有しないことから、本岩相はより珪長質である。同様の岩石は「原町及び大甕」図幅地域内でも分布が確認されており、斑状花崗閃緑岩の徐冷岩相として記載されている（久保ほか、1990）。岩石帯磁率は $0.1 - 0.2 \times 10^{-3}$ SIU である。

斑状花崗閃緑岩は岩脈状に産し、その伸びの方向は「原町及び大甕」図幅地域の場合は NW-SE が顕著であったが、本図幅地域では観察例が少なく一般的な傾向は不明である。ただ、確認可能であった 3ヶ所での貫入方向はいずれも NE-SW であった。

二本松市茂原の斑状花崗閃緑岩と珪長岩

二本松市茂原では斑状花崗閃緑岩が比較的広範に分布し、その範囲は標高 676 m のピークを中心として東西 1.5 km、南北 0.5 km に及ぶ。岩石は均質で、鉱物の定向配列や変形による片状構造等は認められない（第 I 図版 15 及び第 II 図版 13）。本分布域の北縁部には灰白色緻密で片状構造の発達した珪長岩（第 I 図版 16 及び第 II 図版 14）が、斑状花崗閃緑岩の北縁に沿ってほぼ調和的

に分布し（分布が小規模なため地質図では表示していない）、その一部はENE-WSW方向に連続する幅4m前後の岩脈として中粒角閃石黒雲母花崗閃緑岩中に100m以上にわたって分布している。斑状花崗閃緑岩とこの強片状珪長岩の関係を示す露頭は見つかっていないが、分布の状況や岩質、「原町及び大甕」図幅地域での花崗閃緑斑岩と珪長岩の関係（久保ほか、1990に詳述）等から、珪長岩の貫入はsyn-tectonicなもので、その時期は斑状花崗閃緑岩とほぼ同時期か若干後と推測される。岩石帯磁率は他地域の斑状花崗閃緑岩よりも低く、斑状花崗閃緑岩は 0.1×10^{-3} SIU前後、片状珪長岩は 0.1×10^{-3} SIU以下である。

岩石記載 斑状花崗閃緑岩（二本松市茂原）

結晶：斜長石・石英・カリ長石・普通角閃石・黒雲母

斜長石は自-半自形、長径2-5mmで最大7mmに及ぶ、弱い反復累帯構造の重なった正の累帯構造（An 18-48）を示し、結晶最外縁部にAn 10前後の正累帯する狭いリムを伴う。石英は丸味を帯びた粒状で、径4mm前後が一般的である。周縁部は基質部からの細かい湾入による融食形を示す。波動消光が顕著で、サブグレイン化に近い短冊状ドメイン集合体状のものが多い。この変形構造は異なる粒子間で共通の方位を示すことから、本岩は貫入固結後一定の（石英のみに影響が認められる程度の）応力下に置かれていたと判断される。このような変形構造は本図幅地域の斑状花崗閃緑岩に共通しているが、岩船引町茂原地域で特に顕著である。カリ長石は自-半自形、長径5-10mmで、最大15mmに及ぶ。微細なパーサイト構造を示す。黒雲母は半自形、暗褐色で一般に長径1.5mm以下である。スフェンやジルコンの微細粒子を包有している。普通角閃石は半自形、帯青褐色で長径2mm以下である。不透明鉱物は他の苦鉄質鉱物に伴って、また稀に斜長石中に、微細な粒子としてごくわずか認められる。しばしばスフェンに取り巻かれている。

基質部：粒径0.1mm以下の斜長石・石英・カリ長石・黒雲母・普通角閃石・不透明鉱物。

不透明鉱物は磁鉄鉱・チタン鉄鉱・黄銅鉱からなり、量はごく少ない。磁鉄鉱中にはチタン鉄鉱と硫化鉱物のラメラが認められる。

基質を構成する鉱物粒子の定向配列は認められない。

岩石記載 片状珪長岩（二本松市茂原）

褐色味を帯びた灰白色の緻密な岩石で、片状構造が発達する微細な珪長質の基質中に長径5mm前後の扁平なレンズ～短冊状の黒雲母が少数散在する。

鏡下では主として石英・斜長石・カリ長石、稀に黒雲母や白雲母からなる長径2mm前後のレンズ状集合体が微細な珪長質基質中に散在する。レンズ状集合体に

はごく稀にざくろ石と石英からなるものが認められる。基質部は主として斜長石・石英・カリ長石・黒雲母・白雲母・不透明鉱物（まれ）からなり、カリ長石粒子中には微文象構造が発達し、ごく微粒の石英を多数包有するため、基質部は全体として非常に微細な印象を与える。黒雲母と白雲母は半自形の微細粒子で定向配列し、またしばしば帯～片状に細長く連なる。

石英には強い波動消光やサブグレイン化が、雲母類には曲げやたわみなどの変形構造が発達することやポーフィロクラストと考えられるレンズ状集合体の発達から、本岩は変形岩と考えられるが、一方で全く変形せず片状構造と無関係な配置を示す雲母類も認められる。鏡下の特徴や、母岩との明瞭な貫入境界、貫入境界に調和的な片状構造、境界付近の被貫入岩に変形組織が認められないこと等から、この定向配列は貫入固結時の形成と判断される。

4.3.6 細粒角閃石黒雲母閃緑岩

分布及び対比

本岩は本図幅地域内の花崗閃緑岩～花崗岩中の包有岩として認められる細粒の優黒質岩で、かつて変輝緑岩と俗称されていた岩石（Sendo, 1958など）に相当する。同様の岩石は世界各地の花崗岩質岩中に普遍的に存在している。その殆どは包有岩としての産状を示し、一般に暗色包有物（dark inclusion）と呼ばれる（米国、シエラネバダバソリス（久保, 2000）等）。

本図幅地域内では、中粒角閃石黒雲母花崗閃緑岩、中粒角閃石含有黒雲母花崗閃緑岩及び中粒黒雲母花崗岩中に、径数cm-数mの捕獲岩（暗色包有物）として普遍的に存在する（久保, 1977）。特に中粒角閃石黒雲母花崗閃緑岩中における分布頻度は高く、幅10m程度の露頭内に暗色包有物が全く認められない事は稀である。

このほかに、本図幅の東南部地域には本岩のうちやや産状の異なるものが広範囲に分布しており、これについては次項に記述する。

岩相及び産状

本図幅地域の本岩はその産状から2つに区分される。その第一（産状Iの閃緑岩と仮称する）は、比較的小さな暗色包有物として花崗閃緑岩～花崗岩中に普遍的に存在するというものである。細粒の普通角閃石と黒雲母に富む比較的均質な閃緑岩で、斑状の斜長石を特徴的に含む事が多い（「原町及び大甕」図幅（久保ほか, 1990）中の本岩に関する記載及び第II図版15参照）。

岩石記載 細粒角閃石黒雲母閃緑岩（飯館村岩部ダム東方）

主成分鉱物：斜長石・石英・黒雲母・普通角閃石・不透明鉱物

副成分及び二次鉱物：燐灰石・スフェン・ジルコン・絹雲母・緑泥石

斜長石は自-半自形で、主として長径0.5-1 mm前後の細粒長柱状(縦横比が5:1前後)結晶からなり、その他に長径2-5 mmのやや粗粒な粒子が少数散在する。そのどちらも、やや幅広の正累帯するリムと高An組成のコアからなる明瞭な累帯構造を示す。コア部は残晶状をなすことが多く、しばしばセリサイト化している。石英は間填状もしくは他形粒状で径1 mm以下である。強い波動消光を示す。黒雲母は半自形、径1 mm以下で褐色である。稀に径2 mm以上で内部に複数の斜長石を包有する事がある。普通角閃石は半自形、径0.5-1 mm以下で緑褐色で周縁部で緑色味が増す。不透明鉱物は微細粒のチタン鉄鉱で黒雲母や普通角閃石に伴って少量認められる。

第二(産状Ⅱの閃緑岩と仮称する)は、本図幅の中央部及び南端部、特に白馬石山斑れい岩体と羽山斑れい岩体の周縁及び両斑れい岩体に挟まれる地域や移ヶ岳斑れい岩周辺岩体北端部地域において、数百 m から数 km に及ぶ連続的な分布を示すものである。このような広範囲の分布を示すものは阿武隈山地でも産出が限定的で、本図幅から南接する常葉図幅(未刊行)地域にかけての斑れい岩体分布域はその代表的なものの一つである(久保ほか, 2003)。この広範な分布を示す細粒角閃石黒雲母閃緑岩中には、斑れい岩質捕獲岩や斑れい岩との混成岩様岩石から成る不均質部分がしばしば認められる(斑れい岩の項で既述)。また産状Ⅰの閃緑岩に比べて粒度や組織がより不均質で、斑れい岩様の組織を残す部分も認められる。

主として黒雲母花崗岩から成る東新殿岩体の周辺に分布する閃緑岩は産状Ⅱの閃緑岩に相当し、斑れい岩の小岩体を随伴している。この地域では細粒角閃石黒雲母閃緑岩と中粒黒雲母花崗岩の境界部に、しばしば両者の混成岩相の発達認められる。

二本松市東新殿の露頭(第4.15図)では、不均質で一部ミグマタイト状の混成岩相(Mig)を中粒黒雲母花崗岩からの分岐脈である中粒黒雲母花崗岩の角閃石含有岩相(hb-Gr)が貫き、その境界は一部漸移的である。hb-Gr中に発達する優白質岩脈(WD:中-細粒角閃石黒雲母花崗岩)は珪長質鉱物に富み黒雲母と普通角閃石が長径1.5 mm以下と細粒であるため、hb-Grに比べてより細粒優白質な外観を呈する。鏡下では普通角閃石は半自形で、主たる構成鉱物である長径1 mm前後の自形斜長石に対して他形で接する。WDの内部には部分的にリズムミックレイヤーの発達する結晶集積構造が認められる。WDはその岩石学的特徴や産状から、細粒角閃石黒雲母閃緑岩(及びその源岩である斑れい岩)と中粒黒雲母花崗岩との混成岩相のうちの珪長質部が固結末期に未

固結部へ選択的に絞り出されたものと考えられる。露頭中央部では、これらの全岩石種を切って、優黒質岩脈(BD:細粒角閃石黒雲母閃緑岩)が貫入している。hb-Grとの境界、特に岩脈の上部境界は明瞭な場合が多く、エッジが鋭角をなす部分も認められる。BDはより固結が進んだ時点での貫入で、近傍他所での混成作用時形成の苦鉄質部に由来するのであろう。なお、BDやWDの鋭角で屈曲する岩脈の形状は母岩である混成岩の破断部へのマグマ流入を示しており、BDやWDの貫入固結時周囲は偏圧下にあった可能性が高い。

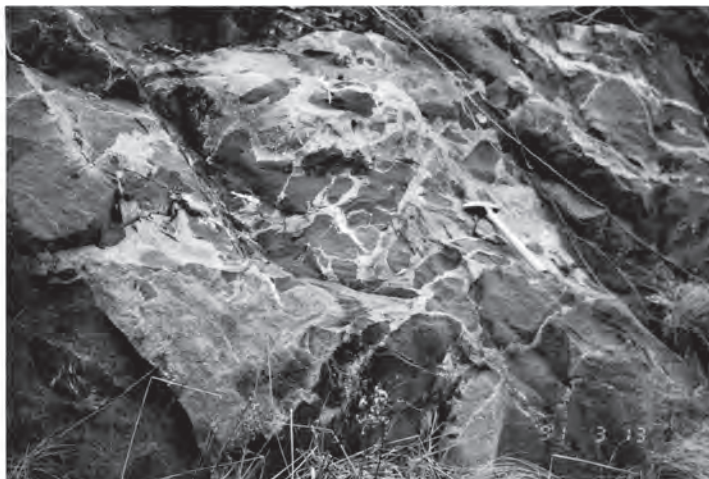
産状Ⅱの閃緑岩中には、より優白質の閃緑岩の貫入で形成された混成岩状の網状岩脈が局部的(数 m から十数 m の範囲)に発達している事がある。その露頭例を第4.16図に示す。これは、移ヶ岳斑れい岩体周辺岩体との境界から100 m程北方の細粒角閃石黒雲母閃緑岩の露頭で、やや不均質な灰黒色の細粒角閃石黒雲母閃緑岩中に灰白色の細粒角閃石黒雲母閃緑岩が貫入している。この灰白色閃緑岩の外縁部は主として斜長石と石英から成る白色の薄層で縁取られている事が多い。

灰黒色閃緑岩は一般に細粒でほぼ均質であるが、やや粗粒の部分が不均質に含まれている。ゴースト状の縞状構造が認められる事もある。細粒均質部では鏡下でモザイク状角閃石及び斜長石の集斑状組織や黒雲母の再結晶組織などが認められる(第Ⅱ図版16)。斜長石は累帯構造が顕著で、少量分布するやや粗粒の結晶はAn成分に富む残晶状のコアを有する事が多い。普通角閃石も累帯する事が多く、結晶中央部には不透明な微細粒子の濃集が見られる。一方やや粗粒の縞状構造部は苦鉄質鉱物の再結晶組織が顕著で(第Ⅱ図版18)、その原岩として層状の斑れい岩が推測される。これらの特徴は、灰黒色閃緑岩のかなりの部分が(細粒部、やや粗粒部共に)より粗粒の斑れい岩に由来する事を示唆し、随所に原岩のなごりを残しているように見える。一方、細粒均質な部分では捕獲残存結晶や原岩由来の構造と思われるものは少なく、鏡下の特徴は産状Ⅰの閃緑岩と似ている。

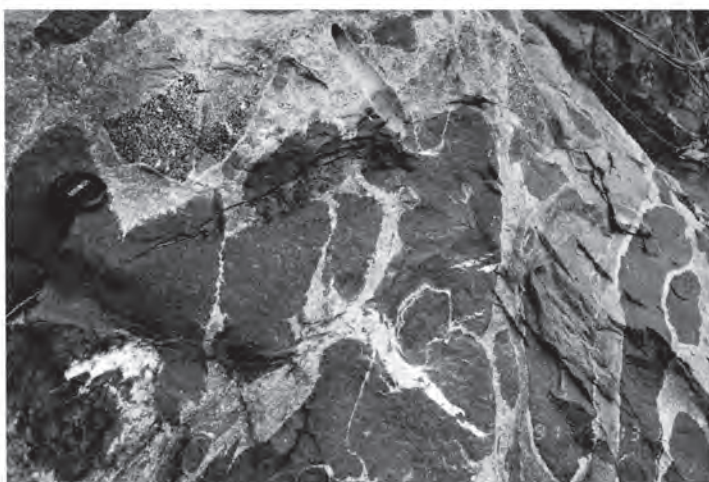
灰白色閃緑岩にはシュリーレンが発達し、不均質な混成岩状を呈する。鏡下では斜長石の定向配列が認められる(第Ⅱ図版17)。苦鉄質鉱物は主として普通角閃石と黒雲母からなり、普通角閃石の量はごく少量から黒雲母と同程度まで様々である。副成分及び二次鉱物として、斑れい岩と灰黒色閃緑岩にはスフェン・緑れん石・緑泥石が認められる。灰白色閃緑岩中には周囲の灰黒色閃緑岩から分離したとみられる丸みを帯びた灰黒色閃緑岩の捕獲岩に加えて、角ばった形状の斑れい岩の捕獲岩が少量ながら認められ(第Ⅱ図版19)、稀に石英閃緑岩質の捕獲岩もある。

岩石帯磁率は灰黒色閃緑岩では $2.7 - 0.5 \times 10^{-3}$ SIU、灰白色閃緑岩では $17 - 8 \times 10^{-3}$ SIU及び 1.5×10^{-3} SIU

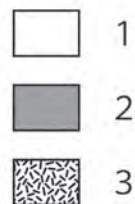
1



2



3



第 4. 16 図 細粒角閃石黒雲母閃緑岩中の混成岩様網状岩脈 (田村市船引町南移)

1 図 : 混成岩様網状岩脈の露頭写真, 2 図 : A の中央部付近のクローズアップ写真, 3 図 : 混成岩様網状岩脈の産状のスケッチ.

3 図の範囲はほぼ 1 図に対応, 図中のハンマーは長径が 33 cm.

1 : 灰白色閃緑岩, 2 : 灰黒色閃緑岩, 3 : 角閃石斑れい岩.

やや不均質な灰黒色の細粒角閃石黒雲母閃緑岩中に灰白色の細粒角閃石黒雲母閃緑岩が貫入し, 混成岩状の不均質な岩相を形成している. この混成岩状部には高帯磁率の中粒角閃石斑れい岩や石英閃緑岩が捕獲岩として包有されている.

等である。また斑れい岩の捕獲岩は $5 - 0.8 \times 10^{-3}$ SIU、石英閃緑岩の捕獲岩は 0.5×10^{-3} SIU 前後である。含まれる不透明鉱物は、灰黒色閃緑岩では微細な磁鉄鉱・チタン鉄鉱・黄鉄鉱で、量はごく僅かである。灰白色閃緑岩の場合は径 0.3 mm 前後の磁鉄鉱と微細なチタン鉄鉱である。斑れい岩捕獲岩のうち低帯磁率岩中の不透明鉱物は黄鉄鉱とその二次交代鉱物のみであった。なお、産状 I の均質な閃緑岩の岩石帯磁率は一般に $1.0 - 0.5 \times 10^{-3}$ SIU で、含まれる不透明鉱物は微量のチタン鉄鉱である。

4. 4 貫入岩類の放射性同位体年代値とその解釈

本図幅地域及びその近傍の貫入岩類の放射性同位体年代値を検討するにあたって、それに関係する貫入岩類についての知見をとりまとめると、以下の通りである。

1: 本図幅地域の貫入岩類は、主として角閃石黒雲母花崗閃緑岩（以下花崗閃緑岩類と略記、いわゆる阿武隈古期花崗岩類）と、それを貫く角閃石含有花崗閃緑岩・黒雲母花崗岩・白雲母黒雲母花崗岩（以下総称として花崗岩類と略記、いわゆる阿武隈新期花崗岩類）からなる。それらは上記の順に貫入しており、その境界は明瞭であるが、境界部における熱変成組織は認められていない。

2: 角閃石黒雲母花崗閃緑岩・角閃石含有花崗閃緑岩・黒雲母花崗岩・白雲母黒雲母花崗岩の各々は、単一の巨大な複合深成岩体を構成する個々の岩相に相当する。

3: 角閃石黒雲母花崗閃緑岩内には相互に漸移する若干の岩相変化が認められる。また細粒角閃石閃緑岩質包有岩の密集部が局所的に分布する。

4: 若干の苦鉄質部を含む泥質岩源変成岩類とそれを貫く斑れい岩類が、阿武隈花崗岩類のルーフペンダントとして局所的に分布する。これらの変成岩類と斑れい岩類は阿武隈花崗岩類によって貫入されており、熱による変成組織を有している。

5: 斑れい岩類は磁鉄鉱に富み高帯磁率であることから、磁鉄鉱に乏しく低帯磁率を特徴とする阿武隈花崗岩類とは別系列の火成作用に由来すると考えられる。

4. 4. 1 阿武隈花崗岩類の放射性同位体年代

本図幅地域の貫入岩類の放射性同位体年代としては、Rb-Sr 全岩年代として古期型花崗岩類（原著表記）で 92 ± 12 Ma、新期型花崗岩類（原著表記）で 101 ± 9 Ma の値が報告されている（田中ほか、2002）。また、K-Ar 全岩年代として角閃石黒雲母花崗閃緑岩で約 110 Ma、白雲母黒雲母花崗岩で約 95 Ma が得られている（富塚ほか、1991）。また、黒雲母の K-Ar 年代として、角閃石黒雲母花崗閃緑岩で 93.4, 86.1, 94.2 Ma、黒雲母花崗岩で 91.3 Ma、白雲母黒雲母花崗岩で 90.5 Ma の値が報告され、このうち角閃石黒雲母花崗閃緑岩について

は、黒雲母の年代測定に供したのと同じ試料からの普通角閃石の $^{40}\text{Ar}-^{39}\text{Ar}$ 年代として、各々 97.3, 103.0, 99.0 Ma が報告されている（Takagi and Kamei, 2008）。

更に、Takagi and Kamei (2008) で測定に供したのと同じ試料からのジルコンの U-Pb 年代として、角閃石黒雲母花崗閃緑岩からは各々 100.4, 113.4, 106.7 Ma、黒雲母花崗岩で 118.0 Ma、白雲母黒雲母花崗岩で 101.9 Ma の値が報告されている（Kon and Takagi, 2012）。

これらの年代値は測定手法によって各々その年代値の意味する所が異なるので、手法毎の検討結果を以下に略述する。

1: Rb-Sr 全岩年代値に関しては、花崗閃緑岩類と花崗岩類の年代値は野外での貫入関係と合致しない。花崗閃緑岩マグマより先に形成された花崗岩マグマが、花崗閃緑岩を貫いてその後に貫入固結したと考えるよりは、両年代値が誤差の範囲内で重複していることからこのデータには貫入の前後関係を判断しうだけの分解能は無いと解釈するほうが妥当であろう。すなわちこのデータは、花崗閃緑岩マグマと花崗岩マグマの形成時期が 90 ~ 100 Ma 前後である事を示している。なお、花崗閃緑岩について、後述の K-Ar 年代値よりも若い年代値である事は、アイソクロン作成に用いた試料の妥当性に問題があるのかもしれない。花崗閃緑岩と花崗岩の全試料によるアイソクロンの年代についても検討が必要であろう。

2: 全岩及び黒雲母の K-Ar 年代値は、黒雲母年代値 1 件を除いて野外での貫入関係と合致し、逆転するものも其の差は誤差の範囲内である。花崗閃緑岩類の黒雲母年代は 90 Ma 前後で、場所によって 8 m.y. 程度のばらつきを示す。花崗閃緑岩類と花崗岩類の年代差は全岩で 5 m.y. 前後、黒雲母で 3 m.y. 前後である。

3: 花崗閃緑岩類の普通角閃石の $^{40}\text{Ar}-^{39}\text{Ar}$ 年代値は 100 Ma 前後で、場所によって 6 m.y. 程度の年代幅が認められる。

4: ジルコンの U-Pb 年代値は花崗閃緑岩類で 100 ~ 113 Ma、花崗岩類で 102 ~ 118 Ma を示し、両岩類とも年代幅が比較的大きい。また、野外での貫入関係とは合致しない。これらの年代値から各岩相の貫入の前後関係を判断できないのは、これらの年代値の誤差や同一岩相内での値のばらつきから判断して、データにそれに足る分解能がないか、ジルコンの晶出時期とその母岩の貫入時期との間に岩相間の貫入関係を判断するに十分な対応関係が無いかのいずれか、もしくは両方であろう。このデータは、花崗閃緑岩類と花崗岩類のジルコンの同位体閉鎖温度到達時期が 100 ~ 110 Ma 前後である事を示している。

5: 結論として、これらの同位体年代データからは、本図幅地域の花崗閃緑岩類と花崗岩類が 110 ~ 90 Ma 前後の間に貫入固結した事が推定される。また、両岩類

の個々の年代値は野外の貫入関係を反映していない。これらの年代値が示す両岩類の貫入時期の差はおおよそ5～10 m.y. 前後であるが、この値は両岩類のそれぞれの年代幅（10 m.y. 前後）より小さい。

4. 4. 2 斑れい岩類の放射性同位体年代

本図幅地域及びその隣接地域に分布する斑れい岩類のうち、移ヶ岳斑れい岩体（主岩体：常葉図幅地域内）の角閃石斑れい岩中の普通角閃石の $^{40}\text{Ar}-^{39}\text{Ar}$ 年代として103.8 Maが報告されている（Takagi and Kamei, 2008）。また同一岩石からのジルコンのU-Pb年代として104.9 Maが報告されている（Kon and Takagi, 2012）。しかしながらこの分析試料の採取地点は、斑れい岩体を取り巻きそれに貫入している角閃石黒雲母花崗閃緑岩との境界のごく近傍（数10 m以内）に位置し、斑れい岩中には黒雲母花崗岩や角閃石黒雲母花崗閃緑岩からなる幅数mから十数m規模の不規則形状岩脈が多数発達していることから、それらの花崗岩類（阿武隈花崗岩類）の貫入による影響が懸念される。

Takagi and Kamei (2008) は、普通角閃石の $^{40}\text{Ar}-^{39}\text{Ar}$ 年代について、得られた値は初生的な冷却年代でなく熱変成の年代である可能性がある事を指摘した上で、温度毎の年代パターンの検討などから、それが初生の冷却年代であると結論している。ちなみに斑れい岩体近傍の角閃石黒雲母花崗閃緑岩の $^{40}\text{Ar}-^{39}\text{Ar}$ 年代は斑れい岩より0.3 m.y. 若い。

ジルコンのU-Pb年代については、測定された花崗閃緑岩類と花崗岩類の半数以上が斑れい岩よりも古い年代値を示す。ちなみに斑れい岩体近傍の花崗閃緑岩の年代は斑れい岩より8.5 m.y. 古く、三春地域の黒雲母花崗岩は13 m.y. 古い。

本図幅地域内の羽山斑れい岩体について、未公表ではあるが2試料からのジルコンのU-Pb年代が得られている（高橋、未公表）。分析に用いた岩石はともに輝石含有角閃石斑れい岩（斑れい岩相Ⅱ）で、その年代値は各々 109.2 ± 1.3 Maと 104.6 ± 1.4 Maである。しかしながらそのうちの1試料の年代値については、測定者の報告書に「少なくとも2つの年代クラスターが識別され、それは130.7–130.9 Ma及び102.3–115.0 Maである」との記述がある。またもう一方の年代値も同様のパターンを示し、104 Maのピークの他に126 Maのものが存在する。

これらのU-Pb年代値を検討するにあたって、斑れい岩類の詳細な検鏡を行った。既述のように、羽山斑れい岩体の斑れい岩には、それに貫入する角閃石黒雲母花崗閃緑岩によると思われる再結晶組織と、淡緑–無色角

閃石と黒雲母の二次的晶出が普遍的に認められる。これらの淡緑–無色角閃石と黒雲母中には、多色性ハロを有するジルコンとおもわれる粒子が稀にはあるが確認されている。すなわち、斑れい岩相ⅡとⅢ及び層状斑れい岩の淡緑–無色角閃石中、及び斑れい岩相Ⅱと再結晶した周辺急冷岩相の黒雲母中（第Ⅱ図版1A）に、多色性ハロを有するジルコンとおもわれる粒子が認められる。また、羽山斑れい岩体周辺で角閃石黒雲母花崗閃緑岩中の捕獲岩（径数m前後）として産する斑れい岩中の再結晶組織を示す黒雲母中にも多色性ハロを有するジルコンとおもわれる粒子が認められる。なお、多色性ハロは、褐緑–緑褐色の普通角閃石からは見つかっていない。斑れい岩におけるこれらのジルコンとおもわれる粒子の産状は、羽山斑れい岩の貫入固結後、淡緑–無色角閃石及び黒雲母の晶出時にジルコンも併せて形成された事を示唆している。これらの二次的晶出をもたらしたのは角閃石黒雲母花崗閃緑岩の貫入と考えるのが妥当であろう。

羽山斑れい岩体の試料から抽出したジルコン粒子の大部分が示す105–110 Maという年代値は角閃石黒雲母花崗閃緑岩中のジルコンの年代値とほぼ等しいか若干若い。これは両者の野外での貫入関係と逆であるが、鏡下の産状から示唆されるように斑れい岩中のジルコン粒子は角閃石黒雲母花崗閃緑岩の貫入時に形成されたと考えれば、この矛盾は解消する。なお、羽山斑れい岩体の試料から抽出したジルコン粒子のうちの少数が示すもう一つのピーク年代である126–132 Maという値は斑れい岩マグマから初生的に晶出したジルコンの年代を示すものかもしれないが、現時点では詳細は不明である。

なお、既述のように移ヶ岳斑れい岩体のジルコンのU-Pb年代値も野外の貫入関係とは適合しない。移ヶ岳斑れい岩体は主岩体・周辺岩体ともにその内部の随所で幅数mから数十mの角閃石黒雲母花崗閃緑岩と黒雲母花崗岩によって貫入されており、貫入境界付近では熱によると考えられる再結晶組織が認められる。また岩体のほぼ全域の斑れい岩に、副成分鉱物として普通角閃石の縁辺部や他結晶粒間を埋める淡緑色角閃石と黒雲母が認められる。したがって羽山斑れい岩体の場合と同様に、移ヶ岳斑れい岩体のジルコンのU-Pb年代値についても黒雲母花崗岩と角閃石黒雲母花崗閃緑岩の影響が推定される。

本図幅地域及びその隣接地域に分布する斑れい岩類の貫入時期について、測定された年代値から貫入時期を明確に決定する事は困難であると言うのが本項の結論である。本報告では、野外の産状や岩石学的特徴も併せて総合的に判断し、斑れい岩類の貫入は阿武隈花崗岩類の貫入に先行する前期白亜紀の貫入とした。

第5章 新第三系

(山元孝広)

本図幅地域内には、前期白亜紀の阿武隈花崗岩類を不整合で覆うかこれに貫入して新第三系（中新統）が僅かに分布する。そのほとんどが火山岩から構成されている。図幅地域の北東縁を含む阿武隈北部から浜通りにかけての地域には下部～中部中新統の塩手層・霊山層・大内層が分布しており、これらの地層は22～14 Maに起きた汎世界的な海面変化と前弧域での火山活動によって形成されたことが堆積相解析と放射年代測定から明らかにされている（山元, 1996）。また北西部の寺坂貫入火砕岩は11 Ma前後に当地で起きた大規模な火砕噴火の火道充填物であり、当時の地表部にはカルデラが形成されていたものと考えられる。地形の章で既に記述したように、中期中新世末から後期中新世の時期に阿武隈地域では著しい定高性を持つ侵食小起伏面が形成され、当時の阿武隈地域は山地として地形的な高まりをなしていなかった。阿武隈地域の隆起が顕著になるのは後期鮮新世以降で、特に山地東縁の双葉断層は浜通りに分布する鮮新統の仙台層群に対して西上がりの逆断層として顕著な累積変位を及ぼしている（柳沢ほか, 1996）。

5.1 霊山層

本層は阿武隈山地北部に分布する主に玄武岩の溶岩・火山碎屑岩からなる陸成の中部中新統で、大型の成層火山体とその周辺の扇状地堆積物からなる。噴出中心は北隣「保原」図幅地域の霊山付近にあり（山元, 1996）、本図幅地域にはその縁辺相が断片的に分布する。

地層名 藤田・岡（1954）、藤田・辻川（1960）の「霊山累層」、八島（1962）の「霊山層」を、山元（1996）が再定義。藤田や八島の「霊山層（累層）」は、不整合を挟んで時代の異なる下部中新統〔山元（1996）の天明山火山岩類〕と中部中新統〔再定義された霊山層〕に分けられ、彼らの地層区分はそのまま使用できない。

