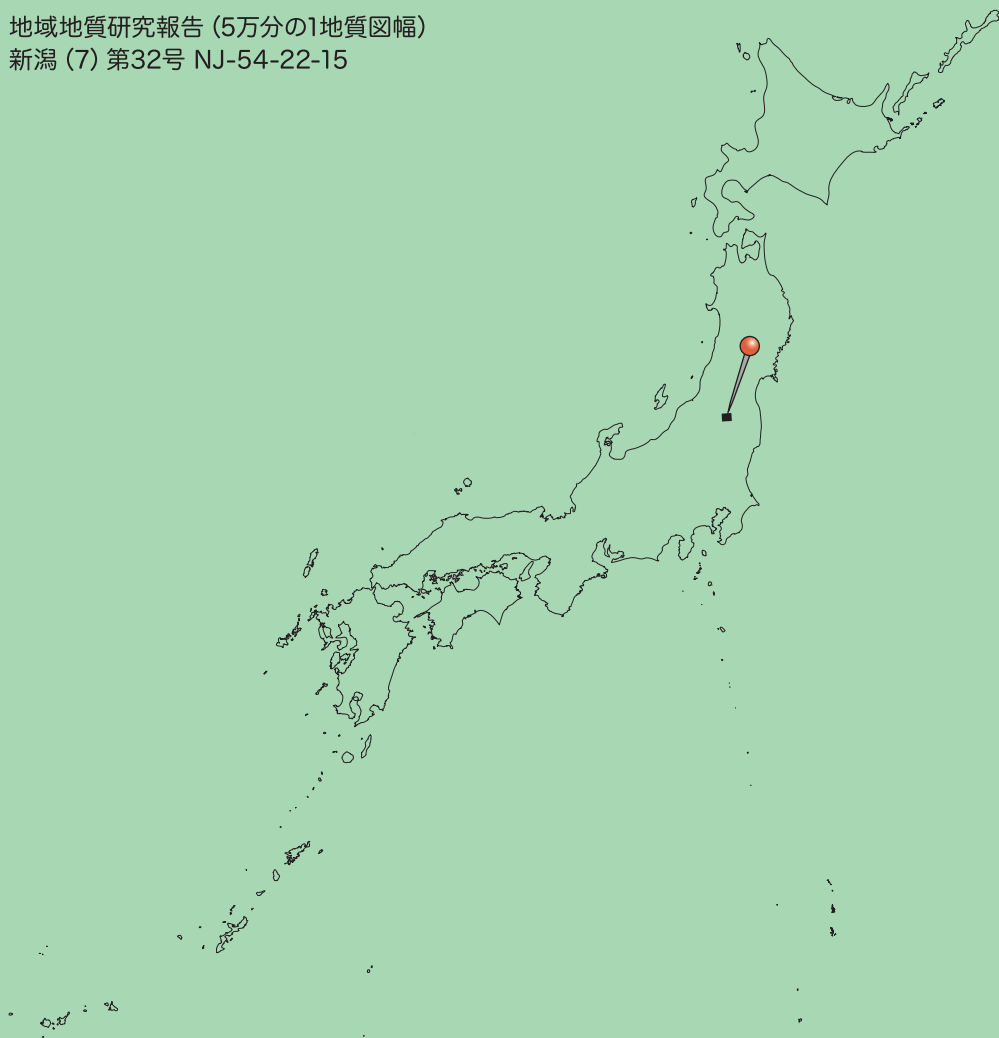


地域地質研究報告 (5万分の1地質図幅)
新潟 (7) 第32号 NJ-54-22-15



磐梯山地域の地質

Geology of the Bandai San District

山元孝広

YAMAMOTO Takahiro

阪口圭一

SAKAGUCHI Keiichi

令和5年

地域地質研究報告
5万分の1地質図幅
新潟(07)第32号
NJ-54-22-15

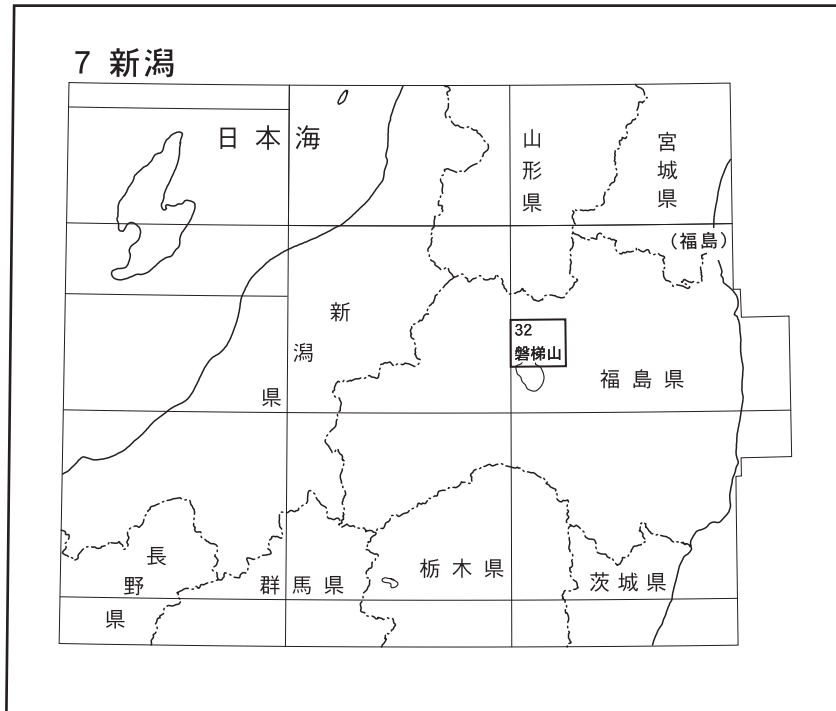
磐梯山地域の地質

山元孝広・阪口圭一

令和5年

国立研究開発法人 産業技術総合研究所
地質調査総合センター

位置図



() は1:200,000図幅名

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

7-21 熱塩 Atsushio NJ-54-28-2 (未刊行, unpublished)	7-22 吾妻山 Azuma Yama NJ-54-22-14 (2018)	7-23 福島 Fukushima NJ-54-22-10 (未刊行, unpublished)
7-31 喜多方 Kitakata NJ-54-28-3 (2006)	7-32 磐梯山 Bandai San NJ-54-22-15 (2023)	7-33 二本松 Nihonmatsu NJ-54-22-11 (1995)
7-42 若松 Wakamatsu NJ-54-28-4 (1992)	7-43 猪苗代湖 Inawashiro Ko NJ-54-22-16 (未刊行, unpublished)	7-44 郡山 Koriyama NJ-54-22-12 (未刊行, unpublished)

磐梯山地域の地質

山元孝広¹・阪口圭一²

地質調査総合センターは明治15年(1882年)にその前身の地質調査所が創設されて以来、国土の地球科学的実体を解明するための調査研究を行い、様々な縮尺の地質図を作成・出版してきた。そのなかで5万分の1地質図幅は、自らの地質調査に基づく最も詳細な地質図の1つであり、基本的な地質情報が網羅されている。「磐梯山」地域の地質図幅の作成は、この5万分の1地質図幅作成計画の一環として行われたもので、環境保全、地質災害軽減対策等の基礎資料として活用されることを目的としている。

「磐梯山」地域の地質図幅の作成は、平成元年度～平成30年度に行った野外調査と室内研究の成果に基づいている。野外調査は、新第三系、猫魔火山、吾妻火山、磐梯火山、第四紀非火山性堆積物については山元が、先新第三系及び安達太良火山については阪口が主に担当した。研究報告及び地質図の全体のとりまとめは山元が行った。

本調査研究にあたり、宇都宮大学名誉教授の中村洋一博士には、磐梯火山の地質についてご教示頂いた。立正校正会からは猪苗代町葉山の地下地質資料をご提供いただいた。室内研究に用いた岩石薄片は、地質情報基盤センター地質試料調製グループの皆様にご作成していただいた。以上の関係機関及び関係者の方々に厚くお礼申し上げます。

所 属

¹ 地質調査総合センター 活断層・火山研究部門

² 地質調査総合センター 地質情報研究部門

Keywords : regional geology, geological map, 1:50,000, Fukushima, Inawashiro, Kita Shiobara, Kawageta Mountains, Lake Inawashiro, Abukuma Granitic Rocks, Higashiomata Formation, Hibara Formation, Ninowasa Formation, Tsuchiyutoge Formation, Horiguchi Formation, Yuzuritoge Formation, Kijigoya Formation, Takatama Formation, Yokomuki Formation, Fujitoge Formation, Joko Formation, Nanaorezaka Formation, Nekoma Volcano, Azuma Volcano, Adataro Volcano, Bandai Volcano, Kawagetayama Fault, Cretaceous, Neogene, Miocene, Pliocene, Quaternary, Pleistocene, Holocene

令和4年8月10日受理 令和5年3月31日発行

目 次

第1章 地形	1
1.1 川桁山地	2
1.2 猪苗代盆地	2
1.3 磐梯火山・猫魔火山・安達太良火山	2
第2章 地質概説	6
2.1 先新第三系	6
2.2 新第三系	7
2.3 第四系	8
2.4 重力及び地質構造	9
第3章 先新第三系	11
3.1 研究史及び概要	11
3.2 泥質及び苦鉄質変成岩類	11
3.3 阿武隈花崗岩類	12
第4章 新第三系下部～中部中新統	14
4.1 研究史及び概要	14
4.2 東尾岐層	14
4.3 桧原層	15
4.4 二の沢層	15
4.5 堀口層	16
4.6 土湯峠層	16
4.7 譲峠層	17
4.8 中期中新世貫入岩	17
第5章 新第三系上部中新統～第四系下部更新統	18
5.1 研究史及び概要	18
5.2 木地小屋層	18
5.3 高玉層	21
5.4 横向層	22
5.5 藤峠層	24
5.6 上戸層	25
5.7 七折坂層	28
第6章 猫魔火山（第四紀）	31
6.1 研究史及び概要	31
6.2 雄国山火山噴出物	32
6.3 雄子沢岩屑なだれ堆積物	33
6.4 猫魔ヶ岳火山噴出物	33
第7章 吾妻火山（第四紀）	35
7.1 研究史及び概要	35

7.2	中吾妻山火山噴出物	35
7.3	東吾妻山火山噴出物	36
第8章	安達太良火山(第四紀)	38
8.1	研究史及び概要	38
8.2	白糸の滝溶岩	38
8.3	赤滝溶	39
8.4	硫黄川溶岩	39
8.5	障子ヶ岩溶岩	39
8.6	沼尻火砕流堆積物	39
8.7	酸川ラハール堆積物	41
第9章	磐梯火山(第四紀)	43
9.1	研究史及び概要	43
9.2	最初期火山噴出物	45
9.3	後磐梯火山噴出物	48
9.4	赤埴-櫛ヶ峰火山噴出物	48
9.5	火山麓扇状地3堆積物	49
9.6	磐梯葉山2火砕堆積物	50
9.7	火山麓扇状地2堆積物	53
9.8	小磐梯火山噴出物	53
9.9	翁島岩屑なだれ堆積物	54
9.10	磐梯葉山1火砕堆積物	58
9.11	大磐梯火山噴出物	59
9.12	火山麓扇状地1堆積物	60
9.13	八方台火砕堆積物	62
9.14	望湖台溶岩	63
9.15	離松火砕堆積物	64
9.16	中ノ湯火砕堆積物	64
9.17	琵琶沢岩屑なだれ堆積物	65
9.18	鏡沼火砕堆積物	68
9.19	土湯沢岩屑なだれ堆積物	69
9.20	江戸時代の噴煙活動とその火口	70
9.21	1888年噴火とその堆積物	70
9.22	1938年土石流堆積物	77
9.23	1954年岩屑なだれ堆積物	77
第10章	非火山性の中部更新統～完新統	78
10.1	研究史及び概要	78
10.2	古期地すべり堆積物	78
10.3	湖成堆積物	78
10.4	低位段丘堆積物	79
10.5	新期地すべり堆積物	79

10.6	斜面堆積物	80
10.7	扇状地堆積物	80
10.8	浜堤堆積物	80
10.9	谷底平野及び氾濫原堆積物	80
10.10	湿地堆積物	81
10.11	現河床及び湖岸堆積物	81
第11章	地震・火山活動	82
11.1	1987年の群発地震	82
11.2	2000年の火山性地震	82
第12章	応用地質	84
12.1	金属鉱床	84
12.2	珪石	84
12.3	採石	84
12.4	温泉	84
文献		87
Abstract		93

図・表目次

第 1.1 図	「磐梯山」及び周辺地域の地形陰影図	1
第 1.2 図	猪苗代町天鏡台から望む川桁山地	2
第 1.3 図	猪苗代町天鏡台から望む猪苗代湖	3
第 1.4 図	新編会津風土記に描かれた 1888 年崩壊前の磐梯山	3
第 1.5 図	裏磐梯高原から望む磐梯火山 1888 年崩壊壁	4
第 1.6 図	北西上空から見る猫魔火山山頂部	5
第 1.7 図	磐梯山弘法清水から望む安達太良火山	5
第 2.1 図	「磐梯山」地域周辺の地質概略図	6
第 2.2 図	「磐梯山」地域の地質総括図	7
第 2.3 図	「磐梯山」地域周辺の下部～中部中新統の層序	7
第 2.4 図	東北本州弧における後期中新世～第四紀カルデラ火山の分布	8
第 2.5 図	「磐梯山」地域及び東隣「二本松」地域の第四紀火山噴出物の層序	9
第 2.6 図	「磐梯山」地域周辺の重力図 (ブーゲー異常)	10
第 3.1 図	片状組織の著しい黒雲母斜長石石英片麻岩の薄片顕微鏡写真	11
第 3.2 図	黒雲母斜長石石英片麻岩に認められるマイカフィッシュ	11
第 3.3 図	暗色包有物に富む塊状の中粒角閃石黒雲母花崗閃緑岩	12
第 3.4 図	マイロナイト化した角閃石黒雲母花崗閃緑岩の薄片顕微鏡写真	13
第 4.1 図	磐梯火山南山麓のボーリングコア柱状図	15
第 4.2 図	堀口層のトラフ型斜交層理を持つ砂岩	16
第 5.1 図	木地小屋カルデラの地質図及び地質断面図	19
第 5.2 図	木地小屋層秋元湖火砕流堆積物の岩相	20
第 5.3 図	異質巨大岩塊を含む木地小屋層秋元湖火砕流堆積物	20
第 5.4 図	木地小屋層岩屑なだれ堆積物の岩塊相	20
第 5.5 図	高玉層深沢火砕流堆積物の薄片顕微鏡写真	21
第 5.6 図	横向カルデラの地質図及び地質断面図	23
第 5.7 図	横向層姫沼火砕流堆積物の薄片顕微鏡写真	24
第 5.8 図	横向層湖成堆積物の岩相	24
第 5.9 図	藤峠層滝ノ原火砕流堆積物の薄片顕微鏡写真	25
第 5.10 図	才津火砕流堆積物の分布	26
第 5.11 図	上戸カルデラの地質図及び地質断面図	27
第 5.12 図	上戸カルデラ北東縁の陥没構造	27
第 5.13 図	上戸層酸釜山火砕流堆積物の薄片顕微鏡写真	28
第 5.14 図	白河火砕流群の分布	29
第 5.15 図	白河火砕流群と給源火山体の層序関係	30
第 6.1 図	猫魔・磐梯火山噴出物の全岩化学組成図	31
第 6.2 図	猪苗代町磨上原から望む猫魔火山	32
第 6.3 図	猫魔火山の既報放射年代値の分布	33

第 6.4 図	猫魔ヶ岳火山噴出物の薄片顕微鏡写真	34
第 7.1 図	磐梯山弘法清水から望む吾妻火山	35
第 7.2 図	吾妻火山の地質概略図	36
第 7.3 図	新大倉川橋から見た東吾妻山火山噴出物の安山岩溶岩流	37
第 8.1 図	溶結した沼尻火砕流堆積物にかかる達沢不動滝	40
第 8.2 図	沼尻火砕流堆積物と上位の風成被覆層	40
第 8.3 図	安達太良岳降下火砕堆積物の層厚分布と沼尻・湯川火砕流堆積物の分布	41
第 8.4 図	酸川ラハール堆積物の露頭	42
第 9.1 図	猪苗代町磨上原から望む磐梯火山	43
第 9.2 図	中ノ湯火口から望む磐梯火山	44
第 9.4 図	磐梯火山最初期火山噴出物(試料 Bn07)の薄片顕微鏡写真	46
第 9.5 図	磐梯火山最初期火山噴出物(試料 Bn06)の薄片顕微鏡写真	47
第 9.6 図	磐梯火山最初期火山噴出物(試料 Bn05)の薄片顕微鏡写真	47
第 9.7 図	磐梯火山 1888 年崩壊壁の東面に露出する後磐梯火山噴出物とこれを不整合に覆う赤埴-櫛ヶ峰火山噴出物	48
第 9.8 図	後磐梯火山噴出物の薄片顕微鏡写真	49
第 9.9 図	赤埴-櫛ヶ峰火山噴出物の薄片顕微鏡写真	50
第 9.10 図	磐梯火山南山麓における火砕物柱状図	51
第 9.11 図	火山麓扇状地 3 堆積物と被覆風成火山灰土	52
第 9.12 図	磐梯葉山 2 火砕堆積物の層厚分布	53
第 9.13 図	磐梯火山東山麓で掘削された GS-BAD-1 コアの岩相	54
第 9.14 図	磐梯火山 1888 年崩壊壁の東面に露出する後磐梯火山噴出物とこれを不整合に覆う小磐梯火山噴出物	55
第 9.15 図	天狗岩の小磐梯火山噴出物	55
第 9.16 図	小磐梯火山噴出物の薄片顕微鏡写真	56
第 9.17 図	翁島岩屑なだれ堆積物及び磐梯葉山 1 火砕堆積物の分布	57
第 9.18 図	翁島岩屑なだれ堆積物の流れ山を切る露頭	58
第 9.19 図	磐梯葉山 1 火砕堆積物の層厚分布	59
第 9.20 図	磐梯葉山 1 火砕堆積物、翁島岩屑なだれ堆積物と火山麓扇状地 1 堆積物の層序関係	60
第 9.21 図	大磐梯火山噴出物の薄片顕微鏡写真	61
第 9.22 図	磐梯火山の火口分布図	62
第 9.23 図	磐梯火山山頂部に分布する最新期火砕物の柱状図	63
第 9.24 図	中ノ湯の火口内に露出する八方台火砕堆積物と中ノ湯火砕堆積物	64
第 9.25 図	望湖台溶岩の薄片顕微鏡写真	65
第 9.26 図	離松火砕堆積物の岩相	66
第 9.27 図	中ノ湯火砕堆積物の岩相	67
第 9.28 図	沼ノ平の琵琶沢岩屑なだれ堆積物と沼ノ平火口	67
第 9.29 図	長瀬川沿いに露出する琵琶沢岩屑なだれ堆積物	68
第 9.30 図	沼ノ平の鏡沼火口列	69
第 9.31 図	土湯沢岩屑なだれ堆積物の岩相	70
第 9.32 図	東國旅行談に描かれた「盤大山之炎」	71

第 9.33 図	磐梯火山 1888 年噴火の堆積物分布	72
第 9.34 図	1888 年崩壊壁に露出する磐梯火山 1888 年火砕堆積物 (火砕物密度流堆積物)	74
第 9.35 図	磐梯火山 1888 年火砕堆積物 (火砕物密度流堆積物) とこれを覆う 1888 年ラハール堆積物	75
第 9.36 図	磐梯火山 1888 年岩屑なだれ堆積物のトレンチ掘削	75
第 9.37 図	磐梯火山 1888 年岩屑なだれ堆積物の粒度組成	76
第 9.38 図	見祢の大石	76
第 10.1 図	野口英世記念館のボーリングコア柱状図	79
第 10.2 図	扇状地堆積物の岩相	80
第 10.3 図	猪苗代湖東岸の天神浜と磐梯山	81
第 11.1 図	磐梯火山 2000 年地震活動の震源分布	82
第 9.1 表	磐梯火山周辺に分布するテフラ層一覧	45
第 9.2 表	磐梯火山 1888 年噴火の推移	71
Fig. 1	Geological outline around the Bandai San District	94
Fig. 2	Geological summary of the Bandai San District	95
Fig. 3	Stratigraphy of the Quaternary volcanic products in the Bandai San and Nihonmatsu Districts	96

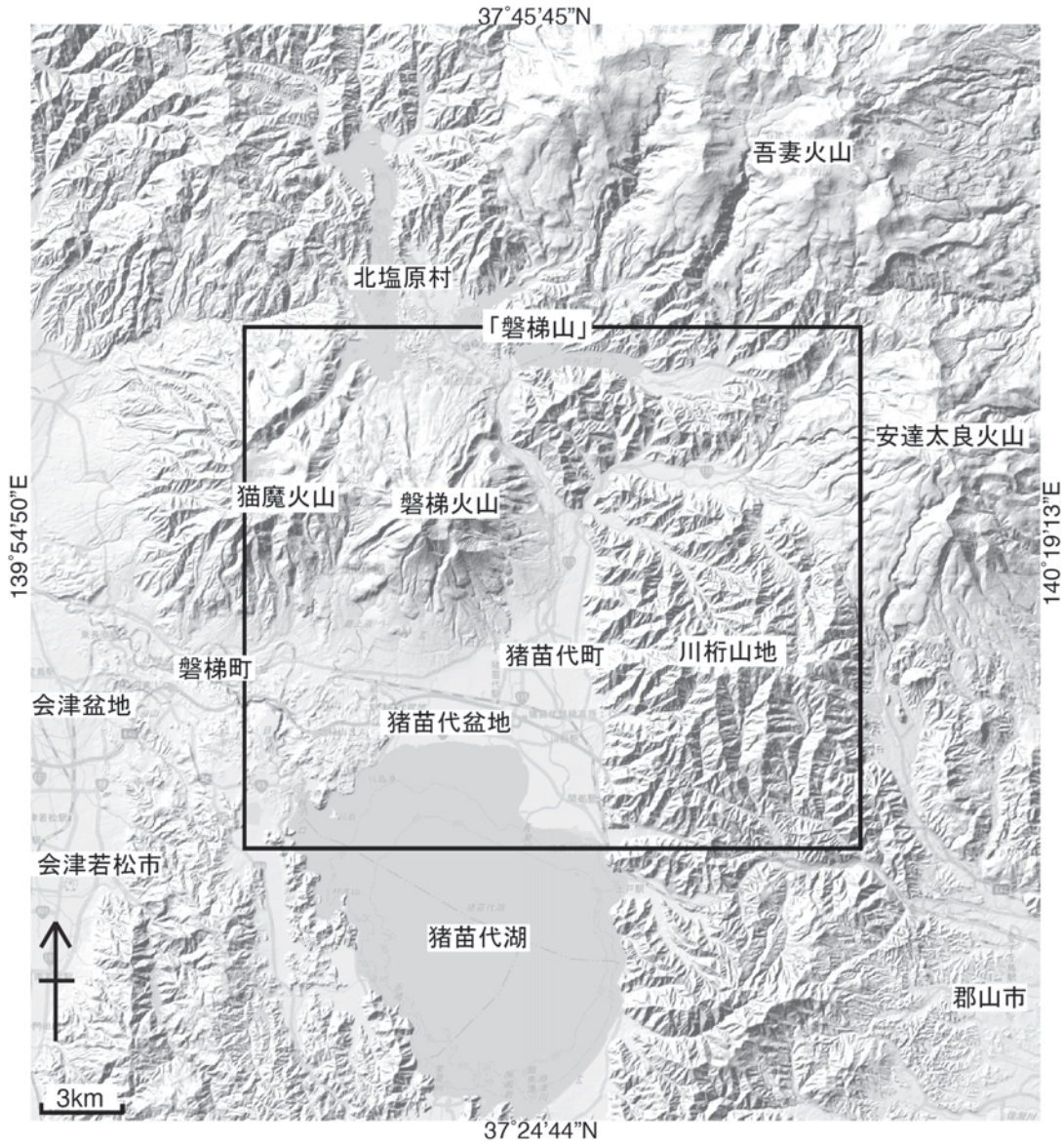
第1章 地 形

(山元孝広)

「磐梯山」地域は福島県の会津地方に位置し、北緯 37 度 30 分 10.9 秒～37 度 40 分 10.8 秒、東経 139 度 59 分 48.0 秒～140 度 14 分 47.9 秒(世界測地系)の範囲である。行政上は福島県耶麻郡猪苗代町・北塩原村・磐梯町が大部分を占め、南東部に郡山市、南西部に会津若松市が部分的に含まれる。

地形学的には、本図幅地域は奥羽山脈の南部に位置し

ている。図幅地域の東部には奥羽山脈の一部である川桁山地、南西部に猪苗代盆地、北西部に磐梯・猫魔火山、北東縁に安達太良火山が分布している(第 1.1 図)。猪苗代盆地は内陸山間盆地の一つであり、西隣「喜多方」・南西隣「若松」地域ではこれよりも一回り大きい会津盆地が広がっている。



第 1.1 図 「磐梯山」及び周辺地域の地形陰影図
背景の陰影図は、地理院地図(国土地理院)から出力。



第 1.2 図 猪苗代町天鏡台から望む川桁山地
 最高峰の川桁山の標高は、1,413.2 m。山地と猪苗代盆地との境界は直線的で(矢印)、明瞭な三角末端面が連続し、川桁山断層崖となっている。

1.1 川桁山地

川桁山地は、南北 15 km、東西 10 km の山塊で、川桁山(標高 1,413.2 m)を最高峰として 1,300~1,200 m に高さの良く揃った山稜を連ねる非火山性の山地である(中村, 1977)。この山地の北側は後期中新世の木地小屋・横向カルデラ、東側は後期中新世の高玉カルデラ、南側は鮮新世の上戸カルデラに切られ(山元, 1994)、定高性山稜は連続しない。これらのカルデラ地形そのものは失われているものの、カルデラを埋積する地層は川桁山を構成する白亜紀花崗岩類よりも侵食に弱いため、定高性山稜よりも一段低い組織地形が形成されている。また、川桁山地の西縁は直線的で明瞭な三角末端面が連続し(第 1.2 図)、川桁山断層(辻村, 1932)と呼ばれている。ただし、山地西縁をまたいで扇状地が分布するものの、扇状地面上には活断層地形は確認されていないので(Tanabe, 1960; 鈴木・吉田, 1982)、完新世に川桁山地側が隆起するような断層運動は生じていない。

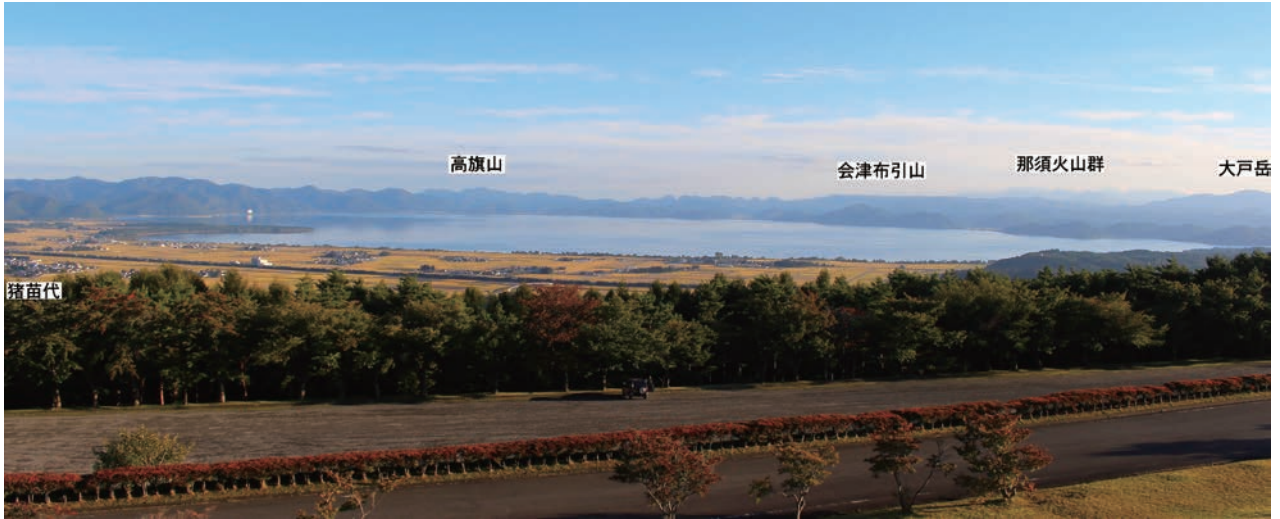
1.2 猪苗代盆地

猪苗代盆地は南北 16 km、東西 10 km の盆地で、その大半を猪苗代湖が占め(第 1.3 図)、本図幅地域にはその北半分が位置している。猪苗代湖の湖面標高は 514 m、湖面面積 103.3 km³、最大水深 93.5 m の湖である。湖水は北西部の日橋川から会津盆地を通じて日本海へと排水されるとともに、安積疎水を通じて郡山周辺の灌漑に利用されている。猪苗代湖の北東部に流れ込む長瀬川は磐梯・安達太良・吾妻火山から流れ出る河川で、下流部には扇状地性の湖岸平野が広がり、河口部には小規模なファン

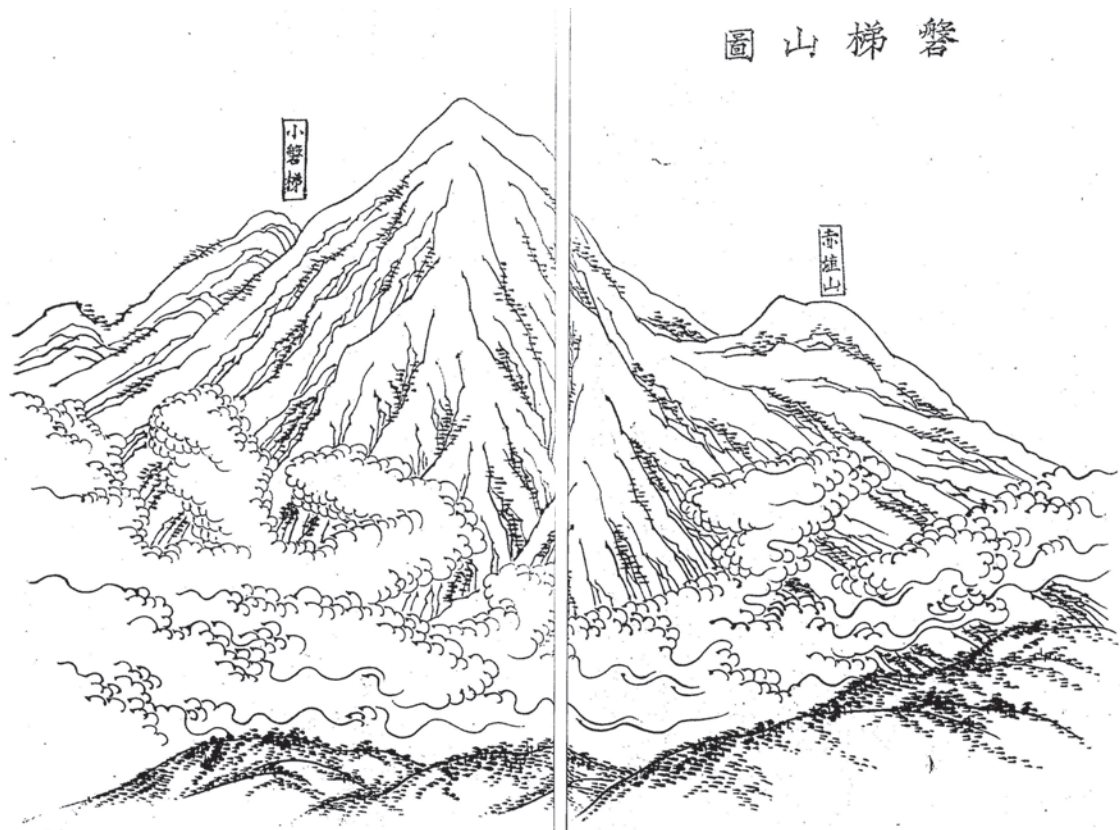
デルタが形成されている(藤田・田中, 2001)。磐梯山 1888 年の山体崩壊では上流部に大量の火山性碎屑物が供給されたため、長瀬川の中～下流部では土砂流出により河床が上昇して、噴火後長期間にわたって洪水が頻発するとともに、河口が沖合へ大きく前進した(貞方, 1979; 松井, 2005)。猪苗代湖中央部での湖底ボーリング掘削で得られたコアの解析からは、5~4 万年前に河川環境から湖への変化が起きたことが明らかにされている(廣瀬ほか, 2014; 長橋ほか, 2018)。この変化は磐梯火山の葉山 1 噴火による山体崩壊で生じた翁島岩屑なだれが日橋川を埋め立てたことが原因である(山元・須藤, 1996)。猪苗代湖の形成を磐梯町の日橋川沿いに分布する火山岩噴出に結びつける考えは、満山(1925)以降、多くの研究で指摘されてきた。一方で、猪苗代湖の形成を「會津舊事雑考(菊池編, 1918)」や「新編會津風土記(會津藩地誌局編, 1894)」に記述のある大同元年の地質災害(大同元年暴ニ一大湖トナレリ欺ル災異)と結びつける考えは(田中, 1911)、このような地質学的調査により明確に否定されよう。

1.3 磐梯火山・猫魔火山・安達太良火山

磐梯火山は磐梯山(標高 1,816.2 m)を最高峰とする中期更新世～完新世の活火山、猫魔火山は猫魔ヶ岳(標高 1,403.6 m)を最高峰とする中期更新世の開析の進んだ火山である。どちらも安山岩質の成層火山ではあるが、活動期の異なる山体が重複しており、その火山地形は単純ではない。磐梯火山では、1888 年山体崩壊前に小磐梯山と呼ばれる別の山体が磐梯山の北側に存在していた(第 1.4 図; 米地, 1988, 1989; 千葉, 2010)。1888 年山体崩



第 1.3 図 猪苗代町天鏡台から望む猪苗代湖
 猪苗代湖は内陸山間盆地に形成された湖で、湖を取り巻く山地は、高旗山を中心とした中新世の火山岩と、これを不整合に覆う前期更新世の白河火砕流堆積物群で構成されている。平らな山稜を持つ会津布引山は、白河火砕流群がつくる火砕流台地である。その背後には、ジュラ紀付加体からなる大戸岳と第四紀の那須火山群が遠望できる。



第 1.4 図 新編会津風土記に描かれた 1888 年崩壊前の磐梯山
 「新編会津風土記」は会津藩による領内の地誌で、享和三年（1803 年）から文化六年（1809 年）にかけて編さんされた（会津藩地誌局編，1894）。この風景画は南西の会津若松方向から磐梯山を見たもので、中央山頂の磐梯山山頂の左には、1888 年噴火で失われた小磐梯山が描かれている。国会図書館デジタルコレクション（<http://dl.ndl.go.jp/info:ndljp/pid/763345>）から出力。



第 1.5 図 裏磐梯高原から望む磐梯火山 1888 年崩壊壁

右の山頂が磐梯山 (1,816.2 m), 左の山頂が櫛ヶ峰 (1,636 m). 崩壊壁の内側には大磐梯山よりもやや標高の低い小磐梯山が存在した (第 1.4 図). また, 手前の湖沼は山体崩壊で発生した岩屑なだれ堆積物が河川を堰き止めたために形成されたもので, 裏磐梯高原にはこのような湖沼が多数分布する.

壊壁は大きく北側に開き (第 1.5 図), 北山麓の裏磐梯高原には岩屑なだれがつくる流れ山地形が広がっている (丸田, 1968; Nakamura, 1978; 守屋, 1980, 1988). 裏磐梯高原の桧原湖, 小野川湖, 秋元湖は, この岩屑なだれが旧桧原川, 小野川, 中津川, 大倉川を逆流した結果, その先端で川を堰き止め, 滞水して生じたものである (町田・渡部, 1988). 三湖の水位は, 山体崩壊後に頻発した洪水を防ぐ目的で, 築堤水門工事により安定化されている (松井, 2005). また, 磐梯火山の東・南山麓には 1888 年噴火以前の流れ山地形が多数存在することも, 多くの研究者により古くから指摘されていた (堀江, 1953; 水野, 1958; Tanabe, 1960; Furuya, 1965). 猫魔火山の山頂部には長径約 2.5 km のカルデラ状の凹地形が形成されており (例えば Furuya, 1965), カルデラ内には湿原を伴

う雄国沼がある (第 1.6 図). このカルデラは中期更新世の古い火山体 (雄国山火山噴出物) が北東方に山体崩壊して形成された雄国カルデラ^{おぐにやま}を, 中期更新世の新しい火山体 (猫魔ヶ岳火山体) が不整合に覆うことで (Kimura *et al.*, 2001; 三村, 2002), 一見すると閉じた円形の地形に見える.

本地域の南東縁には, 安達太良火山 (第 1.7 図) の西山麓部が分布する. 火山体の中腹には沼ノ平火口周辺から噴出した厚い溶岩流地形, 麓には沼尻火砕流堆積物がつくる台地地形が形成されている. さらにその下流にあたる猪苗代町大原の酸川沿いには, 完新世に沼ノ平火口から流れ出したラハール堆積物の氾濫原が広がっている (山元, 1998; 片岡ほか, 2015).



第 1.6 図 北西上空から見る猫魔火山山頂部

手前の古期山体(雄国山火山噴出物)と奥の新期山体(猫魔ヶ岳火山噴出物)の間には雄国カルデラと呼ばれる大きな地形的なギャップがあり、カルデラ内の低地に雄国沼が位置している。古期山体が山体崩壊を起こした後に、新期山体が不整合に重なったため、このような地形が出来たものと考えられている。猫魔ヶ岳(1,403.6 m)の後方左には磐梯山、後方右には猪苗代湖がある。堰き止められた雄国沼の水は、トンネルにより写真右下の沢へ流され、猫魔火山西山麓の灌漑に利用されている。瀬尾 央 2005 年 6 月撮影。



第 1.7 図 磐梯山弘法清水から望む安達太良火山

安達太良山(1,699.7 m)、箕輪山(1,728 m)、和尚山(1,601.8 m)、沼ノ平火口は、東隣「二本松」地域内にあり、本地域には山麓部のみが含まれる。本地域に分布する酸川ラハール堆積物は、沼ノ平火口から流出した。また、安達太良火山の歴史噴火は、全て沼ノ平火口内で発生している。

第2章 地質概説

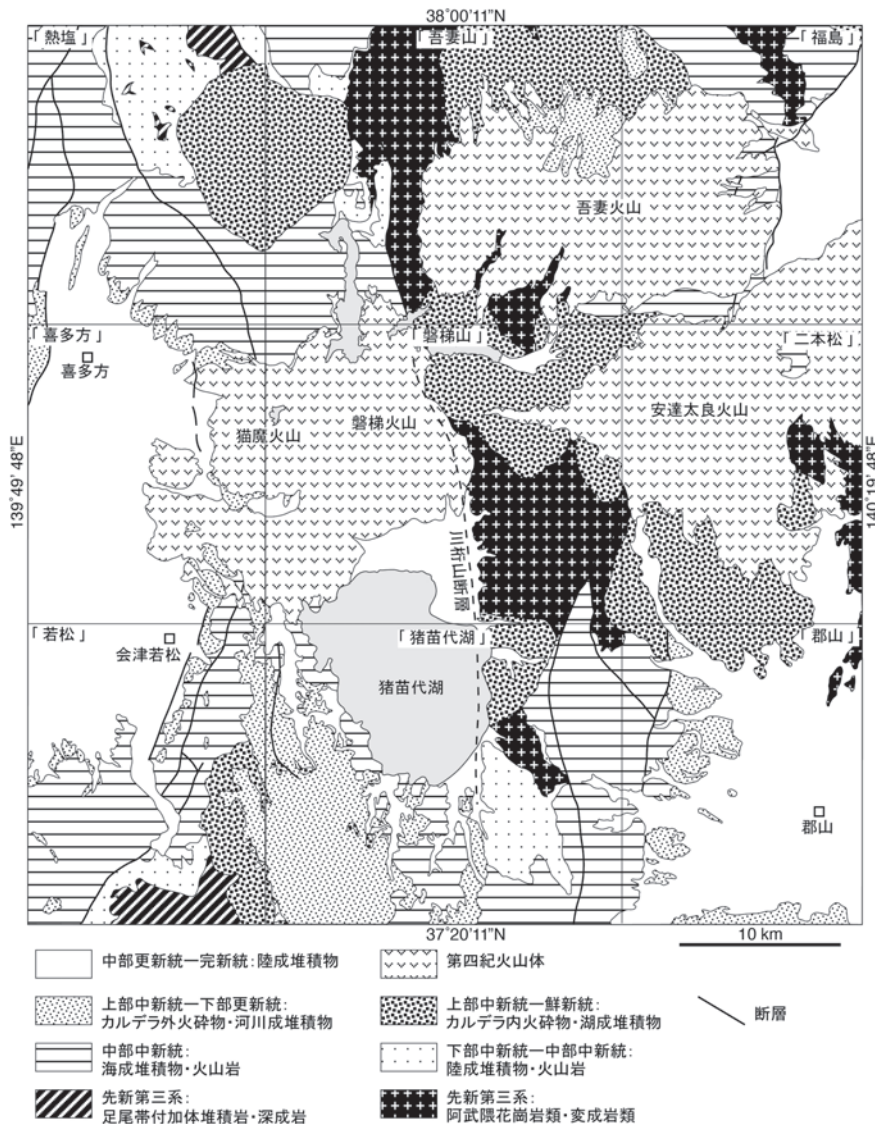
(山元孝広)

「磐梯山」地域は東北本州弧南部に位置しており、東側の脊梁山地内には主に先新第三系深成岩・変成岩と後期中新世～鮮新世の陥没カルデラ内堆積物が分布し、西側の内陸山間盆地である猪苗代盆地には、海成の中新統とこれを覆う猫魔・磐梯火山噴出物や盆地を埋める更新統が主に分布する(第2.1図)。脊梁山地と猪苗代盆地の間には地形だけでなく地質学的にも大きなギャップがあり、境界部には東上りの川桁山断層が伏在するものと

みられる。ただし、この断層に伴う地表変位は確認されていない。本地域の地質を総括して、第2.2図に示す。

2.1 先新第三系

本地域の東側に露出する先新第三系は、白亜紀の阿武隈花崗岩類を主体とし、時代未詳の泥質及び苦鉄質変成岩類を伴っている(久保ほか, 2003)。阿武隈花崗岩類は、



第2.1図 「磐梯山」地域周辺の地質概略図
20万分の1地質図幅「福島」(久保ほか, 2003)・「新潟」(高橋ほか, 2010)を簡略化。

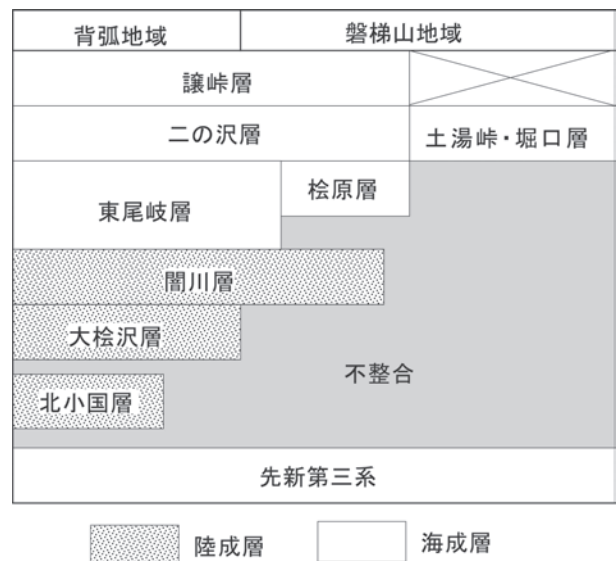
地質年代		地質区分		火成活動・構造運動
第四紀	完新世	磐梯火山	中部更新統 ～完新統	安山岩質成層火山の形成
			安達太良火山	
	後期	吾妻火山		
	中期	猫魔火山		
更新世	前期	七折坂層		
新第三紀	鮮新世	藤峠層	上戸層	珪長質カルデラ火山活動と脊梁山地の隆起
			横向層	
	後期	高玉層		
	中新世	譲峠層	木地小屋層	海域の拡大
			二の沢層	
	前期	東尾岐層・松原層		
古第三紀				削剝作用
白亜紀	後期		阿武隈花崗岩類	花崗岩質深成岩の形成
	前期			
時代未詳			変成岩類	変成作用

第 2.2 図 「磐梯山」地域の地質総括図

福島県東部の阿武隈山地及びその周辺に分布する花崗閃緑岩～花崗岩の総称で、一般に岩石帯磁率が低く、チタン鉄鉱系列に属している。一方、北西隣「熱塩」・南西隣「若松」地域には足尾帯のジュラ紀付加体の堆積岩が基盤として分布しており(第 2.1 図; 高橋ほか, 2010), 両者を分ける棚倉構造線(大森ほか, 1953; 大槻, 1975)の北方延長が、猪苗代盆地の地下を通過しているものと見られる。特に、分布の西縁に当たる猪苗代町名家周辺の先新第三系岩石は左横ずれ剪断変形が著しく、マイロナイト化している。

2.2 新第三系

本地域の下部～中部中新統(下位から東尾岐層・松原層・二の沢層・堀口層・土湯峠層・譲峠層)は、日本海形成に伴い形成された地層である。本地域よりも背弧側(「玉庭」・「手ノ子」・「小国」図幅内)では、アノーソクレス流紋岩で特徴付けられる日本海形成最初期 23～22 Ma の北小国層(植田ほか, 1973; 雁沢, 1987; 岩野ほか, 2003)が噴出し、その直後には引張応力場で形成されたハーフグラーベンを埋積した網状河川堆積物を主体とする大松沢層(鈴木, 1964)・眼鏡橋層(柳沢・山元, 1998)が形成されたが(山路, 1989; Yamaji, 1990; 幡谷・大槻, 1991), 本地域はこのグラーベンの外側に位置していた(第 2.3 図)。南隣「猪苗代湖」地域では岩上山層(小泉,



第 2.3 図 「磐梯山」地域周辺の下部～中部中新統の層序
背弧地域の層序は、本地域の西にある「玉庭」・「熱塩」・「喜多方」・「若松」地域の層序(山元・吉岡, 1992; 柳沢・山元, 1998; 山元ほか, 2006)を統合した。下部中新統北小国層は、アノーソクレス流紋岩の火砕流堆積物からなる。下部～中部中新統大松沢層・間川層・東尾岐層は、日本海形成時の引張応力場で形成されたグラーベンを埋積している。これらに引き続き日本海形成後の海進により、二の沢層・土湯峠層・堀口層が脊梁山部にも含めた広域で堆積している。

1963), 南西隣「若松」地域では闇川層(山元・吉岡, 1992)と呼ばれる苦鉄質火山岩を主体とする陸成層が基盤を覆っており, 本地域の西側にも相当層が伏在する可能性が大きい(第2.3図). 東尾岐層は, 最大層厚 1,500 m に達する流紋岩溶岩・火砕岩を主とする海成層で, 本地域西側から南西隣「会津若松」・西隣「喜多方」地域に広がっていた火山性のグラーベンを埋積した(山元・吉岡, 1992; 山元ほか, 2006). 北隣「吾妻山」地域から続く同時異相の桧原層はこのグラーベンの縁辺相を構成していたもので, 非火山性堆積岩の割合が大きい(古川ほか, 2018). 本地域西部に分布する二の沢層・譲峠層は, 砂岩及び泥岩を主とする中期中新世の中期から後期の海成層で, 東尾岐層・桧原層を整合に覆っている. 一方, 本図幅地域東南部に分布する同時期の砂岩・泥岩を主とする堀口層・土湯峠は, 先第三系を直接不整合で覆っており, 中部中新統が脊梁地域に向かってオンラップしている(第2.3図). このうち, 譲峠層は遠洋性の黒色の硬質泥岩を主体とする地層で, 最も海進が進んだ時期(13~10 Ma)の堆積物である.

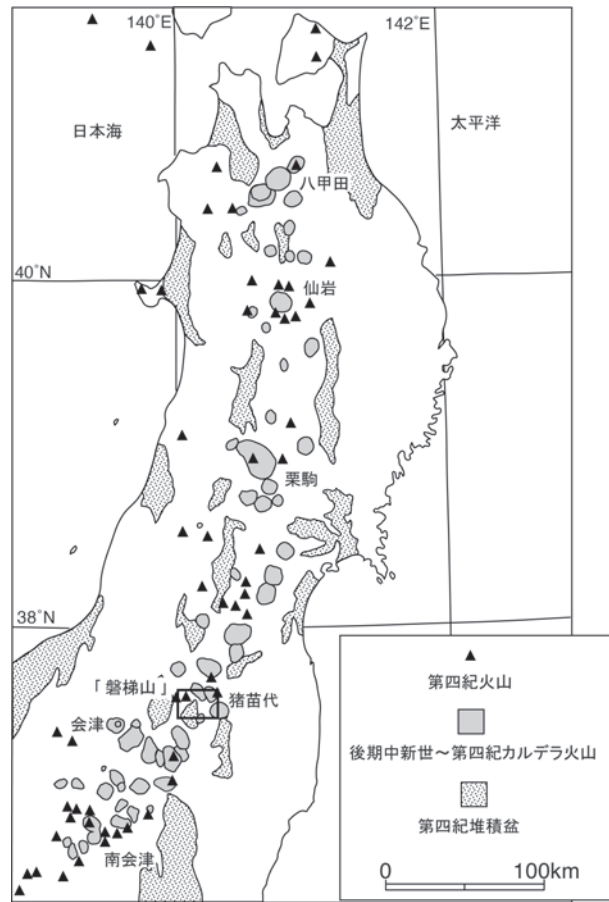
本地域東側の上部中新統~鮮新統の^{きじこや}木地小屋層・高玉層・^{よこむき}横向層・^{じょうこ}上戸層は, 10 Ma 頃から始まった珪長質カルデラ火山活動の産物である(山元, 1992, 1994). 東北本州弧の脊梁地域では各地で約 10 Ma から局所的な隆起と珪長質火山活動の活発化が起きており(Yamamoto, 2009; 第2.4図), 本図幅地域はいち早く陸化していたものと考えられる. これらの地層は, 陥没したカルデラを埋積しており, カルデラ形成時の火砕流堆積物とこれに指交するカルデラ壁の崩壊で形成された岩屑なだれ堆積物で構成されている. 高玉層・横向層では, これらを整合で覆う後カルデラ期の湖成堆積物も分布する. 一方, 本地域西側の上部中新統~鮮新統の藤峠層(山元ほか, 2006)はカルデラ外に流出した火砕流堆積物を含む河川堆積物である. この陸成層に含まれる 4.9~4.8 Ma の^{さいいつ}才津火砕流堆積物は北隣「吾妻山」・北西隣「熱塩」地域にある大峠カルデラから噴出したものである(山元, 1994; 古川ほか, 2018).

2.3 第四系

本地域の第四系は,^{ななおれざか}七折坂層, 猫魔火山, 吾妻火山, 安達太良火山, 磐梯火山の各噴出物, 非火山性の中部更新統~完新統からなる. これらのうち火山噴出物の層序関係を, 第2.5図にまとめている.

下部更新統の七折坂層は, 「田島」地域の塔のへつりカルデラ群から噴出した白河火砕流群を含む陸成層である(山元, 1999a; 山元ほか, 2006). 本地域には, 猪苗代湖の南西~西に広がる火砕流台地の北端が, その南西縁部に分布している.

猫魔火山は本地域西部に噴出した安山岩~デイサイト



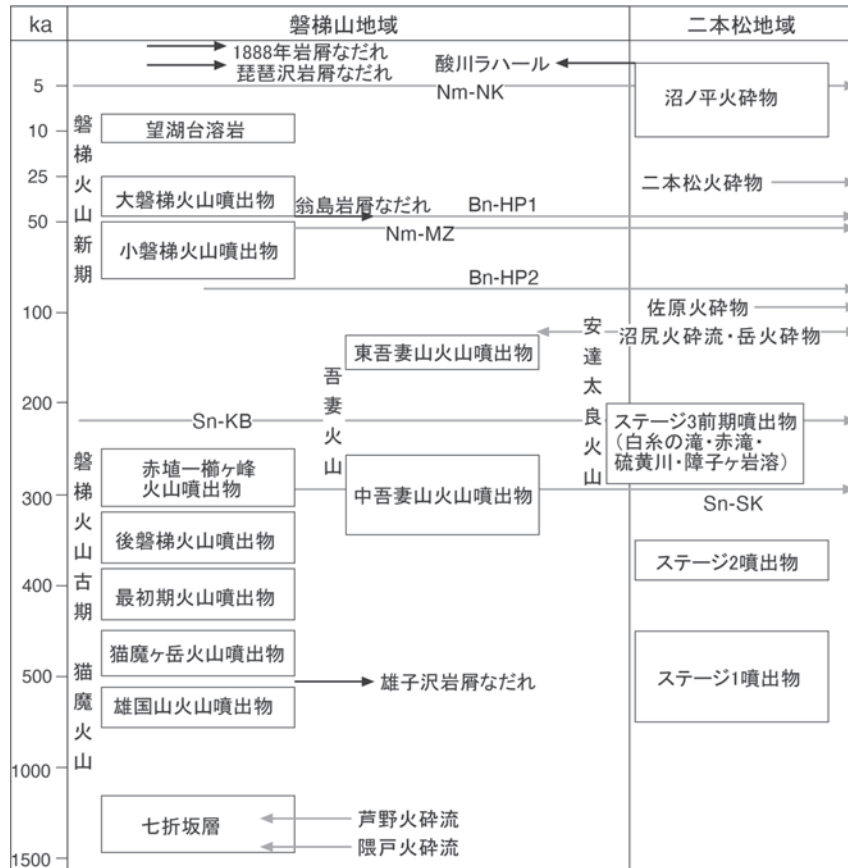
第2.4図 東北本州弧における後期中新世~第四紀カルデラ火山の分布

カルデラ火山群は主に脊梁山地沿いに分布するが, その分布は一様ではなく, 特定地域に集中する傾向がある. 本図幅地域もその集中域の一つにあたり, 猪苗代カルデラ火山群と呼ばれている(山元, 1994). Yamamoto (2009) を一部修正.

の成層火山で(Nakamura, 1978; Kimura *et al.*, 2001; 三村, 2002), 山体は七折坂層を不整合に覆う. 中期更新世の雄国山^{おぐにやま}火山噴出物, これが山体崩壊して形成された中期更新世の雄子沢岩屑^{おしざわ}なだれ堆積物, これらを不整合に覆う中期更新世の猫魔ヶ岳火山噴出物から構成される.

吾妻火山は, 北隣「吾妻山」・北東隣「福島」地域に分布する安山岩の成層火山体群で, 多くの噴出中心が存在する(松本ほか, 2018; 古川ほか, 2018). 本地域には, 北から中期更新世の中吾妻火山噴出物と東吾妻火山噴出物の安山岩溶岩が流れ下っている.

