

地域地質研究報告

5万分の1地質図幅

新潟 (7) 第 31 号

NJ-54-28-3

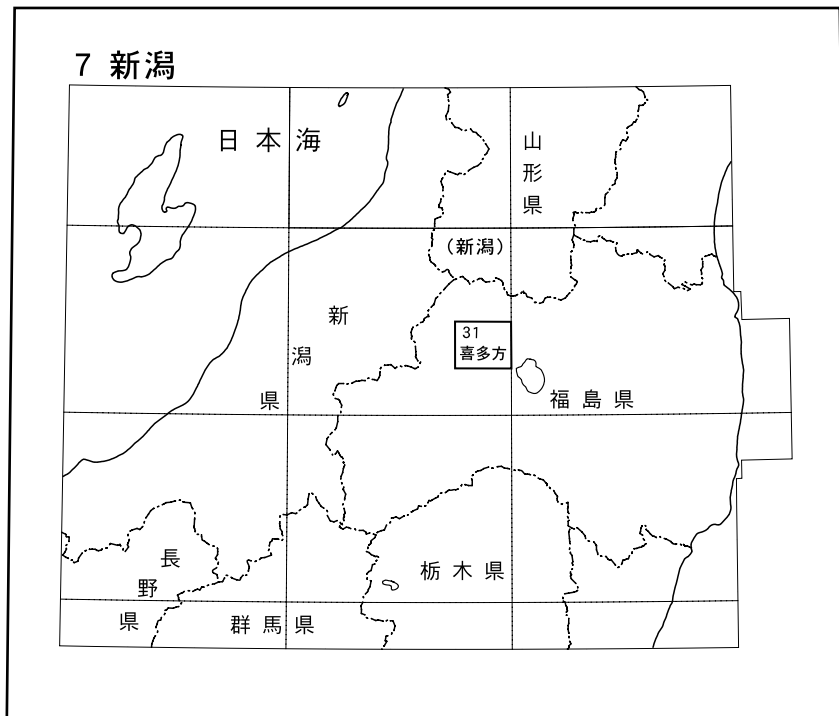
喜 多 方 地 域 の 地 質

山元孝広・吉岡敏和・牧野雅彦・住田達哉

平 成 18 年

独立行政法人 産業技術総合研究所
地質調査総合センター

位置図



() は1:200,000図幅名

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

7-20 大日岳 Dainichi Dake NJ-54-28-6 (未刊行, unpublished)	7-21 熱塩 Atsushio NJ-54-28-2 (未刊行, unpublished)	7-22 吾妻山 Azuma Yama NJ-54-22-14 (未刊行, unpublished)
7-30 野沢 Nozawa NJ-54-28-7 (未刊行, unpublished)	7-31 喜多方 Kitakata NJ-54-28-3 (2006)	7-32 磐梯山 Bandai San NJ-54-22-15 (未刊行, unpublished)
7-41 宮下 Miyashita NJ-54-28-8 (2004)	7-42 若松 Wakamatsu NJ-54-28-4 (1992)	7-43 猪苗代湖 Inawashiro Ko NJ-54-22-16 (未刊行, unpublished)

喜多方地域の地質

山元孝広 *・吉岡敏和 **・牧野雅彦 ***・住田達哉 ***

地質調査総合センター（旧地質調査所）は、1882年の創立以来、わが国の国土の地球科学的実態を示すため、様々な縮尺の地質図を出版してきた。それらのうち5万分の1地質図幅は基礎的な地質情報を網羅した基本地質図である。1955年以降は1:75,000の縮尺を1:50,000に改め、現在に至っている。

「喜多方」図幅地域の地質調査は、平成2～5年度に実施された。段丘堆積物と活構造を吉岡が、それ以外を山元が担当した。重力測定は牧野・住田が担当し、平成14～16年度に実施された。

（平成17年度稿）

所 属

* 深部地質環境研究センター

** 活断層研究センター

*** 地質情報研究部門

Keywords : geologic map, 1:50,000, Kitakata, Fukushima, Aizu Basin, Miocene, Pliocene, Pleistocene, Holocene, Higashiomata Formation, Ninosawa Formation, Yuzuritōge Formation, Shiotsubo Formation, Fujitōge Formation, Izumi Formation, Nanaorezaka Formation, Tōdera Formation, Nekoma Volcano, Bandai Volcano, Numazawa Volcano, pyroclastic flow deposit, active fault

目 次

第1章 地 形	1
1.1 山地・丘陵の地形	1
1.2 低地・段丘の地形	2
1.3 変動地形	5
第2章 地質概説	6
2.1 研究史	7
2.2 層 序	7
第3章 新第三系中部中新統	11
3.1 東尾岐層	11
3.2 二の沢層	12
3.3 譲峠層	12
第4章 新第三系上部中新統及び鮮新統	15
4.1 塩坪層	16
4.2 藤峠層	18
4.3 和泉層	22
第5章 第四系下部更新統	25
5.1 七折坂層	25
5.2 猫魔火山噴出物	31
第6章 第四系中部更新統	34
6.1 塔寺層	34
6.2 砂子原-久保田火砕物	34
6.3 砂子原-久保田火砕物起源のラハール堆積物	36
6.4 古期地すべり堆積物	38
第7章 第四系上部更新統及び完新統	39
7.1 金川山岩屑なだれ堆積物	39
7.2 古期火山麓扇状地堆積物	39
7.3 中位段丘堆積物及び沼沢-水沼火砕物起源のラハール堆積物	40
7.4 水沼火砕堆積物	40
7.5 翁島岩屑なだれ堆積物	41
7.6 磐梯-葉山1火砕流堆積物	42
7.7 新期火山麓扇状地堆積物	44
7.8 低位段丘堆積物	44
7.9 沼沢-沼沢湖火砕堆積物	46
7.10 沼沢湖火砕物起源のラハール堆積物	47
7.11 最低位段丘堆積物	48
7.12 新期地すべり堆積物	49
7.13 山麓緩斜面堆積物	50
7.14 沖積層	50
第8章 活断層	51
8.1 会津盆地西縁断層帯	51
8.2 会津盆地東縁断層帯	52
8.3 地震活動	53
第9章 重力構造	54
第10章 応用地質	55
10.1 地下資源	55

10.1.1 金鉱床	55
10.1.2 石膏鉱床	55
10.1.3 骨材	55
10.2 温泉・地下水	55
文献	56
Abstract	59

図・表目次

第 1.1 図 福島県会津地域の地形陰影図	1
第 1.2 図 会津盆地周辺の接峰面図	2
第 1.3 図 背あぶり高原から望む会津盆地、西側丘陵とその背後の飯豊山地	3
第 1.4 図 会津若松市街と背後の盆地東側丘陵	3
第 1.5 図 会津盆地から見た猫魔火山	4
第 1.6 図 本地域西部、只見川沿いの段丘地形	4
第 1.7 図 本地域周辺の活断層分布図	5
第 2.1 図 会津地域の地質概略図	6
第 2.2 図 「喜多方」図幅の地質総括図	7
第 2.3 図 会津盆地の新第三系・第四系と会津カルデラ火山群との対比図	8
第 2.4 図 「喜多方」図幅及び周辺地域の第四系層序表	9
第 2.5 図 「喜多方」・「若松」図幅地域の段丘の対比	10
第 3.1 図 河東町甘石山地区 48MAHA-1 号のボーリング柱状図	11
第 3.2 図 水冷破碎を受けた二の沢層デイサイト溶岩	13
第 3.3 図 二の沢層デイサイト溶岩の縁辺相	13
第 4.1 図 会津盆地西縁丘陵の地質略図	15
第 4.2 図 塩坪層・藤峠層の岩相柱状図	17
第 4.3 図 塩坪層下部の岩相	18
第 4.4 図 塩坪層・藤峠層の相対的海水準変動曲線	19
第 4.5 図 藤峠層下部の岩相	20
第 4.6 図 和泉層の岩相柱状図	22
第 4.7 図 和泉層河川堆積物の岩相	23
第 4.8 図 和泉層の河川流路堆積物	23
第 5.1 図 七折坂層の岩相柱状図	25
第 5.2 図 七折坂層の河川流路堆積物	26
第 5.3 図 七折坂層の高密度洪水流堆積物 (1)	27
第 5.4 図 七折坂層の高密度洪水流堆積物 (2)	27
第 5.5 図 弱溶結した隈戸火砕流堆積物	28
第 5.6 図 白河火砕流群と給源火山体の層序関係	28
第 5.7 図 浸食された隈戸火砕流堆積物を覆う芦野火砕流堆積物	29
第 5.8 図 七折坂層上部の河川堆積物に挟まれる南倉沢火砕流堆積物	30
第 5.9 図 七折坂層上部の河川堆積物に挟まれる西郷火砕流堆積物	30
第 5.10 図 白河火砕流群の分布	33
第 6.1 図 七折坂層を不整合に覆う塔寺層 (1)	35
第 6.2 図 七折坂層を不整合に覆う塔寺層 (2)	35
第 6.3 図 砂子原カルデラから噴出したテフラ群の層序	36
第 6.4 図 久保田火砕物起源のラハール堆積物	38
第 7.1 図 中位段丘堆積物とこれを直接覆う水沼火砕物起源のラハール堆積物	41
第 7.2 図 沼沢-水沼ユニット II 降下火砕堆積物の分布等層厚線	42
第 7.3 図 翁島岩屑なだれ堆積物及び磐梯-葉山 1 火砕流堆積物の分布	43

第 7.4 図	翁島岩層なだれ堆積物の岩塊相	44
第 7.5 図	新期火山麓扇状地堆積物の露頭	45
第 7.6 図	沼沢湖火砕物起源のラハール堆積物に覆われる埋没低位段丘堆積物	45
第 7.7 図	埋没した低位 I 段丘堆積物とそれを削り込む最低位 I 段丘堆積物	46
第 7.8 図	沼沢-沼沢湖ユニット II 降下火砕堆積物の分布等層厚線	47
第 7.9 図	沼沢-沼沢湖ユニット III・IV 降下火砕堆積物の分布等層厚線	48
第 7.10 図	沼沢湖火砕物起源のラハール堆積物 (1)	49
第 7.11 図	沼沢湖火砕物起源のラハール堆積物 (2)	49
第 7.12 図	最低位 II 段丘堆積物	50
第 8.1 図	塔寺トレンチに現れた地層の傾斜	52
第 8.2 図	会津地震の際に形成された堰き止め湖	53
第 9.1 図	「喜多方」図幅の重力異常図	54
第 3.1 表	二の沢層の浮遊性有孔虫化石	14
第 3.2 表	二の沢層の石灰質ナノ化石	14
第 3.3 表	二の沢層の底生有孔虫化石	14
第 4.1 表	上部中新統-中部更新統の岩相コード	16
第 4.2 表	上部中新統-中部更新統の岩相組み合わせ	17
第 4.3 表	藤峠層・和泉層火砕流堆積物のジルコン・フィッシュオントラック年代	21
第 5.1 表	七折坂層・塔寺層の植物化石	31
第 5.2 表	七折坂層・塔寺層火砕流堆積物のジルコン・フィッシュオントラック年代	32
第 6.1 表	「喜多方」図幅地域周辺に分布する中期更新世-完新世火砕堆積物の特徴	37
第 7.1 表	旧期火山麓扇状地堆積物中の植物化石	40
第 7.2 表	中位段丘堆積物中の植物化石	40
第 10.1 表	本地域の温泉一覧	55
Fig. 1	Simplified geologic map of the Aizu region.	60
Fig. 2	Summary of geology in the Kitakata district.	61
Fig. 3	Stratigraphy of the Shirakawa Pyroclastic Flow Deposits.	62
Fig. 4	Summary of Quaternary strata in the Kitakata districts.	63

第1章 地 形

(吉岡敏和)

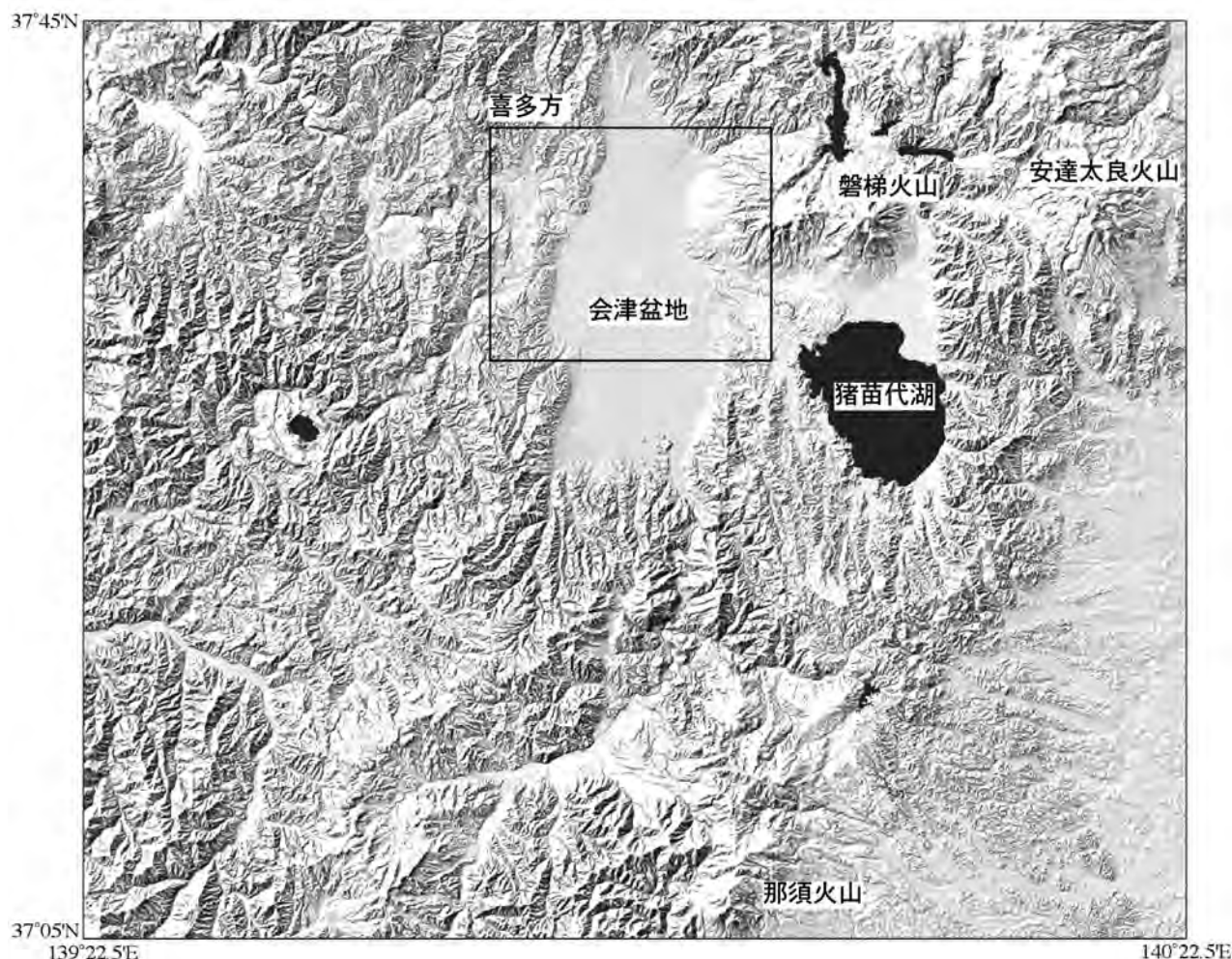
「喜多方」図幅地域は、東経139° 45′-140° 0′, 北緯37° 30′-37° 40′日本測地系（東経139° 44′ 48″ 1-139° 59′ 48″ 1, 北緯37° 30′ 10″ 9-37° 40′ 10″ 9世界測地系）の範囲に相当し、行政的には福島県の喜多方市、会津若松市、耶麻郡山都町、塩川町、磐梯町、北塩原村、高郷村、河沼郡会津坂下町、柳津町、河東町、湯川村、大沼郡新鶴村に属する。

本地域は東北脊梁山地の南端部に当たり、会津盆地の北部とその東西両側の山地が含まれる（第1.1及び1.2図）。周辺には、北西に標高2,000 m級の飯豊山地が（第1.3図）、東には磐梯・吾妻の両火山が、南方には那須火山がそびえる。会津盆地は南北約30 km、東西約12 kmの構造性的内陸盆地である。盆地の東側には第四紀

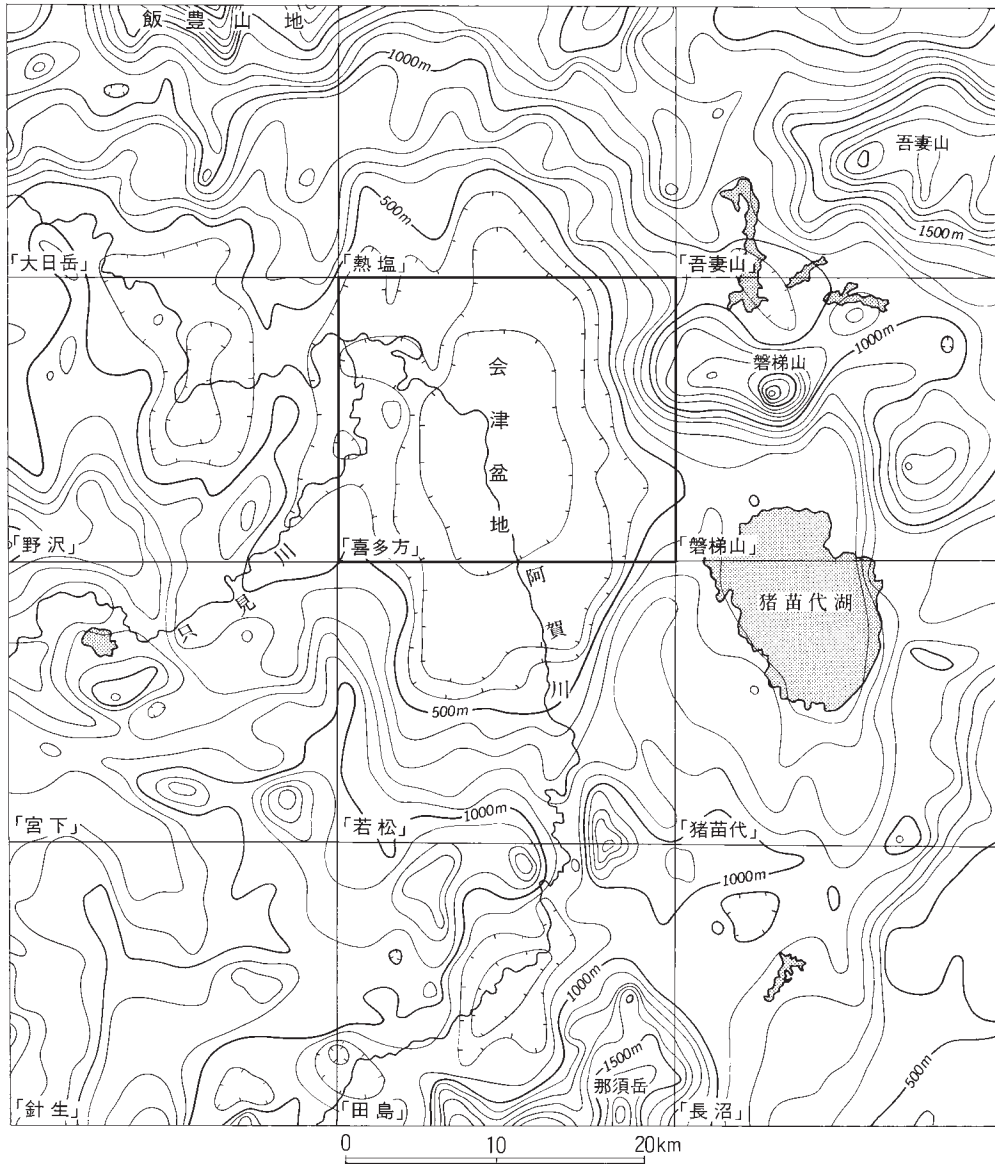
中期更新世の火山である猫魔火山が位置し、その山麓には扇状地が広がっている（第1.4及び1.5図）。盆地の西側は、活断層である会津盆地西縁断層系を挟んで、丘陵が連なる。

1.1 山地・丘陵の地形

本図幅地域の山地及び丘陵は、会津盆地を挟んで地域の東西両側に分かれて分布する。盆地の東側には猫魔火山が位置する（第1.4図）。猫魔火山は標高1,404.0 mの猫魔ヶ岳を最高峰とする安山岩質の成層火山で、その中央にはカルデラ湖である雄国沼が位置する。火山体は開析が進み、特に図幅範囲に当たる西側斜面には深い谷が



第1.1図 福島県会津地域の地形陰影図
国土地理院数値地図50 mメッシュ（標高）から数値地図ビューアを使って作成。



第 1.2 図 会津盆地周辺の接峰面図
 等高線は 2 km メッシュの接峰面を示す。間隔は 100 m. 山元・吉岡 (1992) による。

刻まれ、山麓には扇状地が形成されている。

猫魔火山の北側の山地は北方の比較的急峻な山地に連続するが、本地域内では北塩原村大久保付近に大規模な地すべり地形が見られる。猫魔火山の南側には、日橋川に沿って多数の孤立小丘（流れ山）が分布するが、これは磐梯山の崩壊による^{おきなじま}翁島岩層なだれ堆積物を作る地形である。そのさらに南側は、南に向かって高度を上げ、会津若松市東部の背あぶり高原に連続する山地である。

盆地の西側には、標高 300-400 m の丘陵が分布する（第 1.3 図）。丘陵は阿賀川によって分断され、その北側と南側で地形はやや異なっている。阿賀川の北側の丘陵はシルト岩・砂岩を主体とする和泉層からなるため、小規模な地すべり地形が多く見られる。これに対し南側の丘陵は礫層を主とする^{ななおれまが}七折坂層上部からなるため、谷頭浸食による細かい枝谷が発達する。また、丘陵の頂部

には、塔寺層の基底面にほぼ連続する小起伏面が認められ、浸食面と考えられる。

1.2 低地・段丘の地形

会津盆地には、盆地の南東から大川（阿賀川）が、盆地の南西からは宮川が、盆地の東からは猪苗代湖を流域に持つ日橋川が、盆地の北からは濁川が流入し、それぞれ盆地の出口に近い本図幅地域中央付近で合流して、阿賀川として盆地から流出している。阿賀川は会津盆地から流出する唯一の河川で、本図幅地域南方の福島栃木県境付近に源を発し、北流して会津盆地に流入した後、西北西に流れ、新潟市東部で日本海に注ぐ。なお、河川の名義としては、新潟県内では阿賀野川と呼ばれる。会津盆地の内部は、主に低位段丘面及び沖積面からなる。盆



第 1.3 図 背あぶり高原から望む会津盆地，西側丘陵とその背後の飯豊山地
盆地と西側丘陵との境界に活断層である会津盆地西縁断層帯が位置している。飯豊山地は足尾帯のジュラ紀付加コンプレックスと白亜紀深成岩からなる。山地の盆地に対する隆起は 3 Ma 頃から始まった。



第 1.4 図 会津若松市街と背後の盆地東側丘陵
本郷町羽黒山（「若松」図幅内）から北北東を望む。市街地の東には北北東-南南西方向の直線状の崖線が連続し，この崖に沿って前期更新世の白河火砕流堆積-物群が西に急傾斜している。ただし，この崖は写真の北（左）には連続せず，後期更新世の猫魔火山麓扇状地堆積物や翁島岩屑なだれ堆積物が変形を受けることなく分布している。写真奥は猫魔ヶ岳（1,404.0 m）と大磐梯山（1,818.6 m）。

地の最低点の標高は約 170 m で，極めて低平である。盆地内部には，沼沢湖火砕流以降の完新世の段丘面が分布するが，これらと沖積面との比高はわずか数 m 程度である。また，盆地内を北流する阿賀川と宮川に沿って

は自然堤防が見られる。なお阿賀川は，天文 5 年（1536 年）6 月 28 日の大洪水「白髭の水」以前は，盆地南端の会津本郷町付近より北西に流れ，現在の宮川～旧宮川の流路を通して北流していたことが記録に残されている



第 1.5 図 会津盆地から見た猫魔火山

塩川町山王橋付近から東方を望む。左右のなだらかなスカイラインは、火山体の原地形面にほぼ等しい。左端（北）の山頂が雄国山（1,271.2 m）、右端（南）の山頂が古城ヶ峰（1,287.8 m）で、最高峰の猫魔ヶ岳は稜線に隠れている。背後の山は大磐梯山（1,818.6 m）。雄国山-古城ヶ峰間には西に開いた深い谷があり、山麓部には扇状地が広がっている。

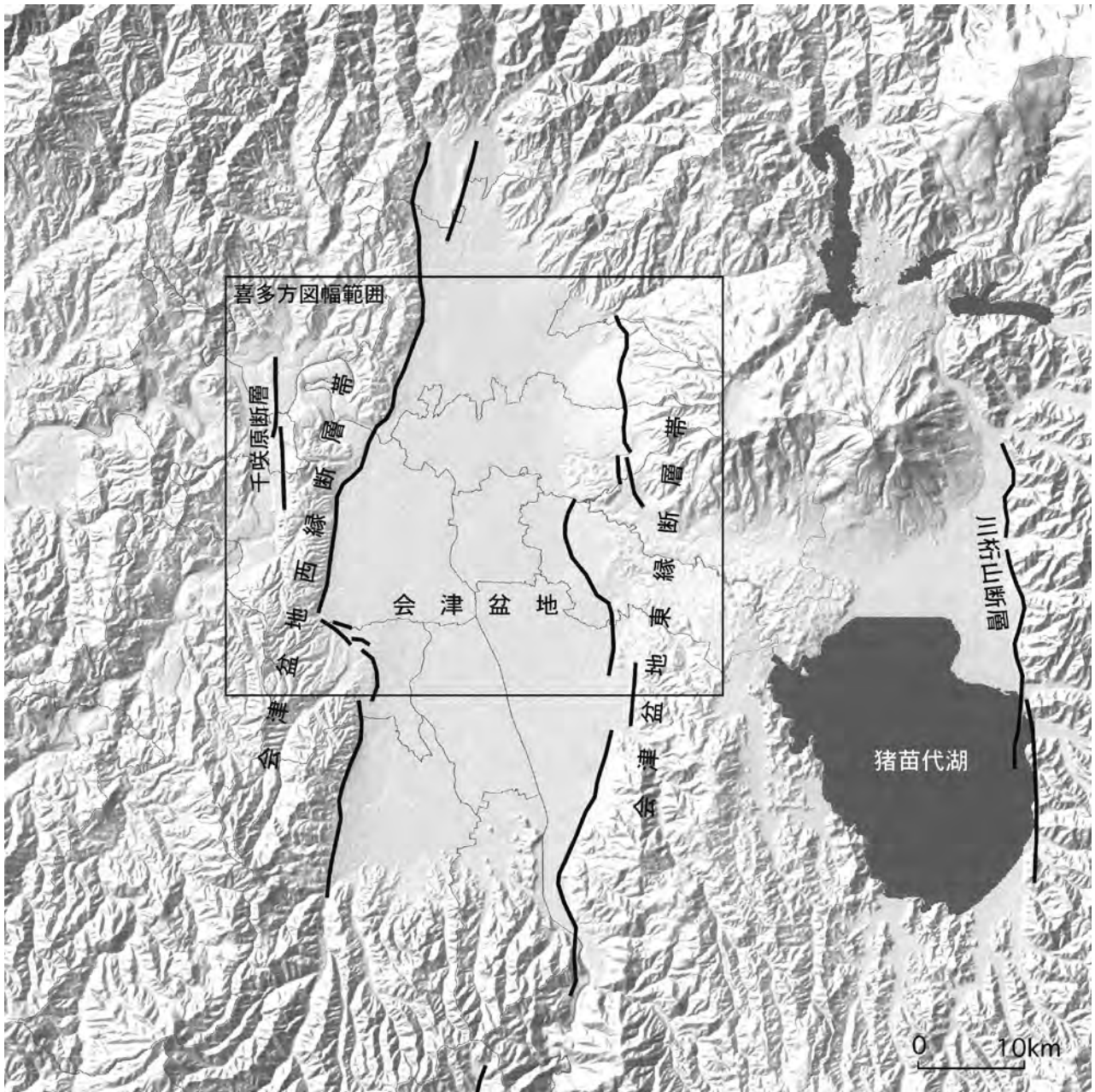


第 1.6 図 本地域西部，只見川沿いの段丘地形
会津坂下町・高郷村境界の高寺山より北西を望む。

（平山，1969）。阿賀川は、会津盆地の出口から丘陵を開析して流れる部分では、数段の段丘を形成しながら著しく蛇行して流れていたが、大正 8 年起工の河川改修工事（泡の巻・土掘・袋原捷水路工事）により比較的直線

的な流路に改められている。その後も宮川放水路開削工事、湯川放水路開削工事、日橋川捷水路工事が次々と着手され、河川改修は本稿執筆時にも続けられている。

本図幅地域の西端には、丘陵を開析して只見川が北流



第 1.7 図 本地域周辺の活断層分布図
産業技術総合研究所活断層データベースに基づいて作成。

しており、図幅地域北西部の山都町館原付近で阿賀川に合流している。只見川に沿っては数段の河岸段丘が発達しており（第 1.6 図）、そのうち最も広い面積を占めるものは、紀元前 3400 年頃の沼沢湖火砕流の二次ラハール堆積物を作る段丘面である。只見川沿いでは、さらにこの段丘面を開析して 3 面の完新世の段丘が分布する。

1.3 変動地形

会津盆地の西縁には、活断層である会津盆地西縁断層帯が位置し、盆地と西側丘陵との境界をなしている（第 1.7 図）。断層線はやや屈曲しながらほぼ南北に延び、

線上には新期の活動を示す断層変位地形が見られる。阿賀川の北側の喜多方市慶徳町豊岡付近では、低位 I 段丘にふくらみ変形と逆向きの低崖が見られる。阿賀川の南側の会津坂下町塔寺付近では、比高数 m の低断層崖が認められる。また、新鶴村鶴野辺付近では、中位 I 段丘面に撓曲変形が認められる。この活断層の活動性等については第 8 章で詳しく述べる。

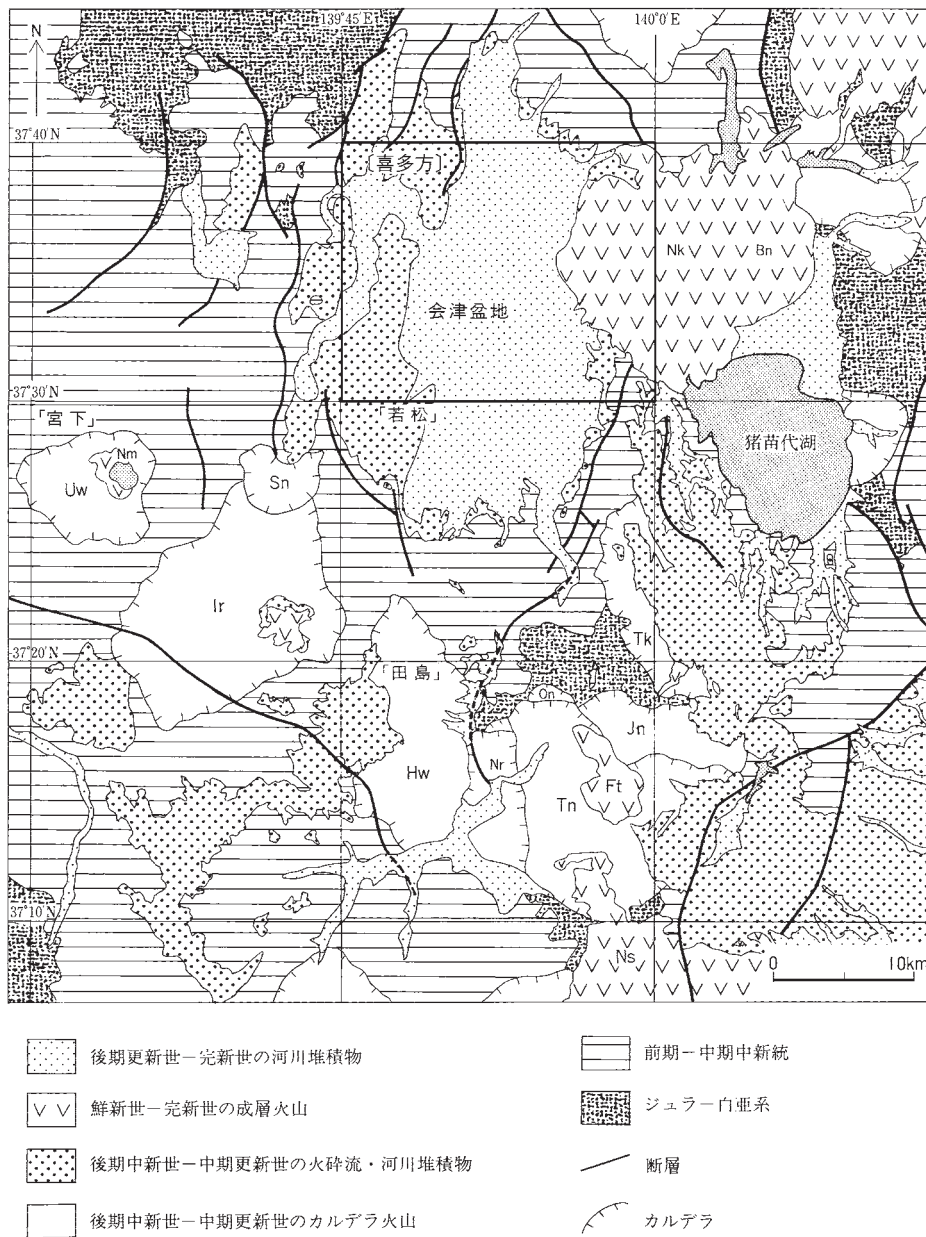
会津盆地東縁にも盆地を限る断層が存在するとの指摘がある（池田ほか編，2002）が、猫魔火山及び翁島岩屑なだれ堆積物等に覆われて、顕著な断層地形は認められない。

第2章 地質概説

(山元孝広・吉岡敏和)

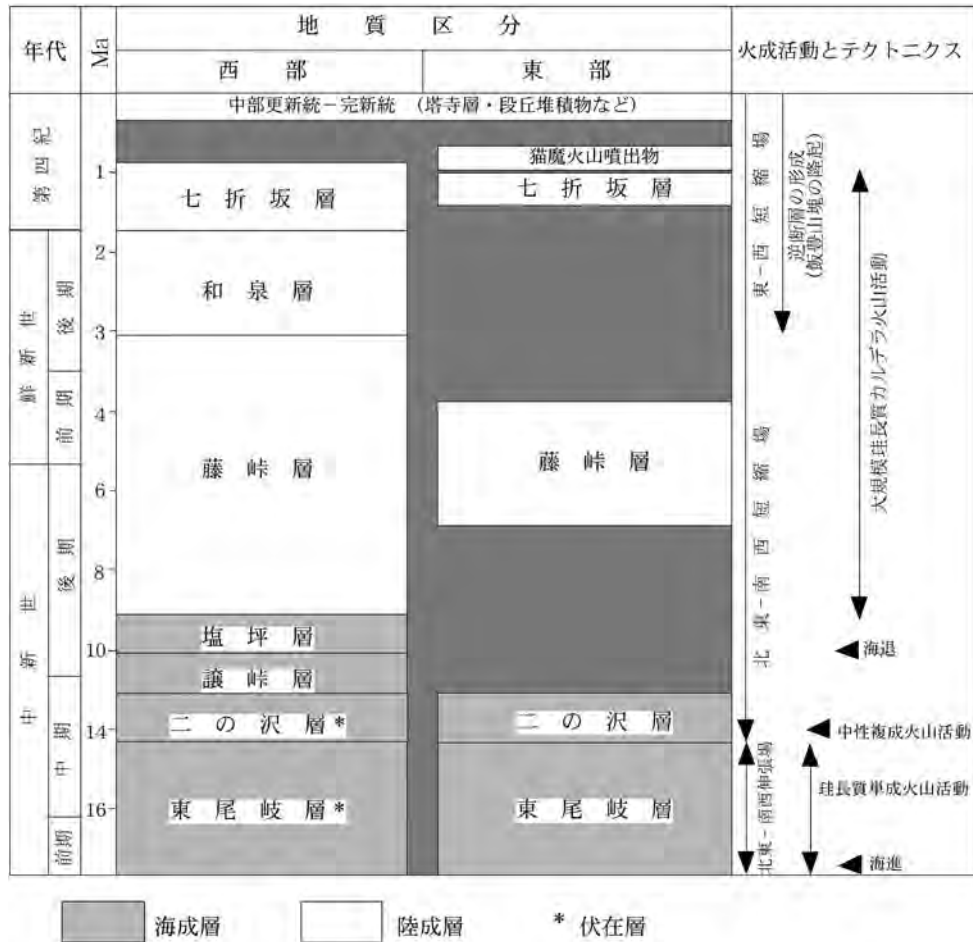
「喜多方」図幅は、東北本州弧南部の内陸山間盆地である会津盆地の北半分に位置し、その地質構造は盆地東西両縁部の逆断層系に支配されている(第2.1図)。すなわち、中期更新～完新世の河川堆積物で現在埋積されている会津盆地に対し、東西の両丘陵・山地が相対的に

隆起する構造が発達している。盆地を取り囲む丘陵及び山地には、中期中新世の海成層・後期中新世～中期更新世の河川及び火砕流堆積物が分布する(第2.1図)。特に、盆地西縁の逆断層は、活動度がA級に及ぶと推定される活断層であり、江戸時代の1611年には、本断層沿い



第2.1図 会津地域の地質概略図

Bn = 磐梯火山, Ft = 二岐山火山, Hw = 桧和田カルデラ, Ir = 入山沢カルデラ, Jn = 城ノ入沢カルデラ, Nk = 猫魔火山, Nm = 沼沢火山, Nr = 成岡カルデラ, Ns = 那須火山, On = 小野カルデラ, Sn = 砂子原カルデラ, Tk = 高川カルデラ, Tn = 塔のへつりカルデラ, Uw = 上井草カルデラ. 山元(1999a)による.