模式地 福島県霊山町の霊山庵から霊山山頂に至る登山道沿い（北隣「保原」図幅内）に粗粒降下堆積物、福島県飯舘村湯舟の西方3 kmの真野川沿い（北東隣「相馬中村」図幅内）に溶岩流とラハール堆積物、福島県相馬市の塩手山南方1.5 kmの林道沿い（「相馬中村」図幅内）にラハール堆積物と河川堆積物の模式的な露頭がある（柳沢ほか, 1996）。

分布・構造 本図幅地域北東部の疣石山山頂部や飯舘村飯樋周辺に断片的に分布する。また、本層の傾斜は10°以下で、ほぼ水平である。

層序関係 「相馬中村」図幅内では、下部中新統塩手層と天明山火山岩類を不整合に覆い、中部中新統大内層に不整合に覆われる（山元, 1996；柳沢ほか, 1996）。ただしこれらの地層は、本図幅地域内には分布しない。

層厚 「相馬中村」図幅内の飯舘村の真野川上流部で250 m以上の層厚を持つ（山元, 1996；柳沢ほか, 1996）。

岩相 本図幅地域内の本層は、主に玄武岩凝灰角礫岩及び火山礫凝灰岩からなる。含まれる玄武岩の岩片は多様な発泡度、多様な色調（黒～暗灰から赤褐色）を呈し、極粗～中粒砂の基質を持ち、淘汰が悪く塊状の厚い単層となる（第5.1図）。岩片の最大径は1.6 mで、垂角礫～垂円礫のものが多い。このような火山碎屑岩は基本的に山麓扇状地を構成するラハール堆積物である。なお、本図幅地域内には溶岩流の分布は確認していない。

岩石 火山碎屑岩の大部分を構成する玄武岩岩片は、かんらん石玄武岩・単斜輝石かんらん石玄武岩・かんらん石単斜輝石玄武岩である。斑晶に斜方輝石を伴うものはごく稀にしか産出しない。また、かんらん石玄武岩には斜長石斑晶を欠くものと伴うものがある。これらの玄武岩は全て典型的な低カリウム・ソレイト系列の岩石である（周藤ほか, 1985；山元, 1996）。斜長石斑晶を欠く玄武岩はMgOに極めて富み、斑晶組み合わせが変化するにつれ、MgO含有量は13.2%から3.4%まで減少、反対に液相濃集元素の量が増加する。特に、このMgOに富む玄武岩は上部マントルで生成された初生かんらん石ソレイトマグマそのものかあるいはそれに近い組成のものと考えられている（周藤ほか, 1985）。また、同位体の特徴は、本層の玄武岩が日本海拡大に伴い前弧域に貫入したマントル由来の枯渇端成分（ $Sr I = 0.7043$, $Nd I = 0.5129$, $^{206}Pb / ^{207}Pb = 18.2$ ）と肥沃な地殻端成分との2成分混合で形成されたことを示している（Yamamoto and Hoang, 2009）。

年代・対比 本層及び上位の大内層の放射年代から、霊山層の形成年代は16–15 Maと考えられている（山元, 1996；Yamamoto and Hoang, 2009）。

5.2 岩倉層

本図幅地域北西縁部の阿武隈山地内から北西隣「福島」図幅地域の福島盆地南縁丘陵に断片的に分布する海成中部中新統である。

地層名 吉田ほか（1983）の「岩倉層」による。阪口（1995）

は吉田ほか (1983) の「岩倉層」に福島市松川町の羽黒山周辺 (西隣「二本松」図幅地域内) に分布する流紋岩を加えて再定義したが, この流紋岩からは後述するように 11 Ma のジルコン・フィッシュオントラック年代値が得られ (第 5. 1 表), 本層には含めないほうが妥当である。

模式地 福島市下川崎岩倉周辺。

分布・構造 本図幅地域北西縁部に分布する。また, 本層の走向は北東-南西で北西に緩く傾くが, 鍋遣断層沿いでは局所的に急傾斜となる。

層序関係 前期白亜紀花崗岩類を不整合に覆う。

層厚 40 m 程度。ただし, 上限は不明。

岩相 流紋岩凝灰角礫岩-火山礫凝灰岩を主体とし, 礫岩・砂岩・シルト岩を伴う。

流紋岩凝灰角礫岩-火山礫凝灰岩は二本松市下川崎の駒寄川沿いに分布し, 径 15 cm 以下の白色流紋岩角礫を含む塊状で基質支持の岩相を示す (第 5. 2 図)。基質は結晶片の多い灰色の極粗~粗粒の火山灰からなり, 暗灰色~暗緑色の異質火山岩礫をまばらに含んでいる。

礫岩・砂岩は分布南縁の不整合面上に分布し, アルコース質の細礫~極粗粒の基質基質支持の淘汰不良の礫岩や不明瞭な平行層理を持つ淘汰不良のアルコース質粗粒砂岩からなる。シルト岩には葉理が発達している。

化石 西隣「二本松」図幅地域の本層からは海生貝化石の報告がある (鈴木ほか, 1986)。

年代・対比 分布・岩相・化石から, 北西隣「福島」図幅地域の脊梁山地内に分布する海成中部中新統の土湯峠層 (北村ほか, 1965) の縁辺相に相当するとみられる (久保ほか, 2003)。土湯峠層からは N 9-N 10 帯を示す浮遊

性有孔虫化石が報告されている (鈴木ほか, 1986)。

5. 3 前期-中期中新世貫入岩

本図幅地域北部の川俣から中部の針道にかけての前期白亜紀花崗岩類中には, 前期~中期中新世の玄武岩-安山岩が多数貫入している。その存在は八島 (1962) や千葉 (2010) により記載され, 八島の「霊山層」の火山活動に関連して形成されたものとされていた。しかしながら, 彼の「霊山層」自体は不整合を挟んで時代の異なる前期中新世の天明山火山岩類と中期中新世の霊山層に再定義されている (山元, 1996)。当地域の玄武岩-安山岩の活動時期は, 22~15 Ma と長期間にわたっている (山元, 1996; Yamamoto and Hoang, 2009)。

岩脈 (d) ほとんどの岩脈の走向は N 10° E ~ N 40° E の範囲にあり, その厚さは 2.5 m 以下のものが多い (第 5. 3 図)。露頭内における岩脈のオフセットは普通に認められ, 厚さも変化するものが多い。二本松市針道の愛宕森に分布するものは特に厚く, 幅は 20 数 m に達している [八島 (1977) の愛宕山火山岩類に相当]。岩質は, かんらん石玄武岩, 無斑晶質玄武岩, 斜方輝石単斜輝石安山岩が多い。二本松市の木旗山南南西斜面の岩脈からは 21.7 ± 0.5 Ma の全岩 K-Ar 年代値が報告されている [Tsunakawa *et al.* (1983) の RZ1b の 2 年代値を平均した]。この年代値は天明山火山岩類 (山元, 1996) の活動時期と一致する。また, 岩脈の走向卓越方位は基本的に貫入時の σ_{Hmax} と一致しており, 当時 (22~15 Ma) の σ_{Hmax} は日本海拡大時の伸張応力場を反映して島弧



第 5. 1 図 霊山層のラハール堆積物

(飯館村飯桶の疣石観世音: 北緯 37 度 40 分 3 秒, 東経 140 度 44 分 27 秒)

本堆積物は, 淘汰が悪く基質支持の塊状, 玄武岩凝灰角礫岩からなる。疣石の名称は, このような岩相の特徴を表したものである。

第 5. 1 表 フィッション・トラック年代測定結果

Sample Unit No.	Number of grain	Spontaneous ρ_s ($10^5/cm^2$)	[Ns]	Induced ρ_i ($10^6/cm^2$)	[Ni]	Dosimeter ρ_d ($10^4/cm^2$)	[Nd]	r	U (ppm)	Age $\pm 1\sigma$ (Ma)	P(χ^2) (%)
羽黒山流紋岩											
Haguroyama Rhyolite											
021009-2	30	16.7	[1796]	2.27	[2440]	8.02	[4106]	0.960	270	11.2 \pm 0.4	11
寺坂貫入火砕岩											
Terasaka Intrusive Pyroclastic Rock											
010516-14	26	9.88	[483]	2.87	[1401]	8.439	[4321]	0.685	270	10.8 \pm 0.6	5

(1) ρ and N are density and total number of fission tracks counted, respectively.

(2) All analyses by internal detector method using ED2.

(3) P(χ^2) is the upper χ^2 tail probability corresponding to the observed χ^2 -statistics.

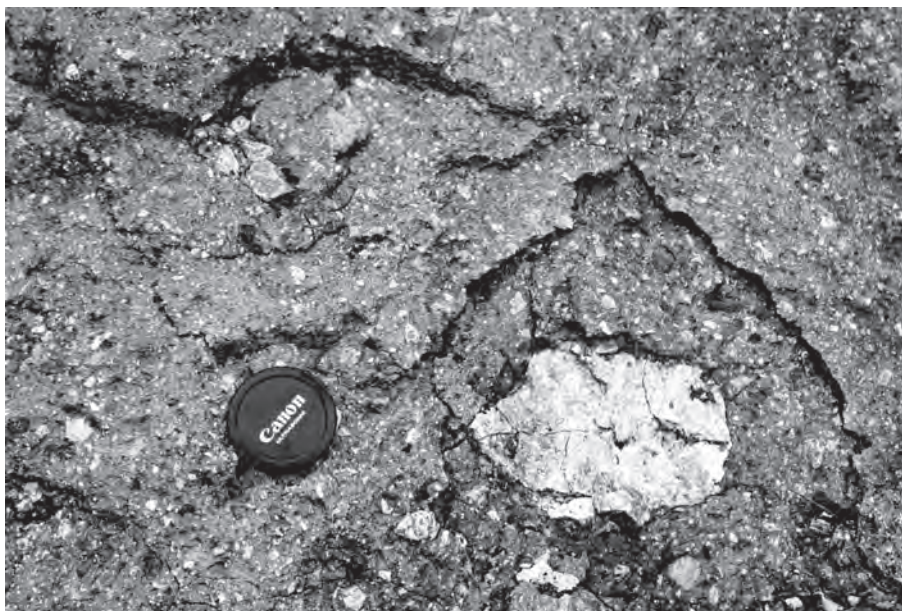
(4) Age calculated using dosimeter glass SRM612 and $\zeta = 372 \pm 5$ (Danbara et al., 1991).

(5) r is correlation coefficient between ρ_s and ρ_i .

(6) U is uranium content.

(7) the total decay rate for ^{238}U : $\lambda D = 1.480 \times 10^{-10}$ / yr.

021009-2: 二本松市羽黒山 (北緯 37 度 38 分 20 秒, 東経 140 度 28 分 7 秒); 010516-14: 二本松市寺坂 (北緯 37 度 33 分 48 秒, 東経 140 度 32 分 53 秒).



第 5. 2 図 岩倉層の流紋岩火山礫凝灰岩

(二本松市岩倉の駒寄川河床: 北緯 37 度 38 分 5 秒, 東経 140 度 29 分 50 秒)

径 15 cm 以下の白色流紋岩角礫を含む塊状で基質支持の火山礫凝灰岩からなる。基質は結晶片の多い灰色の極粗～粗粒の火山灰からなり、暗灰色～暗緑色の異質火山岩礫をまばらに含んでいる。

方向と平行であったことを意味している (Tsunakawa, 1986; 山元, 1991)。

火道角礫岩 (b) 二本松市針道の柿ノ作には、基盤の花崗岩類に囲まれて直径約 50 m の範囲に玄武岩火砕岩が分布する。花崗岩類と火砕岩の貫入面は露出しないものの、基盤岩内に分布する特徴と火砕岩自体の岩相からこれを火道角礫岩と判断した。すなわち、この火砕岩は岩片支持で火山灰基質を持つ発泡のやや悪いかんらん石玄武岩火山礫からなる火山礫岩 (ラピリストーン) で (第 5. 4 図)、少量の花崗閃緑岩礫を含んでいる。岩片の最大径は 20 cm であるが、ほとんどの岩片は径 5 cm

以下である。岩片の角は摩耗し、亜角礫となり、基質は玄武岩碎屑物に花崗閃緑岩の細礫が混じっている。八島 (1977) の柿が作火山岩頸に相当する。

5. 4 寺坂貫入火砕岩

二本松市太田の寺坂周辺に分布する後期中新世の流紋岩火砕岩で、基盤の前期白亜紀花崗岩類に開けられた直径約 2 km の凹地を埋めて分布する。

地層名 新称。

模式地 二本松市東和町寺坂 - 上田山間の道路沿い。



第 5. 3 図 前期白亜紀花崗岩類に貫入する玄武岩 - 安山岩岩脈

(川俣町川俣南方の石切場：北緯 37 度 39 分 9 秒，東経 140 度 36 分 25 秒)

岩脈 (d) の走向は $N 10^{\circ} E \sim N 40^{\circ} E$ の範囲にあるものの，貫入面の揺らぎや折れ曲がり，オフセットが普通に認められる．写真左上方にあるパワーショベル車がスケールである．



第 5. 4 図 無斑晶質玄武岩の火道角礫岩

(二本松市針道柿ノ作：北緯 37 度 36 分 29 秒，東経 140 度 35 分 22 秒)

岩片支持で火山灰基質を持つ発泡のやや悪い玄武岩火山礫からなるラピリストーンからなる．ほとんどの玄武岩岩片は径 5 cm 以下で，岩片の角は摩耗している．基質は玄武岩の細粉以外に花崗閃緑岩の細礫が混じっている．

分布・構造 本火砕岩が満たす凹地は，顕著な負の重力異常をつくる（詳細は，第 7 章）．同様な負の重力異常は北西 10 km の福島市松川町の羽黒山周辺（西隣「二本松」図福地域内）の流紋岩岩体にも存在する（阪口，1995）．

層序関係 前期白亜紀花崗岩類に貫入する．

層厚 上限下限とも不明．

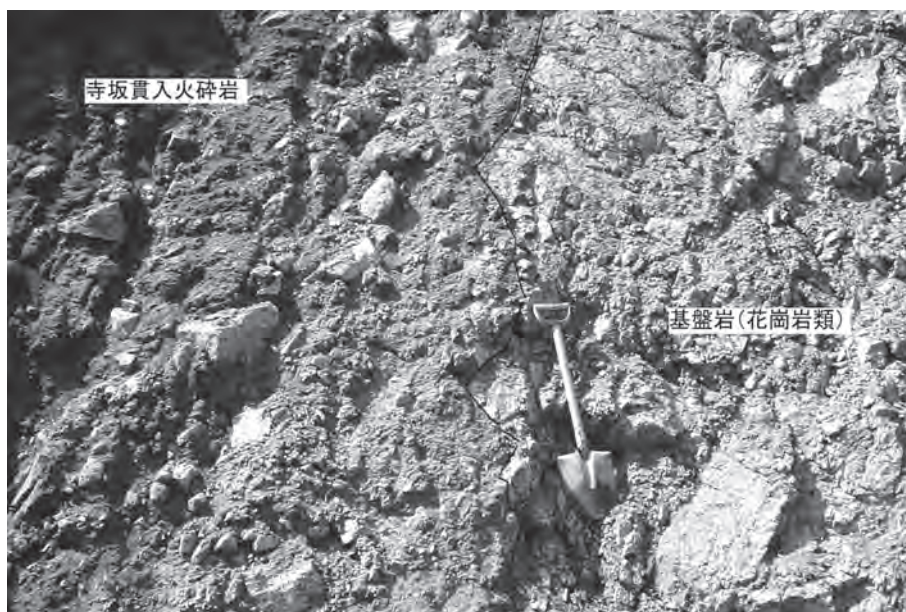
岩相 花崗岩類の異質角礫に富む塊状の流紋岩凝灰角礫岩を主体とする（第 5. 5 図）．異質角礫の最大径は数 m 以上で，周辺の基盤岩と同じ花崗閃緑岩からなる．凝灰角礫岩の基質も中礫から粗粒砂サイズまで粉碎された花崗閃緑岩粒子に富み（およそ 7～9 割），少量の白色黒雲母流紋岩軽石の細粒火山礫を伴っている．軽石は繊維状に発泡し，斑晶量が少ない．岩相は塊状で，成層構造



第 5. 5 図 寺坂貫入火砕岩と基盤岩の貫入境界 (1)

(二本松市太田, 寺坂: 北緯 37 度 34 分 42 秒, 東経 140 度 33 分 17 秒)

貫入境界は高角で入り組んでいる。寺坂貫入火砕岩は、淘汰の悪い塊状の凝灰角礫岩からなり、花崗岩類の異質角礫に富む。黒丸内にスケールのスコップがある。



第 5. 6 図 寺坂貫入火砕岩と基盤岩の貫入境界 (2)

(二本松市太田, 寺坂: 北緯 37 度 34 分 42 秒, 東経 140 度 33 分 17 秒)

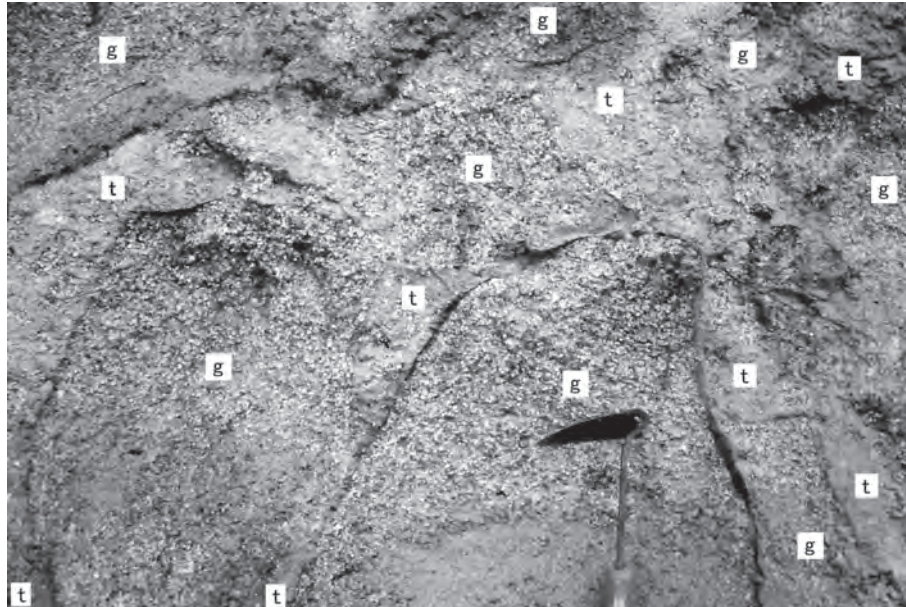
第 5. 5 図の貫入境界部の接写。

や級化などの堆積構造は基本的に認められない。寺坂の北斜面には珪化変質した流紋岩の小露頭があり、凝灰角礫岩中に貫入していると見られるが地質図では省略している。

凝灰角礫岩と基盤岩との境界は高角度で、かつ節理面のように平滑な形状を持つ (第 5. 5, 5. 6 図)。さらに境界付近の基盤岩の割れ目中には、流紋岩軽石細粒火山礫を含む凝灰岩がタフサイトとして網目状に貫入してい

る (第 5. 7 図)。このような産状は流動化した火砕物が過剰圧を持って基盤岩を破壊したことを意味しており、本火砕岩が満たす径 2 km の凹地が火砕噴火の火道そのものであることを意味している。

年代・対比 模式地の凝灰角礫岩の基質に含まれる、白亜紀前期花崗閃緑岩由来と見られる粒子を除いた、本質ジルコンのフィッシュン・トラック年代値は後中新世を示す $10.8 \pm 0.6 \text{ Ma}$ である (第 5. 1 表)。また、今回、



第5.7図 寺坂貫入火砕岩と基盤岩の貫入境界 (3)

(二本松市太田, 寺坂: 北緯 37 度 33 分 40 秒, 東経 140 度 32 分 49 秒)

基盤の花崗岩 (g) の割れ目沿いに流紋岩凝灰岩 (t) がタフサイトとして網目状に貫入している。

新たに測定した西隣「二本松」図福地域内の同じく顕著な負の重力異常を持つ羽黒山の流紋岩中のジルコン・フィッシュン・トラック年代値も、誤差の範囲で一致する $11.2 \pm 0.4 \text{ Ma}$ であった (第5.1表)。寺坂貫入火砕岩の年代値は若干誤差が大きいものの、近傍の同じ成因を持つと考えられる岩体がほぼ同じ年代値を示すこと、周辺地域の海成中部中新統 (例えば土湯峠層; 北村ほ

か, 1965) よりも有意に若い年代であることから、ほぼ 11 Ma を示すこれらの年代は噴火年代を示すものと考えられる。会津地域の火山碎屑物の堆積相解析から Yamamoto (2009) は、福島県の脊梁山地地域で 10 Ma 頃から珪長質の巨大カルデラ噴火が活発化したことを明らかにしている。脊梁山地の前弧側で起きた寺坂貫入火砕岩や羽黒山流紋岩の火山活動はこれに先行するものであろう。

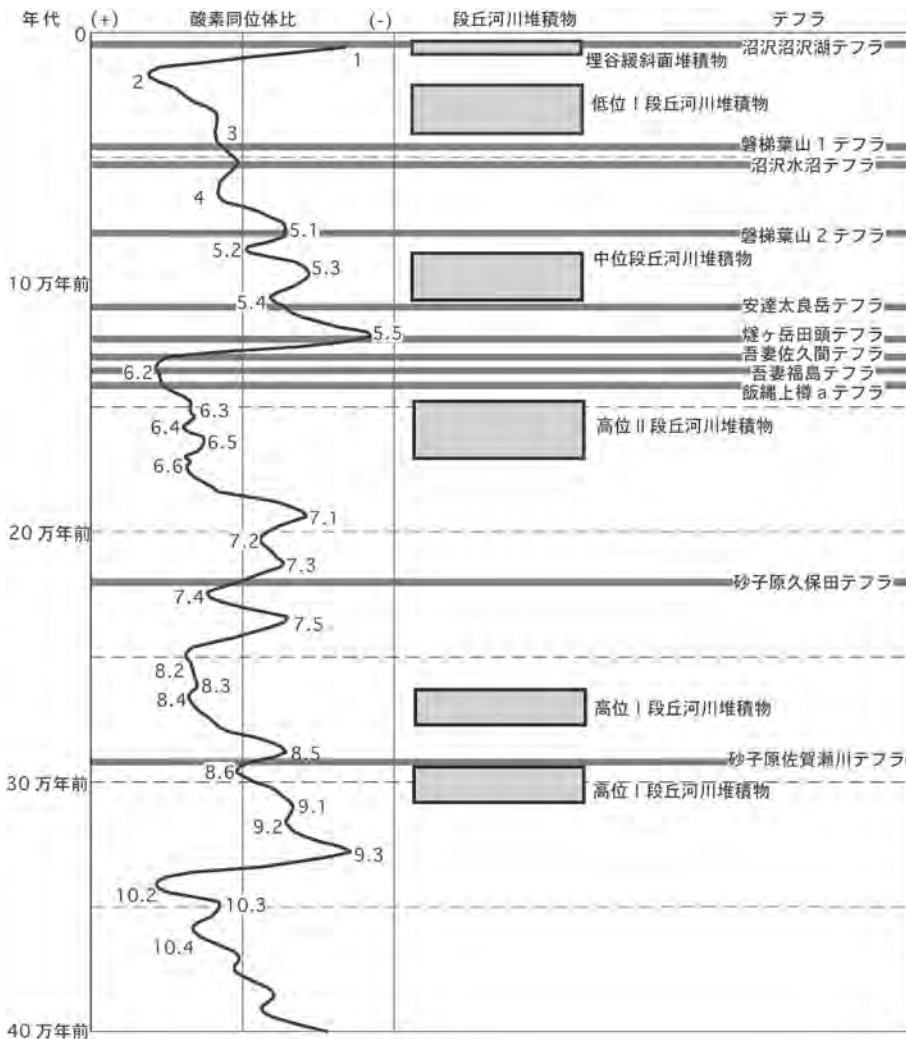
第6章 第四系

(山元孝広)

本図幅地域の第四系は、主に阿武隈山地内の残丘状山地間にある小規模な盆地や河川沿いに段丘や谷底緩斜面を形成して分布している。段丘は山地斜面下部の麓層面へと続き、粗粒な河川堆積物とこれを覆う多くの降下火砕物を含んだ風成堆積物からなる。風成堆積物は、褐色火山灰土と呼ばれる各種結晶片を含んだ淘汰の悪い粘土からなり、火砕物を多く含む細粒風成堆積物が土壌化を被って形成されたものである。反対に、図幅地域北西部の阿武隈川本流沿いには第四系の発達が悪く、低位Ⅱ段丘堆積物がわずかに分布するにすぎない。

阿武隈山地内の第四系の堆積作用には、氷期-間氷期サイクルが大きく関与している (Yamamoto, 2005)。すなわち、河川システムで堆積が起きるか侵食が起きるかは、河川流量と碎屑物負荷量のバランスが決めている。

隆起準平原状山地の阿武隈地域では基本的に侵食作用が卓越し、「河川流量>碎屑物負荷量」の状態が長期間にわたって続いてきた。段丘化して残っている河川堆積物の存在は、この関係が一時的に逆転し「河川流量<碎屑物負荷量」となった時期があったことを示している。テフラ層から判断するとその時期は低海面期の MIS 2~3, 5b, 6, 8 にあたり (第6.1図)、阿武隈山地では氷期に降水量が低下して河川流量が著しく減少したこと、そして残丘状山地からの碎屑物供給量が増加したことがあったものと考えられる。結局、図幅地域内に点在する高位~低位段丘群は汎世界的な気候変動を反映した典型的な気候段丘とみなせる。



第6.1図 段丘河川堆積物とテフラ層及び海洋酸素同位体ステージの関係
酸素同位体変動曲線は Bassinot *et al.* (1994) による。

6.1 高位I段丘堆積物

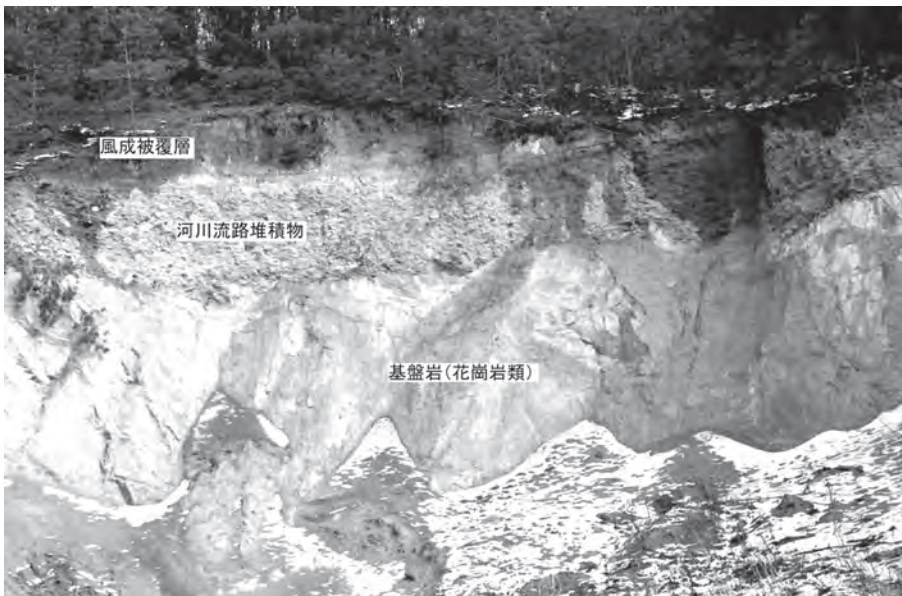
分布 本段丘堆積物は西隣「二本松」図幅地域東部の白亜紀前期花崗岩類がつくる標高220～240mの山地内に主に分布し、その一部が本図幅地域の西縁部に極僅かにかかっている。この山地面は小池（1968）の侵食小起伏面のうちの最も低位の面である二本松面（第1.2図）に相当し、本段丘堆積物は小起伏面頂部の基盤岩上面の凹地をほぼ水平に薄く埋めている（第6.2図）。段丘の河川堆積物上面と現阿武隈川河床との比高は、「二本松」図幅地域内の二本松市安達ヶ原周辺で約40mである。

岩相 本段丘堆積物は、層厚3m以下の礫・砂からなる河川堆積物とこれを覆う層厚10m以下の土壌化した風成堆積物からなる。河川堆積物は主に塊状で淘汰の良い円礫（Gm）からなり、礫の中間軸が流れに平行なbタイプインプリケーションの発達した典型的な河川流路堆積物である。礫は主に基盤の花崗岩類と安達太良火山に由来する安山岩からなり、最大粒径は35cmを越える。また、河川堆積物はトラフ型斜交層理を持った砂層（St）を挟み、岩片混じりで連続性の悪い平行層理を持つ粗粒砂～細礫（Sgb）からなる高密度洪水流堆積物を伴っている。

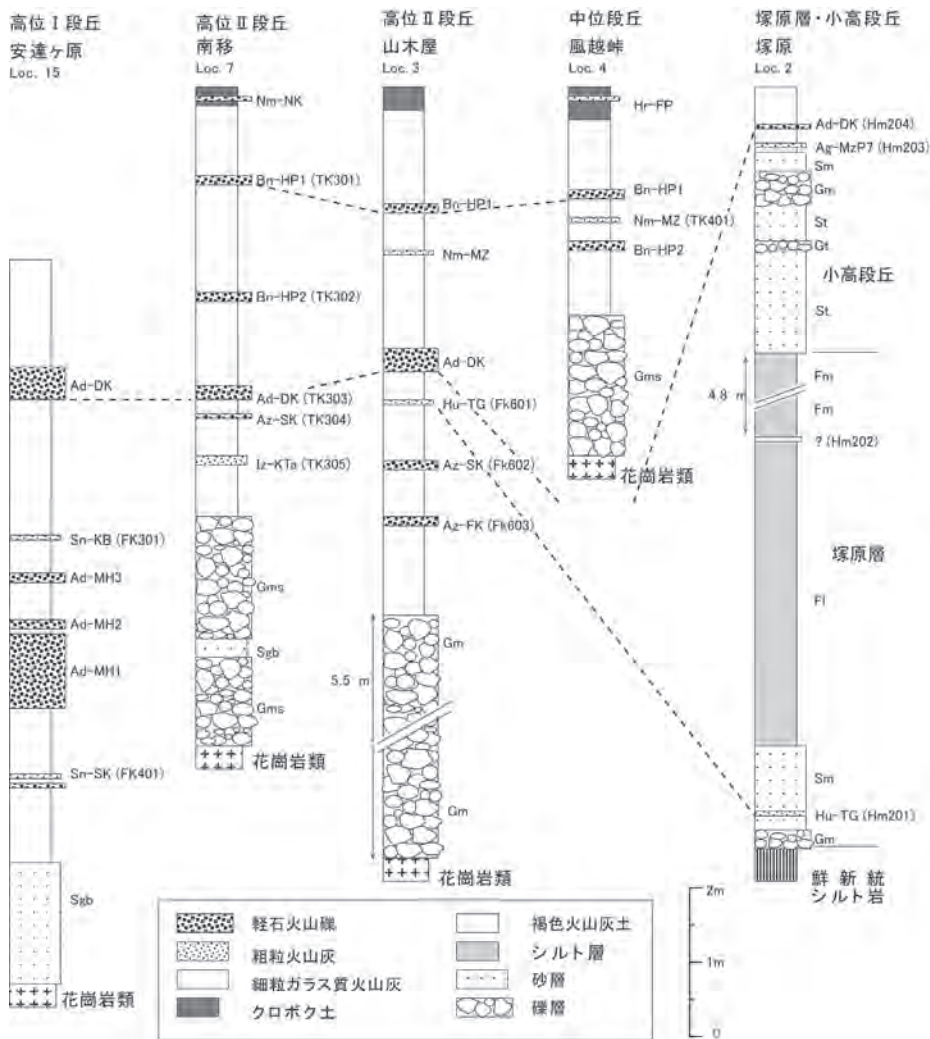
河川堆積物を覆う風成堆積物のうち降下テフラ以外の風成層は結晶片を含む褐色～黄褐色～茶褐色の淘汰の悪い粘土からなり、いわゆる褐色火山灰土と呼ばれるものである。色調の違いやクツラク帯などがつくる縞状の堆積構造を持ち、後述する砂子原佐賀瀬川テフラ・砂子原久保田テフラ・安達太良水原テフラ群・安達太良岳テ