安達太良火山は東隣「二本松」地域に噴出中心のある玄武岩~安山岩を主体とする成層火山である(阪口, 1995; 藤縄ほか, 2001; 藤縄・鎌田, 2005). 本地域の東縁部には, ステージ3前期(藤縄ほか, 2001)の箕輪山から安達太良山周辺の山体を構成する中期更新世の安山岩溶岩が分布するほか, 沼ノ平火口(第1.7図)を形成した



第 2.5 図 「磐梯山」地域及び東隣「二本松」地域の第四紀火山噴出物の層序

黒色矢印は岩屑なだれやラハールを、灰色矢印は火砕流や降下火砕物（テフラ）を示している。「二本松」地域の安達太良火山噴出物の層序は阪口（1995）、山元・阪口（2000）、藤縄ほか（2001）による。Bn-HP1 = 磐梯葉山 1 火砕堆積物；Bn-HP2 = 磐梯葉山 2 火砕堆積物；Nm-NK = 沼沢沼沢湖テフラ；Nm-MZ = 沼沢水沼テフラ；Sn-KB = 砂子原久保田テフラ；Sn-SK = 砂子原佐賀瀬川テフラ（山元, 2012）。

後期更新世の岳噴火で噴出した沼尻火砕流堆積物（山元・阪口, 2000）が分布する。また、完新世に沼ノ平火口から酸川ラハールが本地域内に流下している（山元, 1998；片岡ほか, 2015）。

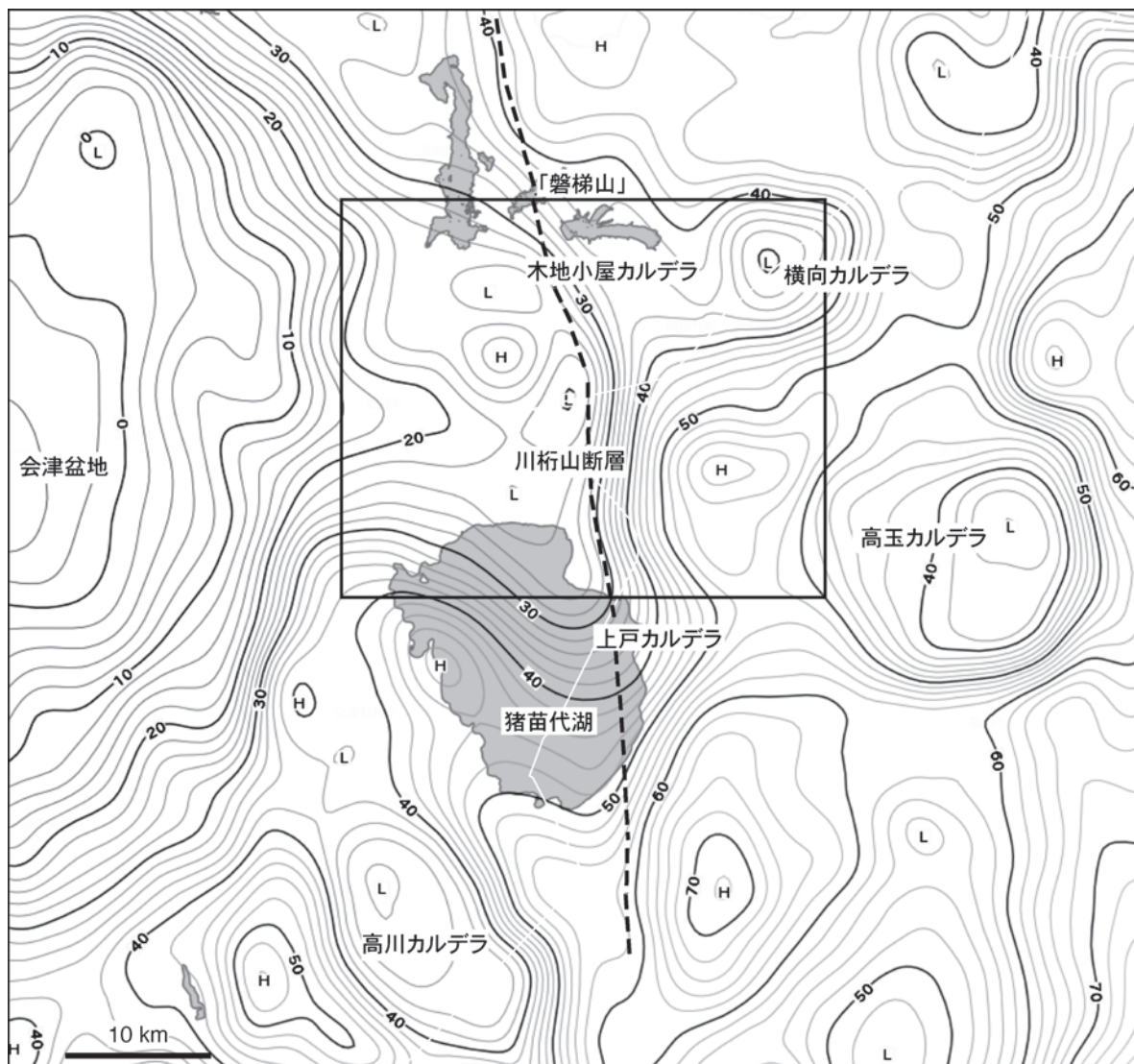
磐梯火山は、本地域の中央部に噴出した安山岩の成層火山体で（Nakamura, 1978；山元・須藤, 1996 など）、1888年に水蒸気噴火・山体崩壊（Sekiya and Kikuchi, 1890；Yamamoto *et al.*, 1999）を起こしている。その構成物は、下位から中期更新世の最初期火山噴出物、後磐梯火山噴出物、赤埴-櫛ヶ峰火山噴出物、火山麓扇状地 3 堆積物、後期更新世の磐梯葉山 2 火砕堆積物、火山麓扇状地 2 堆積物、小磐梯火山噴出物、翁島岩屑なだれ堆積物、磐梯葉山 1 火砕堆積物、大磐梯火山噴出物、火山麓扇状地 1 堆積物、八方台火砕堆積物、望湖台溶岩流、完新世の中ノ湯火砕堆積物、琵琶沢岩屑なだれ堆積物、土湯沢岩屑なだれ堆積物、1888 年火砕堆積物、1983 年土石流堆積物、1954 年岩屑なだれ堆積物である。葉山 2 火砕堆積物噴出前には 15 万年以上の休止期が存在し、葉山 2 火砕堆

積物以降を磐梯火山新时期、これよりも古いものを磐梯火山古期と区分している（第 2.5 図）。

本地域の火山噴出物を除いた中期更新世以降の堆積物は、古期地すべり堆積物、低位段丘堆積物、湖成堆積物（伏在）、新时期地すべり堆積物、扇状地堆積物、谷底平野及び氾濫原堆積物、湿地堆積物、斜面堆積物、現河床及び湖岸堆積物からなる。このうち、湖成堆積物は 5~4 万年前に発生した翁島岩屑なだれ堆積物により当時の日橋川が堰き止められて猪苗代湖が形成され堆積したものである。地表には露出しないものの、猪苗代周辺の平野部地下に伏在する（鈴木, 1987, 1988；鈴木ほか, 1990）。

2.4 重力及び地質構造

本地域周辺の重力図（ブーゲー異常）では、中央部を南北に延びる川桁山断層を挟んで、大局的には東側に高重力異常域、西側に低重力異常域が分布する特徴がある（第 2.6 図）。川桁山断層は顕著な重力急傾斜帯となって



第 2.6 図 「磐梯山」地域周辺の重力図（ブーゲー異常）

仮想密度は 2.30 g/cm^3 。ブーゲー異常は地質図Navi（地質調査総合センター）から出力。太破線は、川桁山断層のおおよその位置を示す。川桁山断層は「磐梯山」地域内では伏在しており、その位置は明確ではない。重力図の範囲は北緯 37 度 44 分 52 秒～北緯 37 度 18 分 16 秒，東経 140 度 25 分 0 秒～東経 139 度 58 分 9 秒。

おり、断層を境とした東隆起の基盤の落差があるものと解釈されている（駒澤ほか，1988）。その特徴は、本地域東側に先第三系が分布する地質構造（第 2.1 図）との対応が良い。西側の低重力異常域はそのまま、「喜多方」地域に中心のある会津盆地の更に大きな低重力異常（山元ほか，2006）へと繋がっている。

径 20～10 km サイズのブーゲー異常は、後期中新世～鮮新世の陥没カルデラ（山元，1994）との対応が良い。特に高玉カルデラと横向カルデラの円形の低重力異常は、明瞭である。これに対して木地小屋カルデラと上戸カルデラは、川桁山断層による変形を大きく受けているため、重力異常の構造が確認しにくくなっている。磐梯火山の

中央部、沼ノ平には局所的な高重力異常が認められ、伏在する高密度の岩体の存在を示唆している可能性がある（駒澤ほか，1988）。一方、猫魔火山、安達太良火山に対応する重力異常は確認することが出来ない。

川桁山断層の活動時期は、断層の大半が猪苗代盆地東縁の沖積層下に伏在しているため、直接確認することは難しい。それでも、周辺の地質の状況、特に会津盆地や猪苗代湖周辺で前期更新世に形成された火砕流台地を構成する七折坂層が盆地側下りの断層変位を受けていること（第 2.1 図）を考慮すると、川桁山断層では前期更新世以降に活発な東側隆起の活動があったものとみられる。

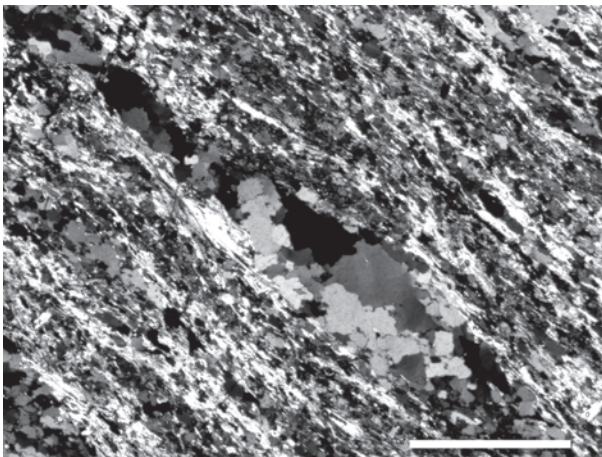
第3章 先新第三系

(山元孝広・阪口圭一)

3.1 研究史及び概要

「磐梯山」地域に分布する先新第三系は、変成岩類及び花崗岩類から構成され、本地域東側の川桁山地内に分布している。これらの岩石は、福島県東部の阿武隈山地及びその周辺に分布する阿武隈花崗岩類と随伴する変成岩類から、東隣「二本松」地域(阪口, 1995)を経て分布が連続するもので、ともに阿武隈帯を構成している(久保ほか, 2003)。

本地域の先新第三系の岩相分布は、福島県5万分の1地質図「会津地域」(鈴木, 1964), 同地質図「猪苗代湖東方地域」(北村ほか, 1965), 土地分類基本調査「磐梯山」の表層地質図(鈴木ほか, 1977)で示され、20万分の1地質図幅「福島」(久保ほか, 2003)でも基本的にこれらが踏襲されている。変成岩類は泥質片麻岩～片岩及び緑色片岩からなり、八島・中通り団体研究会(1982)による岩相の記載がある。一方、本地域内の阿武隈花崗岩類を対象とした地質学的・岩石学的研究の成果はこれまで公表されていない。



第3.1図 片状組織の著しい黒雲母斜長石石英片麻岩の薄片顕微鏡写真
黒雲母に富む部分と斜長石・石英に富む部分が0.1～0.7 mmの厚さで縞状構造をなしている。面構造に平行な白色の葉状鉱物が黒雲母である。他形をなす灰色～黒色の鉱物は、斜長石・石英である。クロスニコール。スケールは1 mm。福島県猪苗代町名家(北緯37度36分58.2秒, 東経140度7分31.9秒)。

3.2 泥質及び苦鉄質変成岩類(M)

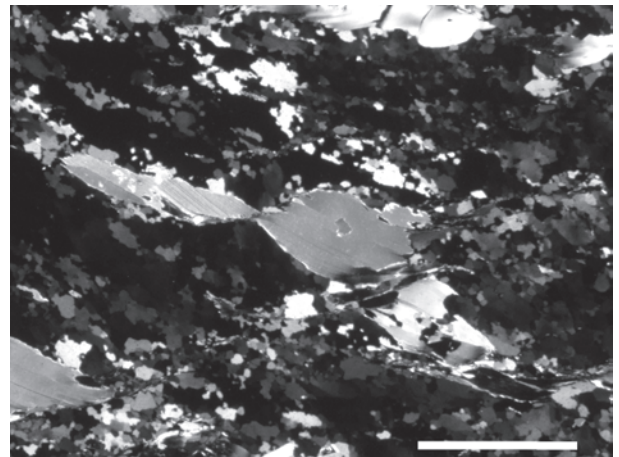
本地域の泥質及び苦鉄質変成岩類は、川桁山地の花崗岩類と共に阿武隈帯の先新第三系を構成している。

分布・構造 八島・中通り団体研究会(1982)により川桁変成岩帯と呼ばれたもので、川桁山地南東部の郡山市の深沢や、山地西縁の猪苗代町名家と関都に分布する。

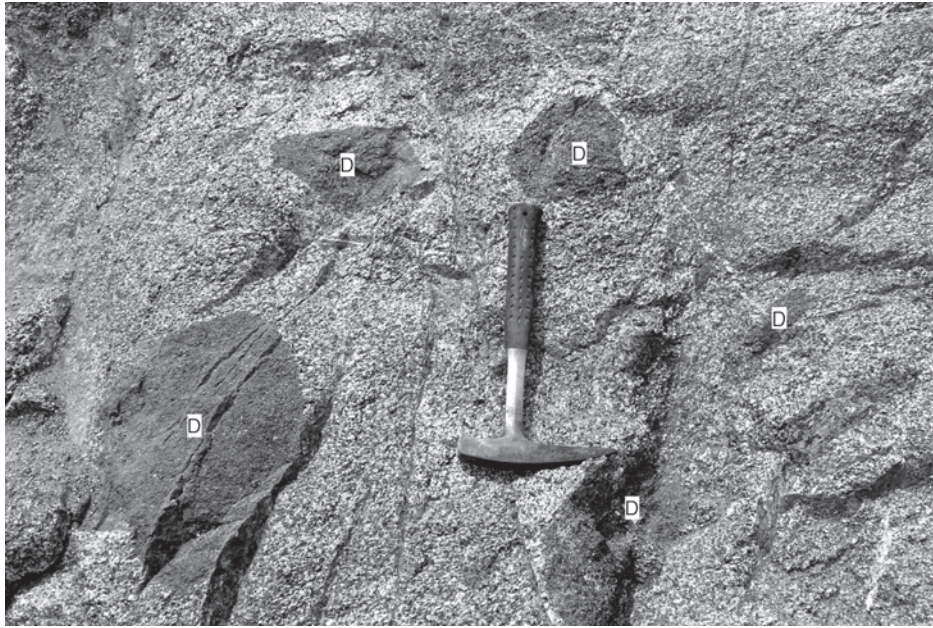
層序関係 阿武隈花崗岩類に貫入される。

岩相 泥質変成岩は、黒雲母斜長石石英片麻岩及び白雲母黒雲母斜長石石英片麻岩からなる。黒雲母に富む部分と石英・斜長石に富む部分が、互層状になっている部分もある。猪苗代町名家付近の黒雲母斜長石石英片麻岩は剪断変形を受け、片状組織が著しい(第3.1図)。また、猪苗代町関都付近の黒雲母斜長石石英片麻岩も左横ずれの剪断変形を受けている(第3.2図)。苦鉄質変成岩は緑色片岩からなり、泥質変成岩に付随するものの、その量は僅かである。

対比 原岩の形成時期は、不明である。東隣「二本松」地域では、超苦鉄質岩を伴うが(阪口, 1995)、本地域内で



第3.2図 黒雲母斜長石石英片麻岩に認められるマイカフィッシュ劈開面の明瞭な白色～明灰色の大型の鉱物が黒雲母で、その形態と劈開の斜交性は左横ずれを示す典型的なマイカフィッシュ(紡錘形のポーフィロクラスト)となっている。マイカフィッシュの間を埋める粒径0.3 mm以下の白色～灰色～黒色の等粒状の鉱物は、斜長石・石英である。クロスニコール。スケールは1 mm。福島県猪苗代町関都(北緯37度30分52.2秒, 東経140度8分44.1秒)。



第 3.3 図 暗色包有物に富む塊状の中粒角閃石黒雲母花崗閃緑岩
採石場の新鮮な掘削面であるものの、岩石はかなり風化しており、ハンマーの打撃で容易にマサ状に崩れる。暗色包有物(D)は基質の花崗閃緑岩よりも細粒で、黒雲母や普通角閃石の有色鉱物が目立つ団塊である。福島県猪苗代町下館東方(北緯 37 度 33 分 57.9 秒, 東経 140 度 8 分 49.4 秒)。

は確認していない。

3.3 阿武隈花崗岩類

本地域に分布する阿武隈花崗岩類(久保ほか, 2003)は、白亜紀の中～粗粒角閃石黒雲母花崗閃緑岩, 中粒黒雲母花崗岩からなる。前者が広範囲に分布し、後者はストックとして本地域東縁部にのみ存在する。

3.3.1 中～粗粒角閃石黒雲母花崗閃緑岩 (Gd)

分布・構造 本地域東部の川桁山周辺にまとまって分布する。

層序関係 先新第三系変成岩類に貫入する。

岩相・岩石記載 普通角閃石の目立つ中粒～粗粒の等粒状組織を持つ花崗閃緑岩で、主に石英, 斜長石, カリ長石, 普通角閃石, 黒雲母からなる。一般に普通角閃石結晶の定向配列が認められ、その長径は 3 cm に達することもある。図幅地域内ではほぼ均一な岩相を示し、粒径の大きな変化は認められない。また、細粒の石英・斜長石・カリ長石・黒雲母・普通角閃石からなる暗色包有物が多い(第 3.3 図)。数 10 cm 以下の暗色包有物はレンズ状に引き伸ばされているものが多く、普通角閃石の定向配列と調和的である。川桁山地内の本花崗閃緑岩は、全体的に露頭面での風化作用が著しい。山地内の 2 箇所(猪苗代町下館東方と同町関都東方)では、この風化花崗

閃緑岩を対象に採石が行われ、粉碎・篩い分けされたマサ土が建築資材として利用されている。

猪苗代町名家付近の本花崗閃緑岩は捕獲する変成岩とともに左横ずれの剪断変形を受け、マイロナイト化している(第 3.4 図)。その面構造は N20~30°W で、伏在する川桁山断層の走向と平行である。

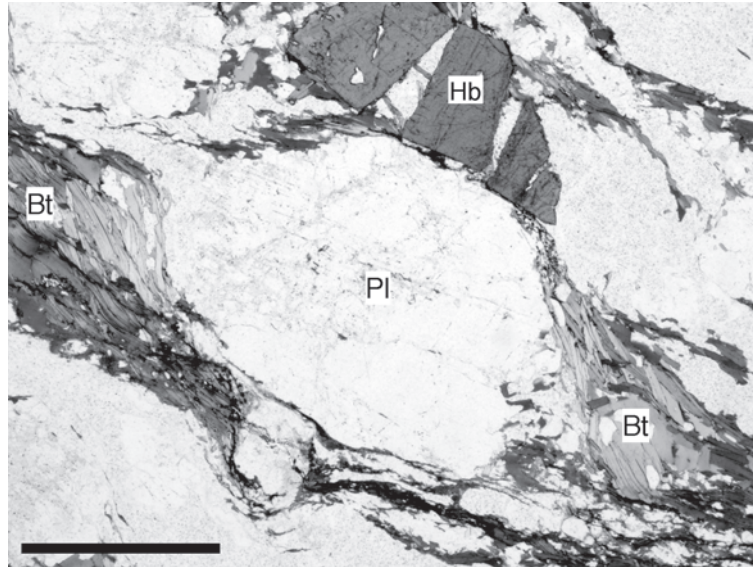
対比 本花崗閃緑岩は、阿武隈花崗岩類の古期岩体として最も分布の広い標準的な岩相(渡辺ほか, 1955; 久保ほか, 2015)に対比され、白亜紀に形成されたとみられる。分布が連続する北隣「吾妻山」地域の猪苗代町大倉川上流の本岩からは、 73.4 ± 0.8 Ma の黒雲母 K-Ar 年代値が報告されている(松本ほか, 2007; 古川ほか, 2018)。

猪苗代町名家付近のマイロナイト化した本花崗閃緑岩は、茨城県北部から福島県南縁に位置する棚倉破碎帯(大森ほか, 1953)を構成する先第三系左横ずれマイロナイト(大槻, 1975; 越谷, 1986)の北北西延長に相当するものである(北村ほか, 1965)。さらにその延長は、山形県の「玉庭」地域内の先第三系左横ずれマイロナイトに続くと考えられている(山元・柳沢, 1989; 柳沢・山元, 1998)。

3.3.2 中粒黒雲母花崗岩 (Gr)

対比・構造 本地域東縁から東隣「二本松」地域にかけて分布する。

層序関係 周辺類似岩体の産状から(久保ほか, 2003; 古



第 3.4 図 マイロナイト化した角閃石黒雲母花崗閃緑岩の薄片顕微鏡写真
 斜長石ポーフィロクラスト (Pl) とその両端から延びる細粒黒雲母集合体 (Bt)。ポーフィロクラストの周りの非対称なプレッシャーシャドウや黒雲母集合体内のシアバンドと劈開の斜交性は、典型的な左横ずれを示す。角閃石 (Hb) には、剪断変形による展張割れが認められる。また、面構造に平行な葉状の白色部は主に細粒化した石英から構成されている。オープンニコル。スケールは 1 mm。福島県猪苗代町樋ノ口 (北緯 37 度 36 分 21.1 秒, 東経 140 度 8 分 29.5 秒)。

川ほか, 2018), 本花崗岩は周辺に分布する中～粗粒角閃石黒雲母花崗閃緑岩に貫入するものと考えられる。ただし、露頭での貫入関係は確認できていない。

岩相・岩石記載 中粒の黒雲母花崗岩で、主に石英、斜長石、カリ長石、黒雲母からなる。鉱物の定向配列等の内部構造は明瞭ではない。

対比 本花崗岩と類似した、北隣「吾妻山」地域の猪苗代町大倉川上流の花崗岩からは、 72.4 ± 0.8 Ma の黒雲母 K-Ar 年代値が報告されている (松本ほか, 2007; 古川ほか, 2018)。

第4章 新第三系下部～中部中新統

(山元孝広)

4.1 研究史及び概要

本地域を含む福島県会津地域の下部～中部中新統の層序は、鈴木敬治らの初期の研究(鈴木・吉田, 1956; 鈴木, 1964)や金属鉱業事業団(現在の独立行政法人石油天然ガス・金属鉱業資源機構)の広域地質調査「東会津」(通商産業省, 1971, 1972, 1973, 1974), 福島県の地質図幅調査(鈴木ほか, 1968, 1972, 1973), そして地質調査所(現地質調査総合センター)による一連の地質図幅の調査研究(山元・吉岡, 1992; 山元・駒澤, 2004; 山元ほか, 2006)を通じて明らかにされ、ほぼ確立している。すなわち、会津地域では最下位に苦鉄質火山岩を主とする陸成層であるくらかわ閼川層(鈴木, 1964; 山元・吉岡, 1992)が存在し、その上位にグラーベンを埋積した流紋岩溶岩・火山砕屑岩を主とする海成のひがしおまた東尾岐層(山元・吉岡, 1992)が重なっている(第2.3図)。閼川層は本地域には露出しないが、地下には伏在するものとみられる。西のグラーベン中央部(「喜多方」・「若松」地域内; 山元・吉岡, 1992; 山元ほか, 2006)での東尾岐層の最大層厚は1,500 mに達するものの、グラーベンの縁辺相では層厚が小さくなり、非火山性砕屑岩の量が増してくる。本地域北西縁から北隣「吾妻山」地域に分布する桧原層は、そのような東尾岐層の同時異相である(古川ほか, 2018)。二の沢層・譲峠層は、砂岩及び泥岩を主とする中期中新世の中期から後期の海成層で、東尾岐層・桧原層を整合に覆っている。一方、本地域東南部に分布する同時期の砂岩を主とする堀口層は、先第三系を直接不整合で覆っており、中部中新統が脊梁地域に向かってオンラップしている。このうち、譲峠層は遠洋性の黒色の硬質泥岩を主体とする地層で、最も海進が進んだ時期(13～10 Ma)の堆積物である。本報告での各層の地質年代は、相田ほか(1998)の微化石層序に従っている。

4.2 東尾岐層(Hv, Hr)

本層は会津盆地周辺山地に広く分布する流紋岩溶岩・火山砕屑岩を主とする前期中新世末～中期中新世初頭の海成層で、泥岩や玄武岩を伴っている。層厚は最大で1,500 mに達する。本地域には、そのうちの上層部が露出する。

地層名 山元・吉岡(1992)の「東尾岐層」による。

模式地 会津美里町東尾岐周辺から勝負沢源流にいたる

地域(南西隣「若松」地域内)。

分布・構造 本地域南西部の丘陵地に、会津盆地東縁山地から連続する本層が分布する。更に本層は、磐梯火山南麓のボーリングコアでも確認されており(第4.1図)、猪苗代盆地下に広く伏在するものとみられる。ただし、川桁山地内では、本層を欠いて上位の堀口層が直接先第三系を覆うので、猪苗代盆地と川桁山地の境界付近に本層が埋積するグラーベンの東縁があるものとみられる。

層序関係 南西隣「若松」地域では、本層は前期中新世の閼川層を整合に覆い、中期中新世の二の沢層に整合に覆われる(山元・吉岡, 1992)。

層厚 模式地周辺では最大1,500 mに達する。西隣「喜多方」地域南東縁で掘削された構造ボーリング48MAHA-1でも、掘削深度1007.2 mで本層の基底に達していない(通商産業省, 1974)。

岩相 本層は主に流紋岩火山砕屑岩(Hv)からなり、流紋岩溶岩・貫入岩(Hr)を伴う。模式地周辺ではさらに玄武岩火山砕屑岩や砂岩・泥岩を伴うが、本地域内の露頭では確認していない。周辺地域の化石の産出から、ほとんど全て海成であると判断される。

流紋岩火山砕屑岩(Hv)は、火山角礫岩・凝灰角礫岩・火山礫凝灰岩・火山砂岩・ガラス質細粒凝灰岩からなる。これらの火砕岩は、正級化構造を持つもの、塊状で基質支持のもの、塊状で岩片支持のもの、平行層理を持つものなど多様であるが、いずれの構造も重力流堆積物であることを示している。基質は石英・長石片に富み、細粒物に乏しい。また、軽石の大部分は、ガラスが粘土鉱物や沸石で、もしくは緑泥石で置換されレンズ状に潰れているものが多い。塊状で岩片支持の火山角礫岩には、単源でガラス質の流紋岩角礫からなるものと、流紋岩角礫・軽石・異質岩片からなる多源のものがある。火山砂岩・ガラス質細粒凝灰岩は、一般に平行層理の発達が良い。

流紋岩溶岩・貫入岩(Hr)は径数100 m以下の塊状岩体として現れ、周囲の流紋岩火山砕屑岩に対して貫入している。また斜長石・石英斑晶に富み、微量の黒雲母斑晶を伴っている。石基はフェルシティック組織を持ち、流理の発達がよい。

年代・対比 本層の年代はその微化石層序から前期中新世後半～中期中新世初頭と考えられている(山元・吉岡, 1992)。本地域北東部に露出する桧原層とは同時異相の関係にある。

4.3 桧原層 (Hb)

本層は、福島県耶麻郡北塩原村の桧原湖周辺に分布する砂岩・礫岩を主体とする下部と、流紋岩火山碎屑岩の卓越する上部からなる前期中新世末～中期中新世初頭の高成（一部陸成）層である。本地域南西部から会津盆地周辺に広く分布する東尾岐層と同時異相の関係にあり、猫魔火山・磐梯火山下で両者は連続するものとみられる。本地域には、上部のみが露出する。

地層名 鈴木(1964)・北村ほか(1965)・新妻(1967)の「桧原層」による。本層上部の流紋岩火山碎屑岩は、鈴木(1964)では北西隣「熱塩」図幅内に模式地のある「五枚沢層」、新妻(1967)の「中ノ七里凝灰岩」に区分されているが、これも桧原層に含めた(古川ほか, 2018)。

模式地 福島県耶麻郡北塩原村桧原から蘭峠に至る旧米沢会津街道沿い(北隣「吾妻山」地域内)。

分布 本図幅北西部の猫魔火山北山麓に分布し、大局的には南に向かって傾斜して、東尾岐層へと連続する。

層序関係 北隣「吾妻山」地域内では、眼鏡橋層を整合に覆う(古川ほか, 2018)。二の沢層に整合で覆われる。

層厚 下部の砂岩・礫岩層は500 m前後。上部の流紋岩火山碎屑岩は300 m前後。

岩相 本層の流紋岩火山碎屑岩(Hb)は、変質した軽石や流紋岩岩片に富み塊状で基質支持の火山礫凝灰岩及び凝灰角礫岩、粗く成層したガラス質凝灰岩、平行層理や低角斜交層理を持つ粗粒の火山砂岩から構成されている。軽石自体は著しい変質を被っており、緑泥石・絹雲母や粘土鉱物に置換されている。火山碎屑岩の岩相は、東尾岐層のものと共通し、区別できない。

年代・対比 本層は本地域南西部に分布する東尾岐層と同時異相の関係にある。本層から年代を示す直接の資料はないものの、後述する上位の二の沢の化石群集から判断して、本層は中期中新世の前期の地層であろう。

4.4 二の沢層 (Ns)

本層は会津盆地の周辺に分布する砂岩及び泥岩を主体とする中期中新世の中期の高成層である。

地層名 鈴木(1964)、鈴木ほか(1986a)の「二の沢層」による。新妻(1967)の「滝ノ原層」にほぼ相当する。

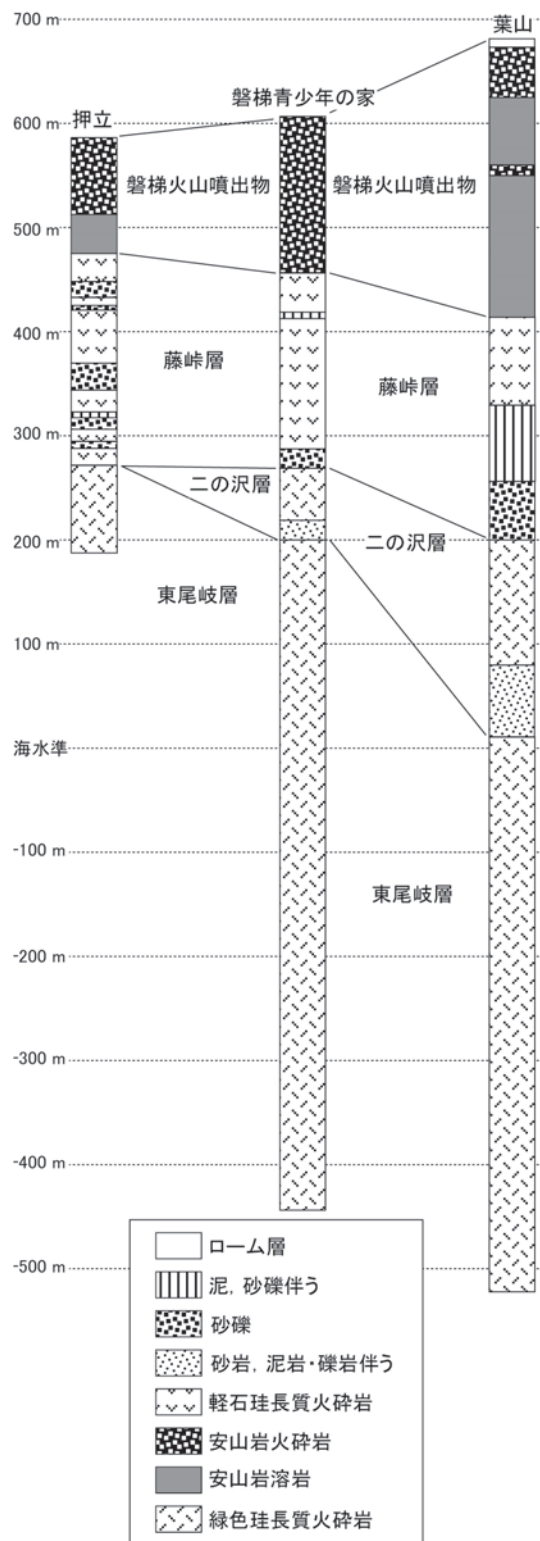
模式地 福島県喜多方市沼ノ平付近の二の沢川沿い(北西隣「熱塩」地域内)。

分布・構造 本図幅北西部の猫魔火山北山麓に分布し、大局的には南に向かって傾斜する。更に本層は、磐梯火山南麓のボーリングコアにも出現する(第4.1図)。

層序関係 下位の東尾岐層・桧原層を整合に覆う。

層厚 模式地での層厚は約200 mである。

岩相 本地域の二の沢層(Ns)は、生物擾乱をうけた暗灰色の淘汰の悪い中粒～細粒砂岩・泥岩からなる。黒雲



第4.1図 磐梯火山南麓のボーリングコア柱状図
福島県猪苗代町葉山(北緯37度34分20.0秒, 東経140度5分30.5秒)のコア柱状図は、磐梯荘の温泉掘削で得られたもので、立正校正会から資料提供を受けた。同県猪苗代町磐梯青少年の家コア柱状図は鈴木ほか(1977)、同県猪苗代町押立コア柱状図は鈴木・真鍋(1988)からの引用である。柱状図凡例の岩石名は、原書から読み替えている。

母結晶片が碎屑物として多く含まれており、肉眼で良く目立つ。細かい葉理はほとんどなく、粗く成層しているものが多い。福島県耶麻郡北塩原村の大塩から細野峠に至る道路沿いでは、局所的に大型斜交層理を持つ粗粒砂岩が出現する。また、磐梯火山南麓のボーリングコアでは、火砕岩を伴っている(第4.1図)。

化石 西隣「喜多方」地域の福島県耶麻郡北塩原村大塩付近からはCN4帯とCN5a帯の石灰質ナノ化石群(鈴木ほか, 1986a)、南西隣「若松」地域の本層からは海棲貝化石とN.10~N.12帯の有孔虫化石群が報告されている(鈴木ほか, 1972, 1986b)。また、模式地付近のボーリングコアからはN.9~N.10下部帯の有孔虫化石群(通商産業省, 1972)が、報告されている。模式地を含む主要ルートはの浮遊性有孔虫、石灰質ナノ化石を再検討した相田ほか(1998)の化石帯認定は、従来のものと矛盾しない。

年代・対比 本層の年代は、その微化石層序から中期中新世の中期(15~13 Ma)と判断できる(相田ほか, 1998)。また、本層は本図幅東南部の堀口層に対比される。

4.5 堀口層(Ho)

本層は猪苗代湖の東に分布する砂岩を主体とする中期中新世の中期の海成層である。

地層名 小泉(1963)の「堀口層」による。

模式地 福島県郡山市逢瀬町堀口(南隣「猪苗代湖」地域内)。

分布・構造 本地域南東部の郡山市磐梯熱海の深沢沿いに分布する。分布の両側を北北東-南南西走向の逆断層に切れ、その間で同走向の向斜構造をなしている。

層序関係 先第三系を整合に覆う。「猪苗代湖」地域で、鮮新統上戸層に不整合で覆われる。

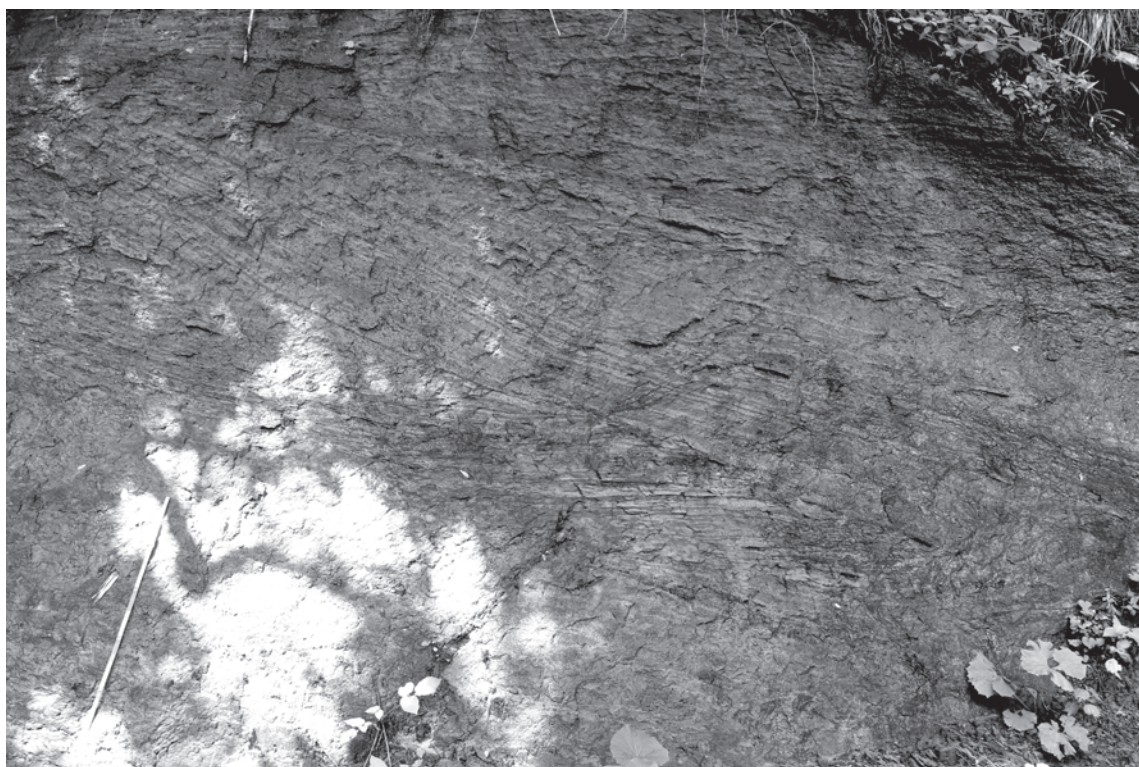
層厚 模式地での層厚は約500mである。

岩相 本地域の本層は、塊状のアルコース質中粒砂岩、平行葉理を持つ細粒~中粒砂岩互層を主体とし、局所的に大型斜交層理を持つ中粒~粗粒砂岩を伴っている(第4.2図)。

年代・対比 本層は本図幅北西部の二の沢層に対比される。

4.6 土湯峠層(Ty)

本層は、脊梁山地の土湯峠周辺(北隣「吾妻山」・北東隣「福島」地域内)に分布する海成の泥岩を主とする中期中新世の中期の海成層である。本地域では、後期中新世のカルデラを埋積した木地小屋層や横向層の下位に分布しており、陥没したカルデラ底を構成するものと判断さ



第4.2図 堀口層のトラフ型斜交層理を持つ砂岩
福島県郡山市熱海町の鞍手山林道(北緯37度29分39.2秒, 東経140度12分13.1秒, 南隣「猪苗代」地域内)。スケールは1m。

れる。

地層名 北村ほか(1965)の「土湯峠層」による。

模式地 福島県福島市土湯温泉町の土湯峠から幕川温泉に至る林道沿い(北隣「吾妻山」地域内)。

分布・構造 後期中新世の木地小屋・横向カルデラ内で、本層相当層を含む地質体が沈降してカルデラ底を構成している。

層序関係 先第三系を不整合に覆う。木地小屋層・横向層に不整合で覆われる。

層厚 最大 600 m。

岩相 本層(Ty)は細～中粒砂岩層を挟在する黒色成層泥岩が卓越し、流紋岩火山砕屑岩を伴っている。流紋岩火山砕屑岩は、平行層理を持つ軽石火山砂岩・ガラス質細粒凝灰岩からなる。

化石 猪苗代町横向で掘削された横向層姫沼火砕流堆積物の下位にある本層相当のボーリングコア(BH4：N63-IN-3 孔；第 5.6 図)からは CN4 帯から CN5b 帯の石灰質ナノ化石群が産出している(NEDO〔新エネルギー総合開発機構；現在の国立研究開発法人新エネルギー・産業技術総合開発機構〕, 1990a)。また、小野川湖周辺の木地小屋層秋元湖火砕流堆積物の下位にある未破碎の黒色成層泥岩からも CN4 帯の石灰質ナノ化石の産出が報告されている(鈴木ほか, 1986a)。

年代・対比 本層の年代は、その微化石層序と後述する上位の木地小屋層の放射年代から中期中新世の中期と判断でき、本図幅南西部の二の沢と同時異相の関係にある。砂岩の卓越する二の沢層とは異なり、本層はより水深の深い堆積環境を示している。

4.7 譲峠層(Yz)

本層は会津盆地の周辺に分布する泥岩と流紋岩火山砕屑岩の互層からなる中期中新世の後期の海成層である。

地層名 鈴木・吉田(1956)の「譲峠泥岩層」、鈴木(1964)、鈴木ほか(1968)の「譲峠層」による。

模式地 福島県多方市漆窪^{うるしくぼ}の阿賀野川沿い、及び西会津町別ノ茶屋東の国道 49 号線切割り(「野沢」地域内)。

分布・構造 本地域北西部の猫魔火山北山麓に分布する。
層序関係 下位の二の沢層を整合に覆う。

層厚 約 150 m。

岩相 本層(Yz)は、泥岩と流紋岩火山砕屑岩の互層からなる。泥岩は暗灰～灰色で、硬質、塊状の産状を示す。流紋岩火山砕屑岩は、平行層理を持つ軽石火山砂岩・ガラス質細粒凝灰岩からなる。

化石 福島県喜多方市相川の本層上限より 30 m 下位の地点(北西隣「熱塩」地域内)からは CN6～7a 帯の石灰質ナノ化石群の報告がある(鈴木ほか, 1986a)。相田ほか(1998)による模式地を含めた主要ルート微化石層序の見直しでは、累層下部が放散虫の *Eucyrtidium inflayum* 帯かつ *Dorcadospyrus alata* 帯中～上部、石灰石ナノ化石の CN5a 帯及び浮遊性有孔虫の N13 帯、累層上部には *Diartus petterssoni* 帯/*Didymocyrtilis antepenultima* 帯下部、*Thalassiosira yabei* 帯及び CN6 帯～7a 帯が設定されている。

年代・対比 本層の年代は、本層及び下位層の微化石層序と上位層の年代から中期中新世の後半(13～10 Ma)と判断できる(相田ほか, 1998)。

4.8 中期中新世貫入岩(i)

本地域の下部～中部中新統は玄武岩質安山岩貫入岩を伴っている。

分布・構造 本地域北西部の猫魔火山北山麓と南東部の郡山市深沢の支流に比較的大きな貫入岩体が分布する。

層序関係 二の沢層・堀口層に貫入する。また、藤峠層に不整合で覆われる。

岩相 直方輝石単斜輝石玄武岩質安山岩からなる。集斑状で、石基はインターサータル組織を持つ。輝石の一部や大部分が緑泥石で置換されており、なんらかの変質を被っている。

年代・対比 層序関係から中期中新世の貫入岩であるとみられる。南西隣「若松」地域では二の沢層中に安山岩質の火山体が発達することから(山元・吉岡, 1992)、これに関連した火山活動で形成されたものであろう。

第5章 新第三系上部中新統～第四系下部更新統

(山元孝広)

5.1 研究史及び概要

本地域やその周辺の火山岩を主とする上部中新統～下部更新統の層序は、福島県発行の5万分の1地質図幅「会津地方」(鈴木, 1964)・「猪苗代湖東方地域」(北村ほか, 1965)で、その概略が明らかにされた。その後、全国地熱基礎調査「吾妻南部」・地熱開発促進調査「猪苗代」・全国地熱資源総合調査「磐梯」が実施され放射年代値・試錐・重力等の各種地質情報が蓄積されてきた(地質調査所, 1975; NEDO, 1987, 1990a, 1991)。しかしながら、これらの研究では木地小屋層・高玉層・横向層・上戸層火山岩の持つ陥没カルデラの特徴が認識されておらず、その解釈には問題が多い。すなわち、これらの上部中新統～鮮新統は、いずれも急崖に取り囲まれた凹地を埋積する形態で中部中新統以下の地層を不整合に覆っている(山元, 1994; 阪口, 1995)。各層の大部分は塊状で厚い(数100m以上)火砕流堆積物とこれに指交する基盤由来の泥岩を主とする角礫岩からなり、一部で湖成堆積物に覆われている。従来の研究では、これらの火砕流堆積物は中期中新世の海成泥岩と同時異相の関係にあるものと見なされていた(鈴木, 1964; 北村ほか, 1965)。しかし、1)火砕流堆積物の多くは溶結しており、陸成であること、2)指交する泥岩角礫には斜面崩壊堆積物を特徴付ける堆積構造が認められること、3)火砕流堆積物の放射年代が挟在される泥岩の化石年代よりも有意に若いことが明らかになり、従来の層序に関する見解は否定されている(山元, 1994; 古川ほか, 2018)。

5.2 木地小屋層(Ka, Kd, Ki)

本層は、磐梯火山東方の楕円形大型カルデラ(径13×7km; 第5.1図)をほぼ水平に埋積する後期中新世のカルデラ内火砕流堆積物(秋元湖火砕流堆積物)・岩屑なだれ堆積物とこれらを貫く後カルデラ期の貫入岩からなる(山元, 1994)。

地層名 山元(1994)が再定義した「木地小屋層」による。本層は、鈴木(1964)の「木地小屋層」、及び北村ほか(1965)の「千貫凝灰岩・木地小屋凝灰岩」の西半分に相当する。また、北村ほか(1965)の千貫凝灰岩は異質角礫の卓越する岩相をさしており、本層岩屑なだれ堆積物にほぼ相当する。

模式地 福島県耶麻郡北塩原村のレークライン道路沿い

(北隣「吾妻山」地域内)。

分布 北隣「吾妻山」地域南部の小野川湖周辺から、猪苗代町布森山にかけての範囲に分布する。カルデラとしての地形は完全に失われており、カルデラの輪郭は木地小屋層と基盤との間の高角不整合面として認識できる。

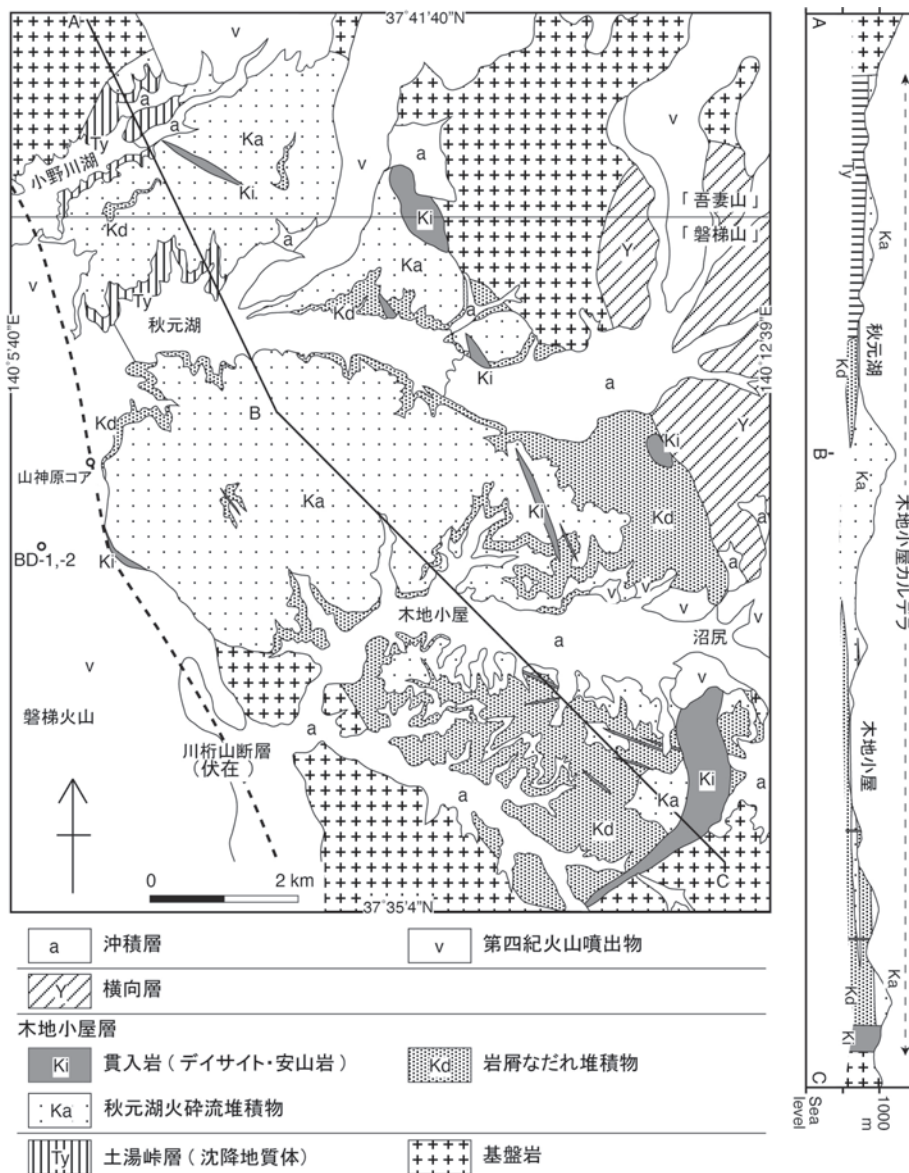
層序関係 先新第三系を高角の不整合で覆う。また、小野川湖周辺から秋元湖北西岸では、沈降してカルデラ底となった土湯峠層相当層をほぼ水平に不整合で覆う。横向層に高角の不整合で覆われる。

層厚 地表に露出する限りで約600mの層厚を持つ。猪苗代町旧土湯沢温泉跡地で掘削された地熱調査孔(BD-1, -2; 第5.1図)では、垂直掘削深度で1,700m以上の本層が磐梯火山噴出物下に伏在することが確認されている(大谷・福島地熱開発プロジェクトチーム, 2017)。

岩相 本層はカルデラ内火砕流堆積物(秋元湖火砕流堆積物)とこれに指交する岩屑なだれ堆積物、両者を貫く後カルデラ期の貫入岩からなる。

秋元湖火砕流堆積物(Ka)は直方輝石単斜輝石デイサイト質の軽石火山礫凝灰岩・凝灰角礫岩からなり(第5.2図)、分布縁辺部と岩屑なだれ堆積物周辺以外では強溶結している。この堆積物は肉眼で石英の結晶片が目立ち、特に層位的に上部のもの直径は3~4mmである。ただし、溶結構造は肉眼で余り明瞭ではなく、本質レンズも露頭ではほとんど認めることができない。含まれる異質岩片は花崗岩・黒色泥岩が多く、一部で安山岩・流紋岩を伴う。その含有量は場所により様々に異質岩片を全く欠くものから、径5m以上の岩塊に富むもの(第5.3図)まで様々である。堆積物中のフローユニット境界は不明瞭で、火砕サージや降下堆積物の挟みは確認していない。本堆積物は全体にある程度の変質を被っており、輝石結晶片のほとんどは緑泥石で置換されている。また、基質の火山ガラス片も再結晶しており、細粒部には針状の緑泥石を生じている。ただし、その程度は低く、多くの試料で基質のビトロクラスティック組織が残存している。

岩屑なだれ堆積物(Kd)は基盤由来の岩片および破砕された岩塊からなる不淘汰の角礫岩からなり、厚さ数m~200m以上のシート状の形態を持つ。堆積物はカルデラの縁辺部で厚く、中央部に向かって尖滅する。構成物は黒色泥岩がもっとも卓越し、花崗岩・流紋岩・変成岩がこれに次ぐ(第5.4図)。この堆積物の最大の特徴は、角礫岩中の岩塊が破砕後も基盤の初生的な層序関係を保



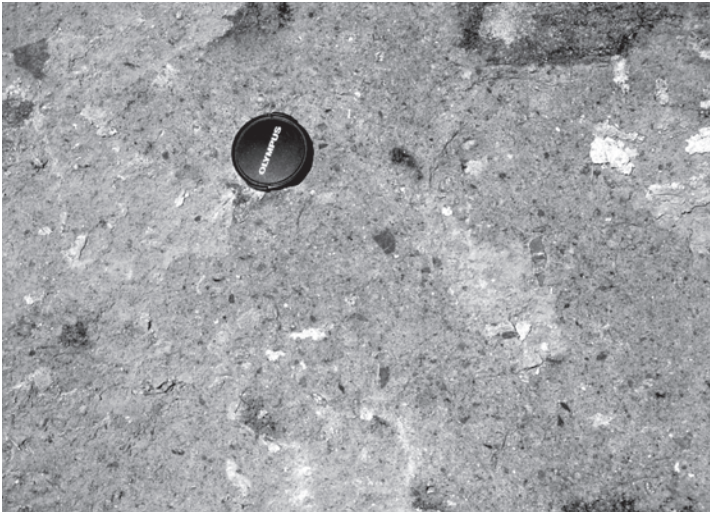
第 5.1 図 木地小屋カルデラの地質図及び地質断面図

山元 (1994) を一部修正 (古川ほか, 2018). 小野川湖湖岸から秋元湖北岸で岩屑なだれ堆積物として記載していた部分については, ほとんど破碎を被っていない成層した黒色泥岩から構成されることからカルデラ陥没に伴い沈降した地質体 (土湯峠層) でカルデラ底の一部と判断した. BD-1, -2 は, 猪苗代町旧土湯峠温泉跡地で掘削された地熱調査孔 (大谷・福島地熱開発プロジェクトチーム, 2017) の位置を示す. 山神原コアの柱状図は, 鈴木ほか (1977) に図示されている. 山元 (1994) を一部修正した古川ほか (2018) による.

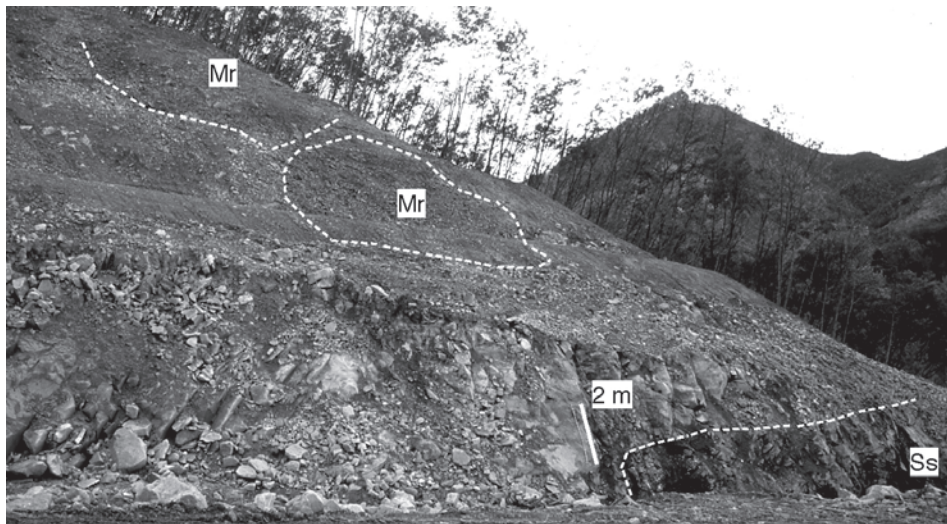
持っている点にある. このような部分では各角礫の面角は, あたかも 3 次元のジグソーパズルのように, 互いに緩く接しており, 破碎岩片相互の変位量がごく小さい. また, 破碎が進み基質支持の淘汰の悪い角礫岩部でも, 特定の岩種が局所的に濃集したり, 母材の異なる細粒物がつくる縞状構造が認められる. すなわち, これらの堆積構造は, 火砕流堆積物に包有される基盤由来の角礫岩が初成構造を保持した岩塊の分離・移動が始まり, 物質

の攪拌の乏しい状態で運搬・堆積したことを示唆している (山元, 1991).

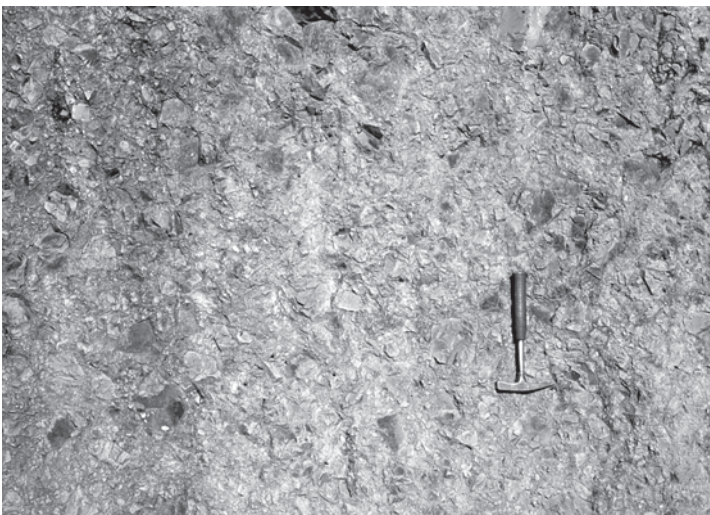
本層中には大小様々な後カルデラ期の貫入岩体 (Ki) が分布している (第 5.1 図). 岩質は直方輝石単斜輝石安山岩が多く, 直方輝石単斜輝石普通角閃石デイサイトを伴っている. また, 安山岩の一部の岩体は融食を受けた石英斑晶を含んでいる. 比較的大きなストック状の安山岩岩体がカルデラの南東縁に沿って弧状に貫入するほか



第 5.2 図 木地小屋層秋元湖火砕流堆積物の岩相
塊状の溶結火山礫凝灰岩からなり、黒色泥岩・花崗岩の異質角礫を特徴的に含む。露頭では、本質レンズがつくる溶結構造はほとんど目立たない。スケールのレンズキャップは径約 6 cm。福島県北塩原村レークライン(北緯 37 度 40 分 32 秒, 東経 140 度 07 分 39 秒; 北隣「吾妻山」地域内)。山元 (1994) の Fig. 3B を再掲載。



第 5.3 図 異質巨大岩塊を含む木地小屋層秋元湖火砕流堆積物
弱溶結した火山礫凝灰岩中に、二ノ沢層由来の砂岩 (Ss) や先新第三系変成岩 (Mr) の巨大岩塊が取り込まれている。福島県猪苗代町木地小屋(北緯 37 度 36 分 56 秒, 東経 140 度 9 分 57 秒)。山元 (1994) の Fig. 3A を再掲載。



第 5.4 図 木地小屋層岩屑なだれ堆積物の岩塊相
流紋岩の岩片からなる単源の角礫岩。岩屑なだれ堆積物の岩塊相を構成する。福島県猪苗代町小田(北緯 37 度 35 分 44 秒, 東経 140 度 11 分 10 秒)。

は、全て岩脈からなる。岩脈の卓越走向は北西-南東でカルデラの伸張方位と一致している。

北隣「吾妻山」地域内の小野川湖周辺から秋元湖北西岸では、秋元湖火砕流堆積物の下位に、初生的な成層構造を保った未破碎の黒色成層泥岩層が分布している。この泥岩からはCN4帯の石灰質ナノ化石の産出が報告されており(鈴木ほか, 1986a), この地質体が岩相と生層序から北隣「吾妻山」地域に分布する土湯峠層に由来することは確実である(古川ほか, 2018)。この地質体は、陥没カルデラの形成に伴い、マグマ溜りの天井であった基盤が沈降してできたカルデラ底の一部と地質図では解釈した。鈴木ほか(1977)、鈴木・真鍋(1988)によると、猪苗代町山神原コア(第5.1図)では、深度750m前後まで続く木地小屋層の下位に、土湯峠層とその下位の凝灰岩層が深度900mまで連続するとされている。

年代・対比 北隣「吾妻山」地域内のレークライン沿いの秋元湖火砕流堆積物(試料番号R-23)から 9.8 ± 1.0 Ma、猪苗代町木地小屋付近の秋元湖火砕流堆積物(試料番号R-31)からは 10.0 ± 1.1 Maのジルコン・フィッシュトラック年代値が、布森山の安山岩貫入岩(試料番号R-40)から 8.8 ± 1.4 Maの全岩K-Ar年代値が報告されている(NEDO, 1991)。これらの3つの報告値はいずれも測定誤差が大きいものの10~9 Maによくまとまっており、本カルデラの形成年代(後期中新世初期)を示すものと考えられる。同時期には、今の会津盆地付近で日本海側にオンラップするデルタ堆積物である塩坪層が堆積しており、その上部は粗粒の石英結晶片に富むことが特徴となっている(山元ほか, 2006)。このデルタの形成は本図幅を含む脊梁地域での大規模珪質火山活動がもたらす碎屑物供給量増加の結果と解釈されており(Yamamoto, 2009)、木地小屋カルデラの火山活動が寄与しているものとみられる。

5.3 高玉層 (Tf, Td, Ti)

本層は、安達太良火山南方の大型カルデラ(東西径約15 km, 南北径約12 km)をほぼ水平に埋積する後期中新世のカルデラ内火砕流堆積物(深沢火砕流堆積物)・岩屑なだれ堆積物とこれを覆う後カルデラ期の湖成堆積物、後カルデラ期の貫入岩からなる(阪口, 1995)。

地層名 阪口(1995)の「高玉層」による。本層は、北村ほか(1965)の深沢凝灰岩、白石層の一部、岩根流紋岩及凝灰岩を合わせたものにほぼ相当する。Seki(1993)はカルデラ形成期火砕流堆積物を「深沢層」、後カルデラ期の堆積物・火山岩を「高玉層」としたが、阪口(1995)は両方を合わせたものを「高玉層」と再定義している。

模式地 郡山市高玉周辺(東隣「二本松」地域内)。

分布 本地域の南東にその西縁部が分布する。

層序関係 先新第三系を高角の不整合で覆う。

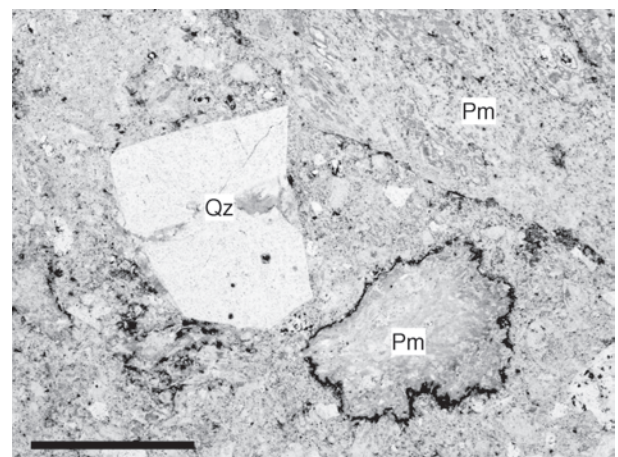
層厚 深沢火砕流堆積物の層厚は350 m以上である。東隣「二本松」地域内に分布する後カルデラ期湖成堆積物は約800 mの層厚を持つ。

岩相 本地域内には深沢火砕流堆積物とこれと指交する岩屑なだれ堆積物とこれらに貫入するデイサイト岩脈が分布する。後カルデラ期の湖成堆積物は、東隣「二本松」地域内に分布する。

深沢火砕流堆積物(Tf)は、塊状で非溶結のデイサイト火山礫凝灰岩(一部で凝灰角礫岩)からなる。軽石片は径3 cm以下で、基質のビトロクラスティック組織は残存するものの、火山ガラスは緑泥石や方解石などの変質鉱物に置換されている。また、径4 mm以下の石英斑晶や径2 mm以下の斜長石斑晶が含まれている(第5.5図)。一方、有色斑晶鉱物は僅かで(径0.6 mm以下)、しかも完全に緑泥石に置換されている。異質岩片は黒色泥岩・安山岩・凝灰岩・花崗岩類からなり、やはり径3 cm以下のものが多い。ただし、局所的に数m径の凝灰岩岩塊が周囲とは非調和に取り込まれていることがある。

岩屑なだれ堆積物(Td)は、郡山市の深沢沿いの基盤岩との不整合付近に僅かに露出する。この堆積物は、流紋岩の単源角礫岩や基質支持で流紋岩・泥岩岩片に富む多源角礫岩からなる。一方で、不整合で接する基盤の片麻岩や花崗岩岩片は含まれておらず、花崗岩類よりも上位にあった地層がカルデラ内に崩落したものと考えられる。

高玉カルデラの西縁沿いに、北北西-南南東走向のデイサイト岩脈(Ti)が貫入している。輝石とみられる斑晶



第5.5図 高玉層深沢火砕流堆積物の薄片顕微鏡写真
大型の石英斑晶(Qz)や非溶結の軽石(Pm)に富む。一方、有色斑晶鉱物は僅かで、写真内にも含まれていない。基質のビトロクラスティック組織は残存するものの、火山ガラスは緑泥石や方解石などの変質鉱物に置換されている。オープンニコル。スケールは1 mm。福島県郡山市熱海町の深沢沿い(北緯37度30分15.8秒, 東経140度14分23.6秒)。

が含まれるものの、変質により完全に緑泥石で置換されている。

年代・対比 Seki (1993) は、東隣「二本松」地域内の後カルデラ期流紋岩溶岩から 8.2 ± 0.4 Ma の全岩 K-Ar 年代を報告している。

5.4 横向層 (Yh, Yd, Yl, Yi)

本層は、安達太良火山西方の大型カルデラ (径約 12 km; 第 5.6 図) をほぼ水平に埋積する後期中新世末のカルデラ内火砕流堆積物 (姫沼火砕流堆積物)・岩屑なだれ堆積物とこれを覆う後カルデラ期の湖成堆積物、後カルデラ期の貫入岩からなる (山元, 1994)。

地層名 山元 (1994) の「横向層」による。本層は、北村ほか (1965) の木地小屋凝灰岩の東半分に相当する。

模式地 福島県耶麻郡猪苗代町の梵天川沿い。

分布 安達太良火山西山麓に分布する。カルデラとしての地形は完全に失われており、カルデラの輪郭は横向層と基盤との間の高角不整合面として認識できる。一方、本カルデラは顕著な負の重力異常となっており (第 5.6 図)、NEDO (1991) では高森山低異常と呼ばれている。

層序関係 先新第三系と土湯峠層を高角の不整合で覆う。また、木地小屋層を高角の不整合で覆う。本カルデラで掘削されたボーリングコアからは (NEDO, 1990a)、カルデラ底の基盤は断層でステップ状に内側に向かって落ち込んでいるものと解釈される (山元, 1994; 第 5.6 図)。

層厚 本層の姫沼火砕流堆積物とこれに指交する岩屑なだれ堆積物は、NEDO (1990a) の試錐データによると 1,500 m 以上の層厚を持つ。このうち、地表露出部の層厚は約 300 m である。