第2.2図 「喜多方」図幅の地質総括図

でM6.9の会津地震が発生した(寒川, 1987)。また, 図幅地域の南東部には江戸時代に栄えた石ヶ森金山があったが, 今は廃山となっている。

2.1 研究史

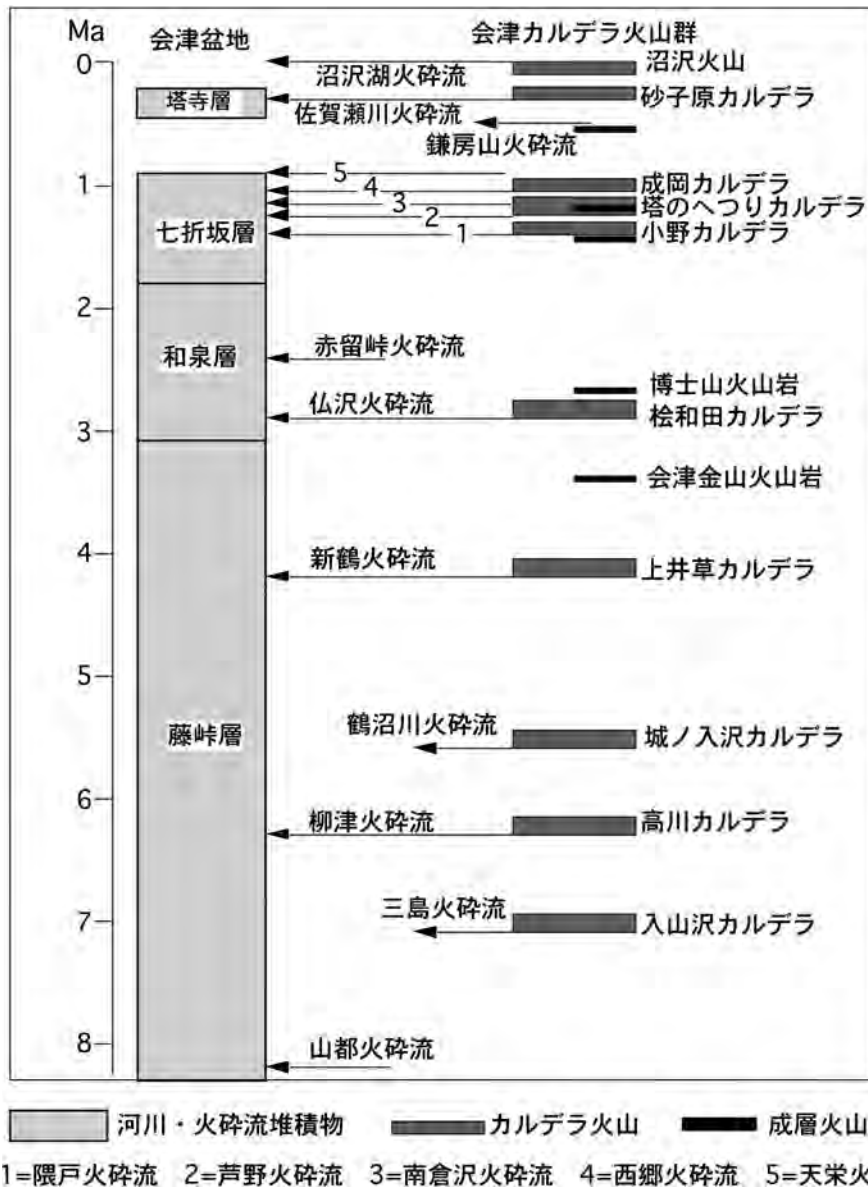
会津盆地周辺の地質層序は, 鈴木敬治らの初期の研究(鈴木, 1951, 1964; 鈴木・吉田, 1956)や金属鉱業事業団の広域地質調査「東会津」(通産省, 1971, 1972, 1973, 1974), 福島県の地質図幅調査(鈴木ほか, 1968, 1972, 1973, 1977a, 1977b)を通じて明らかにされてきた。層序の大枠は, これらの調査・研究でほぼ確立している。これ以外では, 後期新生代の会津地域の構造発達史をまとめた鈴木ほか(1977a, 1977b), 第四紀の植物化石群をまとめた鈴木ほか(1990), 上部中新統~更新統の古地磁気を扱ったManabe(1980), 真鍋・芳賀(1982), 真鍋ほか(1987)の研究がある。海成の中部中新統の化石年代層序については, 本図幅地域を含む会津盆地周辺のものが相田ほか(1998)により系統的に再検討されている。中部中新統の年代論については, 本報もこれに従った。

地質調査総合センター(旧地質調査所)で実施した会

津地域の図幅調査は, 南隣の「若松」図幅(山元・吉岡, 1992)を皮切りに, 「田島」図幅(山元, 1999a), 「宮下」図幅(山元・駒澤, 2004)が既に出版されている。また, 図幅調査の成果として, 会津地域の後期中新世-鮮新世のカルデラ火山群を扱った山元(1991, 1992a), 本図幅地域に分布する中期更新世~完新世の火山噴出物を扱った山元(1992b), 山元(1995), 山元・須藤(1996), 山元(1999b), 山元(2003)がある。

2.2 層序

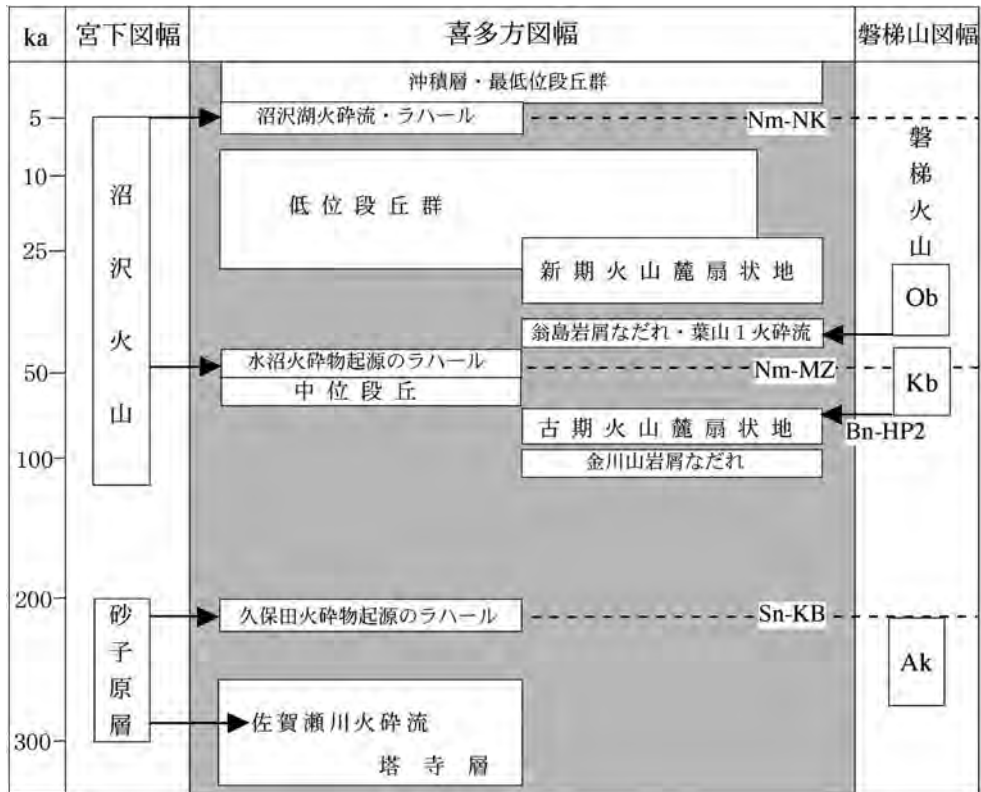
本地域周辺の海成中新統は, 下位から東尾岐層・二の沢層・讓峠層・塩坪層に区分される(第2.2図; 山元・吉岡, 1992)。これらの地層は鈴木(1964)の山郷層群・門田層群に相当し, 盆地の周辺の丘陵~山地に分布する。東尾岐層は流紋岩の溶岩及び火砕岩を主とし砂岩・泥岩・玄武岩火砕岩を伴う海成層である。東尾岐層の最大層厚は1,500 mに達し, 当時の伸張応力場で形成された凹地形を埋めている。二の沢層は, 砂岩及び泥岩を主とし安山岩・デイサイト・流紋岩の火砕岩及び溶岩を伴う中期中新世前期から中期(15~13 Ma)の海成層であるが, 本図幅地域では安山岩は分布しない。その層厚は約200



第 2.3 図 会津盆地の新第三系・第四系と会津カルデラ火山群との対比図
 会津盆地では河川堆積物を主とする藤峠・和泉・七折坂・塔寺層が連続して堆積しており、これらの累層中には盆地の南～南西にある会津カルデラ火山群から噴出した火砕流堆積物（矢印）が挟まれている。各カルデラの位置は第 2.1 図を参照のこと。

m である。藤峠層は、層厚約 150 m の泥岩及び流紋岩火砕岩の互層からなり、中中新世後期（13～10 Ma）の海進が最も進んだ時期の沖浜堆積物である。塩坪層は、礫岩・砂岩・泥岩の互層からなる後中新世前期（10～9 Ma）のデルタ堆積物（層厚約 100 m）で、西方の日本海側に向かってオンラップした。
 後中新世～中期更新世の藤峠層・和泉層・七折坂層・塔寺層は、カルデラ外流出火砕流堆積物と河川堆積物からなる陸成層である（第 2.3 図；山元，1992a）。これらの地層は鈴木（1964）の山都層群に相当する。後中新世～鮮新世の藤峠層は盆地西縁丘陵で塩坪層を整合に覆うが、東縁丘陵では二の沢層以下の地層を不整合で覆っ

ている。同層の柳津火砕流堆積物は 6.5～6.3 Ma に南隣「若松」図幅地域の高川カルデラ（山元・吉岡，1992）から噴出したものである。また、同層の新鶴火砕流堆積物は 4.2～4.1 Ma に南西隣「宮下」図幅地域西部の上井草カルデラから噴出したものである。鮮新世の和泉層基底部の仏沢火砕流堆積物は、3.0～2.9 Ma に「若松」・「田島」図幅地域の桧和田カルデラ（山元・吉岡，1992；山元，1999a）から噴出したものである。和泉層の主要部分は主に盆地西縁丘陵に分布し、砂岩・泥岩の互層からなる河川堆積物が卓越する。盆地西縁丘陵で、これを整合に覆う前期更新世の七折坂層は、礫質の河川堆積物が主体で、下位から隈戸・芦野・南倉沢・西郷・



第 2.4 図 「喜多方」図幅及び周辺地域の第四系層序表

Ak = 赤埴山体 (磐梯火山古期山体), Kb = 小磐梯山体, Ob = 大磐梯山体, Bn-HP2 = 磐梯-葉山 2 降下火砕物, Nm-MZ = 沼沢-水沼降下火砕物, Nm-NK = 沼沢-沼沢湖降下火砕物, Sn-KB = 砂子原-久保田降下火砕物.

天栄火砕流堆積物を挟んでいる (第 2.3 図; 山元, 1992a; 山元・吉岡, 1992). ただし, 盆地東縁丘陵の七折坂層では, 河川堆積物の発達が悪く, 火砕流堆積物の占める割合が大きい. これらの火砕流堆積物は本図幅地域の南南東方の白河周辺に分布する白河火砕流堆積物群 (吉田・高橋, 1991) と同じものであり, その南の延長は栃木県の喜連川丘陵でも確認されている (小池ほか, 1985). 放射年代値や層序関係からみて, 隈戸火砕流堆積物は 1.4 Ma 前後, 芦野火砕流堆積物は 1.4 ~ 1.2Ma, 南倉沢火砕流堆積物は 1.2 ~ 1.0 Ma, 西郷火砕流堆積物は 1.0 Ma 前後, 天栄火砕流堆積物は 1.0 ~ 0.9 Ma に噴出したものである (山元, 1999a). また, 天栄火砕流堆積物が正帯磁であるほかは, いずれの堆積物も逆帯磁している. これらの火砕流堆積物の給源は, 会津盆地の南縁山地, 「田島」・「長沼」図幅地域内にあり, 隈戸火砕流は小野カルデラ, 芦野・南倉沢火砕流は塔のへつりカルデラ, 西郷火砕流は成岡カルデラから噴出した. 前期更新世の猫魔火山は, 本図幅地域の東部に位置し, その噴出物は七折坂層を不整合に覆っている.

中期更新世の塔寺層は盆地西縁丘陵に分布し, 七折坂層を不整合に覆う. 本層は, 礫・砂質の河川堆積物と約 0.29 Ma の佐賀瀬川火砕流堆積物からなる. 佐賀瀬川火砕流堆積物は, 南西隣「宮下」図幅地域北東部の砂子原

カルデラから噴出したものである (第 2.3, 2.4 図; 山元, 1992b; 山元・須藤, 1996). 只見川と阿賀川の合流部には, 同カルデラから約 0.22 Ma に噴出した久保田火砕流 (山元・須藤, 1996; 山元・駒澤, 2004) 起源のラハール堆積物が分布している.

後期更新世の金川山岩屑なだれ堆積物は, 猫魔火山体の西斜面で 8 ~ 10 万年前頃に発生した大規模な斜面崩壊の産物である. 金川山岩屑なだれ堆積物の初生的な堆積地形は一部を残して失われおり, 直後に形成された古期火山麓扇状地堆積物と共に厚さ 2 m 程度の風成層に覆われる. 中位段丘堆積物は図幅地域西部の只見川沿いと南西部の新鶴村に分布し, 礫質の河川堆積物とこれを直接覆う沼沢-水沼火砕物の降下堆積物やラハール堆積物からなる. したがって, 中位段丘の離水年代は約 4.5 万年前となる. 図幅地域南東部の日橋川沿いに分布する翁島岩屑なだれ堆積物と磐梯-葉山 1 火砕流堆積物は, 東隣「磐梯山」図幅地域の磐梯火山で約 4.2 万年前に発生したセントヘレンズ型山体崩壊とプリニー式噴火の産物である (第 2.4 図). 会津盆地内と只見川沿いには, 最終氷期末に形成された低位段丘相当層が広がっているはずであるが, 紀元前 3400 年頃に発生した沼沢湖火砕物起源のラハール堆積物に被覆され, 地表にはあまり露出しない. 盆地内にはこのラハール堆積物を開析した最

鈴木ほか (1972, 1973)			柳田 (1979)	「若松」地域 山元・吉岡 (1992)		「喜多方」地域 本報告	示標テフラ
会津盆地南東縁	会津盆地西縁	長井		阿賀川	佐賀瀬川		
			吉木面	低位Ⅴ段丘		最低位Ⅳ段丘	Nm-NK
			山都面群	低位Ⅳ段丘		最低位Ⅲ段丘	
				低位Ⅲ段丘		最低位Ⅱ段丘	
			三津合面	低位Ⅱ段丘		最低位Ⅰ段丘	
			沼沢面			沼沢湖火砕物 ラハール面	
			坂下面	低位Ⅰ段丘		低位Ⅰ段丘	
院内層	立石田層	長井Ⅲ面	野沢面	中位Ⅱ段丘	低位Ⅰ段丘	低位Ⅰ段丘	AT
				中位Ⅰ段丘			
南原層	入田沢層	長井Ⅱ面	徳沢面		中位Ⅱ段丘		Nm-MZ
		長井Ⅰ面	柴崎面		中位Ⅰ段丘	中位段丘	
				高位Ⅱ段丘			Sn-KB
		長井0面	西平面	高位Ⅰ段丘		久保田火砕物 ラハール面	

第 2.5 図 「喜多方」・「若松」図幅地域の段丘の対比

AT = 始良 Tn 火砕物, Nm-NK = 沼沢-沼沢湖火砕物, Nm-MZ = 沼沢-水沼火砕物, Sn-KB = 砂子原-久保田降下火砕物.

低位段丘堆積物と河川沿いの沖積層が広がっている。

本報告の段丘区分と従来の区分との対比を第 2.5 図に示す。阿賀川上流の会津若松市上三寄において、「若松」図幅（山元・吉岡，1992）で中位Ⅰ段丘堆積物としたものから始良 Tn テフラ（AT）が発見されたため、この

中位Ⅰ段丘は定義により低位Ⅰ段丘と訂正している。これに従い、山元・吉岡（1992）の段丘区分は、佐賀瀬川沿いの段丘を除いて、第 2.5 図に示す通りそれぞれ訂正される。

第3章 新第三系中部中新統

(山元孝広)

本図幅地域内の中部中新統は南東縁、北東縁、北西縁に分かれてわずかに地表に露出する。しかし、中央部の盆地下には広く伏在しており、地下では分布が連続している。中部中新統はすべて海成で、火山岩の占める割合が大きい。

3.1 東尾岐層 (Hv, Hr, Hs, H)

本層は会津盆地南縁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。本図幅地域には、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 会津高田町東尾岐周辺から勝負沢源流にいたる地域 (「若松」図幅地域内)。

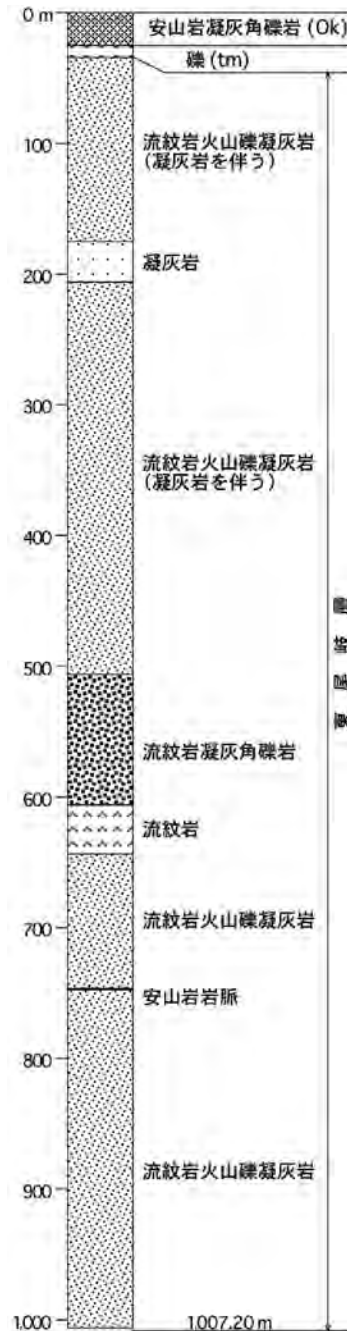
分布・構造 本図幅地域南東部の丘陵地に、会津盆地南縁山地から連続する本層が分布する。北東部の北塩原村大塩付近にも本層相当がわずかに露出するが、これは北東隣「吾妻山」図幅地域から分布が続く桧原層 (鈴木, 1964) の一部である。両者は猫魔火山噴出物に覆われ分布が地表で途切れるものの、両者の岩相や層準は一致しており、地下では連続していると判断される。本図幅では、大塩付近のものも、便宜上、東尾岐層としておく。

層序関係 南隣「若松」図幅地域では、本層は前期中新世の闇川層を整合に覆い、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。本図幅地域南東部の河東町甘石山の構造ボーリング 48 MAHA-1でも、地下1,007.2 mで本層 (原著では面川層と上三寄層) の基底に達していない (第3.1図; 通産省, 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) や細粒砂岩・泥岩 (Hs) を伴う。模式地周辺ではさらに玄武岩火砕岩を伴うが、本図幅地域内には会津若松市の不動川沿いの1露頭で確認できるだけであるので地質図には示していない。周辺地域の化石の産出から、ほとんどすべて海成であると判断される。構造ボーリング 48 MAHA-1の記載からは、図幅地域南東部の地表に露出する岩相が、地下1,000 mまで連続することが読み取れる (第3.1図; 通産省, 1974)。

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。



第3.1図 河東町甘石山地区 48 MAHA-1 号のボーリング柱状図 (通産省, 1974 を簡略化)

Ok = 翁島岩屑なだれ堆積物, tm = 中位段丘堆積物。

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、周囲の流紋岩火山碎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。会津若松市石ヶ森鉱山では、貫入した流紋岩と周辺の火砕岩が著しい鉱化作用を受けており、金・銅・石膏が採掘されていた。

細粒砂岩・泥岩 (Hs) は、南東部の会津若松市滝沢の不動沢にわずかに分布する。細粒砂岩・泥岩は、生物擾乱を受け、塊状である。

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)。また、本層は南東隣「宮下」図幅地域から「只見」図幅地域に広く分布する滝沢川層 (島田・伊沢, 1969; 山元・駒澤, 2004)、北隣「熱塩」図幅地域の黒岩層・五枚沢層 (鈴木, 1964)、南東隣「猪苗代」図幅地域の檜山層・大久保層 (北村ほか, 1965) に対比される。

3.2 二の沢層 (Ns, Nr)

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前期～中期の海成層で、安山岩及びデイサイト・流紋岩の溶岩・火山碎屑岩を伴っている。

地層名 鈴木 (1964)、鈴木ほか (1986a) の「二の沢層」による。本図幅地域のデイサイト溶岩は、鈴木ほか (1973) では「大仏山流紋岩」と呼ばれ、藤峠層に対比されていた。しかし、この流紋岩溶岩は水底噴出であること、陸成の藤峠層に不整合に覆われることから、二の沢層に含めた。

模式地 福島県耶麻郡山都町沼ノ平付近の二の沢川沿い (北隣「熱塩」図幅内)。

分布・構造 図幅地域北東部の耶麻郡北塩原村大塩付近に分布し、南西の盆地に向かって傾斜する。

層序関係 下位の東尾岐層を整合に覆う。

層厚 模式地での層厚は約 200 m である。

岩相 本図幅地域の二の沢層は、生物擾乱を受けた暗灰色の淘汰の悪い細粒砂岩・泥岩からなる。黒雲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。珪長質

の細粒火山碎屑岩の薄層を、わずかに伴っている。

デイサイト溶岩は、図幅地域北東部の北塩原村大塩川沿いから、北隣「熱塩」図幅地域の喜多方市大仏山周辺の北西-南東方向 10 km の範囲にほぼ連続して分布する。大仏山周辺のもの、斑晶量の少ないガラス質黒雲母流紋岩からなり、真珠状割れ目の発達が良く、「喜多方パーライト」として採掘されていた。しかし、本図幅地域のもは、斜方輝石単斜輝石デイサイトや普通角閃石デイサイト、普通角閃石黒雲母デイサイトからなり、岩種は多様である。普通角閃石黒雲母デイサイトは北塩原村の神楽岩に見られるもので、最大長径 8 mm の斜長石集斑晶に富んでいる。大塩川沿いでは、デイサイト溶岩の大部分が自破碎を被っており、淘汰の悪い単元の火山角礫岩～凝灰角礫岩となっている。デイサイト角礫は、平滑な破断面で囲まれた多面体型のものが多く、一部のものでは内部に表面に垂直な放射状の冷却節理が認められる (第 3.2 図)。また、大塩川沿いの分布の東縁では、火山角礫岩～凝灰角礫岩に粗い成層構造が発達し、自破碎溶岩の縁辺相とみられる (第 3.3 図)。下位の細粒砂岩・泥岩との接触関係は露頭では確認していない。しかしながら、自破碎した溶岩の基質に、未固結の細粒凝灰岩や細粒砂岩・泥岩がまれに取り込まれていることから、これらの碎屑岩を整合的に覆うものと考えている。

化石 本図幅地域の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)、南隣「若松」図幅地域の本層からは海棲貝化石と Blow の N.10～12 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 Blow の N.9～10 下部の有孔虫化石群 (通産省, 1972) が、報告されている。模式地を含む主要ルートの浮遊性有孔虫 (第 3.1 表)、石灰質ナノ化石 (第 3.2 表) 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。さらに、相田ほか (1998) は北塩原村大塩付近の本層から *Uvigerina proboscidea* 群集の底生有孔虫化石を得て (第 3.3 表)、外部垂沿岸帯～上部漸深海帯の古水深を推定している。

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前期から中期 (15～13 Ma) と判断できる (相田ほか, 1998)。また、本層は、南東隣「猪苗代」図幅の堀口層 (北村ほか, 1965) に対比される。

3.3 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砕岩の互層からなる中期中新世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 福島県耶麻郡高郷村^{うらしむぼ}漆窪の阿賀野川沿い、及び西会津町別ノ茶屋東の国道 49 号線切割り (共に西隣



第 3.2 図 水冷破碎を受けた二の沢層デイサイト溶岩
北塩原村大久保の大塩川沿い。多面体型のガラス質デイサイト角礫のみからなり、大型の岩片内部には外形に垂直な放射状の冷却節理が認められる。



第 3.3 図 二の沢層デイサイト溶岩の縁辺相
北塩原村大久保の大塩川沿い。多面体型のガラス質デイサイトからなる角礫岩には、左下がりに粗く成層している。岩片支持で、細粒基質を欠き、大きな岩片が単層上部に集まる逆級化が認められる。水冷破碎を受けた溶岩の前面に形成された崖錐堆積物とみられる。スケールは 2 m.

「野沢」図幅内).

分布・構造 本図幅地域北西縁の山都町船引にわずかに分布する。

層序関係 下位の二の沢層を整合に覆う。

層厚 約 150 m.

岩相 本層は、泥岩と流紋岩火山碎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。泥岩中には黒雲母結晶片や火山ガラス片が多く含まれるものも

第 3.1 表 二の沢層の浮遊性有孔虫化石
産地は耶麻郡北塩原村大塩の大塩川沿
い (相田ほか, 1998).

<i>Globigerina angustiumbilitata</i> Bolli
<i>Globigerina decoraperta</i> Takayanagi & Saito
<i>Globigerina druryi</i> Akers
<i>Globigerina falconensis</i> Blow
<i>Globigerina foliata</i> Bolli
<i>Globigerina praebulloides praebulloides</i> Blow
<i>Globigerina praebulloides pseudociperoensis</i> Blow
<i>Globigerina woodi</i> Jenkins
<i>Globigerina</i> cf. <i>woodi</i> Jenkins
<i>Globigerina</i> spp.
<i>Globigerinella obesa</i> (Bolli)
<i>Globigerinita glutinata</i> (Egger)
<i>Globigerinoides immaturus</i> LeRoy
<i>Globigerinoides trilobus</i> (Reuss)
<i>Globoquadrina venezuelana</i> (Hedberg)
<i>Globorotalia continua</i> Blow
<i>Globorotalia mayeri</i> Cushman & Ellisor
<i>Globorotalia miozea</i> Finlay
<i>Globorotalia peripheroronda</i> Blow & Banner
<i>Globorotalia praemenardii</i> Cushman & Stainforth
<i>Globorotalia praescitula</i> Blow
<i>Globorotalia quinifalcata</i> Saito & Maiya
<i>Globorotalia</i> spp.
<i>Orbulina suturalis</i> Bronnimann
<i>Orbulina universa</i> d'Orbigny
<i>Sphaeroidinellopsis seminulina</i> (Schwager)

第 3.2 表 二の沢層の石灰質ナノ
化石
産地は耶麻郡北塩原村
大塩の大塩川沿い (相
田ほか, 1998).

<i>Calcidiscus leptoporus</i>
<i>Calcidiscus macintyreii</i>
<i>Coccolithus pelagicus</i>
<i>Cyclicargolithus floridanus</i>
<i>Discoaster adamanteus</i>
<i>Discoaster intercalaris</i>
<i>Discoaster variabilis</i>
<i>Helicosphaera californiana</i>
<i>Helicosphaera carteri</i> v. <i>carteri</i>
<i>Lithostromation perdurum</i>
<i>Neosphaera coccolithomorpha</i>
<i>Pontosphaera multipora</i>
<i>Pontosphaera</i> sp.
<i>Reticulofenestra gelida</i>
<i>Reticulofenestra haqii</i>
<i>Reticulofenestra minuta</i>
<i>Reticulofenestra minutula</i>
<i>Reticulofenestra perplexa</i>
<i>Reticulofenestra producta</i>
<i>Reticulofenestra pseudoumbilica</i>
<i>Sphenolithus compactus</i>
<i>Sphenolithus heteromorphus</i>
<i>Sphenolithus moriformis</i>
<i>Umbilicosphaera</i> sp.

第 3.3 表 二の沢層の底生有孔虫
化石
産地は耶麻郡北塩原村
大塩の大塩川沿い (相
田ほか, 1998).

<i>Martinottiella communis</i>
<i>Ammonia takanabensis</i>
<i>Amphicoryna scalaris</i>
<i>Bulimina striata</i>
<i>Cassidulina</i> ? sp.
<i>Cibicidoides mediocris</i>
<i>Globobulimina pyrula</i>
<i>Globobulimina</i> spp.
<i>Globocassidulina subglobosa</i>
<i>Melonis pompilioides</i>
<i>Nonionellina</i> sp. A
<i>Parafissurina</i> ? sp.
<i>Rutherfordoides bradyi</i>
<i>Uvigerina proboscidea</i>
<i>Valvulineria sadonica</i>

あり, 比較的火山性の碎屑物に富んでいる。また, 泥岩中には軽石火山礫が単独で含まれていることがある。流紋岩火砕岩は, 塊状の軽石火山礫凝灰岩と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 模式地付近の本層最上部からは海棲貝化石の報告がある (福島県教育委員会, 1983)。しかし, 本図幅地域では化石の産出はなかった。また, 山都町相川の本層上限より 30 m 下位の地点 (北隣「熱塩」図幅内) 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 *Dorcadospyris 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 / *Didymocyrtis antepenultima* 帯下部, *Thalassiosira yabei* 帯及び CN6 帯~7a 帯が設定されている。

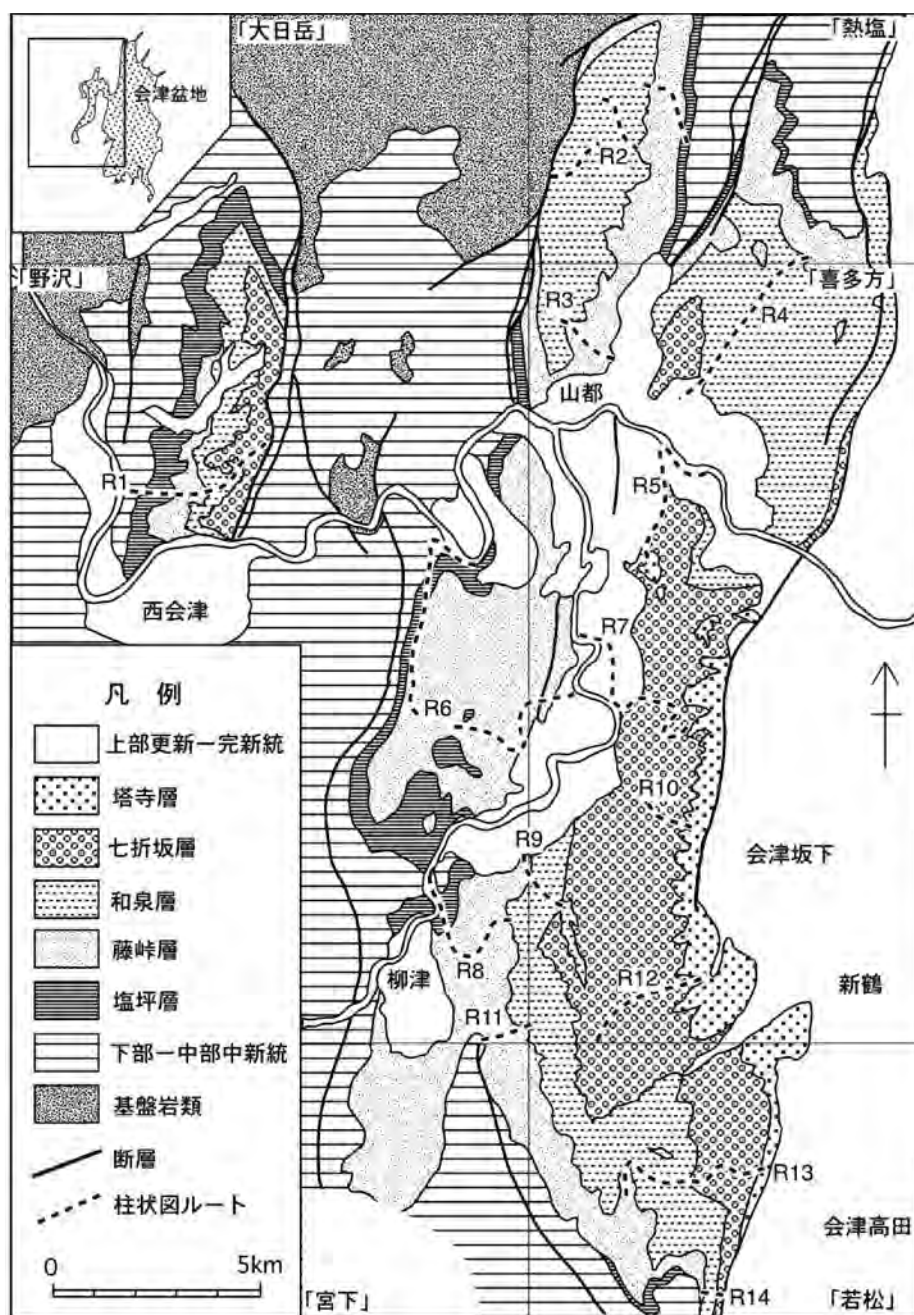
年代・対比 本層の年代は, 本層及び下位層の微化石層序から中期中新世の後半 (13 ~ 10Ma) と判断できる (相田ほか, 1998)。

第4章 新第三系上部中新統及び鮮新統

(山元孝広)

上部中新統及び鮮新統は下部更新統とともに、本図幅地域から「野沢」図幅地域の会津盆地西縁丘陵において整合関係で累積する(第4.1図)。同じ上部中新統及び鮮新統は東縁丘陵にも分布するが、間に不整合を挟み、地層の欠落が大きい。上部中新統及び鮮新統は、最下部

の海成層を除き、陸成で、珪長質の火砕流堆積物を多数伴っている。本報告で用いる塩坪層以降の堆積物の岩相コードは第4.1表、岩相組み合わせは第4.2表に示されている。



第4.1図 会津盆地西縁丘陵の地質略図
各ルート(R1~R14)の柱状図は第4.2図、第4.6図、第5.1図に示される。

第 4.1 表 上部中新統-中部更新統の岩相コード

コード	岩 相	解 釈
<i>Gms</i> ^a	基質支持で、塊状の礫岩。薄い逆級化の基底部を持つことあり。淘汰が悪く火山灰質の基質を持ち、軽石火山礫が混じる。ガス抜けパイプなど高温を示す構造なし	デブリフロー堆積物
<i>Gmb</i> ^b	岩片支持で、比較的淘汰の良い、塊状もしくは貧弱な層理を持つ礫岩。B-typeインプリケーション持つ	転動堆積物；縦状礫堆や河川流路残留堆積物
<i>Gma</i> ^b	岩片支持、正級化もしくは逆-正級化の礫岩で、砂質の基質を持つ。岩片のa軸が流向に直交、b軸が直交する両タイプが存在。インプリケーションは不明瞭	転動及び浮流からの急速堆積；高密度タービダイトや高密度洪水流堆積物
<i>Gi</i> ^a	トラフ型斜交層理を持つ礫岩	流路埋積物
<i>Gp</i> ^a	平板型斜交層理を持つ礫岩	直線状横断礫堆積物
<i>Sm</i> ^c	塊状の中粒～極粗粒砂岩。淘汰が悪く火山灰質の基質を持ち、軽石火山礫や礫がランダムに混じる	デブリフロー堆積物
<i>Smg</i> ^b	正級化した細粒～極粗粒砂岩。淘汰は中からやや悪い。中礫が混じることあり	浮流堆積物；タービダイトや洪水氾濫堆積物など
<i>Smb</i>	生物擾乱を受けた塊状の細粒～極粗粒砂岩。淘汰は中から悪い。中礫の固まりを含むことあり。海棲貝化石や結核が見られる	浅海堆積物
<i>Shb</i> ^b	水平で連続性の悪い層理を持つ細粒～極粗粒砂岩。淘汰は中から悪い。単層厚は0.5～10cmで、細粒層と粗粒層間は粒径が漸移する。稀に正級化を持つ単層がある	高密度洪水流堆積物
<i>Ss</i> ^{a,d}	低角のトラフ型斜交層理、もしくはスコアーフィル構造を持つ中礫混じり、もしくは細粒～極粗粒の砂岩。淘汰は良から悪い。礫の残留物や円磨された軽石火山礫を含む	高エネルギーの流れがつくるスコアーフィル堆積物
<i>St</i> ^a	トラフ型斜交層理を持つ中礫混じり、もしくは中粒～極粗粒の砂岩。淘汰は中から良い	曲線状デューン
<i>Sp</i> ^a	平板型斜交層理を持つ中礫混じり、もしくは中粒～極粗粒の砂岩。淘汰は中から良い	直線状砂州や舌状砂堆
<i>Shl</i> ^b	平行葉理を持つ細粒～粗粒砂岩	浅い高領域の流れがつくる平滑床
<i>Sr</i> ^a	リップル葉理を持つ極細粒～中粒砂岩	リップル
<i>Fl</i> ^a	細かい葉理と小さなリップルを持つ極細粒砂～泥岩	衰えていく流れや越流の堆積物
<i>Fm</i> ^a	塊状泥岩	静水からの懸濁物沈殿
<i>Fr</i> ^a	植物根の化石を持つ泥岩。通常は有機物にとむ	古土壌
<i>C</i> ^a	亜炭。砂岩や泥岩薄層の挟みあり	低湿地

^a Miall (1978), ^b Smith (1987), ^c Orton (1991), ^d Palmer and Neal (1991).