ラ等を挟んでいる（第6.3図）。ただし、砂子原佐賀瀬川テフラが欠ける場合もあり、「二本松」図幅地域内のJR安達駅の東では砂子原久保田テフラと安達太良水原テフラ群が被覆風成堆積物の基底部に認められる。したがって、本段丘堆積物には離水時期の異なる河川堆積物が含まれることが確実である。本図幅地域の西縁にかかる本段丘堆積物については、被覆風成堆積物の大半が削剥されており、その離水時期がどちら（砂子原佐賀瀬川テフラの噴出前か後か）となるのか確認できてはいない。**年代・対比** 後述するように砂子原佐賀瀬川テフラは約29万年前、砂子原久保田テフラは約22万年前に噴出したものである（山元・須藤、1996；山元、2012）。テフラの年代と海洋酸素同位体ステージとの関係から判断すると、本段丘の河川堆積物離水時期はMIS8となる（第6.1図）。

同時期の氷期に離水した河川堆積物は、二本松面分布域以外の阿武隈山地主要部にも当然ながら気候段丘として当所は広範囲に分布していたものと思われる。しかし、これに続く間氷期の下刻作用により、その大半が失われているのみみられる。唯一、飯館村比曾では高位II段丘堆積物の下位に、厚さ23cmの風成堆積物を挟み、MIS6より古い時代の土石流堆積物（層厚140cm）が伏在している（第6.4図）。被覆風成堆積物から指標テフラが検出できなかったため時代は決定できないが、おそらくこの堆積物がMIS8もしくはそれ以前に離水した河川堆積物であろう。



第6.2図 高位I段丘堆積物
（二本松市安達（西隣「二本松」図幅地域内）：北緯37度37分24秒、東経140度28分32秒）
小池（1968）の侵食小起伏面である二本松面を削り込む粗粒な河川流路堆積物とこれを覆う厚い風成被覆層からなる。風成被覆層下部には砂子原久保田テフラが挟まれている。



第 6. 3 図 高位Ⅰ段丘・高位Ⅱ段丘・中位段丘堆積物と塚原層・小高段丘堆積物の柱状図

テフラの詳細は、本文を参照。() は第 6. 2 表の試料番号。Gm = 岩片支持で塊状の礫；Gms = 基質支持で塊状の礫；Sgb = 連続性の悪い平行層理をもつ砂・礫；Sm = 塊状で淘汰の悪い砂；St = トラフ型斜交層理を持つ砂；Fl = 平行層理を持つシルト；Fm = 塊状のシルト。本報の Loc. 2, 3, 4, 7, 15 は、山元 (2012) の Loc. 2, 3, 4, 6, 14 にそれぞれ対応する。

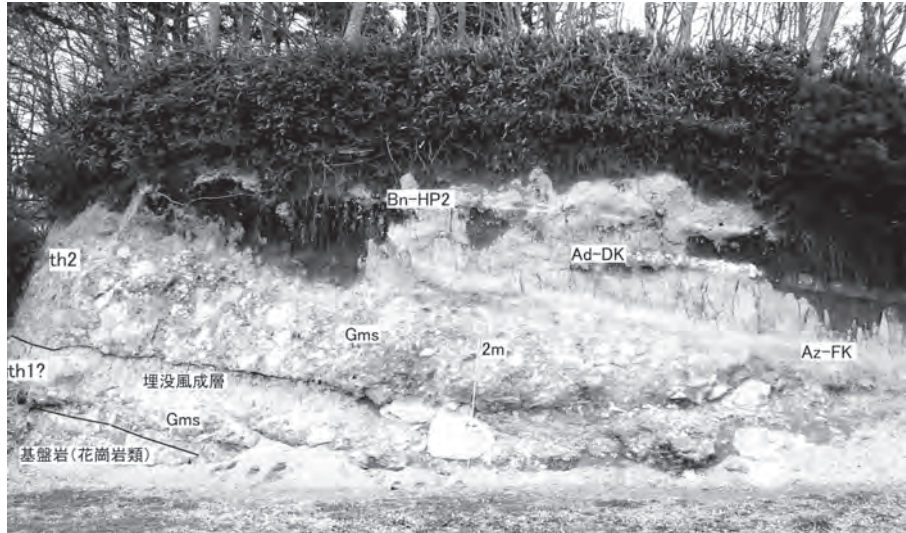
6. 2 高位Ⅱ段丘堆積物

分布 本段丘堆積物は阿武隈山地内の川俣町山木屋 (第 1. 3 図)、飯館村飯樋・比曾、二本松市針道・百目木の残丘状山地の斜面下部に断片的に分布する。段丘自体は侵食による開析が進んでおり、地形面としての連続性は悪い。離水した河川堆積物上面と谷底緩斜面との比高は 22 ~ 13 m である (第 1. 4 図)。またこれとは別に本図幅地域南西部の阿武隈川支流、水原川沿いに同時期の段丘堆積物がまとまって分布する (分布の大半は西隣「二本松」図幅地域内にある)。

岩相 本段丘堆積物は、層厚 5.5 m 以下の礫・砂からなる土石流堆積物や高密度洪水流堆積物とこれを覆う層厚約 7 ~ 3 m の土壌化した風成堆積物からなる。川俣町山木屋 (第 1. 3 図) の段丘堆積物中の河川堆積物は岩

片支持で粗粒砂の基質を持つやや淘汰の悪い塊状の亜円～円礫 (Gm) からなり、最大径 54 cm の花崗岩礫や玄武岩礫で構成されている。インプリケーションの発達は悪く、粗粒な高密度洪水流堆積物とみられる。阿武隈山地内の他地点の河川堆積物は、基質支持で粗粒～中粒砂の基質を持つ淘汰の悪い亜角礫～亜円礫 (Gms) からなり、土石流堆積物を主体としている (第 6. 4 図)。一方、水原川沿いの本段丘河川堆積物は最大径 8 cm 以下の b タイプインプリケーションの発達した淘汰の良い円礫 (Gm) とトラフ型斜交層理を持った粗粒～中粒砂 (St) から構成されている (第 6. 5 図)。

本段丘の被覆風成堆積物は、大部分が褐色火山灰土からなり、後述する飯綱上樽 a テフラ・吾妻福島テフラ・吾妻佐久間テフラ・安達太良岳テフラ・磐梯葉山 2 テフラ・磐梯葉山 1 テフラ等を挟んでいる (第 6. 3, 6. 4 図)。これらのテフラの中では、安達太良岳テフラが最も厚く



第 6. 4 図 高位 I 段丘堆積物？(th1?) とこれを覆う高位 II 段丘堆積物 (th2)
 (相馬郡飯館村比曾：北緯 37 度 37 分 31 秒，東経 140 度 41 分 19 秒)
 埋没風成層を挟んで 2 層の土石流堆積物 (Gms) が基盤岩を覆っている。上位の Gms は被覆風成層中のテフラ層 (Az-FK = 吾妻福島テフラ；Ad-DK = 安達太良岳テフラ；Bn-HP2 = 磐梯葉山 2 テフラ) から高位 II 段丘堆積物と判断できる。下位の Gms は埋没風成層から対比に有効なテフラが検出できなかったため年代を特定できないものの、MIS 8 以前のいずれかの氷期に堆積したものであろう。



第 6. 5 図 高位 II 段丘堆積物
 (福島市松川町下川崎：北緯 37 度 38 分 17 秒，東経 140 度 29 分 52 秒)
 最大径約 6 cm の淘汰の良い塊状礫 (Gm) とこれを覆うトラフ型斜交層理を持つ砂礫 (St) からなる。

連続性が良い。

年代・対比 本段丘を編年する上で最も重要なテフラは被覆風成層の基底部に挟まれる飯綱上樽 a テフラで、北関東から南東北において MIS 6 気候段丘の良い指標となっている（鈴木, 2001）。しかも、飯綱上樽 a テフラと安達太良岳テフラの間の火山灰土には東隣「原町・大甕」図幅地域で MIS 5.5 海成層塚原層（鈴木, 1999）に挟まれる燧ヶ岳田頭テフラ（山元, 2012）があり（第 6. 3 図）、本段丘河川堆積物の離水時期を MIS 6 とする対比の裏付けとなっている（第 6. 1 図）。

6. 3 中位段丘堆積物

分布 本段丘堆積物は阿武隈山地内の日山、麓山、口太山、高太石山、花塚山等の残丘状山地の斜面下部に広く分布し、段丘化した山麓緩斜面を構成している。離水した河川堆積物上面と谷底緩斜面との比高は 16 ~ 6 m である（第 1. 4 図）。

岩相 本段丘堆積物は、層厚 3.5 m 以下の礫・砂からなる土石流堆積物や高密度洪水流堆積物とこれを覆う層厚 4 ~ 2 m の土壌化した風成堆積物からなる。土石流堆積物は、基質支持で粗粒～中粒砂の基質を持つ淘汰の悪い亜角礫～亜円礫（Gms）からなる。また、高密度洪水流堆積物は、岩片混じりで連続性の悪い平行層理を持つ粗粒砂～細礫（Sgb）や淘汰の悪い塊状の粗粒砂（Sm）からなる。

本段丘の被覆風成堆積物は、大部分が褐色火山灰土からなり、後述する磐梯葉山 2 テフラ・沼沢水沼テフラ・磐梯葉山 1 テフラを挟んでいる（第 6. 3 図）。

年代・対比 本段丘の被覆風成層下部に挟まれる磐梯葉山 2 テフラの噴火年代は後述するように約 8 万年前である。テフラの年代と海洋酸素同位体ステージとの関係から判断すると、本段丘の河川堆積物離水時期は MIS 5.4-5.2 となる（第 6. 1 図）。

6. 4 低位 I 段丘堆積物

分布 本段丘堆積物は阿武隈山地内の多くの河川上流部の緩斜面を構成し、本段丘の河川堆積物上面とこれを下刻した河川沿いの谷底緩斜面との比高は 8 ~ 3 m である（第 1. 4 図）。

岩相 本段丘堆積物は、層厚 4 m 以下の礫・砂・シルトからなる土石流堆積物・高密度洪水流堆積物・氾濫原堆積物とこれを覆う層厚 40 cm 以下の土壌化した褐色風成堆積物と更にこれを覆う層厚 60 ~ 40 cm のクロボク土からなる（第 6. 6 図）。土石流堆積物は、基質支持で粗粒～中粒砂の基質を持つ淘汰の悪い亜角礫～亜円礫（Gms；第 6. 7 図）からなる。また、高密度洪水流堆積物は、岩片混じりで連続性の悪い平行層理を持つ粗粒砂

～細礫（Sgb）や淘汰の悪い塊状の粗粒砂（Sm）からなる。氾濫原堆積物は塊状でやや淘汰の悪い砂混じりのシルト（Fm）からなり、特定の層準に木片や炭質物が濃集することがある。本段丘の被覆風成堆積物のうち、褐色火山灰土には肉眼で確認できるテフラはない。

年代・対比 南隣「常葉」図幅地域内の本段丘の河川堆積物中に含まれる木片からは、37 ~ 29 ka の補正放射性炭素年代が報告されている（第 6. 6 図；第 6. 1 表；Yamamoto, 2005）。また、同じように吉田ほか（1981）は同地域の本段丘相当層の河川堆積物から、34 ~ 18 ka の放射性炭素年代と AT テフラの産出を報告している。これらのことから、本段丘の河川堆積物の形成時期は MIS 3-2 となる（第 6. 1 図）。

6. 5 低位 II 段丘堆積物

分布 本段丘堆積物は図幅地域北西～南西部の阿武隈川とその支流沿いに点在する。現河床と段丘面との比高は 10 ~ 30 m である。

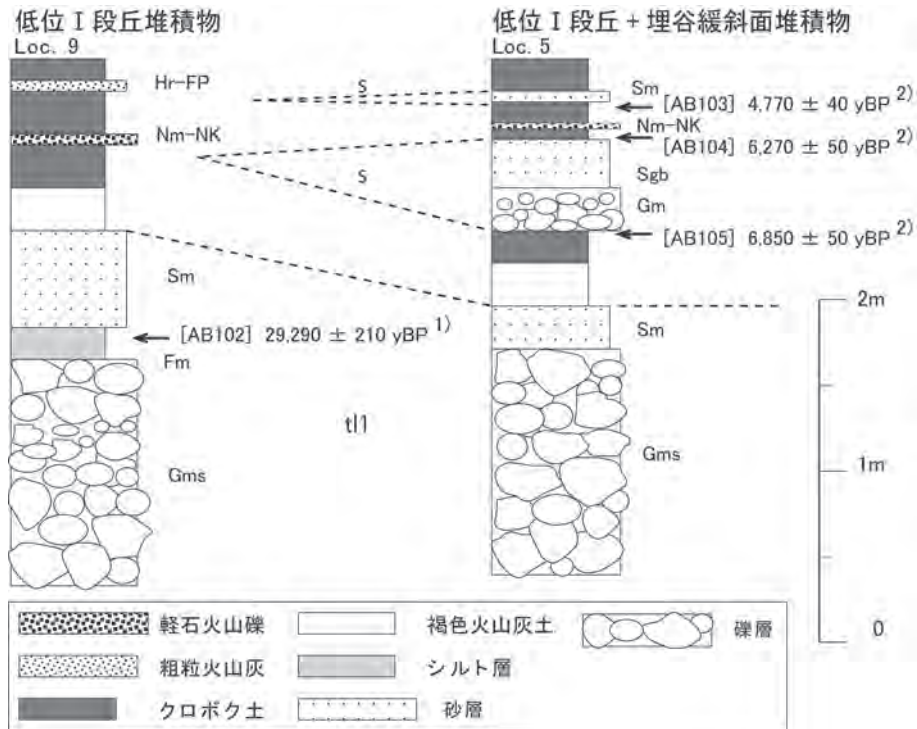
岩相 本段丘堆積物は層厚 2 m 以下の河川堆積物とこれを覆う薄い（15 cm 以下）褐色火山灰土とクロボク土からなる。阿武隈川沿いの本段丘河川堆積物は基底部に塊状の円礫やトラフ型斜交層理を持つ砂礫があり、これを黒雲母結晶片を多く含む淘汰の悪い塊状のシルト層が覆う場合が多い（図 6. 8 図）。塊状シルトには植物根の跡が多くみられ、明瞭な堆積構造を示さない。このような岩相は放棄された河道の充填堆積物とみられる。

年代・対比 本段丘河川堆積物からは直接その形成年代を示す証拠は得られていないものの、被覆風成堆積物の層厚からおそらく 1 万年前頃に離水したものと推定される。

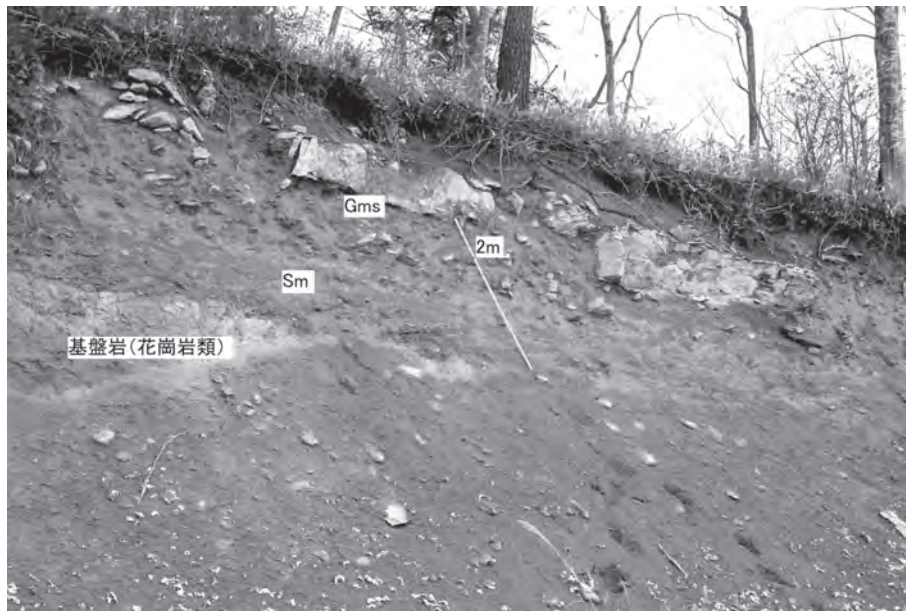
6. 6 谷底緩斜面堆積物

分布 本堆積物は、山地内のほとんどの河川の谷底に認められる緩斜面を構成する堆積物である。ただし、緩斜面そのものはほとんどが開墾され、水田として利用されている（第 1. 5 図）。河川沿いに形成された完新世の河川堆積物ではあるが、明らかに離水した地形面をなしており、同じく完新世河川堆積物である現河床堆積物とは区別した。地質図では本堆積物についてある程度の大きさで表示可能なもののみを図示しており、規模の小さなものについては省略している。

岩相 堆積面は著しい人工改変を被っており、本来の堆積物が自然露頭で観察されることはほとんどなく、圃場整備の際にその断面が観察されるにすぎない。僅かに観察された露頭では本堆積物はクロボク土に覆われ、基質支持で粗粒～中粒砂の基質を持つ淘汰の悪い亜角礫～亜円礫（Gms）からなる土石流堆積物、岩片混じりで連続



第 6. 6 図 低位 I 段丘堆積物 (tl1) と谷底緩斜面堆積物 (s) の柱状図
放射年代値は第 6-1 表を参照のこと. [] は試料番号. Gm = 岩片支持で塊状の礫; Gms = 基質支持で塊状の礫; Sgb = 連続性の悪い平行層理をもつ砂・礫; Sm = 塊状で淘汰の悪い砂; Fm = 塊状のシルト.
1) Yamamoto (2005); 2) 本報告

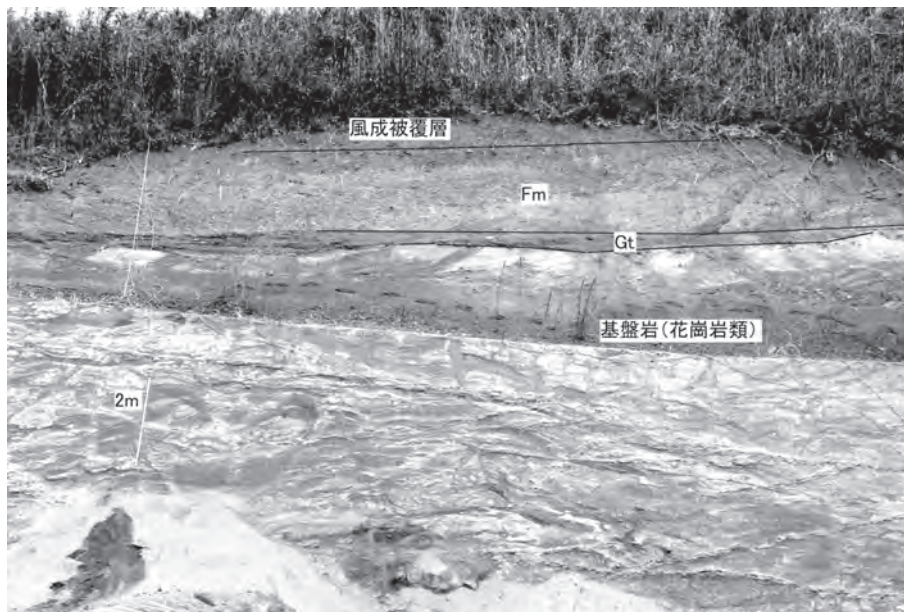


第 6. 7 図 低位 I 段丘堆積物
(川俣町高屋敷: 北緯 37 度 35 分 48 秒, 東経 140 度 42 分 25 秒)
段丘堆積物は, 淘汰の悪い礫混じり塊状砂 (Sm) と, これを覆う岩片支持で粗粒砂基質を持つ淘汰不良の角礫 (Gms) からなる. 角礫は逆級化が顕著である.

第 6. 1 表 放射性炭素年代測定結果

Sample	Loc.	Method	Material	¹⁴ C age (y BP)	δ ¹³ C (permil)	Calibrated ¹⁴ C age (y BP)	Calender age	Intercept age
AB103	5	AMS	soil	4640±40	-17.2	4770±40	2σ (95%) BC3650-3510 1σ (68%) BC3640-3520	BC3630,3570,3540
AB104	5	AMS	chacoal	6270±50	-24.9	6270±50	2σ (95%) BC5330-5070 1σ (68%) BC5310-5220	BC5280
AB105	5	AMS	soil	6780±50	-20.6	6850±50	2σ (95%) BC5810-5650 1σ (68%) BC5750-5700	BC5720

産出層準の詳細は第 6. 6 図を参照のこと。



第 6. 8 図 低位Ⅱ段丘堆積物

(福島市松川町下川崎：北緯 37 度 38 分 31 秒，東経 140 度 30 分 25 秒)

本段丘河川堆積物は基底部に型斜交層理を持つ薄い砂礫 (Gt) があり，これを黒雲母結晶片を多く含む淘汰の悪い塊状シルト (Fm) が覆う。

性の悪い平行層理を持つ粗粒砂～細礫 (Sgb) や淘汰の悪い塊状の粗粒砂 (Sm) からなる高密度洪水流堆積物からなる。また，その層準はクロボク土中に複数存在している (第 6. 6 図)。他の地域の本堆積物も同様な粗粒の河川堆積物を主体とするものとみられる。

年代・対比 本堆積物からは 6.9～4.8 ka の補正放射性炭素年代が得られた (第 6. 1 表)。この年代値は，本堆積物の間に西暦紀元前 3400 年頃に噴出した沼沢沼沢湖テフラ (山元，2003) が挟まれることと調和する (第 6. 6 図)。この年代値は完新世最温暖期 (ヒプシサーマル) に山地での谷底緩斜面の形成が活発で，その後は離水したことを意味している。

6. 7 現河床堆積物

本図幅地域における現河床堆積物の発達是一般に悪く，地質図にその分布を図示したものは北西～南西部の阿武隈川の支流沿いの僅かなものにすぎない。堆積物

は未固結の砂礫からなる。谷底緩斜面堆積物とは異なり，クロボク土に被覆されていない。

6. 8 被覆風成堆積物中の降下火砕堆積物

砂小原佐賀瀬川テフラ (Sn-SK)

山元・須藤 (1996) 命名。福島県西部，「宮下」図幅地域内の砂小原カルデラ形成噴火の産物で，カルデラ周辺の火砕流堆積物と東方に分布する降下火砕物からなる (第 6. 9 図；山元・駒澤，2004；山元ほか，2006；2012)。降下火砕堆積物は繊維状軽石型と厚めの気泡壁型～ブロック状の火山ガラス片と，斜長石・黒雲母・鉄鉱と石英の結晶片からなる (第 6. 2 表)。福島県中通りの安達太良火山東山麓で山元・阪口 (2000) が安達ヶ原テフラと呼んだものと同じものである。また，吉田ほか (1968) の A4 火山灰層中の quartz tuff に相当する。本テフラ (火砕流堆積物) からは 0.29 ± 0.03 Ma の Ft 年代値が報告されており (山元，1992)，本図幅地域の高位

第 6. 2 表 テフラ層の特徴

Unit	Sample	Loc.	Mineral composition	Glass (n)	Refractive index mode Opx (γ)	Hb (n2)	Cum (n2)	Ref.
Ba-HP1	BAN108	24	Opx > Cpx, [Hb]	1.506-1.508 (80%)	1.714-1.717 (80%)			C
Ba-HP1	BAN301	26	Opx > Cpx	1.502-1.505 (90%)	1.714-1.717 (90%)			C
Ba-HP1	AD209	14	Opx > Cpx	1.507	1.714-1.717 (80%)			F
Ba-HP1	KR201	20	Opx > Cpx; [Qz]	1.503-1.506 (70%)	1.713-1.716 (100%)			J
Ba-HP1	TK301	7	Opx > Cpx; [Qz]	1.503-1.506 (70%)	1.713-1.716 (100%)			I
Nm-MZ	MZ-PF	34	Hb > Cum, Bt, [Opx]; Qz	1.498-1.499 (60%)		1.670-1.673 (80%)	1.659-1.661 (60%)	B
Nm-MZ	BAN107	24	Hb > Cum, Bt, [Opx]; Qz	1.499-1.500 (80%)	[1.703-1.716 (100%)]	1.669-1.672 (70%)	1.657-1.660 (60%)	C
Nm-MZ	YN101	32	Hb > Cum, Bt, [Opx]; Qz	1.499-1.500 (90%)	[1.707-1.713 (90%)]	1.672-1.678 (90%)	1.658-1.661 (90%)	G
Nm-MZ	AM202	31	Hb > Bt, Cum, [Opx]; Qz	1.498-1.499 (60%)		1.672-1.674 (40%)	1.659-1.662 (50%)	G
Nm-MZ	TK401	4	Hb > Opx, Bt, Cum, [Cpx]; Qz	1.498-1.500 (80%)	1.705-1.708 (70%)	1.671-1.673 (20%)	1.660-1.662 (60%)	I
						1.679-1.682 (50%)		
Nm-MZ	Ht102	28	Bt, Opx, Hb, Cpx; Qz	1.495-1.498 (90%)	1.710-1.714 (70%)			D
Nm-MZ	AD206	14	Hb > Cum, Cpx, Opx, Bt; Qz	1.499-1.501 (60%)	1.701-1.709 (100%)	1.671-1.673 (50%)	1.659-1.662 (60%)	F
Nm-MZ	HB102	22	Hb > Opx, Cum, [Cpx, Bt]; Qz	1.499-1.501 (100%)	1.702-1.714 (100%)	1.671-1.684 (90%)	1.657-1.662 (100%)	G
Nm-MZ	KR101	21	Hb > Bt, [Cum, Opx]; Qz		[1.713-1.717 (90%)]	1.671-1.686 (90%)	[1.656-1.658 (30%)]	G
							[1.660-1.665 (70%)]	
Nm-MZ	KR202	20	Hb, [Opx, Cum]; Qz	1.495-1.498 (100%)	[1.715-1.717 (100%)]	1.670-1.689 (100%)	[1.660-1.663 (100%)]	G
Ba-HP2	BAN201	24	Opx > Cpx	1.506-1.508 (80%)	1.714-1.717 (80%)			C
Ba-HP2	AD205	14	Opx > Cpx	1.507-1.511 (90%)	1.711-1.715 (90%)			F
Ba-HP2	AD302	18	Opx > Cpx, [Hb, Bt]	1.505-1.507 (80%)	1.712-1.715 (100%)	[1.682-1.687 (70%)]		F
Ba-HP2	TK101	10	Opx > Hb, Cpx; [Qz]		1.712-1.717 (90%)	[1.665-1.674 (80%)]		I
Ba-HP2	TK302	7	Opx > Cpx, [Hb]; [Qz]		1.715-1.718 (90%)	[1.668-1.671 (100%)]		I
Ad-DK	AD101	16	Opx, Cpx	1.503-1.504 (70%)	1.713-1.716 (80%)			F
Ad-DK	AD102	14	Opx > Cpx	1.503-1.504 (80%)	1.713-1.716 (80%)			F
Ad-DK	AD103	23	Opx > Cpx	1.503-1.505 (80%)	1.711-1.714 (70%)			F
Ad-DK	TK102	10	Cpx > Opx, [Hb]		1.713-1.716 (90%)	[1.675-1.679 (100%)]		I
Ad-DK	TK303	7	Cpx > Opx		1.713-1.716 (90%)			I
Ad-DK	Hm101	1	Opx > Cpx	1.502-1.504 (90%)	1.712-1.714 (90%)			A
Ad-DK	Hm204	2	Opx > Cpx, [Hb]	1.503-1.506 (90%)	1.714-1.718 (50%)	[1.674-1.685 (70%)]		I
					1.701-1.707 (40%)	[1.688-1.693 (20%)]		
Ag-MzP7	IM118	39	Opx > Hb	1.502, 1.511	1.706-1.709 (70%)	1.677-1.681 (40%)		E
Ag-MzP7	Hm203	2	Hb > Opx, [Bt]; [Qz]	1.497-1.502 (60%)	1.702-1.708 (100%)	1.679-1.683 (80%)		K
				1.504-1.508 (40%)				
unknown	Hm202	2	Opx > Cpx, Hb, Bt	1.512-1.515 (80%)	1.703-1.720 (80%)	1.681-1.694 (70%)		A
					1.734-1.737 (20%)	1.670-1.676 (30%)		
Hw-TG	NAS104	36	Opx > Bt, Cpx, [Hb]; Qz	1.496-1.499 (90%)	1.710-1.715 (60%)	[1.675-1.682 (80%)]		E
Hw-TG	Ht108	28	Opx, Hb > Cpx, Bt; Qz	1.495-1.500 (100%)	1.709-1.715 (70%)			A
Hw-TG	AD304	18	Bt > Opx, Hb, [Cum]; Qz		1.705-1.708 (60%)	1.668-1.692 (100%)		A
					1.714-1.717 (30%)			
Hw-TG	AD401	17	Opx > Cpx, [Hb, Bt]; Qz	1.493-1.495 (40%)	1.714-1.717 (80%)	[1.686-1.691 (50%)]		F
Hw-TG	Fk601	3	Bt > Hb, Opx, [Cpx]; Qz	1.494-1.496 (50%)	1.700-1.722 (100%)	1.670-1.690 (80%)		I
				1.497-1.498 (30%)				
Hw-TG	Hm201	2	Hb, Bt > Opx, [Cpx, Cum]; Qz	1.493-1.502 (80%)	1.698-1.742 (100%)	1.673-1.699 (100%)	[1.656-1.659 (40%)]	H
							[1.663-1.667 (60%)]	
Az-SK	Fk402	11	Opx > Cpx	1.510-1.512 (80%)	1.713-1.716 (90%)			I
Az-SK	Fk201	13	Opx > Cpx	1.510-1.512 (60%)	1.713-1.716 (90%)			I
Az-SK	Fk602	3	Opx > Cpx, [Hb, Bt]	1.510-1.512 (60%)	1.706-1.718 (100%)	[1.675-1.689 (60%)]		I
				1.504-1.508 (30%)		[1.706-1.711 (20%)]		
Az-SK	AD305	18	Opx > Cpx, [Hb, Bt]; [Qz]		1.714-1.718 (70%)	[1.672-1.682 (55%)]		A
					1.708-1.711 (25%)	[1.686-1.692 (40%)]		
Az-SK	AD801	19	Opx > Cpx	1.509-1.513 (70%)	1.713-1.716 (100%)			A
				1.504-1.507 (30%)				
Az-SK	TK304	7	Opx > Cpx, [Hb, Cum]; [Qz]		1.713-1.716 (90%)	[1.671-1.702 (100%)]	[1.663-1.665 (100%)]	I
Az-FK	Fk101	12	Opx > Cpx	1.504-1.505 (90%)	1.716-1.719 (90%)			I
Az-FK	AD306	18	Opx > Cpx		1.715-1.721 (100%)			F
Az-FK	Fk501	6	Opx > Cpx, [Ol, Hb]	1.502-1.504 (100%)	1.718-1.722 (90%)	[1.667-1.674 (100%)]		I
Az-FK	TK103	10	Opx > Cpx; [Qz]		1.715-1.718 (70%)			I
					1.720-1.721 (30%)			
Az-FK	TK201	8	Opx > Cpx, [Hb]; [Qz]	1.502-1.504 (80%)	1.719-1.722 (90%)	[1.671-1.701 (100%)]		I
					1.713-1.714 (10%)			
Az-FK	Fk603	3	Opx > Cpx, [Hb, Bt, Ol]; [Qz]	1.503-1.506 (60%)	1.714-1.719 (100%)	[1.667-1.713 (100%)]		I
Iz-Kta	NAS103	36	Hb > Opx, [Bt, Cum]; Qz	1.499-1.501 (80%)	1.710-1.713 (90%)	1.675-1.677 (60%)		E
Iz-Kta	Or202	37	Hb > Opx, [Cpx]; Qz	1.497-1.505 (90%)	1.708-1.713 (90%)	1.675-1.684 (100%)		A
Iz-Kta	Or303	38	Hb, [Cpx, Opx]; Qz		[1.701-1.712 (50%)]	1.673-1.685 (90%)		A
					[1.717-1.721 (30%)]			
Iz-Kta	TK305	7	Hb > Opx, [Cpx, Cum, Bt]; Qz		1.708-1.716 (90%)	1.674-1.677 (100%)	[1.663-1.664 (80%)]	I
Sn-KB	KB-PF	33	Bt, [Cum, Opx]; Qz	1.4968-1.4970 (80%)			[1.670-1.673 (50%)]	C
Sn-KB	NT101	30	Bt, [Hb, Opx, Cum]; Qz	1.495-1.498 (80%)	[1.708-1.710 (80%)]	[1.674-1.691 (90%)]		H
Sn-KB	BAN103	25	Bt, [Cum]; Qz	1.496-1.499 (100%)				C
Sn-KB	TR103	35	Bt; Qz	1.496-1.498 (100%)				E
Sn-KB	601-2-2	27	Bt, [Hb, Opx]; Qz	1.496-1.498 (90%)				E
Sn-KB	AD308	19	Bt, [Hb, Cum, Opx]; Qz	1.496-1.498 (80%)		[1.666-1.683 (100%)]		E
Sn-KB	AD212	14	Bt, [Hb, Cum]; Qz	1.496-1.499 (80%)		[1.668-1.683 (100%)]	[1.657-1.659 (60%)]	E
							[1.666-1.669 (40%)]	
Sn-KB	FK103	12	Bt, [Hb, Opx, Cum]; Qz	1.496		[1.675-1.681 (90%)]	[1.662-1.665 (100%)]	A
Sn-KB	FK301	15	Bt, [Hb, Cum]; Qz	1.493-1.499 (100%)		[1.670-1.681 (70%)]	[1.663-1.667 (100%)]	A
Sn-SK	SK-PF	29	Bt; [Qz]	1.497-1.498 (100%)				C
Sn-SK	AD216	19	Bt, [Hb]; Qz	1.497		[1.669-1.671 (30%)]		A
Sn-SK	FK105	12	Bt, [Hb]; [Qz]			[1.666-1.672 (50%)]		A
						[1.684-1.694 (50%)]		
Sn-SK	FK401	15	Bt, [Hb, Opx]; Qz	1.497-1.501 (90%)	[1.700-1.704 (40%)]	[1.673-1.679 (80%)]		A
					[1.712-1.716 (40%)]			