岩相 姫沼火砕流堆積物 (Yh) は、黒雲母デイサイト質の塊状火山礫凝灰岩・凝灰角礫岩からなる。地表露出部は非溶結であるが、NEDO (1990a) が猪苗代町楠崎で掘削したボーリングコア (N61-IN-2 孔) では一部に弱溶結部が認められる。この堆積物は肉眼で比較的結晶片に乏しく、径 3 cm 以下の軽石片が目だつ。石英・斜長石斑晶の直径は 1 mm 以下で、黒雲母斑晶もごく僅かしか含まれない (第 5.7 図)。異質岩片は花崗岩・泥岩が多く、一部で安山岩・流紋岩を伴う。その含有量は地表露出部では数%程度だが、コアの肉眼観察によると、下部に向かって含有量が明らかに増加する。地表に露出する本堆積物の変質の程度は極めて低く、基質の火山ガラス片の多くがガラスのまま残存している。

岩屑なだれ堆積物 (Yd) は、カルデラ西縁や南西縁の不整合付近に僅かに露出する。この堆積物は、泥岩・流紋岩・花崗岩類の単源角礫岩や基質支持で泥岩・流紋岩・花崗岩岩片に富む多源角礫岩からなる。一方、NEDO (1990a) の掘削コアでは姫沼火砕流堆積物と指交

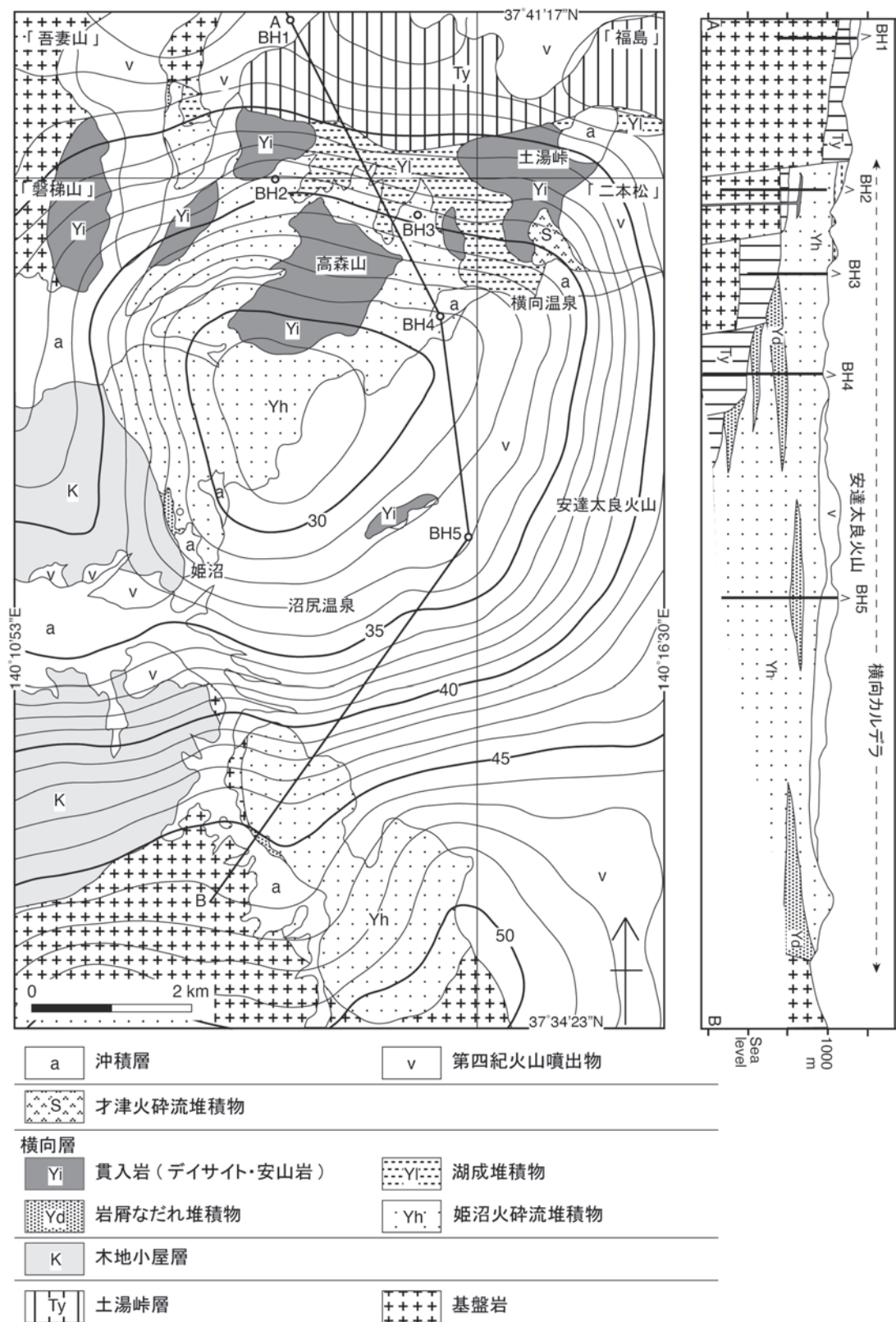
する層厚 200 m 以下の主に泥岩で構成される岩屑なだれ堆積物が多数確認されている (山元, 1994)。

ボーリングコアで確認されるカルデラ底の構成物は基盤の花崗岩とこれを覆う土湯峠層相当の泥岩・砂岩である (NEDO, 1990a)。また、カルデラ底の深度が坑井毎に異なることと (第 5.6 図)、岩芯に鏡面や角礫部が認められることは、カルデラ底がある程度破碎されいくつのかのかたまりに分かれていることを示唆している。一方で、カルデラ底の破碎された泥岩とカルデラ内火砕流堆積物に包有される泥岩岩屑なだれ堆積物の区別はコアの肉眼観察だけでは困難な場合がある。しかし前者は 500 m 以上の層厚を持ち、かつ CN4 から CN5b 帯へのナノ化石層序を保持しており (BH4: N63-IN-3 孔; NEDO, 1990a)、マグマ溜りの天井が層序関係を保ったまま沈降したものと判断される (山元, 1994)。

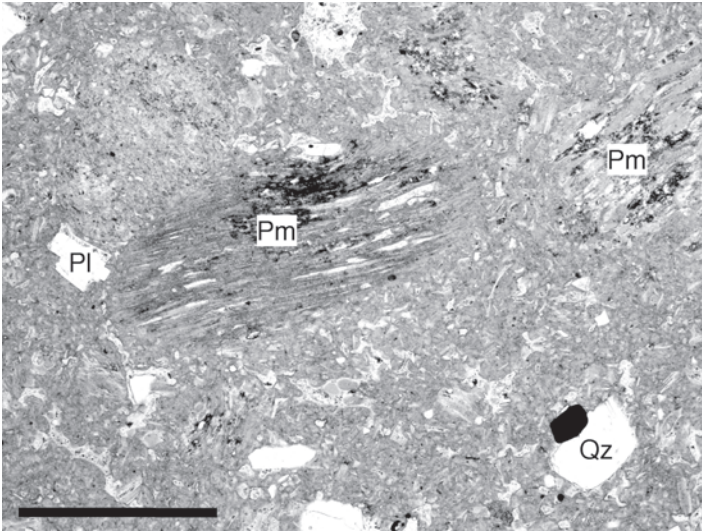
後カルデラ期の湖成堆積物 (Yl) は、厚さ数 cm~数 m で正級化及び逆-正級化構造の発達した中-粗粒砂岩・礫岩、カレントリップル葉理の発達した中-細粒砂岩、と植物化石に富む平行葉理の発達した泥岩の互層からなる (第 5.8 図)。砂岩・礫岩の単層の多くは下位層を削り込み、シルト岩の同時侵食礫を含んでいる。また、砂岩・シルト岩のほとんどは軽石片・火山ガラス片・結晶片で構成されている。この湖成堆積物の層厚は約 100 m で、姫沼火砕流堆積物を直接覆っている。

本層には 6 個以上のドーム状の貫入岩体 (Yi) と小規模な岩脈が分布する。ドーム状の貫入岩体は直方輝石単斜輝石デイサイトや直方輝石単斜輝石安山岩からなり、高森山を構成する最大岩体の直径は約 2 km である。また、これらの岩体はカルデラの北西-北縁の内側に沿って分布している。カルデラ南部の猪苗代町達沢では数本の無斑晶状玄武岩の岩脈が、東南東-西北西から南東-北西走向で姫沼火砕流堆積物に貫入している。

年代・対比 姫沼火砕流堆積物からは、後期中新世最末期~前期鮮新世最前期を示す 5.0 ± 0.5 Ma のジルコン・フィッシュントラックトラック年代が得られている (GSJ R60141; 山元, 1994)。この年代値は、後カルデラ期のデイサイト貫入岩 (高森山: 試料番号 No.1) の全岩 K-Ar 年代値 (5.30 ± 0.42 Ma; NEDO, 1990a) とは誤差の範囲で一致している。火砕流堆積物と貫入岩の変質の程度は極めて低く、これら 2 つの値から本カルデラは後期中新世最末期の 5.3~5.0 Ma に形成されたものと判断されている。土湯峠付近の横向層貫入岩 (東隣「二本松」地域内) からは 2.67 Ma や 1.95 Ma のジルコン・フィッシュントラック年代値も報告されているが (NEDO, 1990a)、当地の岩石は温泉変質による粘土化を被っており、報告された値は若返り年代である公算が強い。この貫入岩は、後述する 4.9 Ma の才津火砕流堆積物に不整合で覆われており (山元, 1994; 第 5.6 図)、これらの年代値は層序関係とも矛盾している。



第 5.6 図 横向カルデラの地質図及び地質断面図
 山元 (1994) を一部修正した古川ほか (2018) による。地質図に重なる曲線は仮定密度 2.40 g/cm^3 の等重力線 (NEDO, 1991)。断面図は NEDO (1990) の掘削コア記載を基本に、コアの再観察結果を加味して作成している。BH1=N62-IN-5; BH2=N62-IN-4; BH3=N61-IN-1; BH4=N63-IN-3; BH5=N61-IN-2。



第 5.7 図 横向層姫沼火砕流堆積物の薄片顕微鏡写真
非溶結の軽石火山礫凝灰岩からなる。石英 (Qz)・斜長石 (Pl) 斑晶の直径は 1mm 以下で、その量も少ない。有色鉱物は更に乏しく、鉄鉱を除いて写真内にも確認できない。軽石 (Pm) もほとんど変質しておらず、火山ガラスが残存している。オープンニコル。スケールは 1 mm。福島県猪苗代町達沢 (北緯 37 度 35 分 23 秒, 東経 140 度 13 分 53 秒)。



第 5.8 図 横向層湖成堆積物の岩相
平行葉理を持つ火山ガラス片に富む泥岩とリップル葉理を持つ火山砂岩の互層から構成される。スケールのレンズキャップは径約 6 cm。福島県猪苗代町高森 (北緯 37 度 39 分 30 秒, 東経 140 度 14 分 45 秒)。山元 (1994) の Fig. 8 を再掲載。

本層と同時異相の関係にある会津盆地周辺の藤峠層は、多数の火砕流堆積物を挟む陸成層である (山元ほか, 2006)。ただし、本層の姫沼火砕流に相当するカルデラ外堆積物は見いだされていない。

5.5 藤峠層 (Fj)

本層は、会津盆地の周辺に分布するデイサイト及び流紋岩のカルデラ外流出相火砕流堆積物と礫岩・砂岩・シルト岩で構成される河川堆積物からなる後期中新世～鮮新世の陸成層である。

地層名 鈴木 (1951, 1964), 鈴木・吉田 (1956), 鈴木ほか (1968, 1972, 1977), 山元ほか (2006) の「藤峠層」による。

模式地 福島県河沼郡会津坂下町と西会津町境の藤峠付近の国道 49 号線沿い (「野沢」地域内)。ただし、現在では国道 49 号線沿いの露頭はほとんど被覆され、観察に

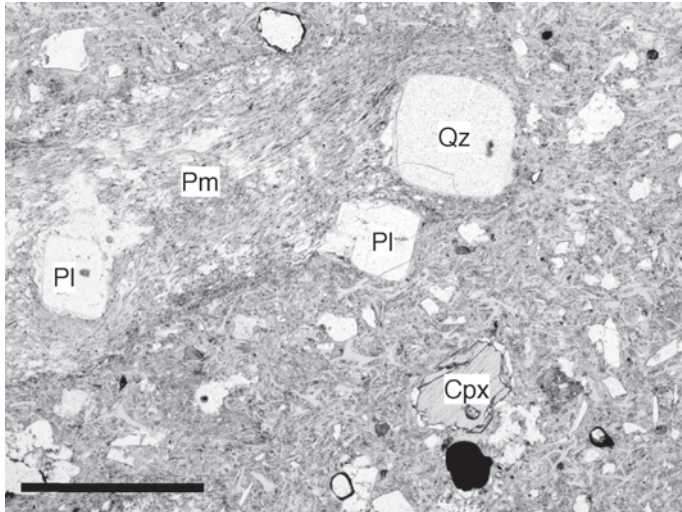
は適さない。約 2 km 北の東松峠周辺の林道沿いに好露頭が連続する (山元ほか, 2006)。

分布 猫魔火山北山麓・南山麓や磐梯火山南山麓にも分布する。地表の分布は僅かであるが、ボーリングコアでは地下にその存在が確認されており (鈴木・真鍋, 1988)、猪苗代盆地の地下には広く伏在するものとみられる。

層序関係 模式地付近では下位の塩坪層を整合に覆うが (山元ほか, 2006)、本地域では、顕著な侵食面を挟んで二の沢層以下の地層を不整合で覆っている。

層厚 磐梯火山南山麓のボーリングコアで、最大約 200 m の層厚を持つ (第 4.1 図)。

岩相 本層はデイサイトの火砕流堆積物と礫岩・砂岩・シルト岩で構成される河川堆積物からなる。猫魔火山北麓に露出する本層は下位から滝ノ原火砕流堆積物、才津火砕流堆積物の 2 層の火砕流からなる。猫魔火山南麓や磐梯火山南麓の本層は滝ノ原火砕流堆積物に類似した火山礫凝灰岩からなるものの、露出条件が悪く北麓のもの



第 5.9 図 藤峠層滝ノ原火砕流堆積物の薄片顕微鏡写真
非溶結の軽石火山礫凝灰岩からなる。石英 (Qz)・斜長石 (Pl)・単斜輝石 (Cpx) 斑晶に富んでいる。軽石 (Pm) もほとんど変質しておらず、火山ガラスが残存している。オープンニコル。スケールは 1 mm。福島県北塩原村滝ノ原 (北緯 37 度 39 分 55.0 秒, 東経 140 度 1 分 45.3 秒)。

と対比可能であるのか判断できない。

滝ノ原火砕流堆積物 (新称) は、北塩原村滝ノ原から取上峠に至る林道沿いに露出していたが、この林道は既に廃道となっている。非溶結で塊状のデイサイト軽石凝灰角礫岩からなり、斜長石 (<1.6 mm)・石英 (<0.8 mm)・単斜輝石 (<0.8 mm)・直方輝石 (<1.0 mm)・普通角閃石 (<0.4 mm) の結晶片を含むガラス質の火山灰基質に径 10 cm 以下の白色軽石を多く含んでいる (第 5.9 図)。層厚は 5 m 以上である。基質のモード組成は、火山ガラス片 = 75 %、斜長石 = 17 %、石英 = 1 %、単斜輝石 = 2 %、直方輝石 = 微量、普通角閃石 = 微量、鉄鋳 = 微量、石質岩片 = 3 % である。本火砕流堆積物の給源は不明である。

才津火砕流堆積物は、猫魔火山北麓の猫魔火山噴出物直下にほぼ連続して露出しており、西隣「喜多方」地域内の会津盆地北東縁丘陵部まで分布がほぼ連続している。非溶結で塊状のデイサイト軽石凝灰角礫岩からなり、石英 (<4.0 mm)・斜長石 (<1.2 mm)・黒雲母 (<1.2 mm)・普通角閃石 (<0.9 mm) 単斜輝石 (<0.4 mm)・鉄鋳 (<0.4 mm) の結晶片とガラス質の火山灰基質に径 15 cm 以下の白色軽石を多く含んでいる。軽石には直方輝石含有単斜輝石角閃石デイサイトと黒雲母デイサイトの 2 種があり、堆積物の中～下部では両者が混在し、上部は後者のみから構成される。層厚は 10 m 以上である。基質のモード組成は、火山ガラス片 = 67 %、斜長石 = 12 %、石英 = 17 %、黒雲母 = 2 %、普通角閃石 = 微量、単斜輝石 = 微量、鉄鋳 = 微量、石質岩片 = 微量である。本火砕流堆積物の給源は、北隣「吾妻山」地域内の大峠カルデラである (第 5.10 図; 柳沢・山元, 1998; 古川ほか, 2018)。

磐梯山南山麓のボーリングコアでは、磐梯火山噴出物と東尾岐層ひがしおまた・二の沢層の間に、非溶結のデイサイト火砕岩と軟質の礫岩・砂岩・泥岩の互層からなる地層が確認されている (第 4.1 図; 鈴木・真鍋, 1988)。この互層は、しばしば泥炭を挟み、植物化石を多く含むことから、陸

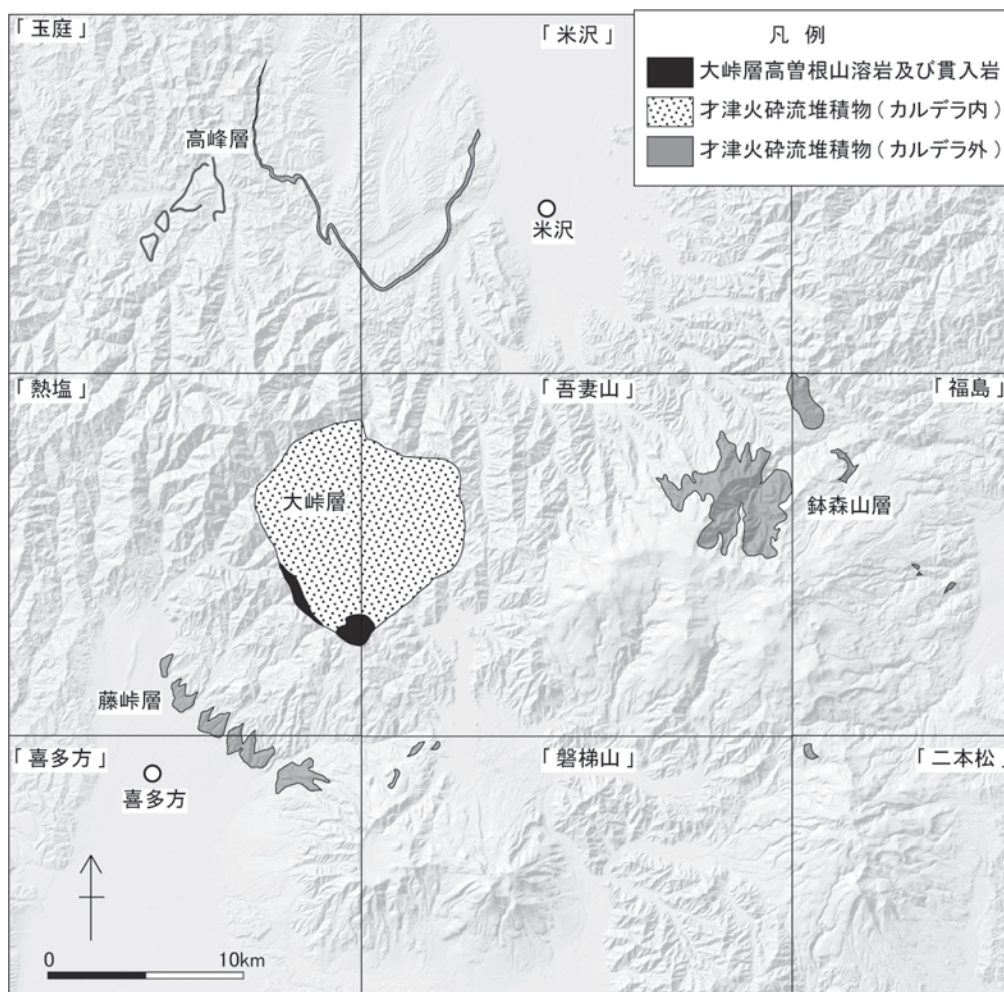
成層と判断される。

化石 猪苗代町押立のボーリングコアの複数の層準 (深度 425~493m) から多くの花粉化石が検出され、その年代は前期更新世以前で、中新世~鮮新世の可能性も指摘されている (鈴木・真鍋, 1988)。

年代・対比 会津盆地西縁丘陵に分布する本層最下部の高郷火砕流堆積物 (GSJ R56955) からは 8.9 ± 0.8 Ma、山都火砕流堆積物 (GSJ R80581) からは 8.5 ± 0.5 Ma、柳津火砕流堆積物 (GSJ R56953) からは 6.5 ± 0.6 Ma、一ノ戸川火砕流堆積物 (GSJ R56956) からは 4.3 ± 0.5 Ma、新鶴火砕流堆積物 (GSJ R56954) からは 4.1 ± 0.3 Ma のジルコン・フィッシュントラック年代値が得られている (山元, 1992; 山元ほか, 2006)。従って、藤峠層全体の年代は後期中新世~前期鮮新世 (9~4 Ma) と判断できる。本地域内の藤峠層からは年代値は報告されていないものの、大峠層中の才津火砕流堆積物からは、 4.85 ± 0.10 Ma の黒雲母 K-Ar 年代と 4.60 ± 0.30 Ma のジルコン・フィッシュントラック年代が報告されている (Zeng *et al.*, 1996)。また、北方の「玉庭」地域内の高峰層中の才津火砕流堆積物 (GSJ R63839) からは分析精度が多少悪いものの 5.9 ± 1.2 Ma の黒雲母 K-Ar 年代が得られたほか (柳沢・山元, 1998)、北隣「吾妻山」地域内の鉢森山層の才津火砕流堆積物からは $4.9 \sim 4.3$ Ma の黒雲母 K-Ar 年代が報告されている (NEDO, 1987; 原著では鉢森山層)。従って、才津火砕流の噴出年代としては黒雲母 K-Ar 年代が良くまとまっており、およそ $4.9 \sim 4.8$ Ma とみなせ、藤峠層の上部に位置する層準と矛盾しない。

5.6 上戸層 (Js)

本層は、猪苗代東岸の中型カルデラ (径 6.5 km 以上) をほぼ水平に埋積する鮮新世のカルデラ内火砕流堆積物 (酸釜山火砕流堆積物) とこれに貫入する後カルデラ期



第 5.10 図 才津火砕流堆積物の分布

大峠カルデラから流出した 4.9～4.8 Ma の本火砕流堆積物は、会津盆地北東縁から本地域に分布する藤峠層や米沢盆地南西山地内の高峰層、吾妻火山の下位にある鉢森山層にも存在する。地形陰影図は地理院地図(電子国土Web)から出力。古川ほか(2018)を一部修正。

の貫入岩体からなる(山元; 1994; 第 5.11 図)。

地層名 小林(1941)の「上戸凝灰岩」、山元(1994)の「上戸層」による。

模式地 福島県郡山市鞍手の鞍手山林道沿い(南隣「猪苗代」地域内)。この模式地では、山元(1994)の Fig. 10 に示した上戸層と下位層の不整合関係が確認できる(第 5.12 図)。

分布 本地域南東部の猪苗代町壺楊^{つぼよう}付近に、その北縁部が分布する。なお、貫入岩体は本地域内には分布していない。

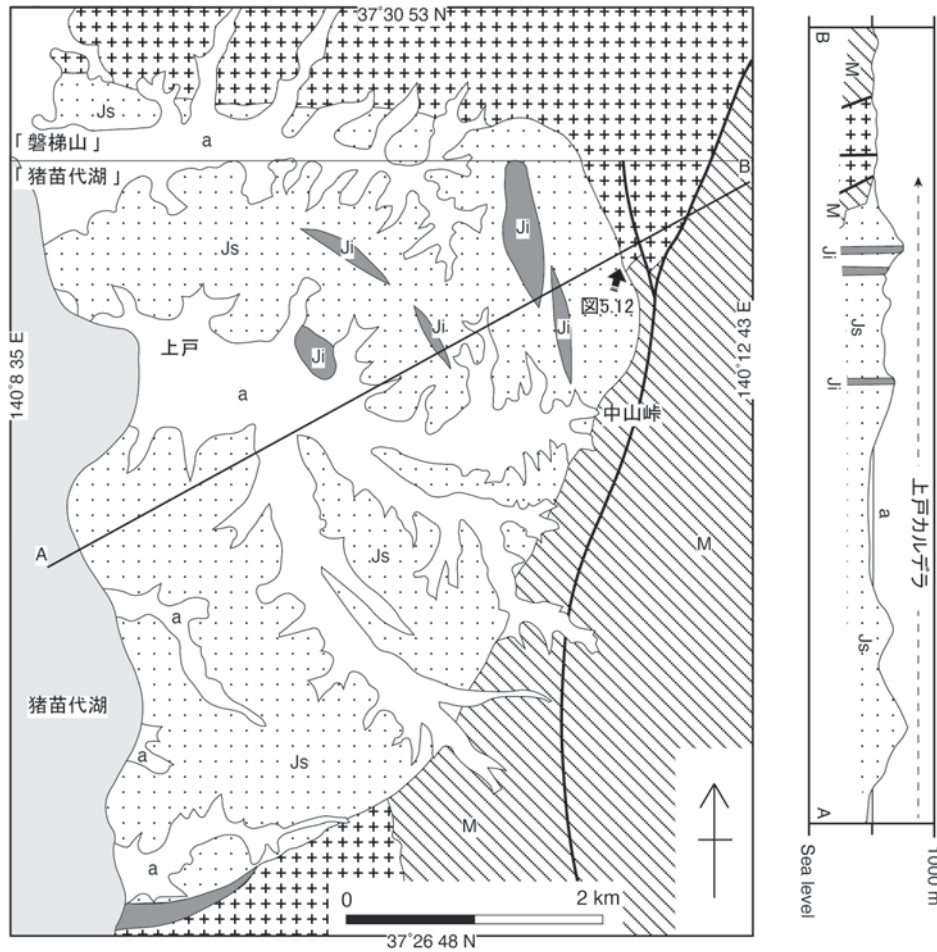
層序関係 先新第三系及び堀口層を高角の不整合で覆う。

層厚 地表に露出する限りで約 250 m(下限上限不明)の層厚を持つ。

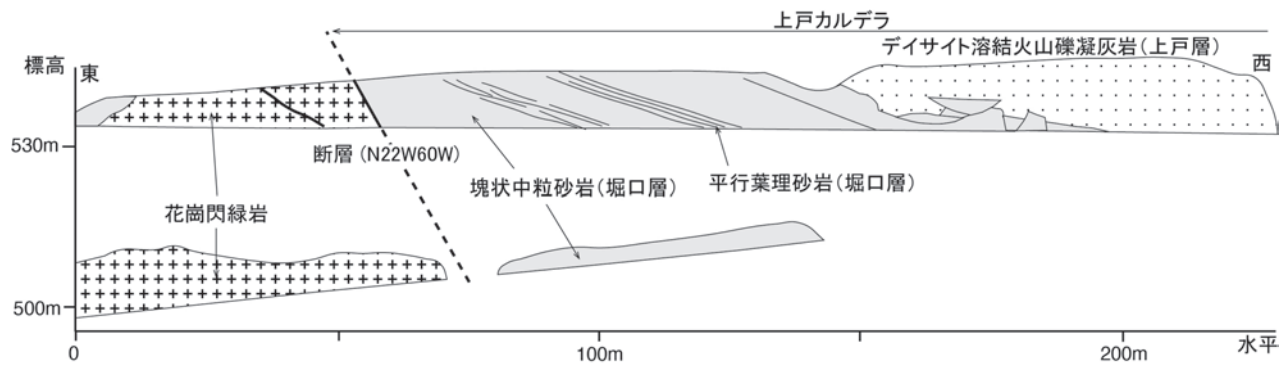
岩相 本層の酸釜山火砕流堆積物(Js)は変質した輝石

(?) デイサイト質の塊状火山礫凝灰岩・凝灰角礫岩からなる。この堆積物は大部分溶結しており、肉眼では径 3～4 mm の石英結晶片が目立つ。含まれる異質岩片は砂岩・泥岩・花崗岩類が多く、一部で流紋岩・凝灰岩・安山岩を伴う。その含有量は場所により様々で異質岩片をほとんど欠くものから、径 10 m 以上の泥岩岩塊(堀口層由来)を含むものまで様々である。有色鉱物片は全て緑泥石で置換され、基質も再結晶し、緑泥石や緑れん石を生じている(第 5.13 図)。また、基質の火山ガラス片も完全に再結晶しており、緑泥石や方解石で置換されている。

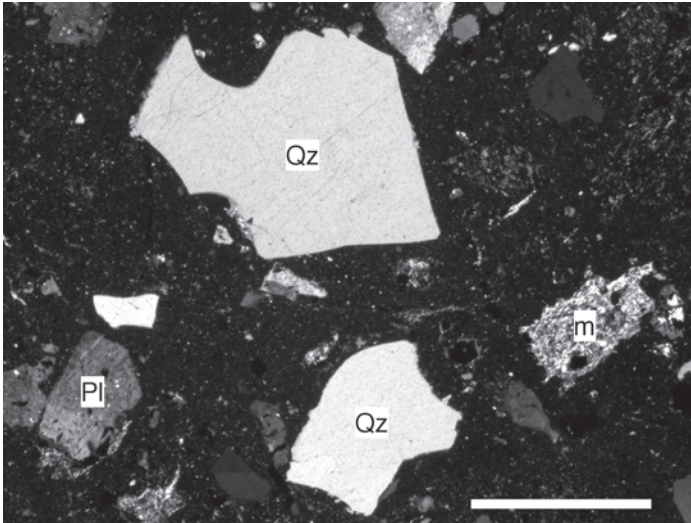
年代・対比 酸釜山火砕流堆積物中のジルコンからは、前期鮮新世を示す 4.1 ± 0.5 Ma のフィッシュン・トラック年代値が得られている(GSJ R60141; 山元, 1994)。



第 5.11 図 上戸カルデラの地質図及び地質断面図
 矢印は第 5.12 図の露頭位置を示す。山元 (1994) を一部修正。



第 5.12 図 上戸カルデラ北東縁の陥没構造
 上戸層の模式地である郡山市熱海町の鞍手山林道沿い (第 5.11 図; 南隣「猪苗代湖」地域内) では、カルデラ内に陥没した堀口層の砂岩を直接覆うデイサイト溶結火山礫凝灰岩 (酸釜山火砕流堆積物) が露出している。火砕流堆積物中には砂岩ブロックも取り込まれている。山元 (1994) を一部修正。



第 5.13 図 上戸層酸釜山火砕流堆積物の薄片顕微鏡写真
石英(Qz)・斜長石(Pl)斑晶に富む溶結火山礫
凝灰岩からなる。有色鉱物(m)は全て緑泥石で
置換され、基質も再結晶し、緑泥石や緑れん石
を生じている。クロスニコール。スケールは1
mm。GSJ R60141。福島県猪苗代町大字壺楊
(北緯 37 度 30 分 20.1 秒, 東経 140 度 10 分 4.4
秒)。

5.7 七折坂層(Nn)

本層は、南方の「田島」地域内にあるカルデラ群から噴出した白河火砕流堆積物群(吉田・高橋, 1991; 山元, 1999a; Yamamoto, 2011; 第 5.14 図)と礫岩の卓越する河川堆積物からなる前期更新世の陸成層である(山元ほか, 2006)。

地層名 鈴木(1951), 鈴木ほか(1972, 1973, 1977), 山元ほか(2006)の「七折坂層」による。会津盆地東縁丘陵のものは背中央山層(鈴木, 1964; 真鍋・芳賀, 1982)と呼ばれたが、これも本層に含めている(山元・吉岡, 1992)。

模式地 福島県河沼郡会津坂下町和泉の大手沢及び七折峠付近(西隣「喜多方」地域内)。

分布・構造 本図福地域の南西縁に僅かに分布する。

層序関係 本地域周辺では東尾岐層を不整合に覆う。

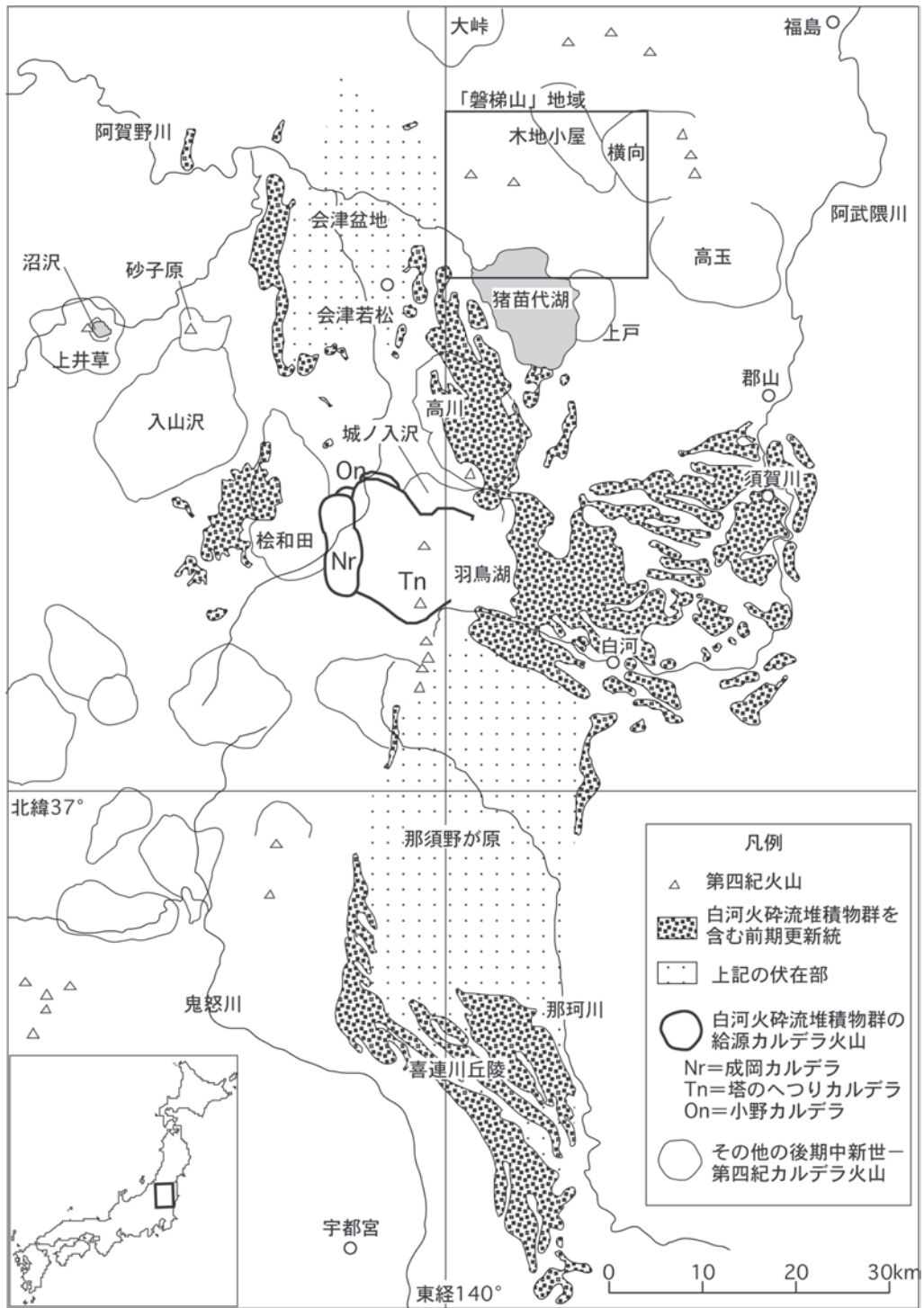
層厚 100m以下。

岩相 本層は中～大礫層を主とする河川堆積物からなる下部と、隈戸・芦野・南倉沢・西郷・天栄火砕流堆積物及び河川・ラハール堆積物からなる上部で構成される。本地域内には上部の一部(隈戸・芦野火砕流堆積物)のみが分布する。

隈戸火砕流堆積物は、直方輝石単斜輝石デイサイト質の溶結(一部非溶結)した軽石凝灰角礫岩～火山礫凝灰岩からなる。最大径 50 cm 以上の灰色軽石が含まれ、軽石の粒径や含有量の違いによるフローユニット境界が観察される。また、溶結部では径 1 m 以上の粗い柱状節理が発達する。本堆積物の基質は、斜長石(<3.6 mm)・石英(<2.0 mm)・単斜輝石(<0.9 mm)・直方輝石(<1.6 mm)の結晶片に富むガラス質～結晶質火山灰からなる。基質のモード組成は、火山ガラス片=58%, 斜長石=27%, 石英=10%, 単斜輝石=2%, 直方輝石=1%, 鉄鉱=1%, 石質岩片=1%である。本火砕流は、「田島」地域内の小野カルデラ起源である(第 5.14 図; 山元, 1999a)。

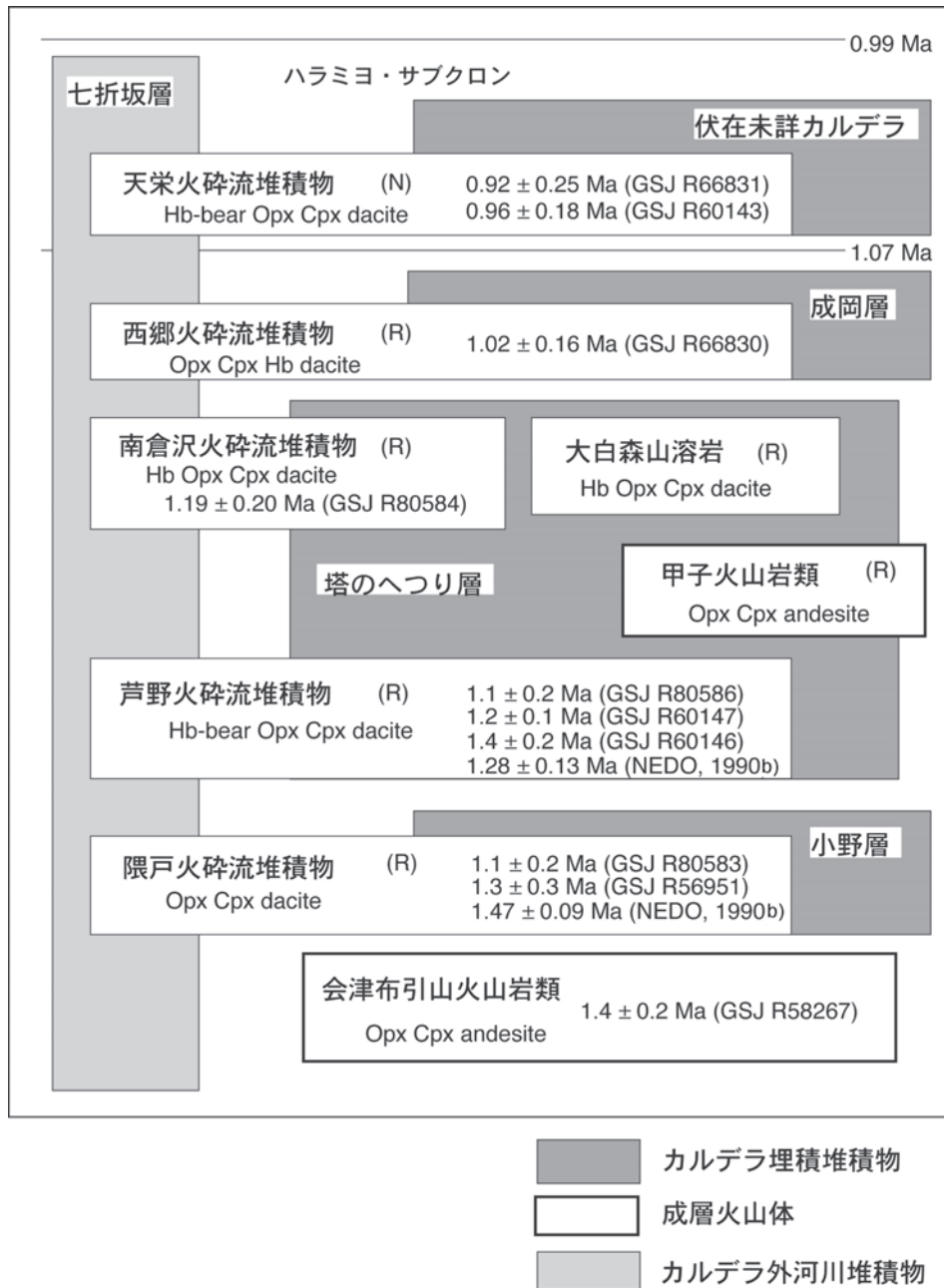
芦野火砕流堆積物は、角閃石直方輝石単斜輝石デイサイト質の軽石凝灰角礫岩～火山礫凝灰岩からなり、一部で溶結する。最大径 60 cm 以上の灰色・白色軽石が含まれ、軽石の粒径や含有量の違いによるフローユニット境界が観察される。灰色と白色軽石で、斑晶組み合わせや化学組成で大きな違いはない。本堆積物の基質は、斜長石(<1.6 mm)・石英(<0.7 mm)・単斜輝石(<0.8 mm)・直方輝石(<2.9 mm)をまばらに含むガラス質火山灰からなる。基質のモード組成は、火山ガラス片=70%, 斜長石=18%, 石英=微量, 単斜輝石=4%, 直方輝石=1%, 普通角閃石=微量, 鉄鉱=微量, 石質岩片=7%である。本火砕流は、「田島」・「長沼」地域内の塔のへつりカルデラ起源である(第 5.14 図; 山元, 1999a)。

年代・対比 本層の古地磁気層序は松山逆磁極期の上部に相当し、本層の基底がオルドヴァイ・サブクロンの基底にほぼ一致する(Manabe, 1980)。また、本層上部の天栄火砕流堆積物は、ハラミヨ・サブクロンである(第 5.15 図)。隈戸火砕流堆積物からは 1.47 ± 0.09 Ma の全岩 K-Ar 年代値(NEDO, 1990b), 1.3 ± 0.3 Ma の全岩 K-Ar 年代値(GSJ R56951; 山元, 1992)が報告されている。また、芦野火砕流堆積物からは 1.3 ± 0.3 Ma のフィッシュントラック年代値(GSJ R60146; 山元, 1999a), 1.2 ± 0.1 Ma のフィッシュントラック年代値(GSJ R60147; 山元ほか, 2006)が報告されている(第 5.15 図)。両火砕流に伴う降下火砕物は犬吠埼層群の海成層から見出されており、石灰質ナンノ化石基準面の年代値から、隈戸火砕流はほぼ 1.51 Ma(鈴木・村田, 2008), 芦野火砕流は 1.27～1.45 Ma の間(村田・鈴木, 2011)と従来値とほぼ近い噴火年代が報告されている。両火砕流を含む白河火砕流堆積物群の分布は給源カルデラ群の東側、羽鳥湖東岸～白河～須賀川地域(吉田・高橋, 1991)から、南側の栃木県中央部喜連川丘陵地域に及ぶ(第 5.14 図)。



第 5.14 図 白河火砕流群の分布

白河火砕流堆積物群は、給源の小野・塔のへつり・成岡カルデラ（山元, 1999a）の周囲に分布する。このうちカルデラ群の北から西に分布するものが七折坂層に属している。また、南部の喜連川丘陵に分布するものは境林層（小池ほか, 1985）に挟まれる。白河火砕流群のうち、天栄火砕流だけは給源のカルデラが確認されていないが（第 5.12 図）、分布からみると羽鳥湖付近の中期更新世火山噴出物分布域に伏在している公算が大きい。山元ほか（2006）を一部修正。



第 5.15 図 白河火砕流群と給源火山体の層序関係
N= 正帯磁, R= 逆帯磁. カルデラ火山の位置は, 第 5.14 図を参照. 山元ほか (2006) による.

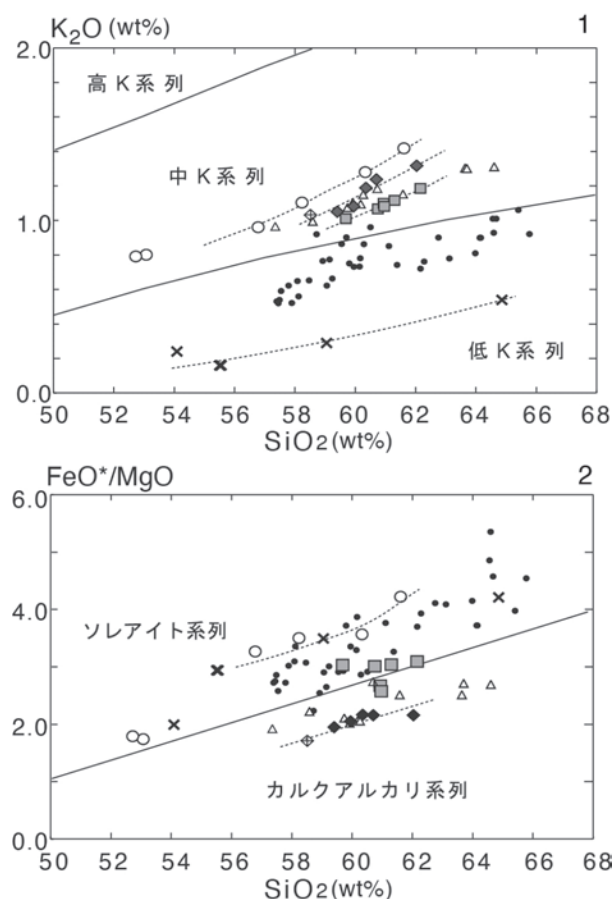
第6章 猫魔火山（第四紀）

(山元孝広)

6.1 研究史及び概要

猫魔火山は、本地域西縁部から西隣「喜多方」地域に分布する開析の進んだ安山岩～デイサイト質成層火山体である。猫魔ヶ岳(1,403.6 m), 古城ヶ峰(1,287.8 m), 雄国山(1,271.2 m)など複数の山頂が存在し、山体の中央には湖面標高1,090 mの雄国沼を持つ長径2.5 kmの凹地地形(雄国カルデラ)が存在する(第1.5図)。この火山の形成史は、Furuya(1965), Nakamura(1978), NEDO(1991), Kimura *et al.*(2001), 三村(2002)によって明らかにされてきた。Nakamura(1978)は、猫魔火山噴出物を31ユニットに細分し、さらに溶岩流と溶岩ドームの区別を行っている。Kimura *et al.*(2001)は、猫魔火山噴出物をNakamura(1978)の溶岩区分を基本的に踏襲してステージ1, ステージ2, 雄子沢岩屑なだれ堆積物, ステージ3に区分している。しかし、Nakamura(1978)の溶岩区分は開析の進んだ現谷地形にかなり支配されており、溶岩流や溶岩ドームとしての初成的な火山地形は実際には認めることができない。三村(2002)も指摘するように、Nakamura(1978)やKimura *et al.*(2001)の層序は露頭で確認できる層序関係以上に細分化されている。三村(2002)は、本火山を古猫魔火山, 雄子沢岩屑なだれ堆積物, 新猫魔火山に区分しているが、彼の古猫魔火山はKimura *et al.*(2001)のステージ1, ステージ2噴出物, 新猫魔火山はKimura *et al.*(2001)のステージ3噴出物にほぼ相当する。中央部のカルデラ状の地形については、Furuya(1965)やNakamura(1978)は爆発的噴火で形成されたカルデラと考えていたが、Kimura *et al.*(2001)は、雄子沢岩屑なだれによる山体崩壊地形(雄国カルデラ)を、ステージ3噴出物が不整合で覆うことにより形成された複合地形であるとみなしている。三村(2002)の層序も基本的にこの考えを踏襲している。また、Iwata *et al.*(2021)が実施した放射年代測定により、本火山の形成時期が中期更新世であることが示されている。噴出物の岩石学的研究はKimura *et al.*(2002)により実施され、ステージ1, ステージ2噴出物が低カリウム系列, ステージ3噴出物が中カリウム系列であることが明らかにされている(第6.1図)。

本報告ではKimura *et al.*(2001)のステージ1, ステージ2噴出物, 三村(2002)の古猫魔火山を雄国山火山噴出物, Kimura *et al.*(2001)のステージ3噴出物, 三村(2002)の新猫魔火山を猫魔ヶ岳火山噴出物と呼ぶ。



猫魔火山
 雄国山火山噴出物 × 極低K溶岩 ・ 低K溶岩
 猫魔ヶ岳火山噴出物 △
 磐梯火山
 最初期火山噴出物 ○
 後磐梯・赤埴-櫛ヶ峰火山噴出物 ■
 小磐梯・大磐梯火山噴出物 ◆
 望湖台溶岩 ⊕

第6.1図 猫魔・磐梯火山噴出物の全岩化学組成図
 1) SiO₂-K₂O図及び2) SiO₂-FeO*/MgO図. Kimura *et al.*(2002), 山元(2011)による. FeO*は全鉄換算値.



第 6.2 図 猪苗代町^{すりあげはら}磨上原から望む猫魔火山
 既岳山 (1,261 m) は古期山体 (雄国山火山噴出物) で、これに猫魔ヶ岳 (1,403.6 m) を主峰とする新期
 山体 (猫魔ヶ岳火山噴出物) が不整合で重なっている。白破線は、不整合のおおよその位置を示す。

6.2 雄国山火山噴出物 (Og)

本火山噴出物は、本図幅地域西部から西隣「喜多方」地域東縁部に分布する安山岩～デイサイト質成層火山体を構成する。著しく開析され、西～南山麓には火山麓扇状地堆積物が広がっている。また、この火山体は北東に向かって山体崩壊して雄子沢岩屑なだれを発生するとともに、北山麓でも大規模な地すべりを起こしている。

地層名 新称、Nakamura (1978) の「Oguniyama lava flow」、三村 (2002) の古猫魔火山のうち、これを代表する「雄国山溶岩」の名称を用いる。

模式地 金沢峠から北塩原村大塩に至る林道の上部で比較的露出が良い (西隣「喜多方」地域)。

分布・構造 本地域西部の雄国山周辺と古城ヶ峰周辺に分布する。露出が極めて悪いいため山体内部の構造はほとんど観察できない。

層序関係 本火山噴出物の下位には藤峠層^{ななおれざか}・七折坂層が分布し、これを不整合に覆う。

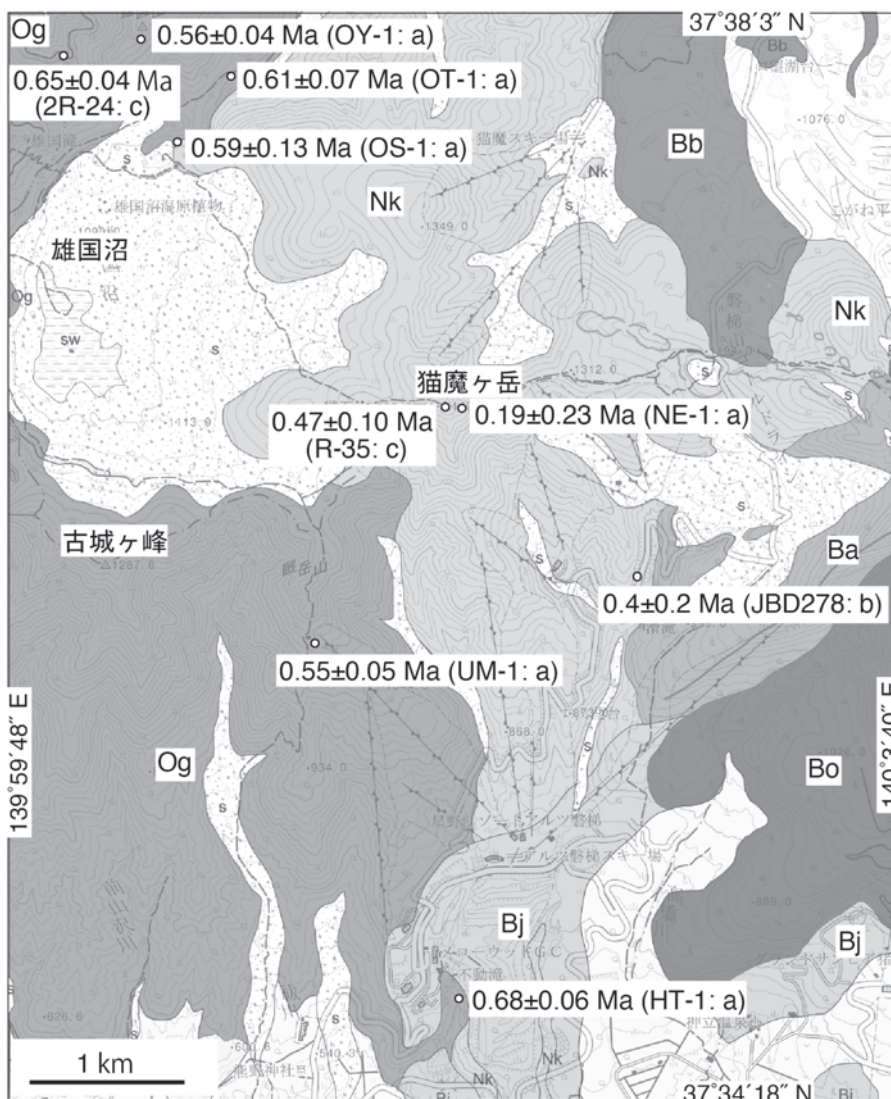
層厚 山体の標高差から単純に見積もると最大 800 m 前後となる。ただし、山体の内部構造は一切考慮していない。

岩相 本火山噴出物は、直方輝石単斜輝石安山岩～デイサイトのブロック溶岩流を主体とする。山頂から稜線部を構成する溶岩流の相対的な下位には、岩片支持で塊状の安山岩巨礫～中礫層や基質支持で塊状の安山岩巨礫～中礫層が厚く成層しており、標高 800 m 以下の北・西山

腹に点々と露出する。礫の最大径は 80 cm 程度で、単層厚は 1.5 m 以下のものが多く、礫混じりの粗粒砂層を伴っている。これらは火山麓扇状地を構成していたものであるが、その堆積面は失われ、地形で溶岩流と礫層を区別することは出来ない。これらの堆積物は、三村 (2002) が萩平火砕流堆積物と呼んだものに相当するのであろう。安山岩溶岩・火砕岩と火山麓扇状地礫層との地質境界は北西山腹で明瞭であるものの、露出が悪いためこの境界を山体全体に追跡することが出来なかった。

本火山噴出物の直方輝石単斜輝石安山岩～デイサイトは、最大長径 6 mm 以下の斜長石斑晶に富む斑状のものが多く、一部で斑晶に乏しい安山岩を伴う。本火山噴出物は、すべて低カリウム系列に属し、フロント側の火山よりもカリウムに乏しい際だった特徴を持つ (図 6.1 図; Kimura *et al.*, 2002)。

年代・対比 本火山噴出物からは 1.11～0.60 Ma の 8 個の全岩 K-Ar 年代値が報告されていた (NEDO, 1991)。また、三村 (2002) も 1.43 ± 0.51 Ma と 0.68 ± 0.04 Ma の全岩 K-Ar 年代値を報告している。NEDO (1991) の測年試料の詳細は不明であるが、三村 (2002) は斑晶の多い溶岩試料を全岩で測年したものであり過剰 Ar の影響が拭えない。最近、Iwata *et al.* (2021) は溶岩の石基試料を用いた K-Ar 年代測定を行い、 0.68 ± 0.06 Ma～ 0.50 ± 0.04 Ma の良くまとまった 7 個の年代値を報告している。試料は雄国山火山噴出物分布域からまんべんなく採取されており (第 6.3 図)、中期更新世の 60 万年前頃に集中して活動したものと考えられている (Iwata *et al.*, 2021)。



第 6.3 図 猫魔火山の既報放射年代値の分布

Og=雄国山火山噴出物；Nk=猫魔ヶ岳火山噴出物；Ba=赤埴-櫛ヶ峰火山噴出物；Bj=翁島岩屑なだれ堆積物；Bo=大磐梯火山分噴出物；Bb=望湖台溶岩。
引用文献a=Iwata *et al.* (2021)；b=三村 (2002)；c=NEDO (1991)。試料JBD278のみジルコン・フィッシュントラック年代値で、これ以外はK-Ar年代値。

6.3 雄子沢岩屑なだれ堆積物

猫魔火山の北東山麓に分布する岩屑なだれ堆積物で、雄国カルデラを発生源とする。

地層名 Kimura *et al.* (2001) の Oshisawa Debris Avalanche Deposit, 三村 (2002) の雄子沢岩屑なだれ堆積物による。

模式地 北塩原村雄子沢。

分布・構造 本地域北西部の松原湖南岸～西岸に周辺に分布する。削剥のため、岩屑なだれ堆積物本来の流れ山地形は失われている。

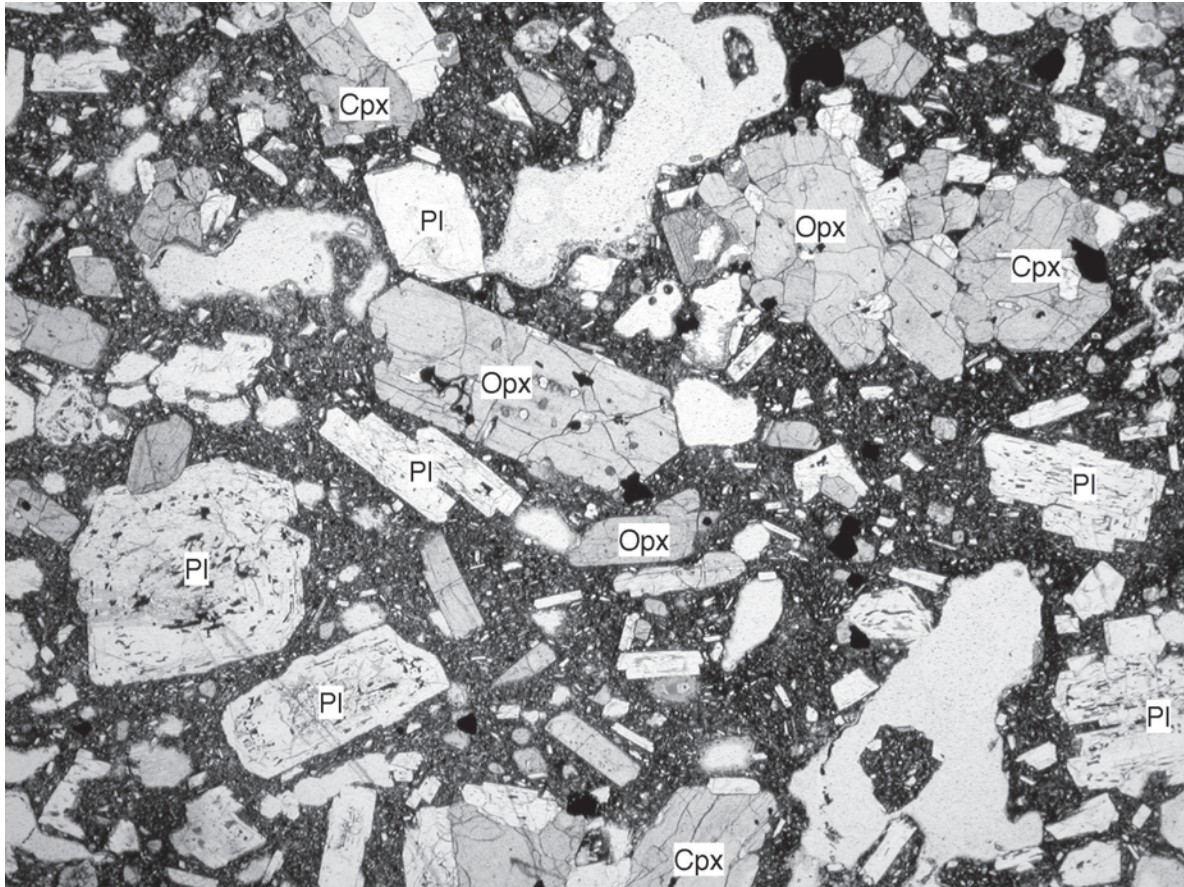
層序関係 模式地で、藤峠層を不整合に覆う。露頭では確認できていないが、地形から猫魔ヶ岳火山噴出物に覆われると見られる。

層厚 100 m 前後。

岩相 雄国山火山噴出物由来の安山岩～デイサイトを主とする岩屑で構成されている。松原湖西岸の限られた露頭では、淘汰の悪い泥質の基質支持で多種の岩片の混じった凝灰角礫岩の岩相が卓越し、一般に、破碎後も元の山体の内部構造をある程度保存した同種火山岩からなる部分、すなわち、粗粒砂から火山岩塊の集合から構成された岩塊相が包有されている。

6.4 猫魔ヶ岳火山噴出物 (Ne)