4.1 塩坪層 (So)

本層は、会津盆地の西縁山地に分布する礫岩・砂岩・シルト岩からなる後期中新世前期の浅海成層である。

地層名 鈴木 (1951, 1964), 鈴木・吉田 (1956), 鈴木ほか (1968, 1972, 1977a) の「塩坪層」による。なお、本報告では吉田・鈴木 (1958) や鈴木 (1964) で「池ノ原粗粒砂岩層」と呼ばれた彼らの藤峠層最下位の部層を本層に含めている。堆積相から判断すると、鈴木らの「塩

坪層」はプロデルタ、彼らの「池ノ原粗粒砂岩層」はデルタフロントの堆積物であり、両相をセットに扱った方が堆積学的には理解しやすい (第 4.2 図)。

模式地 福島県耶麻郡高郷村塩坪付近の阿賀野川沿い (西隣「野沢」図幅内)。

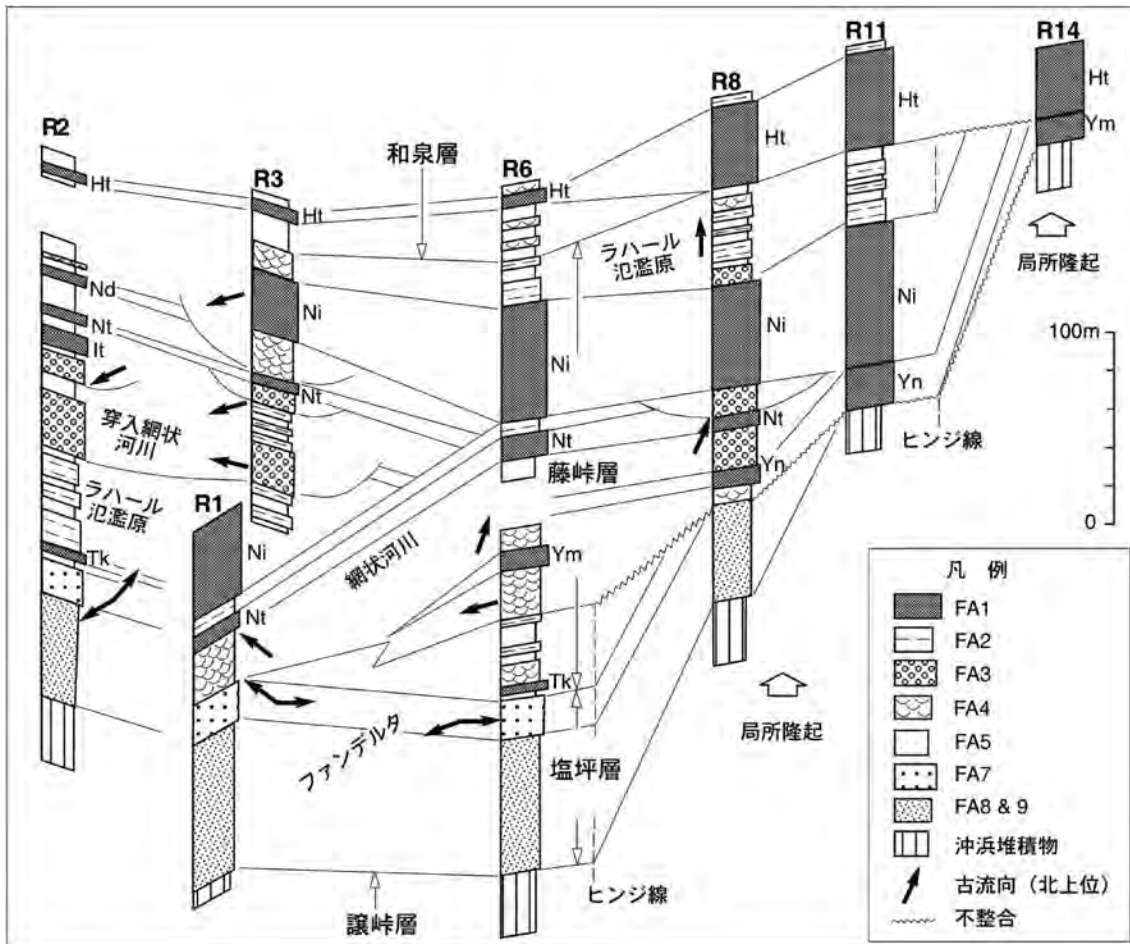
分布・構造 本図幅地域北西縁の山都町船引にわずかに分布する。

層序関係 下位の譲峠層を整合に覆う (第 4.3 図)。

層厚 最大約 100 m。

第 4.2 表 上部中新統-中部更新統の岩相組み合わせ

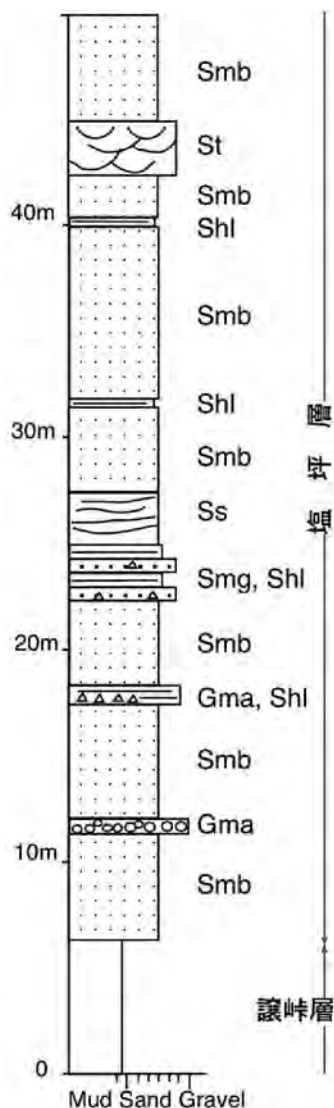
相組み合わせ	卓越相	付随相	解釈
FA1	—	—	一次堆積火砕物
FA2	<i>Shb, Ss</i>	<i>Gms, Gma, Sm</i>	ラハール堆積物
FA3	<i>Gmb</i>	<i>Gt, Shl, St, Sp</i>	礫質河川流路堆積物
FA4	<i>St, Gt</i>	<i>Sr, Shl</i>	砂質河川流路堆積物
FA5	<i>Fm</i>	<i>Shl, Smg, Sr, Fl</i>	氾濫原堆積物
FA6	<i>Sr, Fl</i>	<i>St, Sp</i>	潮汐平底堆積物
FA7	<i>St, Sp</i>	<i>Gt, Gp, Shl, Gma, Sm</i>	デルタフロント堆積物
FA8	<i>Smb</i>	<i>Shl, Sr</i>	プロデルタ斜面堆積物
FA9	<i>Smg, Gma, Shl</i>	<i>Sr, Ss, Fl</i>	プロデルタ重力流堆積物



第 4.2 図 塩坪層・藤峠層の岩相柱状図

柱状図の位置は第 4.1 図，岩相組み合わせ (FA1-FA9) は第 4.2 表を参照。

Ht = 仏沢火砕流堆積物，It = ノ戸川火砕流堆積物，Nd = 樺木火砕流堆積物，Ni = 新鶴火砕流堆積物，Nt = 夏井火砕流堆積物，Tk = 高郷火砕流堆積物，Ym = 山都火砕流堆積物，Yn = 柳津火砕流堆積物。



第 4.3 図 塩坪層下部の岩相
山都町船引の宮古川の支沢。岩相コードは第 4.1 表を参照。

岩相 本層は、礫岩・砂岩・シルト岩からなる。最上部を除くと、生物擾乱を受け塊状で淘汰の悪い礫混じりの粗粒砂岩 (Smb)・逆-正級化構造を持つ岩片支持の円礫岩 (Gma)・正級化構造を持つ砂岩 (Smg)・平行-低角斜交層理を持つ粗粒砂岩 (Ss)・平行-リップル斜交層理を持つ細粒砂岩 (Shl, Sr) 及びシルト岩 (Fl) が認められる。碎屑物は、ガラス質流紋岩及び安山岩円礫、軽石円礫や石英及び長石の結晶片などの火砕物が卓越している。しかし、本質物と認定できるものはなく、すべて再堆積したものである。Smb 卓越組み合わせ (FA8) はプロデルタ斜面堆積物、それ以外の相組み合わせ (FA9) はプロデルタ重力流堆積物である (第 4.2 表)。「野沢」図幅地域内の模式地付近では (第 4.2 図の R9)、下位に FA9、その上位に FA8 が重なる。しかし、本図幅地域内の山都町船引では、FA9 の発達が悪い (第 4.3

図)。

本層最上部の層厚 20 m 前後の岩相は、大型のトラフ型斜交層理や平板型斜交層理が発達した中粒砂～細礫 (Sp, St, Gp, Gt) が卓越する。碎屑粒子には石英結晶片が占める割合が大きく、特徴的な岩相として追跡できる。また、斜交層理には再活動面やヘリンボーン構造が普通に認められ、潮汐の影響の大きいデルタフロント堆積物 (FA7) と判断される (第 4.2 表)、また、珪長質軽石片を多く含んだ塊状砂岩 (Sm) や逆-正級化構造を持つ岩片支持の円礫岩 (Gma) もしばしば挟まれ、二次移動した火砕物の突発的な供給が頻繁に起きていたものと見られる。

相対的海水準 (堆積可能空間) 曲線と堆積物層厚との関係から判断すると、塩坪層デルタの形成は海水準低下で起きたのではなく、堆積物供給量の増加に起因する (第 4.4 図)。堆積物供給量の増大は、デルタの西方 (日本海側) への前進となって現れ、塩坪層デルタの年代は西側ほど若くなる。R6 ではデルタの直上に 8.9 Ma の高郷火砕流堆積物 (後述) が重なるものの、西会津の R1 ではより上位の火砕流堆積物が重なっている (第 4.2 図)。化石 模式地付近の本層からは豊富な海棲貝類化石の報告がある (福島県教育委員会, 1983)。しかし、本図幅地域では化石の産出はなかった。

年代・対比 模式地付近 (R6) の本層の年代は、上下層の放射年代値と微化石層序から、後期中新世前期 (10 ~ 9 Ma) と推定されている (山元, 1992a; 相田ほか, 1998)。

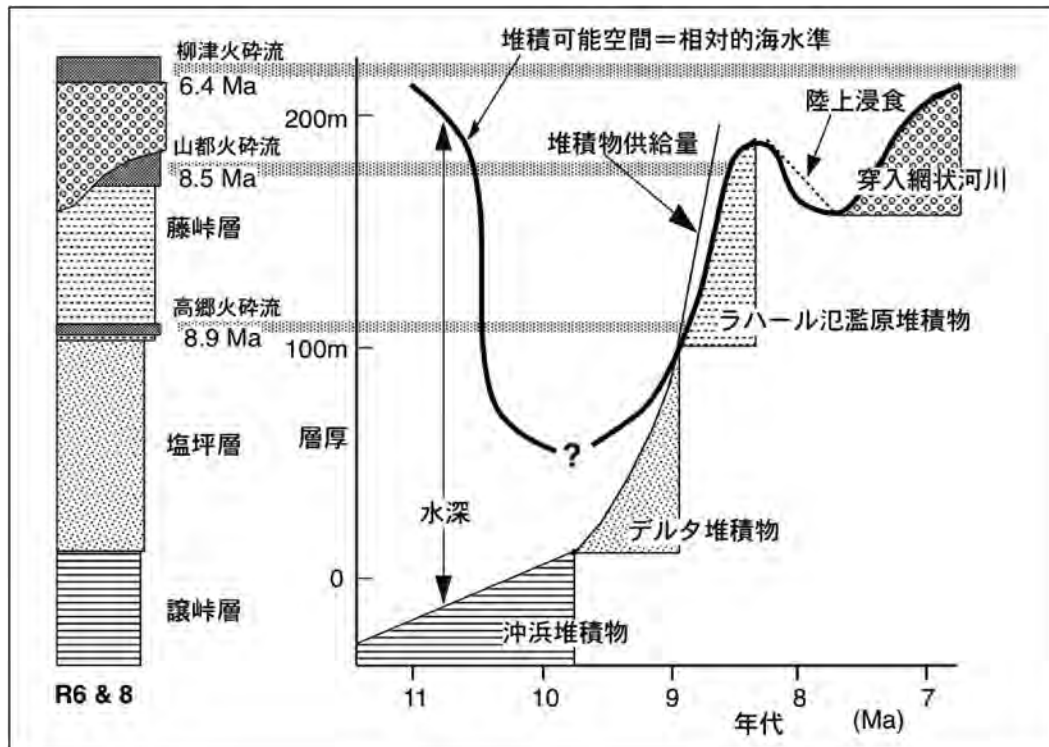
4.2 藤峠層 (Fj, Ni)

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。ただし、盆地西縁山地の模式地周辺では下部に浅海の潮汐堆積物を伴っている。

地層名 鈴木 (1951, 1964)、鈴木・吉田 (1956)、鈴木ほか (1968, 1972, 1977a) の「藤峠層」による。ただし、前述のように吉田・鈴木 (1958) や鈴木 (1964) で「池ノ原粗粒砂岩層」と呼ばれた彼らの藤峠層最下位の部層を、これがデルタフロントの堆積物であることから、塩坪層に含めている。

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 (西隣「野沢」図幅内)。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 (第 4.2 図の R6)。

分布・構造 本図幅地域西部の丘陵に分布するほか、東部の猫魔火山北山麓・南山麓にも分布する。東部の本層は盆地に向かって緩く傾斜し、そのまま盆地の地下に埋



第 4.4 図 塩坪層・藤峠層の相対的海水準変動曲線

R6～8 にかけての時間積算層厚と水深の関係から相対的海水準（堆積可能空間）が描かれる。R6、8 の位置は第 4.1 図を参照。

もれていく。一方、西部の丘陵のものは西上りの逆断層群の変位を受ける。

層序関係 模式地付近から続く本図幅地域西部の丘陵では下位の塩坪層を整合に覆うが、南隣の「若松」図幅地域内では下位層を不整合に覆っており、盆地南側山地の局所隆起が示される（第 4.2 図）。本図幅東部の本層も、顕著な浸食面を持って下位層を覆っている。

層厚 最大 250 m 前後。

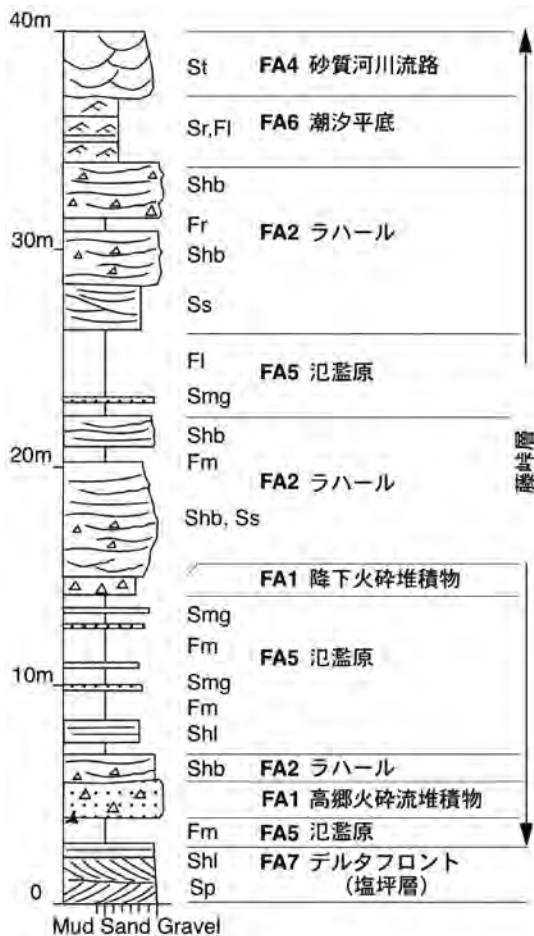
岩相 本層はデイサイト及び流紋岩の火砕流堆積物と礫岩・砂岩・シルト岩で構成される河川堆積物からなる。火砕流堆積物は層厚 100 m 以下と厚くなく、河川堆積物と互層することからカルデラ外流出相と判断される。

基底部から山都火砕流堆積物までの本層下部の岩相は、連続性の悪い平行層理、低角斜交層理やスコアフィル斜交層理を持つ軽石混じりで結晶片に富む細粒～極粗粒砂岩 (Shb, Ss) からなるラハール（高密度洪水流）堆積物 (FA2)、塊状のシルト岩 (Fm)・平行葉理を持つ細粒～粗粒砂岩 (Shl)・正級化した細粒～極粗粒砂岩 (Smg) 互層からなる氾濫源堆積物 (FA5) が卓越する（第 4.5 図）。場所によっては、トラフ型斜交層理を持つ中粒～極粗粒砂岩 (St) からなる砂質河川流路堆積物 (FA4) や、ウェーブリップルを持つ極細粒～中粒砂岩 (Sr) と平行葉理を持つ細粒砂岩～シルト岩 (Fl) 互層からなる潮汐平底堆積物 (FA6) を伴っている（第 4.5 図）。したがって、本層下部は二次移動した火砕物の突

発的な供給が頻繁に起きる氾濫原環境（ラハール氾濫原）で堆積したもので、これが塩坪層のデルタ堆積物の上に累重すること、間に FA6 を挟むことから、塩坪層に続く相対的海水準の上昇期に形成されたと考えられる（第 4.4 図）。

一方、山都火砕流堆積物よりも上位の藤峠層はトラフ型斜交層理を持つ粗粒～中粒砂岩 (St) や塊状でインプリケーションの顕著な岩片支持の礫岩 (Gmb) からなる河川流路堆積物 (FA3, 4) がラハール堆積物 (FA2) を伴いながら下位層を削り込み谷埋めする岩相が繰り返される（第 4.2 図）。顕著な浸食谷の形成層準は、山都火砕流堆積物の直上、柳津火砕流堆積物の直上と、新鶴火砕流堆積物の直下であり、これらは各火砕流の放射年代値から、それぞれ 8.2 Ma, 6.3 Ma ないしは 5.5 Ma, 4.2 Ma のシーケンス境界 (Haq *et al.*, 1987) と対比可能である。すなわち、藤峠層における穿入河川の形成は汎世界的な海水準変動に対応したものと見られる（第 4.4 図）。

高郷火砕流堆積物は、西隣「野沢」図幅内の模式地周辺から本図幅地域北西縁部を経て、北隣「熱塩」図幅内の一ノ戸川沿いにかけての本層基底部に挟まれている（第 4.2, 4.5 図）。層厚 3 m 以下のやや淘汰の良い非溶結で塊状の流紋岩軽石火山礫凝灰岩からなり、(<2.5 mm)・石英 (<1.4 mm) の結晶片を含むガラス質の火山灰基質に径 4 cm 以下の軽石をまばらに含んで



第 4.5 図 藤峠層下部の岩相
高郷村川井西方の林道沿い。岩相コードは第 4.1 表を参照。

いる。基底部は特に石英結晶片に富み、淘汰がよい。基底部から始まる脱ガスパイプが多く、炭化木片も普通に含まれる。鏡下でも、鉄鋳以外の有色鋳物は確認できなかった。基質のモード組成は、火山ガラス片 = 85%、斜長石 = 11%、石英 = 3%、鉄鋳 = 微量、石質岩片 = 1% である。本火砕流堆積物の給源は不明である。

山都火砕流堆積物は、会津盆地西縁丘陵の広い範囲に分布する(第 4.2 図)。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 (<2.2 mm)・石英 (<1.5 mm)・単斜輝石 (<0.6 mm)・斜方輝石 (<0.8 mm) の結晶片を含むガラス質の火山灰基質に径 30 cm 以下の軽石を多く含んでいる。層厚は 20 m 以下である。堆積物の最上部には、最大径 2 cm の火山豆石を含んだガラス質凝灰岩が重なるが、河川堆積物に削られ、これを欠く場合もある。脱ガスパイプが多く、炭化木片も普通に含まれる。基質のモード組成は、火山ガラス片 = 68%、斜長石 = 18%、石英 = 8%、単斜輝石 = 1%、斜方輝石 = 1%、普通角閃石 = 微量、鉄鋳 = 微量、石質岩片 = 4% である。本火砕流堆積物の給源は不明である。

柳津火砕流堆積物は、会津盆地西縁丘陵の南部(「若

松」・「宮下」図幅地域内)に分布する(第 4.2 図)。本図幅地域内では地表に露出しないが、南部の地下に伏在することは確実である。地表に露出するのは単斜輝石普通角閃石デイサイト質で、径 15 cm 以下の軽石に富んだ塊状、非溶結の凝灰角礫岩からなる。基質は、斜長石 (<2.0 mm)・石英 (<1.8 mm)・普通角閃石 (<0.7 mm) 単斜輝石 (<0.6 mm)・斜方輝石 (<0.6 mm) の結晶片を含むガラス質の火山灰からなる。堆積物の最大層厚は約 140 m である。また、堆積物の内部には、構成粒度の違いや特定粒子の層状配列で境される数 m 厚のフローユニットが認められる。基質のモード組成は、火山ガラス片 = 77%、斜長石 = 6%、石英 = 2%、単斜輝石 = 微量、斜方輝石 = 微量、普通角閃石 = 1%、鉄鋳 = 微量、石質岩片 = 14% である。本火砕流堆積物の給源は、「若松」図幅地域内の高川カルデラである(第 2.1, 2.3 図; 山元, 1992a; 山元・吉岡, 1992)。

一戸川火砕流堆積物は、会津盆地西縁丘陵の北部(「熱塩」図幅地域内)から本図幅地域の北縁部に分布する(第 4.2 図)。層厚 9 m 前後の非溶結で塊状のデイサイト軽石火山凝灰岩からなり、斜長石 (<1.2 mm)・石英 (<1.1 mm) の結晶片を含むガラス質の火山灰基質に径 5 cm 以下の軽石を多く含んでいる。また、炭化木片も多い。基質のモード組成は、火山ガラス片 = 90%、斜長石 = 6%、石英 = 1%、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。

夏井火砕流堆積物は、会津盆地西縁丘陵の広い範囲に分布する(第 4.2 図)。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 (<2.1 mm)・石英 (<1.5 mm)・普通角閃石 (<0.8 mm) の結晶片を含むガラス質の火山灰基質に径 5 cm 以下の軽石と径 10 cm の石質岩片を含んでいる。場所によっては基底部に石質岩片が濃集し、逆級化をなすことがある。層厚は 12 m 以下で、西縁丘陵の南北方向であり層厚は変化しない。脱ガスパイプが多く、炭化木片も普通に含まれる。基質のモード組成は、火山ガラス片 = 88%、斜長石 = 5%、石英 = 1%、普通角閃石 = 1%、鉄鋳 = 微量、石質岩片 = 5% である。本火砕流堆積物の給源は不明である。

樺木火砕流堆積物は、会津盆地西縁丘陵の北部(「熱塩」図幅地域内)から本図幅地域の北縁部に分布する(第 4.2 図)。層厚 4 m 前後の非溶結で塊状のデイサイト軽石火山凝灰岩からなり、斜長石 (<2.5 mm)・石英 (<2.0 mm) の結晶片を含むガラス質の火山灰基質に径 5 cm 以下の軽石を多く含んでいる。炭化木片も普通に含まれる。基質のモード組成は、火山ガラス片 = 90%、斜長石 = 6%、石英 = 2%、単斜輝石 = 微量、斜方輝石 = 微量、普通角閃石 = 微量、黒雲母 = 微量、鉄鋳 = 微量、石質岩片 = 2% である。本火砕流堆積物の給源は不明である。

第 4.3 表 藤峠層・和泉層火砕流堆積物のジルコン・フィッシュントラック年代

Sample Unit No.	Number of grain	Spontaneous ps- ($10^5/cm^2$)	Induced [Ns] pi ($10^6/cm^2$)	[Ni]	Dosimeter pd ($10^4/cm^2$)	[Nd]	r	U (ppm)	Age $\pm 1\sigma$ (Ma)	P(χ^2) (%)	
赤留峠火砕流堆積物 (和泉層)											
Akarutoge Pyroclastic Flow Deposit (Izumi Formation)											
GSJ R80582	30	1.43	[74]	1.66	[862]	8.453	[4328]	0.594	160	2.7 \pm 0.3	6
新鶴火砕流堆積物 (藤峠層)											
Niitsuru Pyroclastic Flow Deposit (Fujitoge Formation)											
GSJ R56953	30	5.85	[314]	4.31	[2304]	8.16	[1207]	0.491	424	4.1 \pm 0.3	-
一ノ戸川火砕流堆積物 (藤峠層)											
Ichinotogawa Pyroclastic Deposit (Fujitoge Formation)											
GSJ R56956	30	1.27	[87]	0.894	[615]	8.11	[1201]	0.81	88	4.3 \pm 0.5	-
柳津火砕流堆積物 (藤峠層)											
Yanaizu Pyroclastic Flow Deposit (Fujitoge Formation)											
GSJ R56954	27	4.03	[158]	1.65	[648]	7.2	[1066]	0.552	184	6.5 \pm 0.6	-
山都火砕流堆積物 (藤峠層)											
Yamato Pyroclastic Flow Deposit (Fujitoge Formation)											
GSJ R80581	30	3.47	[428]	1.12	[1387]	7.41	[1141]	0.967	120	8.5 \pm 0.5	74
高郷火砕流堆積物 (藤峠層)											
Takasato Pyroclastic Flow Deposit (Fujitoge Formation)											
GSJ R56955	30	3.23	178	1.1	607	8.14	1204	0.555	109	8.9 \pm 0.8	-

- (1) p and N are density and total number of fission tracks counted, respectively.
 (2) All analyses by internal detector method using ED2.
 (3) P(χ^2) is the upper χ^2 tail probability corresponding to the observed χ^2 -statistics.
 (4) Age calculated using dosimeter glass SRM612 and $\zeta = 372 \pm 5$ (Danbara et al., 1991).
 (5) r is correlation coefficient between ps and pi.
 (6) U is uranium content.
 (7) the total decay rate for ^{238}U : $\lambda_D = 1.480 \times 10^{-16} / \text{yr}$.

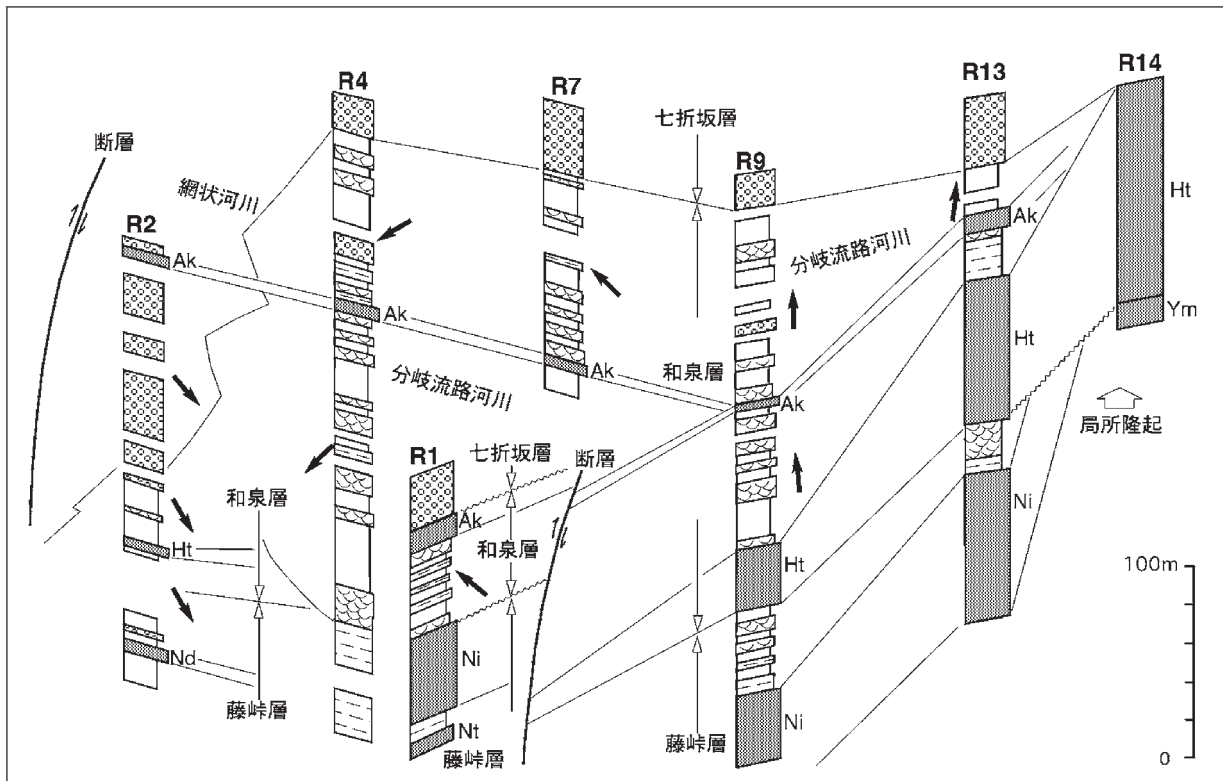
GSJ R80582 = 大沼郡会津高田町赤留峠 (「若松」図幅地域内; 本報告), GSJ R56953 = 大沼郡新鶴村西ノ沢 (「若松」図幅地域内; 山元, 1992a), GSJ R56956 = 耶麻郡山都町上廻戸 (「熱塩」図幅地域内; 山元, 1992a), GSJ R56954 = 河沼郡柳津町軽井沢 (「若松」図幅地域内; 山元, 1992a), GSJ R80581 = 耶麻郡山都町賢谷 (「熱塩」図幅地域内; 本報告), GSJ R56955 = 耶麻郡高郷村川井 (「野沢」図幅地域内; 山元, 1992a)

新鶴火砕流堆積物 (Ni) は、会津盆地西縁丘陵の広い範囲に分布する (第 4.2 図)。本堆積物は、最下部の厚い火砕サージ堆積物 (層厚 15 m 以下) とこれを覆う火砕流本体 (最大層厚約 150 m) からなる。火砕サージ堆積物と火砕流本体はどちらも北に向かって厚さを減じ、山都町の宮古川沿い内ではそれぞれ 5 m, 8 m になる。火砕サージ堆積物は、良く成層した普通角閃石斜方輝石単斜輝石ガラス質デイサイトの細粒~粗粒凝灰岩からなり、最大径 1.8 cm の火山豆石に富む。デューン層理・平行層理・逆-正級化層理が発達し、古流向は火砕物が南西方から供給されたことを示している。本体は径 15 cm 以下の軽石に富んだ塊状、非溶結の火山礫凝灰岩~凝灰角礫岩からなる。本体下部は普通角閃石斜方輝石単斜輝石デイサイト軽石に、上部は黒雲母流紋岩軽石に富む。基質は最大径 4 mm の石英・斜長石結晶片に富むガラス~結晶質火山灰からなる。また、堆積物内部のフローユニット境界は不明瞭である。火砕流本体上部の基質のモード組成は、火山ガラス片 = 71%, 斜長石 = 12%, 石英 = 15%, 黒雲母 = 2%, 鉄鉱 = 微量, 石質岩片 = 微量である。本火砕流堆積物の給源は、「宮下」図

幅地域内の上井草カルデラである (第 2.1, 2.3 図; 山元, 1992a; 山元・駒澤, 2004)。

化石 模式地周辺や本図幅地域内では、細粒の河川堆積物から豊富に植物化石を産出する (鈴木, 1951, 1964; 鈴木ほか, 1972, 1973)。

年代・対比 本層最下部の高郷火砕流堆積物 (GSJ R56955) からは 8.9 \pm 0.8 Ma, 山都火砕流堆積物 (GSJ R80581) からは 8.5 \pm 0.5 Ma, 柳津火砕流堆積物 (GSJ R56954) からは 6.5 \pm 0.6 Ma, 一ノ戸川火砕流堆積物からは 4.3 \pm 0.5 Ma, 新鶴火砕流堆積物 (GSJ R56953) からは 4.1 \pm 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 (第 4.3 表; 山元, 1992a)。したがって、本図幅地域の本層の年代は後期中新世~前期鮮新世 (9 ~ 4 Ma) と判断できる。ただし、本層の下限年代は西に向かって若くなり、西隣「野沢」図幅地域内の塩坪層 (第 4.2 図の R1) は本図幅地域内の本層下部と同時異相の関係にある。本層中の火砕流堆積物は、高川カルデラ起源の柳津火砕流と上井草カルデラ起源の新鶴火砕流を除くと、何れも給源が見つかっていない。しかし、高郷火砕流堆積物 (8.9 \pm 0.8 Ma) については、



第 4.6 図 和泉層の岩相柱状図

柱状図の位置は第 4.1 図，凡例は第 4.2 図を参照。古流向は北上位。

Ak = 赤留峠火砕流堆積物，Ht = 仏沢火砕流堆積物，Nd = 榎木火砕流堆積物，Ni = 新鶴火砕流堆積物，Nt = 夏井火砕流堆積物。

南西隣の「宮下」図幅地域内の南会津層オドシマ沢火砕流堆積物（山元・駒澤，2004）と岩相・斑晶組み合わせ・放射年代値（ 9.0 ± 0.5 Ma）から対比可能で、同じ堆積物である可能性が高い。オドシマ沢火砕流堆積物は南ほど層厚が増し、更に南方の「糸沢」図幅地域内の七ヶ岳まで分布が追跡できる。もしこの対比に問題なければ、高郷・オドシマ沢火砕流の給源は南会津地域にある可能性が高い。また、本図幅地域の北縁にある榎木火砕流堆積物も、北方の「玉庭」図幅地域内の高野沢火砕流堆積物（柳沢・山元，1998）と岩相・斑晶組み合わせ・放射年代値（ 4.6 ± 0.5 Ma）から対比可能で、同じ堆積物である可能性が高い。手ノ子層高野沢火砕流堆積物は層厚変化と古流向から北東隣の「吾妻山」図幅地域内に給源が推定されている（柳沢・山元，1998）。榎木火砕流堆積物は会津盆地内で北に偏った分布をしており、この給源推定とは矛盾しない。

4.3 和泉層 (Iz, Ht, Ak, I)

本層は、会津盆地の西縁丘陵に分布する礫岩・砂岩・シルト岩互層の河川堆積物を主体とする鮮新世の陸成層で、基底付近には仏沢火砕流堆積物のカルデラ外流出相を伴っている。

地層名 鈴木（1951，1964），鈴木ほか（1972，1973，1977a）の「和泉層」による。

模式地 福島県河沼郡会津坂下町和泉の只見川沿い。ただし、この只見川の露頭群はダムによって冠水しており、現在ほとんど近づいて観察することができない。山都町の原川沿い（第 4.6 図の R4）が露出も良好で、観察も容易である。

分布・構造 本図幅地域西部の丘陵に分布する。丘陵は会津盆地に対して西上りの逆断層運動で隆起しており、本層もこれによる変位を被っている。

層序関係 本図幅地域西部の丘陵では下位の藤峠層を整合に覆うが、南隣の「若松」図幅地域内では下位層を不整合に覆っており、盆地南側山地の局所隆起が示される（第 4.6 図）。

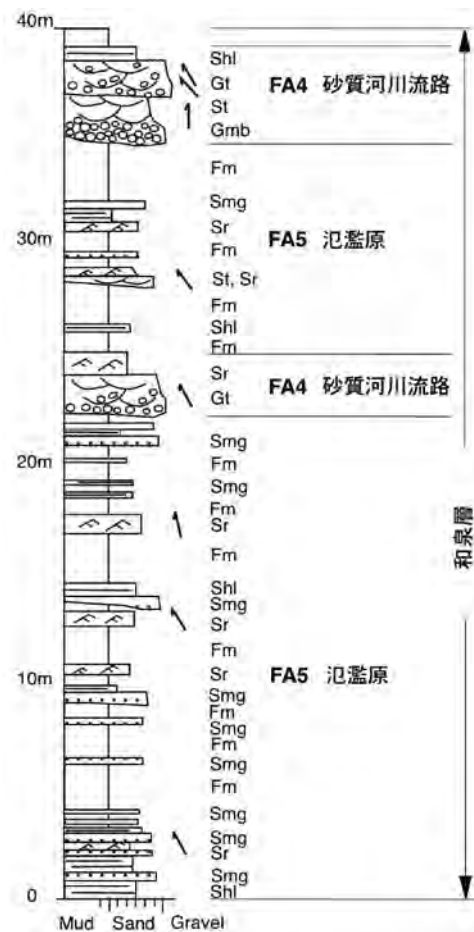
層厚 山都町の原川沿い（第 4.6 図の R4）で最も厚く、250 m に達する。

岩相 本層の河川堆積物は、トラフ型斜交層理を持つ極粗粒～中粒砂岩と礫岩（St・Gt）からなる砂質河川流路堆積物（FA4）と、塊状泥岩（Fm）・正級化層理を持つ極粗粒～中粒砂岩（Smg）・リップラミナや平行層理を持つ粗粒砂岩～シルト岩（Shl・Sr・Fl）互層からなる氾濫原堆積物（FA5）が大部分を占める（第 4.7，4.8 図）。河川流路堆積物の古流向は、原川沿い（R4）

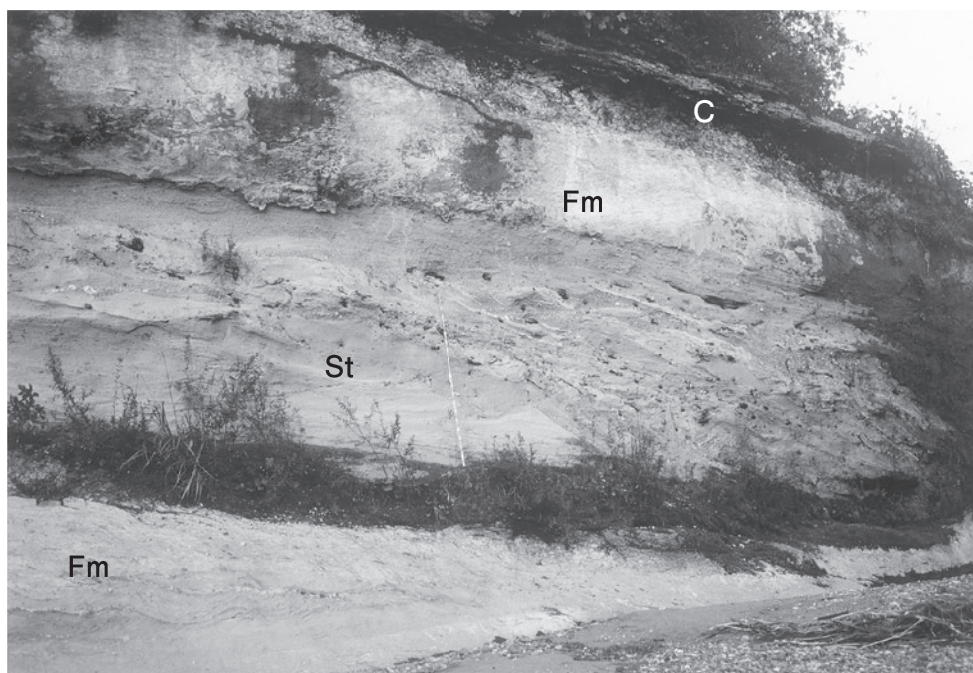
で南西から西南西、西波賀の只見川沿い (R7) では北西、八坂野林道沿い (R9) では北に集中する。氾濫原堆積物 (FA5) の占める割合の高い河川環境は蛇行河川が典型であるが、和泉層の岩相はそれとはやや異なっている。すなわち、砂質河川流路堆積物 (FA4) には蛇行河川の最大の特徴である側方付加構造がほとんど認められない。また、堆積物全体の規模が小さいことも、蛇行河川環境を示唆しない。本層の FA4・FA5 卓越環境は、河川勾配がごく小さい網状の河川、すなわち分岐流路河川とみられる。和泉層の層厚は、只見川左岸の逆断層を挟んで、断層の上盤側にある「野沢」図幅内で、下盤側に比べ小さくなっている (第 4.6 図)。このことは和泉層の堆積時にこの断層が活動したこと、これにより断層の上流側かつ下盤側の会津盆地内で河川の堰き止めが起きたことを意味しよう。和泉層として堆積した分岐流路河川の出現は、このようなテクトニックな背景を持つものと解釈される。

一方、本図幅地域北西縁部から「熱塩」図幅地域にかけての本層は、塊状でインプリケーションの顕著な岩片支持の礫岩 (Gmb) が卓越し、原川沿い (R4) 以南とは岩相が異なっている (第 4.6 図)。礫種は北西の飯豊山地から供給された基盤岩のチャート・砂岩・泥岩が卓越している。また、古流向も南東に集中する。したがって、この岩相は上述の断層運動により隆起し始めた飯豊山塊の前面に形成された扇状地性の網状河川堆積物と見られる。

仏沢火砕流堆積物 (Ht) は、斜方輝石単斜輝石角閃石デイサイトの軽石凝灰角礫岩～火山礫凝灰岩からなる。



第 4.7 図 和泉層河川堆積物の岩相
会津坂下町窪倉の只見川右岸。岩相コードは第 4.1 表を参照。矢印は古流向 (北上位)。



第 4.8 図 和泉層の河川流路堆積物
喜多方市慶徳町山科の泡の巻橋下、阿賀川右岸。岩相コードは第 4.1 表を参照。スケールは 2 m.