鉱物組成: Bt = 黒雲母; Cpx = 斜方輝石;
 Cum = カミングトン閃石; Hb = 普通角閃石;
 Opx = 斜方輝石; Qz = 石英; [] = 微量元素
 文献: A = 山元 (2012); B = 山元 (1995); C
 = 山元・須藤 (1996); D = 山元 (1999a); E
 = 山元 (1999b); F = 山元・阪口 (2000); G
 = 山元 (2003); H = 山元・駒沢 (2004); I =
 Yamamoto (2005); J = 山元ほか (2006); K =
 吉川ほか (2010).

露头位置: 第 6. 3 表

第 6. 3 表 露頭位置

番号	地名	1/5万図幅	緯度	経度
1	福島県南相馬市鹿島区南海老	相馬中村	37° 42' 40"N	141° 00' 39"E
2	福島県南相馬市原町区塚原	原町及び大壑	37° 34' 33"N	141° 01' 33"E
3	福島県伊達郡川俣町山木屋	川俣	37° 36' 06"N	140° 40' 32"E
4	福島県田村市船引町風超峠	川俣	37° 31' 38"N	140° 41' 13"E
5	福島県双葉郡葛尾村野川	川俣	37° 30' 17"N	140° 44' 12"E
6	福島県二本松市針道	川俣	37° 35' 36"N	140° 35' 15"E
7	福島県田村市船引町南移	常葉	37° 29' 39"N	140° 38' 17"E
8	福島県田村市船引町西向	常葉	37° 27' 48"N	140° 37' 41"E
9	福島県田村市船引町船引	常葉	37° 27' 21"N	140° 34' 25"E
10	福島県田村郡小野町杉内	常葉	37° 20' 15"N	140° 34' 31"E
11	福島県福島市小田	福島	37° 42' 14"N	140° 26' 03"E
12	福島県福島市蓬萊町二丁目	福島	37° 41' 39"N	140° 28' 04"E
13	福島県福島市松川町佐久間	二本松	37° 38' 33"N	140° 29' 11"E
14	福島県二本松市鉄原町山ノ入ダム	二本松	37° 37' 52"N	140° 25' 00"E
15	福島県二本松市安達ヶ原	二本松	37° 35' 18"N	140° 28' 25"E
16	福島県二本松市安達太良山山頂	二本松	37° 37' 16"N	140° 17' 17"E
17	福島県二本松市血久保	二本松	37° 34' 30"N	140° 20' 48"E
18	福島県安達郡大玉村宮ノ前	二本松	37° 32' 57"N	140° 22' 40"E
19	福島県安達郡大玉村中谷地	二本松	37° 32' 58"N	140° 21' 13"E
20	福島県郡山市日和町芳池	郡山	37° 27' 27"N	140° 22' 38"E
21	福島県郡山市三種田町住ノ内	郡山	37° 20' 56"N	140° 15' 35"E
22	福島県耶麻郡北塩原村早稲沢	吾妻山	37° 43' 55"N	140° 04' 32"E
23	福島県耶麻郡猪苗代町大原	磐梯山	37° 37' 21"N	140° 11' 30"E
24	福島県耶麻郡猪苗代町猪苗代スキー場	磐梯山	37° 34' 37"N	140° 06' 02"E
25	福島県耶麻郡猪苗代町諏訪前	磐梯山	37° 33' 56"N	140° 05' 34"E
26	福島県耶麻郡猪苗代町更科	磐梯山	37° 33' 34"N	140° 01' 21"E
27	福島県須賀川市長沼	長沼	37° 18' 02"N	140° 12' 14"E
28	福島県岩瀬郡天栄村羽鳥	長沼	37° 17' 18"N	140° 03' 43"E
29	福島県大沼郡会津美里町佐賀瀬川	喜多方	37° 30' 25"N	139° 48' 44"E
30	福島県大沼郡会津美里町佐賀瀬川	喜多方	37° 30' 18"N	139° 48' 32"E
31	福島県大沼郡会津美里町旭三奇	会津若松	37° 25' 55"N	139° 49' 56"E
32	福島県大沼郡柳津町塩野	宮下	37° 28' 50"N	139° 44' 41"E
33	福島県大沼郡柳津町松ヶ下	宮下	37° 28' 01"N	139° 43' 28"E
34	福島県大沼郡三島町湯ノ平	宮下	37° 28' 02"N	139° 35' 38"E
35	福島県南会津郡下郷町鶴ヶ池	田島	37° 13' 14"N	139° 51' 51"E
36	栃木県那須郡那須町矢の目ダム	白河	37° 04' 20"N	140° 08' 52"E
37	栃木県那須塩原市東赤田	塩原	36° 54' 49"N	139° 58' 20"E
38	栃木県日光市大室ダム	矢板	36° 43' 07"N	139° 45' 06"E

放射性炭素測年試料・テフラ試料の露頭位置を示す。

I 段丘の指標テフラとなっている (第 6. 3 図)。

砂小原久保田テフラ (Sn-KB)

山元・須藤 (1996) 命名。福島県西部、「宮下」図幅地域内の砂小原カルデラで起きた後カルデラ期噴火の産物で、カルデラ内の火砕流堆積物と東方に分布主軸を持つ降下火砕物からなる (第 6. 10 図; 山元, 1999b; 2012; 山元・駒澤, 2004)。降下火砕堆積物は繊維状軽石型の火山ガラス片の厚めの気泡壁型~ブロック状火山ガラス片の両者が認められ、結晶片としては斜長石・石英・黒雲母・鉄鉱と微量のカミングトン閃石 (第 6. 2 表)、他には微結晶集合体として流紋岩の石質岩片が多量に含まれている。本テフラ (火砕流堆積物) からは 0.22 ± 0.05 Ma のフィッシュトラック年代値が報告されている (NEDO, 1985)。

安達太良水原 1 ~ 3 テフラ (Ad-MH1 ~ MH3)

山元・阪口 (2000) 命名。安達太良火山から 26~20 万年頃頃に相次いで噴出した重プリニー式噴火の降下火砕物群。藤縄ほか (2001) の K-Ar 年代測定によると、この時期には比較的大規模なカルクアルカリ安山岩の溶岩流が相次いで噴出し、箕輪山・僧悟台・勢至平・薬師岳などの台地状地形をなす本火山の主要山体群が形成されている。

水原 1 テフラ (Ad-MH1) は、二本松市安達ヶ原周

辺において層厚 95 cm で平均最大粒径 1.5 cm の淘汰の良い降下火砕堆積物として確認できる (第 6. 3 図)。構成物は暗灰-明灰色や赤褐色の粘土化したスコリアを主とし、白色変質火山岩片を少量伴っている。水原 2 テフラ (Ad-MH2) は、同地点において層厚 31 cm で、平均最大粒径 1.0 cm の赤褐色スコリアからなる。水原 3 テフラ (Ad-MH3) は、同地点において層厚 26 cm で平均最大粒径 7 mm の赤褐色スコリアからなる。

飯綱上樽 a テフラ (Iz-KTa)

鈴木 (2001) 命名。長野県北部の飯綱火山で約 16 ~ 14 万年前に発生したプリニー式噴火の産物で、MIS 6 段丘の指標テフラとなる (鈴木, 2001)。栃木・福島県下で従来、那須野テフラ (鈴木, 1993; 山元, 1999) と呼ばれていたものと同一のテフラである。高位 II 段丘の厚い褐色火山灰土の最下部に挟まれる厚さ 14 ~ 12 cm の粗粒火山灰からなり (第 6. 3 図)、斜長石・石英と黒雲母・普通角閃石・斜方輝石・カミングトン閃石の結晶火山灰と、最大径 2.5 mm の白色軽石細粒火山礫からなる (Yamamoto, 2005; 第 6. 2 表)。

吾妻福島テフラ (Az-FK)

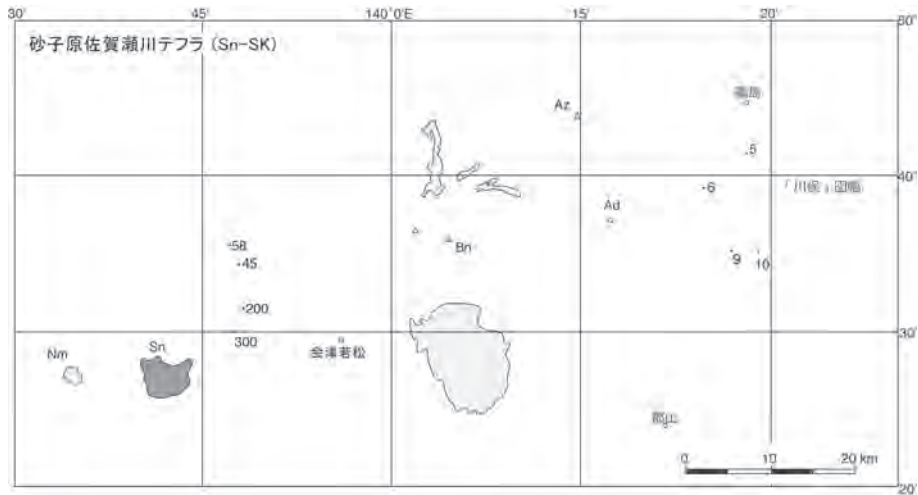
山元・阪口 (2000) 命名。早田・西城 (1987) の福島テフラを再定義。吾妻火山で 14 ~ 13 万年前に発生したプリニー式噴火の産物で、東方へ向かう降下火砕堆積物からなる (山元, 2012; 第 6. 11 図)。本テフラは斜方輝石単斜輝石デイサイトの軽石火山礫からなり、本図幅地域内の層厚は 40 ~ 5 cm である。高位 II 段丘の厚い褐色火山灰土中に挟まれている (第 6. 3 図)。特に二本松市針道周辺で保存が良く、長径 1 mm 前後の斜長石・斜方輝石・単斜輝石の結晶片に富む淘汰の良い基質に、黄色の細粒軽石火山礫を含んでいる。

吾妻佐久間テフラ (Az-SK)

Yamamoto (2005) 命名。吾妻火山で吾妻福島テフラに引き続き発生したプリニー式噴火の産物で、東方へ向かう降下火砕堆積物からなる (山元, 2012; 第 6. 12 図)。本テフラは斜方輝石単斜輝石デイサイトの軽石火山礫からなり、本図幅地域内の層厚は 20 ~ 8 cm である。高位 II 段丘の厚い褐色火山灰土中に挟まれている (第 6. 3 図)。黄色の細粒軽石火山礫からなり、基質に斜長石・斜方輝石・単斜輝石の結晶質粗粒火山灰を伴っている。本テフラの火山ガラスの屈折率は、Az-FK よりも有意に高い (第 6. 2 表)。

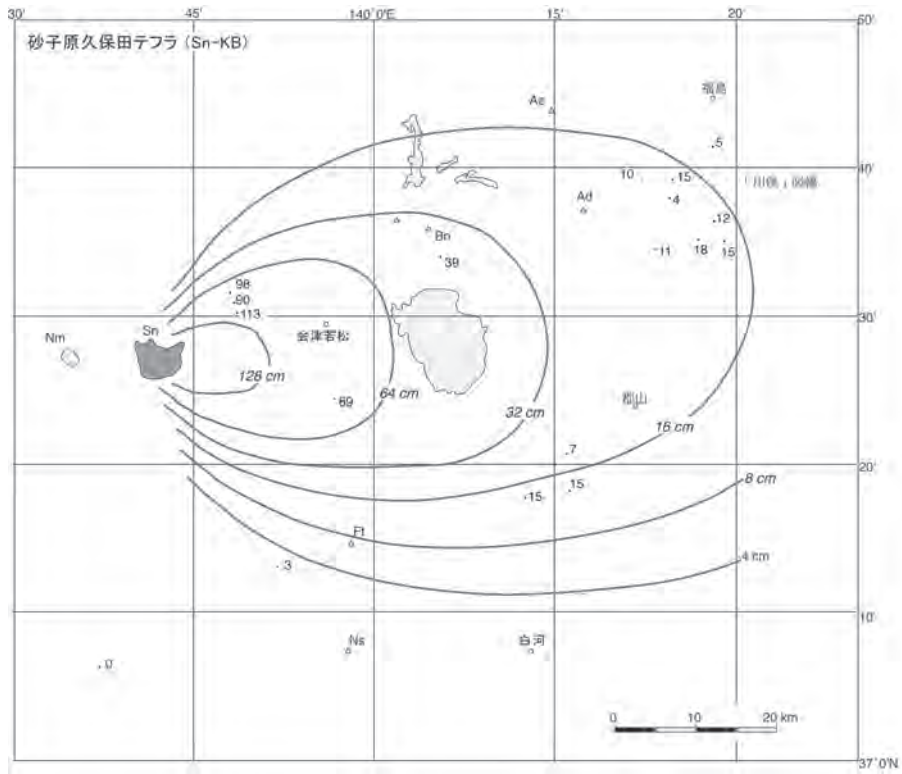
燧ヶ岳田頭テフラ (Hu-TG)

鈴木 (1992) 命名。福島県南西部の燧ヶ岳火山起源と見られるプリニー式噴火の産物で (山元・駒澤, 2004)、福島県白河市~郡山周辺から阿武隈山地の風成層中を経



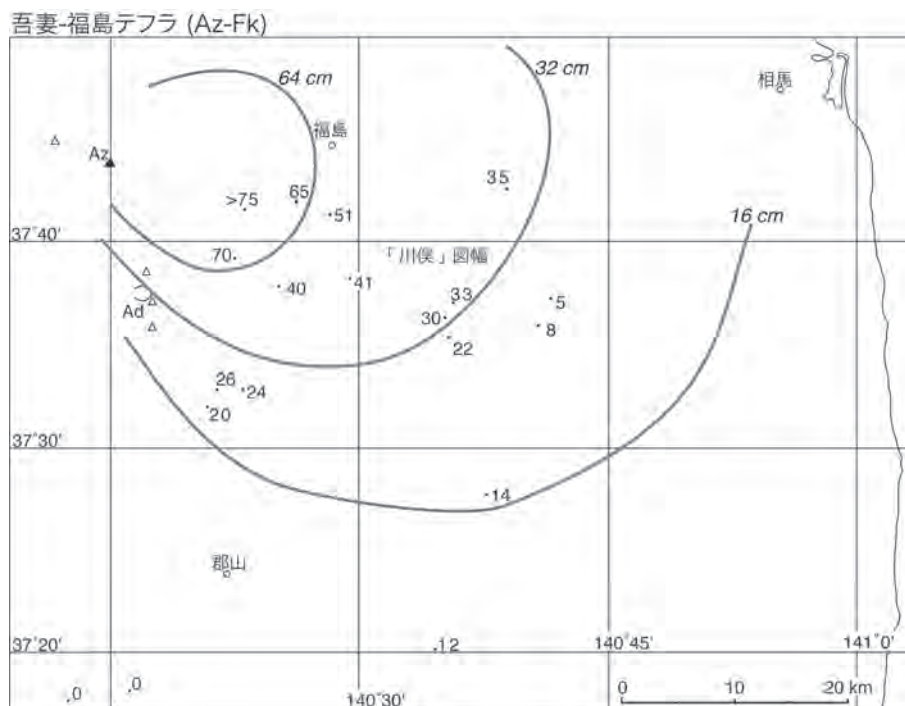
第 6. 9 図 砂小原逆瀬川テフラの層厚分布

数字はテフラ層の厚さで、単位は cm。Ad = 安達太良火山；Az = 吾妻火山；Bn = 磐梯火山；Nm = 沼沢湖カルデラ；Sn = 砂子原カルデラ。山元 (2012) の第 23 図。



第 6. 10 図 砂小原久保田テフラの層厚分布

数字はテフラ層の厚さで、単位は cm。Ad = 安達太良火山；Az = 吾妻火山；Bn = 磐梯火山；Ft = 二岐山火山；Nm = 沼沢湖カルデラ；Ns = 那須火山群；Sn = 砂子原カルデラ。山元 (2012) の第 22 図。



第 6. 11 図 吾妻福島テフラの層厚分布
 数字はテフラ層の厚さで、単位は cm. Ad = 安達太良火山；Az = 吾妻火山. 山元 (2012) の第 13 図.

て浜通りの MIS 5.5 海成層塚原層中に追跡される (第 6. 3 図；鈴木, 1999；Yamamoto, 2005；山元, 2012). 高位 II 段丘の厚い褐色火山灰土中で Ad-DK の直下に挟まれる厚さ 6 ~ 4 cm の粗粒火山灰からなり、斜長石・石英と黒雲母・普通角閃石・斜方輝石・単斜輝石の結晶質火山灰と (少量のカミングトン閃石を伴う)、最大径 8 mm の白色軽石細粒火山礫からなる (第 6. 2 表). 塚原層との関係から、本テフラの噴火年代は約 13.5 ~ 12.5 万年前と考えられている (鈴木, 1999).

安達太良岳テフラ (Ad-DK)

早田・西城 (1987), Kimura (1996) 命名. 安達太良火山の沼ノ平火口で約 11 万年前に起きた大規模なプリニー式噴火の産物で、斜方輝石単斜輝石デイサイト-安山岩の降下火砕堆積物と火砕流堆積物 (湯川及び沼尻火砕流堆積物；阪口, 1995) からなる (山元・阪口, 2000). デイサイトと安山岩は斑晶組み合わせで大きな違いはないものの、前者は繊維状に良く発泡したガラス質石基をもつ白-肌色の軽石、後者はハイアロオフィティック組織の石基を持つ暗灰-黒色スコリアとして産し、両者は時に混合して縞状軽石をつくっている. 降下火砕堆積物は山頂部の沼ノ平火口周辺から、安達太良火山東山麓を経て、福島県の太平洋岸までその分布が追跡できる (第 6. 13 図). 本図幅地域内の層厚は 70 ~ 30 cm で、高位 II 段丘の厚い褐色火山灰土中に挟まれている (Yamamoto, 2005；第 6. 14 図). また、堆積物には逆級化が認められる. 降下火砕堆積物の 16 - 32 - 64

- 128 cm の等層厚線とこれらが囲む面積の関係から見積もった降下堆積物 (密度 0.8g/cm^3) の岩石換算体積は約 1km^3 である (山元・阪口, 2000).

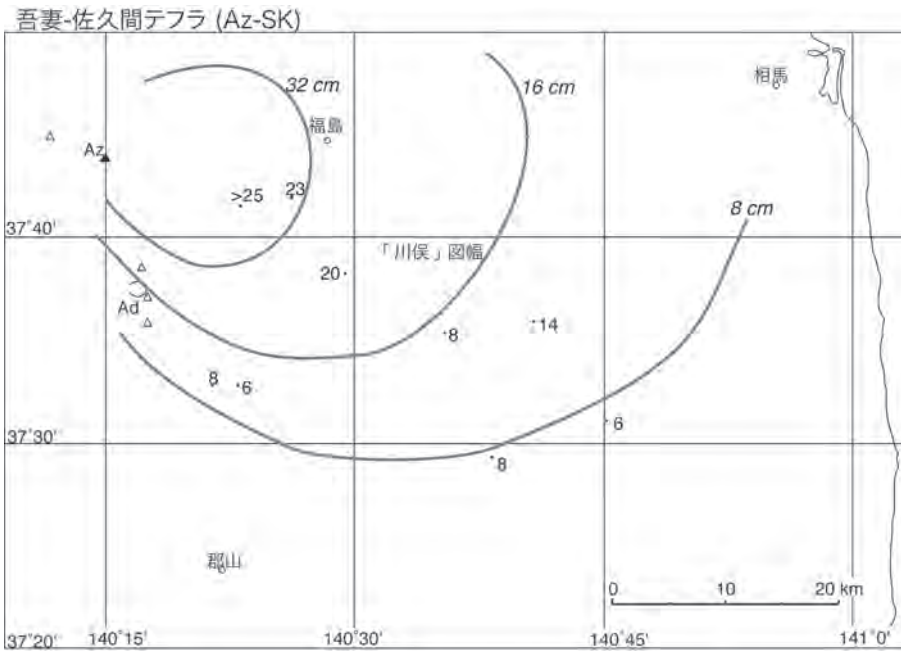
鈴木 (1999) は、福島県原町市塚原の海岸 (「原町・大甕」図幅地域) において、MIS 5.5 の塚原層を覆う河成の小浜面 (鈴木, 1999) 上に本テフラが位置することを示し、小浜面の離水と本テフラの噴出がともに MIS 5.4 であることを示している (第 6. 3 図).

磐梯葉山 2 テフラ (Bn-HP2)

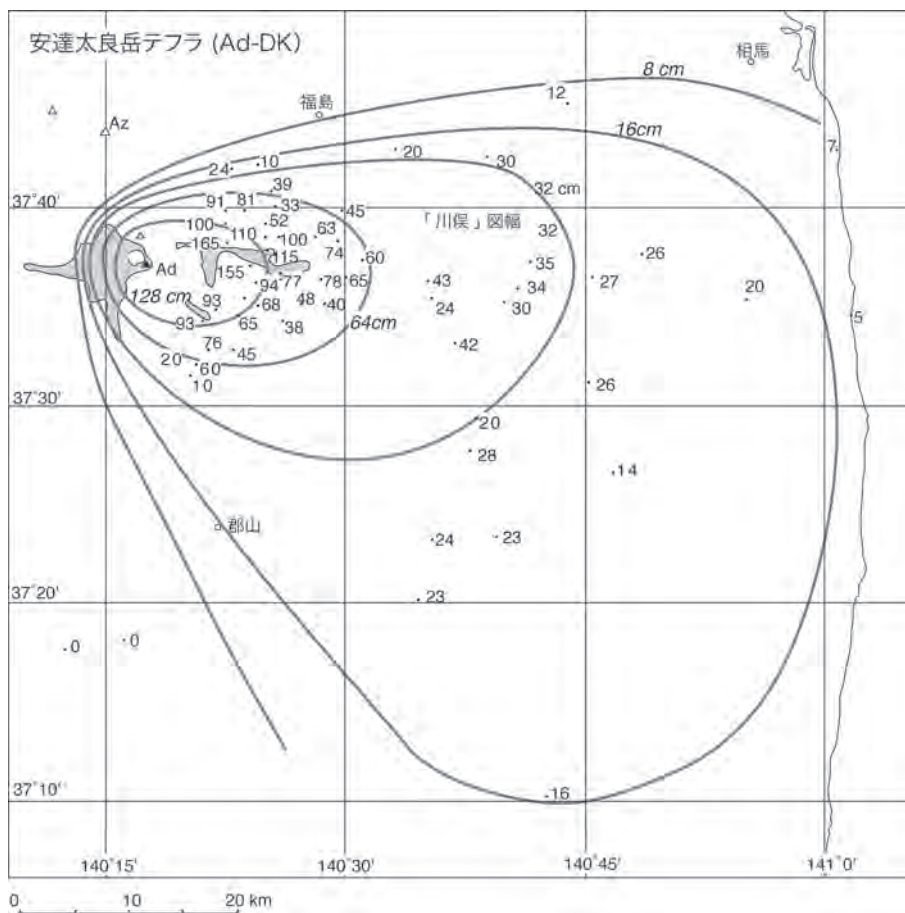
山元・須藤 (1996) 命名. 本テフラは中馬・吉田 (1982) で HP2, 千葉ほか (1994) で葉山 2b 軽石 (HP 2b) とされた降下火砕堆積物と同じもの. 福島県西部の磐梯火山で、約 8 万年前に発生したプリニー式噴火の産物で、東方へ向かう降下火砕堆積物からなる (山元, 2012；第 6. 15 図). 本テフラは斜方輝石単斜輝石デイサイトの軽石火山礫からなり、本図幅地域内の層厚は 20 ~ 5 cm である. 高位 II 段丘や中位段丘の厚い褐色火山灰土中に挟まれている (Yamamoto, 2005；第 6. 3 図). 降下火砕堆積物の 8 - 16 - 32 - 64 - 128 cm の等層厚線とこれらが囲む面積の関係から見積もった降下堆積物 (密度 0.8g/cm^3) の岩石換算体積は約 $3 \times 10^{-1}\text{km}^3$ である.

沼沢水沼テフラ (Nm-MZ)

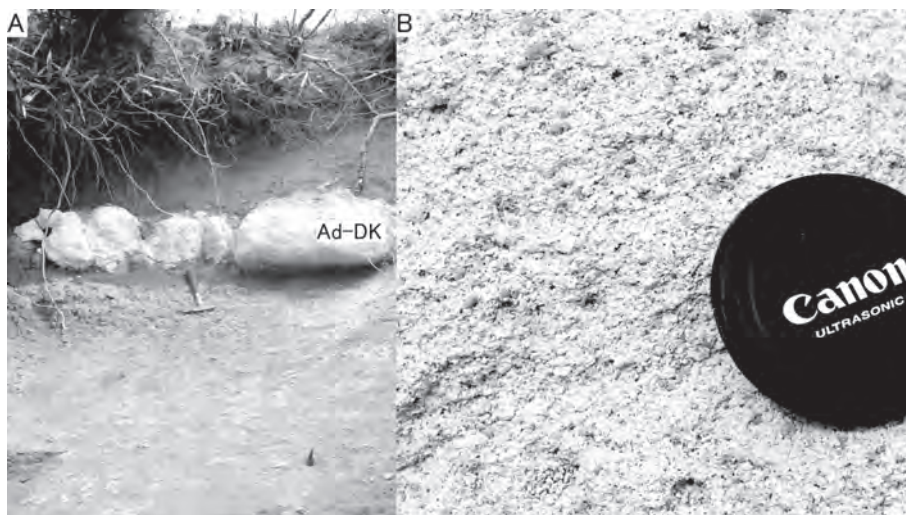
高橋・菅原 (1985), 山元 (1995) 命名. 鈴木・早田 (1994) の沼沢金山テフラと同じもの. 沼沢火山周辺の火砕流堆積物と東方へ向かう降下火砕堆積物からなる. 本図幅地



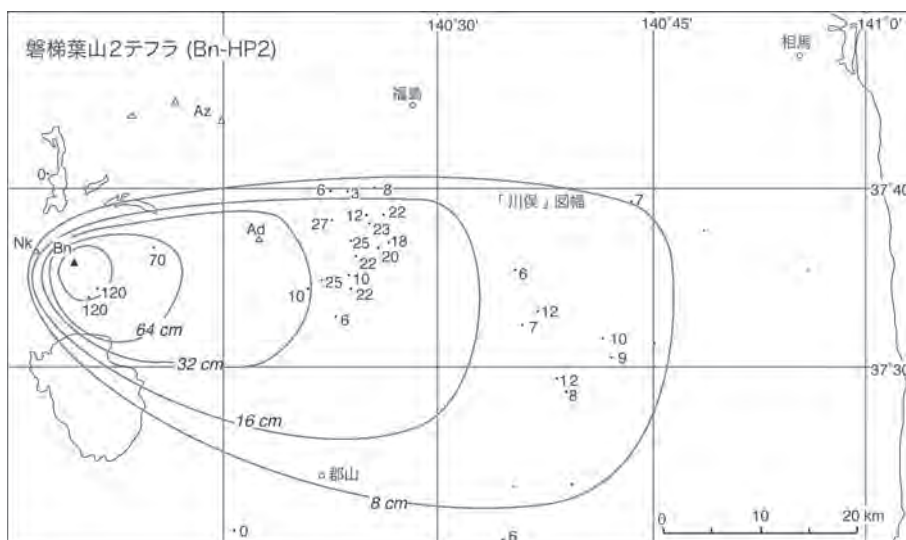
第 6. 12 図 吾妻佐久間テフラの層厚分布
 数字はテフラ層の厚さで、単位は cm. Ad = 安達太良火山；Az = 吾妻火山. 山元 (2012) の第 12 図.