本火山噴出物は、本図幅地域西部の猫魔ヶ岳周辺に分布する厚い安山岩～デイサイト溶岩主体の火山体からな



第 6.4 図 猫魔ヶ岳火山噴出物の薄片顕微鏡写真
 直方輝石単斜輝石安山岩溶岩。斜長石斑晶 (Pl) は、汚濁帯を持つものが多い。また、単斜輝石 (Cpx)・直方輝石 (Opx) と伴に集斑晶を形成する。石基は、インターサタル組織を持つ。オープンニコル。写真の横幅は 6 mm。
 福島県磐梯町猫魔ヶ岳 (北緯 37 度 36 分 42 秒, 東経 140 度 1 分 43 秒)。

る。

地層名 新称。Nakamura (1978) の「Nekomagadake lava dome」、NEDO (1991) の「猫魔ヶ岳火山噴出物」、Kimura *et al.* (2001) の「Nekomagadake lava」、三村 (2002) の新猫魔火山のうち、これを代表する「猫魔ヶ岳溶岩」の名称を用いる。

模式地 耶麻郡磐梯町の猫魔ヶ岳山頂部。

分布・構造 本地域西部の猫魔ヶ岳周辺に分布する。

層序関係 雄国山火山噴出物を不整合に覆う (第 6.2 図)。不整合露頭そのものは確認していないが、本火山噴出物がつくる山体は、雄国山火山噴出物の山体崩壊地形 (雄国カルデラ) を非調和に被覆している (第 1.5 図)。また、本火山噴出物由来の扇状地堆積物が、裏磐梯のボーリングコアで磐梯火山噴出物下に確認されている (山元, 2011)。

層厚 山体の標高差から単純に見積もると最大 600 m 前後となる。ただし、山体の内部構造は一切考慮していない。

岩相 直方輝石単斜輝石安山岩～デイサイト溶岩を主体とし、同質の火砕岩を伴う。長径 2 mm 以下の大型斜長石斑晶を含む特徴がある (第 6.4 図)。本火山噴出物は、中カリウム系列に属し、雄国山火山噴出物とは組成の違いが明瞭である (第 6.1 図; Kimura *et al.*, 2002)。

年代・対比 本火山噴出物である猫魔ヶ岳山頂部の溶岩から 0.47 ± 0.10 Ma の K-Ar 年代値が報告されている (第 6.3 図; NEDO, 1991)。Iwata *et al.* (2021) も山頂近傍の試料について K-Ar 年代測定を行っているものの、大気 Ar 混入率が 95% 以上で、良好な年代値が得られていない。

第7章 吾妻火山（第四紀）

（山元孝広）

7.1 研究史及び概要

吾妻火山は山形県と福島県の境に位置する第四紀の火山で、北隣「吾妻山」地域と北東隣「福島」地域にわたって東西約 22 km、南北約 13 km の範囲に分布する大型の複成火山群である（古川ほか, 2018）。この火山は主に標高 2,000～1,800 m の中大巔、東大巔、西大巔、西吾妻山、中吾妻山、東吾妻山、一切経山、高山などの底径 1 km ないし数 km、比高 500～200 m の安山岩質の緩斜面を持つ火山体から構成される（第 7.1 図）。このうち、活火山と認定される部分は、山体東部にある吾妻小富士や五色沼などの火口群を形成した浄土平火山の活動である（山元, 2005）。本地域には、中吾妻・東吾妻火山からの溶岩流が北から流れ下っている。

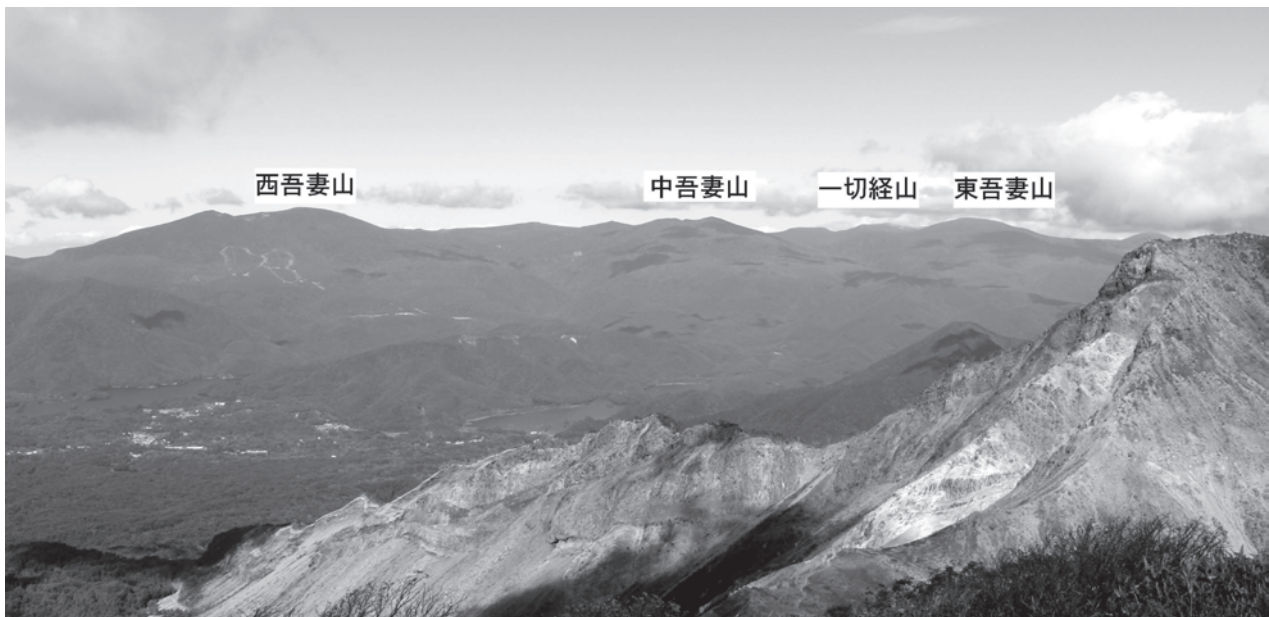
本火山の地質学的研究は、吾妻火山のほぼ全域を扱ったものは NEDO (1991) があるのみであった。NEDO (1991) は多数の K-Ar 年代測定や古地磁気測定を実施し、吾妻火山全体を 16 ユニットに分け、さらに古期、中期、新期火山に大別した。NEDO (1991) の放射年代測定によると吾妻火山の活動は百数十万年前から始まり、約 30

万年前までにはほとんどの山体が形成されたことになる。ただし、個々の山体の層序関係や形成時期の詳細は不明な点が多く、誤差の大きい年代値も多かった。その後、松本ほか (2018) は新たに放射年代を測定し、その結果に基づき、古川ほか (2018) は吾妻火山噴出物を下位から塩ノ川、高倉山、中大巔・東大巔、西大巔・西吾妻山、天狗岩、一切経山、前大巔、中吾妻山、烏帽子山、東吾妻山、高山及び浄土平の 12 火山に区分した（第 7.2 図）。噴出物の岩石学的研究は、Takahashi *et al.* (2013) により実施され、吾妻火山のマグマ成因論が詳細に議論されている。

7.2 中吾妻山火山噴出物 (Na)

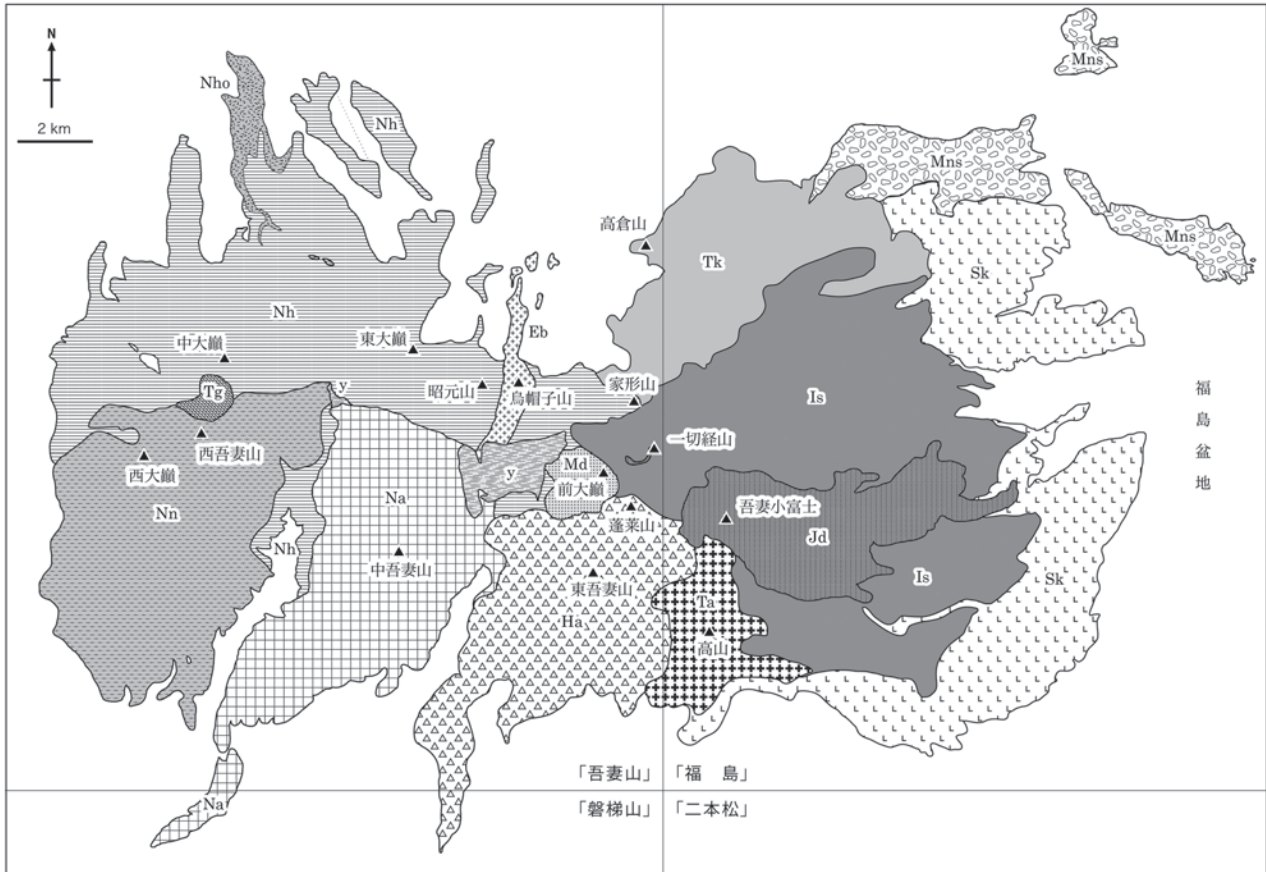
吾妻火山南部の中津川と大倉川の 2 つの溪谷に挟まれた地帯に分布する火山体である。火口地形はほとんど開析され失われているが、北隣「吾妻山」地域内の中吾妻山から北方の継森付^{つぐもり}近まで南北に配列した 3ヶ所の噴出中心があったと推定される（古川ほか, 2018）。

地層名 NEDO (1991), 松本ほか (2018), 古川ほか



第 7.1 図 磐梯山弘法清水から望む吾妻火山

左から西吾妻山 (2,035 m)、中吾妻山 (1,930.9 m)、一切経山 (1,949.1 m)、東吾妻山 (1,975.1 m)。これらの山頂部は北隣「吾妻山」地域内にあり、中吾妻山と東吾妻山を給源とする溶岩流が、本地域内に流れ下っている。



第 7.2 図 吾妻火山の地質概略図

下位から、塩ノ川火山噴出物 (Sk : 1.18~1.04 Ma), 高倉山火山噴出物 (Tk : 0.80~0.76 Ma), 中大嶺・東大嶺火山噴出物 (Nh : 0.66~0.53 Ma ; Nho = 大平火砕流堆積物), 町庭坂岩屑なだれ堆積物 (Mns), 一切経火山噴出物 (Is : 0.50~0.18 Ma), 西大嶺・西吾妻火山噴出物 (Nn : 0.41 Ma), 天狗岩火山噴出物 (Tg : 0.39 Ma), 中吾妻火山噴出物 (Na : 0.35~0.25 Ma), 前大嶺火山噴出物 (Md : 0.27 Ma), 烏帽子山火山噴出物 (Eb : 0.19~0.14 Ma), 東吾妻火山噴出物 (Ha : 0.15~0.12 Ma), 高山火山噴出物 (Ta : 0.07~0.04 Ma), 浄土平火山噴出物 (5,600 calBC以降). 古川ほか (2018) による.

(2018) の中吾妻火山噴出物による.

分布・構造 本地域北部の中津川沿いに分布する.

層序関係 北隣「吾妻山」地域内で、吾妻火山中大嶺・東大嶺火山噴出物を覆い、東吾妻火山噴出物に覆われる.

層厚 中津川を流下した溶岩流の厚さは 40 m 以上である.

岩相 ブロック溶岩流からなる. 岩質は、直方輝石単斜輝石安山岩である.

年代・対比 本火山噴出物の石基からは、 249 ± 9 ka, 267 ± 11 ka, 281 ± 7 ka, 320 ± 24 ka, 342 ± 9 ka 及び 354 ± 13 ka の K-Ar 年代が松本ほか (2018) により報告されており、35 万年から 25 万年の中期更新世の活動期を示す.

7.3 東吾妻山火山噴出物 (Ha)

本噴出物は吾妻火山中南部に位置し、北隣「吾妻山」

地域内の山頂部にはやや開析された火口跡らしき地形が存在するほか、その北西側、駕籠山稲荷神社付近にも不明瞭な火口らしき地形がある.

地層名 NEDO (1991), 松本ほか (2018), 古川ほか (2018) の東吾妻火山噴出物による.

分布・構造 本地域北部の大倉川沿いに分布する (第 7.3 図).

層序関係 北隣「吾妻山」地域内で、中吾妻火山噴出物を覆う.

層厚 大倉川を流下した溶岩流の層厚は、北隣「吾妻山」地域南縁のボーリングコアで約 140 m である (NEDO, 1990a).

岩相 ブロック溶岩流からなる. 岩質は、直方輝石単斜輝石安山岩で、かんらん石斑晶や石英斑晶を含むことがある.

年代・対比 本火山噴出物の石基からは、 124 ± 5 ka 及び



第 7.3 図 新大倉川橋から見た東吾妻山火山噴出物の安山岩溶岩流
東吾妻山(1,975.1m)から大倉川を流れ下った溶岩流は、本地域内の標高 850 m 地点に到達している。旧大倉川橋は、1989 年 8 月上旬の台風 13 号豪雨に伴う土石流で流失している。新橋は災害後の河川改修時に掛け替えられたもので、大倉川の河床にも砂防工事が施されている。福島県猪苗代町西高森(北緯 37 度 39 分 16.3 秒, 東経 140 度 11 分 23.0 秒)。

143±9 ka の中期更新世末の K-Ar 年代が得られている(松本ほか, 2018)。

第8章 安達太良火山（第四紀）

（阪口圭一・山元孝広）

8.1 研究史及び概要

安達太良火山は東隣「二本松」地域に噴出中心のある玄武岩～安山岩を主体とする東西 12 km、南北 15 km の成層火山である（阪口, 1995；藤縄ほか, 2001；藤縄・鎌田, 2005）。本地域の東縁部には、中期更新世の箕輪山-安達太良山火山噴出物を構成する安山岩の溶岩が分布するほか（阪口, 1995）、沼ノ平火口（第 1.7 図）を形成した後期更新世の岳噴火で噴出した沼尻火砕流堆積物（山元・阪口, 2000）が分布する。

安達太良火山のこれまでの研究は、山体部分の地質・形成史については岩永(1964)、藤縄(1980)、NEDO(1990a, 1991)、阪口(1995)、藤縄ほか(2001)、藤縄・鎌田(2005)が、噴出物のテフラ層序については吉田ほか(1968, 1969)、早田・西城(1987)、Kimura(1996)、山元・阪口(2000)、山元(2012)が主なものである。特に、藤縄(1980)は空中写真判読と地質調査により山体部分の詳細な地質図を初めて示しており、東隣「二本松」図幅（阪口, 1995）では藤縄(1980)を踏襲した噴出物名が用いられた。すなわち、阪口(1995)は安達太良火山の活動を、噴出中心の場所及び活動時期に基づいて、初期噴出物、和尚山噴出物、箕輪山-安達太良山噴出物に区分している。その後の藤縄ほか(2001)の K-Ar 年代測定から、ステージ 1（北端の溶岩ドームや南東部の前ヶ岳東部～南麓の山体）が 55～44 万年前、ステージ 2（前ヶ岳山頂から和尚山にかけての山体）が 35 万年前頃、ステージ 3 前半（箕輪山から安達太良山周辺の山体）が 25～20 万年前の活動で形成されたと考えられる。さらに、山元・阪口(2000)のテフラ層序学的研究は、以下の噴火史を明らかにした。すなわち、ステージ 3 前半の山体形成に伴い東山麓には安達太良水原テフラ群が堆積した。その後、休止期を挟んで約 12 万年前に山体中央部の沼ノ平火口で岳プリニー式噴火が発生し、東山麓（「二本松」地域）には湯川火砕流、西山麓（「磐梯山」地域）には沼尻火砕流が堆積した。岳噴火以降は沼ノ平火口からテフラ噴火が繰り返され、安達太良最新期テフラ群が噴出している。このテフラ群は下位から、約 11 万年前の安達太良松川テフラ、約 10 万年前の安達太良佐原テフラ、約 9 万年前の安達太良えびす 1 テフラ、約 8 万年前の安達太良えびす 2 テフラ、約 6 万年前の安達太良えびす 3 テフラ、約 4.8 万年前の安達太良えびす 4 テフラ、約 4 万年前の安達太良二本松テフラ、約 3.5 万年前の安達太良十文字テフラ、

約 1 万年前以降の安達太良沼ノ平テフラ群からなる（山元・阪口, 2000）。安達太良沼ノ平テフラ群は本地域内には分布しないものの、約 2.5 千年前の沼ノ平 6 噴火で発生した酸川ラハールが本地域内に流下している（山元, 1998）。

安達太良火山噴出物の岩石学的特徴は、藤縄明彦氏の一連の研究（藤縄, 1980；藤縄ほか, 1984；Fujinawa, 1988；Fujinawa, 1990；藤縄, 1991；Fujinawa, 1992；藤縄・鎌田, 2005）によって明らかにされている。これらによると、初期噴出物と箕輪山-安達太良山噴出物はカルクアルカリ系列に属し、和尚山噴出物にはソレイト系列とカルクアルカリ系列が共存している。また、Sr 同位体組成は各系列内ではほぼ一定に保たれており、ソレイト系列の方が系統的に高い値を示すことが大きな特徴となっている。

本報告の噴出物区分は基本的に阪口(1995)に従っており、下位から白糸の滝溶岩、赤滝溶岩、硫黄川溶岩、障子ヶ岩溶岩、沼尻火砕流堆積物、酸川ラハール堆積物からなる。これらは、藤縄ほか(2001)のステージ 3 前期に相当する。

8.2 白糸の滝溶岩 (At)

本溶岩は、藤縄ほか(2001)のステージ 3 前期に安達太良山西側から噴出した安山岩溶岩流である。

地層名 藤縄(1980)の白糸溶岩流、阪口(1995)の白糸の滝溶岩による。

模式地 猪苗代町、硫黄川の白糸の滝周辺（東隣「二本松」地域内）。

分布・構造 模式地から沼尻スキー場にかけての山腹斜面を構成する。

層序関係 硫黄川では、基盤の^{よこむき}横向層を直接覆う。

層厚 模式地の白糸の滝では厚さ約 25 m の 1 枚の溶岩流からなる。

岩相 直方輝石単斜輝石安山岩のブロック溶岩流で、柱状節理の発達した塊状部を主とし、下部に一部角礫化した層準を持つ。角礫化部分はレンズ状で連続していないので、フローユニット境界ではなく、1 枚の溶岩流の内部構造であると考えられる。白糸の滝から上流部では本溶岩と上位の溶岩群が硫黄鉄床の母岩や帽岩となっているために、変質が著しく、青灰色を帯びている。

年代 NEDO(1990a)は本溶岩のジルコンについて 0.34

± 0.13 Ma のフィッシュン・トラック年代を報告しているものの、その誤差はかなり大きい。ステージ3前期の噴出物の石基のK-Ar年代は25~20万年前で(藤縄ほか, 2001)、本溶岩はその活動初期に噴出している。

8.3 赤滝溶岩(Aa)

本溶岩は、藤縄ほか(2001)のステージ3前期に安達太良山西側から噴出した安山岩溶岩流である。

地層名 阪口(1995)の赤滝溶岩による。藤縄(1980)の赤滝溶岩流と母成火砕流を合わせたものに相当する

模式地 猪苗代町、赤留沢上流の赤滝(東隣「二本松」地域内)。

分布・構造 安達太良山南西山腹の赤留川から母成峠にかけて分布する。白糸の滝溶岩の山腹斜面よりも一段高い山腹斜面を構成し、明瞭な溶岩末端を持つ。

層序関係 模式地においてにおいて白糸の滝溶岩を覆う。

層厚 地形から本溶岩の厚さは50~80m程度とみられる。

岩相 直方輝石単斜輝石安山岩~かんらん石含有直方輝石単斜輝石安山岩のブロック溶岩流である。空中写真観察ではフローユニット界を示すと考えられる段差が認められるが、複数のフローユニットが観察できる露頭は無い。模式地の赤滝では柱状節理の発達した層厚20m以上の1枚の溶岩が観察できる。

年代 本溶岩を含むステージ3前期の噴出物の石基のK-Ar年代は、25~20万年前である(藤縄ほか, 2001)。

8.4 硫黄川溶岩(Ai)

本溶岩は、藤縄ほか(2001)のステージ3前期に安達太良山西側から噴出した安山岩溶岩流である。

地層名 藤縄(1980)の硫黄川溶岩流、阪口(1995)の硫黄川溶岩による。

模式地 安達太良山西山麓の猪苗代町、硫黄川沿い。

分布・構造 白糸の滝より下流の硫黄川北岸から高森川支流にかけて分布する。

層序関係 白糸の滝溶岩を覆う。

層厚 20~30mの1枚の溶岩流からなる。

岩相 かんらん石含有直方輝石単斜輝石安山岩のブロック溶岩流からなり、塊状部には柱状節理が発達している。硫黄川沿いでは、基底部に未固結堆積物を巻き込んでいく様子が観察できる。末端崖・側端崖等の溶岩流の外形は保存されているが、表面の微地形は残っていない。

年代 本溶岩を含むステージ3前期の噴出物の石基のK-Ar年代は、25~20万年前である(藤縄ほか, 2001)。

8.5 障子ヶ岩溶岩(Aj)

本溶岩は、藤縄ほか(2001)のステージ3前期に安達太良山西側から噴出した安山岩溶岩流である。

地層名 阪口(1995)の障子ヶ岩溶岩による。藤縄(1980)の障子ヶ岩溶岩流の一部と沼ノ平溶岩流の一部を合わせたものに相当する。

模式地 猪苗代町、硫黄川上流部南岸の障子ヶ岩(東隣「二本松」地域内)。

分布・構造 模式地の障子ヶ岩下部を構成する。

層序関係 地形から赤滝溶岩を覆うと考えられる。

層厚 20m以上の1枚の溶岩流からなる。

岩相 直方輝石単斜輝石安山岩のブロック溶岩流で、塊状部は板状節理が発達している。全体に硫黄変質を被っている。

年代 NEDO(1990a)は本溶岩について0.2±0.1Maのフィッシュン・トラック年代を報告しているものの、その誤差はかなり大きい。ステージ3前期の噴出物のK-Ar年代は25~20万年前である(藤縄ほか, 2001)。

8.6 沼尻火砕流堆積物(An)

本火砕流堆積物は、沼ノ平火口で約12万年前に起きた大規模なプリニー式噴火の産物である(山元・阪口, 2000)。東山麓(「二本松」地域)のものは湯川火砕流堆積物、西山麓(「磐梯山」地域)のものは沼尻火砕流堆積物と呼ばれたが、両者は分布が独立しており、地層名は従来の研究を踏襲する。

地層名 阪口(1995)の沼尻火砕流堆積物による。

模式地 猪苗代町、達沢の達沢不動滝(第8.1図)。

分布・構造 安達太良山西山麓の猪苗代町高森から沼尻温泉、母成にかけての丘陵地を構成する。

層序関係 白糸の滝・赤滝・硫黄川・障子ヶ岩溶岩を覆うものとみられるが、本火砕流堆積物と下位の溶岩との層序関係は露頭でほとんど確認できない。一方で、本火砕流堆積物の上位には磐梯山2・乗山1火砕堆積物(降下火砕堆積物)を挟む風成被覆層が重なり(第8.2図)、東山麓の安達太良岳降下火砕物と同一層準にある。

層厚 沼尻温泉で掘削された気象庁JMA-V18コアでは、下限不明で層厚100mを超える(火山噴火予知連絡会コア解析グループ, 2011, p.159-165)。

岩相 直方輝石単斜輝石安山岩の凝灰角礫岩~火山礫凝灰岩からなり、大部分が溶結している。最も下流域の猪苗代大原周辺では、層厚5m以下の安山岩白色軽石に富む非溶結火砕流堆積物からなる。しかし、これよりも上流域では上位の安山岩スコリアの本質レンズ(最大径約30cm)に富む溶結した火砕流堆積物が広く分布する。

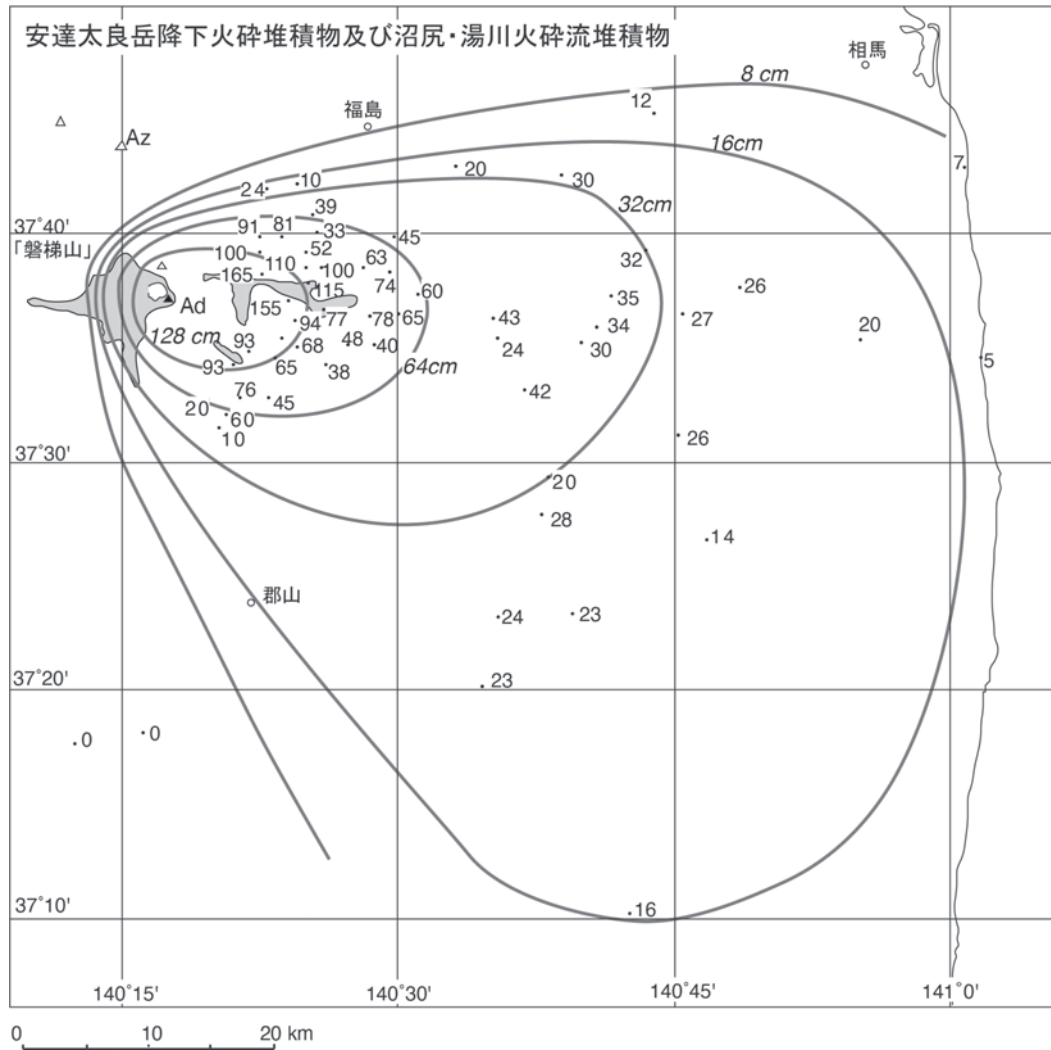
安山岩軽石と安山岩スコリアは斑晶組み合わせで大きな違いはないものの、前者は繊維状に良く発泡したガラ



第 8.1 図 溶結した沼尻火砕流堆積物にかかる達沢不動滝
 非溶結の横向層姫沼尻火砕流堆積物と溶結した沼尻火砕流堆積物の間の不整合部分が、岩石強度の違いから滝となっている。滝の落差は約 10 m, 福島県猪苗代町達沢 (北緯 37 度 35 分 36 秒, 東経 140 度 13 分 51 秒)。



第 8.2 図 沼尻火砕流堆積物と上位の風成被覆層
 この地点の沼尻火砕流堆積物は溶結した直方輝石単斜輝石安山岩の火山礫凝灰岩からなり、^{きじこ}木地小屋層の秋元湖火砕流堆積物にアバットしている。土壌化した火山灰土からなる風成被覆層の層厚は約 2 m で、上部に磐梯葉山 1 降下火砕堆積物 (Bn-HP1) が挟まれている。露頭は猫魔ホテル猪苗代ゴルフ場の工事中に現れたもので、現在は被覆されている。福島県猪苗代町若宮 (北緯 37 度 36 分 44 秒, 東経 140 度 11 分 44 秒)。



第 8.3 図 安達太良岳降下火砕堆積物の層厚分布と沼尻・湯川火砕流堆積物の分布
 数字は降下火砕堆積物の層厚で、単位は cm。安達太良火山の西山麓に分布するものが沼尻火砕流堆積物、東山麓に分布するものが湯川火砕流堆積物と呼ばれている。Ad= 安達太良火山, Az= 吾妻火山。山元 (2012) を一部修正。

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。全岩 SiO₂ 含有量は、軽石が 60.5～62.7 wt%, スコリアが 57.4～59.0 wt% とギャップがあるほか、Sr 同位体比でもスコリアが有意に高く、両者は異なる起源物質に由来する (Yamamoto *et al.*, 2018)。

対比 本火砕流堆積物と同時異相にある安達太良岳降下火砕堆積物は山頂部の沼ノ平火口周辺(層厚 10.5 m) 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 8.3 図; 山元・阪口, 2000; 山元, 2012)。MIS 5e に離水した浜通りの小浜段丘(鈴木, 1999) の被覆風成火山灰土中に挟まれている(山元, 2012, 2022)。

体積 安達太良岳降下火砕堆積物の体積は約 $2 \times 10^0 \text{ km}^3$ (堆積物の平均密度を 800 kg/m^3 としして岩石換算体積は約 $7 \times 10^{-1} \text{ km}^3 \text{ DRE}$, 質量は約 $2 \times 10^{12} \text{ kg}$) と見積もられている(山元, 2012)。また、沼尻・湯川火砕流堆積物の岩石換算体積は約 $1 \times 10^0 \text{ km}^3 \text{ DRE}$ (質量は約 $2 \times 10^{12} \text{ kg}$) であるので(山元・阪口, 2000), 降下火砕堆積物と合わせた総体積は約 $2 \times 10^0 \text{ km}^3 \text{ DRE}$ (総質量は約 $4 \times 10^{12} \text{ kg}$) となる。

8.7 酸川ラハール堆積物 (As)

本ラハール堆積物は約 2.5 千年前の沼ノ平 6 噴火で発生したもので、西山腹の硫黄川を経て本地域内に流下している(山元, 1998)。山元が示したラハール堆積物群の



第 8.4 図 酸川ラハール堆積物の露頭

山元 (1998) が L1 とした堆積物で、基質支持で淘汰の悪い塊状の礫層 (MF) からなる。下位には旧河床を構成していた淘汰の良い岩片支持の礫層 (Gm) がある。福島県猪苗代町若宮 (北緯 37 度 36 分 57 秒, 東経 140 度 11 分 15 秒)。

うち、最下位の L1 が飛び抜けて規模が大きく、これが本堆積物に相当する。上位の L2~L7 のラハール堆積物は規模が小さく、地質図には表現できない。

地層名 山元 (1998) による。

模式地 福島県猪苗代町若宮の酸川沿い (第 8.4 図)。

分布・構造 安達太良火山の沼ノ平から西山腹の硫黄川・酸川沿いに水平距離約 10 km, 垂直落差約 850 m を流下し、猪苗代町大原周辺の酸川氾濫原を構成する。その体積は、 $8 \times 10^6 \text{ m}^3$ に達する。

層序関係 山元 (1998) が分布を示した本堆積物の下位にも、複数枚のラハール堆積物が存在することが片岡ほか (2015) により明らかにされている。

層厚 2~5 m。

岩相 本ラハール堆積物は、塊状で基質支持の火山灰・

火山礫・火山岩塊からなる (第 8.4 図)。最大径約 2 m の安山岩塊がまばらに含まれるほか、最大径 60cm の樹木片も含まれている。含まれる安山岩は、温泉変質の進んだものが多い。また、堆積物は ϕ 未満の粘土成分に富み (5 wt% 前後)、淘汰が極めて悪い (標準偏差; 3.5~4.0 ϕ)。

年代 本ラハール堆積物 L1 中の木片からは、BC400~BC760 年の暦年較正年代を示す ^{14}C 年代値が報告され (山元, 1998), この年代は安達太良沼ノ平 6 降下火砕堆積物と一致する (山元・阪口, 2000)。おそらく安達太良沼ノ平 6 噴火の水蒸気爆発で、火口底に溜まっていたスラリー状の火砕物が流れ出したものと考えられている (山元, 1998)。

第9章 磐梯火山（第四紀）

（山元孝広）

9.1 研究史及び概要

本地域の中央に位置する磐梯火山は底径10～7 km、比高約1 kmの安山岩質成層火山で、1888年の水蒸気噴火・山体崩壊（Sekiya and Kikuchi, 1890；Yamamoto *et al.*, 1999）が良く知られる活火山である。山頂部では、磐梯山（1,816.2 m）、櫛ヶ峰（1,636 m）、^{あかはに}赤埴山（1,430 m）が沿ノ平の凹地形を囲んでいる。南の猪苗代湖周辺や南西の会津盆地から見た磐梯火山は優美な富士山様の外観をなしているので別名会津富士とも呼ばれている（第9.1図）。しかし、その北面は1888年噴火で崩れ落ち、北向きの馬蹄形カルデラが荒々しい（第1.5図）。1888年噴火以前には小磐梯山と呼ばれた山頂部が1888年カルデラ内にあり、かつては磐梯山よりもやや低い程度の山体であったことが、噴火前の記録や絵画（第1.4図）から復元されている（米地, 1988, 1989；水越ほか, 1995；千葉, 2010）。現在は、小磐梯火山の西側斜面が僅かに残されるのみである（第9.2図）。

この火山の層序・発達史についてはNakamura（1978）の最初の総合的な報告以降も、吉田・鈴木（1981）、八島（1981）、中馬・吉田（1982）、八島・千葉（1982）、中馬・千葉（1984）、富塚ほか（1985）、三村（1988）、守屋（1988）、千葉ほか（1994）と研究が重ねられてきた。この中でも吉田・鈴木（1981）と中馬・吉田（1982）は磐梯火山の活動が^{あきなしま}翁島泥流（本報の翁島岩屑なだれ堆積物）を挟んで新旧に分かれることを層序学的に初めて示したこと、三村（1988）と守屋（1988）は磐梯火山を構成する複数の山体を記載し、その分布を示したこと、千葉ほか（1994）は風成層中に挟まれる降下堆積物の記載を行い、山体形成史に時間軸を与えたことで重要である。その後、科学技術庁の振興調整費による「火山地域における土砂災害発生予測手法の開発に関する国際共同研究」が実施され、その成果の一部が「磐梯火山（岩屑流発生場に関する研究分科会編, 1995）」として出版されている。その中には、空中電磁気や比抵抗調査による火山体の地下構造探査（棚橋ほか, 1995；井上ほか, 1995）、1888年山体崩壊域で



第9.1図 猪苗代町^{すりあげはら}磨上原から望む磐梯火山
赤埴山（1,430 m）は古期山体（赤埴-櫛ヶ峰火山噴出物）で、これに大磐梯山（1,816.2 m）を主峰とする新时期山体（大磐梯火山噴出物）が不整合で重なっている。両山体間の地形的なギャップは約4.6万年前の山体崩壊で生じており、新时期山体は崩壊壁の内側を埋めている。



第 9.2 図 中ノ湯火口から望む磐梯火山

侵食された赤埴-櫛ヶ峰火山噴出物がつくる古期山体を，小磐梯火山噴出物と大磐梯火山噴出物がつくる新期山体が不整合で重なっている。中ノ湯火口は 2.8～2.6 千年前の水蒸気噴火で形成されたもので，火口底には中ノ湯の源泉がある。

のボーリング調査(田中ほか, 1995), 1888 年山体崩壊以前の地形復元(水越ほか, 1995)や 1888 年崩壊壁の地質解析結果(井口ほか, 1995)が収録されている。更に, 小荒井ほか(1994), 三村(1994), 山元・須藤(1996), 三村・遠藤(1997), 水越・村上(1997), 千葉・木村(2001), 三村・関口(2001), 山元(2018)と山体形成史に関する研究が重ねられてきたが, 山麓部の火山砕屑物の層序には堆積物の認定や対比において著者間で相違がある。特に千葉・木村(2001)は, 明らかな土石流堆積物・高密度洪水流堆積物に対しても岩屑なだれ堆積物として地層名を定義しており, 本報告ではこれを採用しない。また, 噴出物の岩石学的研究は, Nakamura(1978), 青木・中村(1988), 木村ほか(1995), 三村・中村(1995), 山元(2011)が実施している。磐梯火山起源の降下火砕物の広域的な分布は, 山元(2012, 2022)が記載した。

磐梯火山の 1888 年噴火は, 日本で初めて学術調査が実施された火山災害で, 噴火後直ちに帝国大学(現東京大学)の関谷清影・菊池 安, 農務省地質局(現産総研地質調査総合センター)の和田維四郎・大塚専一, 内務省地理寮量地課(現気象庁)の和田雄治・大塚豊信が現地調査を行い, それぞれが噴火の状況を報告した(菊池, 1888; 関谷, 1888; 関谷・菊池, 1888; Sekiya and Kikuchi, 1890;

和田, 1888; 大塚, 1888; 大塚, 1890)。その後は, 主に堆積物の調査から 1888 年噴火現象の再検討が進められている(丸田, 1968; Nakamura, 1978; 中村・グリッケン, 1988; 中村, 1995; Yamamoto *et al.*, 1999; 紺谷・谷口, 2004)。また, 当時の噴火写真の再検討から Yonechi(1987)は新たに“多段階崩壊説”を提唱したが, 噴火直後も小磐梯山が残存していたとする写真は 1954 年に崩落した湯桁山(大矢・羽田, 1955)を見誤っていることが, 竹谷(2009)により明らかにされている。一方で, 米地が行った当時の一連の記録や論争の再考察(米地, 1989, 1990, 1993, 2001; 米地ほか, 1988)は, 1888 年噴火を振り返る上で重要な成果となっている。当時の記録写真の再発見と整理は, 近年, 一段と進められている(大迫ほか, 2003; 千葉ほか, 2004; 千葉・佐藤, 2007a, 2007b; 佐藤, 2009)。このほか, 主に水蒸気爆発のメカニズムの観点から, 1888 年噴火の再評価も試みられている(茂野, 2004; 浜口・植木, 2012a, 2012b; 浜口ほか, 2014)。

本報告では基本的に山元・須藤(1996), 山元(2011, 2012, 2018)の層序に従い記述する。すなわち, 下位からボーリングコアでのみ確認された最初期火山噴出物, 山元・須藤(1996)の古期山体噴出物を二分した後磐梯火山噴出物と赤埴-櫛ヶ峰火山噴出物, 火山麓扇状地 3 堆積

第 9.1 表 磐梯火山周辺に分布するテフラ層一覧

各テフラの定義は、表右列の文献による。山陰 1 テフラは、九重飯田火砕流の遠方相と考えられている (Albert *et al.*, 2018)。
 鉱物組成：Bt= 黒雲母；Cpx= 単斜輝石；Cum= カミングトン閃石；Hb= 普通角閃石；Opx= 直方輝石
 文献：a) 中村ほか (2011)；b) Smith *et al.* (2013)；c) 山元 (2003, 2012)；d) Albert *et al.* (2018)；e) 山元・長谷部 (2014)；f) 松本 (1996)；g) 青木ほか (2008)。

略号	名称		年代	岩種	文献
Nm-NK	沼沢沼沢湖	Numazawa-Numazawako	5.4 ka	Opx Hb dacite	山元 (1995; 2003)
Bn-HD	磐梯八方台	Bandai-Happoudai	13 ka	phreatic	山元 (2018)
As-YP	浅間板鼻黄色	Asama-Itahana-Yellow	17 ka ^{a)}	Hb-bearing Opx Cpx dacite	新井 (1956; 1962)
AT	始良Tn	Aira-Tn	30 ka ^{b)}	Opx Cpx rhyolite	町田・新井 (1976)
Bn-Ob1	磐梯大磐梯1	Bandai-Obandai 1	ca 40 ka	Andesite	山元・須藤 (1996)
Bn-Ob2	磐梯大磐梯2	Bandai-Obandai 2	ca 44 ka	Andesite	山元・須藤 (1996)
Bn-HP1	磐梯葉山1	Bandai-Hayama 1	46 ka ^{c)}	Opx Cpx andesite	山元・須藤 (1996)
Bn-Kb1	磐梯小磐梯1	Bandai-Kobandai 1	ca 50 ka	Andesite	山元・須藤 (1996)
SAN1	山陰1	San-in 1	54 ka ^{d)}	Bt-Opx-bearing Hb dacite	池原ほか (2004)
Nm-MZ	沼沢水沼	Numazawa-Mizunuma	56 ka ^{e)}	Bt Cum Hb dacite	山元 (1995; 2003)
DKP	大山倉吉	Daisen-Kurayoshi	60 ka ^{d)}	Bt-bearing Opx Hb dacite	町田・新井 (1979)
Bn-Kb2	磐梯小磐梯2	Bandai-kobandai 2	ca 60 ka	Andesite	山元・須藤 (1996)
Bn-HP2	磐梯葉山2	Bandai-Hayama 2	ca 80 ka	Opx Cpx andesite	山元・須藤 (1996)
On-NG	御岳奈川	Ontake-Nagawa	ca 80 ka	Hb Opx Cpx dacite	竹本ほか (1987)
Aso-4	阿蘇4	Aso 4	89 ka ^{f)}	Opx Cpx Hb dacite	町田ほか (1985)
On-Pm1	御岳第1	Ontake-1	96 ka ^{g)}	Opx-bearing Bt Hb dacite	小林ほか (1967)
Nm-SB	沼沢芝原	Numazawa-Shibahara	0.11 Ma	Cum-bearing Hb Bt rhyolite	山元 (2003)
Ad-DK	安達太良岳	Adatara-Dake	ca 0.12 Ma	Opx Cpx andesite	山元・坂口 (2000)
Hu-TG	燧ヶ岳田頭	Hiuchigatake-Tagashira	0.129 Ma ^{g)}	Bt Hb Opx Cpx dacite	鈴木 (1992); 山元 (2003)
Sn-KB	砂子原久保田	Sunagohara-Kubota	0.22 Ma	Cum-bear Bt rhyolite	山元 (1999b)
Bn-Mn	磐梯見祢山	Bandai-Mineyama	ca 0.25 Ma	Andesite	山元・須藤 (1996)
Sn-SK	砂子原佐賀瀬川	Sunagohara-Sakasegawa	0.29 Ma	Bt rhyolite	山元 (1999b)

物、磐梯葉山 2 火砕堆積物 (地質図では省略)、火山麓扇状地 2 堆積物、小磐梯火山噴出物、翁島岩屑なだれ堆積物、磐梯葉山 1 火砕堆積物、大磐梯火山噴出物、火山麓扇状地 1 堆積物、八方台火砕堆積物 (地質図では省略)、望湖台溶岩流、離松火砕堆積物 (地質図では省略)、中ノ湯火砕堆積物 (地質図では省略)、琵琶沢岩屑なだれ堆積物、鏡沼火砕堆積物 (地質図では省略)、土湯沢岩屑なだれ堆積物、江戸時代の噴煙活動とその火口、1888 年噴火の堆積物、1938 年土石流堆積物、1954 年岩屑なだれ堆積物の順に記載する。葉山 2 火砕堆積物以降が新期の堆積物で、古期の堆積物との間には 15 万年以上の休止期が存在する。また、磐梯火山周辺に分布するテフラ層については、第 9.1 表にまとめている。

9.2 最初期火山噴出物 (Bi)

山体下に伏在する、磐梯火山の最も古い火山噴出物である。噴出物の岩石学的特徴は、これを覆う後磐梯火山噴出物以降のものとは大きく異なるものの、磐梯火山の

中央部で噴出したことが岩相から判断されるので、磐梯火山に含めている。

地層名 山元 (2011) の「磐梯火山最初期噴出物」による。

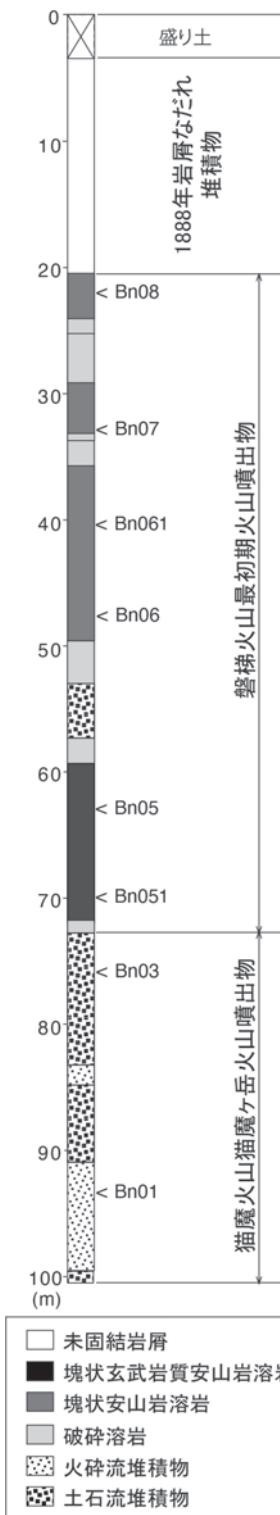
模式地 本火山噴出物は、^{やま} 耶麻郡北塩原村、裏磐梯スキー場 (北緯 37 度 38 分 1 秒、東経 140 度 04 分 12 秒) の標高 902.1 m 地点で掘削された気象庁 JMA-V19 コア (第 9.3 図) で、その存在が確認された (山元, 2011)。

分布・構造 本火山噴出物は、後磐梯火山噴出物下に伏在しており、地表には露出しない。

層序関係 JMA-V19 コアでは、本火山噴出物が猫魔ヶ岳火山噴出物からなる火山麓扇状地堆積物を直接覆っている (第 9.3 図)。

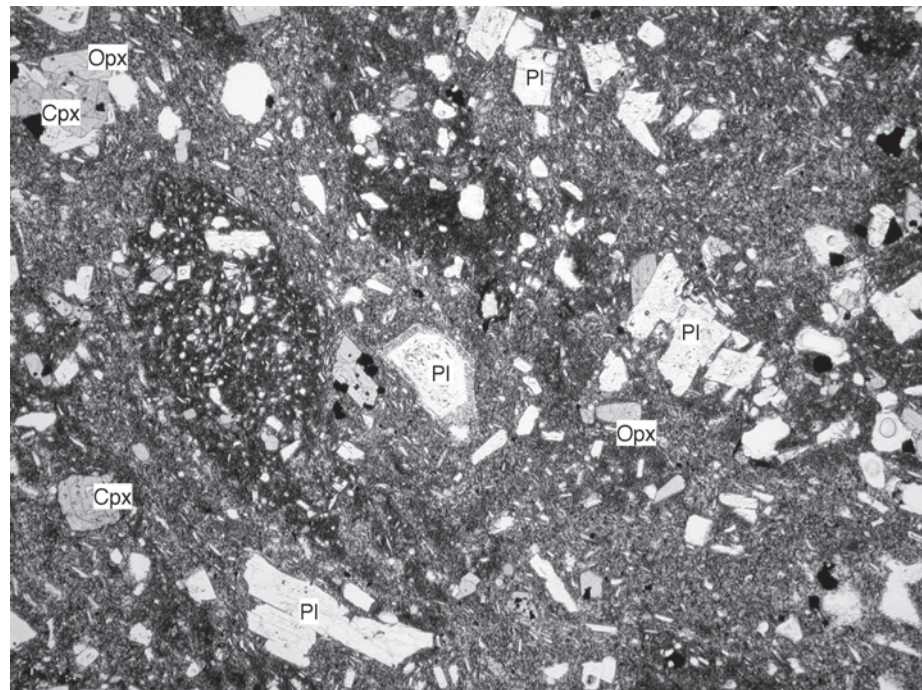
層厚 JMA-V19 コアでは、深度 20.3 m から 72.8 m 区間に存在する。

岩相 JMA-V19 コアでは、4 層の厚い溶岩流を主体とし、給源近傍の成層火山錐構成相からなる (第 9.3 図；山元, 2011)。深度 20.3 m から 53.0 m までは、3 層の厚い直方輝石単斜輝石安山岩の溶岩流 (Bn06~Bn08) からなる。上位の 2 層の溶岩流には溶結構造が顕著で (第 9.4



第9.3図
裏磐梯スキー場で掘削された
JMA-V19 コアの岩相
下位から、猫魔ヶ岳火山噴出物
(孔底100.6 m～深度72.8 m)、磐
梯火山最初期火山噴出物(深度
72.8 m～20.3 m)、1888年岩層な
だれ堆積物(深度20.3 m～3.5
m)、盛り土(深度3.5 m～地表
面)で構成されている。Bn01～
Bn08 は、試料採取位置。山元
(2011)を一部修正。

図)、火砕物起源の溶岩流とみられる。岩質は3層の溶岩ともよく似ており、斑晶量が20～10%で、石基はハイアロオフィティック組織やフェルシティック組織を持つ(第9.5図)。深度53.0 mから57.4 mまでは、土石流堆積物からなる。深度57.4 mから72.8 mまでは、厚い直方輝石単斜輝石玄武岩質安山岩の溶岩流(Bn05, Bn051)から



第9.4図 磐梯火山最初期火山噴出物(試料Bn07)の薄片顕微鏡写真

強溶結した直方輝石単斜輝石安山岩の火砕成溶岩。ユータキシティック組織が顕著である。斜長石(Pl)・単斜輝石(Cpx)・直方輝石(Opx)は集晶を形成するものが多い。写真の横幅は、6 mm。オープンニコル。福島県北塩原村町裏磐梯スキー場(北緯37度37分52秒, 東経140度4分0秒)。JMA-V19 コア(深度32.8 m)。

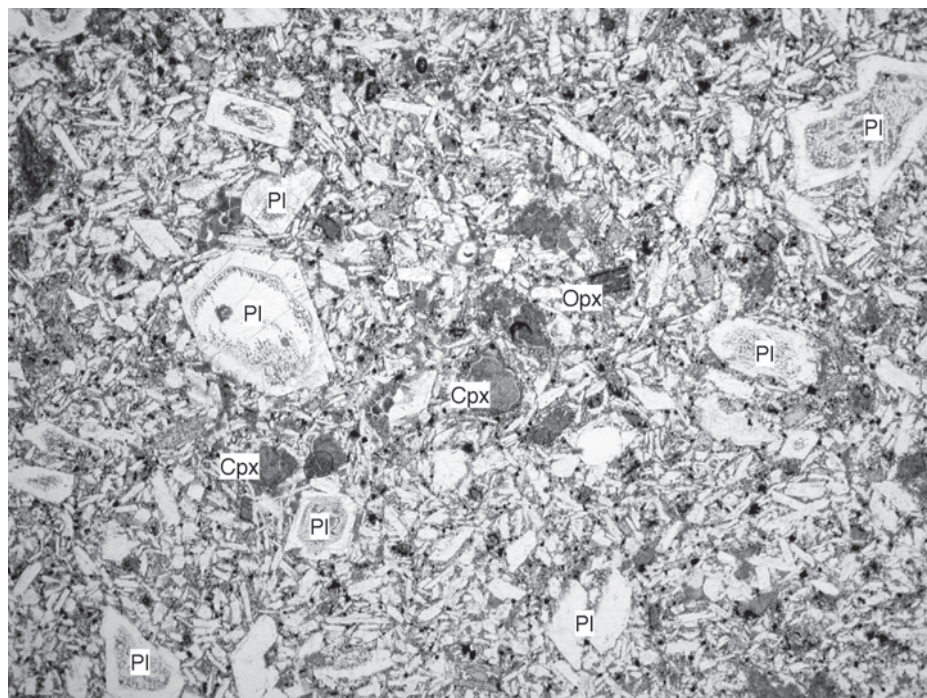
り、細かな溶結構造による流理が認められる。またその斑晶量は12～10%で、石基は粗粒なインターサータル組織を持つ(第9.6図)。

溶岩の全岩化学組成の特徴は、上位の安山岩がソレイト系列であること(第6.1図)、下位の玄武岩質安山岩が周辺の火山岩よりも同位体的に枯渇していること($^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd} = 0.51282$; $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr} = 0.70406$)を示している(山元, 2011)。これらの特徴は、上位の磐梯火山の安山岩とは大きく異なっている。

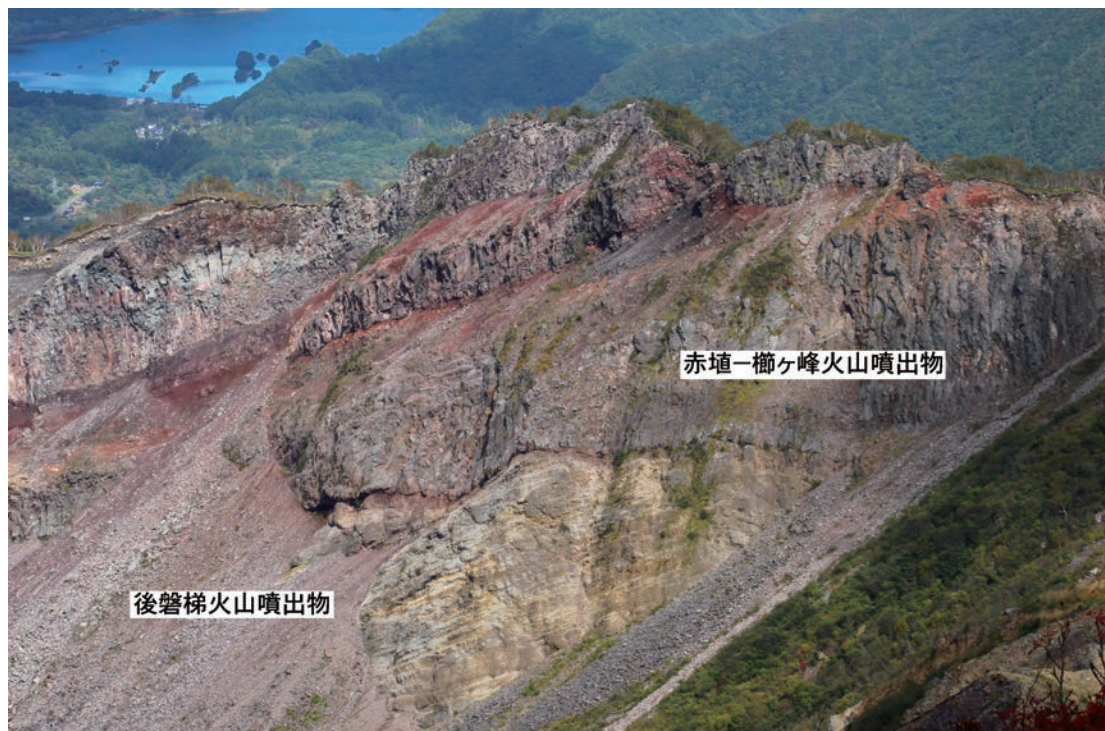
年代 防災科学技術研究所が1990年に掘削したBD-1(深度100.0 m)は、JMA-V19の西南西200 mに位置し、玄武岩質安山岩溶岩までの最初期火山噴出物とほぼ同じ岩相の層序が報告されている(田中ほか, 1995)。田中ほか(1995)によると玄武岩質安山岩溶岩3試料から $0.86 \pm 0.39 \text{ Ma} \sim 0.41 \pm 0.26 \text{ Ma}$ のK-Ar年代値が報告されているものの、誤差が大きく噴出年代の特定は難しい。酒井ほか(1995)の磁化伏角の検討によると、孔底までの玄武岩質安山岩を含むBD-1のコアは全てブリュヌ正磁極期に対比されている。下位の猫魔ヶ岳火山噴出物から $0.47 \pm 0.10 \text{ Ma}$ のK-Ar年代値が報告されていること(NEDO, 1991)と上位の赤埴-櫛ヶ峰火山噴出物が25万年前頃までの活動であることから判断すると、本火山噴出物は40～30万年前頃に形成されたとみられる。



第 9.5 図 磐梯火山最初期火山噴出物(試料 Bn06)の薄片顕微鏡写真
 直方輝石単斜輝石安山岩溶岩. 斜長石斑晶 (Pl)・単斜輝石斑晶 (Cpx)・直方輝石斑晶 (Opx) をまばらに含み, 石基はフェルシティック組織を持つ. 写真の横幅は, 6 mm. オープンニコル. 福島県北塩原村町裏磐梯スキー場(北緯 37 度 37 分 52 秒, 東経 140 度 4 分 0 秒). JMA-V19 コア(深度 47.5 m).



第 9.6 図 磐梯火山最初期火山噴出物(試料 Bn05)の薄片顕微鏡写真
 直方輝石単斜輝石玄武岩質安山岩溶岩. 斜長石斑晶 (Pl)・単斜輝石斑晶 (Cpx)・直方輝石斑晶 (Opx) をまばらに含み, 石基は粗粒なインターサータル組織を持つ. 輝石斑晶は, 緑泥石化しているものが多い. 写真の横幅は, 6 mm. オープンニコル. 福島県北塩原村町裏磐梯スキー場(北緯 37 度 37 分 52 秒, 東経 140 度 4 分 0 秒). JMA-V19 コア(深度 63.0 m).



