

地域地質研究報告
5万分の1地質図幅
新潟（7）第41号
NJ-54-28-8

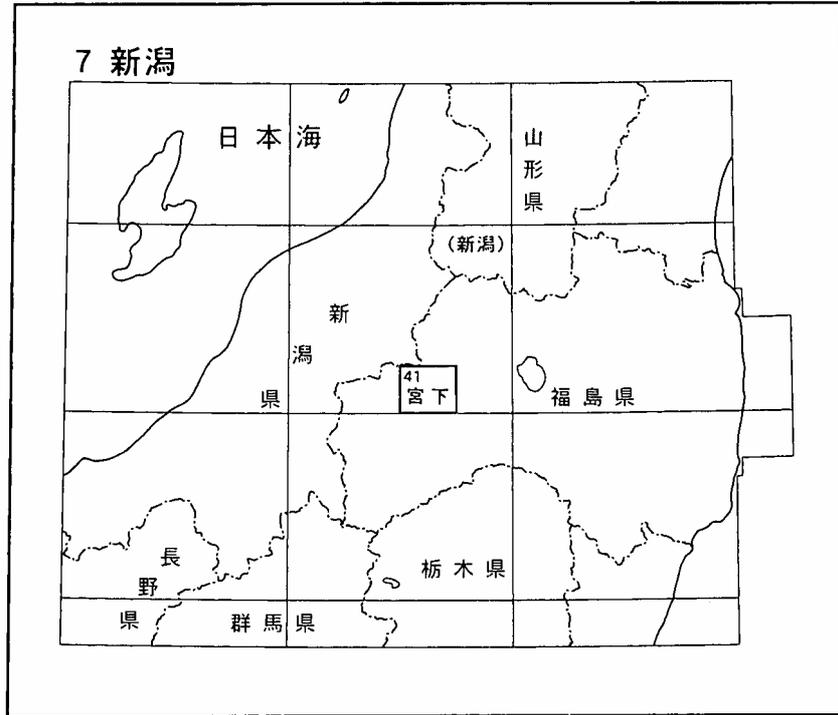
宮 下 地 域 の 地 質

山元孝広・駒澤正夫

平 成 16 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

7-29 御神楽岳 Mikagura Dake NJ-54-28-11 (未刊行, unpublished)	7-30 野沢 Nozawa NJ-54-28-7 (未刊行, unpublished)	7-31 喜多方 Kitakata NJ-54-28-3 (未刊行, unpublished)
7-40 只見 Tadami NJ-54-28-12 (未刊行, unpublished)	7-41 宮下 Miyashita NJ-54-28-8 (2004)	7-42 若松 Wakamatsu NJ-54-28-4 (1992)
7-52 小林 Kobayashi NJ-54-29-9 (未刊行, unpublished)	7-53 針生 Haryū NJ-54-29-5 (未刊行, unpublished)	7-54 田島 Tajima NJ-54-29-1 (1999)

宮下地域の地質

山元孝広*・駒澤正夫**

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。

「宮下」図幅地域の現地調査は、平成10～13年度に実施された。重力調査は駒澤が、それ以外は山元が担当した。沼沢火山噴出物の地質については、日本大学文理学部の高橋正樹教授にご教示頂き感謝する。上部中新統松坂峠層から産出した化石の採取・鑑定は地球科学情報研究部門の長森英明研究員による。裏表紙の写真は、深部地質環境研究センターの関陽児主任研究員による。本研究に使用した薄片は、佐藤芳治・野神貴嗣・佐藤卓見の各氏の製作による。

（平成 15年度稿）

所 属

* 深部地質環境研究センター

** 地球科学情報研究部門

Keywords : geologic map, 1:50,000, Miyashita, Fukushima, Miocene, Pliocene, Pleistocene, Holocene, Kurakawa Formation, Higashiomata Formation, Ninosawa Formation, Yuzuritoge Formation, Shiotsubo Formation, Fujitoge Formation, Izumi Formation, Takizawagawa Formation, Fuzawa Formation, Matsuzakatoge Formation, Minami-Aizu Formation, Iriyamazawa Formation, Uwaigusa Formation, Aizu-Kaneyama Volcanic Rocks, Hakaseyama Volcanic Rocks, Sunagohara Formation, Numazawa Volcano, caldera, pyroclastic flow deposit, active volcano, Nishiyama geothermal power plant.

目 次

第1章 地 形	1
1.1 山地の地形	1
1.2 河川の地形	2
1.3 火山の地形	3
第2章 地質概説	5
2.1 研究史	6
2.2 層 序	7
第3章 図幅地域東部の下部中新統-鮮新統	11
3.1 闇川層	11
3.2 東尾岐層	11
3.3 二の沢層	14
3.4 譲峠層	17
3.5 塩坪層	17
3.6 中期中新世安山岩貫入岩類	18
3.7 藤峠層	18
3.8 和泉層	19
第4章 図幅地域西部の中部-上部中新統	20
4.1 滝沢川層	20
4.2 布沢層	24
4.3 松坂峠層	24
4.4 中期-後期中新世貫入岩	25
4.5 南会津層	25
第5章 後期中新世-鮮新世の火山群	28
5.1 入山沢層	28
5.2 上井草層	29
5.3 会津金山火山岩	33
5.4 博士山火山岩	33
第6章 第四系	35
6.1 砂子原層	35
6.2 久保田火砕物起源のラハール堆積物	37
6.3 古期地すべり堆積物	38
6.4 燧ヶ岳-田頭火砕物起源のラハール堆積物	38
6.5 沼沢火山	38
6.5.1 尻吹峠火砕物	38
6.5.2 木冷沢溶岩	40
6.5.3 水沼火砕堆積物	40
6.5.4 沼火砕物起源のラハール堆積物	41
6.5.5 山溶岩	41
6.5.6 沼御前火砕堆積物	42
6.5.7 前山溶岩	43
6.5.8 沼沢湖火砕堆積物	43
6.5.9 沼沢湖火砕物起源のラハール堆積物	47
6.6 段丘堆積物	49
6.6.1 低位段丘堆積物	49
6.6.2 最低位段丘堆積物	49