第 6. 13 図 安達太良岳テフラの層厚分布
 数字はテフラ層の厚さで、単位は cm. ハッチ部は岳テフラ火砕流部（湯川及び沼尻火砕流堆積物）の分布を示す. Ad = 安達太良火山；Az = 吾妻火山. 山元 (2012) の第 15 図.



第 6. 14 図 安達太良岳テフラ
 (飯館村飯樋：北緯 37 度 39 分 30 秒，東経 140 度 43 分 16 秒)
 A) 風成層中の安達太良岳テフラ (Ad-DK). B) 安達太良岳テフラの接写. 軽石火山礫からなり，淘汰が良く，火山灰基質を欠く．少量の暗色安山岩軽石を含む.



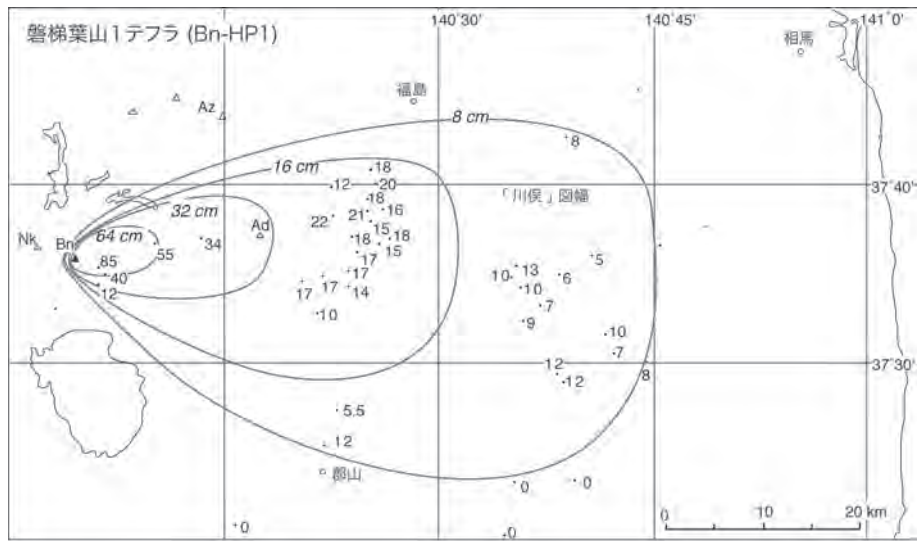
第 6. 15 図 磐梯葉山 2 テフラの層厚分布
 数字はテフラ層の厚さで，単位は cm. Ad = 安達太良火山；Az = 吾妻火山；Bn = 磐梯火山；Nk = 猫魔火山. 山元 (2012) の第 20 図.

域内の本テフラは，厚さ 4 cm 以下の結晶片に富む粗粒火山灰レンズとして Bn-HP2 と Bn-HP1 の間の火山灰土中に産出し (第 6. 3 図)，石英・斜長石に普通角閃石・カミングトン閃石・黒雲母を特徴的に含んでいる (第 6. 2 表)。

本テフラ (火砕流堆積物) からは， 51 ± 14 ka のジルコン・フィッシュトラック年代が得られていた (山元, 1995)。その後，本テフラ噴火による堰止湖堆積物の埋没樹幹からは $48,180 \pm 580$ yBP の AMS 放射性炭素年代が報告され，その暦年代は 5.3 万年前頃と考えられている (山元・長谷部, 2014)。

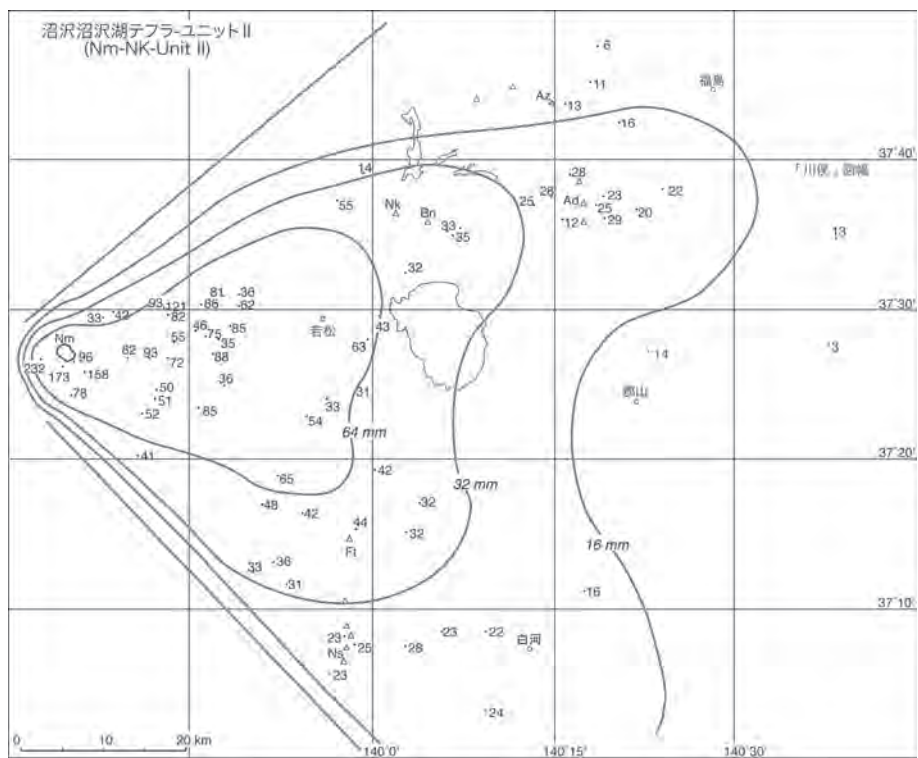
磐梯葉山 1 テフラ (Bn-HP1)

山元・須藤 (1996) 命名。本テフラは中馬・吉田 (1982) で HP1，千葉ほか (1994) で葉山 1b 軽石 (HP1b) とされた降下火砕堆積物と同じもの。福島県西部の磐梯火山で，翁島岩屑なだれ堆積物の発生とほぼ同時に発生したプリニー式噴火の産物で，岩屑なだれ堆積物と指交する火砕流堆積物と東方へ向かう降下火砕堆積物からなる (山元, 2012；第 6. 16 図)。本テフラは斜方輝石単斜輝石デイサイトの軽石火山礫からなり，本図幅地域内の層厚は 16 ~ 5 cm である。高位 II 段丘や中位段丘の厚い褐色火山灰土中に挟まれている (Yamamoto, 2005；第 6. 3



第 6. 16 図 磐梯葉山1テフラの層厚分布

数字はテフラ層の厚さで、単位は cm. Ad = 安達太良火山; Az = 吾妻火山; Bn = 磐梯火山; Nk = 猫魔火山. 山元 (2012) の第 18 図.



第 6. 17 図 沼沢沼沢湖テフラの最大粒径分布

数字はユニット II 降下軽石の平均最大粒径で、単位は mm. Ad = 安達太良火山; Az = 吾妻火山; Bn = 磐梯火山; ; Fi = 二岐山火山; Nk = 猫魔火山; Nm = 沼沢湖カルデラ; Ns = 那須火山群. 山元 (2012) の第 25 図.

図). 降下火砕堆積物の 8-16-32-64 cm の等層厚線とこれらが囲む面積の関係から見積もった降下堆積物 (密度 0.8g/cm^3) の岩石換算体積は約 $2 \times 10^{-1}\text{km}^3$ である.

本テフラからは 42 ka の AMS 放射年代値が得られているが (山元, 2003), これを Fairbanks *et al.* (2005) を使い暦年補正すると 46 cal ka となる (山元, 2012).

沼沢沼沢湖テフラ (Nm-NK)

高橋・菅原 (1985), 山元 (1995) 命名. 沼沢火山から, 西暦紀元前 3400 年頃に噴出した火砕流堆積物と降下火砕堆積物からなり, 給源には沼沢湖カルデラが形成された (山元, 1995; 2003). このテフラはユニット I ~ IV に細分され, 本図幅地域にはこのうちユニット II の降下火砕堆積物が分布する (第 6. 17 図). ただし, 明

瞭な単層として産出することはなく, クロボク土中に最大径 13 mm の斜方輝石普通角閃石デイサイト軽石火山礫がまばらに含まれる層準があるのみである.

榛名ニッ岳伊香保テフラ (Hr-FP)

新井 (1962) のニッ岳浮石層による. 群馬県の榛名火山で紀元 6 世紀中葉に発生したプリニー式噴火の産物で火山周辺の火砕流堆積物と北東方へ向かう降下火砕堆積物からなる (町田・新井, 1992; 山元, 2013). 本図幅地域の本テフラは, Nm-NK の上位にあるクロボク土中に厚さ数 mm 程度の薄層として産出し (第 6. 6 図), 粗粒砂サイズの白色軽石と斜長石・普通角閃石・斜方輝石の結晶片からなる.

第7章 重力異常と密度構造

(村田泰章・牧野雅彦)

7.1 重力データの編集

既存データ 重力データの解析に用いたデータの範囲は、解析範囲の周縁部での精度の悪化を避けるため、当図幅範囲の東西南北をそれぞれ2分ずつ延長した、北緯37°28′～37°42′，東経140°28′～140°47′（日本測地系）とした。この範囲においては、重力基本図の編集を目的とした重力調査（村田ほか，1992）が実施され、ほぼ図幅全域をカバーしている。村田ほか（1992）の調査では、重力測点の位置座標は地形図から読み取り、標高も地形図の独立標高点、等高線から読み取ったものが大部分である。また、1991年と1992年に、筆者らによって、阿武隈地域斑れい岩の構造解析を目的として、移ヶ岳や羽山などの重力調査が実施された（久保・村田，1994）。この調査でも地形図を用いて重力測点の位置を決定しているが、一部は解析図化機での読み取りやGPSの静止測量も導入された。牧野ほか（2001）では、北緯37°35′以南の地域で日本列島を横断する精密重力調査を実施し、上記2つの調査に比べてはるかに多くの測点で重力を測定した。この調査では位置座標と標高の決定にGPS高速静止測量を全面的に採用し、さらに、本図幅の寺坂地域に確認された低重力異常域についても詳細な調査を実施した。

新規調査 これらの既存データでは、図幅の北部地域において測点が十分ではない地域があったため、2013年2月に3日間の期間で新たに68点の調査を実施した。この調査では、主にVRS（仮想基準点）測量により測点の位置を決定した。VRS測量は、数分で数cm精度の測量を実施できるので効率が良い。ただし、GPS衛星の配置が悪い場合や携帯電話の通じない場所では使用することができないため、GPS高速静止測量も行う必要がある。この調査では、68点の内、VRS測量が59点、GPS高速静止測量が8点、水準点での測定が1点であった。

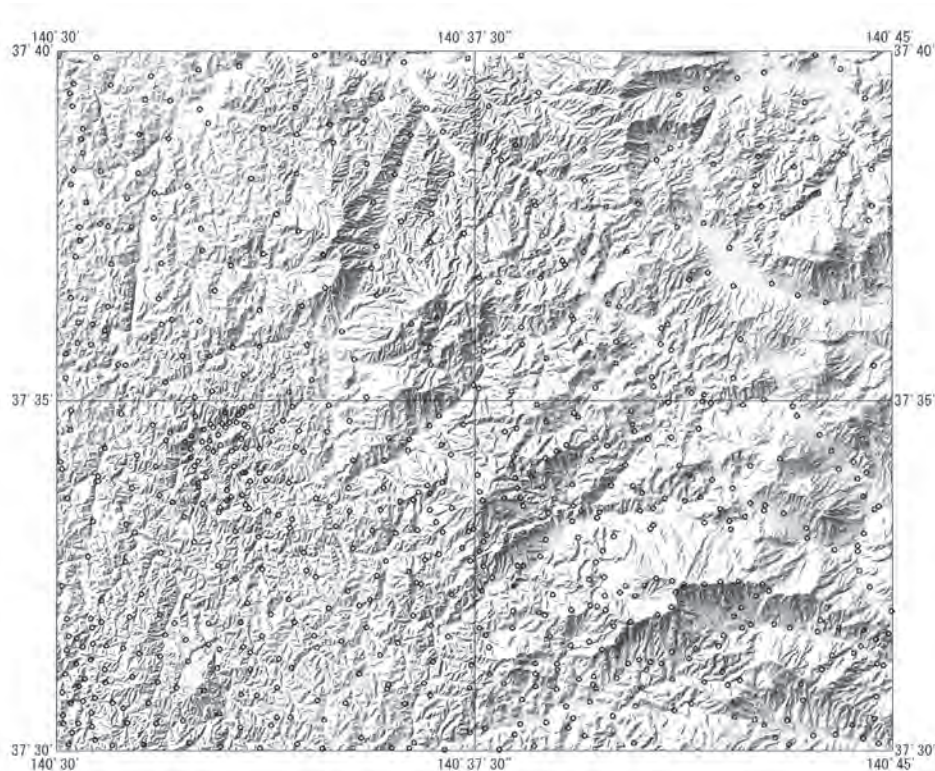
データの統合 重力データの中で、特に標高の決定方法において、地形図の独立標高点、標高コンター値から読み取ったデータ（地形図測点）と、GPSにより高精度に決定したデータ（GPS測点）では、精度に大きな違いが存在する。地形図測点では数mの標高誤差が生じる可能性があるが、GPS測点では、ほぼ10cmの精度で

位置座標と標高が決定されていると考えて良い。両者をそのまま使ったのでは高精度のデータを活かすきれないし、GPS測点だけでは分布に偏りがある。そのため、GPS測点から100m以内にある地形図測点は位置座標、標高の精度が低いため、使用しないこととした。また、測点データにブーゲー異常曲面（スプライン曲面）を当てはめたときに、当てはめ誤差が0.5 mGalを超えると判断した地形図測点を自動的に削除した。さらに、地形図測点のデータにGPS測点の1/30の重みを付けて重力図の作成や解析を行った。最終的に、今回の重力図の編集に用いた重力データの点数は、第7.1表に示す1,405点である。第7.1図に、本図幅の地形陰影図の上に表示した重力測点分布図を示す。

7.2 重力データの処理

データ補正 重力データの地形補正は、解析範囲の中心から60kmの範囲を地形補正の範囲とし、解析範囲内は国土地理院の基盤地図情報10mメッシュ（標高）、解析範囲の外は数値地図50mメッシュ（標高）をそれぞれ使用して、角柱の厳密式により地形補正を行った。遠方での球殻の沈み込みの影響も考慮した。測点の周囲30mについては、地形DEMと測点標高の差の影響が大きくなってしまいうため、測点標高と同じ標高であると仮定した。地形補正以外のブーゲー補正等は、SPECG 1988（地質調査所重力探査グループ，1989）に従い行った。重力データの補正・解析はすべて、世界測地系により処理を行っている。

重力図（ブーゲー異常図） ブーゲー重力図を作成するためには、地殻表層の岩石密度を推定する必要がある。ABIC最小化法（Murata, 1993）は、ランダムに分布する重力測点のブーゲー異常値にスプライン曲面を当てはめ、赤池バイズ型情報量規準ABICの最小化によって、データの当てはまりの良さとスプライン曲面の滑らかさのトレードオフを決定すると同時に平均地殻表層密度を推定する方法である。ABIC最小化法により求めた図幅範囲の地殻表層密度の平均値は2.60 g/cm³であった。そのため、本図におけるブーゲー異常は、仮定密度を花崗岩の一般的な密度である2.67g/cm³に固定してスプライン曲面を当てはめ、得られたスプライン曲面から20m間隔のグリッドデータを作成し、JKGLIB（村田，2007）を用いて重力図の作成を行った。第7.2図は、



第 7. 1 図 地形陰影と重力測点図

国土地理院の基盤地図情報 10 m メッシュ (標高) により作成した図幅地域の地形陰影図に重力測点分布を示した。緯度・経度値は日本測地系の値を示す。

第 7. 1 表 重力図の編集に用いた重力測定の測量方法と点数

調査	測量方法	点数
重力基本図 (村田ほか, 1992)	地形図	184 点
斑れい岩構造調査 (1991, 1992 年)	地形図・図化機	163 点
列島横断 (牧野ほか, 2001)	GPS(高速静止測量)	990 点
新規測定 (2013 年調査)	GPS(VRS 測量)	68 点
合計		1,405 点

ABIC 最小化法で求めた地殻表層密度をそのまま採用して作成したブーゲー異常図である。

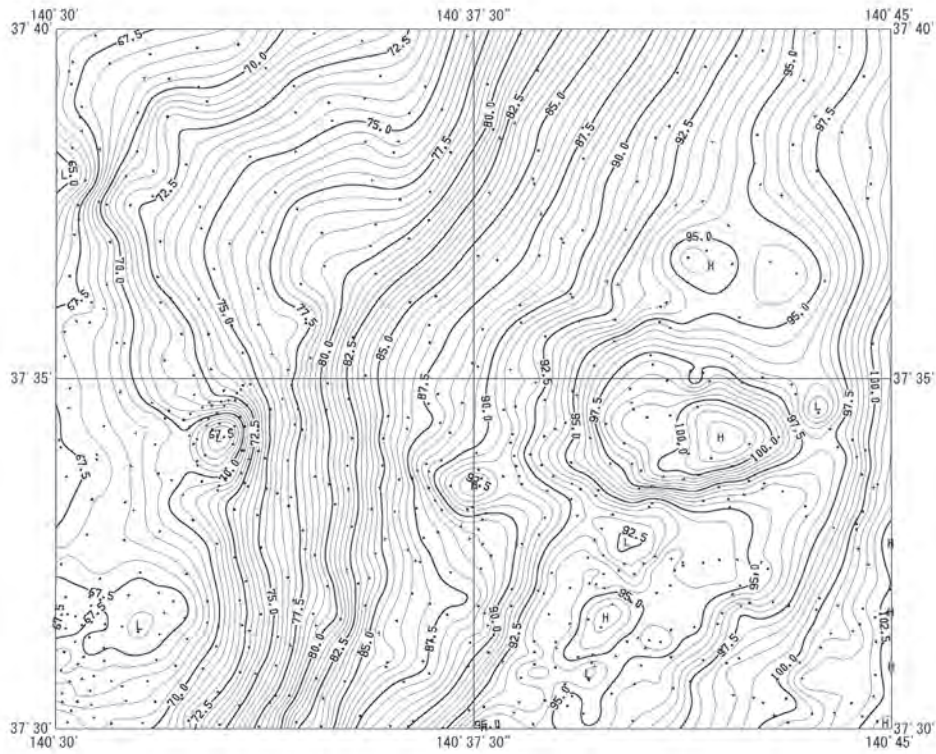
残差重力図 傾向面を取り除き、図幅地域の局所的な異常を見やすくするために、残差重力図を作成した。残差重力図の作成方法にはいくつかの方法があるが、今回は、ABIC 最小化法によるスプライン曲面を使用する方法を用いた。通常の ABIC 最小化法では、スプライン曲面の滑らかさの度合いをデータとの兼ね合いで最適な滑らかさに調整するが、滑らかさの度合いを極端に強くすることで、データの大局的な傾向面を求めることができる。スプライン曲面の滑らかさを制御する、曲面の 1 階微分と 2 階微分の 2 乗和のトレードオフパラメータを、最適な値からそれぞれ 10^3 倍、 10^5 倍にして、得られた曲面を傾向面として採用した (第 7. 3 図)。この傾向面を第

7. 2 図の重力図から差し引いて得られた残差重力図を第 7. 4 図に示す。

7. 3 重力異常の概要

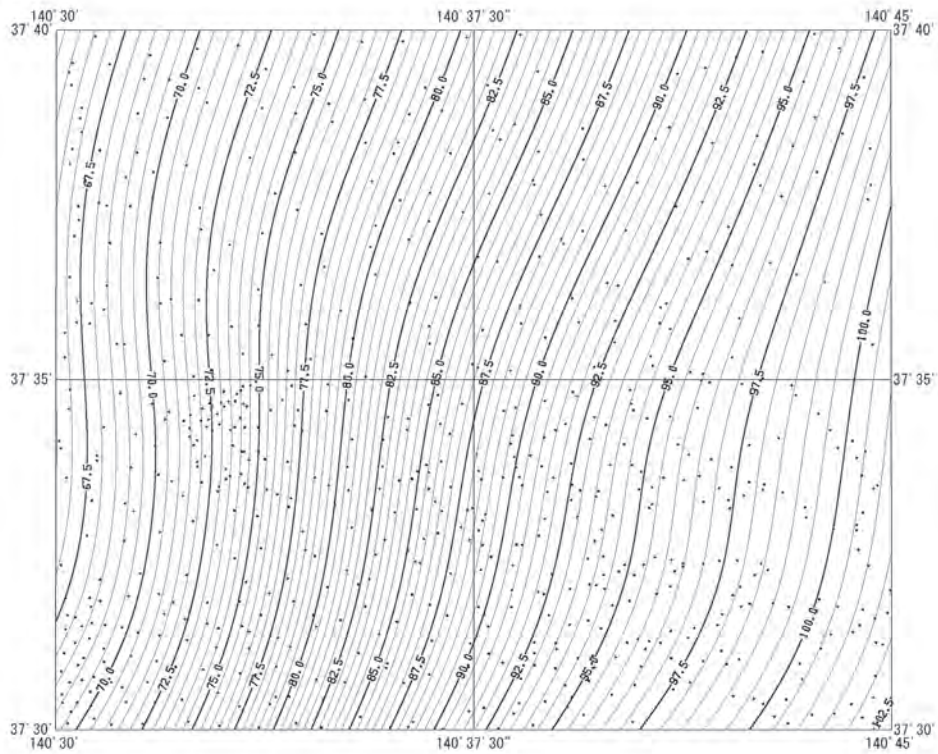
大局的な傾向 この地域の重力異常は、やや北よりの西方から東に向かって徐々に重力値が大きくなる大局的な傾向がある。この大局的な傾向は、東の双葉断層に至るまで続く阿武隈山地高重力異常の一部である。

高重力異常 残差重力図を見ると、高重力異常は、斑れい岩が分布する羽山、白馬石山、南移をピークとして広がっている。もっとも大きな高重力異常は、白馬石山の斑れい岩とその西側に分布する黒雲母閃緑岩の地域で観測される。次に大きな高重力異常は、羽山で観測される



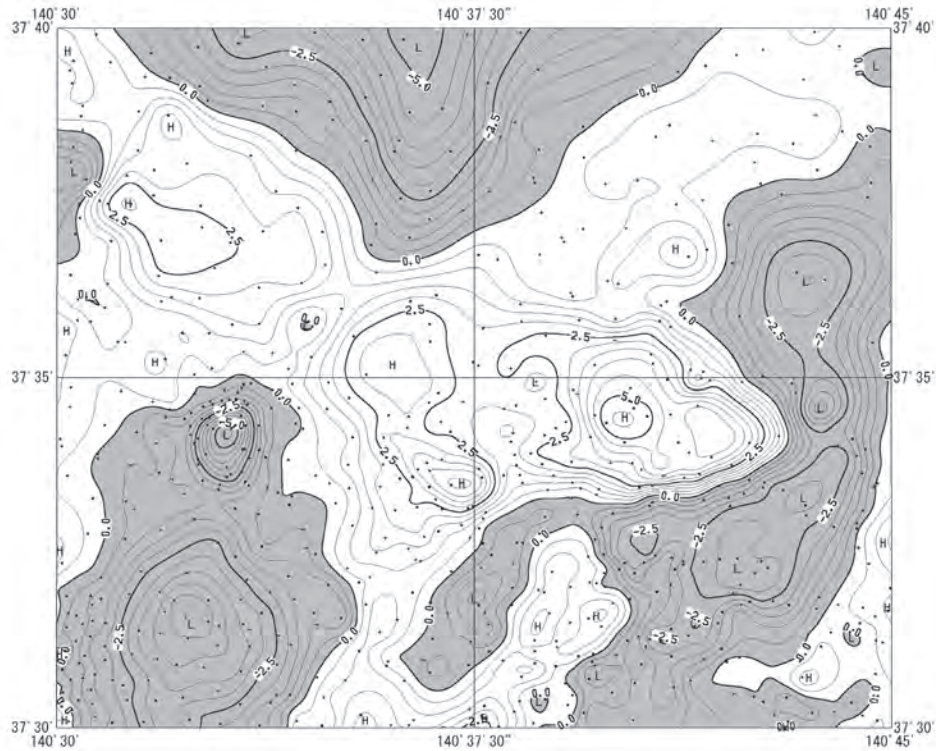
第 7. 2 図 重力異常図

仮定密度： 2.60 g/cm^3 ，コンター間隔： 0.5 mGal ，H：高重力異常，L：低重力異常，黒点：重力測点。



第 7. 3 図 重力傾向面図

重力データに当てはめるスプライン曲面の滑らかさの度合いを強くして求めた。仮定密度： 2.60 g/cm^3 ，コンター間隔： 0.5 mGal ，黒点：重力測点。



第 7. 4 図 残差重力図

第 7. 2 図の重力異常図から第 7. 3 図の傾向面を差し引いて作成した。残差重力が負の部分は灰色で示した。仮定密度： 2.60 g/cm^3 ，コンター間隔： 0.5 mGal ，H：高重力異常，L：低重力異常，黒点：重力測点。

最大値で 5 mGal 程度の重力異常であり，この高重力域は斑れい岩の分布にほぼ対応している。

低重力異常 低重力異常は，図幅南西部の新期花崗岩の分布に対応する低重力異常と川俣町市街南部の低重力異常を確認することができる。牧野ほか (2000, 2001) でも指摘している寺坂貫入火砕岩 (第 5 章 5. 4 参照) の低重力異常は顕著であり，重力異常の差は約 5 mGal である。寺坂地域だけではなく，図幅北西部に存在する岩倉層でも低重力異常が確認できるが，寺坂地域ほど重力データが十分ではないため，その形状は明瞭ではない。

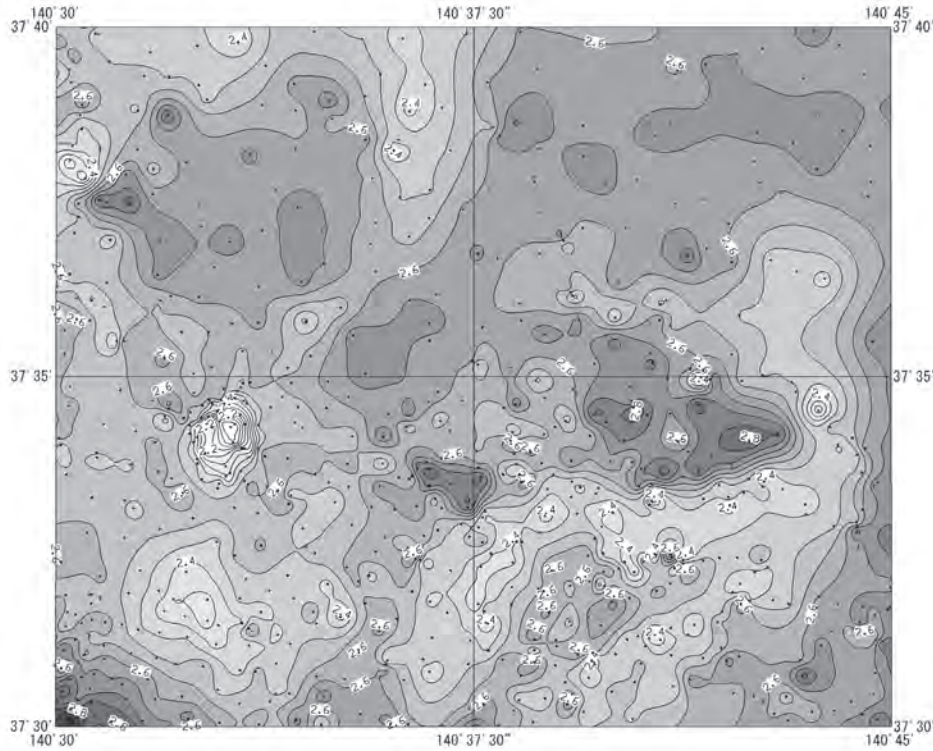
急変帯 第 7. 2 図の重力異常図で，図幅の北部中央から南下するように重力コンターの間隔が密な地域 (重力異常の急変帯) が確認される。これは，傾向面の若干の変化に，上で述べた低重力異常の縁が重なっているためであると思われる。

7. 4 表層密度分布の推定

方法 表層密度分布の推定は，ABIC 最小化法による地殻表層密度の推定を 2 次元メッシュに拡張した方法 (Nawa *et al.*, 1997) をベースとする。Nawa *et al.* (1997)

の方法では，密度を推定するそれぞれのメッシュに十分な数の測点が含まれている必要があるため，メッシュサイズを小さくして解像度を上げることができない。そのため，隣り合うメッシュの密度値の差を小さくするという制約条件を付けることで，メッシュサイズを小さくして密度推定の分解能を上げることを可能にする方法を開発した (村田ほか, 2010)。この方法は重力データから密度構造を求めるインバージョンの一種であり，海水準面から地表面の高さの角柱が水平方向に配列しているモデルにおいて，各角柱の密度値を推定することができる。今回の解析では，角柱の水平サイズは $200 \text{ m} \times 200 \text{ m}$ とした。データの当てはまりの良さとスプライン曲面の滑らかさ，さらに角柱の密度差の小ささまでのトレードオフ・パラメータを自動的・客観的に推定する方法はまだないため，結果を見ながらの試行錯誤で決定している。密度推定の結果を第 7. 5 図に示す。

結果 本図幅範囲に広く分布する花崗閃緑岩には，表層密度が 2.5 g/cm^3 の分布域が対応している。 2.7 g/cm^3 以上の高密度が推定されている箇所は，白馬石山，羽山，移ヶ岳斑れい岩体が分布する地域と良く対応している。新期花崗岩の分布域では，平均的な花崗岩の密度値よりも低い 2.35 g/cm^3 から 2.6 g/cm^3 の密度が推定されて



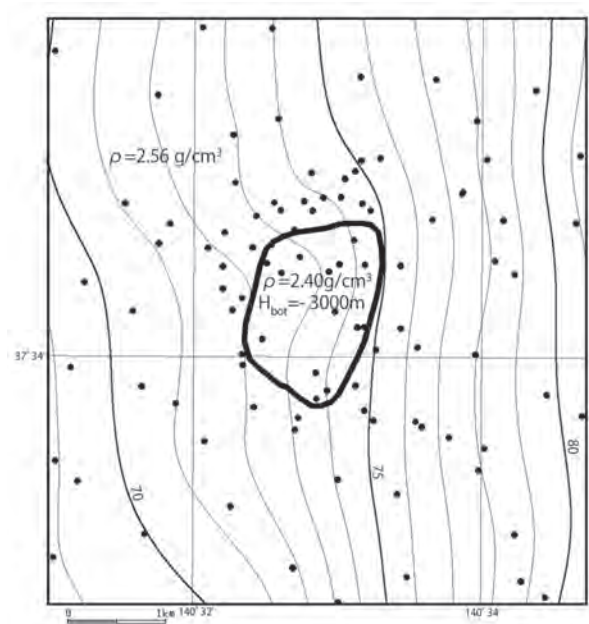
第7.5図 重力データより推定した地殻表層密度分布図
 コンター間隔：0.05 g/cm³.