第 9.7 図 磐梯火山 1888 年崩壊壁の東面に露出する後磐梯火山噴出物とこれを不整合に覆う赤埴-櫛ヶ峰火山噴出物
後磐梯火山噴出物は、火山角礫岩と凝灰角礫岩の互層からなる。一方、これを不整合で覆う赤埴-櫛ヶ峰火山噴出物は、3枚の厚い安山岩溶岩流からなる。磐梯山山頂の北斜面から撮影。

9.3 後磐梯火山噴出物 (Bu)

山元・須藤(1996)の古期山体噴出物のうち、1888年崩壊壁で良く追跡される不整合面(八島, 1981; 三村, 1988; 井口ほか, 1995)よりも下位の火山噴出物を、後磐梯火山噴出物と呼ぶ。

地層名 新称

模式地 耶麻郡猪苗代町の字後磐梯山の1888年崩壊壁下部。

分布・構造 磐梯火山の北東部から1888年崩壊壁西側に主に分布するほか、南麓の猪苗代町の亀ヶ城にも溶岩流が離れて分布する。火山体の原地形面は、北東部の山腹に僅かに認められるが、それも河川により深く下刻されている。南麓の亀ヶ城の周辺では、地下60mまで本火山噴出物が伏在することが、井戸資料で確認されている(中馬・吉田, 1982)。

層序関係 赤埴-櫛ヶ峰火山噴出物に不整合で覆われる。

層厚 1888年崩壊壁での標高差から最大約400mの厚さを持つ。

岩相 猪苗代町字後磐梯山の1888年崩壊壁には良く成層した大型火砕丘の断面が露出している(第9.7図)。その走向傾斜は概ねN30°W15°Eで、直方輝石単斜輝石安山岩の火山角礫岩と凝灰角礫岩の互層からなる。一方、山体の北東山麓や1888年崩壊壁西側には厚い溶岩流と石

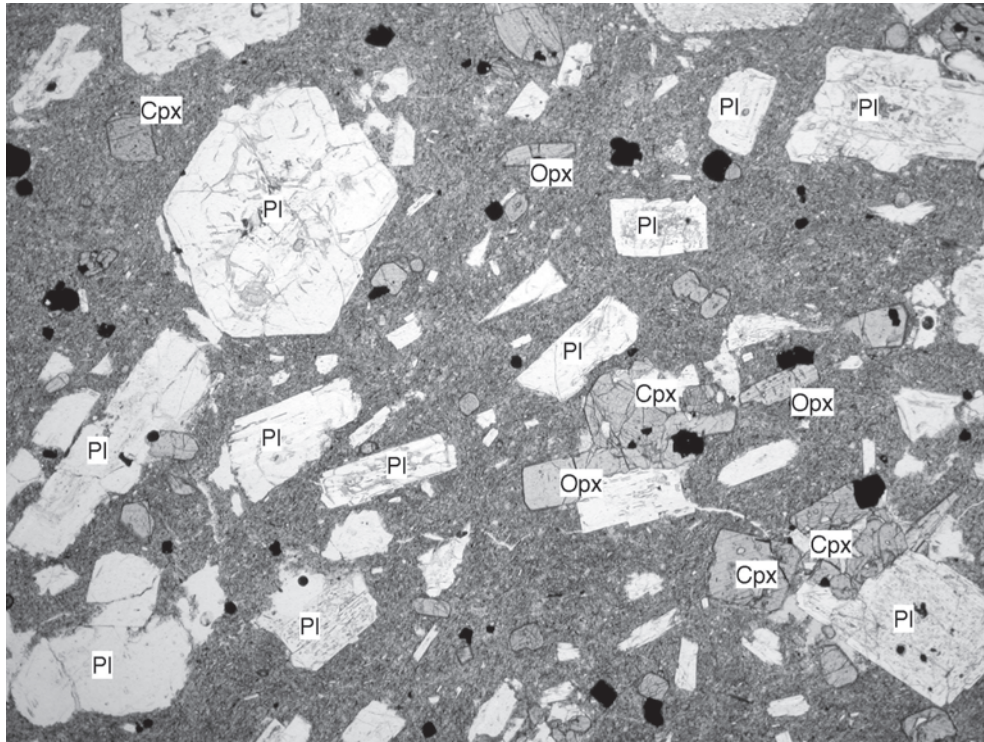
質火砕流堆積物が分布している。川上温泉の南に特徴的な無斑晶状の直方輝石単斜輝石安山岩の溶岩流が分布する以外は、斑晶量40~30%でインターサータル~ハイアロオフィティック組織の石基を持つ直方輝石単斜輝石安山岩の溶岩流を主体としている。斜長石と直方輝石・単斜輝石の多くが集斑晶をなし、斜長石斑晶には汚濁帯を持つものが多い(第9.8図)。全岩化学組成の特徴は、典型的なカルクアルカリ系列である(山元, 2011)。

年代 三村(1994)は、本火山噴出物から 0.7 ± 0.2 Maと 0.5 ± 0.3 Maの全岩K-Ar年代値を報告しているが、試料の分析誤差がかなり大きい。特に、前者は分析に適さない多斑晶の岩石を全岩で測定していることから、その値がそのまま噴出年代を示しているとは判断できない。上下の火山噴出物との層序関係から30万年前頃に噴出したとみられるが、その前後の年代幅はかなり大きい。

9.4 赤埴-櫛ヶ峰火山噴出物 (Ba)

山元・須藤(1996)の古期山体噴出物のうち、1888年崩壊壁で良く追跡される不整合面(八島, 1981; 三村, 1988; 井口ほか, 1995)よりも上位の火山噴出物である。

地層名 八島・千葉(1982)の赤埴山火山岩類・櫛ヶ峰火山岩類、三村(1988)の赤埴火山体・櫛ヶ峰火山体による。



第9.8図 後磐梯火山噴出物の薄片顕微鏡写真
 直方輝石単斜輝石安山岩溶岩。斜長石斑晶(Pl)は、汚濁帯を持つものが多い。また、単斜輝石(Cpx)・直方輝石(Opx)と伴に集斑晶を形成する。石基はインターサータル組織を持つ。写真の横幅は、6mm。オープンニコル。福島県猪苗代町長坂(北緯37度36分34秒、東経140度7分10秒)。

模式地 耶麻郡猪苗代町の字後磐梯山の1888年崩壊壁上部。

分布・構造 赤埴山を頂点に南東へ向かって広がる火山体と櫛ヶ峰を頂点として北東に広がる火山体、それに大磐梯山の西にある長さ3km、幅500m程度のやせ尾根を構成している。守屋(1988)が示したように残存する火山斜面から一つの円錐形の火山体が復元可能である。

層序関係 後磐梯火山噴出物を不整合で覆い、小磐梯火山噴出物・大磐梯火山噴出物に不整合で覆われる。

層厚 1888年崩壊壁で150m前後の厚さを持つ。

岩相 櫛ヶ峰北西の1888年崩壊壁には、後磐梯火山噴出物を不整合で覆う三枚の厚い直方輝石単斜輝石安山岩(一部はかんらん石含有)溶岩流が露出している(第9.7図)。また、赤埴山上部の斜面は、火山弾に富む溶結した層厚10m以上で赤色の直方輝石単斜輝石安山岩火砕物(猪苗代町赤埴林道の標高1,200~1,100m区間に露出)からなり、斜面の中腹で舌状ロープ地形を持つ火砕性溶岩流に移行している。大磐梯山の西尾根では、翁島岩屑なだれの崩壊壁に、安山岩溶岩流に挟まれて直方輝石単斜輝石安山岩の厚い降下軽石堆積物が露出している。

本火山噴出物の岩石は、斑晶量50~30%でインターサータル~ハイアロオフィティック組織の石基を持つ直方輝石単斜輝石安山岩またはかんらん石含有直方輝石単

斜輝石安山岩からなる。斜長石と直方輝石・単斜輝石の多くが集斑晶をなし、斜長石斑晶には汚濁帯を持つものが多い(第9.9図)。岩石学的特徴は下位の後磐梯火山噴出物とほとんど同じで、全岩化学組成でも下位と区別できない(山元, 2011)。

年代 後述するように、本火山噴出物最上部の噴火年代は約25万年前とみられる。

9.5 火山麓扇状地3堆積物(vf3)

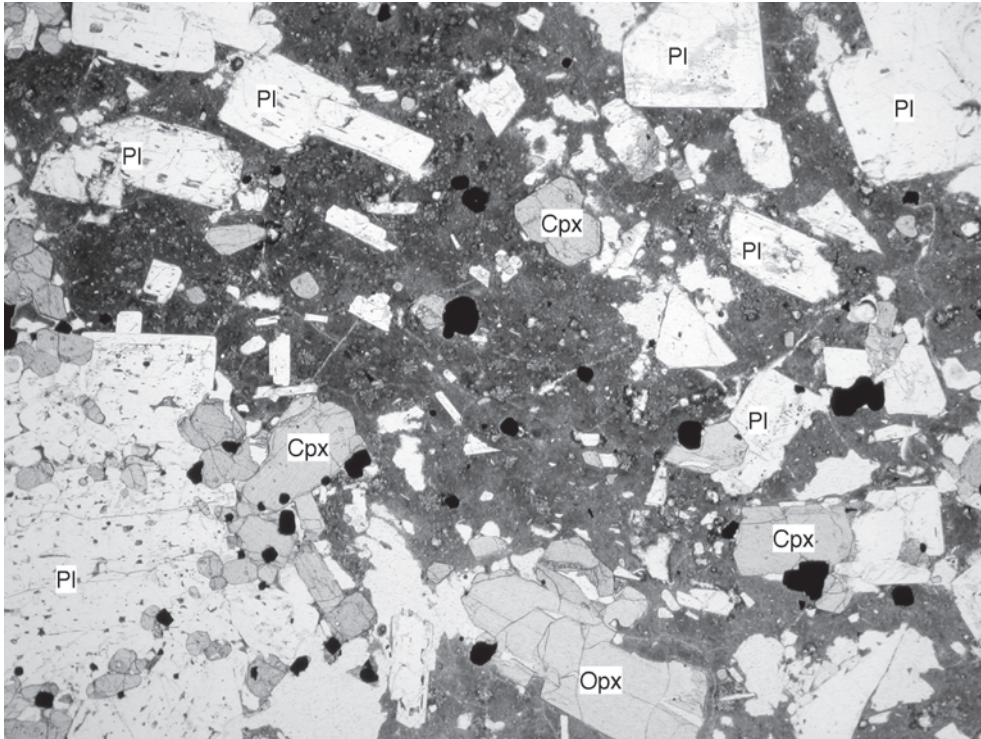
本堆積物は、赤埴-櫛ヶ峰火山噴出物の下部斜面を構成する火山麓扇状地堆積物である。

分布・構造 赤埴山を頂点に南東へ向かって広がる火山体の下部に分布するほか、櫛ヶ峰の東南東山麓にも分布する。斜面の末端は河川侵食により、急崖となる箇所がある。

層序関係 赤埴-櫛ヶ峰火山噴出物と同時異相の関係にある。

層厚 南東山麓で50m以上の層厚を持つ。

岩相 本堆積物は、安山岩礫からなる粗粒の土石流堆積物とこれを覆う赤埴-櫛ヶ峰火山噴出物縁辺相の火砕流堆積物・降下火砕堆積物からなる。さらに、これらの堆積物を厚さ5~3mで降下火砕物を多く挟んだ褐色の粘



第 9.9 図 赤埴-櫛ヶ峰火山噴出物の薄片顕微鏡写真
 直方輝石単斜輝石安山岩溶岩。斜長石斑晶 (Pl) は、汚濁帯を持つものが多い。また、単斜輝石 (Cpx)・直方輝石 (Opx) と伴に集斑晶を形成する。石基はハイアロオフィティック組織を持つ。写真の横幅は、6 mm。オープンニコル。福島県猪苗代町見祢 (北緯 37 度 35 分 1 秒，東経 140 度 6 分 28 秒)。

土化した風成層が被覆している (第 9.10 図)。

南端部の猪苗代町諏訪前 (第 9.10 図の Loc. 11) では、基質支持で雑多な安山岩礫からなる土石流堆積物を覆って、層厚 180 cm で基底部に逆級化構造を持った、岩片支持で粗粒火山灰の基質を持った単源で非溶結の直方輝石単斜輝石安山岩スコリア流堆積物が分布する (第 9.11 図)。さらにこの堆積物の上位には、間に土壌を挟むことなく、厚さ 35 cm のスコリア細粒火山礫の降下火砕堆積物が重なっている。これらは山元・須藤 (1996) の見祢山火砕堆積物で、スコリア流堆積物の最大粒径は 80 cm、牛糞状の火山弾を含み、スコリアと基質の粗粒火山灰は高温酸化で赤褐色化を受けている。櫛ヶ峰の東南東山麓でも土石流堆積物を覆って、厚いスコリア降下火砕堆積物が 2 枚あるが (第 9.10 図; Loc. 9 など)、そのうち上位のものは見祢山火砕堆積物に対比される可能性が大きい。

火山麓扇状地堆積物の主体は、岩片支持で粗粒砂基質を持つ逆級化した円礫や基質支持で淘汰の悪い砂質基質を持つ塊状の円礫からなる土石流堆積物である。しばしば、土石流堆積物間に中礫混じりの成層した中粒～粗粒砂を伴うほか、猪苗代町長坂の南では三村 (1988) により「長坂火砕流堆積物」と呼ばれた単源の凝灰角礫岩からなる石質火砕流堆積物も含んでいる。一方、千葉・木村 (2001) は成因の異なる円礫・砂・石質火砕流堆積物を一

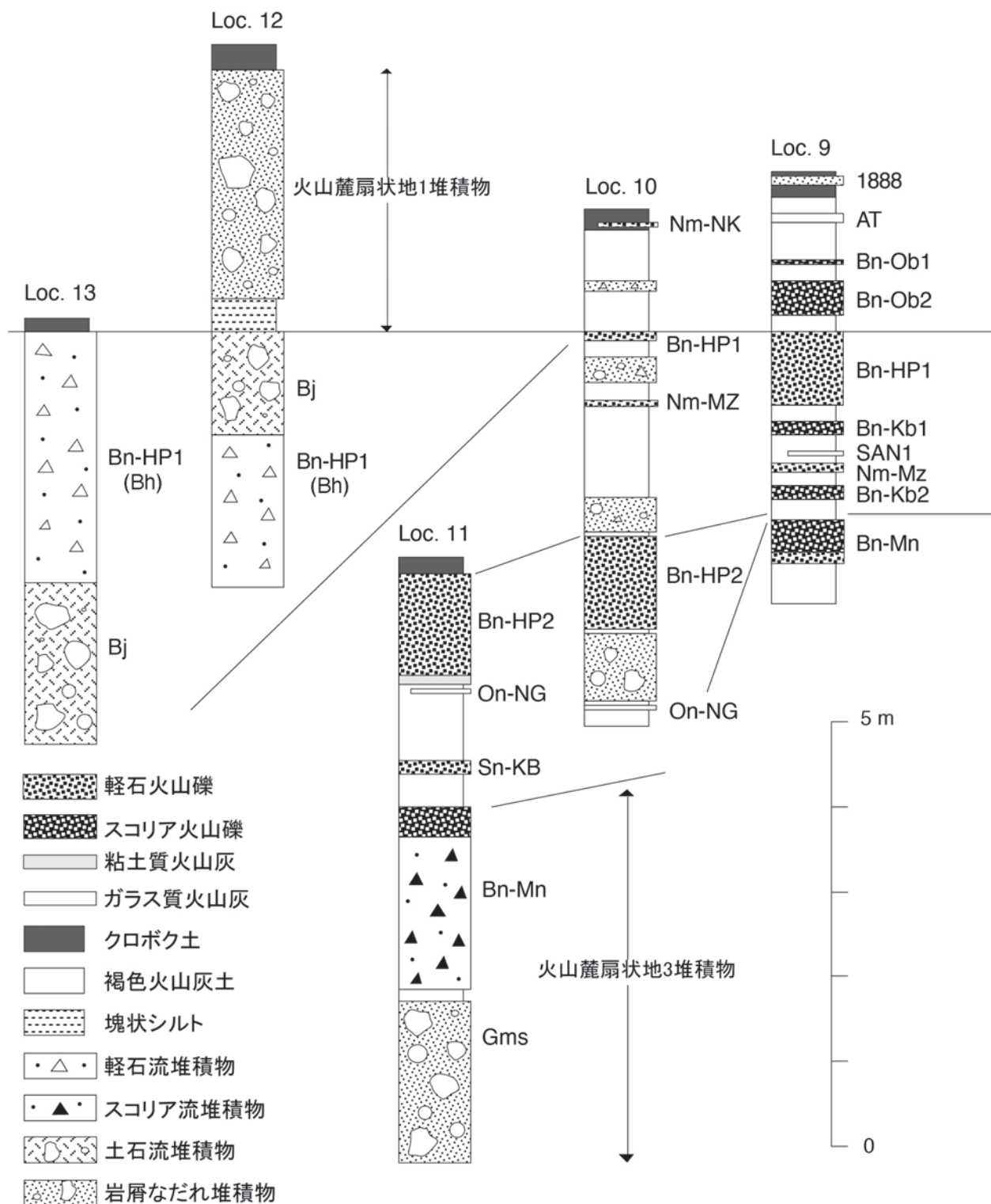
つにまとめて「長坂岩屑なだれ堆積物」と呼んでいるが、単一の岩屑なだれ堆積物ではないことは岩相から明らかである。また、千葉・木村 (2001) が南山麓で「八ノ木岩屑なだれ堆積物」と呼んだものの一部は、岩屑なだれ堆積物に特徴的な岩塊相・基質相が認められず、本火山麓扇状地を構成する土石流堆積物である。

年代 千葉ほか (1994) は、寒冷層準を基準にした $\delta^{18}\text{O}$ 層準編年から、見祢山火砕堆積物の噴出時期を約 25 万年前と見積もっている。また、40 cm の風成火山灰土を挟んで見祢火砕堆積物の上位には、約 22 万年前の砂子原久保田テフラが重なり (山元・須藤, 1996; 山元, 2012; 第 9.11 図)、見祢火砕堆積物の推定年代約 25 万年と矛盾しない。従って、本堆積物の主体である直下の土石流堆積物群は、海洋酸素同位体ステージ (MIS) 8 に形成されたものとみられる。

9.6 磐梯葉山 2 火砕堆積物 (Bn-HP2; 地質図では省略)

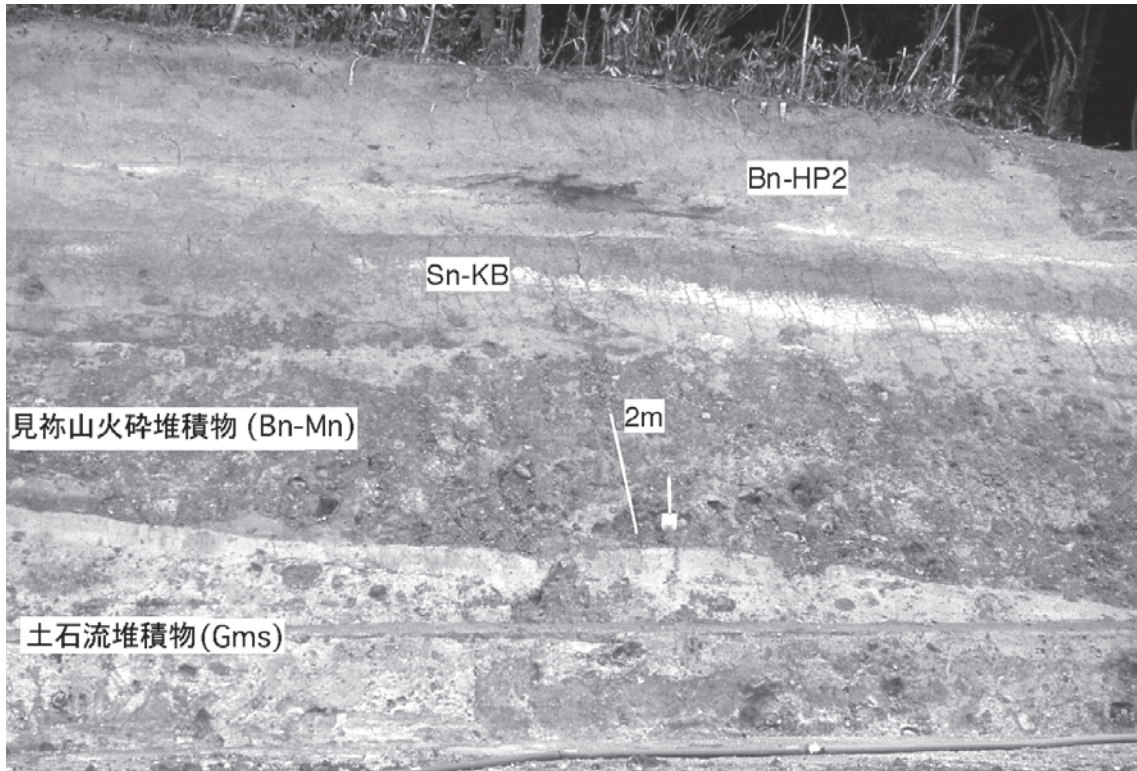
磐梯火山で、約 8 万年前に発生したプリニー式噴火の産物で、分布主軸が東へ向く降下火砕堆積物からなる。

地層名 山元・須藤 (1996) 命名。本堆積物は中馬・吉田 (1982) で HP2、千葉ほか (1994) で葉山 2b 軽石 (HP2b) とされた降下火砕堆積物と同じものである。



第9.10図 磐梯火山南山麓における火砕物柱状図

Gms=土石流堆積物, Bh=磐梯葉山1火砕堆積物(軽石流堆積物), Bj=翁島岩屑なだれ堆積物, 1888=1888年火砕堆積物. その他のテフラ層の略号は第9.1表を参照のこと. Loc.9=福島県猪苗代町離松(北緯37度35分33秒, 東経140度6分6秒), Loc.10=福島県猪苗代町見祢山猪苗代スキー場(北緯37度34分37秒, 東経140度6分2秒), Loc.11=福島県猪苗代町諏訪前(北緯37度33分56秒, 東経140度5分34秒), Loc.12=福島県磐梯町更科(北緯37度33分34秒, 東経140度1分21秒), Loc.13=福島県磐梯町磐梯(北緯37度33分37秒, 東経139度58分56秒;西隣「喜多方」地域内). 山元・須藤(1996)を一部修正. 山元・須藤(1996)ではDKPとしていたテフラ層は, 火山ガラスの化学組成からSAN1に修正されている(山元, 2017).



第 9.11 図 火山麓扇状地 3 堆積物と被覆風成火山灰土
 火山麓扇状地 3 堆積物は、土石流堆積物 (Gms) と見祢山火砕堆積物 (スコリア流堆積物, Bn-Mn) からなる。扇状地堆積物を覆う風成火山灰土中には砂子原久保田テフラ (Sn-KB) と磐梯葉山 2 火砕堆積物 (Bn-HP2) が挟まれている。福島県猪苗代町諏訪前 (第 9.10 図の Loc. 11; 北緯 37 度 33 分 56 秒, 東経 140 度 5 分 34 秒)。山元・須藤 (1996) の第 4 図を再掲載。

模式地 耶麻郡猪苗代町見祢山の猪苗代スキー場駐車場 (第 9.10 図の Loc. 10)。

分布・構造 赤埴-櫛ヶ峰山体を覆う風成火山灰土、安達太良山麓の沼尻・湯川火砕流堆積物や伏拝・山崎岩屑なだれ堆積物を覆う風成火山灰土 (東隣「二本松」図幅; 阪口, 1995), 阿武隈山地内の高位・中位段丘の厚い被覆風成火山灰土 (「川俣」図幅; 久保ほか, 2015) に挟まれている。

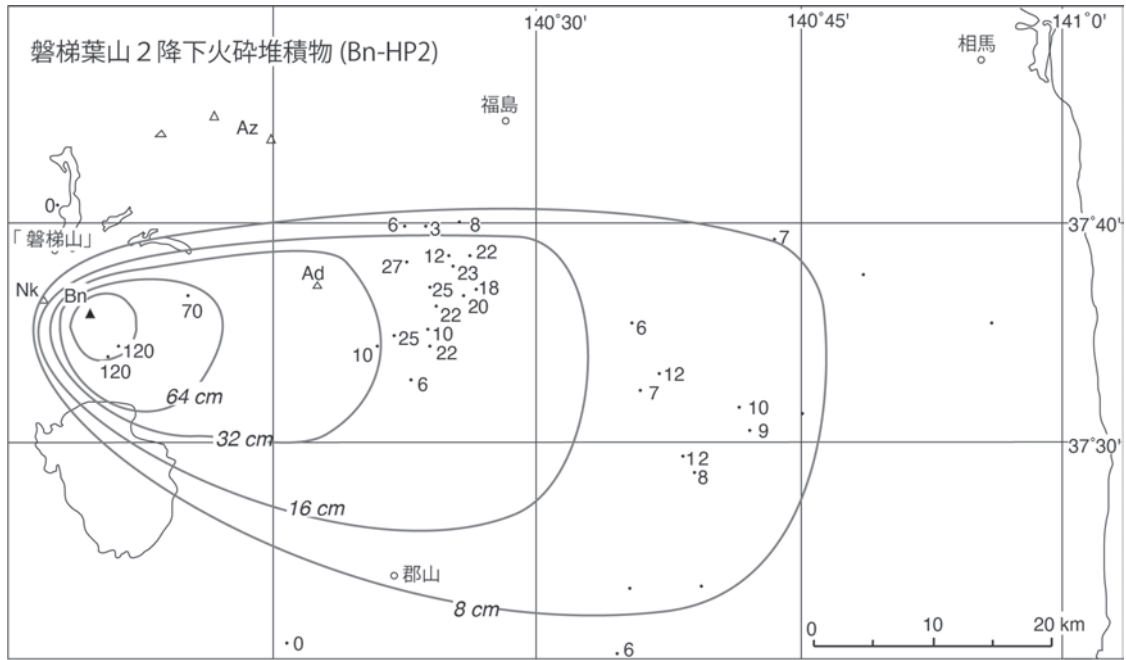
層序関係 赤埴-櫛ヶ峰山体を覆う風成火山灰土中では、御岳奈川テフラ (On-NG) と沼沢水沼テフラ (Nm-MZ) の間にある (第 9.10 図)。

層厚 磐梯山南東山麓で 100 cm 以上の層厚を持ち、東に向かって層厚が減少する (第 9.12 図; 山元, 2012)。降下火砕堆積物の 8 cm 等層厚線と面積の関係から Legros (2000) の手法で最小体積を積算すると約 $5 \times 10^1 \text{ km}^3$ (堆積物の平均密度を 800 kg/m^3 としして岩石換算体積は約 $2 \times 10^1 \text{ km}^3 \text{ DRE}$) となる。

岩相 模式地周辺では、厚さ 120 cm の基質に斜長石の目立つ粗粒火山灰を持つ直方輝石単斜輝石安山岩の軽石粗粒火山礫からなる降下火砕堆積物からなる。軽石の最大粒径は約 10 cm で、径 5 cm 以下の安山岩石質岩片を少

量含んでいる。また、その基底部には、厚さ 10 cm の基質に白色粘土を持った淘汰の悪い石質細粒火山礫からなる降下火砕堆積物がある。ガラス質の本質物は認められず、マグマ噴火に先行した水蒸気爆發の産物と判断されよう。

千葉ほか (1994) は本報の磐梯葉山 2 火砕堆積物の上位に、これと同じ記載岩石学的特徴を持つ軽石を含んだユニットを認め、これを葉山 HP2a 軽石と呼んでいる。これに相当すると考えられる堆積物は、赤埴山斜面下部で磐梯葉山 2 火砕堆積物直上の風成火山灰土中に確認でき、径 5 cm 以下の軽石を多く含む独立したユニットであることは問題ない (第 9.10 図; Loc. 10)。しかし、1) この堆積物は基質支持で、軽石間を火山灰土が充填していること、2) 軽石よりも明らかに粒径の大きな安山岩の石質岩片が普通に含まれること、3) 層厚が側方に急変することが指摘できる。1) から 3) の特徴は、明らかにこの堆積物が噴煙柱からの降下物ではないことを示しており、山体斜面上で発生した二次堆積物と判断できる。含まれる軽石は直下の磐梯葉山 2 火砕堆積物から取り込まれたもので、直接、噴火に由来したと考えるべき根拠はない。同様な二次堆積物は猪苗代スキー場周辺で、磐梯葉山 2



第 9.12 図 磐梯葉山 2 火砕堆積物の層厚分布
 数字は降下火砕堆積物の層厚で、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) を一部修正。

火砕堆積物以外の層準からも見いだせることや、古期山体噴出物を覆う火山灰土中に不整合や堆積物の欠如がいくつもあることは、山体斜面上で火砕物の再移動がごく普通に発生していたことを示していよう (山元・須藤, 1996)。

年代 鈴木ほか (1995) は、風成火山灰土中の指標テフラとの層位関係から、磐梯葉山 2 火砕堆積物の噴火年代を 83~72 ka と見積もっている。本報でもこれに従い、その噴火時期を約 8 万年前としておく (第 9.1 表)。

9.7 火山麓扇状地 2 堆積物 (vf2)

本堆積物は、MIS4 に形成された火山麓扇状地堆積物である。

分布・構造 北塩原村裏磐梯スキー場西の急崖に露出するほか、猪苗代町ファミリースノーパークばんだい×2 スキー場駐車場 (東経 140 度 07 分 18.1 秒, 北緯 37 度 35 分 33.2 秒) の標高 607.3 m 地点で地質調査所が掘削した GS-BAD-1 コア (第 9.13 図) で確認できる。本来は北麓や東麓に扇状地として分布していたものが、後の山体崩壊により 1888 年岩屑なだれ堆積物や琵琶沢岩屑なだれ堆積物に被覆されている。

層序関係 磐梯葉山 2 火砕堆積物を覆い、小磐梯火山噴出物に覆われる。

層厚 本堆積物は、東山麓で地質調査所が掘削した GS-BAD-1 コア (第 9.13 図) で、13 m の層厚を持つ (山元・

須藤, 1996)。

岩相 本堆積物は、安山岩の大礫~巨礫からなる岩片支持、もしくは基質支持で粗粒砂に富む基質を持つ円礫を主体とし、中礫混じりの中粒~粗粒砂を伴っている。その岩相から、火山麓扇状地に典型的な土石流堆積物と高密度洪水流堆積物と判断されよう。

年代 上下の指標テフラとの層序関係から 7~6 万年前頃の MIS4 に形成されたと考えられている (山元・須藤, 1996)。

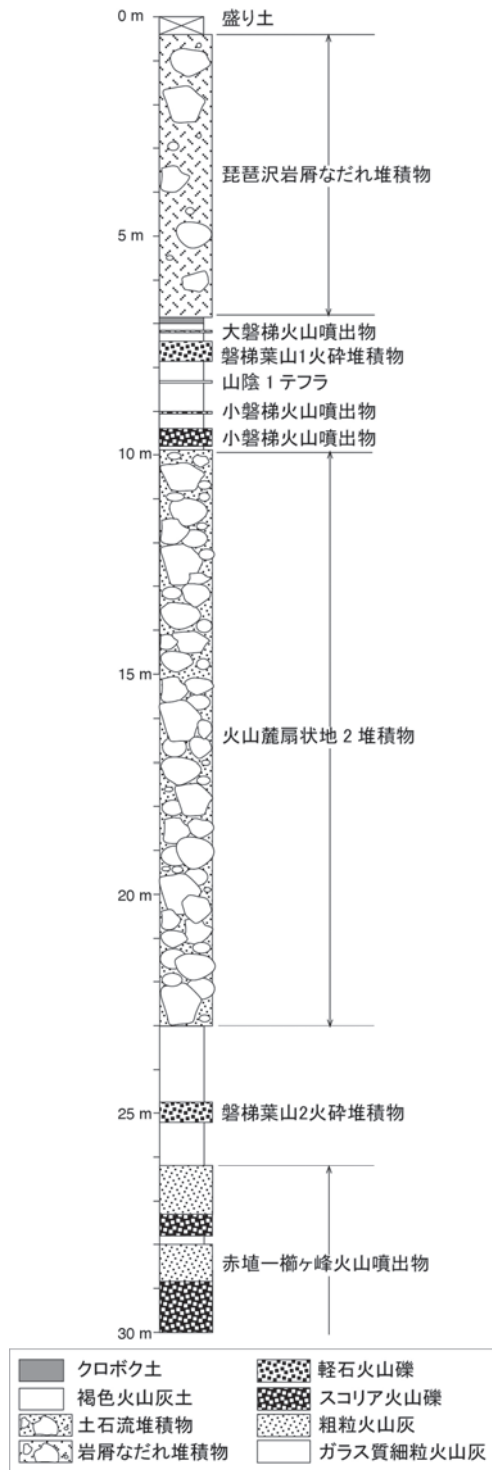
9.8 小磐梯火山噴出物 (Bk)

小磐梯山体は、1888 年の噴火で崩壊するまで存在した小磐梯山を噴出中心とする山体である。

地層名 八島・千葉 (1982) の小磐梯火山岩類、三村 (1988) の小磐梯火山体による。

模式地 耶麻郡猪苗代町字後磐梯山の 1888 年崩壊壁、天狗岩。

分布・構造 天狗岩から中ノ湯にかけての尾根に分布するほか (第 9.2 図)、北山腹の北塩原村裏磐梯スキー場西の急崖に溶岩流が露出する。1888 年噴火前の小磐梯山の姿は、例えば「新編會津風土記 (會津藩地誌局編, 1894)」に示されている (第 1.4 図)。一方、米地 (1988, 1989)、水越ほか (1995) による絵画資料や噴火前のケバ式地形図を用いた地形復元では、標高が 1,750 m 前後で、山頂部に複数の突起部を持ち、大磐梯山体よりもやや開析が



第9.13図 磐梯火山東山麓で掘削されたGS-BAD-1コアの岩相
下位から、赤埴一櫛ヶ峰火山噴出物(孔底30.0 m～
深度26.2 m)、磐梯葉山2火砕堆積物を挟む風成火
山灰土(深度26.2 m～23.0 m)、火山麓扇状地2堆積
物(深度23.0 m～9.9 m)、小磐梯火山噴出物・磐梯
葉山1火砕堆積物・大磐梯火山噴出物を挟む風成火
山灰土(深度9.9 m～6.9 m)、琵琶沢岩屑なだれ堆積
物(深度6.9 m～0.5 m)、盛り土(深度0.5 m～地表
面)で構成されている。山元・須藤(1996)を一部修
正。

進んだ山体が示されている。

層序関係 1888年崩壊壁で、後磐梯火山噴出物を不整合
に覆う(第9.14図)。また、北山腹の溶岩流、東山麓の
降下火砕堆積物は、火山麓扇状地2堆積物を覆い、磐梯
葉山1降下火砕堆積物に覆われる(第9.13図)。

層厚 1888年崩壊壁で最大約70 mの厚さを持つ。

岩相 模式地の天狗岩は、自破碎したかんらん石含有直
方輝石単斜輝石安山岩の溶岩流からなる(第9.15図)。天
狗岩から中ノ湯に至る尾根部も、1888年崩壊壁に遠望で
きる岩相は、天狗岩と色調や粒度構成のよく似た塊状の
火山角礫岩から構成されるので(第9.14図)、小磐梯火
山体の残存部は、破碎の進んだ溶岩からなるものとみら
れる。また、山腹の裏磐梯スキー場西の急崖には層厚約
6～5 mの1層のかんらん石含有直方輝石単斜輝石安山
岩のブロック溶岩流が露出している。この溶岩流は薄い
砂質土壌を挟んで火山麓扇状地2堆積物を覆い、かつ再
堆積した磐梯葉山1火砕堆積物に覆われている。

本火山噴出物に相当する降下火砕堆積物は、東山腹の
露頭や東山麓のGS-BAD-1コアの火山灰土中に少なくと
も3層存在する(第9.10図;第9.13図)。いずれの堆積
物も発泡の悪いかんらん石含有直方輝石単斜輝石安山岩
からなり、細粒火山礫混じりの黒紫灰色粗粒火山灰や、
基質に暗褐色の粗粒火山灰を持つ発泡の悪い多面体型の
粗粒火山礫からなる。発泡の悪い本質岩片からなる堆積
物の特徴は、ブルカノ式噴火に由来することを示しており、
安山岩質マグマの噴火様式としてはごく普通のこと
である。また、堆積物の分布が山体の東5 kmの範囲に限
定されることも、噴火の爆発力がそれだけ小さかったこと
を暗示している。

本火山噴出物の岩石は、斑晶量40～30%でインター
サータル～ハイアロオフィティック組織の石基を持つか
んらん石含有直方輝石単斜輝石安山岩からなる。斜長石
と直方輝石・単斜輝石の多くが集斑晶をなし、斜長石斑
晶には汚濁帯を持つものが多い(第9.16図)。全岩化学
組成の特徴は古期山体火山噴出物と比べMgOとK₂Oに富
む特徴が顕著で、かつ大磐梯火山噴出物とは区別ができ
ない(第6.1図;山元, 2011)。

年代 本火山噴出物の降下火砕堆積物の間にNm-MZと
山陰1テフラが挟まれているので(山元, 2012, 2017)、
その噴火年代は6～5万年前前後と判断できる。

9.9 翁島岩屑なだれ堆積物(Bj)

本堆積物は、磐梯火山で約4.6万年前に発生したセン
トヘレンズ型の山体崩壊の産物である(山元・須藤,
1996)。

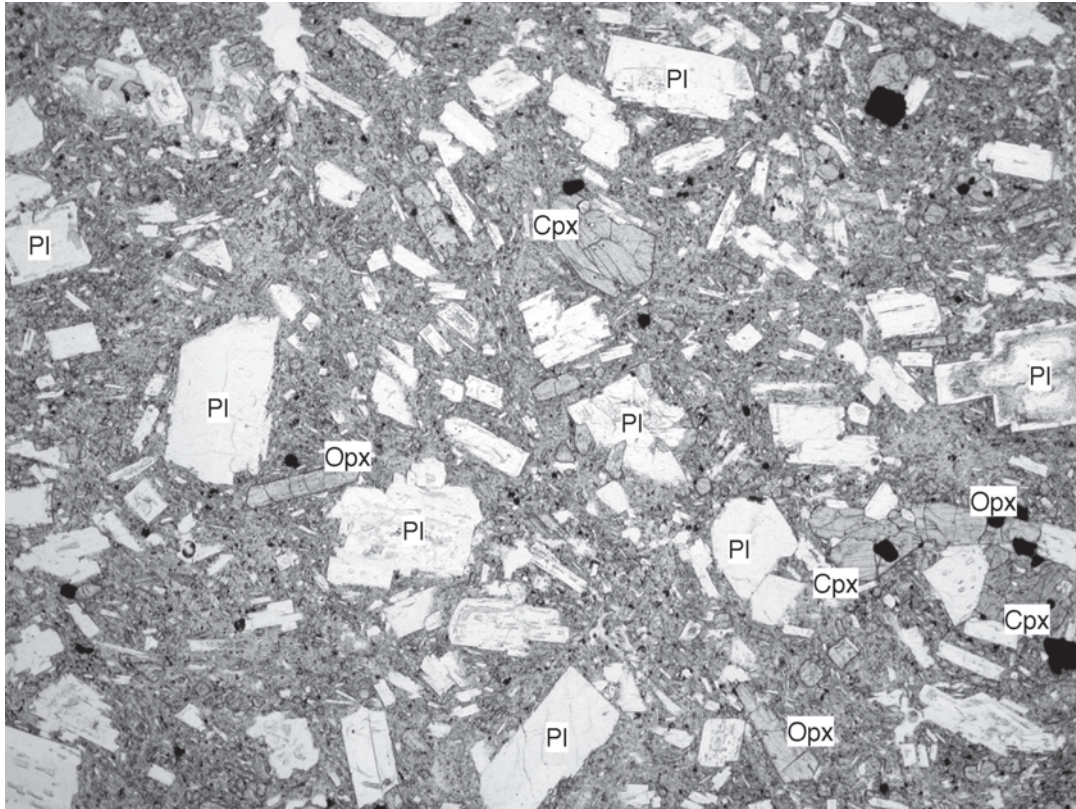
地層名 水野(1958), Tanabe(1960), Furuya(1965)の「翁
島泥流(Okinajima mudflow)」による。これが古期山体上
の南西に向かって開いた馬蹄形カルデラ(第9.1図)を給



第 9.14 図 磐梯火山 1888 年崩壊壁の東面に露出する後磐梯火山噴出物とこれを不整合に覆う小磐梯火山噴出物
 後磐梯火山噴出物は、中段の粗粒な火砕物を挟んで、非常に厚い安山岩溶岩流が緩傾斜で 2 枚重なっている。一方、小磐梯火山噴出物は、後磐梯火山噴出物を削り込んだ谷地形を埋めている。湯桁山は 1888 年山体崩壊で落ち残った小磐梯山山頂の一部であったものの、1954 年の小規模山体崩壊で消失した。上ノ湯は、1888 年噴出物で埋没した温泉施設である。



第 9.15 図 天狗岩の小磐梯火山噴出物
 1888 年崩壊壁にある天狗岩は小磐梯火山噴出物のかんらん石含有直方輝石単斜輝石安山岩溶岩からなり、赤褐色に変質した成層火砕物からなる後磐梯火山噴出物を不整合に覆っている。



第 9.16 図 小磐梯火山噴出物の薄片顕微鏡写真

直方輝石単斜輝石安山岩溶岩。斜長石斑晶 (Pl)・単斜輝石 (Cpx)・直方輝石 (Opx) の一部は集斑晶を形成する。石基は、インターサタル組織を持つ。写真の横幅は、6 mm。オープンニコル。福島県北塩原村裏磐梯スキー場 (北緯 37 度 37 分 52 秒, 東経 140 度 4 分 0 秒)。

源とする山体崩壊の産物であることは守屋 (1978) により指摘されている。

模式地 会津若松市の東京電力リニューアブルパワー (株) 猪苗代第二発電所周辺の日橋川沿い (西隣「喜多方」地域内)。

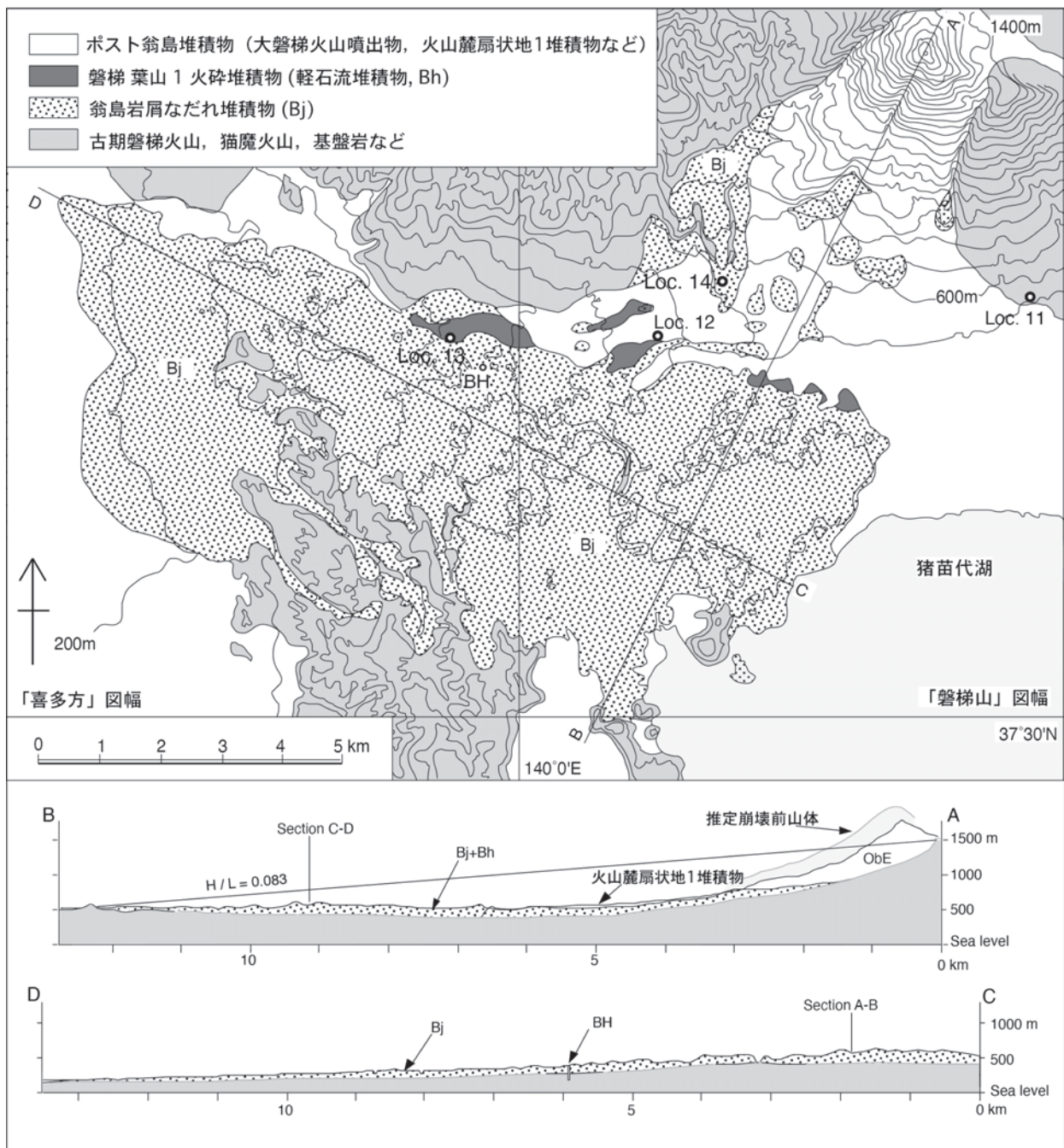
分布・構造 磐梯火山南麓の翁島丘陵から会津若松市の北方 (西隣「喜多方」地域内) にかけて分布し、顕著な流れ山地形を形成している。岩屑なだれは、馬蹄形カルデラの最高点 (磐梯山山頂の北側) から南西に 12 km ほど流走したところで基盤の山に当たり、ここで大きく西北西に進路を変え、いくつかの基盤の尾根を乗り越えながら西の会津盆地に流れ込み、その先端部は沖積層に覆われている (第 9.17 図)。南西方向への到達距離 (L) と高度差 (H) で決まる岩屑なだれのみかけ摩擦係数 (H/L) は、0.083 である。同様に、カルデラの最高点と会津盆地での分布限界とを結んで得られる H/L は 0.086 であるので、到達限界は分布の西縁からそれほど離れたところにはないであろう。

層序関係 下位層を不整合に覆う。磐梯葉山 1 火砕堆積物の軽石流堆積物と指交する。

層厚 本堆積物の厚さは日橋川沿いの基盤の露出した部

分で 100~60 m (流れ山があるため厚さの変化が激しい)、磐梯町の日曹金属化学 (株) 会津工場内のボーリングで 120 m (磐梯町教育委員会, 1985, p.13) となっている。これらの地点は分布の中央部であるのでその層厚は最大値に近いものと予想される。基盤に近い会津若松市河東町甘石山 (西隣「喜多方」地域内) の 48MAHA-1 構造ボーリングでは、本堆積物の層厚は 23 m となっている (通商産業省, 1974)。本堆積物の平均層厚を 50 m とし、大磐梯噴出物に覆われた馬蹄形カルデラ内にもかなりの堆積物があるとして求めた総面積 85 km^2 とかけると、本堆積物の体積は 4 km^3 強となる (山元・須藤, 1996)。

岩相 本堆積物は、新鮮なものから温泉変質により白色化したものまでの多様な安山岩を主とする岩屑で構成されている。一般に流れ山の内部には、破碎後も元の山体の内部構造をある程度保存した部分、すなわち、粗粒砂から火山岩塊の集合から構成されていても、隣接した岩片同士が同種の岩石からなり、強い変形を被りながらも元の地質境界がたどれる産状を示すものが多い (第 9.18 図)。このような部分は岩屑なだれ堆積物の岩塊相に相当するもので、流れの中に粒子の攪拌の程度が著しく低い部分があったことを意味している。一方、流れ山間の低



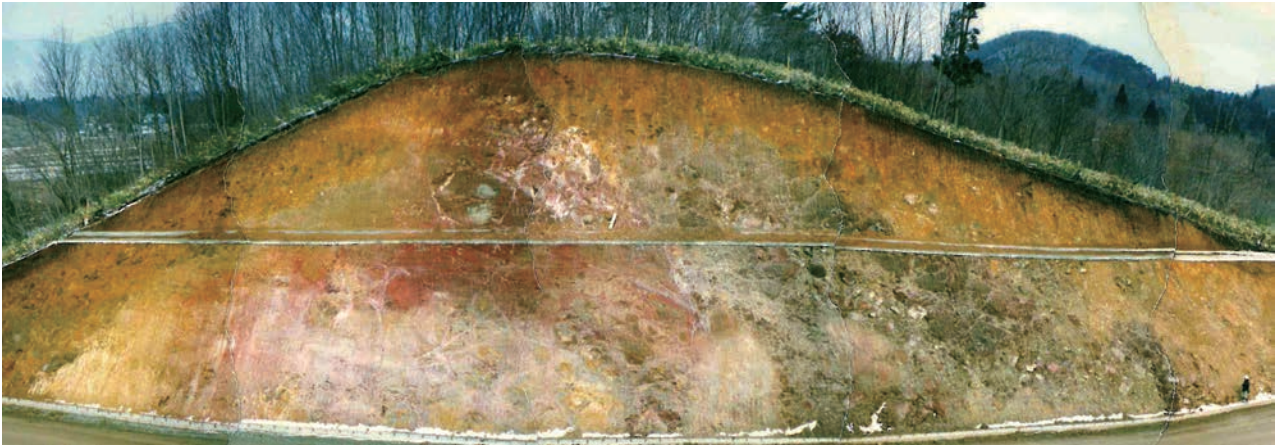
第 9.17 図 翁島岩屑なだれ堆積物及び磐梯葉山 1 火砕堆積物の分布

Bh= 磐梯葉山 1 火砕堆積物 (軽石流堆積物) ; Bj= 翁島岩屑なだれ堆積物 ; ObE= 大磐梯火山噴出物 ; BH= 掘削孔 ; H/L= 堆積物の比高/流走距離比. 山元・須藤 (1996) を一部修正.

地部や岩塊相間の隙間には、淘汰の悪い泥質の基質支持で多種の岩片の混じった岩相が見いだされ、これは岩屑なだれ堆積物のマトリックス相に相当するものである。マトリックス相からは、稀に本堆積物と指交する磐梯葉山 1 火砕堆積物起源の直方輝石単斜輝石安山岩白色軽石が見つかる。

年代・対比 4.6 万年前の磐梯葉山 1 火砕堆積物と地質

学的に一連のものである。吉田・鈴木 (1981) と中馬・吉田 (1982) は、かつて本堆積物を翁島火山泥流堆積物と頭無火山泥流堆積物に区分し、その分布を示している。彼らによれば両者は類似した岩相から構成されるものの、風化の程度に違いがあり、後者の方が比較的新鮮な安山岩片からなるとされている。しかし、両者の接触関係があるとされた東京電力リニューアブルパワー (株) 猪苗



第 9.18 図 翁島岩屑なだれ堆積物の流れ山を切る露頭

磐越自動車道路建設時に出現した流れ山を切る法面。露頭の左部(西側)は白色～赤褐色の強変質した一枚岩状の安山岩岩塊からなる。一方、露頭の右部(東側)は暗灰色で変質の程度の低い破碎した安山岩火山角礫からなる。両者は露頭内で混合しておらず、崩壊前の山体の構造を保持したまま定置したものと考えられる。右下隅にスケールの人物あり。福島県磐梯町更科(北緯 37 度 32 分 27 秒, 東経 140 度 1 分 14 秒)。山元・須藤(1996)の第 7 図を再掲載。

代第一発電所取水口の日橋川右岸の露頭では、新鮮な安山岩岩片からなる岩塊相と温泉変質を受けた安山岩岩片からなる岩塊相が重なるだけで両者の間には土壌などの挟みはなく、異なる二つの堆積物があるわけではない。また、1990 年には磐越自動車道の工事に伴い翁島岩屑なだれ分布域に多数の好露頭が現れたが(第 9.18 図)、やはり本堆積物の内部に時間間隙を示すような証拠は確認できなかった。

9.10 磐梯葉山 1 火砕堆積物 (Bn-HP1)

磐梯火山で 4.6 万年前頃に発生した、ブリーニ式噴火の産物で、翁島岩屑なだれ堆積物と指交する軽石流堆積物 (Bh; 地質図にはこの堆積物の分布のみ示した) と分布主軸が東へ向く降下火砕堆積物からなる。

地層名 山元・須藤(1996)命名。本堆積物は、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である。また、小荒井ほか(1994)は本火砕堆積物のうちの火砕流堆積物を更科軽石流堆積物と呼び、彼らもこの堆積物を HP1 に対比している。

模式地 耶麻郡猪苗代町離松の赤埴林道沿い(第 9.10 図; Loc. 9)。

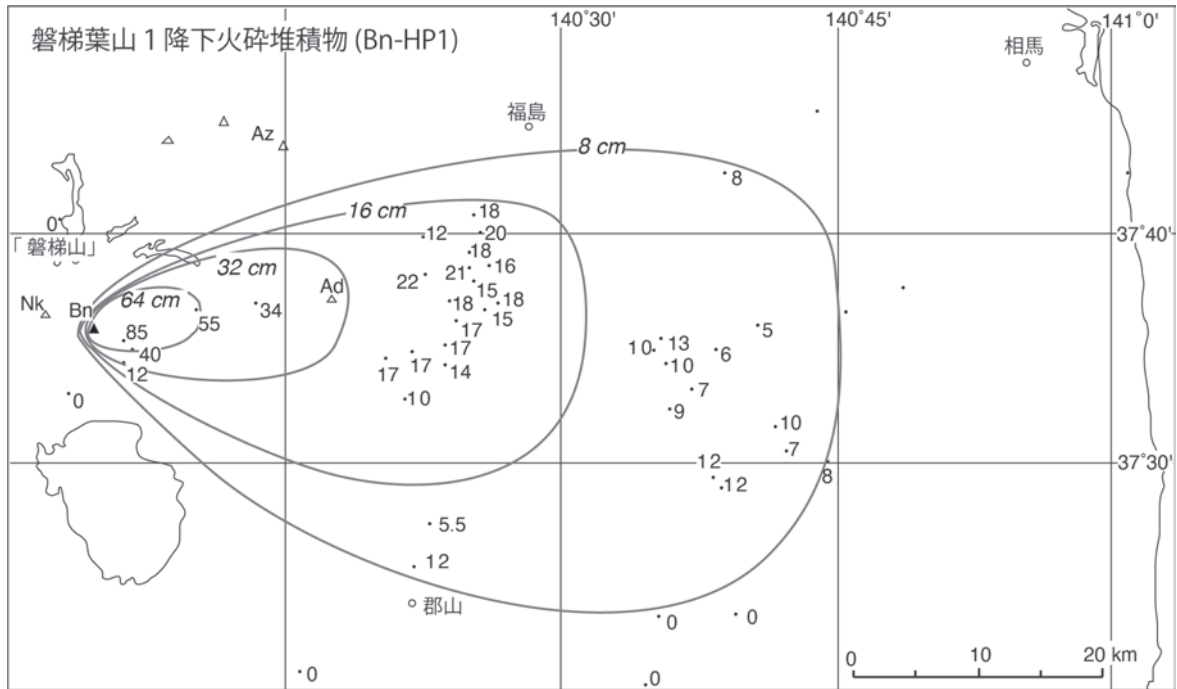
分布・構造 降下火砕堆積物は、赤埴-櫛ヶ峰山体を覆う風成火山灰土、安達太良山麓の沼尻・湯川火砕流堆積物や伏拝・山崎岩屑なだれ堆積物を覆う風成火山灰土(東隣「二本松」地域; 阪口, 1995)や、阿武隈山地内の高位・中位段丘の厚い被覆風成火山灰土(「川俣」地域; 久保ほか, 2015)や、中通りの郡山層河川堆積物(南東隣「郡山」地域; 山元, 2003)に挟まれている。

層序関係 赤埴-櫛ヶ峰山体を覆う火山灰土中では、Nm-MZ と始良 Tn テフラ (AT) の間の風成火山灰土中にある(第 9.10 図)。

層厚 降下火砕堆積物は磐梯山南東山麓で 80 cm 以上の層厚を持ち、東に向かって層厚が減少する(第 9.19 図; 山元, 2012)。降下火砕堆積物の 8 cm 等層厚線と面積の関係から Legros (2000) の手法で最小体積を積算すると約 $4 \times 10^1 \text{ km}^3$ (堆積物の平均密度を 800 kg/m^3 とし、岩石換算体積は約 $1 \times 10^1 \text{ km}^3 \text{ DRE}$) となる。

岩相 模式地周辺の降下火砕堆積物は、層厚 85 cm の逆級化層理の顕著な直方輝石単斜輝石安山岩の軽石粗粒火山礫からなる。軽石の最大粒径は 6.5 cm で、軽石間を斜長石等の遊離結晶片からなる粗粒火山灰がまばらに埋めている。また、基底部の厚さ数 cm の部分は結晶片が多い灰色の粗粒火山灰のみから構成されている。

磐梯火山の南西麓には、翁島岩屑なだれ堆積物の流れ山間の低地を埋めるようにして、層厚 4 m 以下の本火砕堆積物の軽石流堆積物が分布する(第 9.17 図)。この堆積物はやや固結した結晶片に富む粗粒火山灰の基質を持つ凝灰角礫岩～火山礫凝灰岩で、径 50 cm 以下の軽石がレンズ状に濃集した粗い成層構造をつくっている。また、脱ガスパイプも確認できる。異質岩片としては径 5 cm 以下の安山岩がまばらに含まれる程度で、量はあまり多くない。翁島岩屑なだれ堆積物を直接覆っており、両者の間に土壌は形成されていない。また、Loc. 12 では、軽石流堆積物を層厚 120 cm の塊状で基質支持の凝灰角礫岩が覆っている(第 9.20 図)。この凝灰角礫岩には岩屑なだれ堆積物に特徴的な岩塊相が認められないものの、各種の変質を受けた多様な安山岩岩片から構成され、本質岩片が見いだせない。従って、軽石流堆積物を覆うこの



第 9.19 図 磐梯葉山 1 火砕堆積物の層厚分布

数字は降下火砕堆積物の層厚で、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) を一部修正。

凝灰角礫岩は、軽石噴火の直接の産物ではなく、これに伴った山体崩壊に由来する流れの縁辺相であろう。同様の層序関係は山側の Loc. 14 でも観察でき、ここでは岩塊相を含む二層の岩屑なだれ堆積物の間に、層厚 40~10 cm でサンドウェーブ層理の発達した、軽石細粒火山礫混じりの粗粒火山灰~細粒火山灰互層が挟まれている(三村・遠藤, 1997)。この火砕サージ堆積物と山麓の軽石流堆積物の直接の関係は露頭で確認していないものの、どちらの産状も翁島山体崩壊時に軽石を噴出する爆発的噴火が同時に起きたことを意味している。

年代 福島県郡山市の中位段丘を構成する郡山層(南東隣「郡山」地域)に挟まれる磐梯葉山 1 火砕堆積物(降下火砕堆積物)直下の保存の良い植物遺体から $42,150 \pm 1,160$ yBP (AB201) の補正 ^{14}C 年代が報告されている(山元, 2003)。これを IntCal13 データベース(Reimer *et al.*, 2013) を用い、OxCalv4.2 較正プログラム(Bronk Ramsey, 2009) で暦年較正すると 4.6 万年前となる(第 9.1 表)。

9.11 大磐梯火山噴出物 (Bo, Boc)

大磐梯山体は翁島山体崩壊の後の馬蹄形カルデラ内に形成された、安山岩質の成層火山体である。地質図では溶岩(Bo)と火砕岩(Boc)に区分して示した。

地層名 八島・千葉(1982)の大磐梯火山岩類、三村(1988)の大磐梯火山体による。

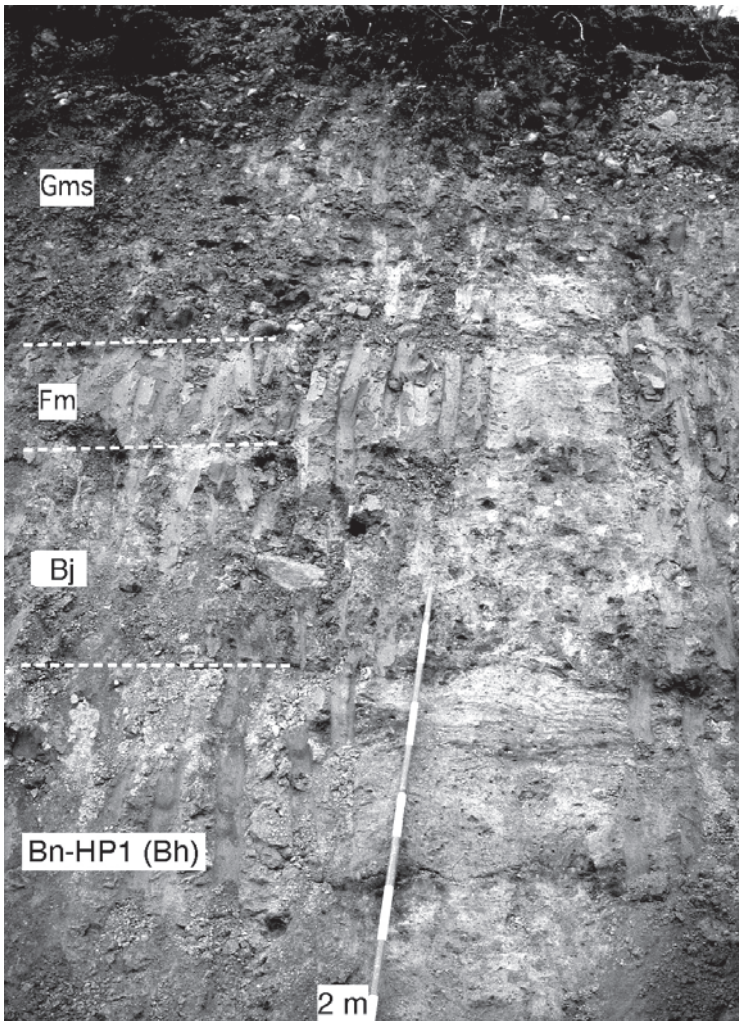
模式地 耶麻郡猪苗代町、磐梯山山頂。

分布・構造 この山体は平滑な表面を持つ円錐形の磐梯山山頂部と、ここから南から南西方向に流下した厚い複数の溶岩流で構成されている(第 9.1 図)。

層序関係 古期山体を、不整合で覆う。

層厚 断面図からは、磐梯山山頂直下で 400~500 m の層厚を持つものとみられる。

岩相 磐梯山山頂東側の崩壊壁には、八島(1981)が記載したように発泡の悪いかんらん石含有直方輝石単斜輝石安山岩岩片からなる粗粒降下火砕堆積物(Boc)とこれにアバットする厚い安山岩溶岩(Bo)が露出しており、これらは火砕丘と火口を満した溶岩流であると見られる。火山斜面上に認められる溶岩流は、天鏡台や押立付近で顕著な末端崖によってその輪郭が容易にたどれるものの、その上面は平滑で、溶岩じわや溶岩堤防などの微地形は顕著ではない。従って、これらの溶岩流は新しい噴出物やその二次堆積物に薄く覆われていると考えられ、実際に露頭ではかんらん石含有直方輝石単斜輝石安山岩のブロック溶岩流の上位に安山岩質の粗粒火山灰が重なるのが観察される。押立のブロック溶岩流の厚さは、末端で 100 m を超えている。一方、磐梯山山頂南西の急斜面の表層には、厚さ数 10 m の二次流動したかんらん石含有直方輝石単斜輝石安山岩の火砕成溶岩流が露出しており、これが山麓表層部の粗粒火山灰に移行するものとみられる。