本図幅地域の南西縁部から南隣「若松」図幅地域内では溶結しており、その最大層厚は100 m以上である。しかし、これよりも北の地域では非溶結で、北に向かって薄くなる。本図幅地域北西縁部での層厚は7 m前後である。非溶結部では径20 cm以下の軽石に富んでいる。基質は、斜長石 (<1.6 mm)・石英 (<2.0 mm)・普通角閃石 (<2.0 mm)・単斜輝石 (<0.4 mm)・斜方輝石 (<1.2 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=56%、斜長石=20%、石英=11%、単斜輝石=2%、斜方輝石=1%、普通角閃石=3%、鉄鋳=1%、石質岩片=6%である。仏沢火砕流の給源は「若松」図幅南西部～「田島」図幅西部に分布する桧和田カルデラである(第2.1, 2.3図; 山元, 1992a, 1999a; 山元・吉岡, 1992)。

赤留峠^{あかるとうげ}火砕流堆積物(Ak)は、角閃石含有斜方輝石単斜輝石ダイサイトの非溶結で塊状の凝灰角礫岩～火山

礫凝灰岩からなる。層厚は15～1 mで、局所的な河川浸食を除くと、南ほど厚くなる傾向がある。径10 cm以下の軽石に富んでおり、脱ガスパイプが多い。基質は、斜長石 (<1.4 mm)・石英 (<1.5 mm)・単斜輝石 (<0.8 mm)・斜方輝石 (<0.9 mm)の結晶片を含むガラス質～結晶質火山灰である。基質のモード組成は、火山ガラス片=61%、斜長石=26%、石英=6%、単斜輝石=2%、斜方輝石=2%、普通角閃石=微量、鉄鋳=2%、石質岩片=1%である。本火砕流堆積物の給源は不明である。

年代・対比 本層の古地磁気層序は Gauss Epoch から Matuyama Epoch の下部に相当する (Manabe, 1980)。仏沢火砕流堆積物 (GSJ R56952) からは 2.94 ± 0.15 Ma の K-Ar 年代値が報告されている (山元, 1992a)。また、赤留峠火砕流堆積物からは 2.7 ± 0.3 Ma のフィッシュントラック年代値が得られた (第4.3表)。

(山元孝広)

本図幅地域の下部更新統は、白河火砕流群を挟む陸成層の七折坂層と同じく陸成の猫魔火山噴出物からなる。どちらも前期更新世の火山活動の産物を含むが、岩質や噴火様式は全く異なっていた。七折坂層の河川堆積物は中期中新世の沖浜堆積物（譲峠層）の上に整合に重なる地層群の最上位に位置している。

5.1 七折坂層 (Nnl, Nnu, Kd, Ng, Nu)

本層は、南方の「田島」図幅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）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。

地層名 鈴木（1951），鈴木ほか（1972，1973，1977a）の「七折坂層」による。本報では盆地東縁丘陵の背中央山層（鈴木，1964；真鍋・芳賀，1982）も本層に

含めた。

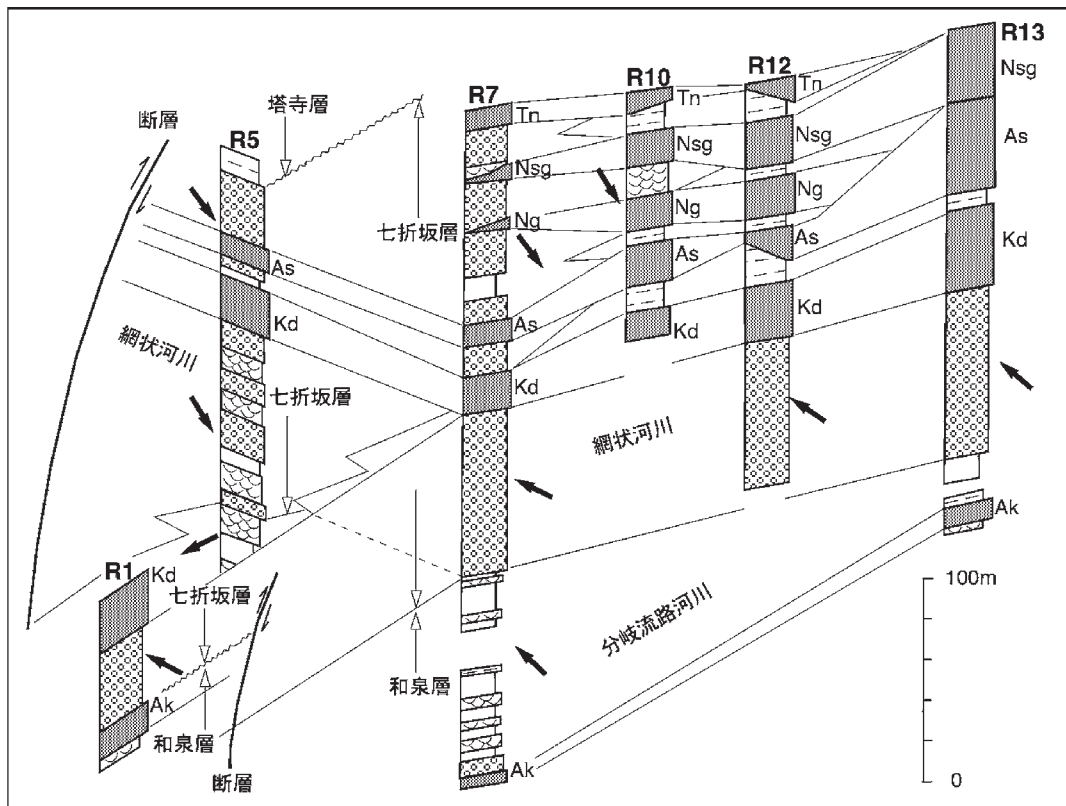
模式地 福島県河沼郡会津坂下町和泉の大手沢及び七折坂付近。

分布・構造 盆地西縁丘陵に広く分布するほか、盆地の東縁部にも分布が点在している。ただし、東縁部のものは下部の礫岩の発達が悪い。丘陵は会津盆地に対して西上がりの逆断層運動で隆起しており、本層もこれによる変位を被っている。また、東縁部の本層も会津若松市飯盛山付近では東上がりの逆断層による変形を受けている。

層序関係 盆地西縁丘陵では下位の和泉層を整合に覆う。しかし、これよりも南及び東の地域では下位層を不整合に覆う。

層厚 西縁丘陵で約 200 m，盆地東縁部で 100 m 以下である。

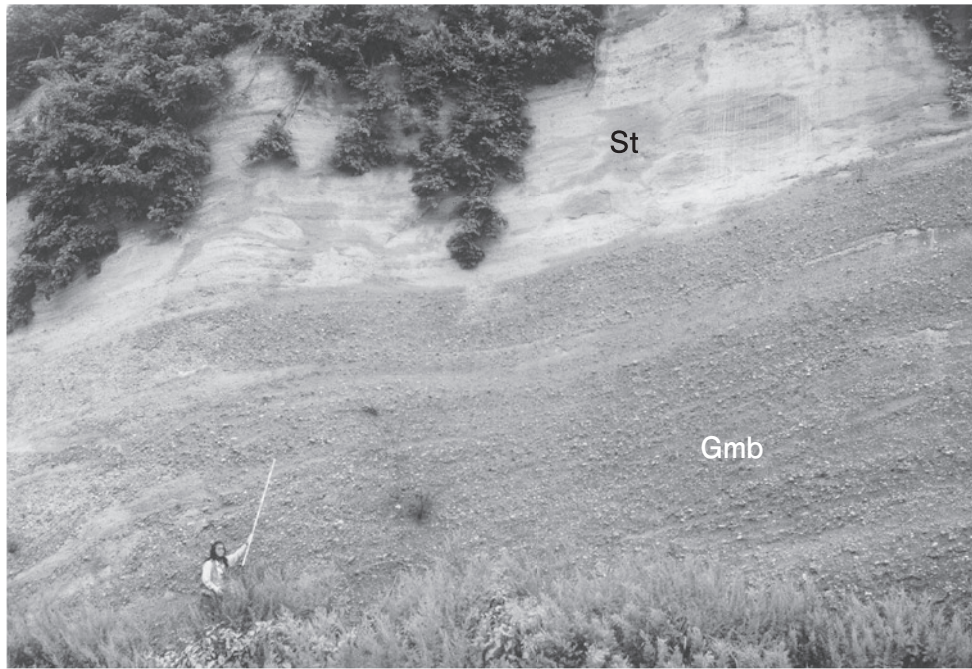
岩相 本層は中～大礫層を主とする河川堆積物からなる下部 (Nnl) と、隈戸 (Kd)・芦野・南倉沢 (Ng)・西郷・



第 5.1 図 七折坂層の岩相柱状図

柱状図の位置は第 4.1 図，凡例は第 4.2 図を参照。古流向は北上位。

Ak = 赤留峠火砕流堆積物，As = 芦野火砕流堆積物，Kd = 隈戸火砕流堆積物，Ng = 南倉沢火砕流堆積物，Nsg = 西郷火砕流堆積物，Tn = 天栄火砕流堆積物。



第 5.2 図 七折坂層の河川流路堆積物
会津坂下町長井の長井橋上流，阿賀川右岸。岩相コードは第 4.1 表を参照。スケールは 2m.

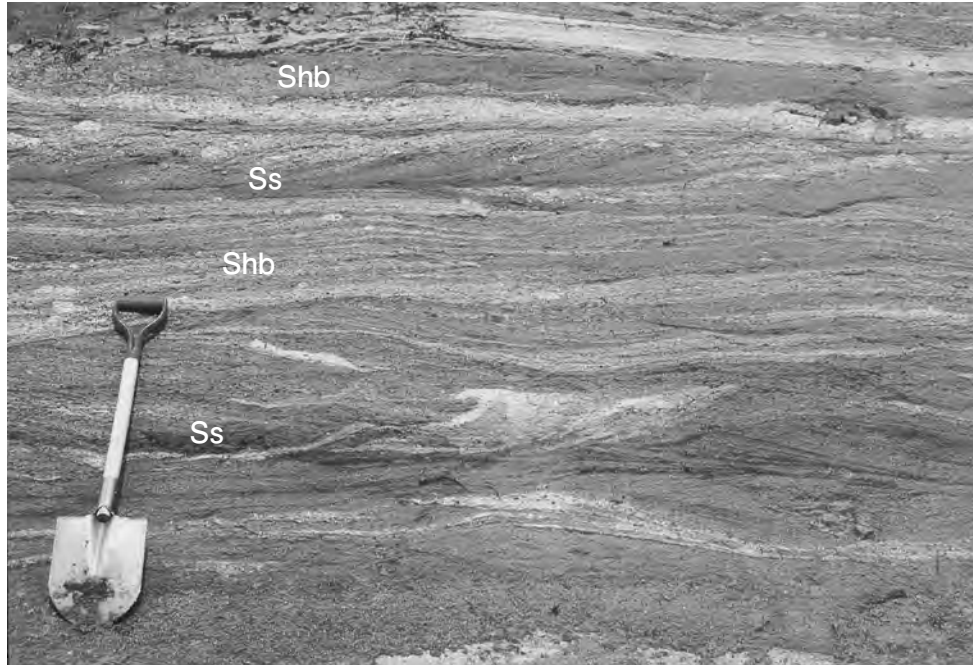
天栄火砕流堆積物及び河川・ラハール堆積物からなる上部 (Nnu) で構成される (第 5.1 図)。

下部は、塊状でインプリケーションの発達した岩片支持の中～大礫層 (Gmb) と、トラフ型斜交層理の発達した中礫～粗粒砂層 (Gt, St) が卓越する (第 5.2 図)。これらは平行ラミナの発達した中～細粒砂層・シルト層の薄層を挟在し、上方細粒化シーケンスが顕著である。すなわち、本層下部は典型的な網状河川堆積物であると判断される。阿賀川以南では網状河川堆積物の古流向は北西に集中し、岩相も下位の和泉層から急変する (第 5.1 図)。礫種は、盆地南縁山地の中部中新統に由来する流紋岩や流紋岩火砕岩が卓越している。この分岐流路河川から網状河川への堆積環境の変化は、白河火砕流の噴出に先行する会津盆地南東山地の隆起を示唆している。山地隆起は河川勾配・土砂供給量の増加をもたらし、河川堆積物の粗粒化が起きたと考えられる。一方、阿賀川以北の本層下部は、古流向が南東に集中する網状河川堆積物からなる (第 5.1 図)。この堆積物は下位の和泉層から連続する扇状地性の網状河川堆積物で、中新統火山岩以外に基盤岩由来の砂岩・泥岩・チャート礫が含まれる。飯豊山塊の隆起に合わせ、扇状地は南東に前進している。

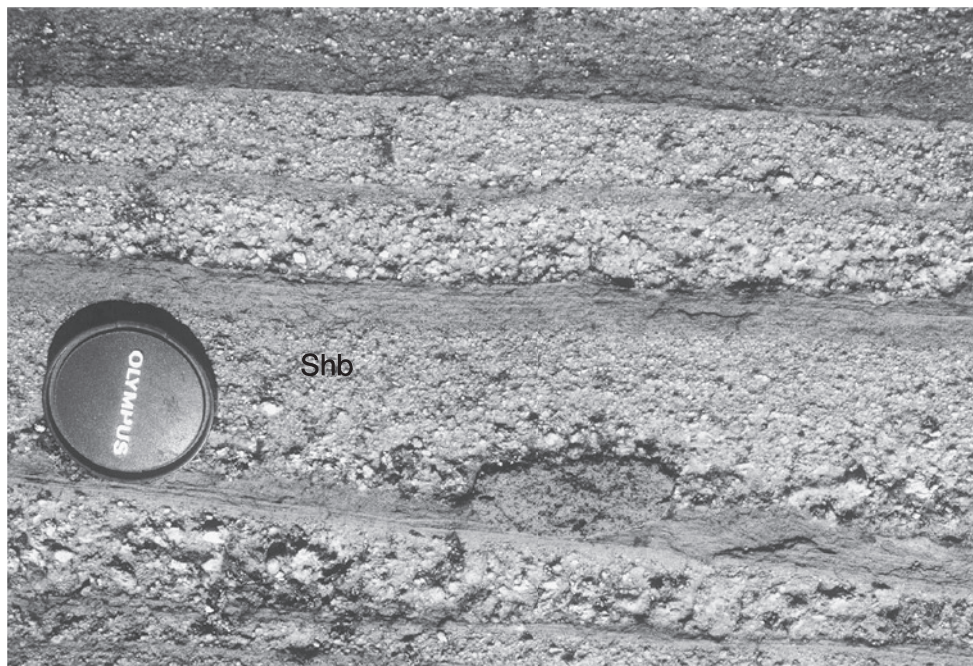
上部は、白河火砕流堆積物群と河川・ラハール堆積物からなる。南東山地から流入していた網状河川堆積物は隈戸火砕流の噴出を境に停止してしまう。各火砕流堆積物の上位には低角斜交層理やスコアフィールド斜交層理を持つ軽石混じりで結晶片に富む細粒～極粗粒砂岩 (Shb, Ss) からなるラハール (高密度洪水流) 堆積物 (FA2)

が発達する (第 5.3, 5.4 図)。一方、北西から流入する網状河川堆積物は、上部でもさらに前進を続け、会津坂下町七折坂～塔寺 (R7) の南に達している (第 5.1 図)。

隈戸火砕流堆積物は、斜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 (第 5.5 図)。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。会津盆地の南縁山地では最大 150 m 以上の層厚を持つが (「若松」図幅内)、本図幅地域では 30～20 m まで薄くなる。また、「若松」図幅地域内では堆積物の大半が溶結していたが、本図幅地域内では非溶結の岩相が局所的に現れる。ただし、非溶結／溶結部の分布には、単に距離との相関は見られない。すなわち、本堆積物は最も下流に位置する「野沢」図幅内の井谷川沿い (R1; 第 5.1 図) でも溶結している。新鶴村沼山に見られる非溶結部では基質に固結度の低い礫や砂の捕獲ブロックが多数包有されており、河川堆積物を取り込むことにより火砕流堆積物が冷却されたことが示唆される。また、そのような異質岩片がほとんどなくとも、基盤岩を直接覆う図幅南東部の本層分布域では、強溶結部から非溶結部まで目まぐるしく岩相が変化する。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)・斜方輝石 (<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%，斜方輝石 = 1%，鉄鋳 = 1%，石質岩片 = 1% である。本火砕流は、「田島」図幅地域



第 5.3 図 七折坂層の高密度洪水流堆積物 (1)
会津坂下町勝方の北西 2 km の大規模林道飯豊-檜枝岐線沿い. 岩相コードは第 4.1 表を参照.

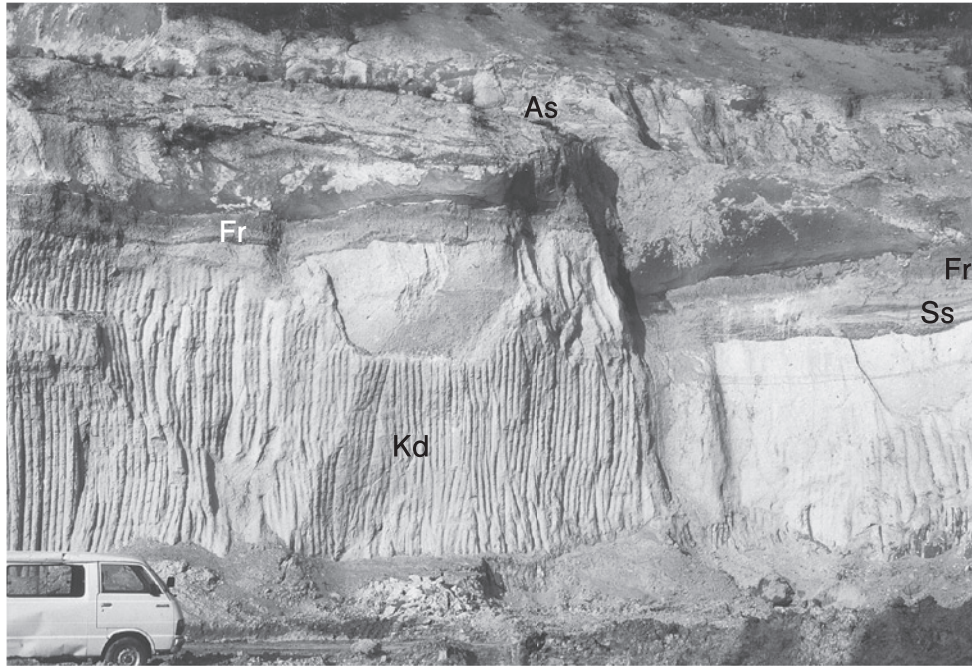


第 5.4 図 七折坂層の高密度洪水流堆積物 (2)
新鶴村入田沢. 水平で連続性の悪い層理を持つ細粒-極粗粒砂岩-細礫. 白色のデイサイト軽石に富んでおり, 正級化している. 岩相コードは第 4.1 表を参照.

内の小野カルデラ起源である (第 5.6 図; 山元, 1999a).

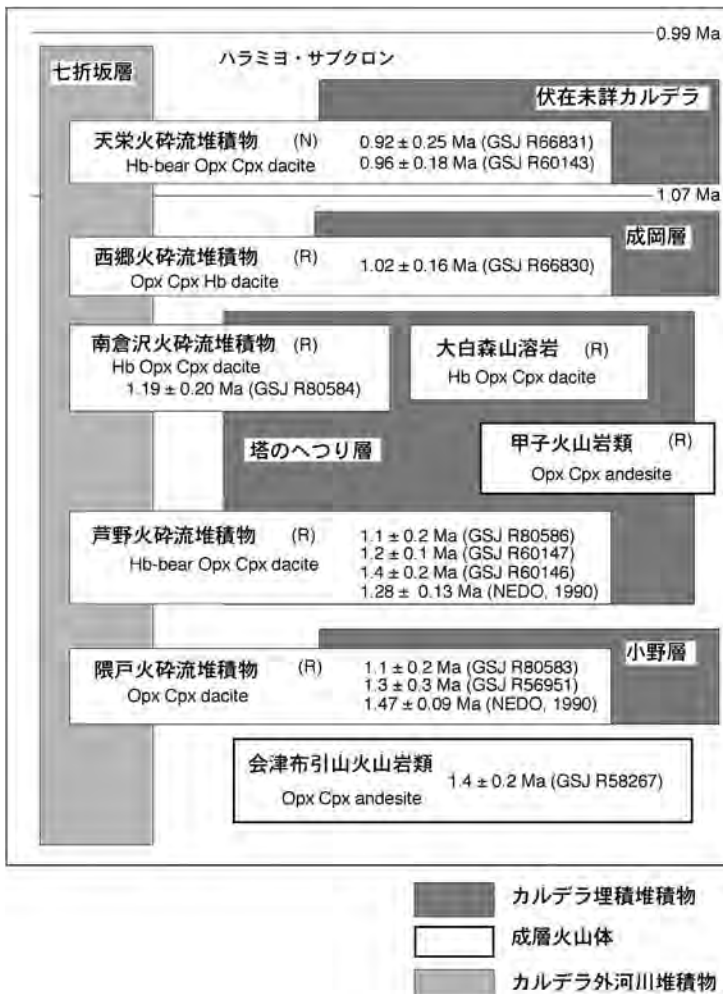
芦野火砕流堆積物は, 角閃石斜方輝石単斜輝石デイサイト質の軽石凝灰角礫岩~火山礫凝灰岩からなり, 一部で溶結する. 最大径 60 cm 以上の灰色・白色軽石が含まれ, 軽石の粒径や含有量の違いによるフローユニット境界が観察される (第 5.7 図). 灰色と白色軽石で, 斑

晶組み合わせや化学組成で大きな違いはない. 会津盆地の南縁山地では最大 60 m 以上の層厚を持つが (「若松」図幅内), 本図幅地域では 15 m 前後まで薄くなる. 南東隣の「猪苗代」図幅地域内の会津布引山に至る地域で強溶結となるが, 本図幅地域内では南東・南西縁部を除くと非溶結である. 新鶴村佐賀瀬川の火砕流本体下位に

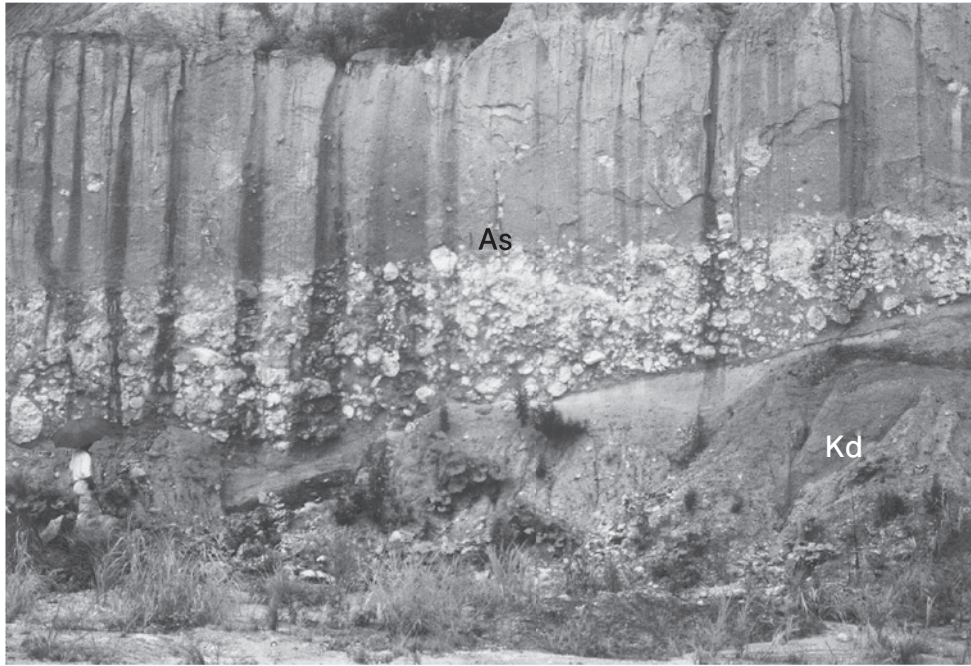


第 5.5 図 弱溶結した隈戸火砕流堆積物 (Kd)

会津若松市赤井の国道 294 号線沿い。隈戸火砕流堆積物 (Kd) は弱溶結した塊状軽石火山礫凝灰岩からなる。上位の芦野火砕流堆積物 (As) との間には赤褐色の古土壌 (Fr) があり、会津盆地の東縁丘陵は当時離水していたことを示している。芦野火砕流堆積物は、基底部を除き、溶結している。



第 5.6 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 5.10 図を参照。



第 5.7 図 浸食された隈戸火砕流堆積物 (Kd) を覆う芦野火砕流堆積物 (As)
会津若松市上居合の卸売市場敷地内. 芦野火砕流堆積物は非溶結で、粒径の違いによるフローユニット境界が顕著。

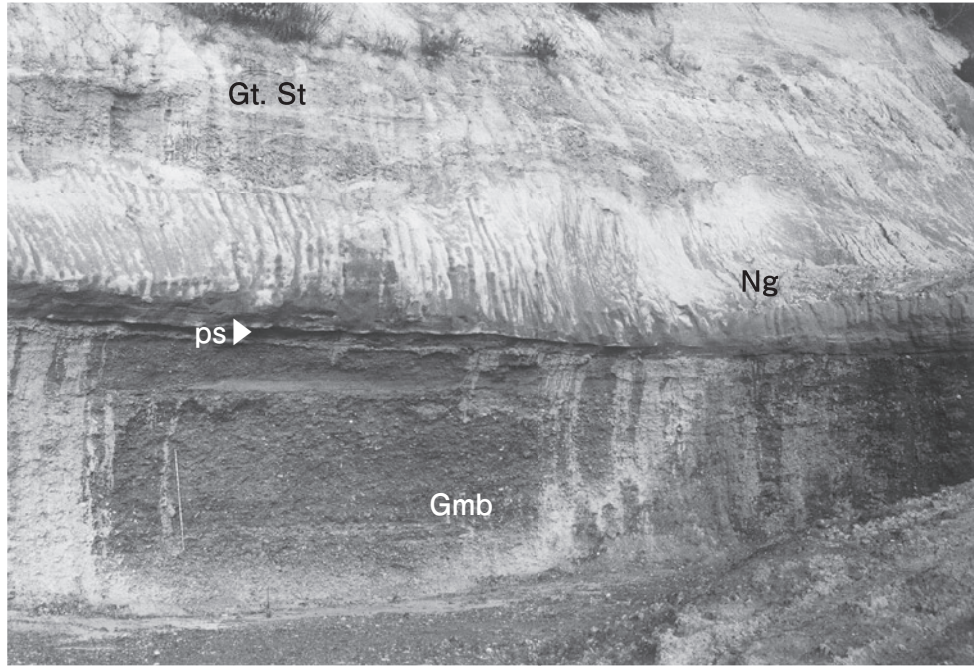
は、軽石火山礫降下堆積物が見つかるが、他の地点では確認できなかった。本堆積物の基質は、斜長石 (<1.6 mm)・石英 (<0.7 mm)・単斜輝石 (<0.8 mm)・斜方輝石 (<2.9 mm) をまばらに含むガラス質火山灰からなる。基質のモード組成は、火山ガラス片 = 70%、斜長石 = 18%、石英 = 微量、単斜輝石 = 4%、斜方輝石 = 1%、普通角閃石 = 微量、鉄鋳 = 微量、石質岩片 = 7% である。本火砕流は、「田島」・「長沼」図幅地域内の塔のへつりカルデラ起源である (第 5.6 図; 山元, 1999a)。

南倉沢火砕流堆積物は、角閃石斜方輝石単斜輝石デイサイト質の非溶結の軽石火山礫凝灰岩からなる (第 5.8 図)。最大層厚は 20 m 前後である。火砕流本体の下位には、層厚 20 ~ 50 cm の平行層理を持つ比較的淘汰の良い結晶片に富んだ粗粒火山灰からなる火砕サージ堆積物が付随している。火砕流本体の基質は斜長石 (<1.5 mm)・石英 (<1.3 mm)・単斜輝石 (<0.8 mm)・斜方輝石 (<0.9 mm)・普通角閃石 (<0.8 mm) の結晶片、火山ガラス片、少量の石質岩片からなる。石質岩片には新鮮な斜方輝石単斜輝石デイサイトと変質デイサイトとが認められる。基質のモード組成は、火山ガラス片 = 70%、斜長石 = 21%、石英 = 1%、単斜輝石 = 2%、斜方輝石 = 1%、普通角閃石 = 1%、鉄鋳 = 微量、石質岩片 = 4% である。本火砕流は、「田島」・「長沼」図幅地域内の塔のへつりカルデラ起源である (第 5.6 図; 山元, 1999a)。

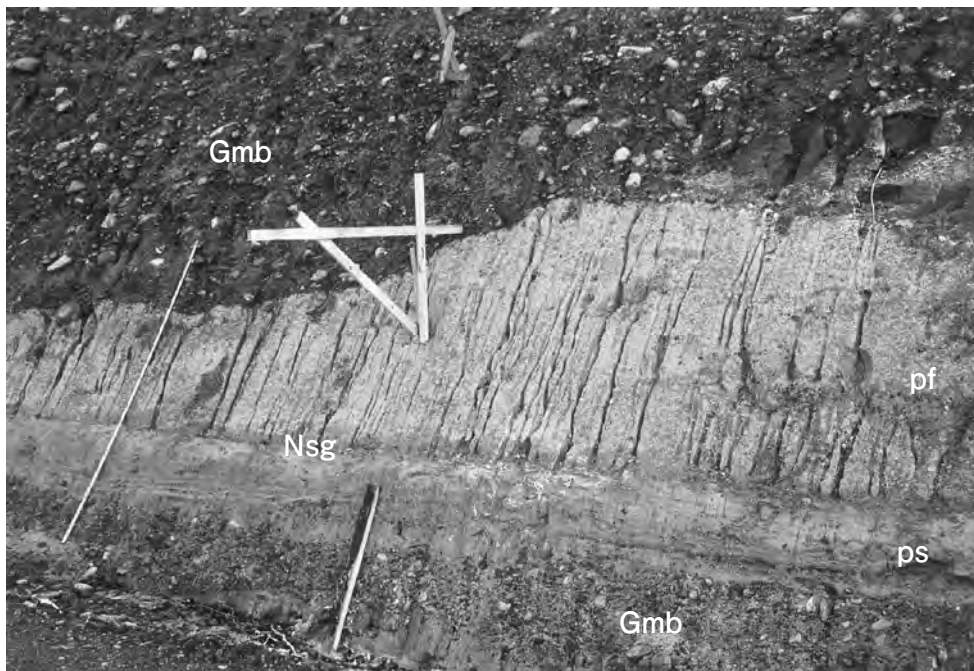
西郷火砕流堆積物は、斜方輝石単斜輝石角閃石流紋岩質の非溶結の軽石凝灰角礫岩~軽石火山礫凝灰岩からな

る (第 5.9 図)。最大径 20 cm 以上の白色軽石が豊富に含まれ、その最大層厚は 20 m 前後である。会津盆地の南縁山地では溶結して最大 100 m 以上の層厚を持つが (「若松」図幅内)、本図幅地域では 30 ~ 20 m まで薄くなる。火砕流本体の下位には、層厚 20 cm 以下で平行層理を持つ比較的淘汰の良い結晶片に富んだ粗粒火山灰からなる火砕サージ堆積物が付随している。火砕流本体の基質は、斜長石 (<3.2 mm)・石英 (<4.8 mm)・角閃石 (<1.6 mm)・単斜輝石 (<0.8 mm)・斜方輝石 (<0.6 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 = 57%、斜長石 = 27%、石英 = 11%、単斜輝石 = 1%、斜方輝石 = 1%、普通角閃石 = 2%、鉄鋳 = 1%、石質岩片 = 微量である。本火砕流堆積物は、「田島」図幅地域内の成岡カルデラ起源である (第 5.6 図; 山元, 1999a)。

天栄火砕流堆積物は、角閃石含有斜方輝石単斜輝石デイサイト質の非溶結の軽石凝灰角礫岩~軽石火山礫凝灰岩からなる。最大径 30 cm 以上の白色軽石が豊富に含まれ、径 10 cm 以下の緻密な黒色ガラス質本質岩片を伴っている。両者は同一岩片で共存することがあり、斑晶組み合わせや化学組成で大きな違いはない。堆積物の最大層厚は 15 m 前後である。基質は、斜長石 (<1.2 mm)・石英 (<0.8 mm)・単斜輝石 (<0.6 mm)・斜方輝石 (<0.6 mm) と少量の普通角閃石の結晶片、軽石片、少量の石質岩片からなる。基質のモード組成は、火山ガラス片 = 78%、斜長石 = 16%、石英 = 2%、単斜輝石 = 1%、斜方輝石 = 1%、普通角閃石 = 微量%、鉄鋳 = 微量、石



第 5.8 図 七折坂層上部の河川堆積物に挟まれる南倉沢火砕流堆積物 (Ng)
 会津坂下町七折峠の北東 0.8 km の大規模林道飯豊-檜枝岐線沿い。火砕流堆積物の基底部には、層厚 30 ~ 40 cm の火砕サージ堆積物 (ps) が伴われる。スケールは 2 m。岩相コードは第 4.1 表を参照。



第 5.9 図 七折坂層上部の河川堆積物に挟まれる西郷火砕流堆積物 (Nsg)
 会津坂下町坂下の県道沿い。火砕流本体 (pf) の直下には火砕サージ (ps) が伴われる。スケールは 2 m。
 岩相コードは第 4.1 表を参照

質岩片=2%である。本火砕流堆積物の給源は不明である。
化石 豊富な植物化石を産出する。その詳細は鈴木ほか (1990) に記載されている (第 5.1 表)。

年代・対比 本層の古地磁気層序は Matsuyama Epoch の上部に相当し、本層の基底が Olduvai Event の基底に

ほぼ一致する (Manabe, 1980)。白河火砕流群のなかでは天栄火砕流堆積物が唯一正帯磁しており、Jaramillo Event に噴出している (第 5.6 図)。本層中の隈戸火砕流堆積物 (GSJ R56951) からは 1.3 ± 0.3 Ma の K-Ar 年代値が報告されている (山元, 1992a)。また、隈戸火

砕流堆積物からは 1.1 ± 0.2 Ma, 芦野火砕流堆積物 (GSJ R60147) から 1.2 ± 0.1 Ma, 南倉沢火砕流堆積物から 1.19 ± 0.20 Ma, 天栄火砕流堆積物 (GSJ R60143) から 0.96 ± 0.18 Ma のフィッシュトラック年代値を得ている (第 5.2 表). 隈戸火砕流堆積物のフィッシュトラック年代値は, 層序よりも若干若くなっている. 白河火砕流群と給源の火山体群との関係は, 第 5.6 図にまとめられる. 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 5.10 図). 喜連川丘陵の白河火砕流堆積物群は, 七折坂層と良く似た礫質河川堆積物が卓越する境林層に挟まれる (小池ほか, 1985).