いる。この地域でもっとも低い密度が推定されているのは、寺坂貫入火砕岩に対応する地域であり、ほぼ同火砕岩の分布と対応するように局所的な低密度域として推定されている。

7.5 3次元構造

この地域は、阿武隈花崗岩類の上に高密度の斑れい岩がルーフペンダントとして分布したり、低密度の火砕岩が貫入したりするような構造のため、2層構造モデル解析のような重力データ解析は適さない。図幅の全域を、同一のモデルで解析することはできないため、ここでは、寺坂貫入火砕岩と羽山斑れい岩の2岩体に絞って3次元解析を実施した。

寺坂貫入火砕岩 寺坂地域に分布する寺坂貫入火砕岩を中心とする南北方向6.0 km、東西方向5.5 kmの範囲において、寺坂貫入火砕岩の地表分布を鉛直方向に拡張する柱状モデルを想定した(第7.6図)。寺坂貫入火砕岩の下面標高を海水準面から徐々に下げていき、それぞれの標高で寺坂火砕貫入岩の岩石密度とその外側の地域の岩石密度をABIC最小化法で求めた。その結果、下面標高が-3000 m程度までは重力異常図が徐々に滑らかになっていく(ABICが小さくなっていく)ものの、それ以下の標高では重力異常図の滑らかさは大きく変化しなくなった。下面標高を-3000 mとした時の、寺坂火砕

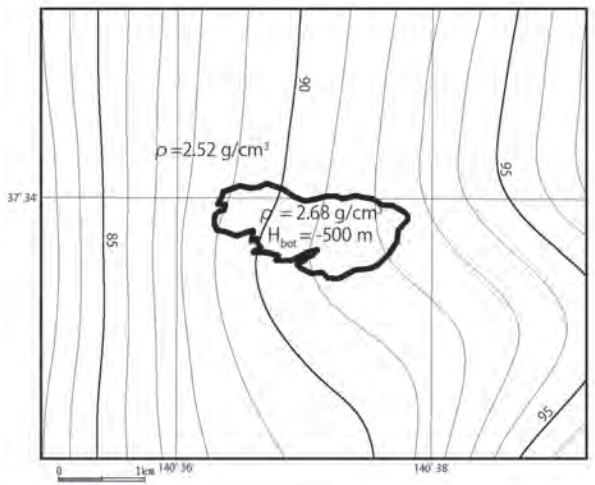


第7.6図 寺坂貫入火砕岩分布域の3次元構造モデルと重力異常
 太い実線は、本図幅地質図の寺坂貫入火砕岩分布境界を示す。 ρ はそれぞれの岩体の推定密度、 H_{bot} は寺坂貫入火砕岩の柱状モデルの下面標高を示す。重力異常のコンター間隔は1 mGal.

貫入岩の岩石密度とその外側の地域の岩石密度はそれぞれ、 2.40 g/cm^3 、 2.56 g/cm^3 であった。

羽山斑れい岩体 同様に、羽山斑れい岩体を中心とする南北方向 5.2 km 、東西方向 6.3 km の範囲で、羽山斑れい岩体の地表分布を鉛直方向に拡張する柱状モデル

を想定した（第 7. 7 図）。羽山斑れい岩体の下面標高を $+400 \text{ m}$ から徐々に下げていった時、ABIC は -500 m あたりから大きく変化しなくなった。下面標高を -500 m とした時の、羽山斑れい岩体とその周囲の岩石密度はそれぞれ、 2.68 g/cm^3 、 2.52 g/cm^3 であった。重力データが少なく 3 次元モデルの推定精度は高くないが、羽山斑れい岩体がルーフペンダントとして阿武隈花崗岩の上に分布するという構造は、重力データと矛盾が無いことが分かった。



第 7. 7 図 羽山斑れい岩分布域の 3 次元構造モデルと重力異常
太い実線は、本図幅地質図の羽山斑れい岩分布境界を示す。 ρ はそれぞれの岩体の推定密度、 H_{bot} は羽山斑れい岩の柱状モデルの下面標高を示す。重力異常のコンター間隔は 1 mGal 。

第8章 地質構造

(山元孝広・久保和也)

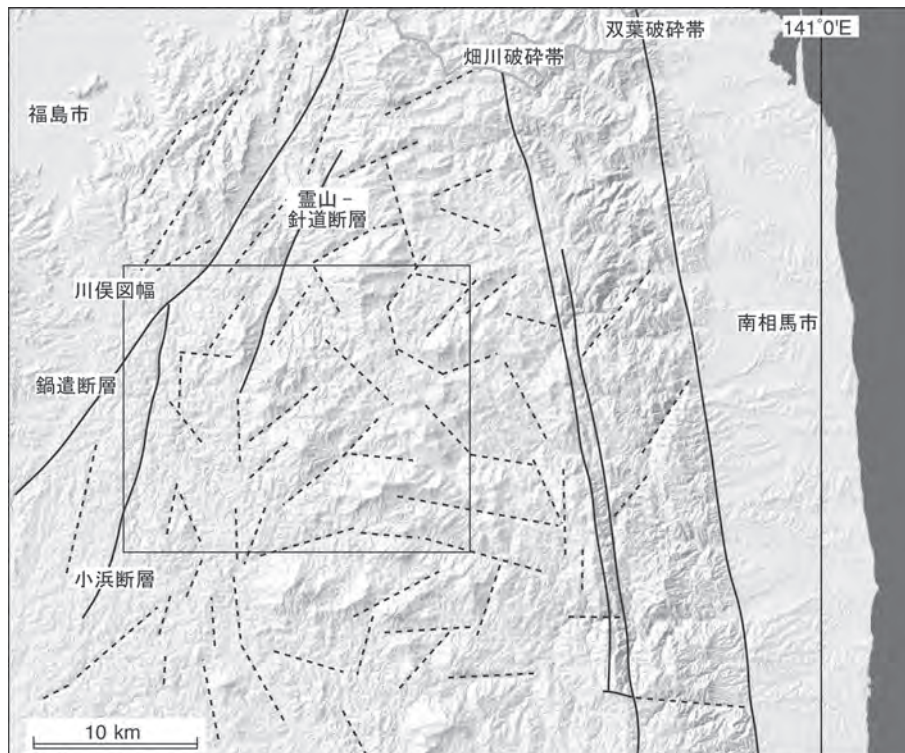
本図幅地域内には北東-南西，東南東-西北西，北北東-南南西，北西-南東のリニアメントが一様に分布し，水系の分布パターンを規制している（第8.1図）。ほとんどのリニアメントの長さは10 km以下であるものの，図幅地域北西部の飯野町を通る北東-南西方向のもの，飯野ダムから阿武隈川沿いに二本松市小浜に伸びる北北東-南南西のもの，中央部の二本松市針道から川俣町の広瀬川沿いに伸びる北北東-南南西のものはその長さが10 kmを超え，明瞭な破碎帯を持つ地質断層（鍋遣断層，小浜断層，霊山-針道断層）と一致している。

鍋遣断層

八島（1962）命名。北隣「保原」図幅地域の福島県伊達町霊山町鍋遣付近から本図幅地域の飯野町まで伸びる北東-南西走向の断層で，その長さは30 kmを超える（第8.1図）。「保原」図幅地域内では西落ちの正断層として基盤の前期白亜紀花崗岩類と中新統霊山層に変位を与えている（八島ほか，1990）。本図幅地域では断層の水平分布位置を示す連続露頭は確認していないが，中新統岩

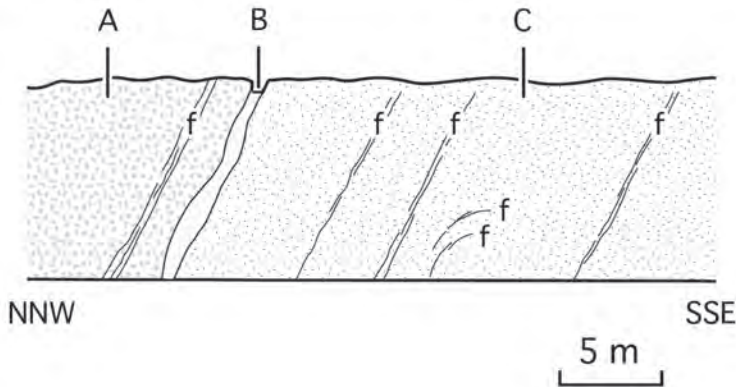
倉層に対して西落ちの変位を与えていると地層の分布からは判断される。

鍋遣断層と考えられる断層の垂直断面は，福島市飯野町滝袋における，幅約50 mに及ぶマサ化した西向きの急斜面露頭で観察される（第8.2図）。本露頭ではN40°~46° E，62°~75° Nの方位を示す幅約25~50 cmの角礫含有灰黒色微細粒岩層（第8.2図のB）を境に，その北側に細粒角閃石黒雲母閃緑岩（同図のA），南側に中粒角閃石黒雲母花崗閃緑岩（同図のC）が分布する。両岩石とも片状化し，両者の境界部近傍ではカタクラサイト化が顕著で径数cmから50 cm前後の角礫が認められる。また局所的な変形・破断集中域が数条認められる（同図のf）。角礫含有灰黒色微細粒岩層は，灰黒~黒色緻密な基質部と，その中に散在する花崗閃緑岩の角礫（多くは径数mm~数cm，最大で10 cmに及ぶ）で構成される。この基質部には色調の差（灰黒色と黒色）で示される細かい面状の組織が部分的に発達し，角礫もそれと調和的なレンズ状をなすものがある。角礫含有灰黒色微細粒岩層南縁の花崗閃緑岩との境界部では剪断変形によ



第8.1図 阿武隈山地北部の地質構造図
太実線は地質断層，破線は主要なリニアメントを示している。

(1)



第 8. 2 図 鍋遣断層の露頭 (福島市飯野町滝袋)

(1) 露頭のスケッチ

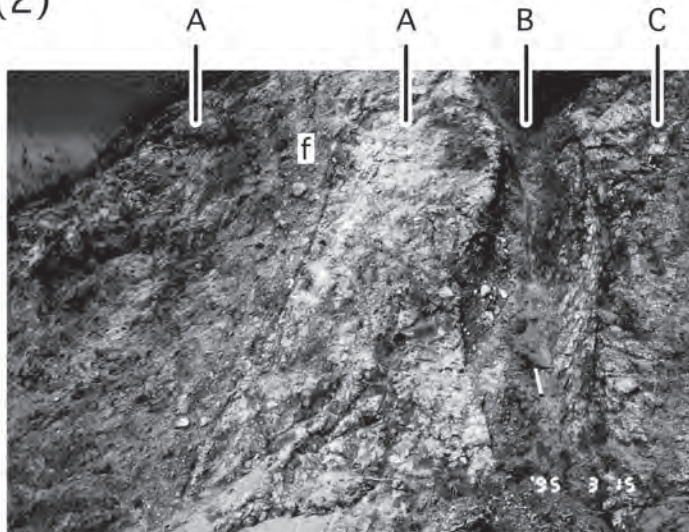
(2) 露頭写真 ((1) 露頭スケッチの左 1/3 の範囲)

露頭は N 20° W 方向, 西向きの急斜面 A と C は全般に片状構造が顕著で, 細かい破断面が発達する. B の近傍ではカタクラサイト化が顕著である. B は細粒角閃石黒雲母閃緑岩と中粒角閃石黒雲母花崗閃緑岩の境界部に発達する強片状部で, 径数 mm から最大で径 10 cm 前後の花崗閃緑岩の角礫とその間を埋める灰黒色緻密な基質部から成る.

B 中の C との境界付近では, 急立する B-C 境界面 (N 40° ~ 46° E, 62° ~ 75° N) と斜交する, より緩傾斜の細かい破断面の発達が発達する. f の破断面間や破碎岩片間は B の基質部と同様の灰黒色緻密な微細粒岩で埋められている.

A: 細粒角閃石黒雲母閃緑岩, B: 角礫含有灰黒色微細粒岩層, C: 中粒角閃石黒雲母花崗閃緑岩, f: 圧碎構造と破断の集中域.

(2)



と思われる細かい破断面が発達し, 岩層境界と低角で斜交するその方位から推定される垂直方向の変位は, 北西側が下向きである. 角礫含有灰黒色微細粒岩層の灰黒~黒色緻密な基質部は変形・破断集中域 (f) の破断面間や破碎岩片間にも分布している. その産状や岩石学的特徴は「浪江及び磐城富岡」図幅 (久保ほか, 1994) 地域の圧碎岩含有岩脈に似ている.

小浜断層

飯野ダムから阿武隈川沿いに二本松市小浜に伸びる北北東-南南西走向の谷沿いに, 幅数 m の顕著な前期白亜紀花崗岩類中の破碎帯として確認できる. リニアメントとしては更に南の「郡山」図幅地域内の三春町まで追跡でき, その長さは 20 km に達する. 本断層と阿武隈山地の侵食小起伏面との関係に着目すると, 本図幅地域

内では舞木面と針道面 (小池, 1968), 南西隣の「郡山」図幅地域内では三春面と船引面 (小池, 1968) のおおよその境界と本断層は一致しており (第 1. 2 図), 後期中新世の侵食小起伏面形成後に東隆起の変位が起きた可能性が大きい.

霊山-針道断層

八島 (1962) 命名. 北隣「保原」図幅地域の福島県伊達町霊山町石田付近から本図幅地域の二本松市針道まで伸びる北北東-南南西走向の断層で, その長さは 20 km 程度である. 「保原」図幅地域の新第三系の変位から, 大局的には西落ちの正断層と考えられている (八島ほか, 1990). 針道付近では並行して走る少なくとも 2 本の幅数 m の破碎帯が深成岩類中に認められる.

第9章 地震活動及び活構造

(山元孝広)

「川俣」図幅地域を震源とする被害地震はこれまで記録されておらず、活断層と認定された断層も本図幅地域内にはない(第9.1図:地震研究推進本部,1997)。本図幅地域を含む阿武隈山地北部は、もともと深さ30 kmよりも震源の浅い地震がほとんど起きない地域である。

一方、本図幅地域では太平洋沖のプレート境界で大地震が発生した際には、強い地震動を受ける場合がある。例えば2011年3月11日のM9の東北地方太平洋沖地震の際には、震度6弱～5強の揺れが記録されている。また、1978年6月12日のM7.4の宮城県沖地震の際には、震度5～4の揺れが記録されている。



第9.1図 1/20万地質図幅「福島」地域内に分布する活断層の位置

「川俣」図幅地域内には、活断層と認定される断層はない(地震研究推進本部,1997;久保ほか,2003)。

第10章 応用地質

(久保和也)

10.1 珪石・長石

本図幅地域中央部に位置する二本松市大綱木の口太山(842 m)の山頂付近及び同市戸沢の白猪森(712 m)の南東斜面において、昭和10年代から30年代にかけて珪石と長石が採掘されている(安斎(1950)など)。これらは花崗岩類中に分布するペグマタイト脈に産するもので、光学用ガラスの原料や陶磁器原料として用いられた。現在は全て閉山している。

10.2 石材・砕石

本図幅地域内には花崗岩質岩が広範に分布するため、石材や砕石としての利用を目的として、古くよりそれらの採取が行われて来た(久保, 1991)。

石材としては、本地域内東半部に分布する中粒黒雲母花崗岩及び細粒白雲母黒雲母花崗岩(花塚山岩体)、中粒黒雲母花崗岩(戦山岩体)、中粒角閃石含有黒雲母花崗閃緑岩(日山岩体)、本地域南西端の岩代町初森地域に分布する細粒白雲母黒雲母花崗岩を対象として採石場

が稼行されてきた。現在はその殆どが休止もしくは廃止の状態にあるが、花塚山岩体では現在も数カ所で採石が行われている。なお、本項での「現在」は2011年3月の東北日本太平洋地震発生直前の状況を指す。

この他に、本地域内中央南部に位置する羽山の山体中腹から山頂にかけて、多数の採石場跡が分布している。それらは羽山斑れい岩体を構成する斑れい岩を対象として1958年から1985年頃まで採石していたもので(戸沢石の名で出荷(中江, 1978))、現在はすべての採石場が操業を廃止している。

砕石としては、花崗岩が風化して出来たマサ土が、建築用建材・土木工事用資材等として採取されている。川俣町市街地北部や二本松市市街地東部で採取されているが、その殆どは本図幅地域の範囲外である。本図幅地域内では、二本松市百目木字広平で現在稼働中である。地点毎のマサ土の採取は一般に短期かつ小規模であるため、地質図には個々の位置を表示していない。

本図幅地域内の石材及び砕石の採石場は、2011年3月の東北日本太平洋地震発生以降、全てが休止もしくは廃止の状態におかれている(2013年12月時点での状況)。

文 献

- 新井房夫 (1962) 関東盆地北西地域の第四紀編年. 群馬大紀要 自然科学編, vol. 10, p. 1–79.
- 安斎俊男 (1950) 福島県口太山白珪石・長石鉱床に就て. 地調月報 vol. 1, p. 24–26.
- Bassinot, F.C., Labeyrie, L.D., Vincent, E., Quidelleur, X., Shackleton, N.J. and Lancelot, Y. (1994) The astronomical theory of climate and the age of the Brunhes-Matuyama magnetic reversal. *Earth Planet. Sci. Lett.*, vol. 126, p. 91–108.
- 千葉茂樹 (2010) 福島県川俣町に出現した新露頭の玄武岩岩脈群. 地球科学, vol. 64, p. 95–98.
- 千葉茂樹・木村純一・佐藤美穂子・富塚玲子 (1994) 福島県磐梯火山のテフラローーム層序と火山活動史. 地球科学, vol. 48, p. 223–240.
- 地質調査所重力探査グループ (中塚 正・広島俊男・駒澤正夫・牧野雅彦・須田芳朗・村田泰章) (1989) 地質調査所重力補正標準手順 SPECG 1988 の処理プログラム. 地質調査所研究資料集, no. 137, 49 p.
- 中馬教允・吉田 義 (1982) 磐梯山南麓の地質について. 福島大特定研, 猪苗代湖の自然, 研究報告, no. 3, p. 21–32.
- 永広昌之・蟹沢聰史・竹中陽二郎 (1989) 阿武隈山地中央部大滝根山西方に分布する先第三系滝根層群. 福島県立博物館紀要. No. 3, p. 21–37.
- Fairbanks, R.G., Mortlock, R.A., Chiu, T.-C., Cao, L., Kaplan, A., Guilderson, T.P., Fairbanks, T.W., Bloom, A.L., Grootes, P.M. and Nadeau, M.-J. (2005) Radiocarbon calibration curve spanning 0 to 50,000 years BP based on paired $^{230}\text{Th}/^{234}\text{U}/^{238}\text{U}$ and ^{14}C dates on pristine corals. *Quaternary Sci. Rev.*, vol. 24, p. 1781–1796.
- 藤巻宏和・宮嶋 敏・青木健一郎 (1991) 南部阿武隈山地の宮本複合岩体の Rb–Sr 年代. 岩鉱, vol. 86, p. 216–225.
- 藤縄 明彦・林 信太郎・梅田 浩司 (2001) 安達太良火山の K–Ar 年代: 安達太良火山形成史の再検討. 火山, vol. 46, p. 95–106.
- 藤田至則・岡 重吉 (1954) 福島県霊山村・梁川町付近の第三系について. 東京教育大学理学部地質学鉱物学教室研究報告, no. 3, p. 55–65.
- 藤田至則・辻川正昭 (1960) 相馬市西方の中新統の諸問題—北部阿武隈の第三系の研究 (その 7). 地質雑, vol. 66, p. 363–370.
- 深沢丈夫・大貫 仁 (1972) 北部阿武隈山地のはんれい岩について. 岩鉱, vol. 67, p. 1–10.
- 後藤淳一 (1991) 阿武隈変成帯, 御斎所変成岩と竹貫変成岩の境界部の地質学的岩石学的研究 (手記, 千葉大学修士論文)
- 地震調査研究推進本部地震調査委員会 (1997) 日本の地震活動: 被害地震から見た地域別の特徴. 391 p.
- 亀井淳志・高木哲一 (2003) 福島県船引町周辺に分布する阿武隈花崗岩類の地質と岩石記載. 地質雑, vol. 109, p. 234–251
- 亀井淳志・高木哲一・久保和也 (2003) 福島県安達郡日山周辺に分布する阿武隈花崗岩類の地質と岩石記載. 地調研報, vol. 54, p. 395–409
- 金谷 弘・大熊茂雄 (2007) 物理定数から見た白亜紀—古第三紀花崗岩類—その 2. 東北地方南部. 地調研報, vol. 58, p. 239–252.
- Kimura, J. (1996) Near-synchronicity and periodicity of back-arc propagation of Quaternary explosive volcanism in the southern segment of northeastern Honshu arc, Japan: a study facilitated by tephrochronology. *Quaternary International*, vol. 34–36, p. 99–105.
- 木村和雄 (1994) 阿武隈高地北部の侵食小起伏面と後期新生代地形発達史. 季刊地理学, vol. 46, p. 1–18.
- 北村 信・鈴木敬治・小泉 格・小林良明・和久紀生・大山広喜・新妻信明・白田雅朗・小原繁夫 (1965) 福島県 5 万分の 1 地質図幅, 猪苗代湖東方地域. 福島県 66 p.
- 小池一之 (1968) 北阿武隈山地の地形発達. 駒沢地理, no. 4/5, p. 109–126.
- Koike, K. (1969) Geomorphological development of the Abukuma Mountains and its surroundings, Northeast Japan. *Japan. Jour. Geol. Geogr.*, vol. 40, p. 1–24.
- 昆 慶明・高木哲一 (2012) ジルコンの U–Pb 年代を用いた阿武隈花崗岩類の新期—古期貫入関係の再検討. 日本地質学会第 119 年学術講演会演旨, p. 196.
- Kon, Y. and Takagi, T. (2012) U–Pb zircon ages of Abukuma granitic rocks in the western Abukuma plateau, northeastern Japan Arc. *Jour. Min. Petrol. Sci.*, vol. 107, p. 183–191.
- 久保和也 (1972) 中部阿武隈高原, 三春地域の花崗岩類について. 日本地質学会第 79 年大会講演要旨, p. 243
- 久保和也 (1973) 中部阿武隈山地三春町付近の花崗岩類. MAGMA, no. 32, p. 11–14.
- 久保和也 (1977) 花崗岩中のダーク・インクルージョンについて. MAGMA, no. 49–50, p. 15–17.
- 久保和也 (2000) 累帯深成岩体の貫入固結過程. 花崗岩研究の最前線, 月刊地球, 30, p. 133–160.
- 久保和也 (1991) 阿武隈山地の白みかげと黒みかげ. 地質ニュース, no. 441, p. 28–33.
- 久保和也・村田泰明 (1994) 阿武隈山地, 羽山及び移ヶ岳周辺の斑れい岩体の地下構造と阿武隈花崗岩類の上部構造. 日本地質学会第 101 年学術講演会演旨, p. 232.
- 久保和也・高橋 浩 (1992) 阿武隈花崗岩類と北上花崗岩類から見た阿武隈帯の東縁・西縁. 地団研 46 回総会シンポ要旨集, p. 111–115.
- 久保和也・山元孝広 (1990) 阿武隈山地東縁原町地域の白亜紀貫入岩類—岩石記載および K–Ar 年代—. 地質雑, vol.

- 96, p. 731–743.
- 久保和也・柳沢幸夫・利光誠一・坂野靖行・兼子尚知・吉岡敏和・高木哲一 (2002) 川前及び井出地域の地質. 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, 136 p.
- 久保和也・柳沢幸夫・山元孝広・駒沢正夫・広島俊男・須藤定久 (2003) 20 万分の 1 地質図幅「福島」, 産総研地質調査総合センター.
- 久保和也・柳沢幸夫・山元孝広・中江 訓・高橋 浩・利光誠一・坂野靖行・宮地良典・高橋雅紀・駒沢正夫・大野哲二 (2007) 20 万分の 1 地質図幅「白河」, 産総研地質調査総合センター.
- 久保和也・柳沢幸夫・吉岡敏和・高橋 浩 (1994) 浪江及び磐城富岡地域の地質. 地域地質研究報告 (5 万分の 1 地質図幅), 地質調査所, 104 p.
- 久保和也・柳沢幸夫・吉岡敏和・山元孝広・滝沢文教 (1990) 原町及び大甕地域の地質. 地域地質研究報告 (5 万分の 1 地質図幅), 地質調査所, 155 p.
- 町田 洋・新井房夫 (1992) 火山灰アトラス. 東京大学出版会, 276 p.
- 宮嶋 敏 (1991) 南部阿武隈山地, 宮本複合岩体の岩型区分. 岩鉱, vol. 86, p. 285–298.
- Miyajima, S. (2003) Petrology of the Miyamoto igneous complex southern Abukuma Mountains-Genetic relationships and environment of emplacement among each rock type-. *Japan. Mag.Min.Petrol.Sci.*, vol. 32, p. 257–269.
- 牧野雅彦 (2000) 重力探査による阿武隈地域西部の貫入岩体について, 物理探査学会第 103 回学術講演会論文集, p. 164–167.
- 牧野雅彦・村田泰章 (2001) 列島横断の精密重力等調査・解析手法, 平成 12 年度報告書「放射性廃棄物地層処分に関する解析・評価」, 地質調査所速報, EV/01/1, p. 53–56, 地質調査所.
- 村田泰章・牧野雅彦・広島俊男・駒沢正夫・中塚 正 (1992) 阿武隈地域の重力異常について, 地質調査所月報, vol. 43, p. 291–334, 地質調査所.
- 村田泰章 (2007) 地質情報表示ソフトウェア・ライブラリ JKGLIB ver. 2. 地質調査総合センター研究資料集, no. 455, 産業技術総合研究所地質調査総合センター.
- 村田泰章・稲崎富士・川畑大作 (2010) 鹿児島県笠野原台地における精密重力探査 (続報), 物理探査学会第 123 回学術講演会論文集, 131–134.
- Murata, Y. (1993) Estimation of Optimum Average Surficial Density from Gravity Data : An Objective Bayesian Approach. *J. Geophys. Res.*, vol. 98, p. 12097–12109.
- 中江 勤 (1978) 石材・石工芸大辞典, 石文社, p. 53.
- 中村嘉男 (1960) 阿武隈隆起準平原北部の地形発達. 東北地理, vol. 12, p. 62–70.
- Nawa, K., Fukao, Y., Shichi, R. and Murata, Y. (1997) Inversion of gravity data to determine the terrain density distribution in southwest Japan. *J. Geophys. Res.*, vol. 102, p. 27703–27719.
- NEDO [新エネルギー総合開発機構] (1985) 地熱開発促進調査報告書, no. 8, 奥会津地域, 811 p.
- 大友幸子・李 輝・横山一己・中村光一 (2008) 福島県富岡町のボーリングコア A-1 (GSJ B326) の 300 Ma の花崗岩類. 日本地質学会第 115 年学術大会演旨, p. 191
- 大野勝次・砥川隆二・渡辺岩井・柴田秀賢 (1953) 北部阿武隈高原東南地域の地質—阿武隈高原の地質学的岩石学的研究 (其の 5). 東教大研報, no. 2, p. 79–89.
- 阪口圭一 (1995) 二本松地域の地質. 地域地質研究報告 (5 万分の 1 地質図幅), 地質調査所, 79 p.
- Sendo, T. (1958) On the Granitic Rocks of Mt.Otakine and its Adjacent districts in the Abukuma Massif, Japan. *Sci.Rep. Tohoku Univ.*, ser. III, vol. IV, no.1, p. 57–167.
- 周藤賢治・八島隆一・滝本俊明 (1985) 福島県東北部・霊山地域の未分化カンラン石ソレアイト. 岩鉱, vol. 80, p. 55–72.
- 早田 勉・西城 潔 (1987) 安達太良火山周辺に分布するテフラ (演旨). 東北地理, vol. 39, p. 205–205.
- 鈴木敬治・吉村尚久・島津光夫・岡田尚武 (1986) 北村 信編「新生代東北本州弧地質資料集」第 3 巻, 島弧横断ルート no. 27 (佐渡・弥彦-津川-喜多方-吾妻山-福島), 地質図・地質横断図及び同説明書, 宝文堂.
- 鈴木毅彦 (1992) 那須火山のテフロクロノロジー. 火山, vol. 37, p. 251–263.
- 鈴木毅彦 (1993) 北関東那須野原周辺に分布する指標テフラ層. 地学雑, vol. 102, p. 73–90.
- 鈴木毅彦 (1999) 福島県太平洋岸, 塚原海岸における最終間氷期最盛期の海進海退過程とその時期降下したテフラについて. 地学雑, vol. 108, p. 216–230.
- 鈴木毅彦 (2001) 海洋酸素同位体ステージ 5–6 境界に降下した飯綱上樽テフラ群とその編年学的意義. 第四紀研究, vol. 40, p. 29–41.
- 鈴木毅彦・早田 勉 (1994) 奥会津沼沢火山から約 5 万年前に噴出した沼沢-金山テフラ. 第四紀研究, vol. 33, p. 233–242.
- Takagi, T. and Kamei, A. (2008) ⁴⁰Ar-³⁹Ar and K-Ar geochronology for plutonic rocks in the central Abukuma Plateau, northeastern Japan. *Jour.Min.Petrol.Sci.*, vol. 103, p. 307–317.
- 高橋正樹・菅原 宏 (1985) 沼沢火山の活動史 (演旨). 火山, vol. 30, p. 125–126.
- 田中久男 (1974) 阿武隈高原田人複合岩体について. 岩鉱, vol. 69, p. 18–31.
- Tanaka, H. (1980) Gabbroic Rocks from the Northern Abukuma Mountains, Northern Abukuma Mountains, Northeast Japan. *Bull.Yamagata Univ., Nat.Sci.*, vol. 10, p. 127–142.
- Tanaka, H., Kagami, H. and Yoshida, T. (1999) Sr and Nd isotopic compositions of the Tabito composite mass in the southern Abukuma Mountains, northeast Japan. *Mem.Geol.Soc. Japan*, vol. 53, p. 247–259.
- 田中久男・加々美寛雄・柚原雅樹 (2000) 南部阿武隈山地の花崗岩体, 特に田人岩体の生成年代と Sr・Nd 同位体組成. 月刊地球, 30 巻, p. 217–221.
- 田中久男・柚原雅樹・加々美寛雄・滝口 潤 (2002) 阿武隈花崗岩類の放射年代と Sr・Nd 同位体組成, 岩鉱学会 2002 年度学術講演会演旨, GD26