第 9.20 図 磐梯葉山 1 火砕堆積物，翁島岩屑なだれ堆積物と火山麓扇状地 1 堆積物の層序関係。

磐梯葉山 1 火砕堆積物 (Bn-HP1) 中の軽石流堆積物 (Bh) は古土壌や非火山性堆積物を挟むことなく，翁島岩屑なだれ堆積物 (Bj) の基質支持の多源角礫岩に覆われている。一方，これらを覆う火山麓扇状地 1 堆積物は，炭質物に富む塊状シルト (Fm) と 1.8～1.7 万年前の小規模な岩屑なだれ堆積物 (Gms) で構成されている。福島県磐梯町更科 (北緯 37 度 33 分 34 秒，東経 140 度 1 分 21 秒；第 9.17 図の Loc. 12)。山元・須藤 (1996) の第 8 図を再掲載。

火山灰層序から大磐梯火山噴出物と見られる降下火砕堆積物は，東山腹で磐梯葉山 1 降下火砕堆積物と AT の間に 2 枚，その存在が確認できる (第 9.10 図) この降下火砕堆積物は，どちらも発泡の悪いかんらん石含有直方輝石単斜輝石安山岩からなり，Loc. 3 の下位のは層厚 38 cm で最大径 3.2 cm の火山礫の混じった黒紫灰色粗粒火山灰，上位のは層厚 6 cm で最大径 2.2 cm の多面体型黒灰色火山礫で構成されている。発泡の悪い本質岩片からなる堆積物の特徴は，ブルカノ式噴火に由来することを示しており，安山岩質マグマの噴火様式としてはごく普通のことである。特に下位の降下火砕堆積物は東斜面上で良く追跡でき，大磐梯山頂に向かって層厚が急増するものの，堆積物の分布自体は山体の東 5 km 程の範囲に限定されており，噴火の爆発力がそれだけ小さかったものと考えられる。

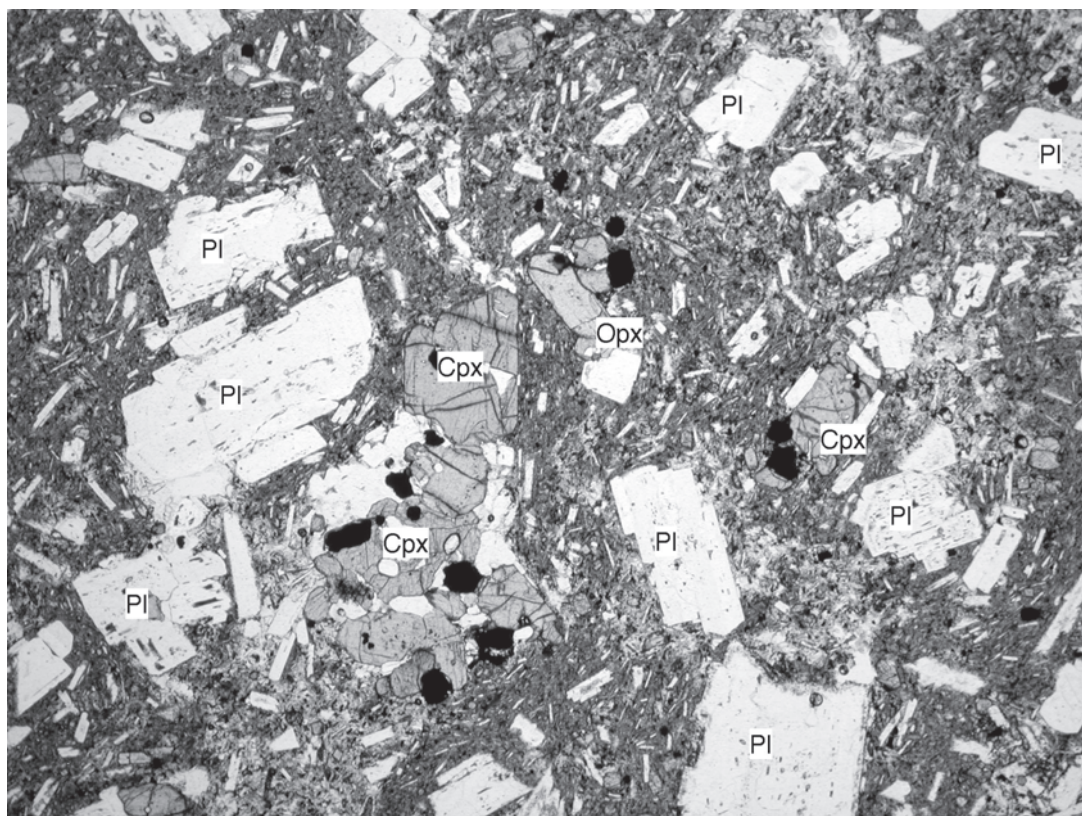
本火山噴出物の岩石は，斑晶量 40～30 % でインターサータル～ハイアロオフィティック組織の石基を持つかんらん石含有直方輝石単斜輝石安山岩からなる。斜長石と直方輝石・単斜輝石の多くが集斑晶をなし，斜長石斑晶には汚濁帯を持つものが多い (第 9.21 図)。全岩化学

組成の特徴は古期山体火山噴出物と比べ MgO と K_2O に富む特徴が顕著で，かつ小磐梯火山噴出物とは区別ができない (第 6.1 図；山元，2011)。

年代 大磐梯火山噴出物の大半は，層序関係から 4.6 万年前の葉山 1 噴火と 3 万年前の AT 噴火の間に形成されたと考えられる。一方，中馬・千葉 (1984) は山麓表層部の粗粒火山灰中の木片から $23,660 \pm 890$ yBP の $\delta^{13}C$ 未補正 ^{14}C 年代値を報告しており，これは大磐梯山体の活動末期の年代を示すものであろう。その暦年代は，IntCal13 データベース (Reimer *et al.*, 2013) を参照すると，2.6～2.7 万年前頃となる。

9.12 火山麓扇状地 1 堆積物 (vf1)

本堆積物は，大磐梯山体の火山斜面の麓に広がる，ほとんど開析を受けていない MIS2 に形成された扇状地を構成する。また，本堆積物は Furuya (1965) の Sunagawa alluvial cone，吉田・鈴木 (1981) の磨上原泥流堆積物・砂川層，中馬・吉田 (1982) の上部磨上原火山性泥流堆積物・砂川層にはほぼ相当している。なお，本報告では猫魔



第 9.21 図 大磐梯火山噴出物の薄片顕微鏡写真

直方輝石単斜輝石安山岩溶岩。斜長石斑晶 (Pl) は、汚濁帯を持つものが多い。また、単斜輝石 (Cpx)・直方輝石 (Opx) と伴に集晶を形成する。石基は、インターサタル組織を持つ。写真の横幅は、6 mm。オープンニコル。福島県猪苗代町磐梯山 (北緯 37 度 35 分 48 秒，東経 140 度 4 分 9 秒)。

火山の南麓に分布する同火山新期火山麓扇状地堆積物 (山元ほか, 2006) も、本堆積物に含めている。

分布・構造 大磐梯山の山腹にある 3 本の沢から流出した堆積物を主体とする複合扇状地で、翁島岩屑なだれ堆積物の流れ山を避けるように分布している。

層序関係 翁島岩屑なだれ堆積物・磐梯葉山 1 火砕堆積物の軽石流堆積物を覆う。

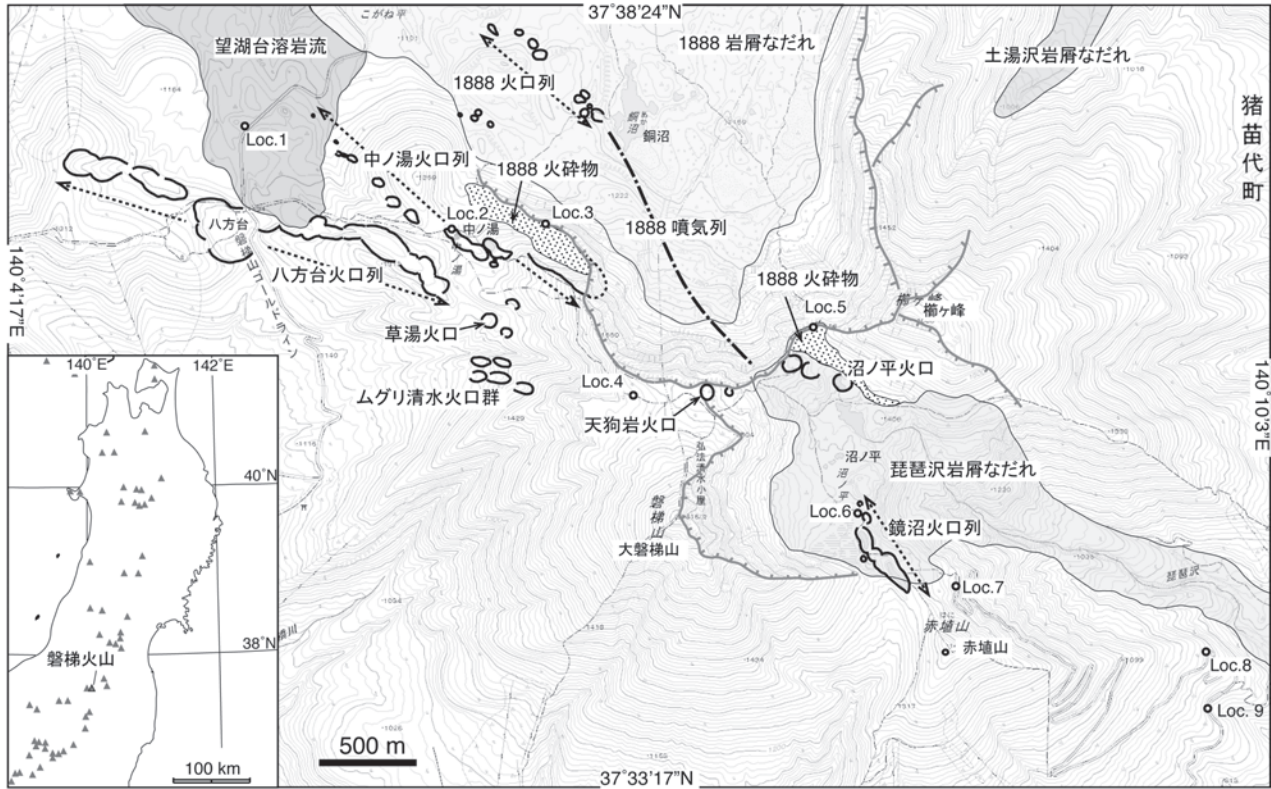
層厚 南山麓部の掘削コアで、最大 30 m の層厚が確認されている (鈴木, 1988)。

岩相 小規模な岩屑なだれ堆積物や土石流堆積物以外に、成層した砂や泥を挟んでおり、本報ではこれらを火山麓扇状地 1 堆積物として一括した。吉田・鈴木 (1981) は本堆積物中から AT を見いだしている。

Loc. 12 (第 9.17 図) の本堆積物は、層厚 40~30 cm の木片を含んだ塊状の砂質シルト (Fm) とこれを覆う層厚 3~2.5 m の固結度の低い塊状の安山岩角礫 (Gms) からなり、磐梯葉山 1 火砕流堆積物を覆っている (第 9.20 図)。上位の塊状角礫 (Gms) は粘土分や取り込まれた木片の多い淘汰の悪い基質を持ち、極めて淘汰が悪く、堆積構造を欠く。角礫の最大粒径は約 2 m で、色調や斑晶量が異なる多様な安山岩が含まれている。塊状角礫中に岩屑

なだれ堆積物の岩塊相のような山体構成物の破片は認めることができないものの、堆積物の特徴は岩屑なだれ堆積物のマトリックス相に良く似ている。従って、この堆積物は、大磐梯山体上で起きた何らかの斜面崩壊の産物で、デブリフローとして扇状地上を流下したものと考えられる。この堆積物は、千葉・木村 (2001) の「古観音岩屑なだれ堆積物」に相当する。ほぼ同様の層序関係はすぐ山側の Loc. 14 でも確認されているが (三村・遠藤, 1997)、露頭が乏しくこの堆積物が扇状地上でどの程度の広がりをもつものなのかは確認できていない。

扇状地の上部、例えば西山腹の磐梯山ゴールドライン沿いでは、径 2 m 以下の安山岩岩塊を含む岩片支持で粗~中粒砂の基質を持つ塊状の土石流堆積物が卓越している。千葉・木村 (2001) は、このような岩相も「滝ノ沢岩屑なだれ堆積物」として地質単元を設定しているが、岩屑なだれ堆積物に特徴的な岩塊相と基質相が認定できない。このほか、扇状地堆積物の末端付近では、高密度洪水流堆積物とみられる粗粒砂の基質を持つ岩片支持の安山岩火山円礫岩や連続性の悪い平行層理を持った安山岩礫混じり粗粒砂や、オーバーバンク堆積物と見られる植物遺骸の多いシルトが多くなり、このような部分が「砂



第 9.22 図 磐梯火山の火口分布図

黒太線は火口地形，灰色ケバ付太線は崩壊壁，太鎖線は 1888 年噴火直後の噴気列 (Sekiya and Kikuchi, 1890) を示す。崩壊壁は完新世のもののみを示している。山元 (2018) を一部修正。地形図は，地理院地図 (国土地理院) からの出力。

川層」と呼ばれていた。

年代 Loc. 12 の塊状角礫 (第 9.20 図) の基質に含まれる木片からは 14,190 yBP (BN-204) と 14,380 yBP (BN-205) の二つの $\delta^{13}\text{C}$ 未補正 ^{14}C 年代値を得ている (山元・須藤, 1996)。その暦年代は，IntCal13 データベース (Reimer *et al.*, 2013) を参照すると，1.8~1.7 万年頃となる。大磐梯山体活動終了後の MIS2 にいずれかの沢の谷頭部が小規模に崩壊して発生した可能性が大きい。

9.13 八方台火砕堆積物 (地質図では省略)

本堆積物は，八方台火口列を形成した水蒸気噴火による降下火砕堆積物である。

地層名 山元 (2018) による。

模式地 耶麻郡北塩原村中ノ湯。

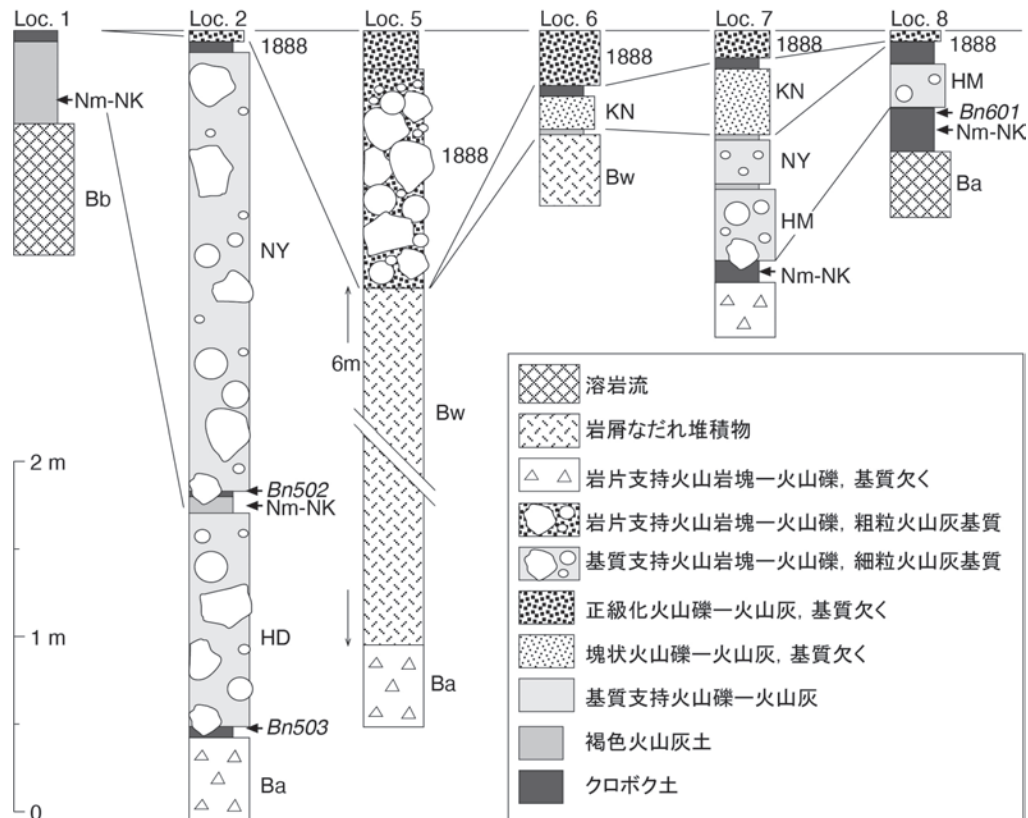
分布・構造 磐梯火山と西隣の猫魔火山の間の鞍部に位置する八方台を中心に，長さ約 2 km で西北西-東南東走行の八方台火口列が存在する (第 9.22 図)。中央部の鞍部にあたる八方台の火口が直径約 300 m と最も大きく，その東側の火口列からは北に向かって安山岩溶岩流 (望湖台溶岩) が噴出している。この火口列から噴出した火砕堆積物の露頭は，八方台から中ノ湯に至る八方台火口

列の北側の登山道沿いに点在している。なお，八方台火口列の東南東延長には，直径約 80 m の草湯火口がある (第 9.22 図)。この火口も一連の噴火活動で形成された可能性があるものの，草湯火口周辺で噴出物の層序確認が出来ていないため，噴火時期の特定には至っていない。同様に，大磐梯山の北西山腹，標高 1,280~1,420 m の火山体斜面上にも，地形的にやや開析されたムグリ清水火口群が分布している (第 9.22 図)。ただし，火口群は登山道のない急斜面の樹林帯中にあるため，現地踏査は出来ていない。

層序関係 沼沢沼沢湖テフラ (Nm-NK) を含む褐色土壌に覆われる (第 9.23 図)。

岩相・層厚 中ノ湯 (Loc. 2; 第 9.22 図) で黒色土壌を挟んで中ノ湯降下火砕物の下位にある層厚 1.2m の降下火砕物で，径 100 cm 以上の熱水変質を受けた安山岩岩塊を含む白色の粘土分に富んだ基質を持った基質支持の塊状火山岩塊~火山礫からなる (第 9.24 図)。大きな火山岩塊の下面には，インパクト構造が普通に認められる。実体鏡下での観察では，新鮮なガラス光沢を持った火山灰は含まれておらず，水蒸気噴火の産物とみられる。

年代 Loc.2 の 八方台降下堆積物直下から採取した木片 (BAN503; 第 9.23 図) から $11,210 \pm 40$ yBP の補正 ^{14}C 年



第9.23図 磐梯火山山頂部に分布する最新期火砕物の柱状図

Ba= 赤埴-櫛ヶ峰火山噴出物, Bb= 望湖台溶岩, Bw= 琵琶沢岩屑なだれ堆積物, HD= 八方台火砕堆積物, HM= 離松火砕堆積物, KN= 鏡沼火砕堆積物, Nm-NK= 沼沢沼沢湖テフラ, NY= 中ノ湯火砕堆積物, 1888=1888年火砕堆積物. 放射性炭素測年試料: Bn502=2.8~2.6千年前, Bn503=約1.3万年前, Bn601=約3.3千年前. Loc. 1= 福島県北塩原村磐梯山ゴールドライン(北緯37度37分5秒, 東経140度2分53秒), Loc. 2= 福島県北塩原村中ノ湯(北緯37度36分49秒, 東経140度3分35秒), Loc. 5= 福島県猪苗代町沼ノ平(北緯37度36分33秒, 東経140度4分45秒), Loc. 6= 福島県猪苗代町沼ノ平(北緯37度36分4秒, 東経140度4分56秒), Loc. 7= 福島県猪苗代町赤埴林道終点(北緯37度35分53秒, 東経140度5分16秒), Loc. 8= 福島県猪苗代町離松(北緯37度35分42秒, 東経140度6分6秒). 山元(2018)を一部修正.

代が得られ, その暦年較正年代は約1.3万年前である(山元, 2018). 同火口列からは次節の望湖台溶岩が流出しており, この一連の噴火が磐梯火山の最新のマグマ噴火であることが明確になった.

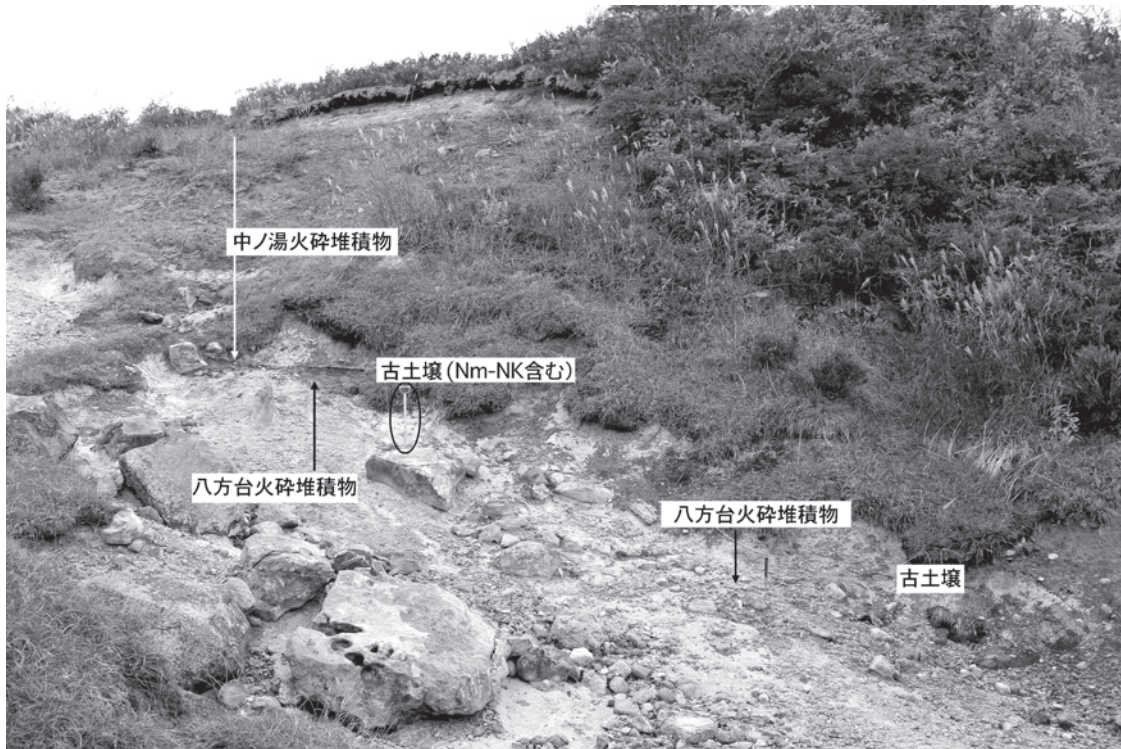
9.14 望湖台溶岩(Bb)

本溶岩は, 八方台火口列から北に流れ出た安山岩溶岩流である.

地層名 国土地理院(1995)の望湖台溶岩流による. 一方, Nakamura(1978), 三村(1988), Kimura *et al.*(2001)では本溶岩流は, 猫魔火山噴出物の一部とみなされていた.

模式地 耶麻郡北塩原村猫魔スキー場の取付道路沿い.
分布・構造 八方台火口列の標高1,225~1,190 m付近から(第9.22図), 北麓の標高960 m付近まで約2.8 km流

下した溶岩流で, 東西に分かれた2つのローブからなる.
層序関係 Nm-NKを含む褐色土壌に覆われる(第9.23図). また, 東側のローブは1888年岩屑なだれ堆積物に覆われるものの, 溶岩流の舌状地形は明瞭に残っている.
層厚 末端部で50 m程度の厚さを持つ. 平均層厚を40 mとすると, 体積は0.12 km³となる.
岩相 直方輝石単斜輝石安山岩の1枚のブロック溶岩流からなり, 溶岩堤防や溶岩じわの原地形が良く確認できる. 岩石は, 斑晶量30%前後でハイアロオフィティック組織の石基を持つかんらん石含有直方輝石単斜輝石安山岩である. 斜長石と直方輝石・単斜輝石の多くが集斑晶をなし, 斜長石斑晶には汚濁帯を持つものが多い(第9.25図). 全岩のSiO₂量は58.2%で, ハーカー図では大磐梯火山噴出物・小磐梯火山噴出物がつくる組成トレンドに重なる(第6.1図; 山元, 2011).
年代 本溶岩流は, Nm-NKを含む褐色土壌に直接覆わ



第 9.24 図 中ノ湯の火口内に露出する八方台火砕堆積物と中ノ湯火砕堆積物
 楕円内にスコップ(長さ約 70 cm)がある。八方台火砕堆積物と中ノ湯火砕堆積物の間には沼沢沼沢湖テフラ(Nm-NK)を含む古土壤(クロボク土)層が挟まれている。この露頭の八方台火砕堆積物直下の木片からは約 1.3 万年前、中ノ湯火砕堆積物直下の木片からは 2.8~2.6 千年前の暦年較正年代が得られている(山元, 2018)。福島県北塩原村中ノ湯(北緯 37 度 36 分 49 秒, 東経 140 度 3 分 35 秒; 第 9.22 図の Loc. 2)。

れ、八方台降下火砕物には覆われていない(第 9.23 図)。従って、約 1.3 万年前の八方台火口列を形成した水蒸気噴火に遅れて噴出したものとみられる。

9.15 離松火砕堆積物(地質図では省略)

本堆積物は、赤埴山の東山腹に分布する最新期の水蒸気噴火の降下火砕堆積物の 1 つである。

地層名 山元(2018)による。

模式地 耶麻郡猪苗代町離松。

分布・構造 赤埴山の東山腹に分布が限られ、大磐梯山北の緩斜面(Loc.4 周辺; 第 9.22 図)や西山腹の中ノ湯周辺には存在しない。おそらく沼ノ平付近に給源の火口があったものとみられるが、琵琶沢岩屑なだれの発生で消失したものとみられる。

層序関係 Nm-NK を含むクロボク土を覆う(第 9.26 図)。

岩相・層厚 赤埴林道の終点(Loc. 7; 第 9.22 図)において山元・須藤(1996)が RE4 と呼んだ降下火砕堆積物で、同地点では最大径 35 cm の安山岩岩塊を含んだ層厚 40 cm の黄褐色の塊状細粒火山礫~粗粒火山灰からなり、下面に岩塊がめり込んだインパクト構造を持っている。

粗粒の岩片が混じって淘汰は比較的悪いものの、基質に細粒火山灰は含まれず、降下堆積物であると判断される。構成物は様々な色調を呈した石質の安山岩で、粘土化した白色変質岩片が特徴的に含まれている。一方で、新鮮なガラス光沢を持った火山礫・火山灰は含まれておらず、水蒸気噴火の産物とみられる。赤埴林道沿いに東山腹の離松(Loc.8; 第 9.26 図)までその分布が確認できる。

年代 Loc.8 の離松降下堆積物直下の木片(BAN601; 第 9.23 図)から $3,070 \pm 20$ yBP の補正 ^{14}C 年代が得られ、その暦年較正年代は約 3.3 千年前である(山元, 2018)。

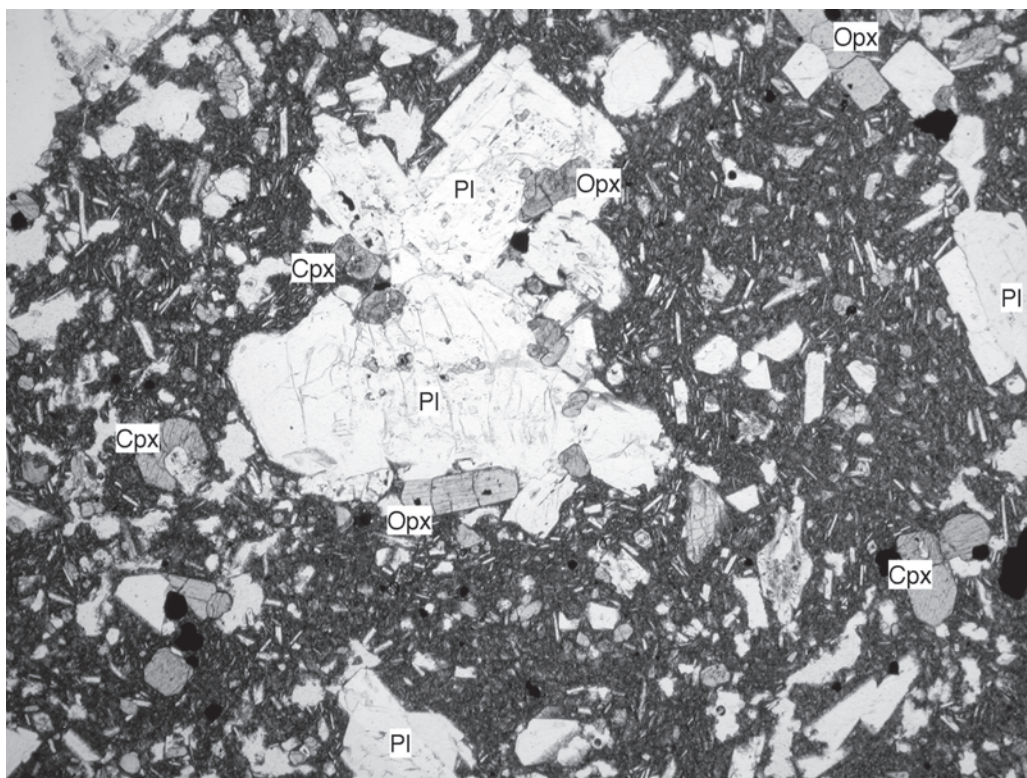
9.16 中ノ湯火砕堆積物(地質図では省略)

本堆積物は、中ノ湯火口列を形成した水蒸気噴火による降下火砕堆積物である。

地層名 山元(2018)による。

模式地 耶麻郡北塩原村中ノ湯。

分布・構造 磐梯火山北西山腹の中ノ湯を中心に、長さ約 1.7 km で北西-南西走向の中ノ湯火口列が存在する(第 9.22 図)。中ノ湯の火口底には、その源泉が湧出しているほか、中ノ湯の東 200 m には火口を満たす長径約



第 9.25 図 望湖台溶岩の薄片顕微鏡写真

直方輝石単斜輝石安山岩溶岩。斜長石斑晶 (Pl) は、汚濁帯を持つものが多い。また、単斜輝石 (Cpx)・直方輝石 (Opx) と共に集斑晶を形成する。石基は、インターサタル組織を持つ。写真の横幅は、6 mm。オープンニコル。福島県北塩原村裏磐梯猫魔スキー場 (北緯 37 度 37 分 59 秒、東経 140 度 2 分 23 秒)。

30 m の池が存在する。山頂に伸びる火口列は 1888 年崩壊壁で切断され、現在残る火口底の上端付近に上ノ湯が存在した。旧上ノ湯付近は 1888 年噴出物で厚く覆われ、温泉場の痕跡は全く確認できない。

層序関係 Nm-NK を含むクロボク土を覆う (第 9.24, 9.27 図)。

岩相・層厚 中ノ湯火口列の周辺には、径 60 cm 以上の熱水変質を受けた安山岩岩塊を含む白色から明るい灰黄色の粘土分の多い砂質火山灰の基質を持った基質支持の塊状火山岩塊～火山礫が、黒色土壌を挟んで 1888 年火砕堆積物の下位に分布している (Loc. 2; 第 9.24 図)。層厚は、中ノ湯で 2.5 m と最も厚い (第 9.23 図)。大きな火山岩塊の下面には、インパクト構造が普通に認められる。実体鏡下での観察では、新鮮なガラス光沢を持った火山灰は含まれておらず、水蒸気噴火の産物とみられる。中ノ湯火口列には多くの火口があるものの、火口列近傍の 1888 年噴出物と Nm-NK を含む黒色土壌の間には、この降下堆積物 1 層しか確認できず、1 回の噴火イベントで火口列が形成されたことを示している。本堆積物は 1888 年崩壊壁南縁の Loc. 4 でも層厚 36 cm で、径 25 cm の火山岩塊を含む給源近傍の岩相を示すことから (第 9.27

図)、1888 年噴火で失われた小磐梯山頂にまで火口列が延びていた可能性が大きい。

年代 Loc.2 の中ノ湯火砕堆積物直下から採取した木片 (BAN502; 第 9.23 図) から $2,540 \pm 20$ yBP の補正 ^{14}C 年代が得られ、その暦年較正年代は 2.8~2.6 千年前と報告されている (山元, 2018)。この年代は琵琶沢岩屑なだれ堆積物の ^{14}C 年代と一致している。

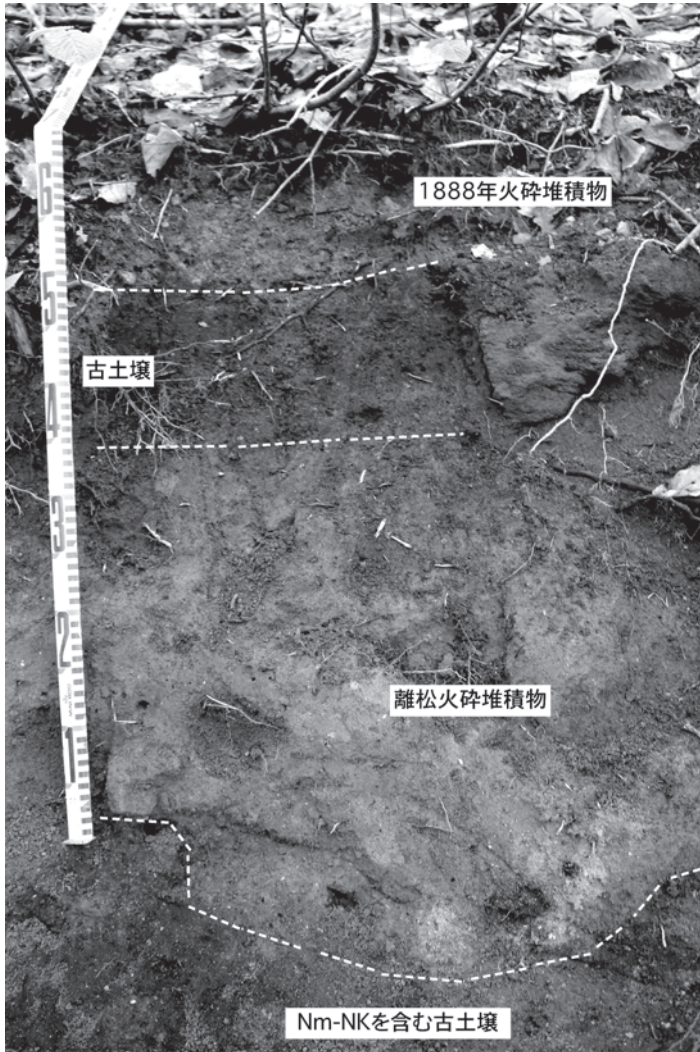
9.17 琵琶沢岩屑なだれ堆積物 (Bw)

本堆積物は、山頂部の沼ノ平から磐梯火山東麓に分布する安山岩質の火砕物からなる流れ山地形を持った岩屑なだれ堆積物である

地層名 Tanabe (1960), Furuya (1965) の Biwazawa mudflow による。

模式地 耶麻郡猪苗代町伯父ヶ倉の長瀬川左岸 (第 9.29 図)。

分布・構造 大磐梯山-櫛ヶ峰間の東に開いた凹地である沼ノ平 (第 9.22 図) から、琵琶沢を抜けて東山麓に分布する。この沼ノ平は、琵琶沢岩屑なだれを発生させた山体崩壊で形成されたもので、磐梯山山頂の東側や櫛ヶ



第 9.26 図 離松火砕堆積物の岩相

本火砕堆積物は、粘土化した白色変質岩片を特徴的に含む黄褐色の塊状細粒火山礫～粗粒火山灰からなり、沼沢沼沢湖 (Nm-NK) テフラを含む古土壤 (クロボク土) を覆う。福島県猪苗代町離松 (北緯 37 度 35 分 42 秒、東経 140 度 6 分 6 秒；第 9.22 図の Loc. 8)

峰山頂の南側から崩れ落ちた溶岩や火砕岩のブロックからなる流れ山群が分布している。山麓の長瀬川兩岸の堆積物表面は、耕地整理により著しい改変を受け現在は平坦化しているものの、1947 年撮影の空中写真では多数の流れ山が観察可能である。この堆積物の給源は、大磐梯山体の山頂から東に開いた崩壊壁であることは、Tanabe (1960)、Furuya (1965) により指摘されている。また、本堆積物は 1888 年崩壊壁にも露出することから、この崩壊では 1888 年山体崩壊で失われた小磐梯山もその南東側が崩れ落ちたらしい。櫛ヶ峰の南南西斜面にも、高角正断層により沼ノ平に向かって、山体がずり落ちる構造が認められる (第 9.28 図)。

層序関係 鏡沼火砕堆積物に覆われる。

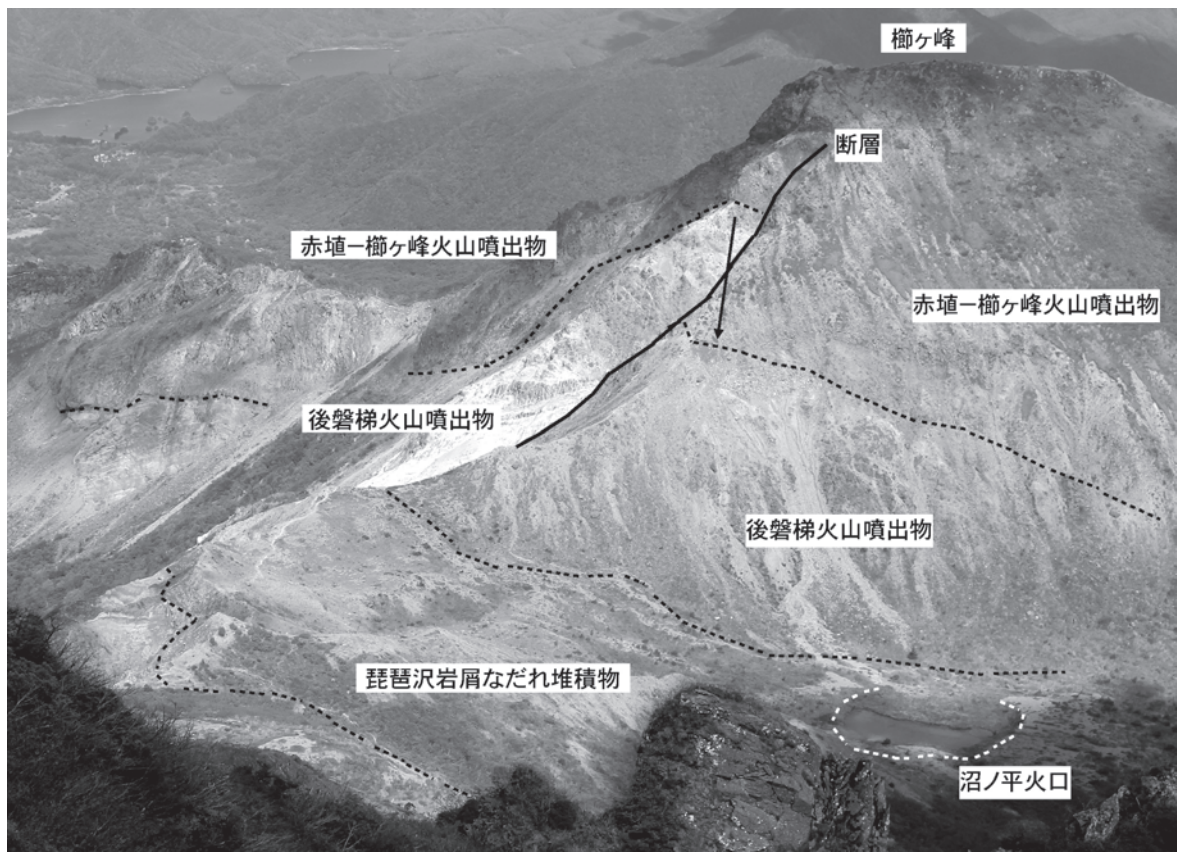
層厚 本堆積物の厚さは 1888 年崩壊壁で 20 m 前後、GS-BAD-1 コア (第 9.13 図) で 7 m、模式地の長瀬川沿いで約 9 m である。平均層厚を 9 m とし、これに分布面積 11.6 km² をかけると、本岩屑なだれ堆積物の体積は 0.1 km³ 程度となる。この値は、1888 年岩屑なだれ堆積物の 1/10 以下である。

岩相 模式地の長瀬川左岸では、現河床とほぼ同じ高さにある円礫層を覆う本堆積物の断面が良く露出する。基底部には厚さ 60～50 cm の混成礫混じり粘土があり、淘汰の悪い砂質粘土の中に、様々な安山岩の円礫・角礫や木片が取り込まれている。しかも、母材の異なる碎屑物がつくる縞状組織が顕著で、非常に不均質な内部構造を持っている。この上位には厚さ 9 m 弱の主要部分を構成する安山岩角礫が重なり、最上部には厚さ 10 cm 程度のクロボク土が載っている。主要部の角礫層は新鮮な安山岩や温泉変質により白色化した安山岩で構成されるが、露頭内において同種の岩片が集まり独立した塊、すなわち岩屑なだれ堆積物に特徴的な岩塊相をつくっている (第 9.29 図)。新鮮な安山岩からなる部分では個々の破砕岩片が露頭から取り出せるものの、温泉変質が進行した部分はハンマーのピックでこすると岩片が砂状に崩れてしまう。また、縁辺部では無淘汰で基質支持の多源角礫岩、すなわちマトリックス相が卓越し、岩屑なだれ堆積物としての特徴が曖昧になってくる。

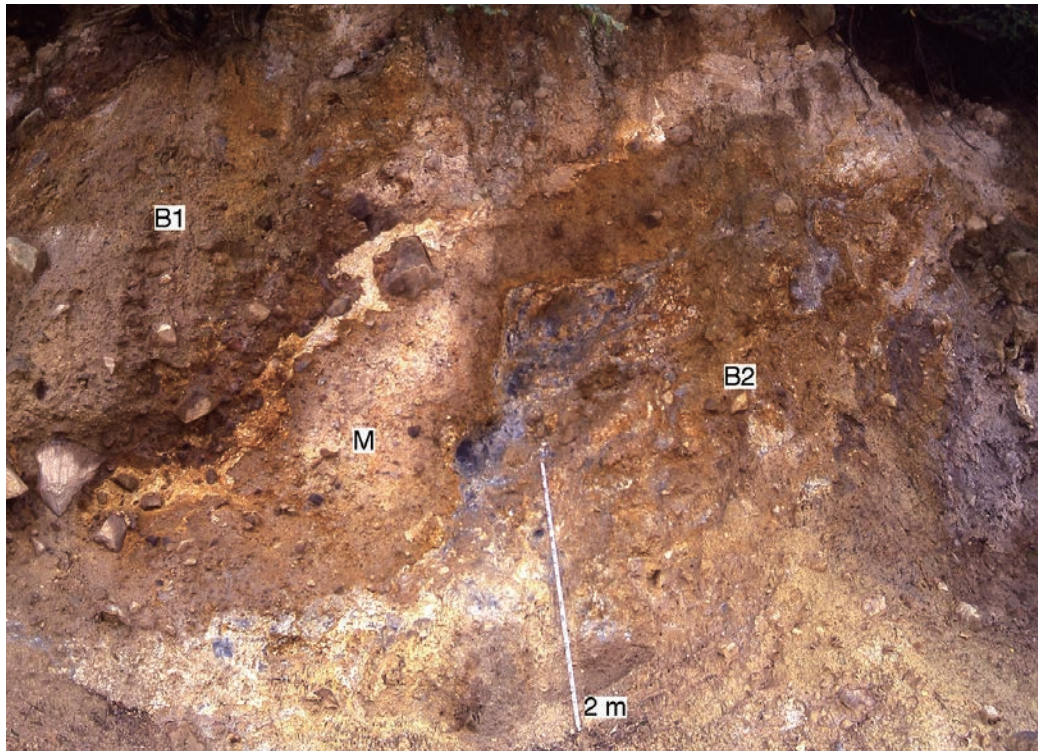
三村 (1988) は磐梯山東面の山体崩壊を沼ノ平崩れと



第 9.27 図 中ノ湯火砕堆積物の岩相
火山岩塊を含む灰黄色の粗粒火山灰からなる。この地点は大磐梯山と 1888 年噴火で失われた小磐梯山との間の鞍部で、黒色土壌の発達が良い。福島県磐梯町大磐梯山北(北緯 37 度 36 分 23 秒, 東経 140 度 4 分 11 秒; 第 9.22 図の Loc. 4)。



第 9.28 図 沼ノ平の琵琶沢岩屑なだれ堆積物と沼ノ平火口
沼ノ平は、琵琶沢岩屑なだれを発生させた山体崩壊で形成されたもので、大磐梯山山頂の東側や櫛ヶ峰山頂の南側から崩れ落ちた溶岩や火砕岩のブロックからなる流れ山群が分布している。櫛ヶ峰には沼ノ平に向かってずり落ちる高角正断層が認められ、この山体崩壊時に形成されたものとみられる。矢印は、断層のずれ方向を示している。また、琵琶沢岩屑なだれ堆積物上には、直径約 100 m の顕著な円形の沼ノ平火口があり、江戸時代の噴煙活動(第 9.32 図)はこの火口で起きていたと考えられている(山元, 2018)。磐梯山山頂から撮影。



第 9.29 図 長瀬川沿いに露出する琵琶沢岩屑なだれ堆積物

B1=新鮮な安山岩岩片からなる岩塊相, B2=熱水変質を受けた安山岩岩片からなる岩塊相, M=基質支持の多源角礫岩からなる基質相. 福島県猪苗代町伯父ヶ倉(北緯 37 度 35 分 18 秒, 東経 140 度 7 分 47 秒). 山元・須藤(1996)の第 10 図を再掲載.

呼び, さらにその崩壊堆積物(沼ノ平岩屑なだれ堆積物)が琵琶沢谷頭で崩壊(琵琶沢崩れ)を起こし, 山麓の扇状地に展開したと考えている. すなわち, 三村は山頂部の沼ノ平を構成する堆積物と山麓扇状地を構成する堆積物を別の崩壊イベントの産物にとらえていた. しかし, 山麓扇状地上のGS-BAD-1 コアからは, 古期山体の上位に山体崩壊堆積物と見せるものは琵琶沢岩屑なだれ 1 枚しか見つからない(第 9.13 図). 従って, 沼ノ平の堆積物と山麓扇状地の堆積物を別の崩壊イベントとする根拠はなく, 琵琶沢谷頭部の急崖も一回の崩壊イベントのなかで形成されたと考えられる(山元・須藤, 1996).

年代 東山麓の本堆積物基底部の木片からは 2,520 ± 80 yBP (BN-101) と 2,650 ± 80 yBP (BN-102), GS-BAD-1 コア(第 9.13 図)中の本堆積物直下の古土壌からは 7,650 ± 170 yBP (BN-206) の $\delta^{13}\text{C}$ 未補正 ^{14}C 年代値が報告されている(山元・須藤, 1996). 更に本堆積物分布の縁辺に当たる長瀬川と酸川の合流部付近から, 琵琶沢岩屑なだれ堆積物から直接採取された木片かどうか必ずしも明らかではないものの, 2,270~2,620 yBP に良くまとまった 8 個の $\delta^{13}\text{C}$ 未補正 ^{14}C 年代値が報告されている(山田, 1988). 良く揃った BN-101 と BN-102 の未補正年代値は中ノ湯降下火砕物のそれと良く一致しており, 本岩屑なだれは 2.8~

2.6 千年前の中ノ湯噴火に伴い発生したものと考えられている(山元, 2018).

9.18 鏡沼火砕堆積物(地質図では省略)

本堆積物は, 鏡沼火口列を形成した水蒸気噴火による降下火砕堆積物である.

地層名 山元(2018)による.

模式地 耶麻郡猪苗代町, 赤埴山山頂北の赤埴林道終点.

分布・構造 沼ノ平の南端には, 鏡沼を横切って赤埴山山頂に伸びる長さ約 500 m で北北西-南南東走向の顕著な火口列がある(第 9.30 図; 山元・須藤, 1996; 山元, 2018). 鏡沼の底には 1888 年噴火で形成された噴石落下孔が多数残されている(千葉, 2009). 琵琶沢岩屑なだれのつくる崩壊地形を切断することから, 琵琶沢岩屑なだれ発生後に形成されたことは明らかである.

層序関係 土壌層を挟んで琵琶沢岩屑なだれ堆積物を覆い, かつ, 土壌層を挟んで 1888 年火砕堆積物に覆われる(第 9.23 図).

岩相・層厚 赤埴林道の終点では(Loc. 7; 第 9.22 図), 層厚 35 cm で最大径 5 cm の岩片を含む淘汰の良い黄褐色細粒火山礫からなる. 含まれる火山礫は石質の安山岩で



第9.30図 沼ノ平の鏡沼火口列
 琵琶沢岩屑なだれ堆積物上に形成された鏡沼を含む長さ約500mの火口列で、鏡沼火砕堆積物を噴出した。
 大磐梯山山頂から撮影。

変質により黄褐色を呈しているほか、細粒火山灰の皮殻をもったものが多い。新鮮なガラス光沢を持った火山礫・火山灰は含まれていない。本堆積物の分布は鏡沼火口列周辺に限られることから、この火口列の噴出物とみられる。また、構成物の特徴から、水蒸気噴火の堆積物とみられる。

年代 鏡沼火口列は、層序関係から日本噴火志にある大同元年(806年)噴火(震災予防調査会編, 1918)の産物である可能性が指摘されていた(山元・須藤, 1996)。しかし、大同元年とされる災害記述が、そもそも噴火現象を示すものとは考えにくく、この考えは否定されている(山元, 2018)。琵琶沢岩屑なだれ堆積物と1888年火砕堆積物の間の土壌の中間に鏡沼降下火砕物が位置することから、1千数百年前頃の水蒸気噴火で形成されたとみられるが、今のところこれ以上の時期の絞り込みは出来ない。

9.19 土湯沢岩屑なだれ堆積物 (Bt)

本堆積物は、土湯沢中～下流部を埋める岩屑なだれ堆積物である。

地層名 貞方(1979)の土湯沢泥流による。

模式地 耶麻郡猪苗代町土湯沢。

分布・構造 土湯沢の源頭部には、櫛ヶ峰山頂から北北

東に開いた急崖があることから(第9.22図)、この部分が崩落して本堆積物となったとみられる。

層序関係 この岩屑なだれ堆積物の上には厚さ6cm程度の植物根の多い土壌層が重なるだけで(第9.31図)、他の堆積物は確認できず、地質学的に最近に発生したものであることは確実である。

層厚 下限不明。

岩相 堆積物の表面には、安山岩岩塊が散在している。堆積物の内部は、ほとんど露出していない。僅かな露頭では、固結度が低く淘汰の悪い安山岩の火山岩塊～火山灰が観察できる(第9.31図)。

年代 山元(2018)により、この岩屑なだれの発生は以下の古文書の災害記述に対応する可能性が指摘されている。すなわち、『新編會津風土記卷五十一』の陸奥国耶麻郡之三には、「何ノ頃ニカ磐梯山崩レテ酸川ヲ塞キ小田村ノ邊マテ水湛テ湖水ノ如クナリシニ其後水潰エテ平地トナリス今猶此所ヨリ萩窪村ノ邊マテ大石多ク碁置セルハ其跡ナリト云(中略)萩窪村(中略)澁谷村(中略)下館村(中略)白木城村(中略)水災ニ逢ヒ多クハ居ヲ端村ニ移セリ」と、大規模な土砂崩壊と堰止湖決壊による水害を示す具体的な記述がある(会津藩地誌局編, 1894)。同じ土砂災害の記述は猪苗代町堀切の長瀬川沿いにあった橋姫神社の社記にもあり、「大同二年磐梯山崩れて根山となり檜原、吾妻の両川を埋めたり(中略)檜原川(中略)吾



第 9.31 図 土湯沢岩屑なだれ堆積物の岩相
固結度の低い塊状の安山岩岩屑からなる。堆積物の上面には、厚さ 6 cm 程度の植物根の多い土壌層が重なる。福島県猪苗代町土湯沢(北緯 37 度 37 分 41 秒, 東経 140 度 6 分 15 秒)。

妻川(中略)酸川(中略)三流の川一筋となり七瀬川と云う」とされる(福島県耶麻郡編, 1919, p.970-971)。

『新編會津風土記』にある洪水被災域からは耕地整理や河川改修の際に木片が産出しており, 1,360 ± 90 yBP (TH-730) と 1,365 ± 90 yBP (TH-174) の $\delta^{13}\text{C}$ 未補正 ^{14}C 年代値が報告されている(小元, 1982)。仮にこれらの試料の $\delta^{13}\text{C}$ が木片として標準的なものとする, 平均値 -25 ‰ からの補正年代は数 10 年程度若くなる。また, IntCal13 データベース(Reimer *et al.*, 2013) を参照すると, この時期の ^{14}C 年代値は, 暦年代よりも 100 年近く古くなる傾向がある。従って, 誤差も考慮すると小元(1982)の ^{14}C 年代値は, 奈良時代~平安時代初期に相当し, 大規模な水害が大同年間に起きたとする記述とは大きく矛盾しない(山元, 2018)。

9.20 江戸時代の噴煙活動とその火口

記録 磐梯火山では, 江戸時代に活発な噴煙活動が起きていたことが古文書に記述されている。例えば, 天明七年頃の発行とされる東國旅行談(壽鶴齋, 1787 頃)には, 「陸奥国猪苗代という所に…大山あり磐大山と名付く, 嶮々たる高峰の嶺より炎火立ち昇り烈々として其の烟雲と等しく天を焦す勢いなり, 傍に淵あり水波灘々とし時々なみさかだち, 風を起こし邊をはらう気色尋常の事にあらず…」とあり, 高さの異なる二つの峰(おそらく大磐梯山と櫛ヶ峰)の間の鞍部(沼ノ平)から炎火が昇る挿絵が付けられている(第 9.32 図)。同様な火山活動を示唆する記述は, 享保四年(1719 年)頃に完成したとされる仙台藩の地誌『奥羽観蹟聞老志卷之十一下』中にもあり, 「是所謂磐梯山也嶺上見焦烟湛湖水碧鱗墨紋山下有毒石觸之者乃死土人曰之殺人石蓋殺生石之属乎」と云う

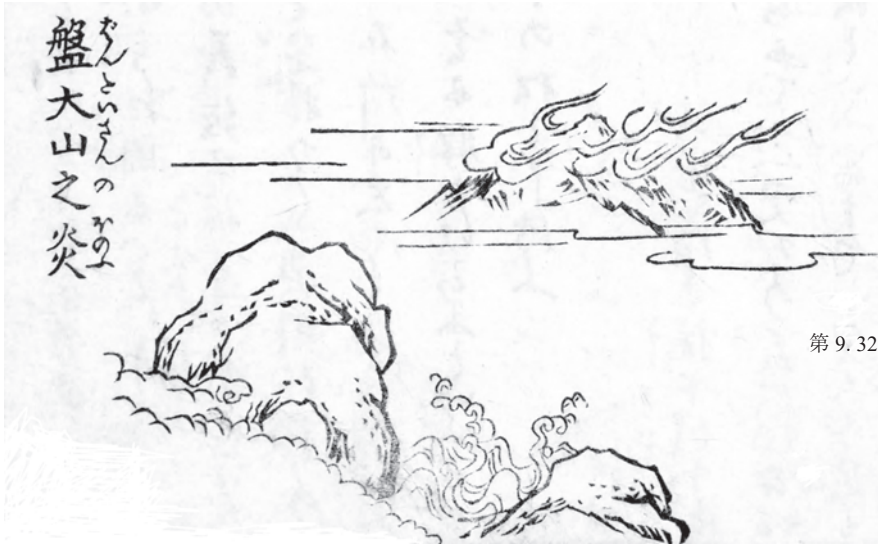
(佐久間, 1883)。

火口 挿絵と「傍に淵あり」の記述から考えると, 沼ノ平の北にある沼ノ平火口(第 9.22 図, 第 9.28 図)やその周辺で活発な噴煙活動が起きていた可能性が大きい(浜口・植木, 2012b; 山元, 2018)。沼ノ平火口は, 琵琶沢岩屑なだれ堆積物上の直径約 100 m の円形の火口で, その北東縁は 1888 年火砕堆積物に埋められている。しかし, 火口の周辺で琵琶沢岩屑なだれ堆積物と 1888 年火砕堆積物の間に, 本火口噴出物と確認できたものはない。従って, 噴出物が堆積物として保存されるほどの規模の噴火は起きていなかったものとみられる。

沼ノ平火口と同様に, 琵琶沢岩屑なだれ発生後に形成されたものとして天狗岩の南側にある直径約 80 m の天狗岩火口が存在する(第 9.22 図)。この火口も火口底や周辺には 1888 年噴火で放出されたと思われる火山岩塊が多数分布しているが, 明瞭なこの火口由来の噴出物が確認できず, 地質学的に痕跡を残さないような規模の噴火で形成されたものとみられる。この火口が江戸時代の噴煙活動に関係していたかどうかは不明であるが, 鏡沼火口列や沼ノ平火口と同様に歴史時代の活動で形成された可能性が大きい。

9.21 1888 年噴火とその堆積物

噴火の推移 1888 年(明治 21 年)噴火の推移は, 当時の現地調査報告書(関谷, 1888; 関谷・菊池, 1888; Sekiya and Kikuchi, 1890; 和田, 1888; 大塚, 1888; 大塚, 1890)から第 9.2 表にまとめられる。7 月 15 日噴火当日の 1 週間前頃から北山麓で何度か鳴動が感じられたとの証言はあるが(Sekiya and Kikuchi, 1890), これ以外に明瞭な前兆現象は磐梯山周辺で記録されていない(米地, 1990)。



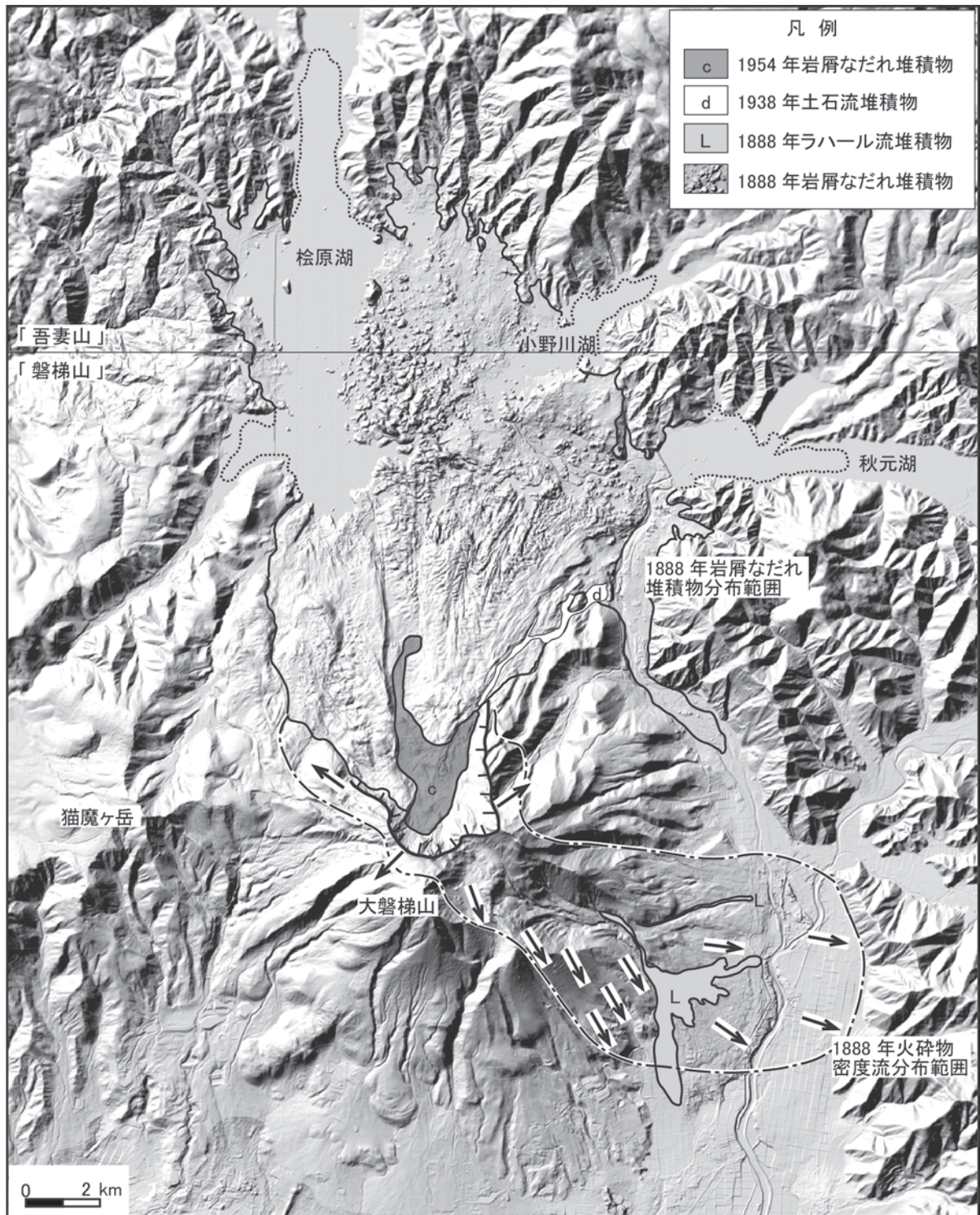
第 9.32 図 東國旅行談に描かれた「盤大山之炎」沼ノ平での噴気活動を描写したものと考えられる。天明七年出版とされる東國旅行談（壽鶴齋，1787 年頃）中の挿絵。国会図書館デジタルコレクション（<http://dl.ndl.go.jp/info:ndljp/pid/9369178>）から出力。

第 9.2 表 磐梯火山 1888 年噴火の推移
Sekiya and Kikuchi (1890), Yamamoto *et al.* (1999) による。

月日	時刻	現象
7月8日		弱い地震
7月9日		弱い地震
7月10日		弱い地震
7月13日		中程度の地震
7月14日		中程度の地震
7月15日	AM7:00	弱い地震
	AM7:30	最初の強い地震
	AM7:45	2回目の強い地震：M5程度（Okada, 1983）
		噴火開始：15ないし20回の爆発が連続的に起こり，噴煙は1300 mに達した。
		最後の爆発は火砕物重力流を伴い，山体崩壊によって岩屑なだれが生じた。主要な爆発は数分内で終了
午前中		傘型の噴煙が，5000 m上空まで昇り，東にたなびく。 噴煙からは激しい雨が降り，ラハールが東山麓へ流れ下る。
PM4時頃		降灰が止まる。

7月15日の朝は，7時半頃に強い地震があった。その後猛烈な地震が起きて，揺れが終わらないままに7時45分頃に，以前から噴気が盛んであった小磐梯山の山頂に近い上の湯付近から，非常に大きな爆発音を伴い一本の柱のように噴煙が上昇し噴火が始まった。最初の噴煙は約1,300 mまで立ち上がり，続く1分間のうちに爆発音を伴いながら20～15回の爆発が連発して，その度に同程度にまで噴煙が立ち上がった。最後の噴煙だけは北に向けて横に抜けるとともに（関谷，1888；関谷・菊池，1888；Sekiya and Kikuchi, 1890），噴煙は南東の琵琶沢に向かっても横方向に流動した（大塚，1890）。琵琶沢の山麓集落は，直後に疾風（爆風）と呼ばれた火砕物重力流の直撃を受けている。また，おそらく噴火とはほぼ同時に発

生した小磐梯山の崩壊により岩屑なだれが北麓へ流れ下った（第9.33図）。噴火は激しい鳴動を伴いながら40～30分継続し，この間に噴煙はカサ状に大きく広がりながら高度5～4 kmまで上昇し，東の風下側では降灰して，周囲は暗闇のようになった。山麓部では噴石もあり，これで死者も出ている。火山灰は水蒸気から凝集した熱水とともに泥雨として降り注ぎ，これで火傷をした人も多かった。また，最終的な降灰域は太平洋岸にまで広がった。噴火活動は最初が特に激しかったものの，次第に治まり，約3～2時間で主な活動は終息した。当日の夕方にはほぼ静穏となって，午後9時頃には鳴動も止んだ。噴火による死者数は，461名（477名とも）とされている（気象庁編，2013，p.526）



第 9.33 図 磐梯火山 1888 年噴火の堆積物分布

背景の陰影図は、地理院地図(国土地理院)から出力。1888年火砕物密度流の到達範囲はYamamoto *et al.* (1999)による。また、矢印は疾風(火砕物密度流)による倒木方向(Sekiya and Kikuchi, 1890)を示している。1938年土石流堆積物の分布は飯田(1938)、1954年岩屑なだれ堆積物の分布は大矢・羽田(1955)からの引用。古川ほか(2018)による。

噴火の特徴 1888年噴火は、山体直下で起きた地震を引き金に発生した水蒸気噴火と山体崩壊で特徴付けられる(守屋, 1980; Yamamoto *et al.*, 1999). 地震の規模はM5程度と、St. Helens火山1980年噴火の山体崩壊を起こした地震と同規模と推定されている(Okada, 1983). 噴火の特徴を現地調査報告書から書き出すと以下の様にまとめられる.