5.2 猫魔火山噴出物 (Ne)

猫魔火山は, 本図幅地域東縁部から「磐梯山」図幅地域に分布する安山岩成層火山体である (Nakamura, 1978; Kimura *et al.*, 2001; 三村, 2002). 一部の稜線上に初生的な火山地形がわずかに残るほかは, 著しく開析されている. 谷の下流部には古期及び新期火山麓扇状地堆積物が広がり, 会津盆地の完新統下に没している. 主要な山頂は東隣「磐梯山」図幅地域内にあり, 猫魔ヶ岳 (1,404 m)・古城ヶ峰 (1,287 m)・雄国山 (1,271 m) に分かれている (第 1.4 図, 第 1.5 図). これらの山頂の間には径 2.5 km の凹地 (雄国沼カルデラ) がある.

地層名 Nakamura (1978) による.

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.

分布・構造 会津盆地の東に位置する猫魔山を構成する. 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, 斜方輝石単斜輝石安山岩のブロック溶岩流を主体とする. 山頂部に近い金沢峠から「磐梯山」図幅地域内の雄国滝では粗粒な降下火砕物が, 溶岩流と互層している. 北西山麓で古期火山麓扇状地堆積物に覆われる溶岩流も, おそらく金沢峠付近の溶岩流のどれかへと連続するものであろう. これらの噴出物は, 三村 (2002) の主山体溶岩に相当する. 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 (Gmb) や基質支持で塊状の安山岩巨礫～中礫層 (Gms) が厚く成層しており, 標高 800 m 以下の北東・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,

第 5.1 表 七折坂層・塔寺層の植物化石
鈴木ほか (1990) による.

化石	七折坂層	塔寺層
<i>Picea pleistoceaca</i> Suzuki, n. sp.	○	○
<i>P. jezoensis</i> Carr.	○	○
<i>P.</i> sp.	○	○
<i>Abies</i> sp. (A. cf. <i>veitchii</i> Lindl.)	○	
<i>A.</i> sp.		○
<i>Tsuga diversifolia</i> (Maxim.) Masters		○
<i>T. sieboldii</i> Carr.		○
<i>T.</i> sp.	○	○
<i>Pinus koraiensis</i> Sieb. et Zucc.	○	○
<i>Thuja</i> cf. <i>standishii</i> (Gord.) Carr	○	
<i>Chamaecyparis pisifera</i> Endl.		○
<i>Cryptomeria japonica</i> (Linn. Fil.) D. Don		○
<i>Sparganium glomeratum</i> Laest.		○
<i>Potamogeton</i> cf. <i>oxyphyllus</i> Miq.	○	○
<i>Carax dickinsii</i> Franch. et Savat.	○	○
<i>C. vesicaria</i> Linn.	○	○
<i>Scirpus mucronatus</i> Linn.	○	○
<i>Eleocharis</i> sp.		○
<i>Smilax china</i> Linn.	○	
<i>Pterocarya rhoifolia</i> Sieb. et Zucc.		○
<i>Juqlans mikii</i> Nirei	○	
<i>J. mandshurica</i> Maxim.	○	
<i>J. ailanthifolia</i> Carr.		○
<i>Alnus japonica</i> (Thunb.) Steud.	○	○
<i>A. hirsuta</i> Turcz.		○
<i>Betula ermanni</i> Cham.		○
<i>B. platyphylla</i> Sukatchev		○
var. <i>japonica</i> (Miq.) Hara	○	○
<i>Carpinus cordata</i> Blume		○
<i>Corylus heterophylla</i> Fischer		○
var. <i>thunbergii</i> Blume	○	○
<i>C. sieboldiana</i> Blume	○	
<i>Fagus microcarpa</i> Miki	○	○
<i>F. crenata</i> Blume	○	
<i>Quercus serrata</i> Thunb.	○	○
<i>Celtis jessoensis</i> Koidz.	○	
<i>Polygonum maackianum</i> Regel	○	
<i>Brasenia schreberi</i> J. F. Gmel.	○	
<i>Ceratophyllum demersum</i> Linn.	○	
<i>Ranunculus</i> sp.		○
<i>Magnolia kobus</i> DC.	○	○
<i>M. obovata</i> Thunb.	○	○
<i>Sassafras subtriloba</i> (Kon'no) Tanai et Onoe	○	○
<i>Rubus</i> sp.	○	○
<i>Phellodendron amurense</i> Rupr.	○	○
<i>Buxus microphylla</i> Sieb. et Zucc.		○
var. <i>japonica</i> (Muell. Arg.) Rehd. et Wils.	○	○
<i>Ilex crenata</i> Thunb.	○	
<i>Acer diabolicum</i> Blume	○	○
<i>A.</i> sp.		○
<i>Vitis ficifolia</i> Blume		○
var. <i>lobata</i> (Regel) Nakai		○
<i>Actinidia</i> sp. (A. cf. <i>polygama</i> (S. et Z.) Maxim)		○
<i>Trapa mammillifera</i> Miki	○	
<i>T. macropoda</i> Miki	○	
<i>T. japonica</i> Flerov		○
<i>T. maximowiczii</i> Korsh.		○
<i>Hippuris vulgaris</i> Linn.	○	○
<i>Cornus contraversa</i> Hemsl.	○	○
<i>C. brachypoda</i> C. A. Meyer		○
<i>Tripetalea paniculata</i> Sieb. et Zucc.	○	
<i>Styrax japonica</i> Sieb. et Zucc.	○	○
<i>Menyanthes trifoliata</i> Linn.	○	○
<i>M. trifoliata</i> Linn.		○
var. <i>minusculus</i> Suzuki	○	
<i>Trapella sinensis</i> Oliv.	○	○
<i>Sambucus</i> sp.	○	○
<i>Bidens</i> sp. (B. cf. <i>tripartita</i> Linn.)		○

礫混じりの粗粒砂層 (Shb, Shl) 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できない. 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・

第 5.2 表 七折坂層・塔寺層火砕流堆積物のジルコン・フィッシュトラック年代

Sample Unit No.	Number of grain	Spontaneous ps (10 ⁶ /cm ²)	[Ns]	Induced pi (10 ⁶ /cm ²)	[Ni]	Dosimeter pd (10 ⁶ /cm ²)	[Nd]	r	U (ppm)	Age±1σ (Ma)	P(χ ²) (%)
佐賀瀬川火砕流堆積物 (塔寺層)											
Sakasegawa Pyroclastic Flow Deposit (Toder Formation)											
GSJ R57405	30	4.17	26	4.43	2764	8.16	1210	0.031	436	0.29±0.06	-
天栄火砕流堆積物 (七折坂層)											
Ten-ei Pyroclastic Flow Deposit (Nanaorezaka Formation)											
GSJ R60143	30	0.575	30	1.66	867	7.49	2307	0.437	180	0.96±0.18	59
南倉沢火砕流堆積物 (七折坂層)											
Nagurasawa Pyroclastic Flow Deposit (Nanaorezaka Formation)											
GSJ R80584	29	0.728	40	1.68	926	7.43	1144	0.685	180	1.19±0.20	91
芦野火砕流堆積物 (七折坂層)											
Ashino Pyroclastic Deposit (Nanaorezaka Formation)											
GSJ R60147	27	1.24	73	3.25	1914	8.63	1330	0.486	300	1.2±0.1	94
隈戸火砕流堆積物 (七折坂層)											
Kumado Pyroclastic Flow Deposit (Nanaorezaka Formation)											
GSJ R80583	30	1.36	54	3.44	1371	8.022	4107	0.336	410	1.1±0.2	29

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

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

(3) P(χ²) is the upper χ² tail probability corresponding to the observed χ²-statistics.

(4) Age calculated using dosimeter glass SRM612 and ζ = 372±5 (Danbara et al., 1991).

(5) r is correlation coefficient between ps and pi.

(6) U is uranium content.

(7) the total decay rate for ²³⁵U: λD = 1.480×10¹⁰ / yr.

GSJ R57405 = 大沼郡新鶴村佐賀瀬川 (地点 4), GSJ R60143 = 河沼郡津坂下町勝方 (地点 3), GSJ R80584 = 大沼郡新鶴村入田沢 (地点 2), GSJ R60147 = 耶麻郡北塩原村要害山 (地点 5), GSJ R80583 = 大沼郡新鶴村沼山 (地点 1).

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できなかった。そのため、本報告では「喜多方」図幅地域内に分布する本火山噴出物については、すべて前期更新世の成層火山体構成物であるとして一括して地質図に示している。

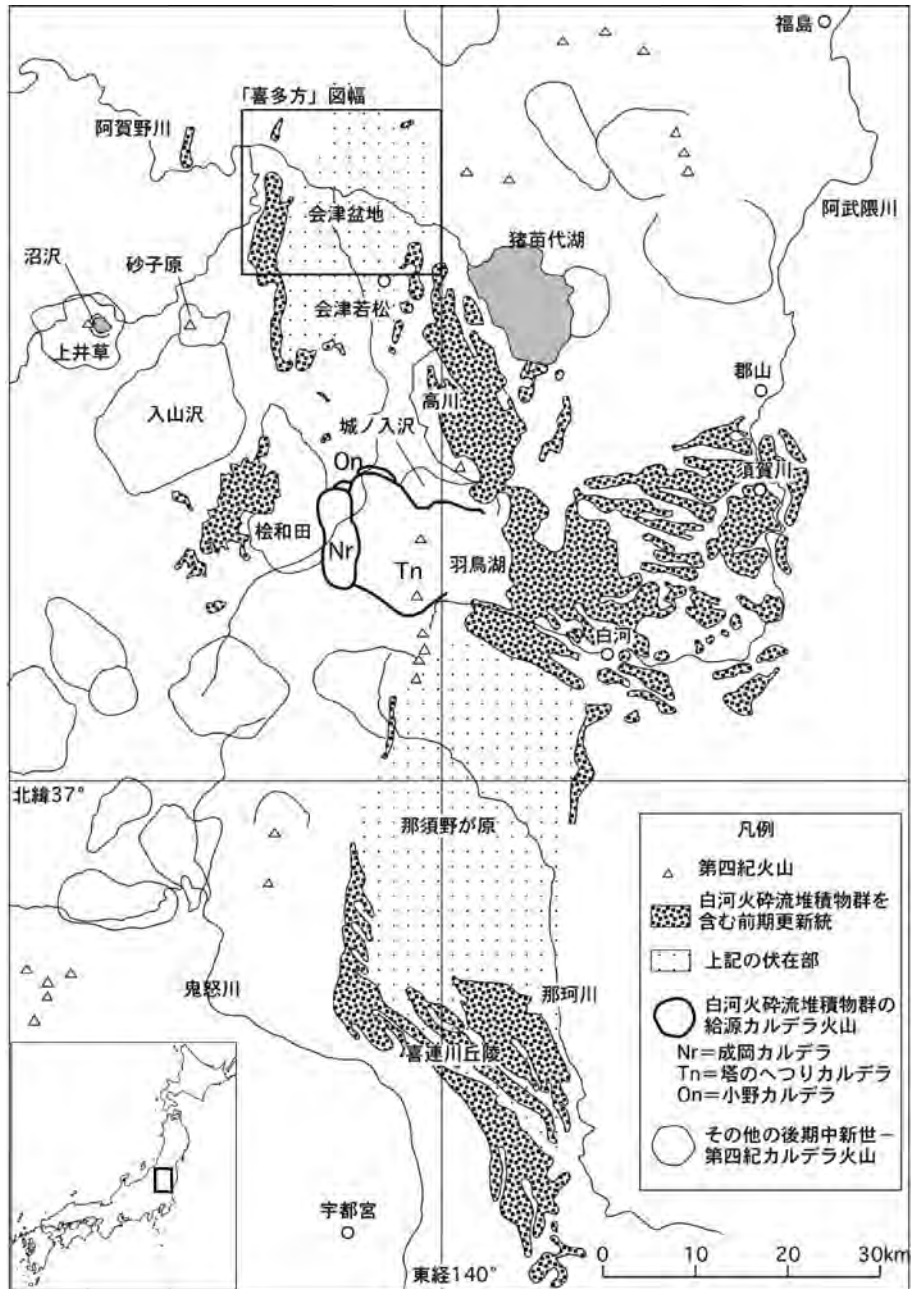
Nakamura (1978) は、猫魔火山噴出物を 31 ユニットに細分し、さらに溶岩流と溶岩ドームの区別を行っている。Kimura *et al.* (2001) の溶岩区分も Nakamura (1978) の区分を基本的に踏襲している。しかし、Nakamura (1978) の溶岩区分は現谷地形にかなり支配されており、溶岩流や溶岩ドームとしての初成的な火山地形は認められない。三村 (2002) も指摘するように、Nakamura (1978) や Kimura *et al.* (2001) の層序は露頭で確認できる層序関係以上に細分化されている。鈴木ほか (1973) では、山麓部に大原火山砕屑流堆積物、山腹に金沢峠溶岩類、山頂部に雄国沼スコリア流堆積物が分布するとされていた。しかし、彼らの大原火山砕屑流堆積物は成因・時代の異なる複数の堆積物 (本報告の翁島岩層なだれ堆積物、古期・新期火山麓扇状地堆積物、古期・新期地すべり堆積物) から構成され、単独の地質ユニットとして意味を持たない。また、雄国カルデラの周囲には溶岩と互層する粗粒降下火砕物を除いて、層厚が 100 m 程度あるという彼らの雄国沼スコリア流堆積

物に相当する堆積物を認めることができなかった。

本火山噴出物の斜方輝石単斜輝石安山岩は、最大長径 6 mm 以下の斜長石斑晶に富む斑状のものがほとんどである。本図幅地域内にある本火山噴出物安山岩は、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 (Kimura *et al.*, 2001)。猫魔火山噴出物にも中カリウム系列の安山岩が見られるが、その分布は山体東部の「磐梯山」図幅地域内に限られる (Kimura *et al.*, 2001)。

年代・対比 山体東部の中カリウム系列の安山岩を除いた山体からは 1.11 ~ 0.60 Ma の 8 個の K-Ar 年代値が報告されている (NEDO, 1990)。また、三村 (2002) も同山体から 1.43 ± 0.51 Ma と 0.68 ± 0.04 Ma の K-Ar 年代値を報告している。さらに携帯型磁化方位計で計測した本図幅地域内 10 地点の溶岩はすべて逆帯磁であった。本図幅地域内にある猫魔火山噴出物は、そのほとんどが前期更新世に噴出・堆積したと考えて良いであろう。

猫魔火山の西山麓には、金山川岩層なだれ堆積物や旧期・新期火山麓扇状地堆積物が広がるが、後述するように、これらの堆積物の形成は 10 万年前以降である。したがって、これらの堆積物の形成と猫魔火山の火山活動は無関係である。猫魔火山西麓の火山麓扇状地の調査を行った黒木 (1995) は、猫魔火山開析過程で形成された火山麓扇状地の扇型地形領域中にも浸食から取り残され



第 5.10 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・成岡カルデラ群の周囲に分布する。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）に挟在される。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 5.6 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。

た火山原面の存在を認め、これを火山麓扇状地 1 面と呼んでいる。黒木（1995）の Loc.1 で観察される 1 面構成

層の解釈は黒木の指摘の通りであり、これも本報告では本火山噴出物（Ne）に含めて地質図に示している。

第6章 第四系中部更新統

(山元孝広)

本図幅地域の中部更新統は、南西隣「宮下」図幅内の砂子原カルデラの火山活動に関連した堆積物から主に構成される。その分布は会津盆地西縁丘陵にある。中央部の盆地内にも中部更新統が相当量伏在しているものとみられる。

6.1 塔寺層 (Td)

本堆積物は、南西隣「宮下」図幅地域内にある砂子原カルデラから、約29万年前に噴出した佐賀瀬川火砕堆積物を挟在する礫・砂の河川堆積物からなる中期更新世の陸成層である(山元, 1992b; 山元・須藤, 1996)。

地層名 鈴木ほか(1972, 1973, 1977a)の「塔寺層」による。

模式地 福島県河沼郡会津坂下町塔寺。

分布・構造 阿賀川以南の会津盆地西縁丘陵の東の縁に主に分布する。一部は、只見川側の高郷村大多賀の東方にも分布する。会津盆地の西縁沿いのものは、ほぼ南北の走向で、東に傾斜する。

層序関係 下位の七折坂層を不整合に覆う(第6.1, 6.2図)。

層厚 模式地の塔寺付近で最も厚く約40m。分布の南部では上部部分を欠き、薄くなる。

岩相 本層は、下位から礫質河川流路堆積物(FA3)、佐賀瀬川火砕流堆積物、ラハール・礫質河川流路・氾濫原堆積物(FA2・FA3・FA5)互層で構成されている。

基底部のFA3は、インプリケーションの発達した岩片支持の塊状中～大礫層(Gmb)からなり、層厚は2～15mである。古流向は北東から北で、砂子原カルデラのある盆地南西山地の隆起が示唆される(山元, 1992a)。

佐賀瀬川火砕流堆積物(Sn-SK)は、大沼郡新鶴村佐賀瀬川の村営運動場脇に模式的に露出し、間に土壌を挟むことなく下位の礫層を整合に覆っている。堆積物の下部は、径1cm以下の火山豆石を多量に含む良く成層した降下堆積物で構成され、その層厚は佐賀瀬川付近で3m、北の塔寺付近で50cm前後である。降下堆積物の基質は厚めの気泡壁型～ブロック状の火山ガラス片からなり、軽石片や石質岩片に乏しい。これを覆う火砕流本体は非溶結で塊状の火山礫凝灰岩からなり、ガラス質火山灰の基質に径2～3cmの繊維状軽石と径3cm以下の石質岩片(流紋岩・凝灰岩)をまばらに含んでいる。

その層厚は5m前後であるが、場所によっては火砕流本体を欠き降下火砕堆積物のみからなる場合(第6.3図)、火砕流本体が軽石礫に富むラハール堆積物で置換されている場合もある(第6.2図)。基質の火山ガラス片の形態は、繊維状軽石型のものと同様の気泡壁型～ブロック状のものが混在している。基質の結晶片には、斜長石・黒雲母・鉄鉱と微量の石英が認められる(第6.1表)。

本層上部は、主に粗粒砂層と礫層の繰り返しからなり、中～細粒砂層・シルト層を挟んでいる。粗粒砂層は石英・長石等の結晶片に富み、細～中礫層をレンズ状に挟む、低角斜交層理やスコアフィールド斜交層理を持つ細粒～極粗粒砂岩(Shb, Ss)からなる。礫層は塊状で、インプリケーションの発達した岩片支持の中～大礫層からなる(Gmb)。中～細粒砂層・シルト層には平行～リップル層理が発達しており、植物化石を含んでいる(FI)。

化石 豊富な植物化石を産出する。その詳細は鈴木ほか(1990)に記載されている(第5.1表)。

年代・対比 本層の佐賀瀬川火砕流堆積物からは 0.29 ± 0.03 MaのFt年代値が報告されている(第5.2表; 山元, 1992b)。また、 0.22 ± 0.05 Maの久保田火砕堆積物の降下までには、本層は離水していた。したがって、本層は30万年前頃から22万年前頃の堆積物と判断される。

6.2 砂子原-久保田火砕物(地質図では省略)

本堆積物は、南西隣「宮下」図幅地域内にある砂子原カルデラから、約22万年前に噴出した流紋岩火砕堆積物である(山元, 1999b; 山元・駒澤, 2004)。

地層名 山元・須藤(1996)による。

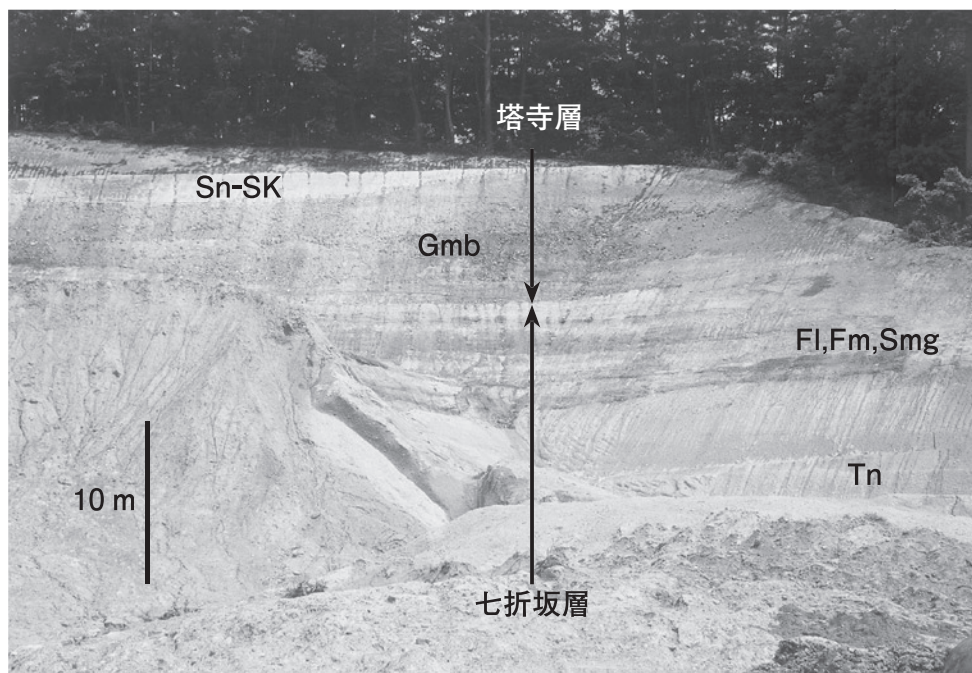
模式地 火砕流堆積物は柳津町久保田(「宮下」図幅地域内)に、降下火砕堆積物は会津坂下町勝方に模式的に分布する。

分布・構造 模式地を含む砂子原カルデラ内では、本堆積物は塊状の火砕流堆積物からなる。しかし、本図幅地域を含むカルデラ外では、降下火砕堆積物のみからなる。

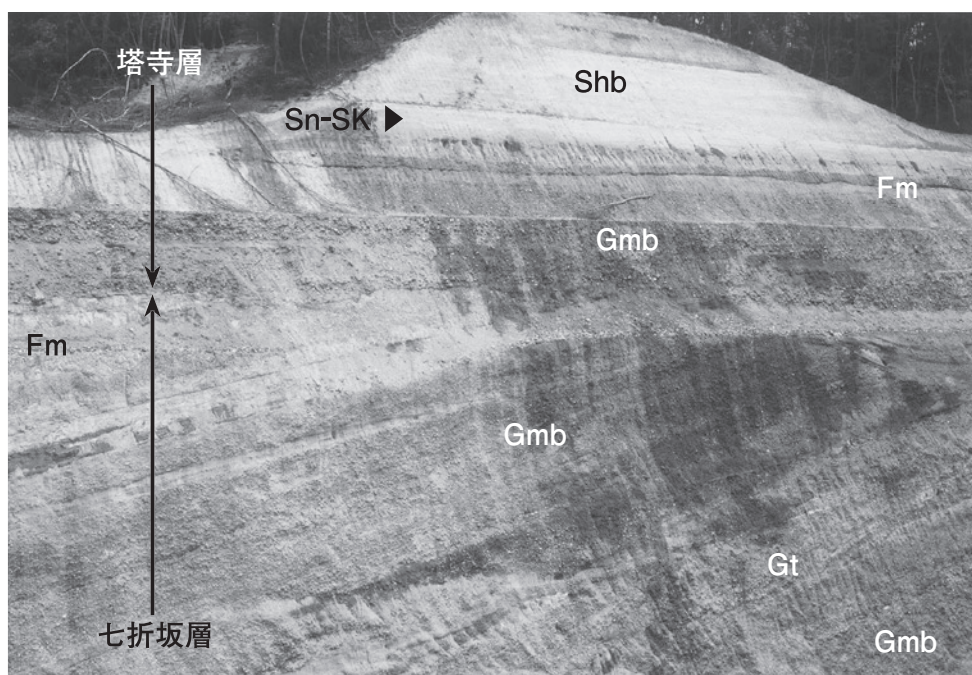
層序関係 土壌化した細粒風成堆積物を挟んで塔寺層を覆う(第6.3図)。

層厚 約1m。

岩相 本火砕物(Sn-KB)は、カミングトン閃石含有黒雲母流紋岩の軽石を本質物として含む。会津坂下町勝南方での本降下火砕堆積物は繊維状軽石と流紋岩石質岩



第 6.1 図 七折坂層を不整合に覆う塔寺層 (1)
 新鶴村入田沢. Sn-SK = 砂子原-佐賀瀬川火砕物, Tn = 天栄火砕流堆積物. 岩相コードは第 4.1 表を参照.

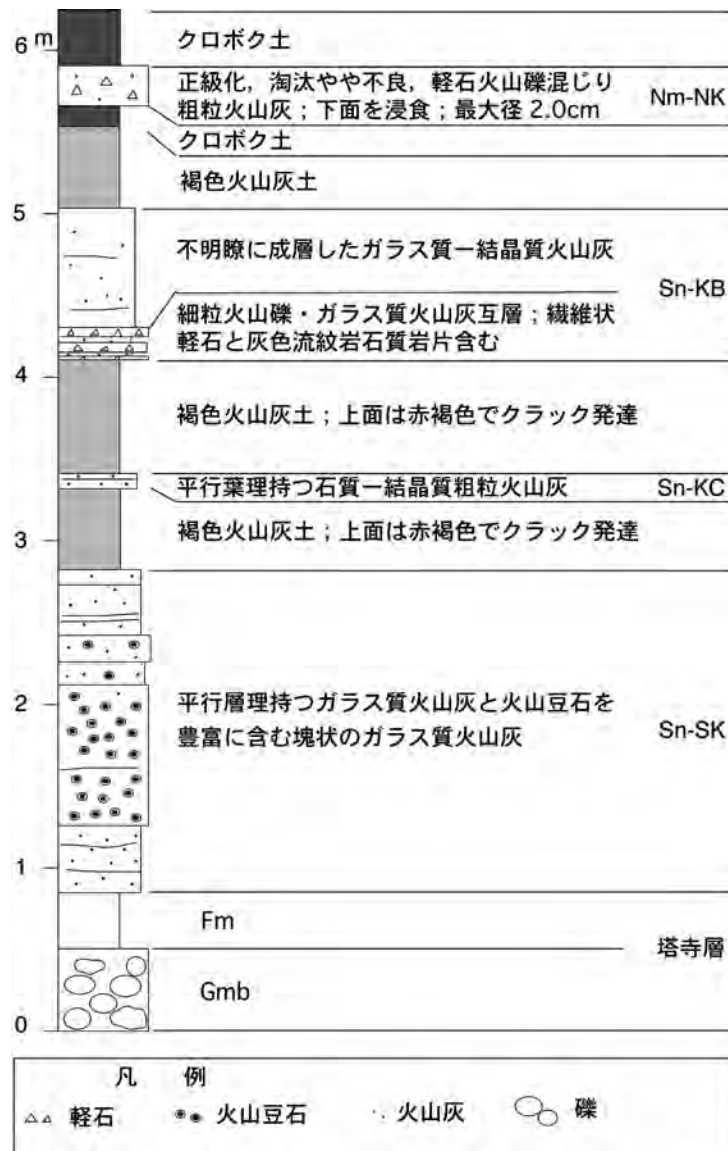


第 6.2 図 七折坂層を不整合に覆う塔寺層 (2)
 高郷村大田賀西方の砂利取り場. Sn-SK = 砂子原-佐賀瀬川火砕物. 岩相コードは第 4.1 表を参照.

片の細粒火山礫とガラス質火山灰の互層からなる下部 (Sn-KB-1) と不明瞭な平行層理が認められる風化の進んだ白色火山灰からなる上部 (Sn-KB-2) で構成されるが (第 6.3 図), これ以外の場所では下部が欠けたり, 上部の土壌化が進んでいたりとテフラの保存状態はあまり良くない. 鏡下では厚めの気泡壁型~ブロック状火山

ガラス片と繊維状軽石型の火山ガラス片の両者が認められ, 結晶片としては斜長石・石英・黒雲母・鉄鉱と微量のカミングトン閃石 (第 6.1 表), 他には微結晶集合体として流紋岩の石質岩片が多量に含まれている.

会津坂下町勝方では Sn-SK と Sn-KB の間に, 砂子原-勝方火砕堆積物 (Sn-KC) と呼ばれる小規模な黒雲母



第 6.3 図 砂子原カルデラから噴出したテフラ群の層序
 新鶴村勝南方, 山元・須藤 (1996) による. Nm-NK = 沼沢-沼沢湖火砕物, Sn-KB = 砂子原-久保田火砕物, Sn-KC = 砂子原-勝方火砕物, Sn-SK = 砂子原-佐賀瀬川火砕物. 岩相コードは第 4.1 表を参照.

流紋岩質の降下堆積物がある (第 6.3 図). ここでは層厚 15 cm の平行ラミナを持った結晶質-石質粗粒火山灰で、鏡下では厚めの気泡壁型~ブロック状の低屈折率火山ガラス片と、斜長石・黒雲母・鉄鉍と微量の石英、それに多量の流紋岩の石質岩片 (微細シリカ鉍物の集合体) が含まれている. 本質物の記載岩石学的な特徴は、下位の Sn-SK と区別できない (第 6.1 表). 分布が他に確認できないため給源を特定するのに必要な等層厚線図は書けないが、岩質と分布位置から見て、本テフラも砂子原カルデラを給源とするものと考えられている (山元・須藤, 1996).

年代・対比 砂子原カルデラ内の久保田火砕流堆積物の本質岩片からは 0.22 ± 0.05 Ma のジルコン・フィッシュオントラック年代値が報告されている (NEDO, 1985).

6.3 砂子原-久保田火砕物起源のラハール堆積物 (Lk)

本堆積物は久保田火砕流噴火直後に発生したラハール堆積物である. 噴火で生じた大量の火砕物は瞬時のうちに河川系を埋め立てるため、まとまった降雨の度に火砕物を混濁した高密度洪水流や洪水流が頻発してより下流域に氾濫をもたらす. 一時的な碎屑物供給量の増加は河床を上昇させるものの、継続的な供給がないためその後は急速に河川の下刻が進み、ラハール堆積物は段丘として残りやすい.

分布・構造 会津坂下町長井の南にある、標高 250 m 前後の平坦面を構成する.

層序関係 下位層を不整合に覆う.

第 6.1 表 「喜多方」 図幅地域周辺に分布する中期更新世-完新世火砕堆積物の特徴

テフラ名	試料	鉱物組成	屈折率				文献
			Glass (n)	Opx (γ)	Hb (n2)	Cum (n2)	
Nm-NK	NK-PF	Hb > Opx; Qz	1.500-1.501 (70%)	1.705-1.708 (70%)	1.673-1.675 (50%)		B
Bn-HP1	BAN108	Opx > Cpx, [Hb]	1.506-1.508 (80%)	1.714-1.717 (80%)			C
Bn-HP1	BAN301	Opx > Cpx	1.502-1.505 (90%)	1.714-1.717 (90%)			C
Bn-HP1	AD209	Opx > Cpx	1.507	1.714-1.717 (80%)			F
Bn-HP1	KR201	Opx > Cpx; [Qz]	1.503-1.506 (70%)	1.713-1.716 (100%)			I
Nm-MZ	MZ-PF	Hb > Cum, Bt, [Opx]; Qz	1.498-1.499 (60%)		1.670-1.673 (80%)	1.659-1.661 (60%)	B
Nm-MZ	BAN107	Hb > Cum, Bt, [Opx]; Qz	1.499-1.500 (80%)	[1.703-1.716 (100%)]	1.669-1.672 (70%)	1.657-1.660 (60%)	C
Nm-MZ	YN101	Hb > Cum, Bt, [Opx]; Qz	1.499-1.500 (90%)	[1.707-1.713 (90%)]	1.672-1.678 (90%)	1.658-1.661 (90%)	G
Nm-MZ	AM202	Hb > Bt, Cum, [Opx]; Qz	1.498-1.499 (60%)		1.672-1.674 (40%)	1.659-1.662 (50%)	G
Nm-MZ	TK401	Hb > Opx, Bt, Cum, [Cpx]; Qz	1.498-1.500 (80%)	1.705-1.708 (70%)	1.671-1.673 (20%)	1.660-1.662 (60%)	I
					1.679-1.682 (50%)		
Nm-MZ	Ht102	Bt, Opx, Hb, Cpx; Qz	1.495-1.498 (90%)	1.710-1.714 (70%)			D
Nm-MZ	AD206	Hb > Cum, Cpx, Opx, Bt; Qz	1.499-1.501 (60%)	1.701-1.709 (100%)	1.671-1.673 (50%)	1.659-1.662 (60%)	F
Nm-MZ	HB102	Hb > Opx, Cum, [Cpx, Bt]; Qz	1.499-1.501 (100%)	1.702-1.714 (100%)	1.671-1.684 (90%)	1.657-1.662 (100%)	G
Nm-MZ	KR101	Hb > Bt, [Cum, Opx]; Qz		[1.713-1.717 (90%)]	1.671-1.686 (90%)	[1.656-1.658 (30%)]	G
						[1.660-1.665 (70%)]	
Nm-MZ	KR202	Hb, [Opx, Cum]; Qz	1.495-1.498 (100%)	[1.715-1.717 (100%)]	1.670-1.689 (100%)	[1.660-1.663 (100%)]	G
Nm-MZ*	YM102	Bt, Hb > Opx, [Cum]; Qz	1.498-1.500 (80%)	1.702-1.705 (20%)	1.669-1.687 (100%)	[1.659-1.664 (70%)]	A
				1.709-1.713 (50%)			
Ag-OK	OK103	Opx > Cpx, [Hb]	1.510-1.512 (80%)	1.706-1.708 (50%)	[1.679-1.682 (60%)]		A
Ag-OK	Ng102	Opx > Cpx, [Hb]	1.509-1.511 (50%)	1.705-1.709 (90%)	[1.683-1.687 (70%)]		D
Ag-OK	KT102	Opx > Cpx, [Hb]	1.510	1.705-1.709 (70%)	[1.680-1.687 (70%)]		A
Ag-OK	ON102	Opx > Cpx, [Hb]; [Qz]	1.508-1.509 (60%)	1.705-1.709 (70%)	[1.682-1.686 (60%)]		D
Bn-HP2	BAN201	Opx > Cpx	1.506-1.508 (80%)	1.714-1.717 (80%)			C
Bn-HP2	AD205	Opx > Cpx	1.507-1.511 (90%)	1.711-1.715 (90%)			F
Bn-HP2	AD303	Opx > Cpx, [Hb, Bt]	1.505-1.507 (80%)	1.712-1.715 (100%)	[1.682-1.687 (70%)]		E
Bn-HP2	TK101	Opx > Hb, Cpx; [Qz]		1.712-1.717 (90%)	[1.665-1.674 (80%)]		I
Bn-HP2	TK302	Opx > Cpx, [Hb]; [Qz]		1.715-1.718 (90%)	[1.668-1.671 (100%)]		I
Sn-KB	KB-PF	Bt, [Cum, Opx]; Qz	1.4968-1.4970 (80%)			[1.670-1.673 (50%)]	C
Sn-KB	NT101	Bt, [Hb, Opx, Cum]; Qz	1.495-1.498 (80%)	[1.708-1.710 (80%)]	[1.674-1.691 (90%)]		H
Sn-KB	BAN103	Bt, [Cum]; Qz	1.496-1.499 (100%)				C
Sn-KB	TR103	Bt; Qz	1.496-1.498 (100%)				E
Sn-KB	601-2-2	Bt, [Hb, Opx]; Qz	1.496-1.498 (90%)				E
Sn-KB	AD308	Bt, [Hb, Cum, Opx]; Qz	1.496-1.498 (80%)		[1.666-1.683 (100%)]		E
Sn-KB	AD212	Bt, [Hb, Cum]; Qz	1.496-1.499 (80%)		[1.668-1.683 (100%)]	[1.657-1.659 (60%)]	E
						[1.666-1.669 (40%)]	
Sn-KB*	YM101	Bt, [Hb, Opx]; Qz	1.496-1.498 (30%)	[1.708-1.713 (60%)]	[1.672-1.697 (100%)]		A
Sn-KC	KC102	Bt; [Qz]	1.496-1.497 (70%)				C
Sn-SK	Sn-PF	Bt; [Qz]	1.497-1.498 (100%)				C