- 富塚玲子・八島隆一・門沢康成 (1991) 中部阿武隈山地三春地域における花崗岩類の K-Ar 年代, 福島大学理科報告, 48 号, p. 19-23.
- 土谷信高・大友幸子・武田朋代・佐々木惇・阿部真里恵 (2013) 阿武隈山地東縁の石炭紀および白亜紀アダカイト質花崗岩類, 地質雑, vol. 119, p. 154-167.
- Tsuchiya, N., Takeda, T., Tani, K., Adachi, K., Nakano, N., Osanai, Y. and Kimura, J. (2014) Zircon U-Pb age and its geological significance of late Carboniferous and Early Cretaceous adakitic granites from eastern margin of the Abukuma Mountains, Japan. *Jour.Geol.Soc.Japan*, vol. 120, p. 37-51.
- Tsunakawa, H. (1986) Neogene stress field of the Japanese arcs and its relation to igneous activity. *Tectonophysics*, vol. 124, p. 1-22.
- Tsunakawa, H., Takeuchi, A. and Amano, K. (1983) K-Ar ages of dikes in Northeast Japan. *Geochem. Jour.*, vol. 17, p. 269-275.
- Tsutumi, Y., Ohtomo, Y., Horie, K., Nakamura, K., and Yokoyama, K. (2010) Granitoids with 300 Ma in the Joban coastal region, east of Abukuma Plateau, northeast Japan. *Jour. Min.Petrol.Sci.*, vol. 105, p. 320-327.
- 渡辺岩井・牛来正夫・黒田吉益・大野勝次・砥川隆二 (1955) 阿武隈高原の火成活動—阿武隈高原の地質学的岩石学的研究 (其の 9). 地球科学, no. 24, p. 1-11.
- 渡辺岩井・外崎与之・牛来正夫 (1953) 北部阿武隈高原東北地域の地質—阿武隈高原の地質学的岩石学的研究 (其の 4). 東教大研報, no. 2, p. 69-78.
- 山元孝広 (1991) 日本列島の後期新生代岩脈群と造構応力場. 地調月報, vol. 42, p. 131-148.
- 山元孝広 (1992) 会津盆地, 塔寺層の火山性碎屑物堆積相から見た砂子原カルデラ火山の中期更新世火山活動. 地質雑, vol. 98, p. 855-866.
- 山元孝広 (1995) 沼沢火山における火砕流噴火の多様性: 沼沢湖および水沼火砕堆積物の層序. 火山, vol. 40, p. 67-81.
- 山元孝広 (1996) 東北日本, 霊山地域の中新世火山岩の層序と噴火様式. 地質雑, vol. 102, p. 730-750.
- 山元孝広 (1999a) 田島地域の地質. 地域地質研究報告 (5 万分の 1 地質図幅), 地質調査所, 85 p.
- 山元孝広 (1999b) 福島-栃木地域に分布する 30-10 万年前のプリニー式降下火砕堆積物: 沼沢・燧ヶ岳・鬼怒沼・砂子原火山を給源とするテフラ群の層序. 地調月報, vol. 50, p. 743-767.
- 山元孝広 (2003) 東北日本, 沼沢火山の形成史: 噴出物層序, 噴出年代及びマグマ噴出量の再検討. 地質調査研究報告, vol. 54, p. 323-340.
- Yamamoto, T. (2005) The rate of fluvial incision during the Late Quaternary period in the Abukuma Mountains, northeast Japan, deduced from tephrochronology. *Island Arc*, vol. 14, p. 199-212.
- Yamamoto, T. (2009) Sedimentary processes caused by felsic caldera-forming volcanism in the Late Miocene to Early Pliocene intra-arc Aizu basin, NE Japan arc. *Sediment. Geol.*, vol. 220, p. 337-348.
- 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, vol. 63, p. 35-91.
- 山元孝広 (2013) 栃木-茨城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, vol. 64, p. 251-304.
- 山元孝広・長谷部忠夫 (2014) 福島県只見町叶津の埋没化石林の放射性炭素年代: 沼沢火山水沼噴火年代の再検討. 地質学雑誌, vol. 120, p. 1-9.
- Yamamoto, T. and Hoang, N. (2009) Synchronous Japan Sea opening Miocene fore-arc volcanism in the Abukuma Mountains, NE Japan: An advancing hot asthenosphere flow versus Pacific slab melting. *Lithos*, vol. 112, p. 575-590.
- 山元孝広・駒澤正夫 (2004) 宮下地域の地質. 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, 71 p.
- 山元孝広・阪口圭一 (2000) テフラ層序からみた安達太良火山, 最近約 25 万年間の噴火活動. 地質雑, vol. 106, p. 865-882.
- 山元孝広・須藤 茂 (1996) テフラ層序からみた磐梯火山の噴火活動史. 地調月報, vol. 47, p. 335-359.
- 山元孝広・吉岡敏和・牧野雅彦・住田達哉 (2006) 喜多方地域の地質. 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, 63 p.
- 柳沢幸夫・山元孝広・坂野靖行・田沢純一・吉岡敏和・久保和也・滝沢文教 (1996) 相馬中村地域の地質. 地域地質研究報告 (5 万分の 1 地質図幅), 地質調査所, 144 p.
- 八島隆一 (1962) 霊山層中の火山岩類 (その 2). 福島大学学芸学部理科報告, no. 5, p. 31-43.
- 八島隆一 (1977) 霊山層中の火山岩類と火道—古火山の復元—. 福島大学学芸学部理科報告, no. 26, p. 65-72.
- 八島隆一・中馬教允・周藤賢治 (1990) 霊山地域の地質及び霊山地域の地質図. 八島隆一発行, 50 p.
- 八島隆一・中通り団体研究会 (1981) 中通り・川桁地域の変成岩類 (I)—中通り地域の結晶変成岩類と超塩基性岩類. 福島大学教育学部理科報告, vol. 31, p. 109-126.
- 吉田 義・伊藤七郎・白瀬智男・堀内俊秀・真鍋健一・鈴木敬治・竹内貞子・野中俊夫・楡井良政・楡井典子 (1981) 阿武隈山地中央部における第四系と植物化石群—最終氷期における東北南部の植生変遷の一例—. 第四紀研究, vol. 20, p. 143-163.
- 吉田 義・伊藤七郎・鈴木敬治 (1968) 福島-郡山間の第四系. 第四紀, no. 13, p. 10-29.
- 吉田 義・鈴木敬治・真鍋健一・中馬教允 (1983) 5 万分の 1 表層地質図「二本松」および同説明書. 土地分類基本調査, 福島県, p. 25-37.
- 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, 79 p.

Geology of the KAWAMATA District

By

Kazuya KUBO *, Takahiro YAMAMOTO **,
Yasuaki MURATA *** and Masahiko MAKINO ***

(Written in 2014)

(ABSTRACT)

GENERAL REMARKS

The Abukuma Mountains, 50 km east to west by 180 km north to south, represent an uplifted peneplain in the fore-arc region of NE Japan. The Kawamata district is located in the northern part of the Abukuma Mountains and consists of a low-relief denudation surface 300 to 750 m a.s.l. with several prominent isolated residual mountains, which are Mts. Hiyama, Hayama and Koutaishi at about 900 to 1,000 m high. The denudation surface is tilted from east to west towards Fukushima-Koriyama Basin in the center of Fukushima Prefecture.

The district includes four major geologic units : (1) Pre-Cretaceous metamorphic rocks ; (2) Early Cretaceous plutonic rocks ; (3) Miocene volcanic rocks ; (4) Quaternary fluvial and colluvial deposits. The geology of the district is summarized in Fig. 1.

PRE-NEOGENE ROCKS

As the pre-Neogene rock units, Pre-Cretaceous metamorphic rocks, Early Cretaceous gabbroic rocks, and Early Cretaceous granitic rocks (so-called Abukuma granitic rocks) occur in the Kawamata district.

Metamorphic rocks

Metamorphic rocks occur as many blocks, mainly in the eastern part of the Kawamata district. They occur as xenolith within the Early Cretaceous granitic rocks, of which size is variable from several cm to several km in length. The metamorphic rocks consist mainly of pelitic metamorphic rocks with minor amount of mafic metamorphic rocks. Skarnized rocks are also recognized rarely.

Mineral assemblages of the metamorphic rocks are as follows:

Pelitic metamorphic rocks

biotite + muscovite + chlorite + quartz + plagioclase + K-feldspar + opaque minerals + sphe + apatite ± tourmaline ± andalusite ± sillimanite ± cordierite

Mafic metamorphic rocks

pale-green amphibole + pale-brown biotite + quartz + plagioclase + opaque minerals

Skarnized rocks

quartz + plagioclase + K-feldspar + clinopyroxene + opaque minerals + zoisite + sphe + calcite + grossular

Within the pelitic metamorphic rocks, aluminosilicate minerals such as andalusite, sillimanite or cordierite are locally recognized. The metamorphic rocks are thermally metamorphosed by the surrounding granitic rocks. It is not clear whether the rocks had already been metamorphosed regionally before they were captured in the granitic rocks.

Intrusive rocks

Gabbroic rocks occur as three masses (1 to 3 km in across) and numerous small xenolith in the southeastern part of the Kawamata

* Institute of Geology and Geoinformation : Invited researcher

** Institute of Earthquake and Volcano Geology

*** Institute of Geology and Geoinformation

Age		Geological Unit	Igneous Activity	Tectonics & Climate Change
Quaternary	Holocene	Valley-floor gentle slope and river bed deposits		Formation of climate terraces during the Ice Ages Uplift of Abukuma Mountains Formation of low-relief denudation Regression Transgression Denudation Shear deformation of left-slip along the Hatagawa and Tanagura Fracture Zones
		Pleistocene	Late	
	Middle		Middle terrace deposits	
	Neogene	Pliocene	Higher terrace deposits	
Miocene			Late	Terasaka Intrusive Pyroclastic Rock
		Middle	Iwakura Formation	Felsic caldera volcanism Retreat of volcanic field to backarc side
			Early to Middle Miocene intrusive rocks	Fore-arc mafic volcanism
Early			Advance of volcanic field to forearc side	
Paleogene				
Cretaceous	Late	Abukuma granitic rocks	Formation of granitic plutonic rocks	
	Early	Gabbroic rocks	Formation of gabbroic plutonic rocks	
Unknown		Metamorphic rocks	Regional metamorphism?	

Figure 1 Summary of the geology of the Kawamata district

district. These masses are named as Hayama gabbroic mass, Siroumaishiyama mass and Utsushigatake mass (though the main body of Utsushigatake mass are located outside of the Kawamata district). They are intruded by surrounding Abukuma granitic rocks and thermally metamorphosed. A part of the Hayama gabbroic mass is intruded into the pelitic metamorphic rocks. Inner structure of the mass and the occurrence of many pelitic xenolith within the granitic rocks around the Hayama gabbroic mass suggest that the Mass is a roof pendant of the Abukuma granitic rocks.

Those gabbroic masses are consist mainly of orthopyroxene-clinopyroxene gabbro and hornblend gabbro with minor amount of olivine-pyroxene gabbro. These gabbroic masses are considered to Early Cretaceous in age.

Early Cretaceous granitic rocks (so-called Abukuma granitic rocks) occur widely in the Kawamata district. Main rock types are as follows, in order of intrusion ; medium-grained hornblende-biotite granodiorite, medium-grained hornblende-bearing biotite granodiorite, medium-grained biotite granite (Pink biotite granite), fine-grained muscovite- biotite granite and muscovite-bearing biotite granite, and granodiorite porphyry. And also, fine-grained hornblende-biotite granodiorite, generally known as dark inclusion in granitic rocks, occur as large-scale inclusions mainly in the medium-grained hornblende-biotite granodiorite.

NEOGENE

Miocene volcanic rocks unconformably overly and intrude Early Cretaceous plutonic rocks.

The Ryozen Formation is composed of a 16-Ma subaerial basaltic polygenetic volcanic edifice, with a diameter of ca. 30 km. The eruption center of this formation is located in the northern Hobara district, and fragmented remains of its distal volcanic fan facies are exposed in this district. Basaltic rocks in this formation are high-MgO, low-K tholeiite and contemporaneously erupted with the Japan Sea opening.

The Iwakura Formation consists of Middle Miocene marine sequences of rhyolite volcanoclastic rocks with minor amount of conglomerate, sandstone and mudstones. This formation presents in the northwestern corner of the district.

The Early to Middle Miocene intrusive rocks are made up of basalt and andesite dikes. Most of the dikes are N10°E to N40°E in their strikes and are concentrated in the central part of the district.

The Terasaka Intrusive Pyroclastic Rock is composed of biotite rhyolite tuff breccia filling a deep pit with about 2-km-diameter in the Towa Town. This tuff breccia contains abundant granodiorite accidental fragments derived from its wall rocks, and rhyolite tuffsite intrudes into the wall rocks. This intrusive pyroclastic body is an eroded conduit of 11-Ma caldera-forming volcanism.

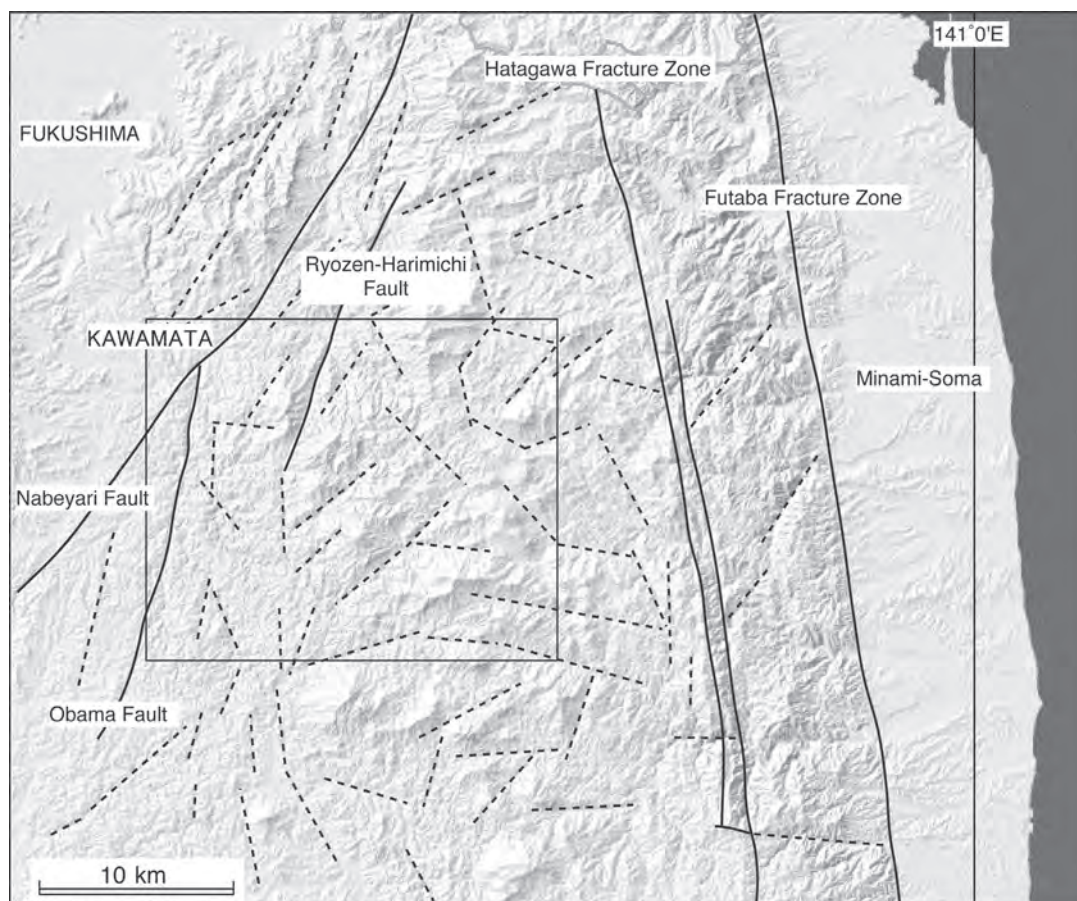


Figure 2 Tectonic map of the northern part of the Abukuma Mountains
 Solid line: fault, Dotted line: major lineament

QUATERNARY

In the Abukuma Mountains, fragmented fluvial terraces are present around prominent isolated residual mountains. Although most of the terraces are highly dissected, the terrace deposits are capped by an eolian veneer containing various tephra layers. Using the thickness of the eolian veneers and the marker tephra layers, the terraces are grouped into higher, middle and lower sets.

The higher, middle and lower terrace deposits overlying the bedrock straths are less than 5.5 m in thickness. Lithofacies are similar in all the deposits consisting mainly of matrix-supported, ungraded, massive boulders and cobbles with a poorly sorted medium- to coarse-grained sandy matrix; this facies are emplaced as debris flows. Subordinate deposits are horizontal but discontinuous bedded, moderately to poorly sorted sand, granules and pebbles, and massive, poorly to moderately sorted medium to very coarse sand with few pebbles; these facies resulted from hyperconcentrated flood flows and sandy debris flows, respectively. Thin massive mud, corresponding to the overbank or drape facies, is intercalated with the aggradational lower terrace deposits and contains abundant plant fossils.

The terrace deposits are capped by a series of eolian veneers containing key tephra beds. In order of oldest to youngest, these tephra beds are: the 290 ka Sunagohara-Sakasegawa tephra, the 150 to 125 ka Iizuna-Kamitaru tephra, the 135 to 125 ka Hiuchigatake-Tagashira tephra, the 120 ka Adatara-Dake tephra, the 70 to 80 ka Bandai-Hayama-2 tephra, the 45 ka Numazawa-Mizunuma tephra and the 42 ka Bandai-Hayama-1 tephra. The ages of formation of the higher I, higher II, middle, lower I and lower II terraces are estimated to be within MIS (marine isotope stage) 8, MIS 6, MIS 5.4 to 5.2, MIS 3 to 2 and MIS 2 to 1, respectively.

The valley-floor gentle-slope deposits are poorly-sorted sand and gravel filling the most rivers in the Abukuma Mountain. These deposits are capped by black humic soil and their ^{14}C ages indicate the hypsithermal period.

GRAVITATIONAL STRUCTURE

The gravity data and Bouguer anomaly data of the Kawamata district revealed the following features: (1) The Bouguer anomaly of the region is progressively larger towards the East due to high gravity anomalies of Abukuma granitic terrain, Fukushima Prefecture. (2) High gravity anomalies correspond to around the gabbroic rocks are distributed. (3) A circular low gravity anomaly with a diameter of 2 km in Terasaka area is inferred due to Terasaka intrusive pyroclastic rocks. (4) Regions of younger type granitic rocks distributed in southwestern part of the map area correspond roughly to gravity anomalies lower than their surroundings.

TECTONICS

NE–SW, ENE–SWS, NNE–SSW and NW–SE trending lineaments are uniformly distributed in the Abukuma Mountains (Fig. 2) and control a present river system. The Nabeyari and Obama Faults in the western part of the Kawamata district (Fig. 2) cut the Miocene formations and the peneplane with eastern upheaval; these faulting were caused by Late Miocene to Pliocene uplift of the mountain.

There is no historical record of destructive seismicity occurring beneath the Kawamata district. Also, there is no active fault in this district.

ECONOMIC GEOLOGY

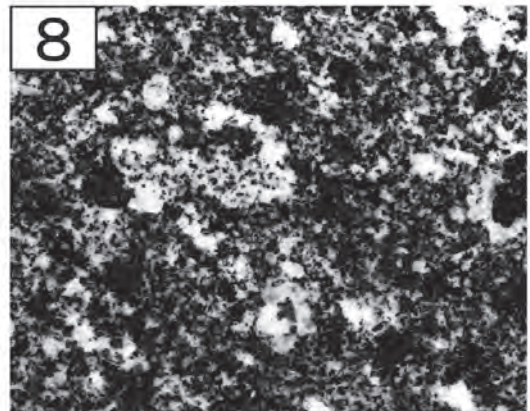
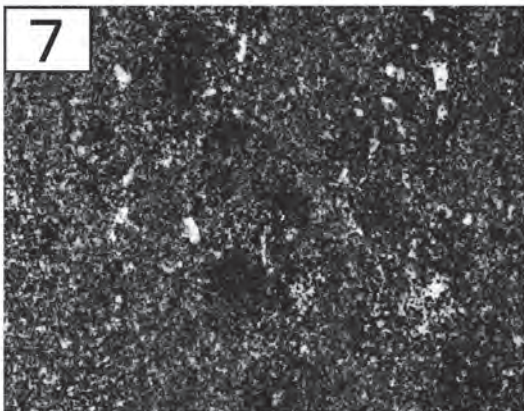
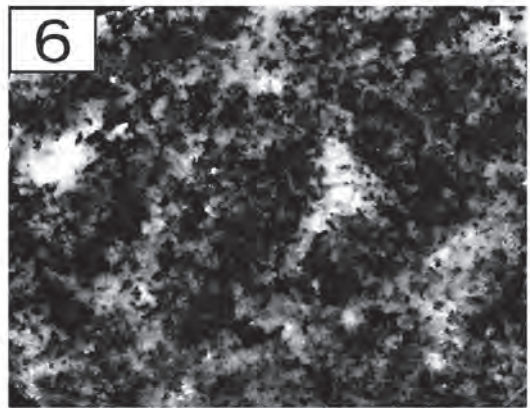
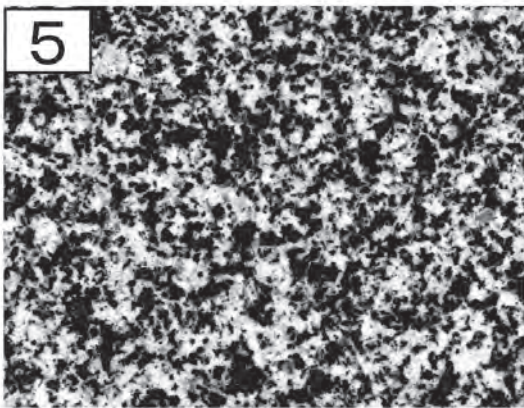
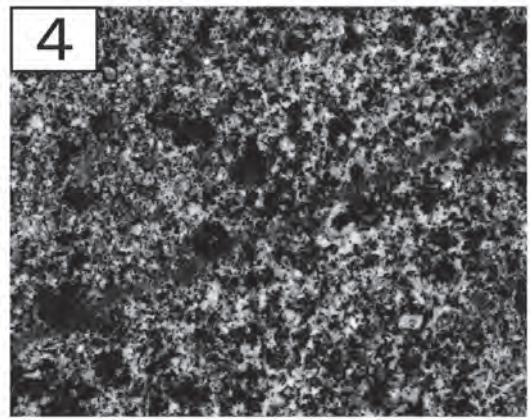
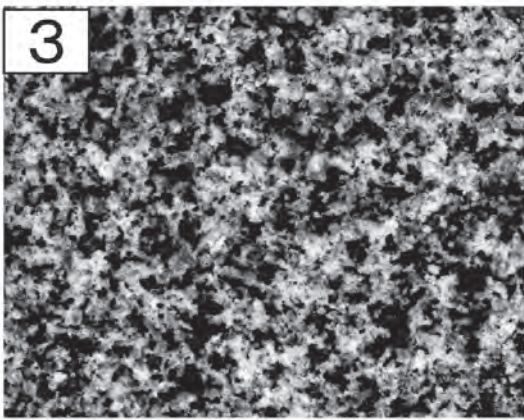
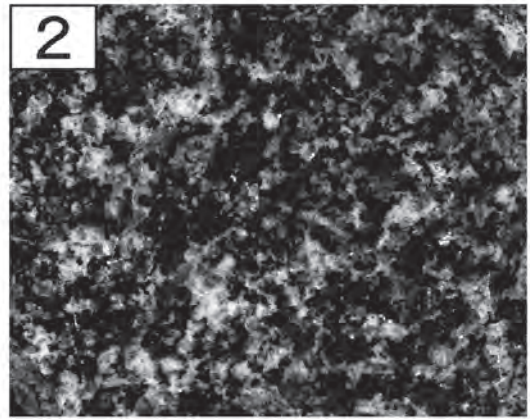
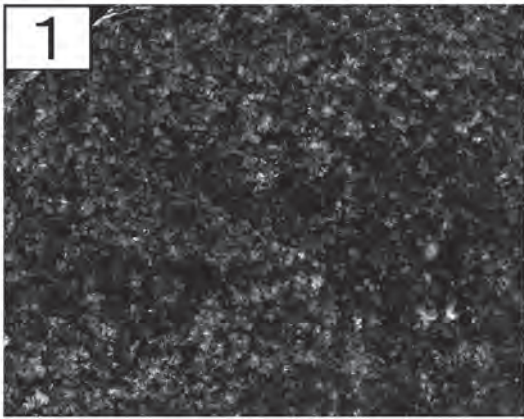
Silica stone and feldspar

Silica stone and feldspar were mined near the Mt. Kuchibutoyama and Mt. Shirainomori, Nihonmatsu City. Silica stone and feldspar were contained in pegmatite vein hosted in granitic rocks. Those were mined from 1930s to 1950s and closed.

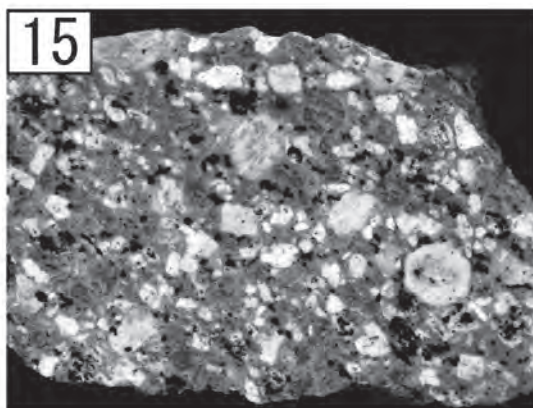
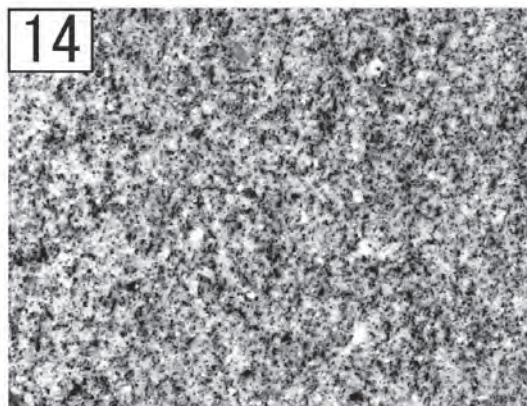
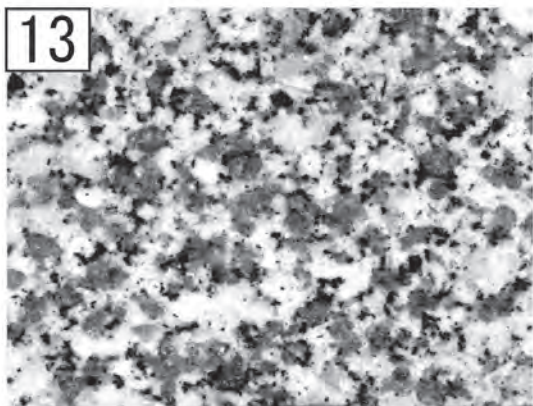
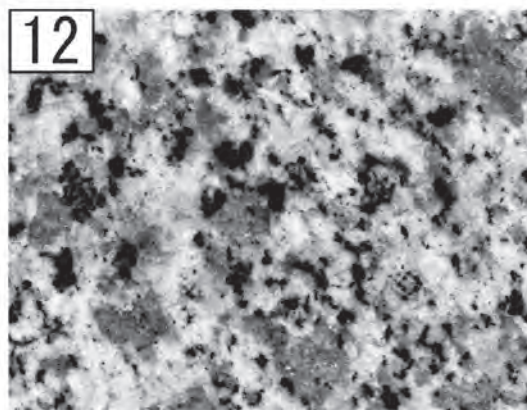
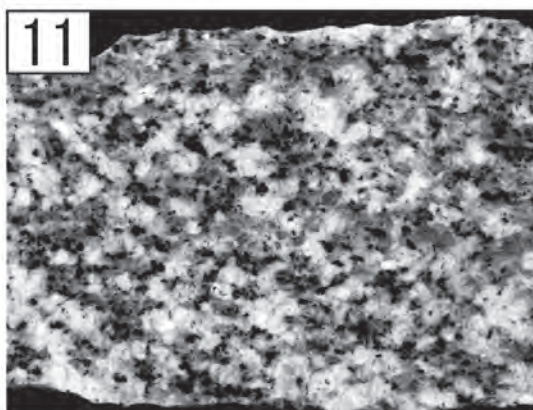
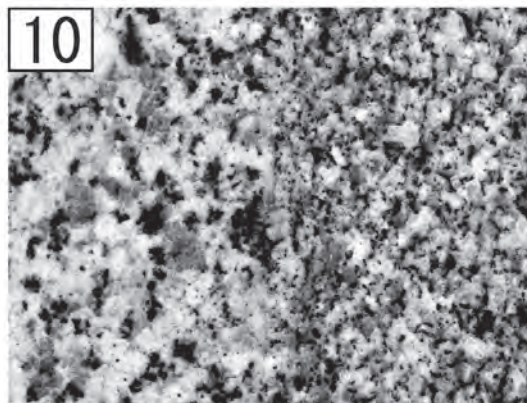
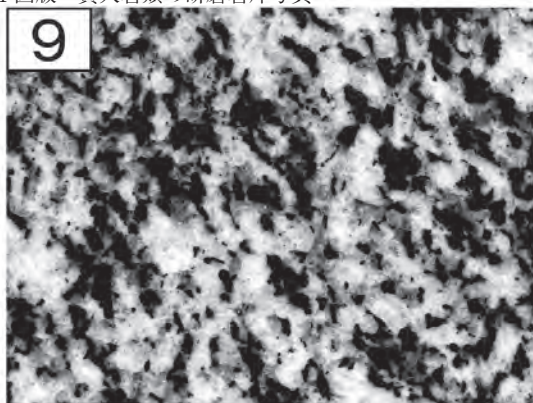
Building stones

In the many places in the eastern and southwestern parts of the mapped district, medium-grained biotite granite and fine-grained muscovite-biotite granite have been quarried for building stone. Gabbroic rocks around the Mt. Hayama were also quarried previously. All of those quarries were closed after the Tohoku-Pacific Ocean Earthquake on 2011.