1) 水蒸気噴火と噴煙からの降灰及び噴石

1888年噴火の噴出物は、輝石安山岩が砕かれた細粉からなり、マグマの流出や軽石の放出のなかったことは、噴火直後の現地調査で確認されていた(菊池, 1888; 関谷・菊池, 1888; Sekiya and Kikuchi, 1890; 和田, 1888; 大塚, 1890). 従って、噴火の原因がマグマそのものではなく山体内部の間隙に存在していた高圧水蒸気にあることは、当初から彼らにより指摘されていた.

噴火口の位置は、1888年崩壊壁奥に線状の噴気孔列が形成されたことから、崩落した小磐梯山山頂をほぼ横切っていたものとされている(第9.22図; Sekiya and Kikuchi, 1890). 一方、和田(1888)は、この断裂の南東延長にあたる沼ノ平に形成された円形凹地形の一部も噴火口(沼ノ平及日蔭ノ噴火口)と考えていたらしい. しかしながら、Sekiya and Kikuchi(1890)のPlate XVI-Fig.3や大塚(1890)の第四図にあるように、噴火直後の沼ノ平の凹地形群からは噴気が出ていなかったことは明らかである. 大塚(1890)の第四図の凹地形(直径約5m)の原画写真は国立科学博物館に所蔵されており、その形状からこれは、Sekiya and Kikuchi(1890)が考えたような大型の噴石落下孔と後に解釈されている(千葉, 2009). 噴火当時の「磐梯の穴(噴石孔)」に関する論争については、米地(1993)に詳しくまとめられている.

2) 疾風または爆風と呼ばれた火砕物密度流

1888年噴火では、噴火時に猛烈な疾風(爆風)が発生し、山麓部が被災した(菊池, 1888; 関谷, 1888; 関谷・菊池, 1888; Sekiya and Kikuchi, 1890; 和田, 1888; 大塚, 1888; 大塚, 1890). 特に東山麓では山頂から6km離れた猪苗代町白木城でも家屋が破壊されている. 通過域の樹木は枝が打ち払われ、列をなして風下になぎ倒されていた. Sekiya and Kikuchi(1890)が図示した倒木の方向は小磐梯の山頂付近から放射状に広がっている(第9.33図). 東山麓の住民はこの疾風で衣服をはぎ取られたり、飛ばされてきた枝で頭皮や皮膚を剥がされた. 火山灰は熱かったとされるが、樹木や家屋は炎上していない. 当時の写真では倒壊した家屋が堆積物に埋没していないことから(大迫ほか, 2003; 佐藤, 2009など)、かなり希薄で高速の火砕物重力流であったことは確実である. 現存する火砕物密度流堆積物は中村・グリッケン(1988), Yamamoto *et al.* (1999), 紺谷・谷口(2004)により確認されている.

疾風の原因については、菊池(1888)、関谷・菊池

(1888)、Sekiya and Kikuchi(1890)は、噴火時の水蒸気の急激な膨張や火砕物の高速落下により周辺の空気が押し出されたもので、東山麓に向かった疾風はこれに沼ノ平の凹地形の効果が重なったものと考えていた. 一方、大塚(1890)は、本来は上昇するはずの噴煙が、水蒸気の凝集などにより重くなり、上昇できずに斜面を流れ下って爆風となったと考えている. 水蒸気の凝集は潜熱の放出をもたらすので噴煙はむしろ上昇力を得るのであるが(Yamamoto *et al.*, 1999)、大塚(1890)の考えは今の“噴煙柱崩壊”に近いものであり、火砕流現象の先駆的考察と言えよう.

3) 山体崩壊と岩屑なだれ

1888年噴火に伴った小磐梯山の消失と北山麓に広がった土石の流出が山体崩壊現象であることは、これを関谷(1888)が山崩れ、大塚(1890)が山岳崩壊と呼んでいることから、彼らも当初から認識していたものとみられる. さらに菊池(1888)や関谷・菊池(1888)は、“小磐梯山体が^{たんれつ}縦列して大小の固まりになるとともに、相互衝突により粉状になって谷地形に沿いながら、遠方まで高速移動した”としている. また、Sekiya and Kikuchi(1890)も“The bulk of Kobandai was split into fragments, which were thrown down after the manner of a land-slip. Descending the mountain sides with accelerating velocity, the components of these avalanches were dashed against obstacles in their way and against each other, and were rapidly reduced to confused masses of earth and rocks”と考えている. このような土石の流動に関する解釈は、後にNakamura(1978)が示した岩屑なだれの流動プロセスとほとんど一致するもので、彼らの先見の明を示していよう. 岩屑なだれの平均流速は、目撃証言を元に約80 km/hと推定されている(Sekiya and Kikuchi, 1890).

山体崩壊した山体の体積は、噴火直後の測量により約1.2 km³と概算されていた(Sekiya and Kikuchi, 1890). その後の米地(1988)や水越・村上(1977)による地形復元では0.8~0.5 km³と推定されている. 前者は単純な山地形を想定しているのに対して、後者の復元では小磐梯山の谷地形も考慮しており、低めに算出されるのは当然である. ただ、どちらの体積も旧地形と崩壊後の岩屑なだれ堆積物表面の差を取っており、崩壊土量はこれらよりも大きくなろう. Nakamura(1978)は、岩屑なだれ堆積物の分布総面積を34 km²、総量を1.5 km³と見積もっている.

4) 東の琵琶沢を流れ下ったラハール

1888年噴火に伴う土石の流出が琵琶沢を通じて東山麓に起きたことは、大塚(1888)、大塚(1890)、Sekiya and Kikuchi(1890)の堆積物分布図に示されている. 菊池(1888)、関谷・菊池(1888)、Sekiya and Kikuchi(1890)は、これを単に北になだれ落ちた土石の支流と考えていた. 一方、大塚(1890)は、沼ノ平周辺に堆積した火砕物が水と混合し琵琶沢の源頭(日蔭の裂罅)から流出したも

のと、関谷・菊池とは別の考えを提示している。大塚(1890)の堆積物分布図では琵琶沢上流部のガリー状の溝地形が強調されており、おそらくこの考えを反映したものであろう。後述するように堆積物の層序と岩相は(Yamamoto *et al.*, 1999)、大塚(1890)の考えが正しいことを示している。7月15日の水蒸気爆発では、山体崩壊に続く噴火後半に約5,000 mまで上昇した噴煙から火山灰混じりの豪雨が降り注いだとされており、これがラハールを引き起こしたものとみられる。

堆積物の岩相 1888年噴火の堆積物は、碎屑物運搬過程の異なる以下の3つからなる。

1) 1888年火砕物密度流堆積物(Bp)

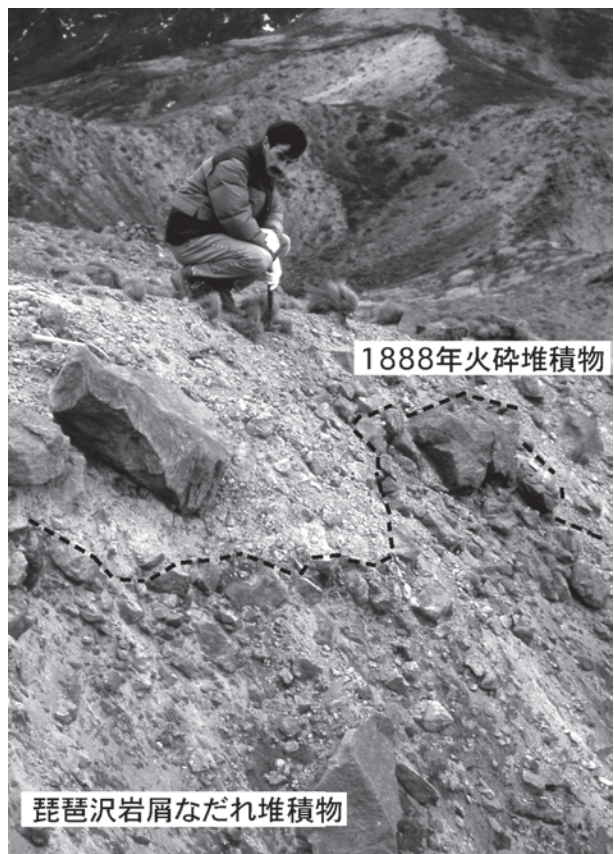
山頂部周辺から東山麓の地表直下には、1888年水蒸気噴火で発生した火砕物密度流の堆積物が分布する(第9.33図; 中村・グリッケン, 1988; Yamamoto *et al.*, 1999)。この堆積物は凹地で厚くローブ状の地形をつくり、尾根上では薄く広がる傾向が顕著である。例えばLoc. 3では42 cm, Loc. 5では110 cmの層厚を持ち、地質図と第9.22図ではこの厚い部分のみを図示している。厚い部分の岩相は、岩片支持で砂質火山灰の基質を持つ塊状の火山岩塊～火山礫からなる(第9.34図)。一方、薄い部分の岩相は、層厚15 cm以下で、正級化構造が明瞭な細粒火山礫～粗粒火山灰からなる(地質図では省略)。また、東山麓の琵琶沢沿いでは斜交層理を持っている(第9.35図)。山頂部周辺から東山腹では薄い火砕物密度流堆積物中に、非調和な粒径の火山岩塊が単独で含まれ、インパクト構造をつくる場合がある。これらは火砕物密度流を発生させた噴煙から同時に弾道放出された噴石である。また、東山麓では火砕物密度流堆積物に伴って粗粒火山灰混じりで淘汰の悪い泥の薄層が保存されていることがあり、噴煙から降下した泥雨の堆積物と考えられている(Yamamoto *et al.*, 1999)。中村・グリッケン(1988)は、火砕堆積物の分布総面積を13 km²、総量を0.01 km³以下と見積もっている。

2) 1888年岩屑なだれ堆積物(Bd)

岩屑なだれ堆積物の地形的特徴を基に、上流側から供給地域、主流通過地域(アバランシェ・バレー地域)、側流通過地域、堆積地域に区分されている(丸田, 1968; Nakamura, 1978)。アバランシェ・バレーは、裏磐梯スキー場がある箱状の侵食谷地形で、標高1,100～850 mにかけて真北に向かって直線的に延びている(第9.33図)。谷幅は約500 mで、谷壁には1888年以前の堆積物が露出している。側流流下地域はアバランシェ・バレー東西両側の中腹部に相当し、表面には皺状の微地形が形成されている(第9.33図)。堆積物の厚さは10 m以下で、望湖台溶岩などの下位層の堆積地形が埋まることなく残されている。堆積地域は山麓の裏磐梯高原に相当し、多数の流れ山が形成されている。流れ山の大きさは比高25～10 mの大型のものから、数mの小型のものまで様々であ

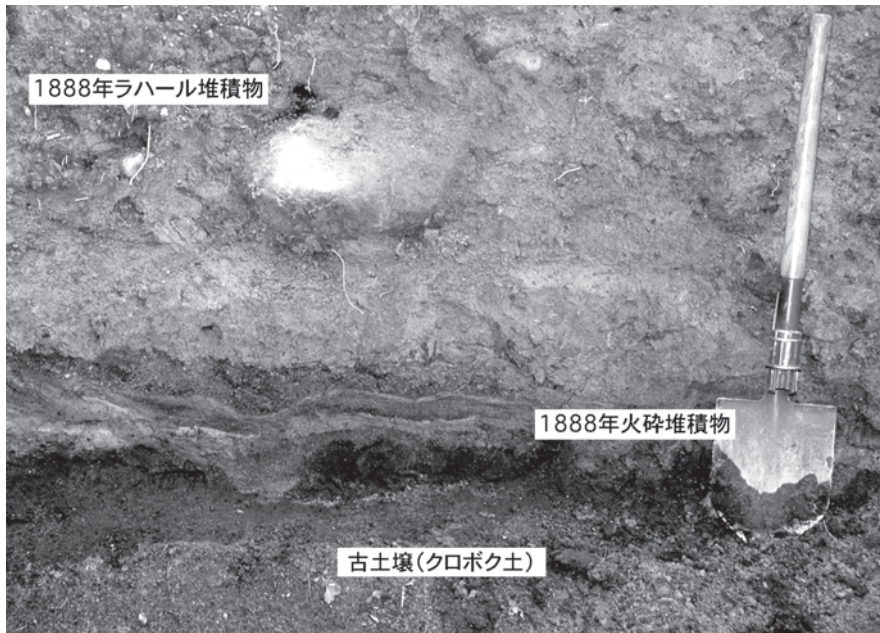
る。比高の大きなものは桧原湖の南東岸に多い。堆積域での層厚は、最大で140 mと推定されている(丸田, 1968)。また、北塩原村磐惣温泉の掘削コアでは、約90 mの層厚がある(鈴木ほか, 1977)。

露頭での岩屑なだれ堆積物は、新鮮なものから温泉変質により赤褐色～白色化したものまでの多様な安山岩の岩屑で構成されている。一般に流れ山の内部には、破碎後も元の山体の内部構造をある程度保存した部分、すなわち、粗粒砂から火山岩塊の集合から構成されていても、隣接した岩片同士が同種の岩石からなり、強い変形を被りながらも元の地質境界がたどれる産状を示すものが多い。このような部分は岩屑なだれ堆積物の岩塊相に相当するもので、流れの中に粒子の攪拌の程度が著しく低い部分があったことを意味している。一方、流れ山間の低地部や岩塊相間の隙間には、淘汰の悪い泥質の基質支持で多種の岩片の混じった岩相が見いだされ、これは岩屑なだれ堆積物の基質相に相当するものである。1991年に

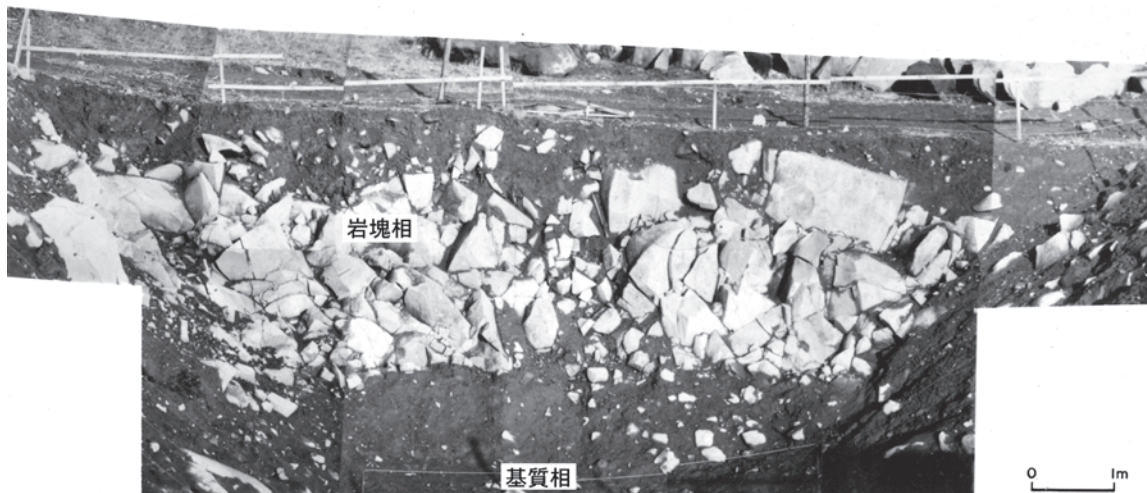


第9.34図 1888年崩壊壁に露出する磐梯火山1888年火砕堆積物(火砕物密度流堆積物)

1888年火砕物密度流堆積物は、地形的な鞍部で琵琶沢岩屑なだれ堆積物を直接覆い、岩片支持で火山灰基質をもった塊状の岩相からなる。福島県猪苗代町沼ノ平(北緯37度36分33秒, 東経140度4分45秒; 第9.20図のLoc. 5)。



第 9.35 図 磐梯火山1888年火砕堆積物（火砕物密度流堆積物）とこれを覆う1888年ラハール堆積物
1888年火砕堆積物は、低角斜交層理が発達しており、希薄な火砕物密度流として定置した。一方、1888年ラハール堆積物は、基質支持で淘汰が悪い。福島県猪苗代町渋谷（北緯37度35分39秒，東経140度7分27秒）。



第 9.36 図 磐梯火山1888年岩屑なだれ堆積物のトレンチ掘削
1991年実施のトレンチ掘削で、東法面を撮影している。下部に淘汰の悪い基質相があり、上部は新鮮な安山岩岩片からなる岩塊相が露出している。福島県北塩原村秋元（北緯37度39分34秒，東経140度6分10秒）。

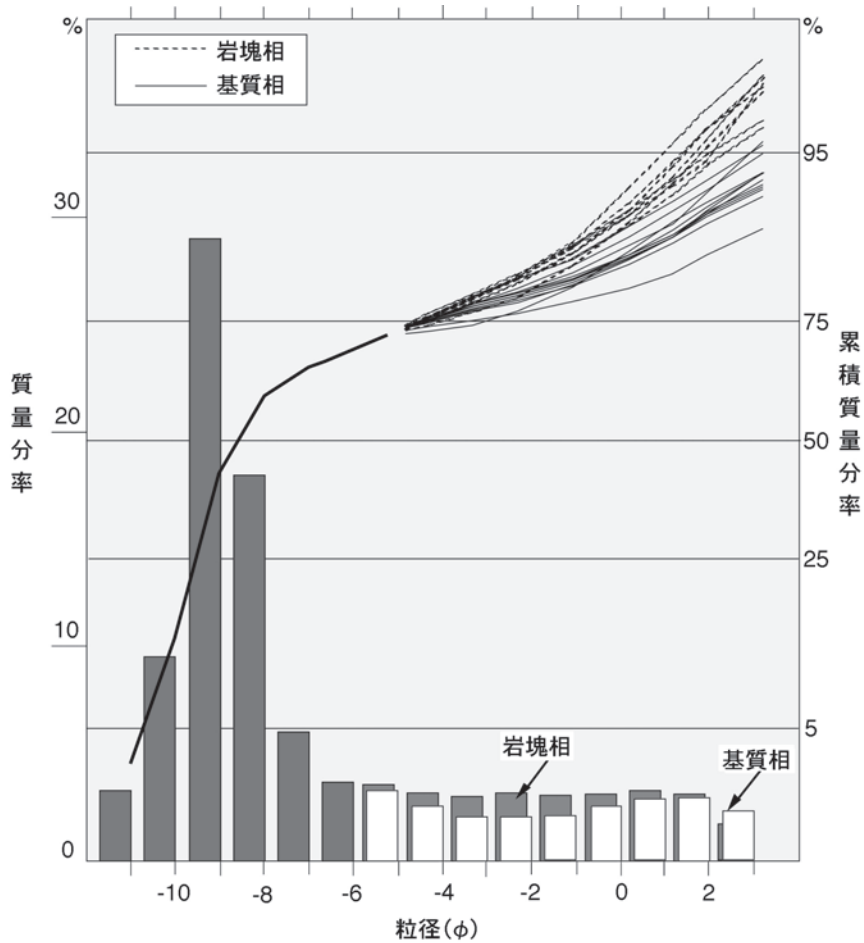
北塩原村秋元で地質調査所が実施したトレンチ掘削では（第 9.36 図）、法面の観察と同時に掘削した岩屑の粒度分析を実施した。岩屑なだれ堆積物の最頻粒径は 67.5 cm (-9.4 φ) で、径 2 m~50 cm の粒子が全体質量の半分以上を占めている（第 9.37 図）。

3) 1888 年ラハール堆積物 (BI)

琵琶沢を流れ下ったラハール堆積物は、琵琶沢岩屑なだれ堆積物がつくる扇状地上で多数の枝分かれを起こしている。このうち最も南の支流が見祢の集落を直撃し、天然記念物の「見祢の大石（第 9.38 図）」を運搬した。ラハールの最大水平流下距離は約 4 km で、垂直落差は約

700 m であった。

ラハール堆積物は、1888 年火砕堆積物を覆っており（第 9.35 図）、噴火最初期に発生した火砕物重力流に遅れて流下したことは明らかである。東山麓、ファミリーズノーパークばんだいい×2 スキー場で 1992 年実施のトレンチ掘削で確認された本ラハール堆積物は、層厚 180~200 cm の塊状で基質支持の火山灰・火山礫・火山岩塊からなる（Yamamoto *et al.*, 1999）。ラハール堆積物は基質の色調が明灰色の下部と褐灰色の上部ユニットからなるが、どちらの堆積物も 8φ 未満の粘土成分に富み（10 wt.% 前後）、淘汰が悪い（標準偏差；2.7~3.4φ）。



第9.37図 磐梯火山1888年岩屑なだれ堆積物の粒度組成
 粒径毎の質量分率頻度分布(棒グラフ)と累積質量分率(折れ線グラフ)を示す。-6φ以下の質量分率は岩塊相と基質相の平均を示し、累積質量分率は試料毎の値を示している。-6φ以上はトレンチ掘削現場(第9.36図)で粒子毎に質量を計測し、-6φ以下は室内でふるい分けて質量を計測している。



第9.38図 見祢の大石
 磐梯火山1888年ラハールによって運ばれた巨石で、1961年に国の天然記念物に指定されている。石の大きさは、当初長さ9.4m、幅6.1m、高さ3.0mであったが、年々沈下しており、現在の露出部分の高さはその半分程度となっている。福島県猪苗代町見祢(北緯37度34分35秒、東経140度6分46秒)。

9.22 1938年土石流堆積物 (Bf)

発生の経緯 1938年5月9日と5月15日に1888年崩壊壁北東端部の崩落により、土石流が発生している(第9.33図; 飯田, 1938)。5月9日の土石流は、前日の降雨及びこれによる雪解けが原因とされ、下流の川上温泉まで沢沿いに流下した。一方、5月19日の土石流は、9日以降に顕著な降水がなかったことから、9日の崩落により不安定化した部分が遅れて崩れたものとされている。土石流により川上温泉の集落が被災し、死者2名、負傷者が5名出ている。崩壊による総被害面積は0.25 km²で崩壊土量は約110万m³と見積もられている(飯田, 1938)。

岩相 飯田(1938)の現場写真からは、径数mの岩塊を含む土砂で構成されていたことが分かる。ただし、川上温泉に分布する岩屑から、どれが1938年土石流堆積物であるのか現在は特定することができない。

9.23 1954年岩屑なだれ堆積物 (By)

発生の経緯 1954年4月3日に1888年崩壊壁南南西部の湯桁山が幅600mにわたって崩落した。崩壊に伴った地震活動や火山活動は、報告されていない。崩落した岩屑は、1888年噴気孔に出現していた噴火湯を埋め、更に二手に分かれ、一部は銅沼に流れ込みその泥水を北方に押し出しながら3km流下し、他の支流は北東に2km進んで停止した(第9.33図)。崩壊による総被害面積は1.4 km²で崩壊土量は約1,500万m³と見積もられている(大矢・羽田, 1955; 佐藤ほか, 1956)。

岩相 堆積物の表面には、小磐梯火山噴出物に由来する比較的新鮮な灰色～紫灰色の安山岩岩片、後磐梯火山噴出物に由来する熱水変質を受けた黄白色～白色の安山岩岩片が散らばっている。その産状だけから1888年岩屑なだれ堆積物と1954年岩屑なだれ堆積物を区別することは困難である。

第 10 章 非火山性の中部更新統～完新統

(山元孝広)

10.1 研究史及び概要

本地域の南西部に位置する猪苗代湖の起源とその周辺に分布する第四系の地史的変遷については、満山(1925)、田邊(1949)、堀江(1953)、中村(1958)、Tanabe(1960)など古くからその地形学的特徴が注目されてきた。即ち、断層盆地として猪苗代湖盆が形成された後、北西部に火山砕屑物の押し出しがあり、湖水がせき止められて湖水面が上昇したことが指摘されていた。この基本的な考え方自体は、今も変わっていない。その後、福島大学を中心とした「猪苗代湖の自然に関する総合的研究」が1979～1986年に行われ、猪苗代盆地堆積物を対象とした陸上ボーリング掘削、岩相解析、花粉分析、放射年代測定、古地磁気測定等が実施されている。その成果は4冊の研究報告書に記述されるとともに(中馬・吉田, 1982; 真鍋・宮内, 1987; 小元, 1982; 相馬, 1987; 鈴木, 1987; 鈴木・吉田, 1982; 鈴木ほか, 1980, 1982a, 1982b, 1982c; 吉田・鈴木, 1981 など)、鈴木(1988)、鈴木ほか(1990)として総括されている。さらに、2012年からは「遷移途中にある自然環境を自然遺産として良好に保全するための研究モデルの策定—磐梯朝日国立公園の人間と自然環境系(生物多様性の保全)に関する研究」が始まり、過去数万年の古環境変遷史の解明を目的とした猪苗代湖湖底ボーリング掘削が実施されている(長橋・廣瀬, 2013)。採取されたコア試料は湖の成立直後から比較的静穏な環境下で連続的に堆積した縞状に細互層する粘土からなり、高い解像度での堆積年代モデルや堆積過程が検討されている(廣瀬ほか, 2014, 2016; 長橋ほか, 2018; Kataoka *et al.*, 2019)。また、本地域の中央部を流れる長瀬川沿いでは、磐梯山で繰り返された土砂流出の影響を受け、河川地形の変更が繰り返された実体が明らかにされている(貞方, 1979; 町田・渡部, 1988; 松井, 2005)。

本地域の火山噴出物を除いた中期更新世以降の堆積物は、古期地すべり堆積物、低位段丘堆積物、湖成堆積物(伏在)、新时期地すべり堆積物、斜面堆積物、扇状地堆積物、浜堤堆積物、谷底平野及び汎濫原堆積物、湿地堆積物、現河床及び湖岸堆積物からなる。

10.2 古期地すべり堆積物 (ol)

分布・構造 本地域北西部の猫魔火山北山腹には、背後の上部斜面に滑落崖があり、表面には大小の凹凸を持つ

典型的な地すべり地形をつくる堆積物が多く分布する(山元ほか, 2006)。このうち上段側の堆積物は、厚さ2.5 m以上の風成層で被覆されており、これを古期地すべり堆積物とした。また、猪苗代町市沢の東、大倉川の扇状地の南縁にも、地形的に開析された地すべり堆積物が分布する。

岩相 厚い風成層のため、堆積物はほとんど露出しない。猫魔火山北山腹のものは猫魔火山噴出物起源の安山岩岩屑からなる。一方、猪苗代町市沢の東のものは、才津火砕流堆積物とみられる石英と黒雲母斑晶に富んだ流紋岩軽石火山礫凝灰岩の岩塊が特徴的に含まれており、かつて吾妻山の南に分布した同堆積物を含む山体斜面が崩落して形成されたものとみられる。

年代・対比 露出状況が悪いため、本堆積物の直上に重なる降下火砕物を特定できておらず、発生時期は特定できなかった。しかし、風成層の厚さから判断すると中期更新世まで遡るものと見られる。

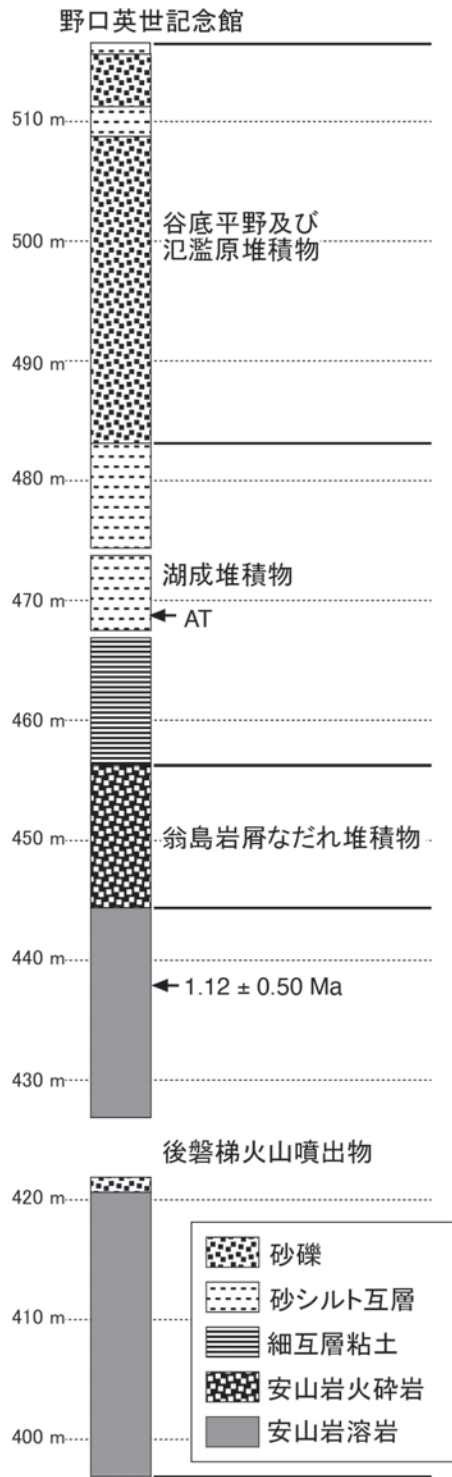
10.3 湖成堆積物 (lc)

分布・構造 猪苗代湖北岸の平野地下に伏在する堆積物で、鈴木(1987; 1988)、鈴木ほか(1990)の「猪苗代層」の中・下部に相当する。野口英世記念館コア(第10.1図)などの湖岸掘削で存在が確認され、湖底下に連続する。**層序関係** 下位層、特に翁島岩屑なだれ堆積物にアバットすることが、猪苗代湖での音波探査で確認されている(須藤・山元, 1997)。

層厚 野口英世記念館コアでの層厚は約28 m(鈴木, 1987, 1988; 鈴木ほか, 1990)、猪苗代湖中央部の掘削コアでの層厚は約25 mである(長橋・廣瀬, 2013; 廣瀬ほか, 2014)。

岩相 鈴木(1987, 1988)、鈴木ほか(1990)の野口英世記念館コアの記載によると、本堆積物は縞状に細互層する粘土層からなる下部と、砂とシルトの互層からなる上部で構成されている。下部の岩相は湖底堆積物、上部の岩相はプロデルタ堆積物と判断される。また、同コアでは上部の基底付近にAT由来の火山ガラスが濃集している(鈴木, 1987)。湖底掘削コアでの細互層は、層厚0.1～1.0 cm程度の明色部(オリーブ灰～灰色)と層厚0.1～0.5 cm程度の暗色部(黒色)で構成されている(長橋・廣瀬, 2013; 廣瀬ほか, 2014)。

年代・対比 猪苗代湖中央部での湖底ボーリング掘削で



第 10.1 図 野口英世記念館のボーリングコア柱状図
 鈴木 (1988) の第 1 図を改変。原著では湖成堆積物と谷底平野及び氾濫原堆積物を合わせたものが「猪苗代層」と呼ばれている。また、原著で磐梯火山古期溶岩類とされたものを、周辺の地質の状況から後磐梯火山噴出物に対比した。原著の 1.12 ± 0.50 Ma は全岩 K-Ar 年代値であるが、大気 Ar 混入率が 95% と大きい (中馬・鈴木, 1987)。 2σ の誤差を考えれば、第四紀の火山岩である以上のことは言えない。空白は、コアの欠損部。

得られたコアの解析からは、約 42 万年前に河川環境から湖への変化が起きたことが明らかにされていた (廣瀬ほか, 2014)。この変化は磐梯火山の葉山 1 噴火による山体崩壊で生じた翁島岩屑なだれが日橋川を埋め立てたことが原因である (山元・須藤, 1996)。その後、猪苗代湖コアから北海道支笏カルデラ起源の支笏降下火砕堆積物 1 (Spfa-1) が検出され、湖成層基底の年代は $46.9 \text{ ka} (+1.3 \text{ ka} / -1.4 \text{ ka})$ と修正されている (長橋ほか, 2018)。一方、野口英世記念館コアでの湖成堆積物の上面については、約 1 万年前とされている (鈴木, 1987, 1988; 鈴木ほか, 1990)。

10.4 低位段丘堆積物 (t)

分布・構造 川桁山地内の河谷沿いに分布する段丘化した扇状地堆積物からなる。現河床との比高は数 m 程度である。鈴木・吉田 (1982)、鈴木 (1988) の「観音寺川層」に相当する。

層序関係 下位層を不整合に覆う。本堆積物は猪苗代盆地内で谷底平野及び氾濫原堆積物に覆われ、その下位の湖成堆積物へと漸移するものと形成年代から考えられる。

層厚 10 m 前後。

岩相 未固結の角礫や亜角礫からなり、ほとんど基質を持たないものや、砂質の基質を持つものが認められる。礫種は、川桁山を構成する花崗岩類からなる。堆積物は厚層理で塊状のものを主体とし、間に連続性の悪い平行層理を持つやや淘汰の悪い礫混じりの粗粒砂を伴うことがある。

年代・対比 本堆積物の下部には AT が、上部には浅間板鼻黄色テフラが挟まれるとされる (鈴木・吉田, 1982; 小岩・早田, 1994)。浅間板鼻黄色テフラの直上にある男体火山噴出物からは、約 17 ka の暦年較正年代が報告されている (中村ほか, 2011)。従って本堆積物の形成時期は後期更新世と判断されよう。

10.5 新期地すべり堆積物 (yl)

分布・構造 本地域北西部の北塩原村大塩付近に分布する。上部に滑落崖、下部に上に凸な緩斜面を伴う典型的な地すべり地形を呈する。古期地すべり堆積物の下段に分布し、古期地すべりが再活動したものとみられる。

層序関係 下位層を不整合に覆う。

岩相 各地すべり堆積物の背後にある滑落崖を構成する岩石が角礫化して堆積物を構成している。その固結度は低く、地すべりの表面には岩塊が散乱している。

年代・対比 本堆積物の上位には多くの地点で Nm-NK を挟む黒色土壌が重なり、形成時期は後期更新世～完新世と判断されよう。



第 10.2 図 扇状地堆積物の岩相
 岩片支持で細礫～極粗粒砂の基質を持つ亜角～亜円礫からなる。礫種は背後の川桁山地を構成する花崗閃緑岩を主体としている。全く固結しておらず、沼沢湖火砕物を挟む黒色土壤に覆われる。福島県猪苗代町下館(北緯 37 度 33 分 50.1 秒, 東経 140 度 8 分 14.6 秒)。

10.6 斜面堆積物 (s)

分布・構造 本地域内の山地に点在する小扇状地状の緩斜面を形成して分布する。

層序関係 下位層を不整合に覆う。

岩相 未固結の角礫や亜角礫からなり、ほとんど基質を持たないものや、粘土質の基質を持つものが認められる。堆積物は厚層理で塊状のものを主体とし、間に連続性の悪い平行層理を持つやや淘汰の悪い礫混じりの粗粒砂を伴うことがある。本堆積物は、主として上部斜面からの崩落堆積物や土石流堆積物からなると考えられる。

年代・対比 本堆積物の上位には多くの地点でNm-NKを挟む黒色土壤が重なり、形成時期は後期更新世末～完新世と判断されよう。ただし、分布域の谷沿いには、ほとんど土壤で覆われることがない本堆積物が分布する場合もあり、一部には完新世のより若い堆積物も含まれている。

10.7 扇状地堆積物 (f)

分布・構造 川桁山地の西山麓や吾妻火山から南に流出する大倉川沿いで、扇状地状の緩斜面を形成して分布する。

岩相 未固結の亜角礫や亜円礫からなり、ほとんど基質を持たないものや、砂質の基質を持つものが認められる(第 10.2 図)。堆積物は厚層理で塊状のものを主体とし、間に連続性の悪い平行層理を持つやや淘汰の悪い礫混じりの粗粒砂を伴うことがある。本堆積物は、主として上部斜面からの土石流堆積物からなる。

年代・対比 本堆積物の上位には多くの地点でNm-NKを挟む黒色土壤が重なり、形成時期は後期更新世末～完新世と判断されよう。ただし、分布域の谷沿いには、ほとんど土壤で覆われることがない本堆積物が分布する場合もあり、一部には完新世のより若い堆積物も含まれている。吾妻火山から流れ出る大倉川では、1989年8月上旬の台風13号による豪雨時に大規模な氾濫と土石流が発生し、県道橋の流失や死者・行方不明者11名を出す災害が発生している。このため、福島県では、同年から災害関連緊急砂防事業、火山砂防事業により河川改修を実施している(第 7.3 図)。

10.8 浜堤堆積物 (br)

分布・構造 長瀬川の河口の北に分布する湖岸(天神浜)と氾濫原の間にある微高地を構成する。湖岸とはほぼ平行的な、南北に延びる浜堤列が確認できる。

岩相 露頭やコアで堆積物は確認できていないが、その地形から主に砂からなる後浜堆積物で構成されるとみられる。長瀬川では、上流で発生する大規模な土砂流出のたびに河口が湖へと前進している(貞方, 1979)。おそらく、河口に供給された大量の土砂が波浪により再移動して、顕著な浜堤を形成したものと考えられる。

10.9 谷底平野及び氾濫原堆積物 (fp)

分布・構造 猪苗代湖北岸の平野や酸川の谷底に分布する。湖岸のものは鈴木(1987, 1988)、鈴木ほか(1990)の「猪苗代層」の上部に相当する。

層序関係 猪苗代湖北岸で下位の湖成層を整合に覆う。
層厚 野口英世記念館コア(第10.1図)での層厚は約30mである(鈴木, 1987, 1988; 鈴木ほか, 1990)。

岩相 鈴木(1987; 1988), 鈴木ほか(1990)の野口英世記念館コアの記載によると, 本堆積物は礫や粗粒砂を主体としており, 地表付近の最上部で泥炭や泥が発達している。

年代・対比 猪苗代湖北岸の本堆積物は, 野口英世記念館コア層序から約1万年前以降の堆積物とされている(鈴木, 1987; 1988; 鈴木ほか, 1990)。酸川とその支流の谷底に分布する本堆積物も, その大半は完新世に形成されたとみられる。

10.10 湿地堆積物 (sw)

分布・構造 翁島岩屑なだれ堆積物上の流れ山間の低地(法正尻湿地など)や同堆積物に堰き止められた谷底(赤井谷地湿地), 猫魔火山中央部の雄国沼周辺, 長瀬川河口の東側に分布する。

層序関係 下位層を不整合に覆う。

岩相 法正尻湿地での掘削コアは, 地下10.50mまで主に泥炭, 10.50m~12.20mは泥炭と泥の互層, 12.20mから孔底(16.30m)は泥で構成されている(鈴木・真鍋, 1981)。また, 赤井谷地湿地での掘削コアは, 地下2.75mまで主に泥炭, 2.75m~6.30mは泥及び砂で構成されている(鈴木・真鍋, 1981)。従って, 泥炭で代表される湿地堆積物の下位には, 湖沼堆積物が伏在しているものとみられる。雄国沼周辺の湿地でも表層部には泥炭が露出しており, 同様な岩相を持つものとみられる。

年代・対比 法正尻湿地での掘削コアからは, 最終氷期中頃の亜間氷期から完新世にかけての花粉化石群集が検出されるとともに, 泥炭層の下部から始良Tnテフラが確認されている(鈴木ほか, 1982b)。また, 赤井谷地での

掘削コアでは, 堰止湖堆積物を覆う泥炭の堆積開始は約1万年前と考えられている(鈴木ほか, 1982a)。

10.11 現河床及び湖岸堆積物 (a)

分布・年代 長瀬川沿いと猪苗代湖湖岸に分布する。長瀬川沿いでは, 琵琶沢岩屑なだれ, 土湯沢岩屑なだれ, 1888年岩屑なだれ発生後の堰止め湖の決壊洪水等で大規模な土砂流出が繰り返されている。特に1888年岩屑なだれ発生後は, 1913年までの約25年間に長瀬川で洪水が頻発した(小林, 1889; 貞方, 1979; 猪苗代町史編さん委員会編, 1982; 町田・渡部, 1988; 松井, 2005)。洪水の結果, 上流部の川上付近では河床洗掘, 中下流部では河床の上昇による氾濫, 河口部では河口の前進が起き, 1908年までに猪苗代湖の沖側へ最大約550m前進したという(貞方, 1979)。1910年代半ばからは, 堰止め湖である桧原湖, 小野川湖, 秋元湖の築堤水門工事が開始されたことにより, 洪水が急減している(松井, 2005)。

層序関係 現河床堆積物は, 2.8~2.6千年前の琵琶沢岩屑なだれ堆積物, 土湯沢岩屑なだれ堆積物, 1888年岩屑なだれ堆積物を削り込んでいる。

岩相 現河床堆積物は円礫を主とし, 砂および泥を伴っている。特に酸川合流点よりも下流の長瀬川河床の堆積物は酸化鉄の皮膜に覆われ, 特徴的な赤さび色を呈している。これは安達太良山西山腹にあった硫黄鉱山(東隣「二本松」図幅内)からの強酸性水が酸川を通じて流れ込むためである。湖岸堆積物は, 礫混じりの砂や砂混じりの泥からなる。特に長瀬川河口の北にある天神浜周辺の湖岸堆積物は, 1888年噴火後に形成されたもので(貞方, 1979; 松井, 2005), 細礫混じりの粗粒砂から構成されている(第10.3図)。噴火前は948年建立とされる小平潟天満宮の鳥居前がほぼ湖岸であり, 200m前後の湖岸の前進が起きている。



第10.3図 猪苗代湖東岸の天神浜と磐梯山
天神浜は長瀬川河口の北側に位置しており, 磐梯火山1888年噴火後に長瀬川で発生した一連の洪水に伴う河口の前進と侵食により形成された湖岸堆積物からなる。堆積物は細礫混じりの粗粒砂である。福島県猪苗代町小平潟(北緯37度31分6.2秒, 東経140度6分54.9秒)。

第 11 章 地震・火山活動

(山元孝広)

本地域には、活断層とされる川桁山断層(活断層研究会編, 1991)と活火山である磐梯火山が存在する。ただし、川桁山断層には完新世の活動を示唆するような地表兆候はなく、本地域内の構造的な地震活動も 1987 年の群発地震を除いて低調である。磐梯火山も 1888 年の水蒸気噴火以降に噴火なく、2000 年に山頂下で活発な火山性地震活動が発生したものの、表面的には目立った火山活動は起きていない。

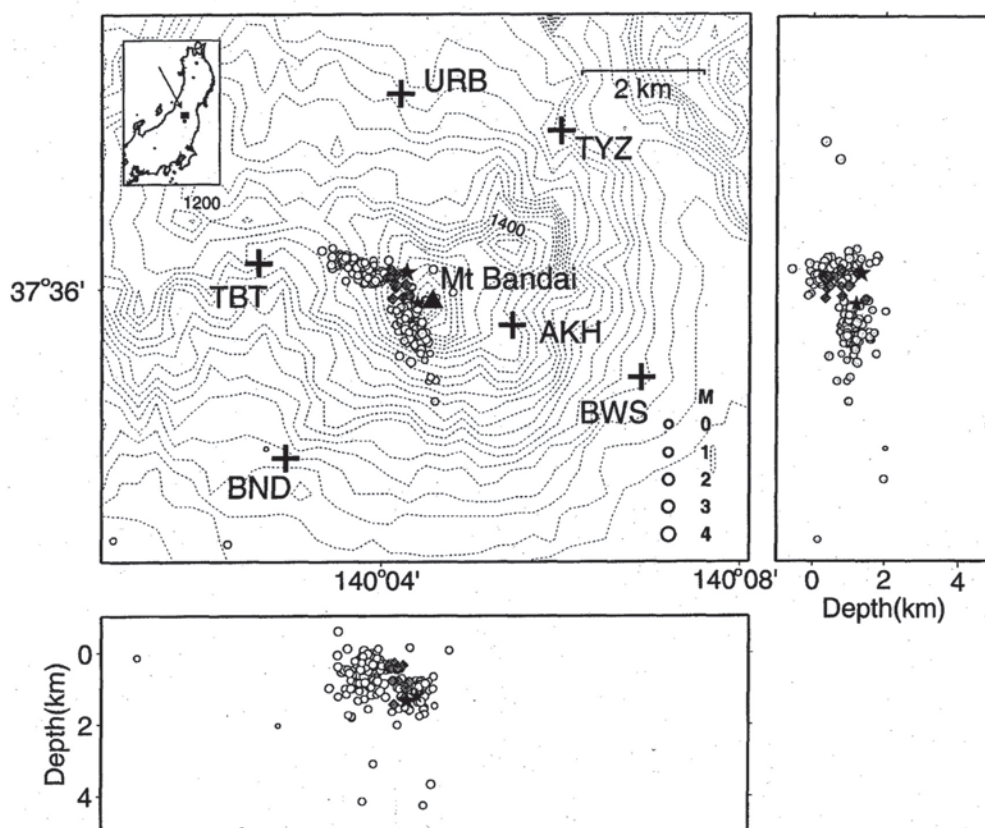
11.1 1987 年の群発地震

本地域南西部の猪苗代湖北西岸を震源地として、1987 年 6 月 16 日 16 時 49 分に M4.5 の地震が発生した(仙台管区気象台, 1988)。その後、この地震を本震とする余震

活動が続き、同年 11 月 8 日に M3.6 の地震が発生している。群発地震の震源の深さは 14~10 km に集中し、6 月 16 日の本震及び 11 月 8 日の余震の発生機構はほぼ東西の圧縮軸を持つ逆断層型であった(浜口ほか, 1988)。

11.2 2000 年の火山性地震

2000 年 4 月 23 日に猪苗代湖北西岸で M4.3 の構造的な地震が発生した直後から、磐梯山山頂付近の火山性地震活動が活発化し、5 月 10 日には顕著な微動も観測されている(第 11.1 図; 東北大学大学院理学研究科地震・噴火予知研究観測センター, 2002; 若松測候所・仙台管区気象台, 2002)。火山性地震活動は深部低周波地震を伴いながら次第に活発化し、同年 8 月には 1 時間当たりの発生



第 11.1 図 磐梯火山 2000 年地震活動の震源分布
火山性地震の震源は白丸印、微動の震源は灰ダイヤ印、長周期微動の震源は黒星印で示されている。東北大学大学院理学研究科地震・噴火予知研究センター(2002)からの引用。

数も 100 回を超える高い地震活動が観測された後、地震頻度は次第に少なくなった。Yamawaki *et al.* (2004) は、火山下の三次元地震波速度構造を決定するとともに、2000 年の群発地震が山体下で盛り上がる地震波の高速領域で発生していることから、固結しつつあるマグマ供給系からの熱の供給が活動の原因と考えている。なお、

この高速領域は、駒澤ほか(1988)が磐梯山中央部の高重力異常から推定した山体下に伏在する高密度岩体との対応が良い。

2009 年 5 月、2014 年 8 月、2016 年 6 月、2017 年 8 月、2018 年 5 月にも一次的に火山性地震が増加したものの、2000 年の活動を超えるものではない。

第12章 応用地質

(山元孝広)

12.1 金属 鉱床

本地域には、小規模な金属鉱床が存在するものの、いずれも探鉱が試みられただけで、鉱山として開発されたものはない(福島県, 1964).

大原鉱山

福島県猪苗代町若宮の北北東 500 m の地点にある上部中新統木地小屋層中の含金石英脈を対象に探鉱されたが、良鉱なく、昭和 25 年に休山した(福島県, 1964, p.56).

布森鉱山

福島県猪苗代町蚕養の布森山北西の沢沿いの上部中新統木地小屋層中の含金石英脈角礫を対象に、昭和 9 年に探鉱されたが、開発には至らなかった(福島県, 1964, p.57). この角礫岩は岩屑なだれ堆積物であり、石英脈を伴った流紋岩溶岩岩体が破碎を受けカルデラ内に堆積したものである.

達沢不動滝鉱山

福島県猪苗代町達沢の奥、不動滝参道入口付近にあった上部中新統横向層中の含金石英脈を対象に昭和 15~16 年頃に探鉱されたが、品位が低く開発には至らなかった(福島県, 1964, p.57). 地質図では省略.

金堀鉱山

福島県猪苗代町金堀集落の北東約 2 km の地点にある阿武隈花崗岩中の断層沿いに生成した黄鉄鉱・閃亜鉛鉱・石英脈を対象に探鉱されたが、開発には至らなかった(福島県, 1964, p.89).

12.2 珪石

福島県猪苗代町達沢の小田川上流部、川桁山の北東 1.2 km 付近で、阿武隈花崗岩中のペグマタイトから珪石を産出したが、既に終掘している(久保ほか, 2003).

12.3 採石

本地域内では、3箇所での採石が行われている。1つは、猪苗代町酸川野北方で木地小屋層の溶結凝灰岩を対象に金子鉱業株式会社が実施しており、同町中河原で粉碎し

砂利として利用されている。以前は同町屋敷原の長瀬川左岸で同じ岩石を対象に採石していたが、こちらの採石は終了している。残りの2つは川桁山地の風化花崗閃緑岩を対象としたもので、現地で粉碎・篩い分けしたマサ土が建築資材として利用されている。猪苗代町下館東方では有限会社猪苗代石産、同町関都東方では渡部産業株式会社によって採石されている。

12.4 温泉

本地域内では、磐梯火山や安達太良火山の周辺で自然湧出した温泉が古くから利用されてきた(福島県, 1960). ただし、磐梯火山の 1888 年噴火では北西山腹にあった上ノ湯と下ノ湯が破壊されたほか(関谷・菊池, 1988; Sekiya and Kikuchi, 1890; 大塚, 1890), 草湯も噴火後の荒廃により利用できなくなっている。また、1888 年噴火口にできた噴火湯も 1954 年の湯桁山崩壊により埋没し、利用できなくなっている(佐藤ほか, 1956). その一方で、近年は大型リゾート施設の建設時に温泉掘削が行われ、猪苗代温泉、磐梯清水平温泉、湯平山温泉(猫魔温泉)などが開発・利用されている。温泉の名称は、全国の温泉を網羅した金原(1992, 2005)を基本的に踏襲するものの、その後に関されたものは所有する観光施設等で利用されている温泉名に従っている。

中の沢・沼尻温泉

本地域東部、安達太良火山西山麓の福島県猪苗代町中ノ沢に位置している。元湯源泉は安達太良火山の沼ノ平火口から流れ出た硫黄川の上流部(東隣「二本松」地域内; 阪口, 1995)にあり、安達太良火山噴出物から自然湧出したものを中の沢温泉街まで約 4 km 引湯している。酸性-アルミニウム・鉄(II)-硫酸塩泉で、湧出量は 9,000 リットル/分、源泉温度は 56 °C、pH 1.7 である(福島県, 1960, 1978; 金原, 1992, 2005). このほか、沼尻温泉東北東 1 km の地点にも小塚源泉があり、泉質は中・アルカリ性-硫酸塩泉で、源泉温度は 33 °C、pH 6.3 である(NEDO, 1991).

若宮温泉

本地域東部、布森山の北側、福島県猪苗代町若宮に位置している。上部中新統木地小屋層を掘削、動力揚湯され、入浴施設として利用されていた(現在、休業中)。源

泉名は若宮温泉であるが、入浴施設では布森山温泉と呼んでいる。泉質はナトリウム-炭酸水素塩泉で、湧出量は270リットル/分、源泉温度は57℃、pH 5.7である(金原, 1992, 2005)。

猪苗代温泉

本地域中央部、川桁山西山麓の福島県猪苗代町川桁のリステルスキー場に位置している。深度1,200 mからの動力揚湯でスキー場の宿泊施設に利用されている。泉質は単純硫黄泉で、湧出量は190リットル/分、源泉温度は25℃、pH 8.8である(NEDO, 1991; 金原, 1992, 2005)。

川上温泉

本地域北部、磐梯火山北東山麓の福島県猪苗代町川上に位置している。磐梯火山噴出物から自然湧出したものを、周辺の宿泊施設が利用している。泉質はナトリウム-塩化物泉で、複数の源泉の合計湧出量は904リットル/分、源泉温度は37~20℃、pH 7.8~6.6である(福島県, 1960, 1978)。

山神原温泉

本地域北部、磐梯火山北東山麓の福島県猪苗代町山神原^{やまかみ}に位置している。山神原の別荘分譲地で掘削されたもので、深度900 mで孔底温度は72℃、泉質はナトリウム-塩化物泉であった。その後、ケーシングにより中間の温泉脈が遮断され、50~40リットル/分で38℃の揚湯しかできていない(福島県, 1978)。掘削コアの柱状図は、鈴木ほか(1977)に示されている。これから判断すると、揚湯は木地小屋層からである。現在は温泉施設として利用されていない。

土湯沢温泉

本地域北部、磐梯火山北東山麓の福島県猪苗代町土湯沢に位置している。磐梯火山噴出物から自然湧出しており、泉質はナトリウム-塩化物泉、湧出量は63リットル/分、源泉温度は43℃、pH 6.8である(福島県, 1960, 1978)。現在は温泉施設として利用されていない。

見弥温泉

本地域中央部、磐梯火山南東山麓の福島県猪苗代町見弥^みに位置している。磐梯火山噴出物から自然湧出しており、泉質はナトリウム-炭酸水素塩泉、湧出量は30リットル/分、源泉温度は21℃、pH 7.7である(福島県, 1960, 1978)。現在は温泉施設として利用されていない。

はやま温泉

本地域中央部、磐梯火山南山麓の福島県猪苗代町葉山、猪苗代スキー場前に位置している。金原(1992, 2005)では、「磐梯山麓」とされている。動力揚湯され、

スキー場周辺の複数の宿泊施設で利用されている。第4.1図のボーリング柱状図は、はやま温泉掘削孔の一つで、下部~中部中新統東尾岐層^{ひがしおまた}から揚湯されている。泉質はナトリウム-塩化物泉~ナトリウム-塩化物・炭酸水素塩泉で、源泉温度は72~61℃、pH 6.9である。

磐梯温泉

本地域中央部、磐梯火山南山麓の福島県猪苗代町五輪原に位置している。動力揚湯され、五輪原別荘地内の複数の宿泊施設等で利用されている。泉質はナトリウム-塩化物・炭酸水素塩泉で、源泉温度は53℃である。

表磐梯温泉

本地域南西部、磐梯火山南山麓の福島県猪苗代町不動に位置している。動力揚湯され、2号源泉は猪苗代リゾートスキー場の宿泊施設で利用されている。泉質はナトリウム-塩化物・炭酸水素塩泉で、湧出量は320リットル/分、源泉温度は47℃、pH 7.2~7.0である(福島県, 1978)。

おったて 押立温泉

本地域南西部、磐梯火山南山麓の福島県猪苗代町磐根に位置している。元々は自然湧出のみが宿泊施設で利用されていたが、その後、掘削により動力揚湯されている。泉質はナトリウム-炭酸水素塩・塩化物泉で、合計湧出量は1,596リットル/分、源泉温度は49~22℃、pH 7.7である(福島県, 1960, 1978)。ボーリング柱状図は、第4.1図に示している。掘削孔下部の下部~中部中新統東尾岐層から揚湯されている。

翁島温泉

本地域南西部、磐梯火山南山麓の福島県猪苗代町磐根に位置している。自然湧出したものが宿泊施設で利用されている。泉質は単純鉄(II)泉(炭素水素塩型)で、湧出量は18リットル/分、源泉温度は18℃、pH 7.2である(福島県, 1960, 1978)。

西ノ沢温泉(たなべの湯)

本地域南西部、磐梯火山南山麓の福島県猪苗代町磐根に位置している。自然湧出したものが宿泊施設で利用されている。泉質はナトリウム-塩化物・炭酸水素塩泉で、湧出量は5リットル/分、源泉温度は19℃、pH 7.0である(福島県, 1960, 1978)。

西久保温泉

本地域南西部、磐梯火山南山麓の福島県猪苗代町草湯戸に位置している。動力揚湯され宿泊施設で利用されている。泉質はナトリウム-炭酸水素塩泉で、湧出量は162リットル/分、源泉温度は16℃、pH 7.2~7.0である

(福島県, 1978).