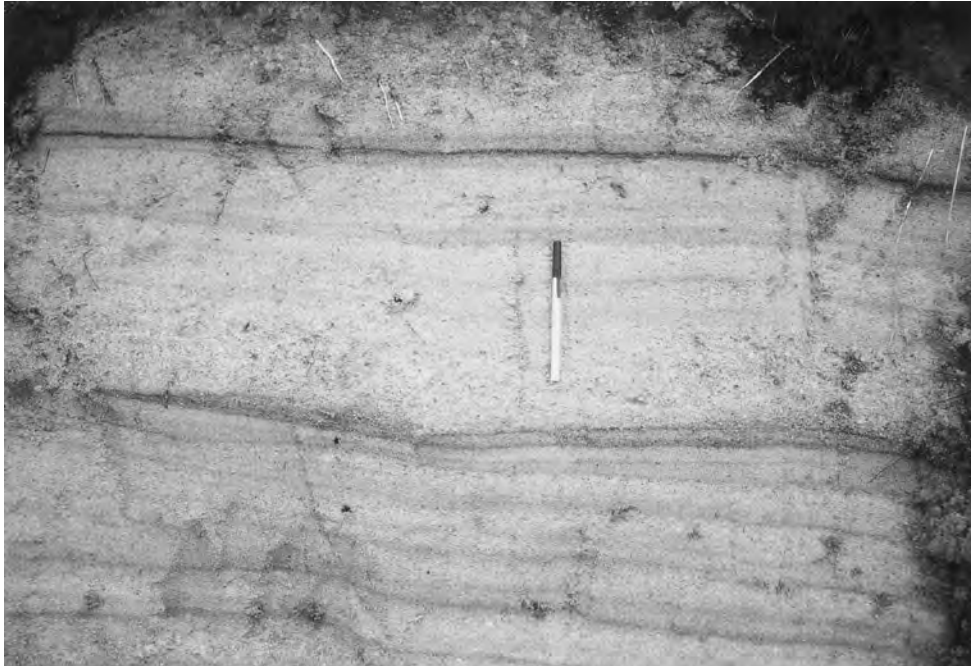
Ag-OK = 赤城-追貝火砕物, Bn-HP1 = 磐梯-葉山 1 火砕物, Bn-HP2 = 磐梯-葉山 2 火砕物, Nm-NK = 沼沢-沼沢湖火砕物, Nm-MZ = 沼沢-水沼火砕物, Sn-KB = 砂子原-久保田火砕物, Sn-KC = 砂子原-勝方火砕物, Sn-SK = 砂子原-佐賀瀬川火砕物, * = ラハール堆積物。

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 = 斜方輝石, Qz = 石英, [] = 微量成分。

本図幅地域内: KC102 = 新鶴村勝方南方, KT102 = 喜多方市雄国, NT101・Sn-PF = 新鶴村佐賀瀬川, YM101 = 会津坂下町長井の南西 1 km, YM102 = 会津坂下町大田賀。

他地域: AD205・AD206・AD209・AD212 = 安達町山入ダム (「二本松」図幅地域), AD303・AD308 = 大玉村中谷地 (「二本松」図幅地域), AM202 = 会津高田町旭無量 (「若松」図幅地域), BAN103 = 猪苗代町諏訪前 (「磐梯山」図幅地域), BAN107・BAN108・BAN201 = 猪苗代町猪苗代スキー場 (「磐梯山」図幅地域), BAN301 = 磐梯町更科 (「磐梯山」図幅地域), HB102 = 北塩原村早稲沢 (「吾妻山」図幅), Ht102 = 天栄村羽鳥 (「長沼」図幅), KB-PF = 柳津町久保田 (「宮下」図幅地域), KR101 = 郡山市三穂田 (「郡山」図幅地域), KR201・KR202 = 郡山市日和田 (「郡山」図幅地域), MZ-PF = 金山町尻吹峠南東 (「宮下」図幅地域), Ng102 = 田島町長野 (「田島」図幅地域), NK-PF = 金山町大栗山 (「宮下」図幅地域), OK103 = 利根村追貝 (「追貝」図幅地域), ON102 = 下郷町小野川 (「田島」図幅地域), TK101 = 小野町上合内 (「常葉」図幅地域), TK302 = 船引町南移 (「常葉」図幅地域), TK401 = 葛尾村野川 (「川俣」図幅地域), TR103 = 下郷町鶴ヶ池 (「田島」図幅地域), YN101 = 柳津町塩野 (「宮下」図幅地域), 601-2-2 = 長沼町長沼 (「長沼」図幅地域)。

A = 本報告, B = 山元 (1995), C = 山元・須藤 (1996), D = 山元 (1999a), E = 山元 (1999b), F = 山元・阪口 (2000), G = 山元 (2003), H = 山元・駒澤 (2004), I = Yamamoto (2005)。



第 6.4 図 久保田火砕物起源のラハール堆積物
会津坂下町長井の南西 1 km. 軽石混じりの極粗粒-中粒砂とガラス質細粒砂の互層で、平行層理を持つ。

層厚 20 m 前後。

岩相 本堆積物は、カミングトン閃石普通角閃石含有黒雲母流紋岩軽石円礫と結晶片に富んだ中礫混じりの極粗粒～中粒砂とガラス質細粒砂の互層で、連続性の悪い平行層理や低角斜交層理、まれにスコアフィールド斜交層理を持つ (Shb, Ss; 第 6.4 図)。単層厚は 20 cm 以下で、軽石礫の最大径は 0.8 cm である。構成する火砕物の特徴は、久保田火砕物と一致する (第 6.1 表の YM101)。基底部には、岩片支持で結晶質極粗粒～中粒砂の基質を持つ円礫岩 (Gma) が伴われる。礫は良く円磨された基盤由来の岩石で、最大径は 15 cm である。

年代・対比 地質学的には、久保田火砕流堆積物と一連の堆積物である。

6.4 古期地すべり堆積物 (lo)

分布・構造 猫魔火山の北山腹には、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。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。

岩相 厚い風成層のため、堆積物はほとんど露出しない。猫魔火山噴出物起源の安山岩岩屑からなる。

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。

第7章 第四系上部更新統及び完新統

(山元孝広・吉岡敏和)

本図幅地域東部の丘陵地には、磐梯・猫魔火山起源の火山砕屑物を主体とする上部更新統が分布する。また、西部の只見川や阿賀川沿いには段丘化した河川堆積物からなる上部更新統や、沼沢湖火砕物起源のラハール堆積物が分布する。中央部の盆地内にも相当量の上部更新統が最低位段丘群・沖積層下に伏在しているものとみられる。

7.1 金川山岩屑なだれ堆積物 (Kn)

本堆積物は本図幅地域東部の猫魔火山南西山麓にある10～8万年前の山体崩壊の産物である。猫魔火山の噴火活動は前期更新世で停止しており、この山体崩壊が猫魔火山の活動に伴って発生したものとは考えられない。おそらく周辺で発生した地震が引き金となったものとみられる。

地層名 鈴木ほか(1973)の「金川山石質火山砕屑流堆積物」による。

模式地 耶麻郡塩川町金川馬場新田東方。

分布・構造 現河床に対して比高100m前後の丘陵を構成する。丘陵の上面には径100～300mの流れ山地形が残存している。しかし、丘陵は大深沢や日橋川沿いに開析を受けており、初生的な地形の保存は余り良くない。また、山側の猫魔火山体も著しく開析を受けており、給源崩壊地の地形は失われている。

層序関係 本堆積物は古期火山麓扇状地堆積物に直接覆われる。また、両者は厚さ2m程度の褐色火山灰土からなる風成層に覆われる。

層厚 下限は不明であるが、丘陵の比高と同程度の層厚を持つとみられる。

岩相 本堆積物は、新鮮なものから赤褐色に変質したものまでの多様な猫魔火山起源の安山岩からなる火山角礫岩・凝灰角礫岩で構成されている。堆積物の露出状況は余り良くないが、地表で見られる多くの露頭は、破碎後も元の山体の内部構造をある程度保存した、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。また、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。

年代・対比 本堆積物を覆う褐色火山灰土からなる風成層からは下位から1/3前後の位置に約7万年前の赤城-追貝降下火砕物 (Ag-OK; 鈴木ほか, 1995), 1/2よりも上位に4.5万年前の沼沢-水沼降下火砕物 (Nm-MZ; 鈴木・早田, 1994; 山元, 1995, 2003) がある。しかし、風成層からは地理的に分布の期待できる約11万年前の沼沢-芝原降下火砕物 (岩崎ほか, 1984; 鈴木, 1992; 山元, 1999b, 2003) は確認できなかった。以上の層序関係から、本堆積物の年代を10～8万年前と推定した。

7.2 古期火山麓扇状地堆積物 (fo)

猫魔火山の山腹から山麓にかけては、火山麓扇状地の発達が良い。この扇状地は堆積物を覆う風成層の厚さと挟まれる降下火砕物の層序から、新旧二つに区分される。黒木(1995)の火山麓扇状地2～3面に相当する。

分布・構造 猫魔火山の東山腹の標高500～650m付近を頂部に山麓の標高200mまで広がる火山麓扇状地を構成する。扇状地の先端は会津盆地の完新統下に没している。

層序関係 金川山岩屑なだれ堆積物を直接覆い、厚さ2m程度の褐色火山灰土からなる風成層と新期火山麓扇状地堆積物に覆われる。

層厚 不明。堆積物の下限が露出していない。

岩相 本堆積物は、最大径40cm以上のやや円磨された猫魔火山起源の安山岩巨～大礫からなる岩片支持もしくは基質支持の塊状礫層 (Gmb, Gms) を主体とし、平行層理を持つ粗粒砂の薄層 (Shl) を挟んでいる。

大深沢の大深沢ダム周辺では、下位の金川山岩屑なだれ堆積物との境界付近に砂・泥互層が卓越する岩相が局所的に発達し、鈴木ほか(1989a)では「深沢層」と呼ばれていた。金川山岩屑なだれ堆積物の流れ山地形の凹地を埋積したものとみられる。鈴木ほか(1989a)が記載した露頭は大深沢ダムの工事現場に出現したもので、現在は被覆され観察することができない。本報告では、これも古期火山麓扇状地堆積物に含める。

化石 鈴木ほか(1989a)は、彼らの「深沢層」から第7.1表の植物化石を報告している。

年代・対比 本堆積物を覆う褐色火山灰土の厚さは金川山岩屑なだれ堆積物を覆うものと大差なく、約7万年前の赤城-追貝降下火砕物 (Ag-OK; 鈴木ほか, 1995), 4.5

第 7.1 表 旧期火山麓扇状地堆積物中の植物化石
鈴木ほか (1989a) による.

<i>Larix</i> sp.
<i>Picea</i> cf. <i>maximowiczii</i> Regel
<i>Picea</i> sp. (A)
<i>Picea</i> sp. (B)
<i>Abies</i> sp.
<i>Chamaecyparis pisifera</i> Sieb. et Zucc.
<i>Sparganium</i> sp.
<i>Carex</i> sp.
<i>Juglans ailanthifolia</i> Carr.
<i>Alnus japonica</i> (Thunb.) Steud.
<i>Alnus hirsuta</i> Turcz.
<i>Betula</i> cf. <i>maximowicziana</i> Regel
<i>Rubus</i> sp.
<i>Hippuris vulgaris</i> Linn.
<i>Buxus microphylla</i> Sieb. et Zucc.
<i>Styrax japonica</i> Sieb. et Zucc.
<i>Menyanthes trifoliata</i> Linn.
<i>Sambucus</i> sp.

第 7.2 表 中位段丘堆積物中の植物化石
鈴木ほか (1989b) による.

<i>Scirpus mucronatus</i> Linn.
<i>Scirpus</i> sp.
<i>Carex</i> sp.
<i>Sparganium glomeratum</i> Laest.
<i>Juglans ailanthifolia</i> Carr.
<i>Alnus japonica</i> (Thunb.) Steud.
<i>Magnolia obovata</i> Thunb.
<i>Berchemia racemosa</i> Sieb. and Zucc.
<i>Zanthoxylum piperitum</i> (Linn.) DC.
<i>Styrax japonica</i> Sieb. and Zucc.
<i>Rhamnus</i> sp.

万年前の沼沢-水沼降下火砕物 (Nm-MZ; 鈴木・早田, 1994; 山元, 1995, 2003) を挟んでいる。したがって本堆積物の離水年代は金川山岩層などれの発生と大差なく、10～8万年前と推定される。鈴木ほか (1989a) は、彼らの「深沢層」の砂・泥互層には軽石片を含む凝灰岩が挟まれ、含まれる斜方輝石の屈折率は 1.710～1.716 に集中することを記載している。周辺の層序と屈折率の範囲から考えると、この軽石は約 8万年前に噴火した磐梯-葉山 2 降下火砕物 (Bn-HP2; 第 6.1 表; 山元・須藤, 1996) に対比される可能性が大きい。本火山麓扇状地の形成と猫魔火山の活動とは全く無関係で、黒木 (1995) が既に指摘しているように本火山麓扇状地の形成は気候変動を反映している。

7.3 中位段丘堆積物及び沼沢-水沼火砕物起源のラハール堆積物 (tm)

中位段丘堆積物は 5 万年前頃に離水した河川堆積物である。只見川沿いでは約 4.5 万年前の沼沢-水沼火砕流噴火直後に発生したラハール堆積物に直接覆われ、新鶴村佐賀瀬川では薄い土壌を挟んで、沼沢-水沼降下火砕物に覆われる。

分布・構造 両堆積物は、図幅地域西部の会津坂下町長井から大田賀にかけての只見川右岸の標高 230 m 前後の段丘面を構成する。また、新鶴村佐賀瀬川では会津盆地西縁断層による変形を受け、中位段丘面は東に傾動している。

層序関係 下位層を不整合に覆う。

層厚 中位段丘堆積物の最大層厚は約 20 m。水沼火砕物起源のラハール堆積物は 1.5～2 m。

岩相 只見川沿いの中位段丘堆積物は、最大径 25 cm 程度の円磨された大礫～中礫の塊状礫層からなる (第 7.1 図)。新鶴村立石田の中位段丘堆積物は、最大径 18 cm 程度の円磨された大礫～中礫の塊状で不淘汰な亜円-亜角礫層からなる。

水沼火砕物起源のラハール堆積物は、黒雲母カミングトン閃石普通角閃石デイサイト質の火山ガラス片と結晶片に富んだやや淘汰の悪い白色の粗粒～細粒砂からなり、連続性の悪い平行層理を持つ (Shb; 第 7.1 図)。火山ガラスは若干の粘土化を受けている。また、構成物の特徴は、水沼火砕物のものと良く一致する (第 6.1 表の YM102)。

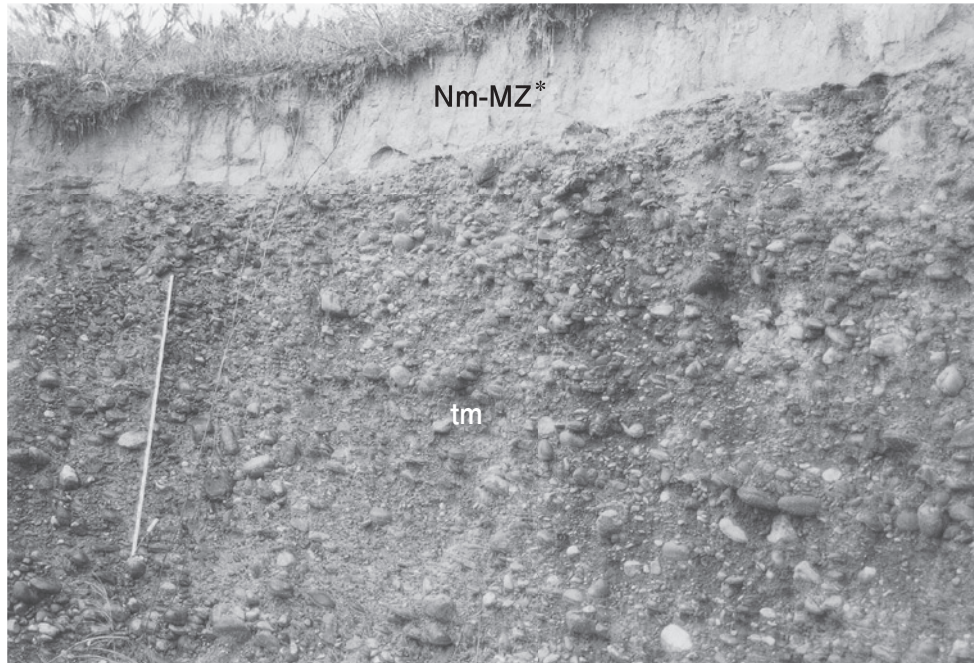
化石 鈴木ほか (1989b) は、彼らの「長井 I 層」から第 7.2 表の植物化石を報告している。

年代・対比 只見川沿いでの本段丘の離水時期は、水沼火砕物の噴出とほぼ同時で約 4.5 万年前である。

7.4 水沼火砕堆積物 (地質図では省略)

本堆積物は、南西隣「宮下」図幅地域内にある沼沢火山から、約 4.5 万年前に噴出したデイサイト火砕堆積物である (山元, 1995, 2003)。

地層名 高橋・菅原 (1985) の「水沼火砕流堆積物」に



第 7.1 図 中位段丘堆積物 (tm) とこれを直接覆う水沼火砕物起源のラハール堆積物 (Nm-MZ*)
会津坂下町大田賀. スケールは 2 m.

よる. 山元 (1995) は本火砕堆積物とこれに伴う降下火砕堆積物を合わせて水沼火砕堆積物と呼び, ユニット I ~ III に区分した. 水沼火砕流堆積物は, ユニット III に相当する. 鈴木・早田 (1994) の沼沢-金山テフラは, 山元 (1995) や本報告の水沼火砕堆積物と基本的に同じものである.

模式地 金山町水沼の只見川右岸の岸壁 (「宮下」図幅地域内).

分布・層序関係 本図幅地域内には, 軽石降下火砕堆積物 (ユニット II) が塔寺層・久保田火砕流起源のラハール堆積物・古期地すべり堆積物・金川山岩屑なだれ堆積物・古期火山麓扇状地堆積物を覆う風成層中や中位段丘堆積物の直上に分布する.

層厚 本図幅地域では 10 ~ 40 cm の厚さを持ち, 南西ほど厚い (第 7.2 図).

岩相 水沼火砕物は, 本質物として黒雲母カミングトン閃石普通角閃石デイサイト軽石を含む (山元, 1995). 本図幅地域では, 逆級化構造を持つデイサイト軽石の細粒~粗粒火山礫降下堆積物からなる. 分布の主軸は沼沢湖付近から東に向く (第 7.2 図). 軽石の最大粒径は, 本図幅地域内では 1 ~ 3 cm 程度である. 一方, 沼沢湖東方で 10 cm 以上, 猪苗代湖周辺で 4 mm 以下である.

鏡下での本火砕流堆積物の本質岩片は, 斑晶として斜長石 (最大長径 2.8 mm), 石英 (最大長径 2.8 mm), 普通角閃石及びカミングトン閃石 (最大長径 2.0 mm), 鉄鉱, 黒雲母 (最大長径 1.3 mm) を含み, その量比はこの順で少なくなる. 普通角閃石とカミングトン閃石は同一斑晶として共存するものがある. 本質岩片の SiO_2 含

有量は 69wt%, K_2O 含有量は 1.8 ~ 2.0wt% である.

年代・対比 本火砕堆積物の層位と放射性年代値から噴火年代は 45 ka と考えられている (山元, 2003).

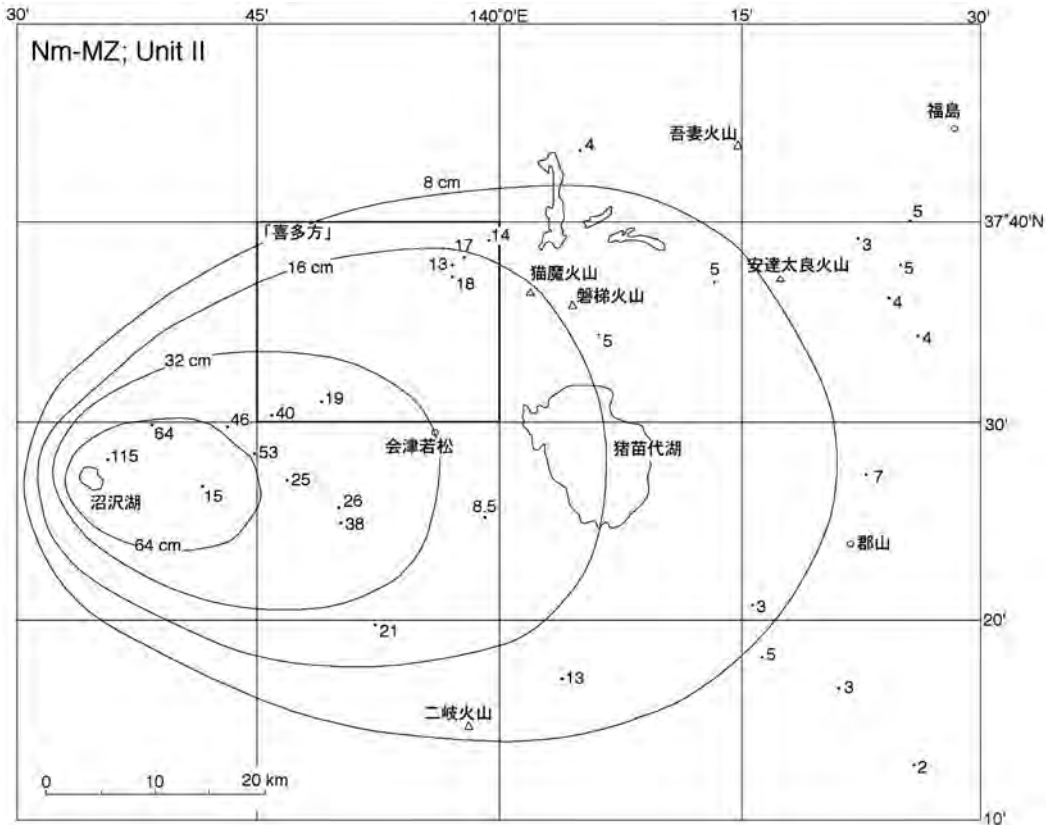
7.5 翁島岩屑なだれ堆積物 (Ok)

本堆積物は, 東隣「磐梯山」図幅地域の磐梯火山で約 4.2 万年前に, 古期山体の南側で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」による. これが大量磐梯山体で埋積されかけた磐梯火山古期山体上の南開き馬蹄形カルデラを給源とする山体崩壊の産物であることは守屋 (1978, 1988) により既に指摘されていた.

模式地 磐梯町の東電第二発電所周辺の日橋川沿い.

分布・構造 磐梯火山南麓の翁島丘陵 (東隣「磐梯山」図幅内) から会津若松市の北方にかけて分布する安山岩質の火砕物からなる流れ山地形の顕著な堆積物. 岩屑なだれは, 馬蹄形カルデラの最高点 (今の大量磐梯山山頂の北側) 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 7.3 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, 火山性岩屑なだれの一般的な見かけ摩擦係数 (U_i , 1983) にほぼ等しい (第 7.3 図). 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



第 7.2 図 沼沢-水沼ユニット II 降下火砕堆積物の分布等厚層線
数字の単位は cm. 山元 (1995, 2003) による。

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 火砕流堆積物と指交する。

層厚 本堆積物の厚さは東隣「磐梯山」図幅地域内の日橋川沿いの基盤の露出した部分で 60 ~ 100 m (流れ山があるため厚さの変化が激しい)、磐梯町の日曹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。基盤に近い河東町甘石山の 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 (通産省, 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 km² とかけると、本堆積物の体積は 4 km³ 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からなる火山角礫岩・凝灰角礫岩で構成されている。一般に流れ山の内部には、破碎後も元の山体の内部構造をある程度保存した部分、すなわち、粗粒砂から火山岩塊の集合から構成されていても、隣接した岩片同士が同種の岩石からなり、強い変形を被りながらも元の地質境界がたどれる産状を示すものが多い (第 7.4 図)。このような部分は岩屑なだれ堆

積物の岩塊相に相当するもので、流れの中に粒子の攪拌の程度が著しく低い部分があったことを意味している。

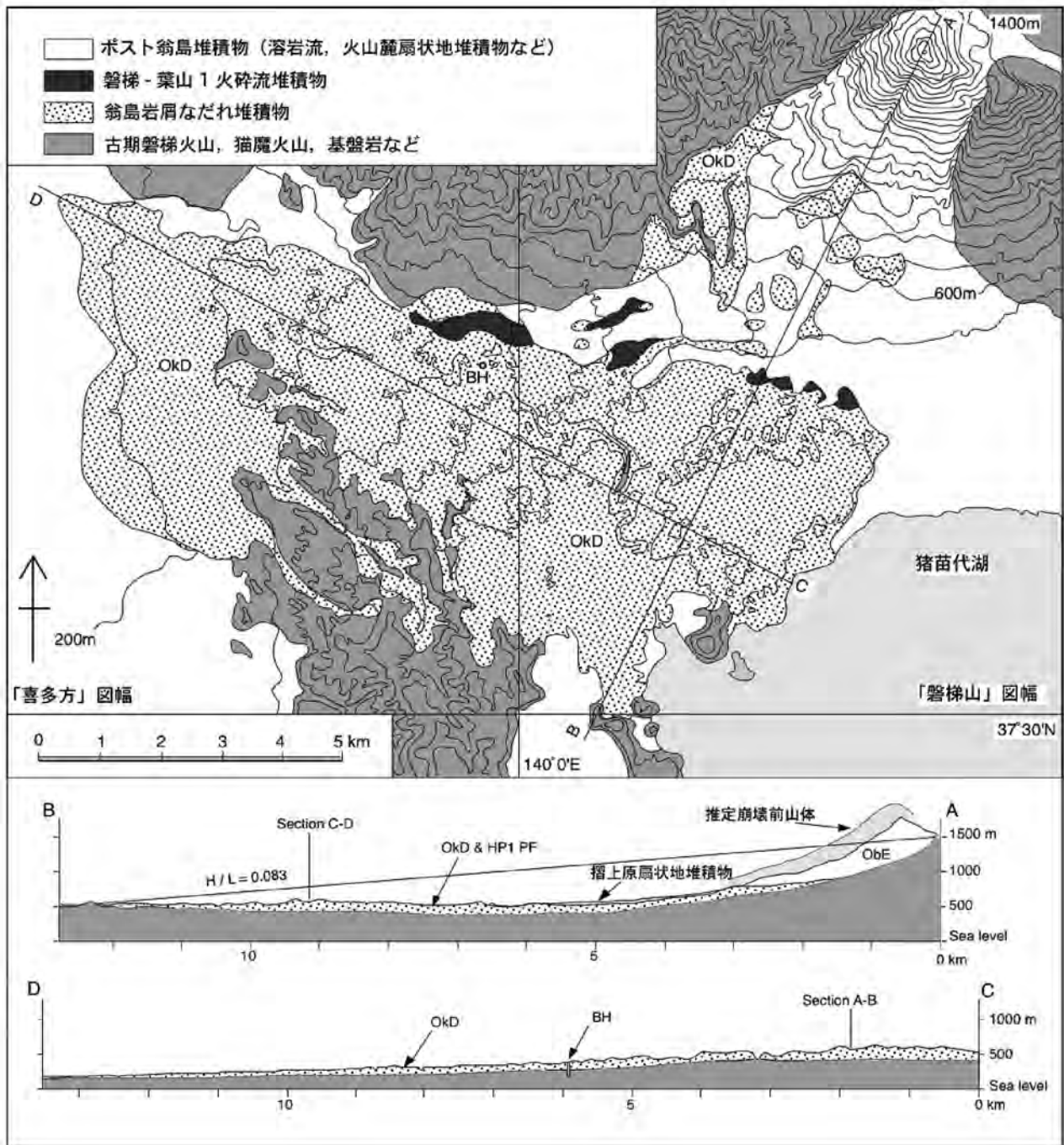
一方、流れ山間の低地部や岩塊相間の隙間には、淘汰の悪い泥質の基質支持で多種の岩片の混じった岩相が見いだされ、これは岩屑なだれ堆積物のマトリックス相に相当するものである。マトリックス相からは、稀に本堆積物と指交する磐梯-葉山 1 火砕物起源のデイサイト軽石が見つかる。会津若松の金山川沿いでは、本岩屑なだれの支流が基盤の尾根を乗り越え谷間に入り込んでおり (第 7.3 図)、このような部分では堆積物中に大量の基盤岩 (主に白河火砕流堆積物) が取り込まれ、マトリックス相の占める割合が大きくなり、これのみで構成される場合もある。

年代・対比 本堆積物は、磐梯-葉山 1 火砕流堆積物と地質学的に一連のものである。

7.6 磐梯-葉山 1 火砕流堆積物 (HP1)

本堆積物は、東隣「磐梯山」図幅地域の磐梯火山で約 4.2 万年前に発生したセントヘレンズ型山体崩壊に伴うプリニー式噴火の産物である (山元・須藤, 1996)。

地層名 山元・須藤 (1996) による。本堆積物は中馬・吉田 (1982) で HP1, 千葉ほか (1994) で葉山 1b 軽石 (HP1b) とされた降下堆積物と一連の噴火で形成され



第 7.3 図 翁島岩屑なだれ堆積物及び磐梯-葉山 1 火砕流堆積物の分布

OkD = 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) による.

たものである。また、小荒井ほか (1994) は本堆積物を更科軽石流堆積物と呼んだが、彼らもこの堆積物を Bn-HP1 に対比している。

模式地 磐梯町更科 (「磐梯山」図幅地域)。

分布・構造 本図幅地域南東部の磐梯町磐梯から磐梯火山の南西麓で、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分布する (第 7.3 図)。

層序関係 翁島岩屑なだれ堆積物と指交する。両堆積物

間には土壌等の挟みはない。

層厚 4 m 以下。

岩相 本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斜方輝石単斜輝石デイサイト火山礫凝灰岩で、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。脱ガスパイプはごく普通に認めることができる。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。火



第7.4図 翁島岩屑なだれ堆積物の岩塊相
 磐梯町磐梯。崩壊前山体の溶岩に由来する岩塊相。単元の安山岩角礫の集合からなり、灰色の新鮮な安山岩角礫からなる部分と赤褐色に酸化した安山岩角礫からなる部分が縞状の構造をつくる。スケールは2m。

砕流堆積物中の軽石（BAN301）と降下火砕物の特徴は良く一致する（第6.1表）。

年代・対比 福島県郡山市の中位段丘泥層に挟まれる磐梯-葉山1降下火砕物直下の保存の良い植物遺体から42 kaのAMS放射性炭素年代が報告されている（山元, 2003）。

7.7 新期火山麓扇状地堆積物（fy）

猫魔火山の山腹から山麓にかけては、火山麓扇状地の発達が良い。この扇状地は堆積物を覆う風成層の厚さと挟まれる降下火砕物の層序から、新旧二つに区分される。黒木（1995）の火山麓扇状地4面に相当する。

分布・構造 猫魔火山の東及び南山腹の標高450～500 m付近を頂部に山麓の標高200 mまで広がる火山麓扇状地を構成する。扇状地の先端は会津盆地の完新統下に没している。猫魔火山の南東山麓では、地形的に日橋川沿いの低位段丘群に連続する。

層序関係 古期火山麓扇状地堆積物を覆い、30～60 cmの褐色火山灰土からなる風成層に覆われる。

層厚 不明。堆積物の下限が露出していない。

岩相 本堆積物は、最大径40 cm程度のやや円磨された猫魔火山起源の安山岩巨～大礫からなる岩片支持の塊状礫層を主体とし、トラフ型斜交層理・平行層理を持つ粗粒砂の薄層を挟んでいる（第7.5図）。

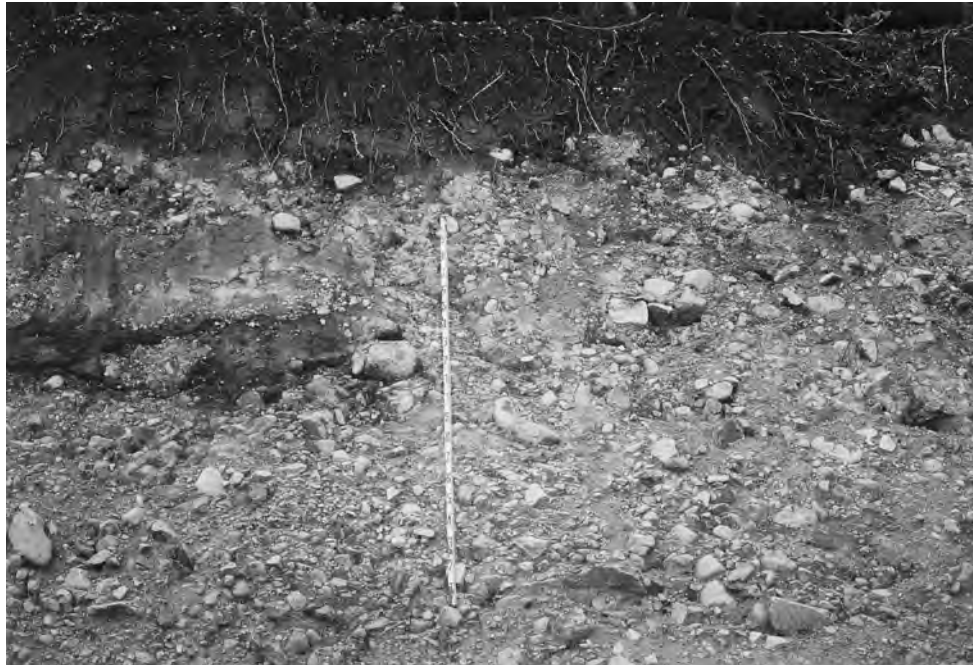
年代・対比 本堆積物を覆う風成層には45 kaの沼沢-水沼火砕物は含まれないこと、42 kaの翁島岩屑なだれ

を覆うことから、これよりも若いことは確実である。低位段丘と指交するとみられ、最終氷期に離水したと考えられる。本火山麓扇状地の形成と猫魔火山の活動とは全く無関係で、黒木（1995）が既に指摘しているように本火山麓扇状地の形成は気候変動を反映している。

7.8 低位段丘堆積物（tl₁, tl₂）

分布・構造 本地域の低位段丘は会津盆地内及び阿賀川沿いに分布し、低位I段丘及び低位II段丘の2面に区分される。低位I段丘は、阿賀川狭窄部沿いに比較的広く分布するが、それ以外の地域では沼沢湖火砕物起源のラハール堆積物以降の堆積物に覆われて、ほとんど露出しない。低位II段丘は、会津盆地の東部に比較的広く認められる扇状地性の段丘であるが、現河床との比高が低く、堆積物を露頭で確認することは困難である。なお、只見川沿いを中心に、沼沢湖火砕物起源のラハール堆積物に覆われた埋没段丘堆積物が分布するが（第7.6図）、層序と分布高度から考えて、これらは低位段丘堆積物に対比されるものと考えられる。

層序関係 下位層を不整合に覆う。低位I段丘堆積物の上位には厚さ30 cm程度の土壌化した褐色風成堆積物（火山灰土）と、これを覆い間に沼沢湖火砕物を挟んだ厚さ40 cm以下の黒色土壌（クロボク土）が重なっている。また、低位II段丘堆積物の上位には、褐色風成堆積物を欠いて沼沢湖火砕物を挟んだ黒色土壌（クロボク土）が直接重なっている。



第 7.5 図 新期火山麓扇状地堆積物の露頭
 塩川町向原. 安山岩大礫の塊状礫層からなる火山麓扇状地堆積物は、厚さ 40 cm の褐色火山灰土と厚さ 40 cm のクロボク土に覆われる。スケールは 2 m.



第 7.6 図 沼沢湖火砕物起源のラハール堆積物に覆われる埋没低位段丘堆積物
 会津坂下町片門. 埋没低位段丘堆積物は、平行葉裏を持つ淘汰の良い粗粒～中粒砂からなる。この堆積物は、古土壤を挟んで、沼沢湖火砕物に完全に被覆されている。さらに沼沢湖火砕物の上位には、これを削り込んで最低位 I 段丘堆積物が重なる。スケールは 2 m.