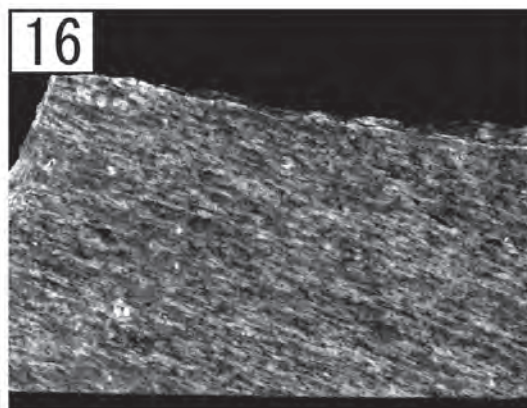
第 I 図版 貫入岩類の研磨岩片写真



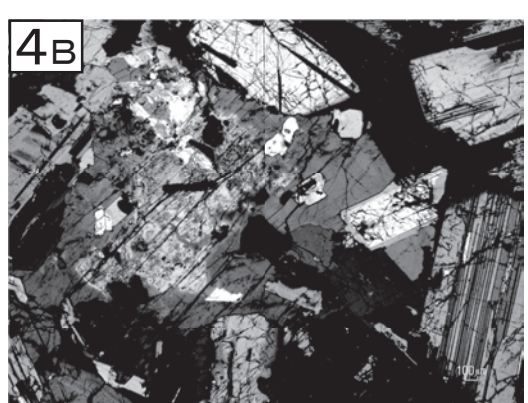
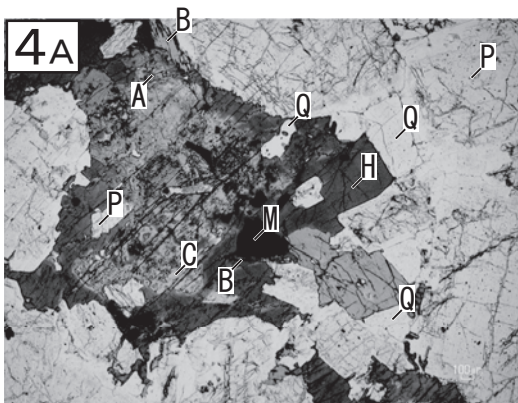
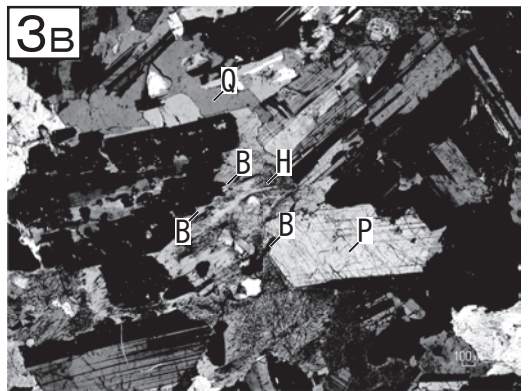
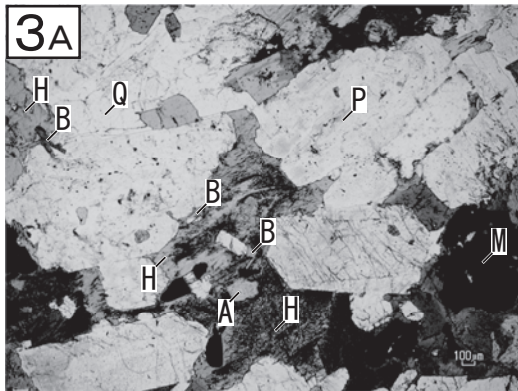
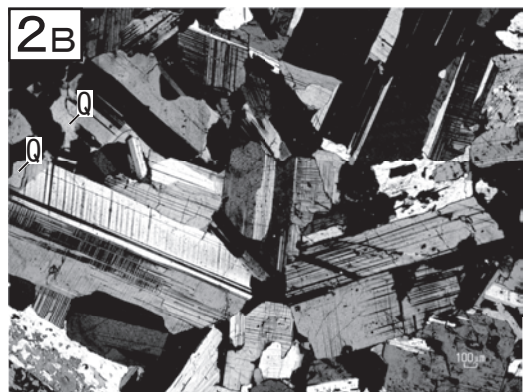
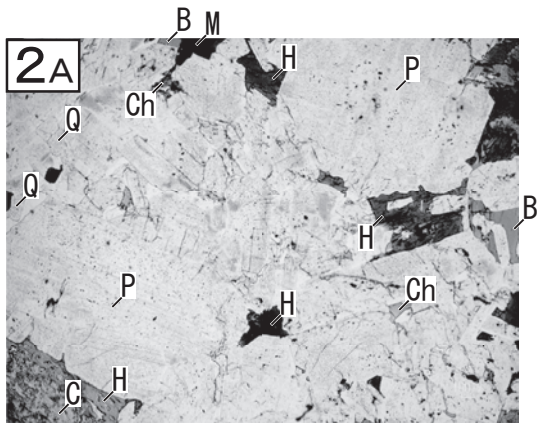
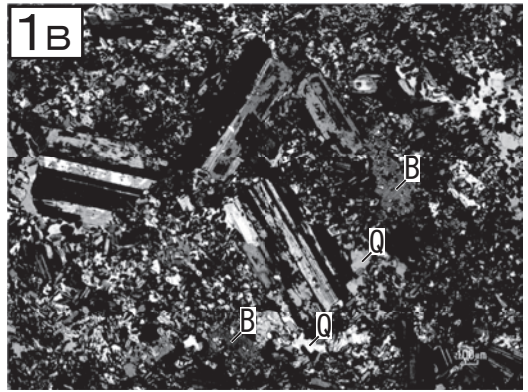
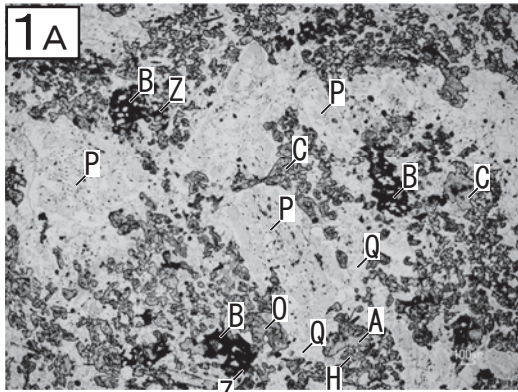
2cm



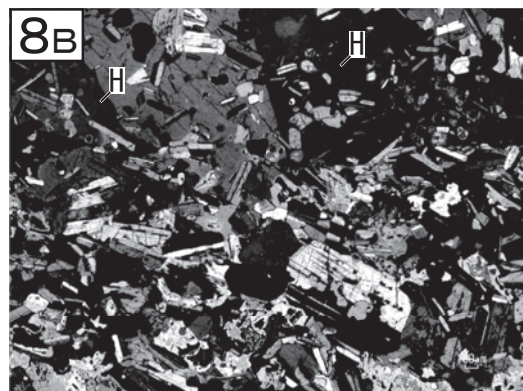
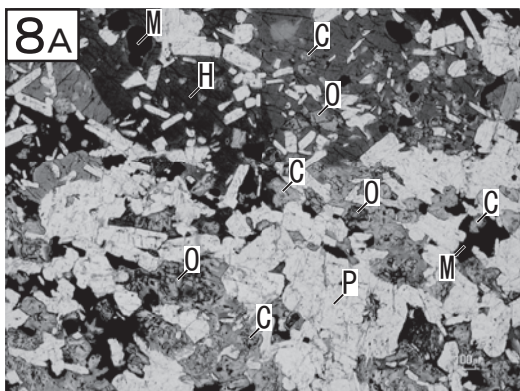
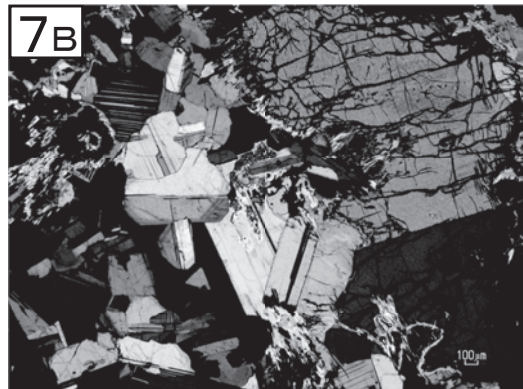
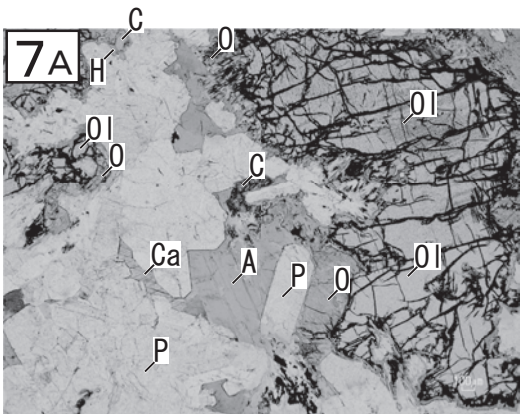
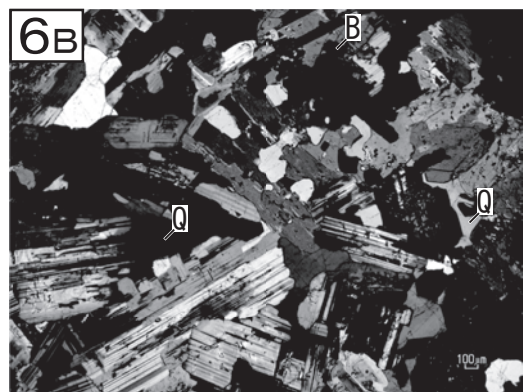
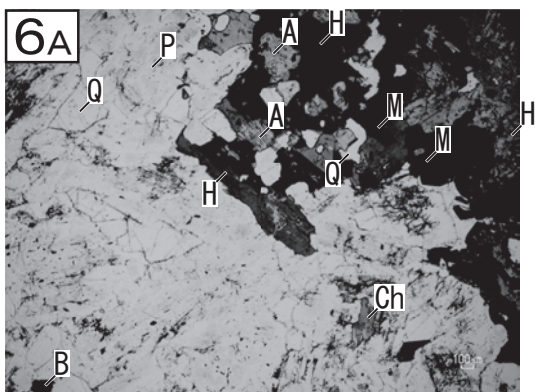
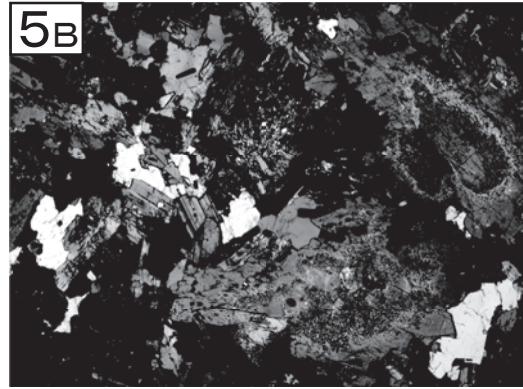
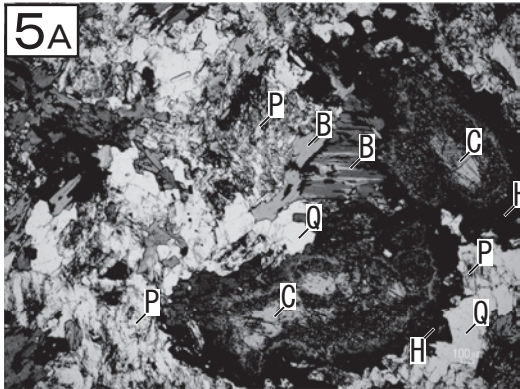
2cm



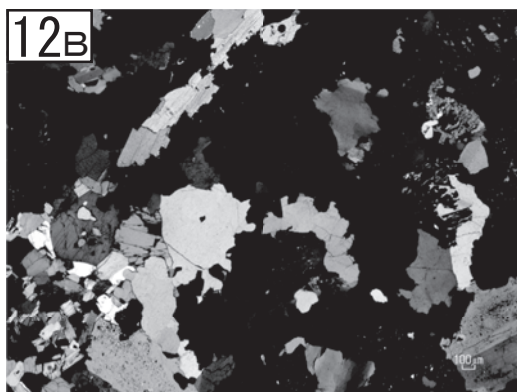
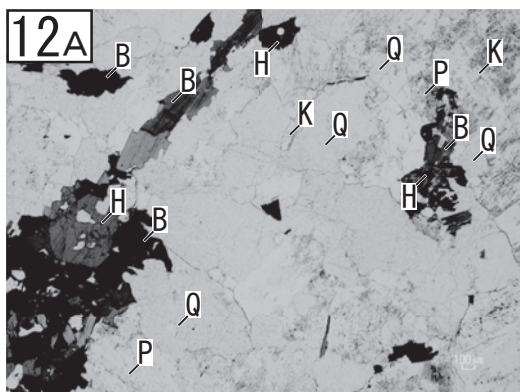
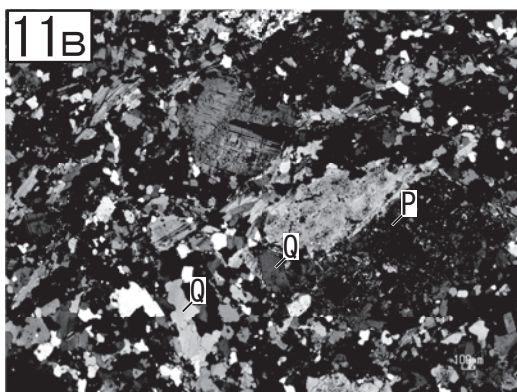
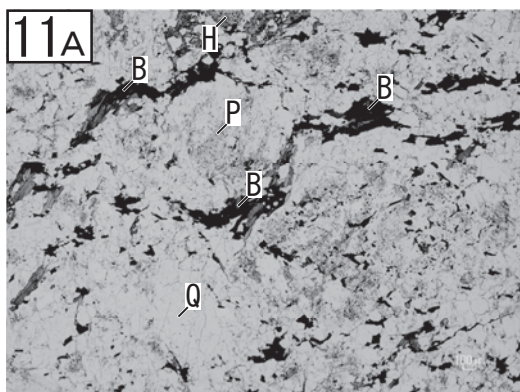
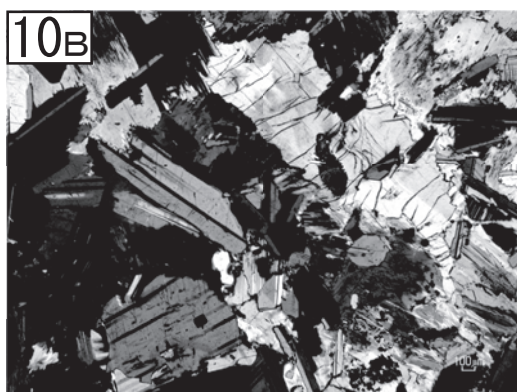
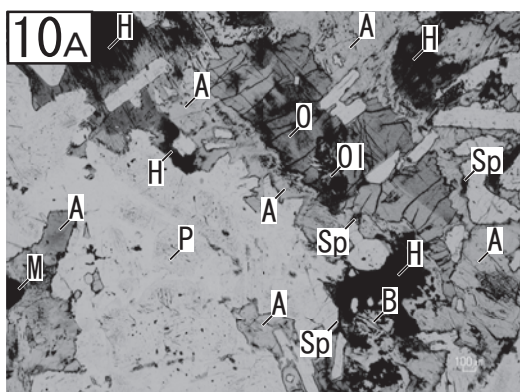
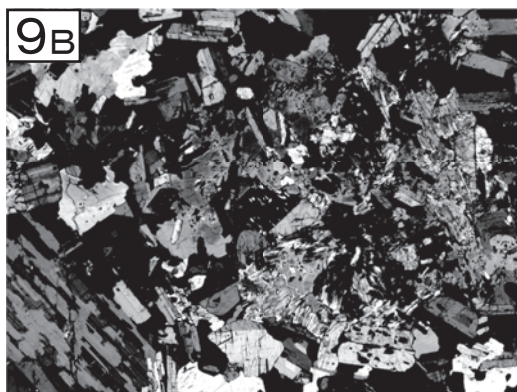
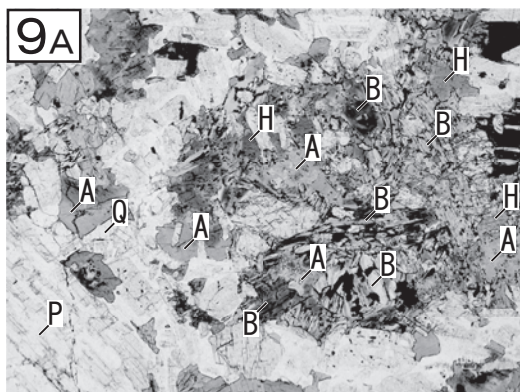
1:羽山斑れい岩体,斑れい岩相Ⅰ(かんらん石輝石斑れい岩),2:羽山斑れい岩体,斑れい岩相Ⅲ(黒雲母含有角閃石斑れい岩),
3:羽山斑れい岩体,斑れい岩相Ⅳ(石英黒雲母含有角閃石斑れい岩),4:羽山斑れい岩体,混成岩相(黒雲母角閃石閃緑岩),
5:羽山斑れい岩体,石英閃緑岩相(黒雲母角閃石石英閃緑岩),6:白馬石山斑れい岩体,かんらん石輝石斑れい岩,7:移ヶ
岳斑れい岩体(周辺岩体),輝石角閃石斑れい岩(田村市船引町南移),8:細粒角閃石黒雲母閃緑岩中の斑れい岩質岩(川俣
町山木屋)9:中粒角閃石黒雲母花崗閃緑岩(二本松市木幡,塩沢),10:中粒角閃石黒雲母花崗閃緑岩中の斑状石英の目立
つ岩相(左半部)と長柱状普通角閃石の目立つ岩相(右半部)の境界部(川俣町小綱木,芹ノ沢),11:日山岩体,中粒角閃
石含有黒雲母花崗閃緑岩(浪江町白馬石山南東の採石場),12:大綱木岩体,中粒角閃石含有黒雲母花崗閃緑岩(川俣町大綱
木,萱平),13:花塚山岩体,中粒黒雲母花崗岩(川俣町花塚山山頂北西900m),14:細粒白雲母黒雲母花崗岩(花塚山山
頂北方3kmの採石場),15:斑状花崗閃緑岩(船引町茂原),16:片状構造の発達した珪長岩(船引町茂原)



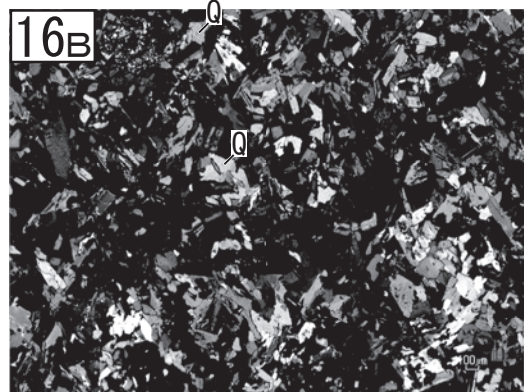
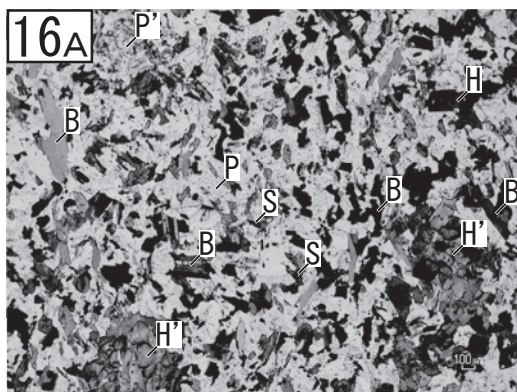
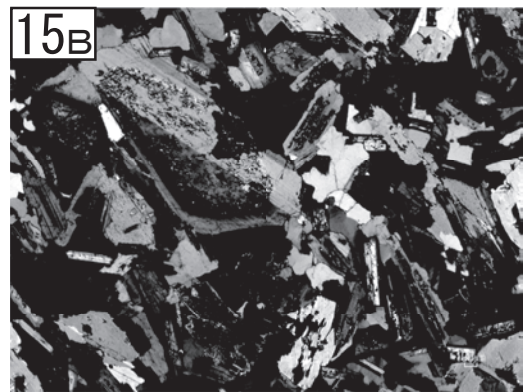
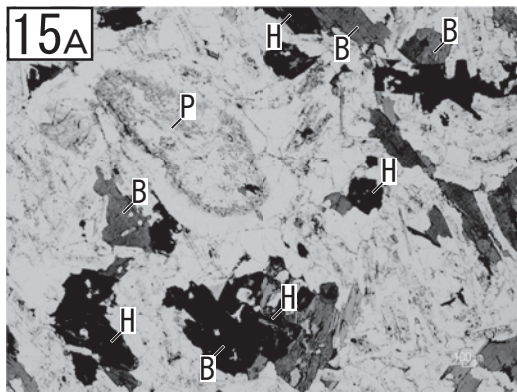
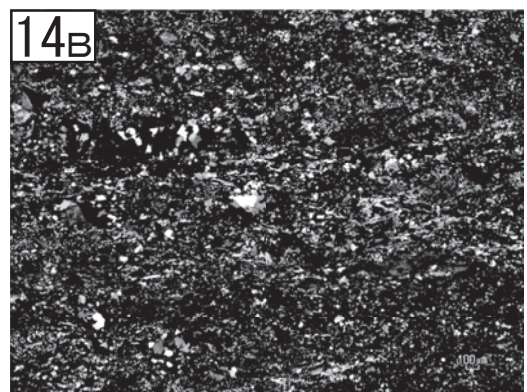
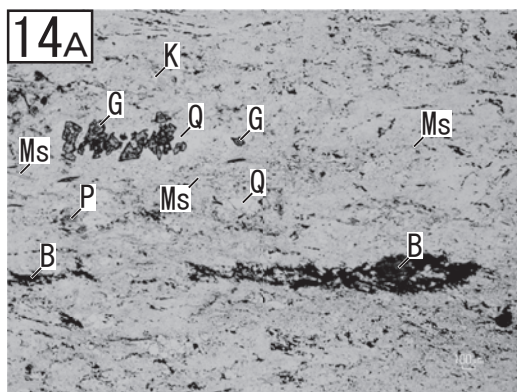
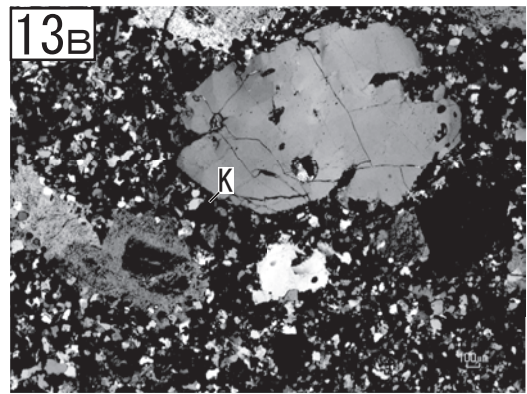
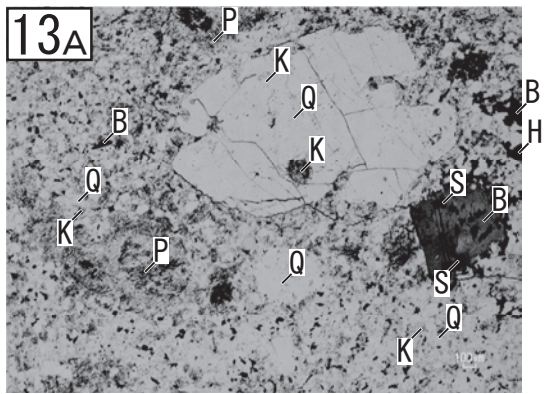
1 mm



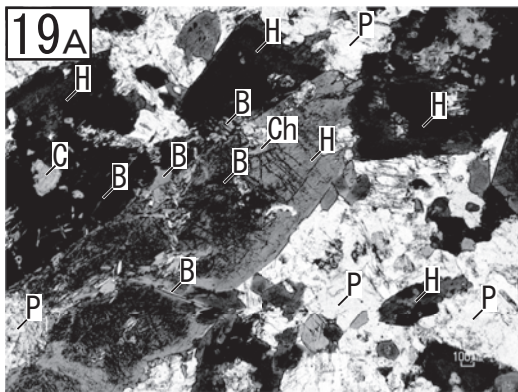
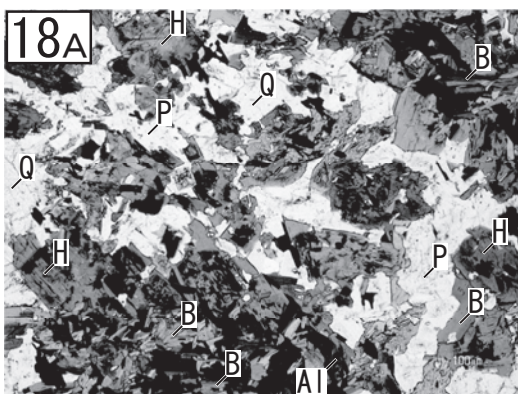
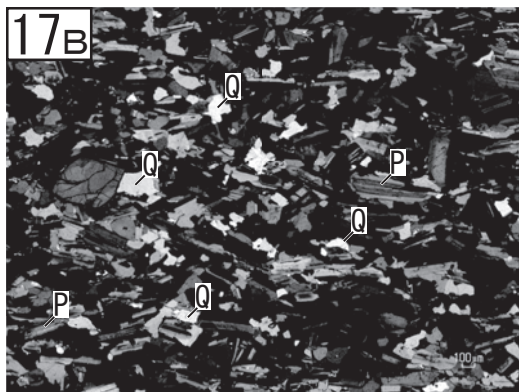
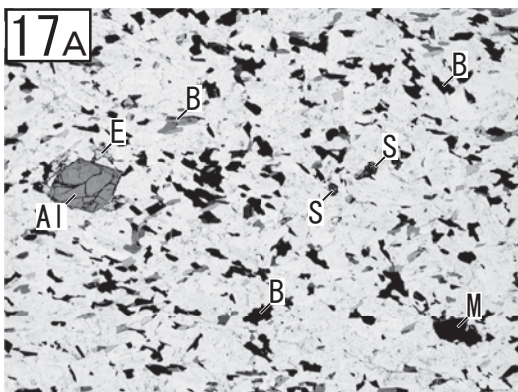
1 mm



1 mm



1 mm



1: 羽山斑れい岩体, 周縁急冷岩相 (細粒斑状黒雲母含有輝石斑れい岩). (A: 下方ポーラ, B: 直交ポーラ, 以下同), 2: 羽山斑れい岩体, 斑れい岩相 I (輝石角閃石斑れい岩), 3: 羽山斑れい岩体, 斑れい岩相 III (黒雲母含有角閃石斑れい岩), 4: 羽山斑れい岩体, 斑れい岩相 IV (石英黒雲母含有角閃石斑れい岩), 5: 羽山斑れい岩体, 混成岩相 (黒雲母角閃石閃緑岩), 6: 羽山斑れい岩体, 石英閃緑岩相 (黒雲母角閃石石英閃緑岩), 7: 白馬石山斑れい岩体, かんらん石輝石斑れい岩, 8: 移ヶ岳斑れい岩体 (周辺岩体), 輝石角閃石斑れい岩 (船引町南移), 9: 細粒角閃石黒雲母閃緑岩中の輝石含有角閃石斑れい岩 (川俣町山木屋), 10: 羽山斑れい岩体南西の小斑れい岩体, かんらん石輝石角閃石斑れい岩 (二本松市戸沢, 織ノ内), 11: 中粒角閃石黒雲母花崗閃緑岩中の強片状化岩 (川俣町小綱木, 沢), 12: 大綱木岩体, 中粒角閃石含有黒雲母花崗閃緑岩 (川俣町大綱木, 萱平), 13: 斑状花崗閃緑岩 (船引町茂原), 14: 珪長岩 (船引町茂原), 15: 細粒角閃石黒雲母閃緑岩 (飯館村岩部ダム東方), 16: 灰黒色閃緑岩中の細粒均質部 (田村市船引町南移), 17: 灰白色閃緑岩 (同上), 18: 灰黒色閃緑岩中のやや粗粒縞状部 (同上), 19: 灰白色閃緑岩中の斑れい岩捕獲岩 (同上)

P: 斜長石, Q: 石英, K: カリ長石, B: 黒雲母, H: 普通角閃石, M: 磁鉄鉱, Ol: かんらん石, C: 単斜輝石, O: 斜方輝石, A: 淡緑色~無色角閃石, Ms: 白雲母, G: ざくろ石, Ch: 緑泥石, Al: 褐簾石, E: 緑簾石, S: スフェン, Sp: スピネルシンプレクタイト, Ca: 方解石, P': 集斑状斜長石, H': 集斑状普通角閃石, Z: 黒雲母斑状変晶中の多色性ハロ

執筆分担

第1章 地形	山元孝広
第2章 地質概説	久保和也・山元孝広・村田泰章・牧野雅彦
第3章 変成岩類	久保和也
第4章 貫入岩類	久保和也
第5章 新第三系	山元孝広
第6章 第四系	山元孝広
第7章 重力異常と密度構造	村田泰章・牧野雅彦
第8章 地質構造	山元孝広・久保和也
第9章 地震活動及び活構造	山元孝広
第10章 応用地質	久保和也

文献引用例

久保和也・山元孝広・村田泰章・牧野雅彦（2014）川俣地域の地質．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，86 p.

章単位での引用例

山元孝広（2014）川俣地域の地質，第1章，地形．地域地質研究報告（5万分の1地質図幅），産総研地質調査総合センター，p. 1 - 5.

Bibliographic reference

Kazuya KUBO, Takahiro YAMAMOTO, Yasuaki MURATA and Masahiko MAKINO (2014) Geology of the Kawamata District. Quadrangle Series, 1:50,000, Geological Survey of Japan, AIST, 86 p. (in Japanese with English abstract 4 p.) .

地域地質研究報告（5万分の1地質図幅）

川俣地域の地質

平成27年2月27日発行

独立行政法人 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 Kawamata District. Quadrangle Series,

1:50,000

Published on February 27, 2015

Geological Survey of Japan, AIST

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

印刷所 谷田部印刷株式会社

Yatabe Printing Co., Ltd