磐梯清水平温泉

本地域南西部の磐梯火山南西山麓の福島県磐梯町しみずだいら清水平に位置している。動力揚湯され、アルツ磐梯スキー場の宿泊施設で利用されている。泉質は、ナトリウム-炭酸水素塩・塩化物泉である。

中ノ湯温泉

本地域中央部、磐梯火山北西山腹の中ノ湯火口に位置している。2.8~2.6千年前に形成された火口底から自然湧出したものが宿泊施設で利用されていたが、現在は利用されていない。泉質は酸性-鉄(II)-硫酸塩泉で、湧出量は10リットル/分、源泉温度は62℃、pH 2.2である(福島県, 1960, 1978)。

磐惣温泉

本地域北部、磐梯火山北北東山麓の福島県北塩原村秋元に位置している。深度720 mからほんそう動力揚湯され、周辺の宿泊施設で利用されている。源泉名は磐惣温泉であるが、宿泊施設では裏磐梯五色温泉と呼んでいるものもある。掘削コアの柱状図は、鈴木ほか(1977)に示されている。これによると、磐梯火山噴出物下の上部中新統木地小屋層からの揚湯である。泉質はナトリウム-塩化物泉

~ナトリウム・カルシウム-硫酸塩泉で、湧出量は190リットル/分、源泉温度は50℃、pH 8.3である(金原, 1992, 2005)。

裏磐梯やくぬま弥六沼温泉

本地域北西部の磐梯火山北山麓、福島県北塩原村湯平山ゆひらやまに位置している。動力揚湯により、宿泊施設として利用されている。泉質はナトリウム・カルシウム-塩化物・炭酸水素温泉で、源泉温度は63℃である。

湯平山温泉

本地域北西部の磐梯火山北山麓、福島県北塩原村湯平山に位置している。動力揚湯により、宿泊施設として利用されている。源泉名は湯平山温泉であるが、宿泊施設では猫魔温泉と呼んでいる。泉質はナトリウム-塩化物・硫酸塩泉で、湧出量は580リットル/分、源泉温度は51.9℃、pH 6.2である。

桜峠温泉

本地域北西部の猫魔火山北山麓、福島県北塩原村大塩に位置している。動力揚湯により、入浴施設として利用されている。泉質はナトリウム-塩化物・炭酸水素温泉で、源泉温度は58℃である。

文 献

- 相田 優・竹谷陽二郎・岡田尚武・長谷川四郎・丸山俊明・根本直樹 (1998) 会津地域における中新統の微化石層序と古海洋環境. 福島県立博物館紀要, no. 13, 1-119.
- 会津藩地誌局編 (1894) 新編會津風土記 六. 万翠堂, 106p.
- Albert, P.G., Smith, V.C., Suzuki, T., Tomlinson, E.L., Nakagawa, T., McLean, D., Yamada, M., Staff, R.A., Scholaut, G., Takemura, K., Nagahashi, Y. and Kimura, J.-I. (2018) Constraints on the frequency and dispersal of explosive eruptions at Sambe and Daisen volcanoes (South-West Japan Arc) from the distal Lake Suigetsu record (SG06 core). *Earth-Science Reviews*, **185**, 1004-1028.
- 青木かおり・入野智久・大場忠道 (2008) 鹿島沖海底コア MD01-2421 の後期更新世テフラ層序. 第四紀研究, **47**, 391-407.
- 青木謙一郎・中村洋一 (1988) 磐梯山の岩石について. 地学雑誌, **97**, 285-292.
- 新井房夫 (1956) 赤城火山西南部の関東ローム. 地球科学, no. 28, 23-30.
- 新井房夫 (1962) 関東盆地北西部地域の第四紀編年. 群馬大学紀要自然科学編, no. 10, 1-79.
- 磐梯町教育委員会 (1985) 磐梯町史. 磐梯町, 586p.
- Bronk Ramsey, C. (2009) Bayesian analysis of radiocarbon dates. *Radiocarbon*, **51**, 337-360.
- 千葉茂樹 (2009) 磐梯火山 1888 年噴火の噴石落下孔. 地球科学, **63**, 355-364.
- 千葉茂樹 (2010) 小磐梯山, 1888 年噴火前の姿: 大伴タキノ氏蔵, 江戸後期の磐梯火山の絵図. 地球科学, **64**, 201-205.
- 千葉茂樹・木村純一 (2001) 磐梯火山の地質と火山活動史—火山灰編年法を用いた火山活動の解析—. 岩石鉱物科学, **30**, 126-156.
- 千葉茂樹・佐藤 公 (2007a) 宮内庁所蔵, 磐梯火山 1888 年噴火の写真. 地球科学, **61**, 175-177.
- 千葉茂樹・佐藤 公 (2007b) 宮内庁所蔵, 磐梯火山 1888 年噴火の写真と現存家屋. 地球科学, **61**, 203-208.
- 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—ローム層序と火山活動史. 地球科学, **48**, 223-240.
- 千葉茂樹・大迫正弘・佐藤 公 (2004) 磐梯火山 1888 年噴火の写真. 地球科学, **58**, 135-137.
- 地質調査所 (1975) 全国地熱基礎調査報告書, no. 13, 吾妻南部, 64p.
- 中馬教允・千葉茂樹 (1984) 磐梯山・押立溶岩上位の灰色火山灰の ^{14}C 年代—日本の第四紀層の ^{14}C 年代 (153)—. 地球科学, **38**, 440-442.
- 中馬教允・鈴木敬治 (1987) 福島県猪苗代平野下の安山岩質溶岩の K-Ar 年代. 福島大学特定研究, 猪苗代湖の自然, 研究報告, no. 3, 86-86.
- 中馬教允・吉田 義 (1982) 磐梯山南麓の地質について. 福島大学特定研究, 猪苗代湖の自然, 研究報告, no.3, 21-32.
- 藤縄明彦 (1980) 安達太良火山の地質と岩石. 岩石鉱物鉱床学会誌, **75**, 385-395.
- 藤縄明彦 (1991) 東北日本, 安達太良火山におけるソレアイト, カルクアルカリマグマ系列: その進化メカニズムと成因関係. 火山, **36**, 241-254.
- 藤縄明彦・鎌田光春 (2005) 安達太良火山の最近 25 万年間における山体形成史とマグマ供給系の変遷. 岩石鉱物科学, **34**, 35-58.
- 藤縄明彦・吉田武義・青木謙一郎 (1984) 東北日本, 安達太良火山の地球化学的研究. 核理研報告, no. 17, 356-374.
- 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, **46**, 95-106.
- Fujinawa, A. (1988) Tholeiitic and calc-alkaline magma series at Adataro volcano, northeast Japan: 1. Geochemical constraints on their origin. *Lithos*, **22**, 135-158.
- Fujinawa, A. (1990) Tholeiitic and calc-alkaline magma series at Adataro volcano, Northeast Japan: 2. Mineralogy and phase relations. *Lithos*, **24**, 217-236.
- Fujinawa, A. (1992) Distinctive REE patterns for tholeiitic and calc-alkaline magma series co-occurring at Adataro volcano, Northeast Japan. *Geochemical Journal*, **26**, 395-409.
- 藤田 豊・田中 仁 (2001) 猪苗代湖・長瀬川河口周辺の湖浜地形変化. 海岸工学論文集, **48**, 616-620.
- 福島県 (1960) 福島県の温泉. 福島県厚生部, 346p.
- 福島県 (1964) 福島県鉱産誌. 福島県企画開発部, 296p.
- 福島県 (1978) 福島県の温泉. 福島県生活環境部, 81p.
- 福島県耶麻郡編 (1919) 福島県耶麻郡誌. 福島県耶麻郡, 984p.
- 古川竜太・中野 俊・高橋 浩・山元孝広 (2018) 吾妻山地域の地質. 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, 74p.
- Furuya, T. (1965) The topography of the bases of the Bandai and Nekoma volcanoes. *Science Report of Tohoku University, 7th Series (Geography)*, **14**, 87-100.
- 岩屑流発生場に関する研究分科会編 (1995) 磐梯火山. 防災科学技術研究所, 241p.
- 雁沢好博 (1987) 東北日本弧内帯の白亜紀-第三紀火山岩のフィッシュン・トラック年代: 奥尻島・男鹿半島・朝日山地. 地質学雑誌, **93**, 387-401.
- 浜口博之・植木貞人 (2012a) 1888 年磐梯山水蒸気爆発に関するノート (1) 爆発源の位置と噴出方向に関する再検討. 火山, **57**, 111-123.
- 浜口博之・植木貞人 (2012b) 1888 年磐梯山水蒸気爆発に関するノート (2) 「東国旅行談」に描かれた火山活動の含意. 火山, **57**, 125-129.
- 浜口博之・植木貞人・中道治久 (2014) 1888 年磐梯山水蒸気爆発に関するノート (3) 1888 年の水蒸気爆発論考に潜むジレン

- マ、火山, **59**, 287–298.
- 浜口博之・長谷川 昭・植木貞人・高木章雄 (1988) 磐梯山周辺
の最近の地震活動と地殻構造. 地学雑誌, **97**, 333–340.
- 幡谷竜太・大槻憲四郎 (1991) 山形県小国町付近の地質-東北本
州弧前期中新世ハーフ・グラバーンの例-. 地質学雑誌, **97**,
835–848.
- 廣瀬孝太郎・長橋良隆・中村なおみ (2014) 福島県猪苗代湖の湖
底堆積物コア (INW2012) の岩相層序と年代. 第四紀研究,
53, 157–173.
- 廣瀬孝太郎・山崎秀夫・長橋良隆 (2016) ^{210}Pb , ^{134}Cs , ^{137}Cs 分析
を用いた猪苗代湖の湖底堆積物コア (INW2012) 上部 2 m
の年代モデル. 地質学雑誌, **122**, 565–571.
- 堀江正治 (1953) 猪苗代湖沿岸地域の二, 三の地形学的問題. 地
理学評論, **26**, 550–563.
- 飯田汲事 (1938) 昭和 13 年 5 月 9 日及び 15 日の磐梯山麓川上温
泉附近に於ける山津浪並びに流下せる火山灰質土砂の二三
の物理的性質. 地震研究所彙報, **16**, 658–681.
- 池原 研・吉川清志・Chun, J.-H. (2004) 日本海中部大和海盆か
ら採取された酸素同位体ステージ 3 に噴出した 3 枚の火山
灰. 第四紀研究, **43**, 201–212.
- 猪苗代町史編さん委員会編 (1982) 猪苗代町史歴史編. 猪苗代
町, 1206p.
- 井口 隆・三村弘二・田中耕平 (1995) ヘリコプターによる斜め
空中写真撮影による磐梯山 1888 年崩壊壁の地形および地
質解析. 岩屑なだれ発生場における研究分科会編, 磐梯火
山, 防災科学技術研究所, 171–179.
- 井上 誠・川上則明・高杉真司・田中耕平・竹内睦雄 (1995) MT
法による磐梯山の比抵抗構造. 岩屑なだれ発生場における
研究分科会編, 磐梯火山, 防災科学技術研究所, 31–41.
- 岩永将暉 (1964) 安達太良火山温泉調査報告. 福島県の温泉調査
報告, no. 1, 福島県厚生部業務課, 31p.
- 岩野英樹・星 博幸・檀原 徹・吉岡 哲 (2003) 東北本州弧, 朝
日山地南縁に分布する中新世火山岩類のフィッション・ト
ラック年代測定. 地質学雑誌, **109**, 179–191.
- Iwata, N., Iwatare, K. and Saito, K. (2021) K–Ar dates measured in
the geochronology laboratory of Yamagata University: Rocks
from the Nekoma volcano, Fukushima Prefecture. *Bulletin of
Yamagata University, Natural Science*, **19**, 15–25.
- 壽鶴齋 (1787 頃) 東國旅行談. (国会図書館デジタルコレクショ
ン <http://dl.ndl.go.jp/info:ndljp/pid/9369178>)
- 片岡香子・神野成美・長橋良隆・木村勝彦 (2015) 安達太良火山
西麓, 酸川流域に分布するラハール堆積物: 過去 14000 年
間の層序・年代と堆積過程. 火山, **60**, 461–475.
- Kataoka, K.S., Nagahashi, Y. and McArthur, A. (2019) From sink to
volcanic source: Unravelling missing terrestrial eruption records
by characterization and high-resolution chronology of lacustrine
volcanic density flow deposits, Lake Inawashiro-ko, Fukushima,
Japan. *Sedimentology*, **66**, 2784–2827. doi:10.1111/sed.12629.
- 活断層研究会編 (1991) 新編日本の活断層. 東京大学出版会,
437p.
- 火山噴火予知連絡会コア解析グループ (2011) 気象庁火山観測
点ボーリングコアの解析～成果報告書～. 気象庁, 403p.
- 菊池研介編 (1918) 会津資料叢書第四: 會津舊事雜考. 会津資料
保存会.
- 菊池 安 (1888) 磐梯山破裂実況. 東京地学協会報告, **10**, 5–34.
- 木村純一・千葉茂樹・佐藤美穂子 (1995) 多重トラップ地殻内マ
グマ供給系からもたらされた磐梯火山のテフラ. 福島大学
教育学部理科報告, no. 55, 29–47.
- Kimura, J.-I. (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*, **34–36**, 99–105.
- Kimura, J.-I., Tanji, T., Yoshida, T. and Iizumi, S. (2001) Geology
and geochemistry of lavas at Nekoma volcano: Implications for
origin of Quaternary low-K andesite in the north-eastern Honshu
arc, Japan. *Island Arc*, **10**, 116–134.
- Kimura, J.-I., Yoshida, T. and Iizumi, S. (2002) Origin of low-K
intermediate lavas at Nekoma volcano, NE Honshu arc, Japan:
geochemical constraints for lower-crustal melts. *Journal of
Petrology*, **43**, 631–661.
- 金原啓司 (1992) 日本温泉・鉱泉分布図及び一覧. 地質調査所,
394p.
- 金原啓司 (2005) 日本温泉・鉱泉分布図及び一覧 (第 2 版). 数値
地質図 GT-2, 産総研地質調査総合センター.
- 気象庁編 (2013) 活火山総覧. 第 4 版. 1098p.
- 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, 66p.
- 小荒井 衛・星野 実・津沢正晴・大谷知生・水越博子・中村洋
一・鈴木毅彦・千葉茂樹・早田 勉 (1994) 磐梯火山南麓の
岩屑流堆積物について. 地理調査部研究報告第 11 号, 国土
地理院技術資料 D・1, no. 318, 49–58.
- 小林国夫・清水英樹・北沢和男・小林武彦 (1967) 御嶽火山第一
浮石層-御嶽火山第一浮石層の研究 その 1-. 地質学雑誌,
73, 291–308.
- 小林 學 (1941) 猪苗代湖東地方の地質學的研究 (其の 1). 地質
学雑誌, **48**, 322–331.
- 小林 榮 (1889) 磐梯山麓小野川新湖の潰決. 地学雑誌, **1**,
260–263.
- 小池一之・岩崎孝明・檀原 徹・百瀬 貢 (1985) 下野火山灰下
部層のフィッション・トラック年代とその地史的意義. 駒
沢地理, **21**, 39–67.
- 小岩直人・早田 勉 (1994) 東北地方中南部に分布する更新世末
期のガラス質テフラ. 地学雑誌, **103**, 68–76.
- 小泉 格 (1963) 福島県猪苗代湖南東部地域の第三系. 地質学
雑誌, **69**, 489–501.
- 国土地理院地理調査部地理調査技術開発室 (1995) 1 : 25,000 火
山地形分類図, 磐梯山. 国土地理院技術資料, D・1, no. 314.
- 駒澤正夫・大久保泰邦・品田正一・野田徹郎 (1988) 磐梯山周辺
の重力・磁気異常について. 地学雑誌, **97**, 341–345.
- 紺谷和生・谷口宏充 (2004) 磐梯山 1888 年噴火によるサージ堆
積物と被災記録. 東北アジア研究, no. 8, 71–90.
- 越谷 信 (1986) 棚倉破砕帯の変形と構造. 地質学雑誌, **92**,
15–29.

- 久保和也・柳沢幸夫・山元孝広・駒澤正夫・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・山元孝広・村田泰章・牧野雅彦 (2015) 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, 86p.
- Legros, F. (2000) Minimum volume of tephra fallout deposit estimated from a single isopach. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, **96**, 25–32.
- 町田 洋・新井房夫 (1976) 広域に分布する火山灰-始良 Tn 火山灰の発見とその意義. 科学, **46**, 339–347.
- 町田 洋・新井房夫 (1979) 大山倉吉軽石層-分布の広域性と第四紀編年上の意義. 地学雑誌, **88**, 313–330.
- 町田 洋・渡部 真 (1988) 磐梯山大崩壊後の地形変化. 地学雑誌, **97**, 326–332.
- 町田 洋・新井房夫・百瀬 貢 (1985) 阿蘇 4 火山灰: 分布の広域性と後期更新世示標層としての意義. 火山, **30**, 49–70.
- Manabe, K. (1980) Magnetostratigraphy of the Yamato Group and the Sendai Group, Northeast Honshu, Japan. *Science Report of Fukushima University*, no. 30, 49–71.
- 真鍋健一・芳賀喜代次 (1982) 猪苗代盆地南西部に分布する背中央山層の層序と古地磁気. 福島大学特定研究, 猪苗代湖の自然, no. 3, 33–43.
- 真鍋健一・宮内千恵 (1987) 猪苗代湖北岸における坑井コアの古地磁気学的研究. 福島大学特定研究, 猪苗代湖の自然, no. 4, 45–52.
- 丸田英明 (1968) 裏磐梯泥流に関する若干の考察. 地理学評論, **41**, 465–469.
- 松井宗廣 (2005) 噴火後の長瀬川への土砂流出とその影響. 1888 磐梯山噴火報告書, 内閣府中央防災会議, 97–115.
- 松本哲一 (1996) 若い火山岩の K-Ar 年代測定 - 初生比補正とその応用例 -. 地質ニュース, no. 501, 12–17.
- 松本哲一・中野 俊・星住英夫・高橋 浩・西岡芳晴・三宅康幸・角田謙朗・清水正明 (2007) 日本列島における年代未詳岩石の K-Ar 年代測定-地質図幅作成地域の火山岩・深成岩 (平成 17 年度版) -. 地質調査研究報告, **58**, 33–43.
- 松本哲一・太田 靖・古川竜太・山元孝広 (2018) K-Ar 年代に基づく吾妻火山の形成史. 地質調査研究報告, **69**, 153–163.
- 三村弘二 (1988) 磐梯火山の地質と活動史. 地学雑誌, **97**, 37–42.
- 三村弘二 (1994) 磐梯火山の放射年代-概報-. 地質調査所月報, **45**, 565–571.
- 三村弘二 (2002) 東北日本, 猫魔火山の地質と放射年代. 火山, **47**, 217–225.
- 三村弘二・遠藤秀典 (1997) 磐梯山南西麓の岩屑堆積物大断面が示す磐梯火山の崩壊と再生の歴史. 火山, **42**, 321–330.
- 三村弘二・中村洋一 (1995) 磐梯山の地質形成史と岩石. 岩屑なだれ発生場における研究分科会編, 磐梯火山, 防災科学技術研究所, 87–101.
- 三村弘二・関口辰夫 (2001) 磐梯山南西麓の岩屑堆積物の ¹⁴C 年代. 火山, **46**, 11–16.
- 満山長左衛門 (1925) 猫魔火山に存するカルデラを論じて猪苗代湖の成因に及ぶ. 地質学雑誌, **32**, 147–170.
- 水越博子・村上広史 (1997) 「磐梯山之図」を用いた小磐梯崩壊前後高度差分量の推計. 地形, **18**, 21–36.
- 水越博子・星野 実・小荒井 衛・津沢正春 (1995) 1888 年以前の磐梯山の地形復元. 岩屑なだれ発生場における研究分科会編, 磐梯火山, 防災科学技術研究所, 163–169.
- 水野 裕 (1958) 翁島泥流地域の地形-特に流れ山について-. 東北地理, **11**, 22–24.
- 守屋以智雄 (1978) 空中写真による火山の地形判読. 火山, **23**, 199–214.
- 守屋以智雄 (1980) 「磐梯式噴火」とその地形. 西村嘉助退官記念地理学論文集, 214–219.
- 守屋以智雄 (1988) 磐梯火山の地形発達史. 地学雑誌, **97**, 51–58.
- 村田昌則・鈴木毅彦 (2011) 銚子地域犬吠層群小浜層中の前期更新世テフラとの対比に基づく白河火砕流堆積物群の層序の再検討. 第四紀研究, **50**, 49–60.
- 長橋良隆・廣瀬孝太郎 (2013) 猪苗代湖湖底堆積物の掘削の概要とコア試料の岩相層序. 福島大学地域創造, **24**, 55–61.
- 長橋良隆・木村純一・隅田まり・池原 研・片岡香子・中澤なおみ (2018) 猪苗代湖湖底堆積物コアおよび仙台沖海底堆積物コアに見出された北海道支笏カルデラ起源の Spfa-1 テフラ. 第四紀研究, **57**, 65–75.
- 中村嘉男 (1958) 猪苗代湖北岸の湖成段丘について. 東北地理, **11**, 20–21.
- 中村嘉男 (1977) 奥羽山脈南部, 川桁-額取山地における山頂平坦面および定高性山稜について. 福島大学教育学部論集, **29**, 33–40.
- 中村洋一 (1995) 磐梯火山 1888 年デブリ・アバランシェ堆積物. 岩屑なだれ発生場における研究分科会編, 磐梯火山, 防災科学技術研究所, 111–120.
- 中村洋一・ハリー グリッケン (1988) 磐梯火山 1888 年噴火のブラストとデブリ・アバランシェ堆積物. 地学雑誌, **97**, 67–74.
- 中村洋一・松居誠一郎・布川嘉英 (2011) 男体今市 (Nt-I) および男体七本桜 (Nt-S) の噴出年代. 日本火山学会講演予稿集 2011 年秋季大会, 73–73.
- Nakamura, Y. (1978) Geology and petrology of Bandai and Nekoma volcanoes. *Science Reports of the Tohoku University, Series III*, **14**, 67–119.
- NEDO [新エネルギー総合開発機構] (1987) 地熱開発促進調査報告書, No. 10, 吾妻北部地域, 846p.
- NEDO [新エネルギー総合開発機構] (1990a) 地熱開発促進調査報告書, No. 21, 猪苗代地域, 1012p.
- NEDO [新エネルギー総合開発機構] (1990b) 那須地域火山地質図及び那須地域地熱地質編図, 同説明書, 98p.
- NEDO [新エネルギー総合開発機構] (1991) 磐梯山地域火山地質図及び磐梯地域地熱地質編図, 同説明書, 80p.
- 新妻信明 (1967) 福島県檜原湖周辺の新第三系. 地質学雑誌, **73**, 223–236.
- Okada, H. (1983) Comparative study of earthquake swarms associated with major volcanic activities. In Shimozuru, D. And Yokoyama, I., eds, *Arc volcanism: physics and tectonics*, TERRAPUB, Tokyo, 43–61.

- 大森昌衛・堀越和衛・鈴木康司・藤田至則 (1953) 阿武隈山地西南縁の棚倉破砕帯について：阿武隈山地西南縁の新生界の地質学的研究 (その3)。地質学雑誌, **59**, 217-223.
- 小元久仁夫 (1982) 猪苗代湖盆の第四紀層の¹⁴C年代測定。福島大学特定研究, 猪苗代湖の自然, no. 3, 81-89.
- 大迫正弘・佐藤 公・細馬宏通 (2003) 磐梯山噴火の幻灯写真。国立科学博物館研究報告, E類 (理工学), **26**, 1-9.
- 大谷猛亮・福島地熱プロジェクトチーム (2017) 磐梯地域BD-1およびBD-2の掘削結果から明らかになった磐梯山の地下地質層序。日本地熱学会平成29年函館大会講演要旨, P21.
- 大塚信豊 (1888) 明治21年7月15日岩代国磐梯山噴火の記。気象集誌, **7**, 38-44, 206-211.
- 大塚専一 (1890) 磐梯山噴火調査報告。地質要報, **11**, 143-171.
- 大槻憲四郎 (1975) 棚倉破砕帯の地質構造。東北大学地質古生物研究報文報告, **76**, 1-71.
- 大矢 暁・羽田 忍 (1955) 磐梯山カルデラ壁の崩壊。地質学雑誌, **61**, 87-87.
- Reimer, P. J., Bard, E., Bayliss, A., Blackwell, P. G., Ramsey, C. B., Buck, C. E., Cheng, H., Edwards, R. L., Friedrich, M., Grootes, P. M., Guilderson, T. P., Hafliðason, H., Hajdas, I., Hatté, C., Heaton, T. J., Hoffmann, D. L., Hogg, A. G., Hughen, K., A., Kaiser, K. F., Kromer, B., Manning, S. W., Niu, M., Reimer, R. X., Richards, D. A., Scott, E. M., Southon, J. R., Staff, R. A., Turney, C. S. M. and van der Plicht, J. (2013) IntCal13 and Marine13 radiocarbon age calibration curves, 0-50,000 years cal BP. *Radiocarbon*, **55**, 1869-1887.
- 貞方 昇 (1979) 裏磐梯土石流による長瀬川沖積地の地形変化。地理科学, **31**, 1-9.
- 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, 79p.
- 酒井英男・里見雅博・平井 徹 (1995) 磐梯火山北壁底のボーリング試料および翁島岩屑なだれ堆積物の岩石磁気調査。岩屑なだれ発生場における研究分科会編, 磐梯火山, 防災科学技術研究所, 79-86.
- 佐久間義和 (1883) 奥羽観蹟聞老志, 十四。宮城県。(国会図書館デジタルコレクション <http://dl.ndl.go.jp/info:ndljp/pid/993134>)
- 佐藤 公 (2009) 写真から見る1888年の磐梯山の噴火。福島県立博物館紀要, no. 23, 49-58.
- 佐藤留太郎・大野栄寿・佐藤一大・諏訪 彰 (1956) 1954年春の磐梯山の山くずれ。験震時報, **20**, 157-164.
- Seki, Y. (1993) Geologic setting of the Takatama gold deposit, Japan: An example of caldera-related epithermal gold mineralization. *Resource Geology Special Issue*, no. 14, 123-136.
- 関谷清影 (1888) 磐梯山破裂の話。東洋学芸雑誌, no. 85, 493-499; no. 86, 529-537.
- 関谷清影・菊池 安 (1888) 磐梯山破裂実況取調報告。官報1575号 (明治21年9月27日), 271-275.
- Sekiya, S. and Kikuchi, Y. (1890) The eruption of Bandai-san. *Journal of the College of Science, Imperial University, Japan*, **3**, 91-172.
- 仙台管区气象台 (1988) 福島県会津若松付近の地震活動 (1987年)。地震予知連絡会会報, **39**, 52-60.
- 茂野 博 (2004) 火山防災と地熱開発の協力—磐梯山1888年噴火 (水蒸気爆発) 災害を例に考える。地熱エネルギー, **29**, 17-32.
- 震災予防調査会編 (1918) 日本噴火志上編。震災予防調査会報告, no. 86, 236p.
- Smith, V.C., Staff, R.A., Blockley, S.P.E., Bronk Ramsey, C., Nakagawa, T., Mark, D.F., Takemura, K. and Danhara, T. (2013) Identification and correlation of visible tephtras in the Lake Suigetsu SG06 sedimentary archive, Japan: chronostratigraphic markers for synchronising of east Asian/west Pacific palaeoclimatic records across the last 150 ka. *Quaternary Science Reviews*, **67**, 121-137.
- 早田 勉・西城 潔 (1987) 安達太良火山周辺に分布するテフラ (要旨)。東北地理, **39**, 205-205.
- 相馬寛吉 (1987) 野口英世記念館ボーリング試料の花粉分析。福島大学特定研究, 猪苗代湖の自然, no. 4, 53-57.
- 須藤 茂・山元孝広 (1997) 猪苗代湖北部の音波探査による磐梯火山起源の岩屑なだれ堆積物の分布。地質調査所月報, **48**, 347-353.
- 鈴木敬治 (1951) 会津盆地西方地域の地質: I 中央地区 (その2)。地質学雑誌, **57**, 449-456.
- 鈴木敬治 (1964) 福島県5万分の1地質図幅会津地方。会津地方。福島県, 57p.
- 鈴木敬治 (1987) 猪苗代湖北西部の第四系の層位・構造と猪苗代湖盆の形成について。福島大学特定研究, 猪苗代湖の自然, no. 4, 65-82.
- 鈴木敬治 (1988) 猪苗代湖の形成史。地学雑誌, **97**, 29-36.
- 鈴木敬治・真鍋健一 (1981) 赤井谷地と法正尻における試錐コアについて。福島大学特定研究, 猪苗代湖の自然, no. 2, 141-144.
- 鈴木敬治・真鍋健一 (1988) 磐梯・猫魔火山群と猪苗代湖盆の基盤岩層について。地学雑誌, **97**, 263-270.
- 鈴木敬治・吉田 義 (1956) 会津盆地西南縁山地の第三系・第四系について: 会津盆地西方地域の地質学的研究 (II)。地質学雑誌, **62**, 161-176.
- 鈴木敬治・吉田 義 (1982) 猪苗代盆地東縁地域の第四系について。福島大学特定研究, 猪苗代湖の自然, no. 3, 1-12.
- 鈴木敬治・八島隆一・吉田 義・西村新六・真鍋健一・小林昭二 (1968) 福島県地質調査報告, 野沢地域の地質。福島県, 33p.
- 鈴木敬治・藤田至則・八島隆一・吉田 義・真鍋健一・箱崎高衛・萩原 茂・周藤賢治・角田史雄 (1972) 福島県地質調査報告, 若松地域の地質。福島県, 62p.
- 鈴木敬治・吉田 義・真鍋健一・馬場干児 (1973) 福島県地質調査報告, 喜多方地域の地質。福島県, 50p.
- 鈴木敬治・吉田 義・真鍋健一 (1977) 表層地質図。磐梯山, 5万分の1, 土地分類基本調査。福島県, 27-33.
- 鈴木敬治・真鍋健一・吉田 義 (1980) 猪苗代湖周辺の第四系と猪苗代盆地の構造。福島大学特定研究, 猪苗代湖の自然, no.1, 3-20.
- 鈴木敬治・真鍋健一・阿久津 純 (1982a) 赤井谷地湿原の構成層について。福島大学特定研究, 猪苗代湖の自然, no. 3, 45-50.
- 鈴木敬治・相馬寛吉・樫村利道・真鍋健一 (1982b) 法正尻湿原の

- 植生及び法正層とその植物化石群. 福島大学特定研究, 猪苗代湖の自然, no. 3, 51-64.
- 鈴木敬治・真鍋健一・吉田 義・中村嘉男・中馬教允 (1982c) 猪苗代湖の構造発達史—猪苗代湖のおいたちについて—. 福島大学特定研究, 猪苗代湖の自然, no. 3, 73-80.
- 鈴木敬治・吉村尚久・島津光夫・岡田尚武 (1986a) 北村 信編「新生代東北本州孤地質資料集」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, 14p.
- 鈴木敬治・島津光夫・島田暎朗・真鍋健一 (1986b) 北村 信編「新生代東北本州孤地質資料集」第3巻, 島弧横断ルート no. 28 (柏崎-守門岳-只見-会津若松-郡山), 地質図・地質横断図及び同説明書, 宝文堂, 15p.
- 鈴木敬治・真鍋健一・中馬教允 (1990) 猪苗代湖盆の起源と地史的変遷. 地質学論集, no. 36, 151-166.
- 鈴木毅彦 (1992) 那須火山のテフロクロノロジー. 火山, **37**, 251-263.
- 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. 地学雑誌, **108**, 216-230.
- 鈴木毅彦・村田昌則 (2008) 東北南部会津地域を給源とする前期更新世に噴出した隈戸火砕流とそれに伴う降下テフラ. 第四紀研究, **47**, 339-348.
- 鈴木毅彦・木村純一・早田 勉・千葉茂樹・小荒井 衛・新井房夫・吉永秀一郎・高田将志 (1995) 磐梯火山周辺に分布する広域テフラ. 地学雑誌, **104**, 551-560.
- Takahashi, T., Hirahara, Y., Miyazaki, T., Senda, R., Chang, Q., Kimura, J. I., and Tatsumi, Y. (2013) Primary magmas at the volcanic front of the NE Japan arc: coeval eruption of crustal low-K tholeiitic and mantle-derived medium-K calc-alkaline basalts at Azuma Volcano. *Journal of Petrology*, **54**, 103-148.
- 高橋 浩・柳沢幸夫・山元孝広・卜部厚志・内野隆之・工藤 崇・高木哲一・駒澤正夫 (2010) 20 万分の 1 地質図幅「新潟」(第2版). 産総研地質調査総合センター.
- 竹本弘幸・百瀬 貢・平林 潔・小林武彦 (1987) 新时期御岳テフラ層の層序と時代—中部日本における編年上の意義—. 第四紀研究, **25**, 337-352.
- 竹谷陽二郎 (2009) 1888 年磐梯山噴火における小磐梯の崩壊と噴火後の湯楯山の地形変化. 福島県立博物館紀要, no. 23, 13-34.
- 田邊健一 (1949) 猪苗代湖岸の地形概報. 東北地理, **2**, 16-19.
- Tanabe, K. (1960) Geomorphography of the northern half of Inawashiro Basin with relation to the changes of lake level. *Science Reports of the Tohoku University, 7th Series (Geography)*, **9**, 67-80.
- 棚橋道郎・森川剛夫・日下部和宏・吉川治男・田中耕平・井口隆・竹内陸雄 (1995) 磐梯火山における空中電磁気探査—1888 年山体崩壊と低比抵抗の関係—. 岩屑なだれ発生場における研究分科会編, 磐梯火山, 防災科学技術研究所, 1-9.
- 田中阿歌麿 (1911) 湖沼の研究. 新潮社, 226p.
- 田中耕平・三村弘二・遠藤秀典・井口 隆 (1995) 1888 年磐梯山山体崩壊源のボーリング掘削とすべり面. 岩屑なだれ発生場における研究分科会編, 磐梯火山, 防災科学技術研究所, 69-78.
- 東北大学大学院理学研究科地震・噴火予知研究観測センター (2002) 磐梯山の地殻活動 (2000 年 4 月~2001 年 5 月). 火山噴火予知連絡会会報, no. 79, 65-70.
- 富塚玲子・中馬教允・八島隆一 (1985) 磐梯火山南部の火山灰の鉱物組成について. 福島大学教育学部理科報告, no. 35, 19-27.
- 辻村太郎 (1932) 東北日本の断層盆地 (上). 地理学評論, **8**, 641-658.
- 通商産業省 (1971) 昭和 45 年度広域調査報告書, 東会津地域. 27p.
- 通商産業省 (1972) 昭和 46 年度広域調査報告書, 東会津地域. 35p.
- 通商産業省 (1973) 昭和 47 年度広域調査報告書, 東会津地域. 30p.
- 通商産業省 (1974) 昭和 48 年度広域調査報告書, 東会津地域. 40p.
- 植田良夫・神保 恵・田宮良一 (1973) 山形県新第三紀最下部溶結凝灰岩層の K-Ar 年代 (要旨). 岩鉱, **68**, 91-91.
- 和田維二郎 (1888) 磐梯山噴火調査概略. 官報 (明治 21 年 8 月 15 日), 156-157.
- 若松測候所・仙台管区気象台 (2002) 磐梯山の火山活動—2000 年 4 月~2001 年 5 月—. 火山噴火予知連絡会会報, no. 79, 71-77.
- 渡辺岩井・牛来正夫・黒田吉益・大野勝次・砥川隆次 (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 (その 9). 地球科学, no. 24, 1-11.
- 山田信夫 (1988) 磐梯山の噴火と長瀬川の泥流. 文化書房博文社, 249p.
- 山路 淳 (1989) 温海付近の地質と羽越地域における前期中新世のリフティング. 地質学論集, no. 32, 305-320.
- Yamaji, A. (1990) Rapid intra-arc rifting in Miocene Northeast Japan. *Tectonics*, **9**, 365-378.
- 山元孝広 (1991) カルデラ陥没に伴う大規模斜面崩壊: 会津若松南方の後期中新世高川カルデラの内部構造. 火山, **36**, 1-10.
- 山元孝広 (1992) 会津地域の後期中新世—更新世カルデラ火山群. 地質学雑誌, **98**, 21-38.
- 山元孝広 (1994) 猪苗代地域の後期中新世—鮮新世カルデラ火山群. 地質調査所月報, **45**, 135-155.
- 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, **40**, 67-81.
- 山元孝広 (1998) 安達太良火山西山麓の完新世酸川ラハール堆積物. 火山, **43**, 61-68.
- 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, 85p.
- 山元孝広 (1999b) 福島県—栃木地域に分布する 30-10 万年前のプリニー式降下火砕物: 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. 地質調査所月報, **50**, 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, **54**, 323-340.
- 山元孝広 (2005) 福島県, 吾妻火山の最近7千年間の噴火史: 吾妻-浄土平火山噴出物の層序とマグマ供給系. 地質学雑誌, **111**, 94-110.
- 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. *Sedimentary Geology*, **220**, 337-348.
- 山元孝広 (2011) 磐梯火山最初期噴出物におけるマグマ組成の時間変化: 裏磐梯高原コアの化学分析結果. 火山, **56**, 189-200.
- Yamamoto, T. (2011) Origin of the sequential Shirakawa ignimbrite magmas from the Aizu caldera cluster, northeast Japan: Evidence for renewal of magma system involving a crustal hot zone. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, **204**, 91-106.
- 山元孝広 (2012) 福島-栃木地域における過去約30万年間のテフラの再記載と定量化. 地質調査研究報告, **63**, 35-91.
- 山元孝広 (2017) 東北日本における大山倉吉テフラと山陰1テフラの降下層準. 地質調査研究報告, **68**, 223-235.
- 山元孝広 (2018) 磐梯火山, 最新期の火山活動. 火山, **63**, 37-48.
- 山元孝広 (2022) 磐梯・吾妻・安達太良火山周辺の中期更新世～完新世テフラ層序. 地質調査総合センター研究資料集, no. 731, 地質調査総合センター.
- 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, **120**, 1-9.
- 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, 71p.
- 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. 地質雑誌, **106**, 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. 地質調査所月報, **47**, 335-359.
- 山元孝広・柳沢幸夫 (1989) 棚倉破砕帯の北方延長に関する新知見—山形県米沢市南西部の先新第三紀マイロナイト—. 地質調査所月報, **40**, 323-329.
- 山元孝広・吉岡敏和 (1992) 若松地域の地質. 地域地質研究報告 (5万分の11地質図幅), 地質調査所, 73p.
- Yamamoto, T., Nakamura, Y. and Glicken, H. (1999) Pyroclastic density current from the 1888 phreatic eruption of Bandai volcano, NE Japan. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, **90**, 191-207.
- 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), 地質調査総合センター, 63p.
- Yamamoto, T., Kudo, T. and Isizuka, O. (2018) Temporal variations in volumetric magma eruption rates of Quaternary volcanoes in Japan. *Earth, Planets and Space*, **70**. doi:10.1186/s40623-018-0849-x.
- Yamawaki, T., Tanaka, S., Ueki, S., Hamaguchi, H., Nakamichi, H., Nishimura, T., Oikawa, J., Tsutsui, T., Nishi, K., Shimizu, H., Yamaguchi, S., Miyamachi, H., Yamasato, H. and Hayashi, Y. (2004) Three-dimensional P-wave velocity structure of Bandai volcano in northeastern Japan inferred from active seismic survey. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, **138**, 267-282.
- 柳沢幸夫・山元孝広 (1998) 玉庭地域の地質. 地域地質研究報告 (5万分の1地質図幅), 地質調査所, 94p.
- 八島隆一 (1981) 磐梯山の火山活動史. 福島大特定研, 猪苗代湖の自然, no. 2, 27-32.
- 八島隆一・千葉茂樹 (1982) 磐梯山の火山活動史 (II). 福島大特定研, 猪苗代湖の自然, no. 3, 91-101.
- 八島隆一・中通り団体研究会 (1982) 中通り・川桁地域の変成岩類 (II) - 奥羽脊梁山脈南部地域の変成岩類と超苦鉄質岩類 -. 福島大学教育学部理科報告, no. 32, 109-126.
- Yonechi, F. (1987) A new hypothesis on the collapse of Bandai-san volcano in 1888. *Science Reports of the Tohoku University, 7th Series (Geography)*, **37**, 159-173.
- 米地文夫 (1988) 噴火以前の磐梯山の地形復元. 地学雑誌, **97**, 317-325.
- 米地文夫 (1989) 絵画資料の分析による小磐梯山山頂の旧形と1888年噴火経過の再検討. 東北地理, **41**, 133-147.
- 米地文夫 (1990) 磐梯山1888年噴火に前兆的現象や予言的風説はあったか. 東北地理, **42**, 111-118.
- 米地文夫 (1993) 磐梯山1888年噴火をめぐる論争とその学史的意義. 岩手大学教育学部研究年報, no. 52, 41-50.
- 米地文夫 (2001) 磐梯山1888年噴火の際, 中の湯付近で何が起こったか: 目撃者鶴巻良尊の証言と関連資料にみる被災と避難行動. 総合政策, **3**, 25-42.
- 米地文夫・大木俊夫・秋山政一 (1988) 磐梯山1888年噴火開始時点をめぐる諸問題: 時刻・地点・噴煙高度. 東北地理, **40**, 157-170.
- 吉田英人・高橋正樹 (1991) 白河火砕流東部地域の地質. 地質学雑誌, **97**, 231-249.
- 吉田 義・鈴木敬治 (1981) 磐梯山南麓地域の第四系について. 福島大学特定研研究, 猪苗代湖の自然, 研究報告, no. 2, 15-26.
- 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, 10-29.
- 吉田 義・伊藤七郎・鈴木敬治 (1969) 東北地方南部の阿武隈川流域の第四系編年と2・3の問題. 地団研専報, no. 15, 99-125.
- Zeng, N., Izawa, E., Watanabe, K., Itaya, T. (1996) Timing of Au-Ag mineralization and related volcanism at Otoge, Yamagata Prefecture, Northeast Japan. *Journal of Mineralogy, Petrology and Economical Geology*, **91**, 297-304.

Geology of the Bandai San District

YAMAMOTO Takahiro¹ and SAKAGUCHI Keiichi²

ABSTRACT

OUTLINE

The Bandai San District is a quadrangle bounded by latitude 37°30'10.9" to 37°40'10.8" N and longitude 139°59'48.0" to 140°14'47.9" E (JGD2000), that is located in the southern part of the Ou Mountains, Northeast Honshu arc. Mt. Bandai is an active volcano (Bandai Volcano) that is famous for erupting in 1888. The eruption was caused by a sector collapse that posed severe danger to the surrounding areas. The geomorphological and geological structures of this district are controlled by the concealed Kawagetayama Fault, upheaving the eastern parts of the district (Fig. 1). Furthermore, the fault almost corresponds to a tectonic border that separates the Pre-Neogene Abukuma and Ashio Belts.

The district consists of five major geologic units: (1) Pre-Neogene basement rocks; (2) Early to Middle Miocene marine strata with volcanic rocks; (3) Late Miocene to Early Pleistocene terrestrial intracaldera and extracaldera formations; (4) Quaternary stratovolcanoes; and (5) Middle Pleistocene to Holocene fluvial, lacustrine and colluvial deposits. The geology of the district is summarized in Figure 2.

PRE-NEOGENE BASEMENT ROCKS

These rocks are exposed around Mt. Kawageta in the eastern part of the district and consist of the Cretaceous Abukuma Granitic Rocks accompanied by pelitic and mafic metamorphic rocks as xeno-blocks. The granitic rocks are classified into older hornblende-biotite granodiorite and younger biotite granite. The granitic and metamorphic rocks beside the Kawagetayama Fault are partly mylonitized.

NEOGENE to QUATERNARY

Early to Middle Miocene marine strata

The Higashiomata Formation comprises Early to Middle Miocene marine sequences consisting of rhyolite lava and volcanoclastic rocks that filled grabens during the Japan Sea Opening. The formation is more than 1,000 m thick and underlies Quaternary deposits in the southwestern parts of the district. The rhyolite volcanoclastic rocks consist of volcanic breccia, tuff breccia, lapilli tuff, vitric tuff, and volcanic sandstone; these are gravity-flow deposits. The Hibara Formation in the northwestern part of the district, comprises marginal facies of the Higashiomata Formation and consists of similar rhyolite volcanoclastic rocks.

The Ninosawa Formation is composed of 15 to 13 Ma marine strata consisting of sandstone and mudstone, which conformably overlie the Higashiomata and Hibara Formations. The sandstone and mudstone are mostly bioturbated and massive. The Tsuchiyutoge and Horiguchi Formations are the eastern equivalent of the Ninosawa Formation, and directly overlie the basement rocks without the Higashiomata Formation. The Yuzuritoge Formation comprises of 13 to 10 Ma marine strata consisting of alternating mudstone and rhyolite volcanoclastic rock layers. This formation represents the maximum marine transgression.

¹ Research Institute of Earthquake and Volcano Geology, Geological Survey of Japan

² Research Institute of Geology and Geoinformation, Geological Survey of Japan

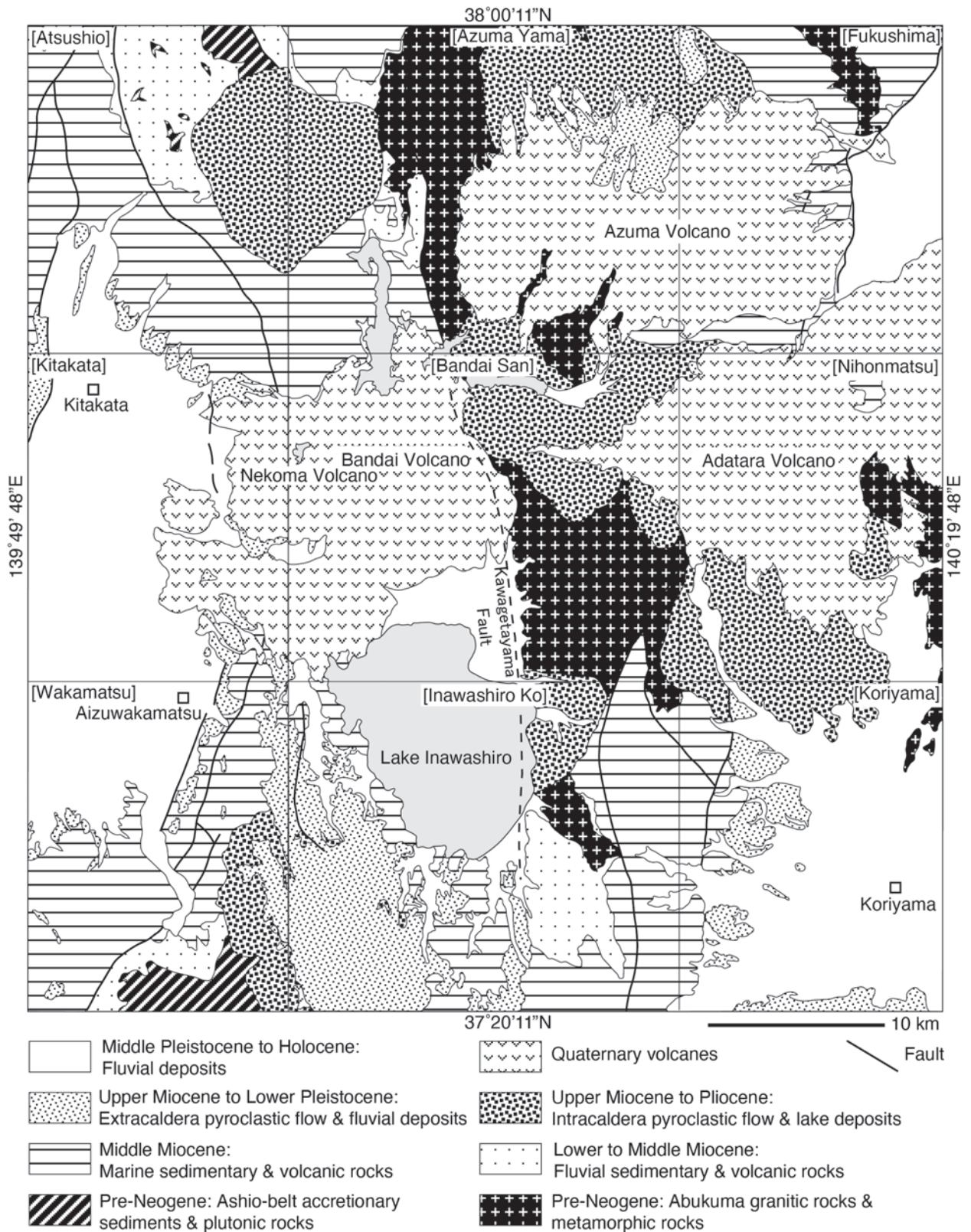


Fig. 1 Geological outline around the Bandai San District
Simplified from the 1:200,000 Fukushima (Kubo *et al.*, 2003) and Niigata (Takahashi *et al.*, 2010) Quadrangles.

Age		Geological Unit			Tectonic & Igneous Activity
Quaternary	Holocene	Bandai Volcano	Lacustrine & fluvial deposits	Adatarata Volcano	Formation of andesite stratovolcanoes
			Azuma Volcano		
	Pleistocene	Middle	Nekoma Volcano		
		Early	Nanaorezaka Formation		
Neogene	Pliocene	Fujitoge Formation		Joko Formation	Formation of felsic caldera volcanoes & uplift of Oou Mountain Belt
				Yokomuki Formation	
	Late			Takatama Formation	
				Kijigoya Formation	
	Middle	Yuzuritoge Formation			
		Ninosawa Formation	Tsuchiyutoge Fm	Horiguchi Fm	Expansion of marine formations
	Early	Higashiomata & Hibara Formations			Formation of grabens with felsic volcanic activity
	Paleogene				Denudation
Cretaceous	Late				
	Early		Abukuma Granitic Rocks	Formation of granitic plutonic rocks	
Unknown			Metamorphic rocks	Metamorphism	

Fig. 2 Geological summary of the Bandai San District
Fm = Formation.

Late Miocene to Early Pleistocene terrestrial intracaldera and extracaldera formations

The Kijigoya Formation horizontally fills an elliptical caldera measuring 13 by 7 km in the northern part of the district and consists of the Akimotoko Pyroclastic Flow Deposit and intercalated debris avalanche deposits that are approximately 10 Ma. The Takatama Formation fills a large caldera measuring 15 by 13 km. The western edge of the caldera is exposed in the southeastern part of this district and is composed of the Fukazawa Pyroclastic Flow Deposit aged approximately 8 Ma. The Yokomuki Formation fills a polyhedral caldera that is 12 km in diameter beneath Quaternary Adatarata Volcano in the eastern part of the district. This formation consists of the Himenuma Pyroclastic Flow Deposit, interbedded debris avalanche deposits, overlying postcaldera lacustrine deposits and lava domes of approximately 5 Ma. The Fujitoge Formation unconformably covers Middle Miocene marine strata in the western part of the district. This formation is composed of Late Miocene to Pliocene extracaldera pyroclastic flow deposits and fluvial conglomerate, sandstone and mudstone. The Joko Formation fills a caldera that is 12 km in diameter. The northern edge of the caldera is exposed in the southeastern part of this district and is composed of the Sukamayama Pyroclastic Flow Deposit of approximately 4 Ma. The extracaldera Nanaorezaka Formation in the southwestern part of the district is composed of the Kumado (1.4 Ma) and Ashino (1.3 Ma) Pyroclastic Flow Deposits derived from Ono and Tonohetsuri calderas in the Tajima District, respectively.

Quaternary stratovolcanoes

The stratigraphy of the Quaternary volcanic products around this district is summarized in Figure 3. Nekoma Volcano is a highly dissected Middle Pleistocene stratovolcano in the western part of the district. This volcano consists of the Oguniyama Volcanic Products (low-K andesite to dacite), Oshisawa Debris Avalanche Deposit and Nekomagatake Volcanic Products (medium-K andesite to dacite). Azuma Volcano is a Calabrian to Holocene medium-K andesitic volcanic group that consists of many stratovolcanoes in the Azuma Yama and Fukushima Districts. Two andesitic lava flows reached the northeastern margin of this district. Adatarata Volcano is a Middle Pleistocene to Holocene medium-K andesitic stratovolcano with eruptive

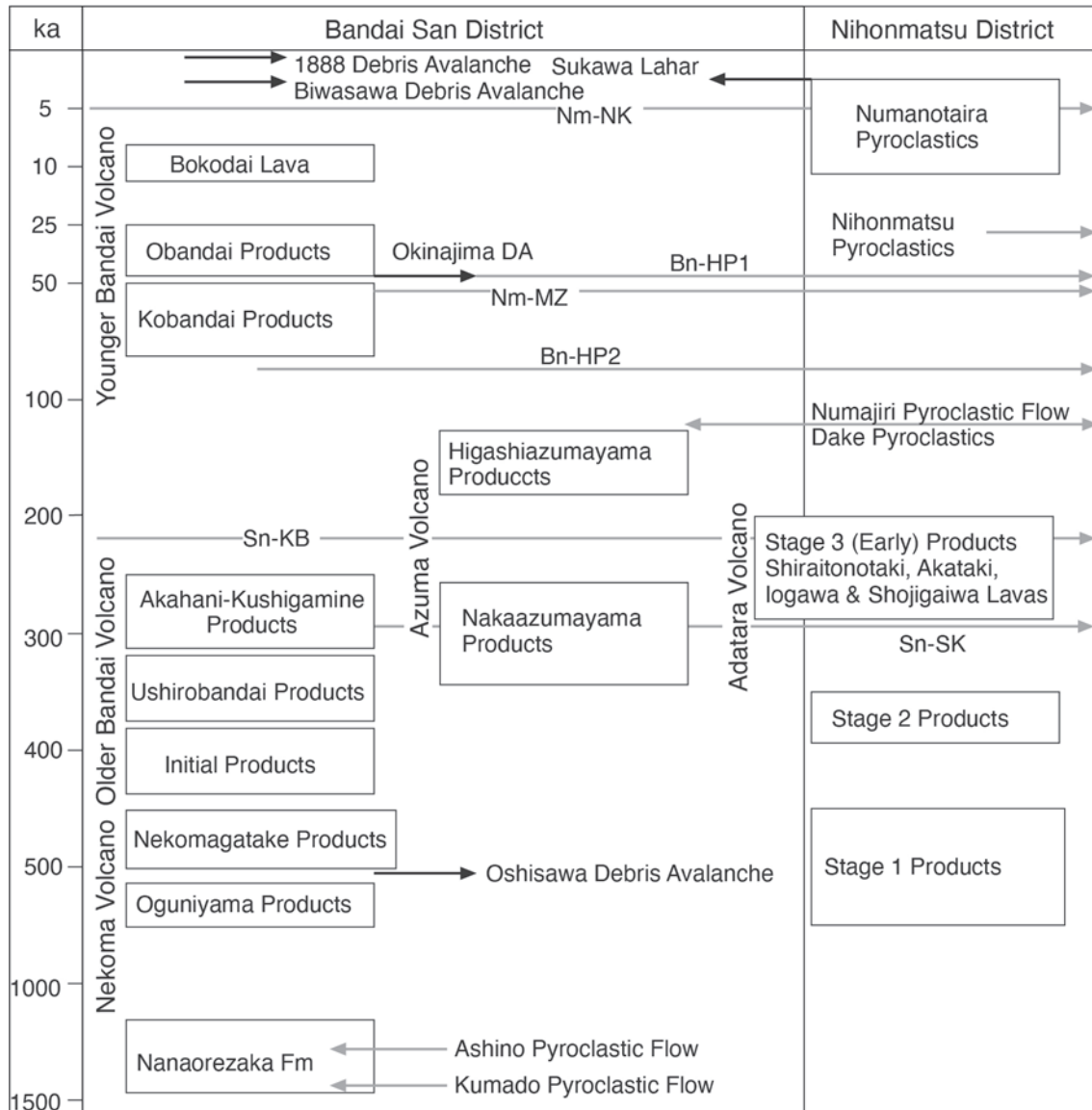


Fig. 3 Stratigraphy of the Quaternary volcanic products in the Bandai San and Nihonmatsu Districts
 Black and grey arrows indicate debris avalanche-lahar deposits and pyroclastic flow-fall deposits, respectively. The stratigraphy in the Nihonmatsu district is based on Sakaguchi (1995) and Yamamoto and Sakaguchi (2000). Bn-HP1 = Bandai-Hayama 1 Pyroclastic Fall Deposit; Bn-HP2 = Bandai-Hayama 2 Pyroclastic Fall Deposit; Nm-MZ = Numazawa-Mizunuma Pyroclastic Fall Deposit; Nm-NK = Numazawa-Numazawako Pyroclastic Fall Deposit; Sn-KB = Sunagohara-Kubota Pyroclastic Fall Deposit; Sn-SK = Sunagohara-Sakasegawa Pyroclastic Fall Deposit (Yamamoto, 2012).

centers distributed in the Nihonmatsu District. The 120-ka Numajiri Pyroclastic Flow Deposit and the 2.4-ka Sukawa Lahar Deposits cascaded down in the eastern part of the district from the Numanotira crater at the summit.

Bandai Volcano in the central part of the district is a Middle Pleistocene to Holocene medium-K andesitic stratovolcano that consists of the initial volcanic products, Ushirobandai Volcanic Products, Akahani-Kushigamine Volcanic Products, Kobandai Volcanic Products, 46-ka Okinajima Debris Avalanche Deposit, 46-ka Hayama 1 Pumice Flow Deposit, Obandai Volcanic Products, 13-ka Bokodai Lava, 2.7-ka Biwasawa Debris Avalanche Deposit and AD 806? Tsuchiyusawa Debris Avalanche Deposit. The great eruption of July 15, AD 1888 produced large phreatic explosions and a major debris avalanche toward the northern foothills. The eruption had the following characteristics: 1) there was no significant precursor; 2) the eruption and collapse of the volcanic edifice were triggered by an earthquake with a magnitude of approximately 5; 3) the initial explosions were accompanied by a pyroclastic density current; 4) the main explosive eruption ceased several minutes after the eruption began; and 5) a subsequent late-stage plume rose buoyantly to a height of 5000 m. The plume was associated with warm heavy rainfall, which generated lahars.

Middle Pleistocene to Holocene fluvial, lacustrine and colluvial deposits

The lacustrine deposits are concealed in the northern coastal plain of Lake Inawashiro, which formed as a result of the 46-ka Okinajima Debris Avalanche Deposit damming water flows. The lower terrace deposits around Mt. Kawageta were formed at the last glacial period. The landslide and slope deposits, which consist of unconsolidated debris, form gentle slopes around mountains. The fan, beach ridge, valley plain, flood plain, swamp, present river and lake shore deposits are distributed on the coastal plain of Lake Inawashiro and along the Nagase River.

ECONOMIC GEOLOGY

There are no developed mines in this district. However, there are numerous hot springs around Adatara and Bandai Volcanoes. The Numajiri, Wakamiya, Tuchiysawa, Hayama, Bandai, Omote-Bandai, Ottate, Nakaniyu, Banso, Yarokunuma, Yuhirayama and Sakuratoge hot springs all have temperatures that exceed 40 °C.

執筆分担

第 1 章 地形	山元孝広
第 2 章 地質概説	山元孝広
第 3 章 先新第三系	山元孝広・阪口圭一
第 4 章 新第三系下部～中部中新統	山元孝広
第 5 章 新第三系上部中新統方第四系下部更新統	山元孝広
第 6 章 猫魔火山（第四紀）	山元孝広
第 7 章 吾妻火山（第四紀）	山元孝広
第 8 章 安達太良火山（第四紀）	阪口圭一・山元孝広
第 9 章 磐梯火山（第四紀）	山元孝広
第 10 章 非火山性の中部更新統～完新統	山元孝広
第 11 章 地震・火山活動	山元孝広
第 12 章 応用地質	山元孝広

文献引用例

全体の引用例

山元孝広・阪口圭一（2023）磐梯山地域の地質．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，97p.

章単位での引用例

阪口圭一・山元孝広（2023）第 8 章 安達太良火山（第四紀）．磐梯山地域の地質．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，38–42.

Bibliographic reference

In the case of the whole citation:

Yamamoto, T. and Sakaguchi, K (2023) *Geology of the Bandai San District*. Quadrangle Series, 1:50,000, Geological Survey of Japan, AIST, 97p. (in Japanese with English abstract).

In the case of part citation:

Sakaguchi, K. and Yamamoto, T. (2023) Chapter 8, Adataro Volcano (Quaternary). *Geology of the Bandai San district*. Quadrangle Series, 1:50,000, Geological Survey of Japan, AIST, 38–42 (in Japanese).

地域地質研究報告（5 万分の 1 地質図幅）

磐梯山地域の地質

令和 5 年 3 月 31 日発行

国立研究開発法人 産業技術総合研究所
地質調査総合センター

〒 305-8567 茨城県つくば市東 1-1-1 中央第 7

Geology of the Bandai San district. Quadrangle Series,
1:50,000

Published on March 31, 2023

Geological Survey of Japan, AIST

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

印刷所 株式会社 アイネクスト

Inext Co., Ltd

裏表紙写真説明：福島県北塩原村，銅沼から望む 1888 年崩壊壁と櫛ヶ峰

Back Cover Photo: The 1888 collapsed wall and Mt. Kushigamine as seen from Akanuma Swamp, Kita
Shiobara Village, Fukushima Prefecture.