層厚 低位 I 段丘堆積物は最大で 10 m 以上の層厚を持つ。
 低位 II 段丘堆積物も最大で 10 m 程度の層厚を持つ。

岩相 低位 I 段丘堆積物は、主に最大径 120 cm 程度の
 余り円磨されていない巨礫～大礫の塊状礫層からなる。

礫は岩片支持されるものの、基質には淘汰の悪い砂を持っている。会津盆地内の新鶴村新屋敷では、道路工事に伴い最低位 I 段丘堆積物に覆われる低位 I 段丘堆積物が観察された（第 7.7 図）。堆積物は細かく成層したシ



第7.7図 埋没した低位I段丘堆積物とそれを削り込む最低位I段丘堆積物
新鶴村新屋敷。低位I堆積物は細かく成層したシルト及び砂からなり、腐植質シルト層を挟む。スケールは2m。

ルト及び砂からなり、腐植質シルト層を挟む。

低位II段丘堆積物は、最大径70cm程度の良く円磨された巨礫～大礫の塊状礫層を主体とし、トラフ型斜交層理・平行層理を持つ粗粒砂の薄層を挟んでいる。この段丘堆積物は、典型的な河川流路堆積物で構成されている。

年代・対比 本段丘堆積物は、最終氷期末から完新世の初頭にかけて堆積したものと見られる。柳田(1981)は、会津坂下町若宮大江において、沼沢湖火砕流堆積物に埋没する低位I段丘堆積物を記載し、堆積物中から始良Tnテフラ(AT)と見られる火山ガラスを検出している。

7.9 沼沢-沼沢湖火砕堆積物(Nk)

本堆積物は、南西隣「宮下」図幅地域内にある沼沢火山から、紀元前3400年頃に噴出した火砕流堆積物で、給源には沼沢湖カルデラが形成された(山元, 1995, 2003)。

地層名 高橋・菅原(1985)の「沼沢湖火砕流堆積物」による。山元(1995)は本火砕堆積物とこれに伴う降下火砕堆積物を合わせて沼沢湖火砕堆積物と呼び、ユニットI～IVに区分した。沼沢湖火砕流堆積物は、ユニットIに相当する。

模式地 金山町大栗山の木冷沢右岸(南西隣「宮下」図幅地域内)。

分布・構造 本火砕流堆積物(ユニットI)は「宮下」図幅地域にある給源の沼沢湖周辺から南隣の「若松」図

幅地域の西部まで広く分布する。本図幅地域内では南西部の新鶴村小沢付近に分布する。また、図幅地域南西部や東部の斜面を覆う黒色土壌中には、本火砕物の降下火砕堆積物(ユニットII～IV)が存在するがこれらの分布は地質図には示していない。

層序関係 厚さ60～130cmの火山灰土を隔てて水沼火砕堆積物を覆っている。

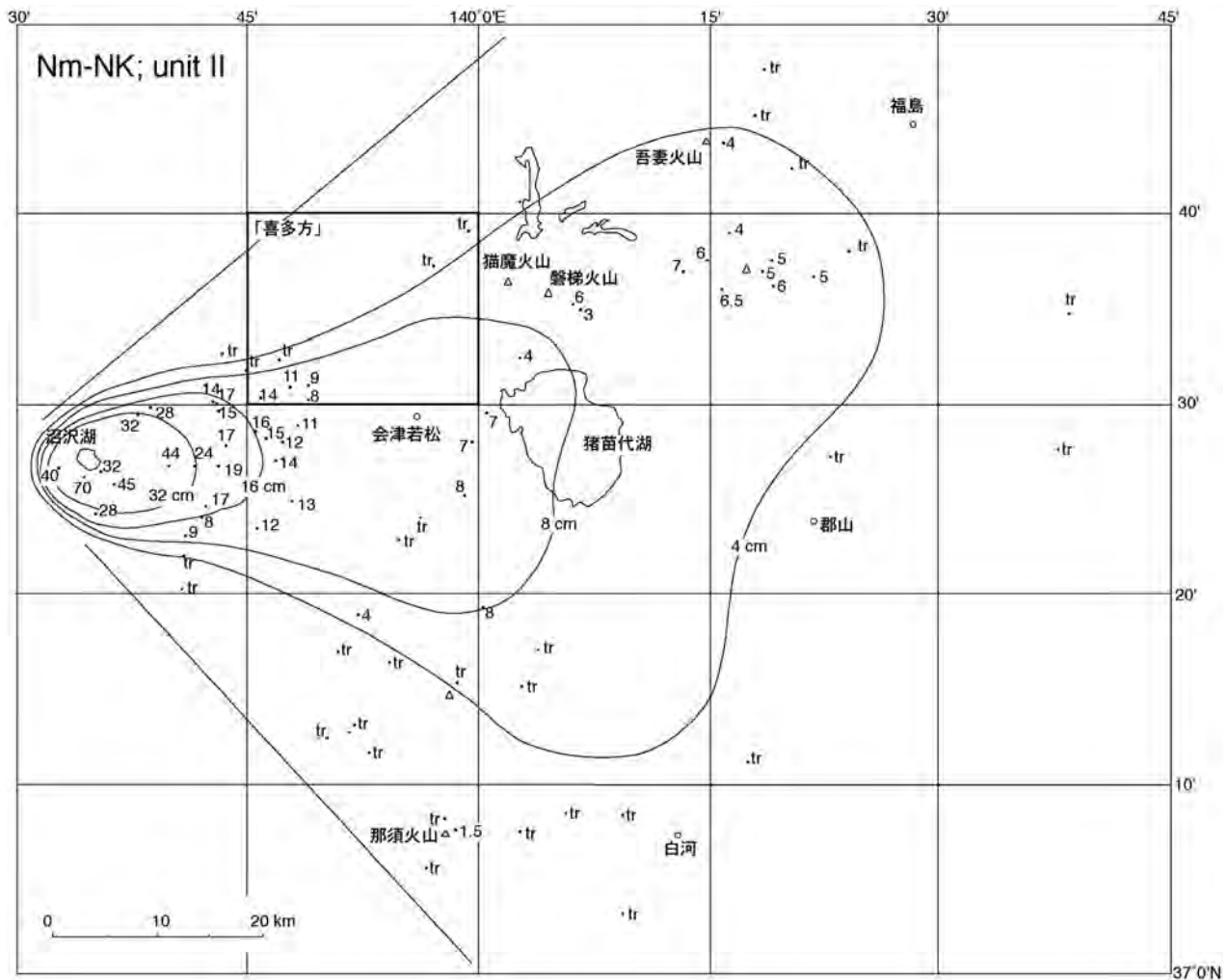
層厚 160cm。

岩相 沼沢湖火砕物は下位からユニットI～IVの4層に区分され、本質物として単斜輝石含有斜方輝石普通角閃石デイサイト軽石と単斜輝石斜方輝石普通角閃石安山岩軽石を含んでいる(山元, 1995)。

沼沢湖火砕流堆積物(ユニットI)は、白色デイサイト軽石と少量の灰～暗灰色安山岩軽石を含む非溶結の火砕流堆積物からなる。給源から東へ向かった火砕流はいくつかの地形障害を乗り越え20km以上流走しており、先端部が佐賀瀬川を下って会津盆地に流入した。新鶴村小沢では、層厚125cmで、塊状の中粒砂サイズの火山灰基質に径2～3cmの軽石火山礫をまばらに含んでいる。

ユニットII(地質図では省略)は白色デイサイト軽石と少量の灰～暗灰色安山岩軽石の粗粒火山礫・細粒火山礫・粗粒火山灰・ガラス質細粒火山灰からなる降下堆積物で、上位の単層ほど粒径が小さい。新鶴村小沢での層厚は9cmである(第7.8図)。

ユニットIII(地質図では省略)は灰～暗灰色安山岩軽石と白色デイサイト軽石からなる細粒火山礫・粗粒～細粒火山灰の降下堆積物互層からなる。本ユニットを構成



第 7.8 図 沼沢-沼沢湖ユニットⅡ降下火砕堆積物の分布等層厚線
数字の単位は cm. 山元 (1995, 2003) による。

する降下堆積物は、沼沢湖から 15 km の範囲で最大 20 ~ 22 層が識別できるが、新鶴村小沢では 5 層までしか確認できない。小沢での層厚は 14 cm である(第 7.9 図)。

ユニットⅣ(地質図では省略)は逆級化構造を持つ灰~暗灰色安山岩軽石の細粒~粗粒火山礫降下堆積物とこれを覆う平行葉理を持った粗粒火山灰降下堆積物からなる。灰~暗灰色安山岩軽石は多面体状の形態を持ち、その発泡度は良~不良である。異質岩片として変質した白色流紋岩溶岩や火砕岩がわずかに含まれる。上部の成層した火山灰の層厚は薄く、新鶴村小沢ではその存在を確認できない。降下堆積物の分布域の幅は 10 km 程度と細長く、主軸は本図幅地域の南縁を通っている(第 7.9 図)。

本火砕堆積物の本質物のうち、デイサイト軽石は斑晶として斜長石、石英、普通角閃石、斜方輝石、鉄鈹と微量の普通輝石を含んでいる。その石基はガラス質で微結晶を全く含んでいない。デイサイトの SiO₂ 含有量はほぼ 66wt%、K₂O 含有量は 1.7 ~ 1.8wt% である。一方、安山岩軽石も斑晶として斜長石、石英、普通角閃石、斜方輝石、鉄鈹、普通輝石を含んでいるものの、石基はハ

イアロオフィティック~インターサータル組織を持ち、斜長石、単斜輝石、斜方輝石、鉄鈹、普通角閃石の微結晶を生じている。安山岩の SiO₂ 含有量は 58 ~ 60wt%、K₂O 含有量は 0.7 ~ 0.9wt% と、デイサイトと全く異なる低カリウム系列に属している。

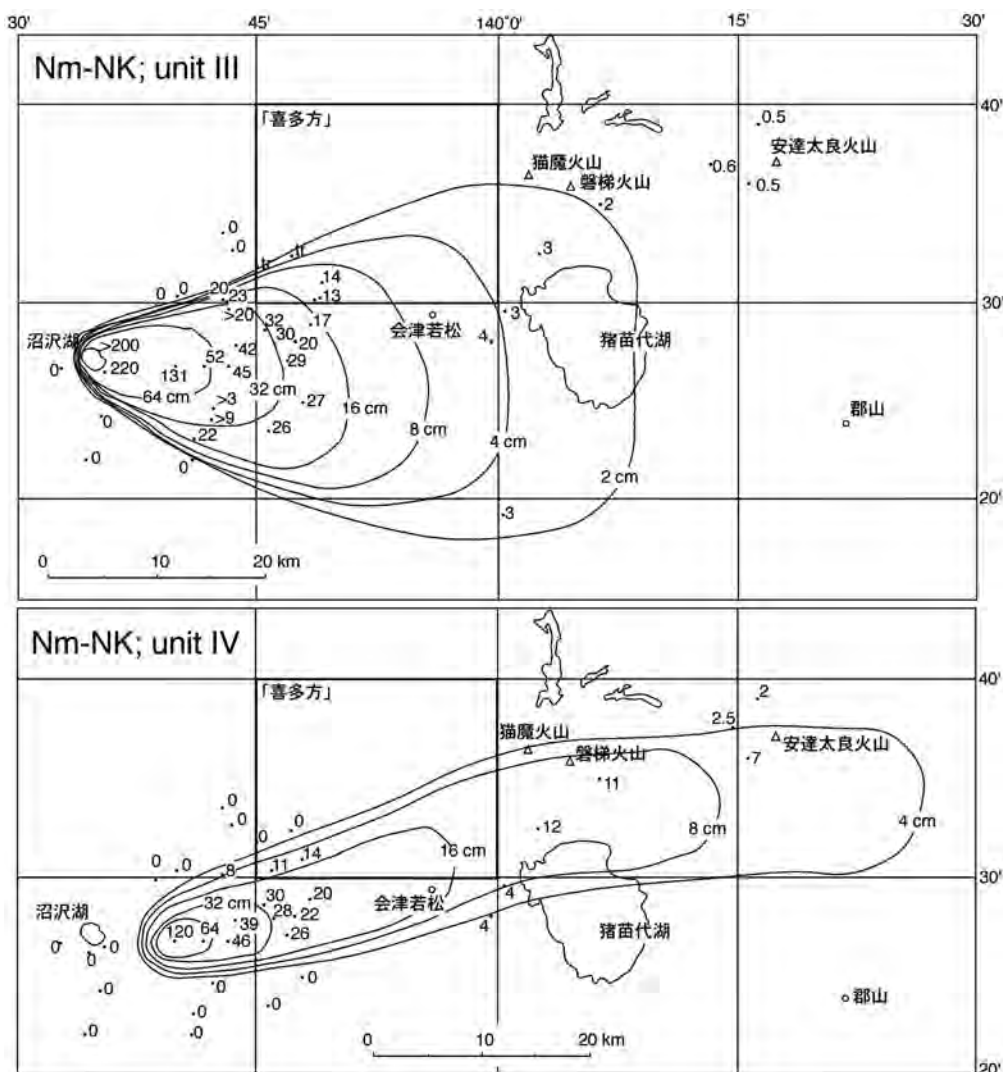
年代・対比 沼沢湖火砕堆積物中の炭化木から得られた放射性炭素年代の暦年補正值から、噴火年代は紀元前 3400 年頃とされている(山元, 2003)。

7.10 沼沢湖火砕物起源のラハール堆積物(Ln)

本堆積物は沼沢湖火砕流噴火直後に発生したラハール堆積物である。

分布・構造 本堆積物は、南西隣「宮下」図幅地域内の金山町川口よりも下流域の只見川兩岸の段丘面を構成する。金山町水沼では標高 390 ~ 380 m、三島町宮下では標高 300 ~ 290 m、同町檜原では標高 270 ~ 260 m の段丘面が、本堆積物で構成されている。

層序関係 下位層を不整合に覆う。



第7.9図 沼沢-沼沢湖ユニットⅢ・Ⅳ降下火砕堆積物の分布等層厚線
数字の単位はcm. 山元（1995, 2003）による.

層厚 下位層を浸食して埋めているため厚さは一定しない。図幅地域内での最大層厚は6 m程度。ただし、図幅外のより下流域（「喜多方」図幅地域内）では層厚が20 mを超える。

岩相 本堆積物は、単斜輝石含有斜方輝石普通角閃石デイサイト及び単斜輝石斜方輝石普通角閃石安山岩軽石円礫と結晶片に富んだ砂からなり、各種基盤岩の円礫を伴う（第7.10図）。礫層は塊状、岩片支持で極粗粒～粗粒砂の基質を持っている。礫の最大径は15 cm前後である。大部分を占める沼沢湖火砕物起源のデイサイト軽石は良く円磨され、密度差による逆級化が発達する（第7.11図）。砂層は中礫混じりの極粗粒～中粒砂で、連続性の悪い平行層理や低角斜交層理、稀にトラフ型斜交層理を持つ。

年代・対比 地質学的には、沼沢湖火砕堆積物と一連の堆積物である。

7.11 最低位段丘堆積物 (ty_1, ty_2, ty_3, ty_4)

分布・構造 本地域に分布する段丘のうち、紀元前3400年の沼沢湖火砕物起源のラハール堆積面を基準にして、それ以降のものを最低位段丘とし、最低位I段丘から最低位IV段丘の4面に区分した。

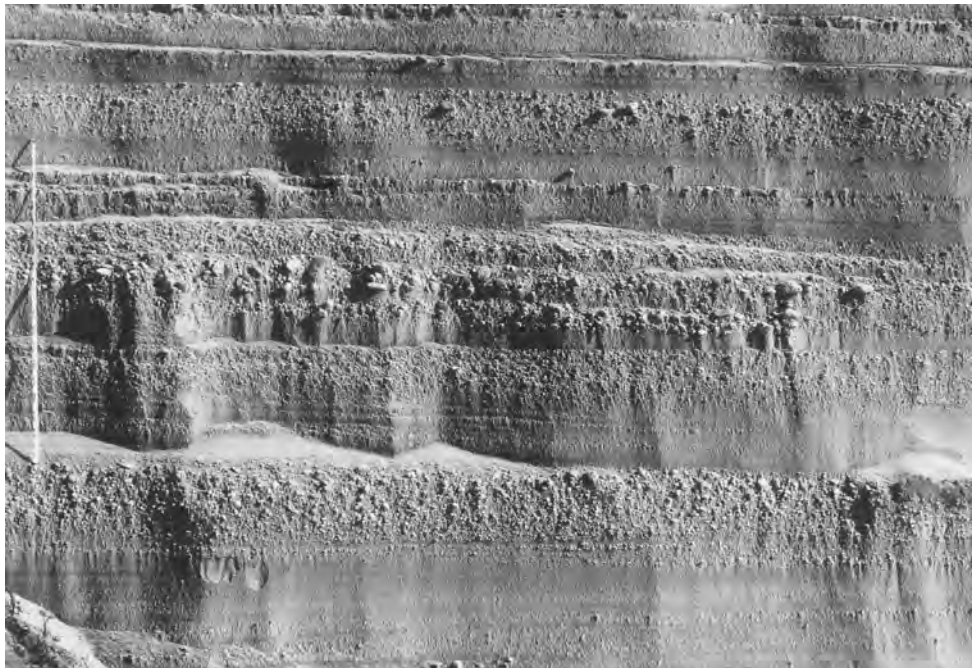
層序関係 沼沢湖火砕物起源のラハール堆積物を削り込んで分布する（第7.6図）。

層厚 いずれの段丘とも堆積物は薄く、層厚は5 m以下である。

岩相 只見川沿いに分布するいずれの段丘堆積物とも、最大径40 cm程度の円磨された巨礫～大礫の塊状礫層やトラフ型斜交層理を持つ礫層（第7.12図）からなる。礫種は各種基盤岩に由来するものが多いが、必ず沼沢湖火砕物のデイサイト軽石礫を持っている。また、斜長石・石英・普通角閃石の結晶片に富んだ砂層も伴われる。一方、会津盆地内に分布する本段丘堆積物は、ほとんど露頭して現れていない。



第 7.10 図 沼沢湖火砕物起源のラハール堆積物 (1)
 会津坂下町片門. ラハール堆積物内には大きな浸食面があり, ラハールが数波に分かれ繰り返し発生したことがうかがわれる. この露頭では, 削り込む上位のラハールの方が粗く, 堆積物中には川岸からはぎ取られた和泉層由来のシルト岩大礫が並んでいる. スケールは 2 m.

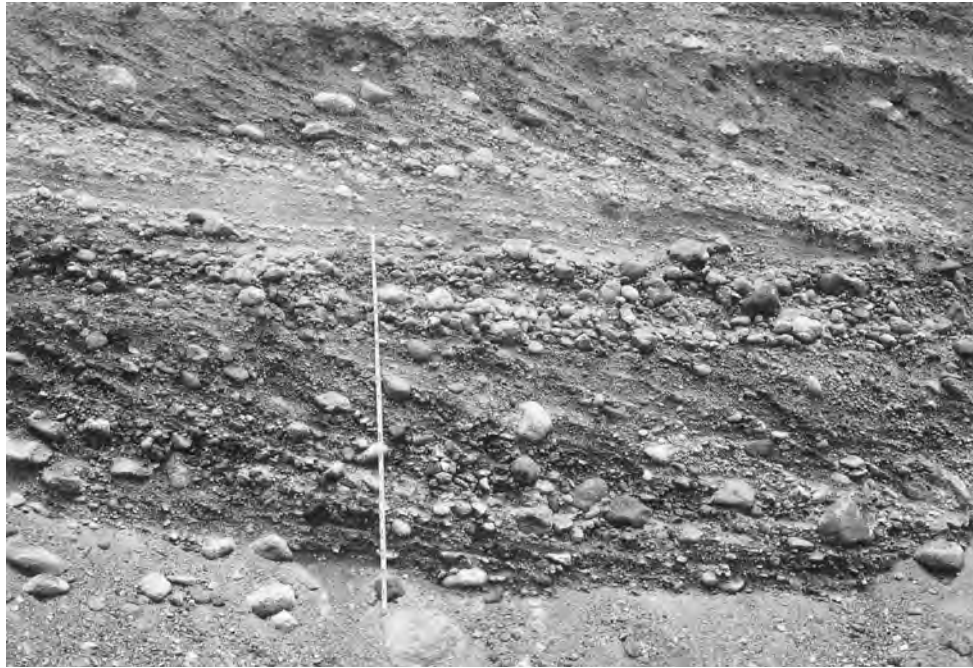


第 7.11 図 沼沢湖火砕物起源のラハール堆積物 (2)
 山都町千咲原. ラハール堆積物には平行層理の発達が良く, 粗い軽石礫ほど単層上部に濃集する密度級化が顕著である. スケールは 2 m.

年代・対比 本段丘堆積物は, 沼沢湖噴火の起きた紀元前 3400 年頃以降に堆積したものである.

7.12 新期地すべり堆積物 (ly)

分布・構造 本地域西部の丘陵斜面, 及び本地域北東端の北塩原村大塩付近にまとまって分布する. 上部に滑落



第7.12図 最低位Ⅱ段丘堆積物
会津坂下町片門。トラフ型斜交層理を持つ礫層で、沼沢湖火砕物起源のラハール堆積物を削り込んでいる。
基質の砂は、沼沢湖火砕物起源の結晶片からなる。

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。

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沼沢湖火砕物を挟む黒色土壌が重なり、形成時期は後期更新世末～完新世と判断されよう。

7.13 山麓緩斜面堆積物 (s)

分布・構造 会津盆地両縁部及び只見川沿い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沼沢湖火砕物を挟む黒色土壌が重なり、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、ほとんど土壌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。

7.14 沖積層 (a, al)

分布・構造 会津盆地の内部、及び主な河川沿いに分布する。地質図では谷底及び後背湿地堆積物 (a) と自然堤防堆積物 (al) に区分した。

層序関係 下位層を不整合に覆う。

岩相 直接堆積物を観察できる場所は少ないが、円礫層を主とし、砂層及び泥層を挟む。

年代・対比 沼沢湖火砕物起源のラハール堆積物に覆われないことから、少なくとも紀元前 3400 年以後に形成されたと考えられる。

第8章 活断層

(吉岡敏和)

本図幅地域西部には、会津盆地西縁断層帯に属する活断層が、東部には会津盆地東縁断層帯に属する活断層が、それぞれ分布する(第1.7図)。会津盆地西縁断層帯は、鮮新～更新統の地層の撓曲を伴い、盆地西縁を限る明瞭な活断層であるが、会津盆地東縁断層帯については、詳細な調査が行われておらず、その位置や連続性も含めて、実体は明らかでない。

8.1 会津盆地西縁断層帯

会津盆地西縁断層は、会津盆地北端の熱塩加納村加納付近から盆地南端の会津高田町西本付近にかけて、会津盆地とその西側の丘陵の境界をほぼ南北に延びる西側隆起の活断層である(活断層研究会編, 1991)。断層線の総延長は約34 kmに及ぶ。断層線の途中、阿賀川を横切る地点付近では右ステップの不連続が、本地域南端の新鶴村出戸田沢付近では左ステップの不連続がある。吉岡ほか(2005)では、このステップを境界に、北部を塔寺活動セグメント、南部を新鶴活動セグメントに区別している。

本断層に沿っては、丘陵側に分布する鮮新～更新統の地層が大きく撓曲変形し、盆地に向かって東に急斜する。その傾斜は、阿賀川を横切る地点より南側では地表で確認できる範囲で最大30°程度であるが、阿賀川の北側では和泉層及び七折坂層が一部で逆転するまでに傾斜している。

断層上で見られる変位地形としては、阿賀川の北側の喜多方市慶徳町豊岡付近及び新宮北西で、扇状地面上に西落ちの逆向き低断層崖が見られるほか、新宮から天神免にかけての山麓部には、北北東-南南西方向の溝状のリニアメントが認められる。このリニアメントと低断層崖は一直線上に並んでおり、撓曲する七折坂層の走向とほぼ一致する。したがって、この低断層崖とリニアメントは七折坂層の撓曲に伴う層面すべり断層によって形成された可能性が高い。阿賀川の南側では、会津坂下町塔寺付近で、扇状地面を変位させる比高数mの低断層崖(撓曲崖)が約2 kmにわたって連続する。また、新鶴村鶴野辺付近では中位I段丘面が北東方向に傾斜する撓曲変形が認められる。なお、柳田(1978)は、会津坂下町塔寺付近において赤色土の発達する段丘(おそらく中位I段丘)が5-17°盆地側に傾斜しているのを記載している。

本断層の活動履歴調査としては、1989年に会津坂下町塔寺においてトレンチ発掘調査が実施されている(栗田ほか, 1993)。その結果、トレンチ壁面には盆地に向かって緩く傾斜する砂礫層及び腐植土層が露出し(第8.1図)、約7,000年前以降に3回以上の断層活動が解読された。また、栗田ほか(1991)によれば、塔寺付近の段丘面の解析から、塔寺I面(本報告の低位II段丘に相当)形成後に3回の断層活動があったことが推定された。なお、塔寺I面の年代については、栗田ほか(1991)は約3,400年前と推定したが、福島県(2001)では約9,500-11,000年前としている。

一方、福島県では、文部科学省からの地震関係基礎調査交付金を受けて、平成11年度に地形地質調査及び見頃測線、見明測線、米沢測線(「若松」地域内)における反射法弾性波探査、平成12年度に新宮地点、塔寺地点においてトレンチ・ピット調査、大川地点における群列ボーリング調査を実施し、その後、平成13年度には前年の追加調査と、見明地点、福泉寺地点(「若松」地域内)のトレンチ調査を実施した(福島県, 2000, 2001, 2002)。

反射法弾性波探査の結果からは、各測線とも撓曲構造を伴う西傾斜西側隆起の逆断層構造が認められた。見明地点では、地表に露出している塔寺層佐賀瀬川火砕流堆積物に対応する反射面の対比から、佐賀瀬川火砕流堆積物に250 m程度の上変位が推定され、上下方向の平均変位速度は約0.9 m/千年と見積もられた。

喜多方市慶徳町新宮では、福島県(2001, 2002)により、トレンチ調査及びボーリング調査が実施された。このうち平成12年度に実施された新宮第2トレンチでは、堆積物を切る東側隆起の逆断層が確認された。断層は約1,900年前の年代値が得られた地層を変形させており、約1,400-1,600年前の土壌に覆われることから、断層の最新活動時期は約1,900年前以降であり、約1,600年前以前の可能性があると考えられた。また、会津坂下町見明でもトレンチ調査が実施され、砂礫層を切る断層が確認された。

阿賀川右岸では、福島県(2002)により、断層推定位置を挟んでボーリング調査が実施された。その結果、断層の低下側(会津盆地側)に縞状粘土層が確認され、1611年(慶長16年)の会津地震の際の阿賀川の堰き止め堆積物と推定されている。しかしながら、堰き止めが生じた原因については、山崩れによる可能性を指摘しな



第 8.1 図 塔寺トレンチに現れた地層の傾斜
会津坂下町塔寺.

がらも断定を避けている。

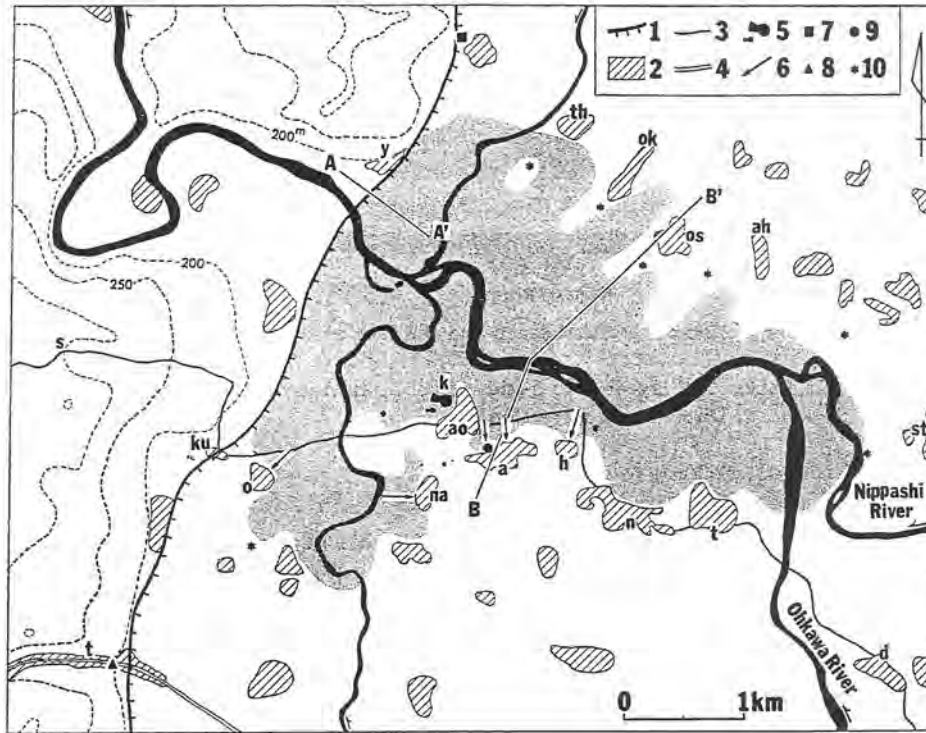
以上の調査結果を踏まえた政府の地震調査研究推進本部地震調査委員会の長期評価（地震調査委員会，2005）では，上下方向の平均変位速度が約 1 m / 千年と推定され，最新活動時期が 1611 年（慶長 16 年）の会津地震の可能性，平均活動間隔は約 7,600–9,600 年の可能性があると考えられた。

なお，阿賀川と只見川の合流点の南東側に当たる山都町三津合千咲原付近には，沼沢湖火砕物起源のラハール堆積面に比高 5–10 m の低崖が約 2.5 km にわたってほぼ南北に連続する。この低崖は只見川とは逆方向であること，阿賀川とはほぼ直交することから，浸食崖とは考えにくく，低断層崖の可能性が高い。活断層研究会編(1991)はこれを千咲原断層とした。この低崖を断層変位によるものとした場合，千咲原断層の平均変位速度は 1 m / 千年以上となる。崖の東側の沼沢湖火砕流二次泥流面は崖に向かって西に傾斜している。また，崖の南方延長上

では沼沢湖火砕物起源のラハール堆積面及び低位 IV 段丘面が東に傾斜する。崖の南方の傾斜は和泉層及び七折坂層の褶曲構造と調和的であるが，阿賀川付近では崖の方向と褶曲構造は非調和である。

8.2 会津盆地東縁断層帯

会津盆地の東縁，猫魔火山の山麓から会津若松市市街地にかけて，ほぼ南北方向に延びる東側隆起の逆断層として，池田ほか編（2002）等によって推定された。池田ほか編（2002）では，長さ 33 km，上下方向の平均変位速度 0.3 m / 千年で，完新世の活動も見られるとしている。しかし，断層変位地形として記載されている部分は，翁島岩屑なだれの末端付近及び猫魔火山の火山麓扇状地に対応し，また分布も断片的で，岩屑なだれ及び泥流末端の堆積地形である可能性も考えられる。したがって，地質図には表記していない。



第 8.2 図 会津地震の際に形成された堰き止め湖 (寒川, 1987)

網掛け部分が湖の範囲を示す。

- 1: 活断層, 2: 村落, 3: 地震前の越後街道, 4: 地震後の越後街道, 5: 古墳, 6: 集落や寺社の移動方向,
7: 熊野神社, 8: 心清水八幡宮及び松原遺跡, 9: 聖徳寺, 10: 神社。

8.3 地震活動

本地域で発生した被害地震としては、慶長 16 年 (1611 年) の会津地震が知られている。宇佐美 (1996) によれば、1611 年 9 月 27 日 (慶長 16 年 8 月 21 日) に発生し、マグニチュードは 6.9 と推定されている。会津地方一帯に大きな被害があり、会津若松城の石垣が崩れたほか、

多くの寺社や民家が倒壊した。この地震により、盆地の出口において阿賀川が堰き止められ、山崎新湖と呼ばれる湖が生じた。寒川 (1987) は、古文書の記録からこの湖の規模を東西約 4 km、南北 2-2.5 km と推定し (第 8.2 図)、その堰き止めは会津盆地西縁断層の活動によるものとした。

第9章 重力構造

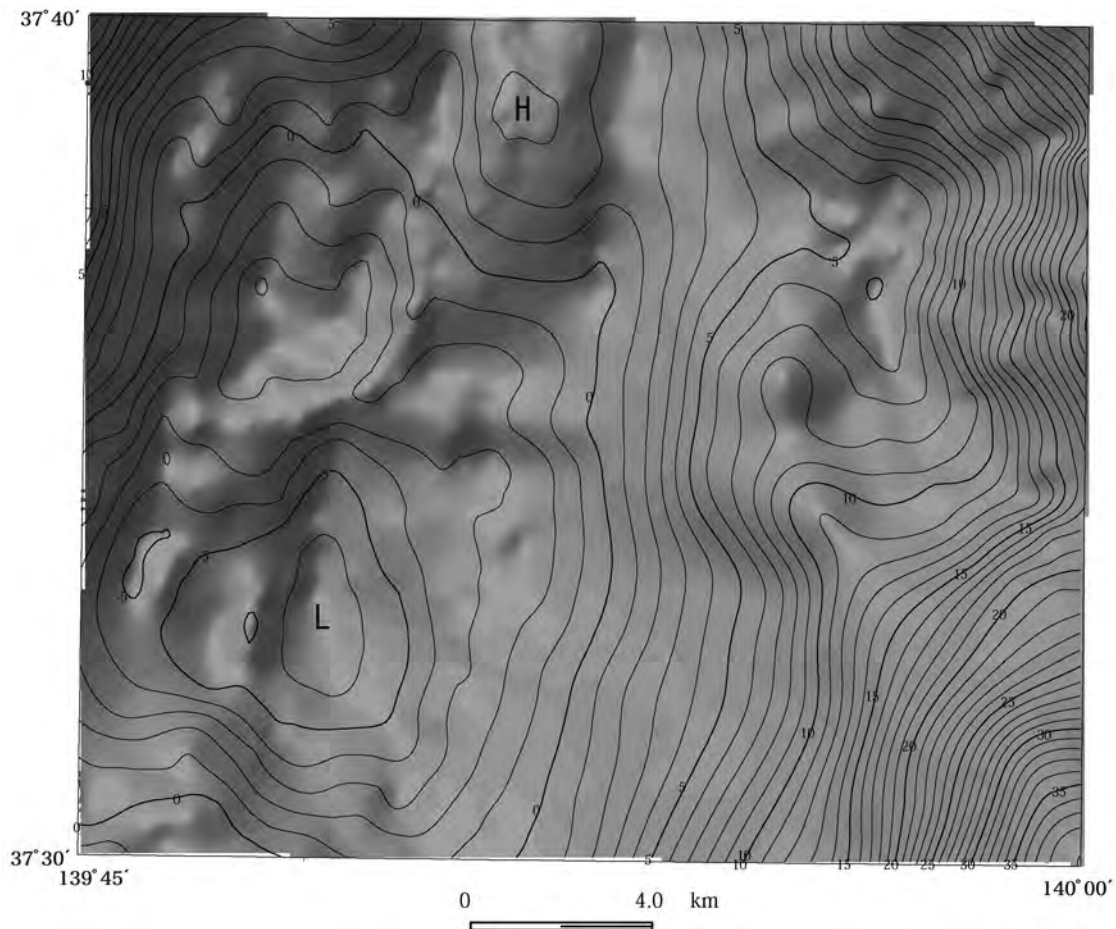
(牧野雅彦・住田達哉)

本図幅地域の重力異常図は縮尺 20 万分の 1 阿武隈地域重力図 (牧野ほか, 1995) によって示されている。第 9.1 図の等重力線図は仮定密度 2.3 g/cm^3 のブーゲー異常をコンター間隔 1 mGal でプロットした図に、重力グリッドデータから作成した陰影図を重ね書きしたものである。陰影図を作成するにあたり、光線方向を方位 $\text{N}135^\circ \text{ E}$ 、伏角 45° とした。

本重力図の東側では約 $30\text{--}35 \text{ mGal}$ の高重力が存在し、西方に向かって下がる急傾斜を示して、図幅中央部ではほぼ 0 mGal となる。低重力異常のピークは図幅の左下部に存在し、約 -6 mGal である。本重力図の西側半分は東側と比べて緩やかな分布をしており、西端付近で西

方に向かって上る急傾斜を示す。そのピークは約 12 mGal である。このような重力分布は会津盆地の深部地下構造を反映して形成されているものと思われる。つまり、高密度な基盤が沈降し、そこに低密度の堆積物が膨大な厚さで埋めて 40 mGal を超える重力異常の落差を形成していると考えられる。基盤と堆積層の密度差を 0.3 g/cm^3 と仮定すると約 3.2 km 、また、 0.5 g/cm^3 と仮定すると約 1.9 km の深度と見積もることができる。

重力の陰影図からは会津盆地とその周辺地域における微細な基盤構造の凹凸が分かる。会津盆地西縁部はその地殻構造運動に対応して、複雑な凹凸分布が存在する。



第 9.1 図 「喜多方」図幅の重力異常図 (ブーゲー異常, 仮定密度 2.3 g/cm^3 , コンター間隔 1 mGal)

第 10 章 応用地質

(山元孝広)

10.1 地下資源

10.1.1 金鉱床

石ヶ森鉱山

本鉱山は、会津若松市一箕町大字八畑字石ヶ森にあり、下～中部中新統東尾岐層の流紋岩火砕岩とこれに貫入した流紋岩溶岩に胚胎する網状の鉱脈群を対象に稼行されていた（福島県，1964）。鉱床上部は石英及び重晶石を主として金に富み、下部は黄銅鉱・黄鉄鉱・閃亜鉛鉱・方鉛鉱を伴う。本鉱山は、かつては非常に有名で、会津風土紀の記録によると慶長 8 年蒲生秀行の開坑にかかり、同 15 年その子忠郷にいたるまで、8 年間の産金 432 kg、さらに同年疎水坑道で復活、同 16 年から元和 6 年まで 10 年間にさらに 108 kg に達した。寛永 4 年加藤嘉明氏就封後さらに開山、9 年間に 9,641 kg を得、同 20 年保科正之氏就封後万治元年までさらに 143 kg を産した。なおその一部分は表土あるいは溪流中の砂金であったと推定されている。その後坑内の出水と飢饉のためしばしば休山、寛文 4 年江戸の鉱山師道喜により再開し、10 年間にさらに 16 kg を得、明治に入ってもしばしば開発を企てられたがならず、かえってその付近に産する石膏の開発に専念されるにいたった。しかし始めは石膏とともに金・銅鉱（Au 2 g/t, Cu 8%）の生産を続け、その量は昭和 10 年 350 t, 11 年 450 t, 12 年 730 t, 13 年 630 t, 16 年 260 t に達したが、その後は金属を産していない。

10.1.2 石膏鉱床

石ヶ森鉱山

本鉱山は、金山として開発された上述の石ヶ森鉱山が、昭和初期に石膏鉱山として再開されたものである（福島県，1964）。石膏鉱床は、金鉱床と同じく、石ヶ森の流紋岩貫入岩体の北西にある下～中部中新統東尾岐層の

流紋岩火砕岩中に胚胎している（武司，1963）。本鉱床は N10° W の方向に延長約 250 m, 幅約 150 m, 厚さ 20～30 m 程度の規模をもつ不規則塊状鉱床で、鉱体の周辺はかなり広範囲に粘土化作用を受けている。ただし、鉱床付近の東尾岐層は後期更新世の翁島岩屑なだれ堆積物に被覆されており、露頭としては認められない。

10.1.3 骨材

会津坂下町片門では、沼沢火砕物起源のラハール堆積物が、骨材資源として採取されている。用途の大半は道路建設で、磐越自動車道建設時に大量の碎屑物が採取された。山都町千咲原でも同堆積物を対象とした小規模な採取の跡がある。

10.2 温泉・地下水

本地域北東縁部の大塩温泉は、大塩川沿いに源湯が 5ヶ所あり、周辺のホテルや旅館で利用されている。大塩温泉付近には東上がりの大きな逆断層があり、割れ目の多い東尾岐層の火山岩から湧き出ている。泉質はナトリウム-塩化物泉で、温度は 50℃弱である（第 10.1 表）。多量の食塩が含有されているので、旧藩時代には製塩に供されたこともある。

本地域南東部の一箕温泉は、会津温泉病院でのリハビリテーションに用いられている。泉質はカルシウム・ナトリウム-硫酸塩・塩化物泉で、温度は 50℃弱である。

盆地西側丘陵には宇内温泉（坂下温泉つるの湯）、州走温泉（州走の湯）、津尻温泉（滝の湯）があり、いずれもナトリウム-塩化物泉で、温度は 40℃以下である（第 10.1 表）。

地下水については、会津盆地でその採取が盛んである。ほとんどが農業用で、浅井戸が多い。

第 10.1 表 本地域の温泉一覧

名称	Name	位置	温度 ℃	湧出量 l/min	泉質	pH
大塩(北塩原)	Oshio(Kitashiobara)	耶麻郡北塩原村	47.5	173	ナトリウム-塩化物泉	6.2-6.8
一箕	Itsuki	会津若松市	47.0	160	カルシウム・ナトリウム-硫酸塩・塩化物泉	—
宇内(坂下)	Unai(Bange)	河沼郡会津坂下町	36	15	ナトリウム-塩化物泉	7.6
津尻	Tsujiri	河沼郡会津坂下町	26.0	20	ナトリウム-塩化物泉	7.4
州走	Subashiri	河沼郡会津坂下町	20.5	—	—	8.5

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, p.1-119.
- 栗田泰夫・奥村晃史・佃 栄吉・斎藤英二・渡辺和明 (1991) 会津活断層系の再来間隔と単位変位量. 日本地震学会講演予稿集, no.2, p.261.
- 栗田泰夫・奥村晃史・佃 栄吉・衣笠善博 (1993) 1989 年会津断層系 (塔寺地区) トレンチ調査. 活断層研究, no.11, p.56-59.
- 磐梯町教育委員会 (1985) 磐梯町史. 磐梯町, 586p.
- 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, vol.48, p.223-240.
- 中馬教允・吉田 義 (1982) 磐梯山南麓の地質について. 福島大特定研, 猪苗代湖の自然, 研究報告, no.3, p.21-32.
- Danhara, T., Kasuya, M. and Yamashita, T. (1991) Fission-track age calibration using internal and external surfaces of zircon. *Jour. Geol. Soc. Japan*, vol.97, 977-985.
- 福島県 (1964) 福島県鉱産誌. 福島県企画開発部, 296p
- 福島県 (2000) 会津盆地西縁断層帯に関する調査 成果報告書. 平成 11 年度地震基礎調査交付金, 164p.
- 福島県 (2001) 会津盆地西縁断層帯に関する調査 成果報告書. 平成 12 年度地震基礎調査交付金, 58p.
- 福島県 (2002) 会津盆地西縁断層帯に関する調査 成果報告書. 平成 13 年度地震基礎調査交付金, 79p.
- 福島県教育委員会 (1983) 会津盆地西縁山地より産する化石調査報告-特に耶麻動物群について-. 福島県立博物館調査報告, no.2, 21p.
- Furuya, T. (1965) The topography of the bases of the Bandai and Nekoma volcano. *Sci. Rept. Tohoku Univ., 7th Ser. (Geography)*, vol.14, p.87-100.
- 地震調査委員会 (2005) 会津盆地西縁・東縁断層帯の長期評価について. 地震調査研究推進本部 (<http://www.jishin.go.jp/main/index.html>).
- Haq, B.U., Hardenbol, J. and Vail, P.R. (1987) Chronology of fluctuating sea levels since Triassic. *Science*, vol.235, p.1156-1167.
- 平山光衛 (1969) 会津盆地地形分類図説明書. 東北農政局計画部, 16p.
- 池田安隆・今泉俊文・東郷正美・平川一臣・宮内崇裕・佐藤比呂志編 (2002) 第四紀逆断層アトラス. 東京大学出版会, 254p.
- 岩崎孝明・小池一之・百瀬 貢・中村拓道 (1984) 那須火山周辺に分布する火山灰層. 日本地理学会予稿集, no.25, p.60-61.
- 活断層研究会編 (1991) [新編] 日本の活断層-分布図と資料. 東京大学出版会, 437p.
- Kimura, J., 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*, vol.10, p.116-134.
- 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・臼田雅朗・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, p.49-58.
- 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ュン・トラック年代とその地史的意義. 駒沢地理, vol.21, p.39-67.
- 黒木貴一 (1995) 猫魔火山西山麓の火山麓扇状地. 季刊地理, vol.47, 182-202.
- 牧野雅彦・村田泰章・広島俊男・駒澤正夫・小笠原正継・中塚正・鍋谷祐夫・井上 純・田中和夫・丸山孝彦・三品正明 (1995) 阿武隈地域重力図 (ブーゲー異常), 1:200,000 重力図, 6, 地質調査所.
- Manabe, K. (1980) Magnetostratigraphy of the Yamato Group and the Sendai Group, Northeast Honshu, Japan. *Sci. Rep. Fukushima Univ.*, no.30, p.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, 猪苗代湖の自然, 研究報告, no.3, p.33-43.
- 真鍋健一・芳賀喜代次・川口 洋・伊佐津大介 (1987) 東北地方南部の火砕流堆積物の古地磁気学的研究. 福島大学理科学報告, no.39, p.15-29.
- Miall, A.D. (1978) Lithofacies types and vertical profiles models in braided river deposits: a summary. In Miall, A.D., ed., *Fluvial Sedimentology. Can. Soc. Petrol. Geol. Mem.*, no.5, 597-604.
- 三村弘二 (2002) 東北日本, 猫魔火山の地質と放射年代. 火山, vol.47, no.4, p.217-225.
- 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, vol.11, p.22-24.
- 守屋以智雄 (1978) 空中写真による火山の地形判読. 火山, vol.23, p.199-214.
- 守屋以智雄 (1988) 磐梯火山の地形発達史. 地学雑, vol.97, p.51-58.
- Nakamura, Y. (1978) Geology and petrology of Bandai and Nekoma volcanoes. *Sci. Rept. Tohoku Univ., Ser. III*, vol.14, p.67-119.
- NEDO [新エネルギー総合開発機構] (1985) 地熱開発促進調

- 査報告書, no.8, 奥会津地域, 811p.
- NEDO (1990) 地熱開発促進調査報告書. 猪苗代地域, no.21, 1012p.
- Orton, G.J. (1991) Emergence of subaqueous depositional environments in advance of a major ignimbrite eruption, Capel Curing Volcanic Formation, Ordovician, North Wales -an example of regional volcanotectonic uplift? In Cas, R. and Busby-Spera, C., eds., *Volcaniclastic Sedimentation. Sediment. Geol.*, vol.74, p.251-286.
- Palmer, B.A. and Neall, V.E. (1991) Contrasting lithofacies architecture in ring-plain deposits related to edifice construction and destruction, the Quaternary Stratford and Opunake Formations, Egmont Volcano, New Zealand. In Cas, R. and Busby-Spera, C., eds., *Volcaniclastic Sedimentation. Sediment. Geol.*, vol.74, p.71-88.
- 寒川 旭 (1987) 慶長 16 年 (1611 年) 会津地震による地変と地震断層. 地震, vol.40, p.235-245.
- 島田豊郎・伊沢寿昭 (1969) 福島県地質調査報告書, 只見地域の地質. 福島県, 39p.
- 鈴木敬治 (1951) 会津盆地西方地域の地質 (I 中央地区). 地質雑, vol.57, p.379-386, p.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・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史学的研究 (II). 地質雑, vol.62, p.161-176.
- 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・真鍋健一・吉田 義 (1977a) 会津盆地における後期新生代層の層序学的研究と会津盆地の発達史. 地質学論集, no.14, p.17-44.
- 鈴木敬治・吉田 義・真鍋健一 (1977b) 東北地方南部地域における内陸盆地の発達史について. 地質論集, no.14, p.45-64.
- 鈴木敬治・吉村尚久・島津光夫・岡田尚武 (1986a) 北村 信編「新生代東北本州弧地質資料集」第 3 巻, 島弧横断ルート no.27 (佐渡-弥彦-津川-喜多方-吾妻山-福島), 地質図・地質横断図及び同説明書, 宝文堂.
- 鈴木敬治・島津光夫・島田豊郎・真鍋健一 (1986b) 北村 信編「新生代東北本州弧地質資料集」第 3 巻, 島弧横断ルート no.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.
- 鈴木敬治・相馬寛吉・楡井良政 (1989a) 会津盆地東縁の深沢層と植物化石群集, 福島大学理科報告, no.44, p.13-21.
- 鈴木敬治・相馬寛吉・香内 修 (1989b) 会津盆地西縁の更新世段丘層と植物化石群集, 福島大学理科報告, no.44, p.23-30.
- 鈴木敬治・相馬寛吉・野中俊夫 (1990) 会津盆地西縁地域における更新世塔寺層・七折坂層上部の層位的・古植物学的研究. 福島大理科報告, no.45, p.1-49.
- 鈴木毅彦 (1992) 那須火山のテフロクロノロジー. 火山, vol.37, p.251-263.
- 鈴木毅彦・早田 勉 (1994) 奥会津沼沢火山から約 5 万年前に噴出した沼沢-金山テフラ. 第四紀研究, vol.33, p.233-242.
- 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, vol.104, p.551-560.
- Smith, G.A. (1987) The influence of explosive volcanism on fluvial sedimentation: The deschutes formation (neogene) in central Oregon. *Jour. Sediment Petrol.*, vol.57, no.4, p.613-629.
- 高橋正樹・菅原 宏 (1985) 沼沢火山の活動史 (演旨). 火山, vol.30, p.125-126.
- 武司秀夫 (1963) 福島県会津若松市石ヶ森鉱山および朝日鉱山の石膏鉱床. 地調月報, vol.14, p.39-62.
- Tanabe, K. (1960) Geomorphography of the northern half of Inawashiro basin with relation to the changes of lake level. *Sci. Rept. Tohoku Univ., 7th Ser. (Geography)*, vol.9, p.67-80.
- 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.
- Ui, T. (1983) Volcanic dry avalanche deposits. *J. Volcanol. Geotherm. Res.*, vol.18, p.135-150.
- 宇佐美龍夫 (1996) 新編日本被害地震総覧 [増補改訂版 416-1995]. 東京大学出版会, 493p.
- 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, vol.36, p.1-10.
- 山元孝広 (1992a) 会津地域の後期中新世-更新世カルデラ火山群. 地質雑, vol.98, p.21-38.
- 山元孝広 (1992b) 会津盆地, 塔寺層の火山性碎屑物堆積相から見た砂子原カルデラ火山の中期更新世火山活動. 地質雑, vol.98, p.855-866.
- 山元孝広 (1995) 沼沢火山における火砕流噴火の多様性: 沼沢湖および水沼火砕堆積物の層序. 火山, vol.40, p.67-81.
- 山元孝広 (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-栃木地域に分布する 30-10 万年前の

- ブリニー式降下火砕堆積物：沼沢・燧ヶ岳・鬼怒沼・砂子原火山を給源とするテフラ群の層序. 地調月報, vol.50, p.743-767.
- 山元孝広 (2003) 東北日本, 沼沢火山の形成史：噴出物層序, 噴出年代及びマグマ噴出量の再検討. 地質調査研究報告, vol.54, p.323-340.
- 山元孝広・須藤 茂 (1996) テフラ層序からみた磐梯火山の噴火活動史. 地調月報, vol.47, p.335-359.
- 山元孝広・吉岡敏和 (1992) 若松地域の地質. 地域地質研究報告 (5万分の1地質図幅), 地質調査所, 73p.
- 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. 地質学雑誌, vol.106, p.865-882.
- 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.
- Yamamoto, T. (2005) The rate of fluvial incision during the Late Quaternary period in the Abukuma Mountains, northeast Japan, deduced from tephrochronology, *Island Arc*, vol.14, p.199-212.
- 柳田 誠 (1978) 会津盆地西縁の活撓曲. 駒澤大学大学院地理学研究, no.8, p. 85-87.
- 柳田 誠 (1979) 阿賀野川中流域の地形発達史. 地理評, vol. 52, p. 689-705.
- 柳田 誠 (1981) 阿賀野川の河岸段丘. 駒澤地理, no. 17, p. 29-56.
- 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.
- 吉田英人・高橋正樹 (1991) 白河火砕流東部地域の地質. 地質雑, vol.97, p.231-249.
- 吉田英人・鈴木敬治 (1958) 池の原・塩坪両砂岩層の粒度分析と鉱物分析について. 地球科学, vol.38, p.1-12.
- 吉岡敏和・粟田泰夫・下川浩一・杉山雄一・伏島祐一郎 (2005) 全国主要活断層活動確率地図. 構造図, 14, 産業技術総合研究所地質調査総合センター, 127p.

Geology of the Kitakata District

By

Takahiro YAMAMOTO*, Toshikazu YOSHIOKA**, Masahiko MAKINO*** and Tatsuya SUMITA***

(Written in 2005)

(ABSTRACT)

OUTLINE

The Kitakata district is located on the intra-arc Aizu region (Fig. 1) of the southern Northeast Honshu arc. The northern part of the Aizu basin ends within this district. The geologic structure of this district is controlled by two reverse faults at the eastern and western margins of the basin. The 1611 Aizu earthquake (M6.9) occurred along the Aizubonchi-seien faults at the western margin. On the other hand, recent activity along the Aizubonchi-toen faults at the eastern margin is not known.

The district consists of four major geologic units: (1) Early to Middle Miocene marine strata with volcanic rocks; (2) Late Miocene to Early Pleistocene fluvial strata with extracaldera pyroclastic flow deposits; (3) Early Pleistocene Nekoma Volcano; (4) Middle Pleistocene to Holocene fluvial and colluvial deposits with various volcanoclastic deposits. The geology of the district is summarized in Figure 2.

NEOGENE

Early to Middle Miocene

The Higashiomata Formation is Early to Middle Miocene marine sequences of rhyolite lava and volcanoclastic rocks with minor amount of sandstone and mudstone. It is 1,500 m thick and occurs in the southeastern and northeastern parts of the district. The rhyolite lava forms extrusive and shallow-intrusive dome clusters. The rhyolite volcanoclastic rocks consist of volcanic breccia, tuff breccia, lapilli tuff, vitric tuff, and volcanic sandstone; they are gravity flow deposits. Most of these rocks contain abundant greenish meta-pumice fragments.

The Ninosawa Formation is 15 to 13 Ma marine strata made up of sandstone and mudstone with dacite lava. It is about 200 m thick. The sandstone and mudstone are mostly bioturbated and massive. The Yuzuritōge Formation is 13 to 10 Ma marine strata consisting of alternating mudstone and rhyolite volcanoclastic rocks. This formation is about 150 m thick. The mudstone contains abundant volcanogenic materials. The rhyolite volcanoclastic rocks are massive pumice lapilli tuff, parallel-bedded pumiceous volcanic sandstone, and vitric tuff. The Shiotsubo Formation is 10 to 9 Ma marine strata composed of conglomerate, sandstone, and siltstone. These rocks contain abundant redeposited volcanic materials of glassy rhyolite fragments, rounded pumice, and crystals. This formation is about 100 m thick. The lower 80 m thick part consists of prodelta turbidites and slope deposits. The upper 20 m is composed of delta front sandstone containing abundant quartz grains.

Late Miocene to Pliocene

The Fujitōge Formation conformably covers the Middle Miocene marine strata in the western part of the district, but unconformably overlies the marine strata in the eastern part (Fig. 2). This formation is about 250 m thick and made up of seven dacite to rhyolite pyroclastic flow deposits, volcanoclastic lahar deposits and fluvial conglomerate, sandstone, and siltstone. The pyroclastic flow deposits consist of Takasato (8.9 Ma), Yamato (8.5 Ma), Yanaizu (6.5 Ma), Ichinotogawa (4.3 Ma), and Natsui, Nadeki, and Niitsuru (4.1 Ma) members, in ascending order. The Yanaizu Pyroclastic Flow is derived from Takagawa caldera (Fig. 1) in the Wakamatsu-Tajima-Inawashiro districts. The Niitsuru Pyroclastic Flow is a product of Uwaigusa caldera (Fig. 1) in the Miyashita district. The lower part of the formation is dominant in lahar and floodplain deposits, but the upper part is composed mainly of sandy to gravelly fluvial channel deposits. Major river incisions occurred at 8.2, 6.3 (or 5.5) and 4.3 Ma at the sequence

* Research Center for Deep Geological Environments

** Active Fault Research Center

*** Institute of Geology and Geoinformation

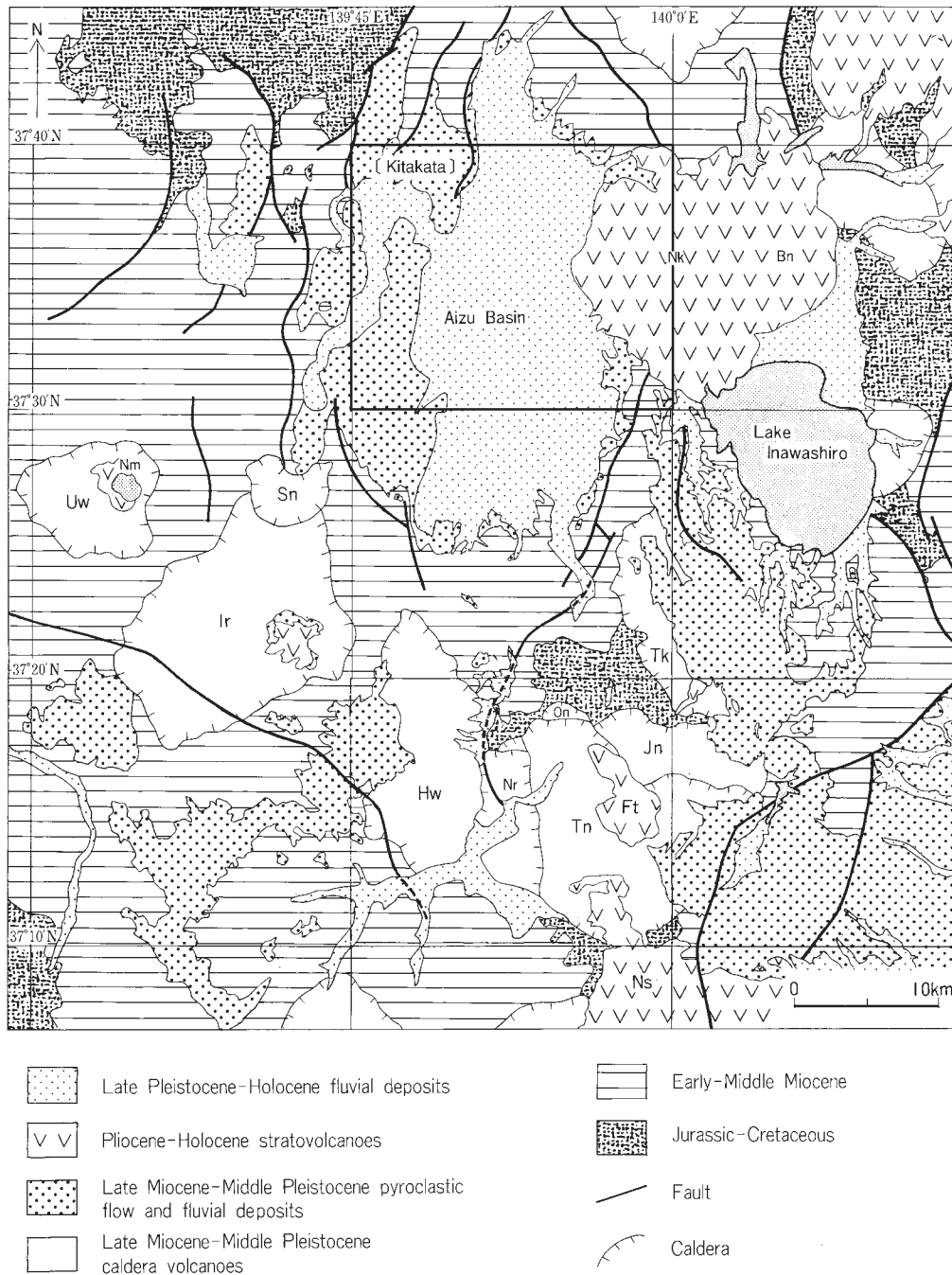


Fig. 1 Simplified geologic map of the Aizu region.

Bn = Bandai Volcano, Ft = Futamatayama Volcano, Hw = Hiwada Caldera, Ir = Iriyamazawa Caldera, Jn = Jonoirizawa Caldera. Nk = Nekoma Caldera, Nm = Numazawa Volcano, Nr = Narioka Caldera, Ns = Nasu Volcano, On = Ono Caldera, Sn = Sunagohara Caldera, Tk = Takagawa Caldera, Tn = Tonohetsuri Caldera, Uw = Uwaigusa Caldera. After Yamamoto (1999a)

boundaries.

The Izumi Formation is 4 to 1.8 Ma fluvial strata consisting of the Hotokezawa and Akaru Pyroclastic Flow Deposits. The thickness of the formation is 250 m in its central part. Most fluvial strata have deposited within westward sandy fluvial channel and floodplain deposits, interpreted as anastomosed river system. At the northern end, however, southeastward gravelly fan deposits occur. The Hotokezawa pyroclastic flow was derived from Hiwada caldera (Fig. 1) in the Wakamatsu-Tajima district at 2.9 Ma.

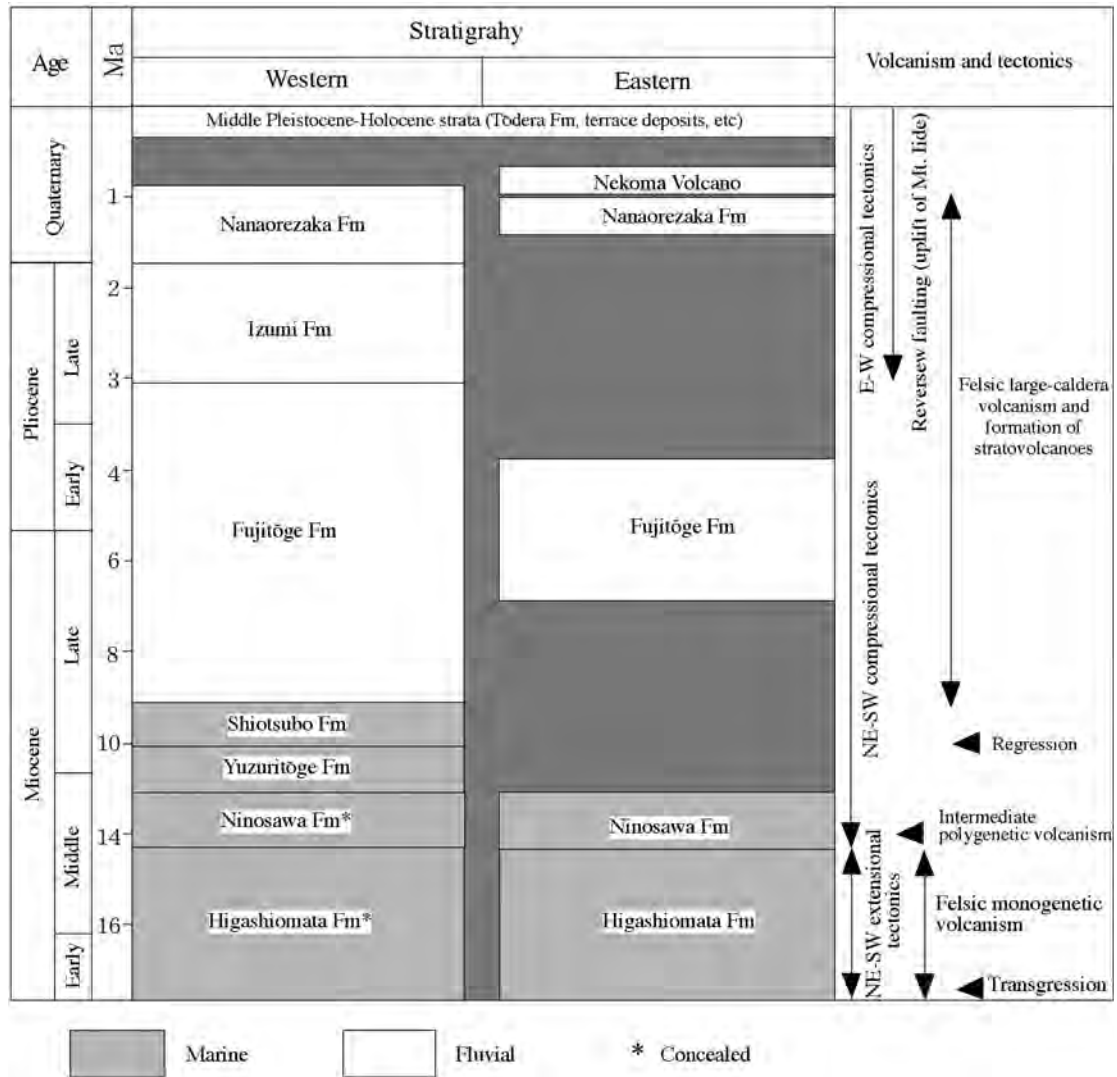


Fig. 2 Summary of geology in the Kitakata district.

QUATERNARY

Early Pleistocene

The Nanaorezaka Formation conformably overlies the Pliocene fluvial strata in the western part of the district. The thickness of the formation is 200 m in the western part and 100 m in the eastern part. The lower part of this formation consists of gravel-dominant fluvial deposits, interpreted to be braided river system. The upper part of the formation is made up of the Shirakawa Pyroclastic Flow deposits and intercalated fluvial sediments. The Shirakawa Pyroclastic Flow deposits are dacite to rhyolite, and consist of the Kumado (1.4 Ma), Ashino (1.3 Ma), Nagurasawa (1.2 Ma), Nishigo (1.1 Ma) and Ten-ei (1.0 Ma) members. The Kumado Pyroclastic Flow is from Ono caldera, the Ashino and Nagurasawa Pyroclastic Flow are derived from Tonohetsuri caldera, and the Nishigo Pyroclastic Flow is from Narioka caldera (Fig. 3). These Early Pleistocene calderas make a cluster in the Tajima district (Fig. 1).

Nekoma Volcano is a highly dissected stratovolcano in the eastern side of the Aizu basin. This volcano is made up of low-K andesite lava flows, pyroclastic rocks, and conglomerate.

Middle Pleistocene

The Tōdera Formation covers the Nanaorezaka Formation unconformably in the western part of the district. This formation is 40 m thick and made up of fluvial gravels, the Sakasegawa Pyroclastic Flow Deposit and its redeposited lahar deposits. The Sakasegawa Pyroclastic Flow Deposit is biotite-bearing rhyolitic and derived from Sunagohara caldera (Fig. 1) in the Miyashita district at 0.29 Ma (Fig. 4). The Kubota Pyroclastic rocks are also biotite-bearing rhyolitic and post-caldera products of Sunagohara caldera at 0.22 Ma. Its redeposited lahar deposits form fluvial terraces in the northwestern part of the district.

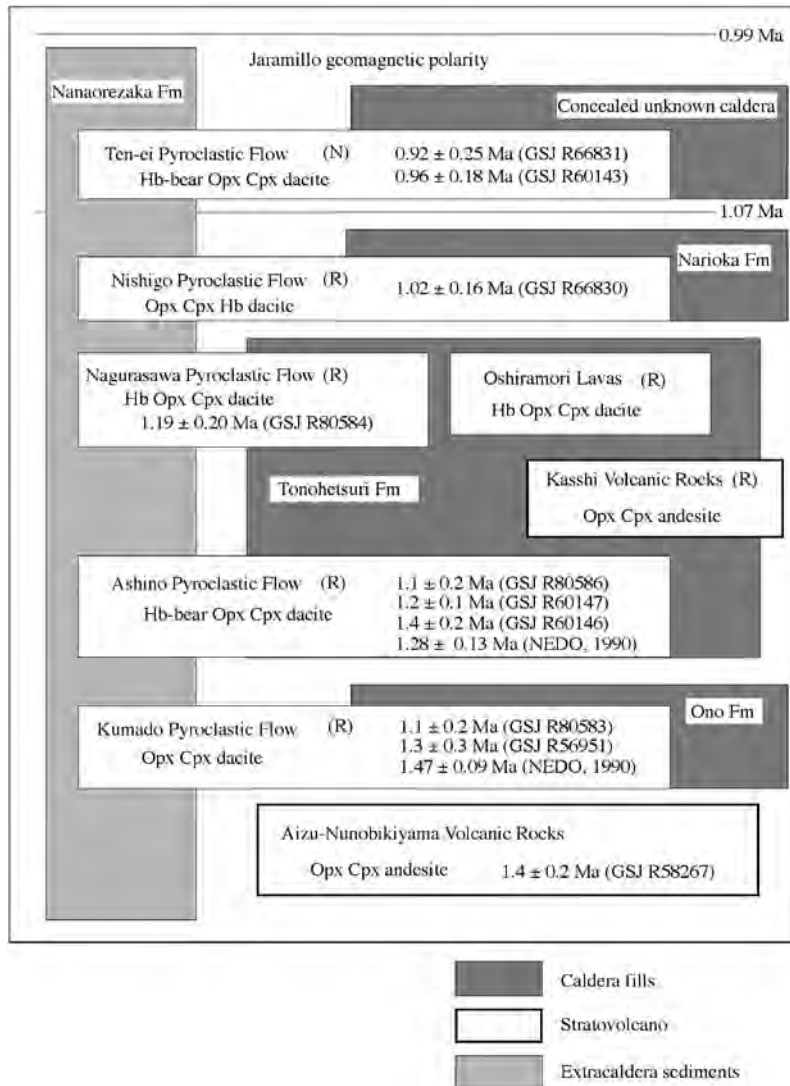


Fig. 3 Stratigraphy of the Shirakawa Pyroclastic Flow Deposits.

N = normal geomagnetic polarity, R = reverse geomagnetic polarity, Cpx = clinopyroxene, Opx = orthopyroxene, Hb = hornblende.

Late Pleistocene to Holocene

The Kanagawayama Debris Avalanche Deposit in the eastern part of the district is a product of sector collapse from Nekoma Volcano. Based on the tephrostratigraphy, this avalanche occurred at about 100 to 80 ka. This avalanche deposits are covered by volcanic fan deposits from older rocks surrounding Nekoma Volcano.

The middle terrace deposits are scattered along the Tadami and Sagasegawa Rivers. These deposits are capped by the lahar deposits derived from the Numazawa-Mizunuma Pyroclastic Deposit at 45 ka (Fig. 4).

The Okinajima Debris Avalanche Deposit and the Bandai-Hayama 1 Pyroclastic Flow Deposit are the products of the St. Helens-type collapse and Plinian eruption which occurred at 42 ka on Bandai Volcano in the Bandai-san district (Fig. 1). The old-stage edifice of Bandai Volcano collapsed toward southeast in this catastrophic event. The O-Bandai edifice had refilled the collapse caldera after the 42 ka eruption.

The lower terrace deposits along the branches of the Aga River and the younger volcanic fan deposits around Nekoma Volcano were formed from the end of the last glacial period to the beginning of Holocene.

The Numazawa-Numazawako Pyroclastic Flow erupted at 3,400 BC from Numazawa Volcano in the Miyashita district (Fig. 1) and reached to the southwestern part of the Aizu basin. This deposit is composed of non-welded orthopyroxene-hornblende dacite pumice lapilli tuff. The lahar deposits derived from this pyroclastics make widespread terraces along the Tadami and Sagasegawa Rivers. The four lowest terraces were formed incising the lahar deposits.

The piedmont slope and landslide deposits, consisting of unconsolidated debris, form gentle slopes around mountains. The alluvium is mainly deposited along the branches of the Aga River in the Aizu basin.

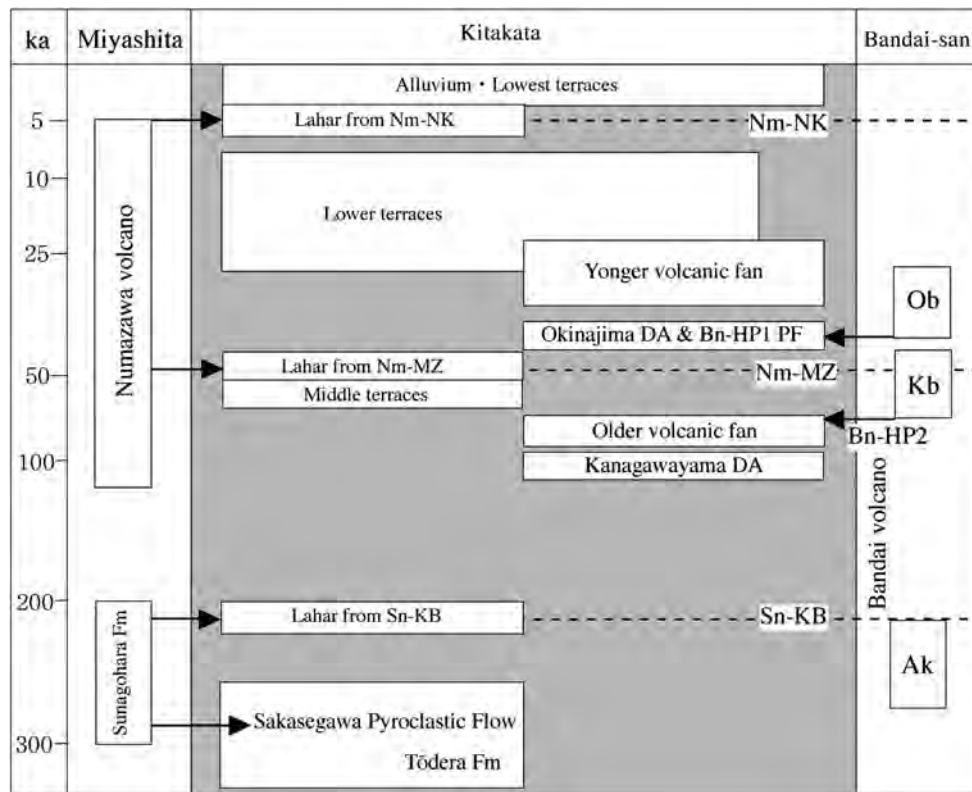


Fig. 4 Summary of Quaternary strata in the Kitakata districts.

Ak = Akahani edifice (Old-stage Bandai), DA = debris avalanche, Kb = Ko-Bandai edifice, Bn-HP2 = Bandai-Hayama 2 Pyroclastic Deposit, Nm-NK = Numazawa-Numazawako Pyroclastic Deposit, Nm-MZ = Numazawa-Mizunuma Pyroclastic Deposit, Ob = O-Bandai edifice, PF = pyroclastic flow, Sn-KB = Sunagohara-Kubota Pyroclastic Deposit.

ECONOMIC GEOLOGY

The Ishigamori mine was a well-known gold mine operated in Edo period. This mine was redeveloped for gypsum, but closed in Showa period. The ore deposits are within felsic volcanic rocks of the Higashiomata Formation.

There are a few hot springs in the district. The Oshio hot spring in the northeastern part of the district and the Ichiki hot spring in the southeastern part are about 50°C in temperature. The Unai, Tsujiri and Subashiri hot springs in the western part are less than 40 °C in temperature.

執筆分担

第1章 地形	吉岡敏和
第2章 地質概説	山元孝広・吉岡敏和
第3章 新第三系中部中新統	山元孝広
第4章 新第三系上部中新統及び鮮新統	山元孝広
第5章 第四系下部更新統	山元孝広
第6章 第四系中部更新統	山元孝広
第7章 第四系上部更新統及び完新統	山元孝広・吉岡敏和
第8章 活断層	吉岡敏和
第9章 重力構造	牧野雅彦・住田達哉
第10章 応用地質	山元孝広

文献引用例

山元孝広・吉岡敏和・牧野雅彦・住田達哉（2005）喜多方地域の地質．地域地質研究報告（5万分の1地質図幅）．産総研地質調査総合センター，63p.

章単位での引用例

吉岡敏和（2005）喜多方地域の地質，第1章 地形．地域地質研究報告（5万分の1地質図幅）．産総研地質調査総合センター，p.1-5.

Bibliographic reference

Yamamoto, T., Yoshioka, T., Makino, M. and Sumita, T. (2005) Geology of the Kitakata District. Quadrangle Series, 1:50,000, Geological Survey of Japan, AIST, 63p (in Japanese with English abstract 5p.).

Bibliographic reference of each chapter

Yoshioka, T. (2005) Geology of the Kitakata District, Chapter 1, Topography. Quadrangle Series, 1:50,000, Geological Survey of Japan, AIST, p.1-5. (in Japanese).

地域地質研究報告（5万分の1地質図幅）喜多方地域の地質
平成18年3月27日発行

独立行政法人 産業技術総合研究所

地質調査総合センター

〒305-8567 茨城県つくば市東1丁目1-1 中央第7

TEL 029-861-3606

本誌掲載記事の無断転載を禁じます。

印刷所 泰成印刷株式会社