6.7	新期地すべり堆積物	49
6.8	山麓緩斜面堆積物	49
6.9	沖積層	51
第7章	活断層及び地震活動	52
第8章	重力異常及び密度構造	53
8.1	重力データの編集	53
8.2	重力データの処理	54
8.3	重力異常の概要	54
8.4	表層密度推定と密度マッピング	54
8.5	残差重力図	56
8.6	重力基盤図	56
第9章	応用地質	58
9.1	地下資源	58
9.1.1	金・銀鉱床	58
9.1.2	銅・鉛・亜鉛及び硫化鉄鉱床	58
9.1.3	鉄鉱床	59
9.1.4	陶石及び粘土類	59
9.1.5	硫黄	59
9.1.6	骨材	59
9.2	地熱資源	59
9.3	温泉	62
文 献		64
Abstract		67

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	志津倉山北面の雨乞岩	3
第1.4図	惣山山頂からの沼沢湖	4
第2.1図	会津地域の地質概略図	5
第2.2図	「宮下」図幅の地質総括図	6
第2.3図	「宮下」図幅及び周辺地域の第四系層序表	7
第2.4図	前期-中期中新世の岩脈群の卓越方位	8
第2.5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	9
第3.1図	東尾岐層の流紋岩火砕岩 (1)	12
第3.2図	東尾岐層の流紋岩火砕岩 (2)	12
第3.3図	東尾岐層の流紋岩火砕岩 (3)	13
第3.4図	東尾岐層の砂岩	13
第3.5図	「宮下」図幅地域北東部から「若松」図幅地域北西部における中部中新統の分布	14
第3.6図	二の沢層と譲峠層の柱状図	15
第3.7図	二の沢層の流紋岩火砕岩 (1)	16
第3.8図	二の沢層の流紋岩火砕岩 (2)	16
第3.9図	譲峠層の泥岩・流紋岩火砕岩	17
第4.1図	滝沢川層の宮下泥岩部層	20
第4.2図	松坂峠層の岩相柱状図	23
第4.3図	松坂峠層下部の玄武岩火砕岩	23
第4.4図	松坂峠層の化石産地	25

第4.5図	松坂峠層を傾斜不整合で覆う南会津層オドシマ沢火砕流堆積物	26
第5.1図	上井草層の岩屑なだれ堆積物(1)	30
第5.2図	上井草層の岩屑なだれ堆積物(2)	30
第5.3図	上井草層の火砕岩岩脈	31
第5.4図	博士山火山岩の玄武岩アア溶岩流	32
第5.5図	博士山火山岩の玄武岩アグルチネート	32
第6.1図	砂子原層上部の湖成堆積物(1)	36
第6.2図	砂子原層上部の湖成堆積物(2)	36
第6.3図	砂子原層の久保田火砕流堆積物	37
第6.4図	金山町尻吹峠における沼沢火山噴出物の層序	40
第6.5図	水沼火砕物起源のラハール堆積物	42
第6.6図	沼沢湖火砕流堆積物の露頭	44
第6.7図	沼沢湖火砕流堆積物の分布	44
第6.8図	沼沢湖火砕流堆積物の成層サージ相	45
第6.9図	沼沢湖火砕流堆積物の塊状軽石流相(1)	46
第6.10図	沼沢湖火砕流堆積物の塊状軽石流相(2)	46
第6.11図	沼沢湖火砕物ユニットⅢの火砕サージ堆積物	47
第6.12図	沼沢湖火砕物ユニットⅢ・Ⅳの降下堆積物	48
第6.13図	沼沢湖火砕物起源のラハール堆積物	48
第6.14図	新期地すべり堆積物	50
第6.15図	沼沢湖湖岸の山麓緩斜面堆積物	50
第7.1図	「宮下」図幅とその周辺における最近の浅い地震活動	52
第8.1図	5万分の1地質図幅「宮下」の重力異常図	53
第8.2図	上方接続残差比較(CVUR)法による密度推定	55
第8.3図	上方接続残差の比較による面的な表層密度分布図	55
第8.4図	上方接続残差図. 上方接続1kmをトレンドとして差し引いたもの	57
第8.5図	5万分の1地質図幅「宮下」地域の重力基盤図	57
第9.1図	奥会津地熱地域の地温勾配図	61
第4.1表	滝沢川層宮下泥岩部層から産出した浮遊性有孔虫化石	21
第4.2表	滝沢川層宮下泥岩部層から産出した石灰質ナノ化石	21
第4.3表	滝沢川層宮下泥岩部層から産出した底生有孔虫化石	22
第4.4表	松坂峠層・布沢層産の化石リスト	22
第4.5表	「宮下」図幅地域における火砕流堆積物のジルコン・フィッシュントラック年代値	27
第6.1表	「宮下」図幅地域の主要テフラの特徴	39
第9.1表	西山地熱発電所の概要	60
第9.2表	「宮下」図幅地域に分布する温泉一覧	62
Fig. 1	Simplified geologic map of the Aizu region	68
Fig. 2	Summary of geology in the Miyashita district	69
Fig. 3	Summary of Quaternary strata in the Miyashita, Kitakata and Wakamatsu districts	70

第1章 地 形

(山元孝広)

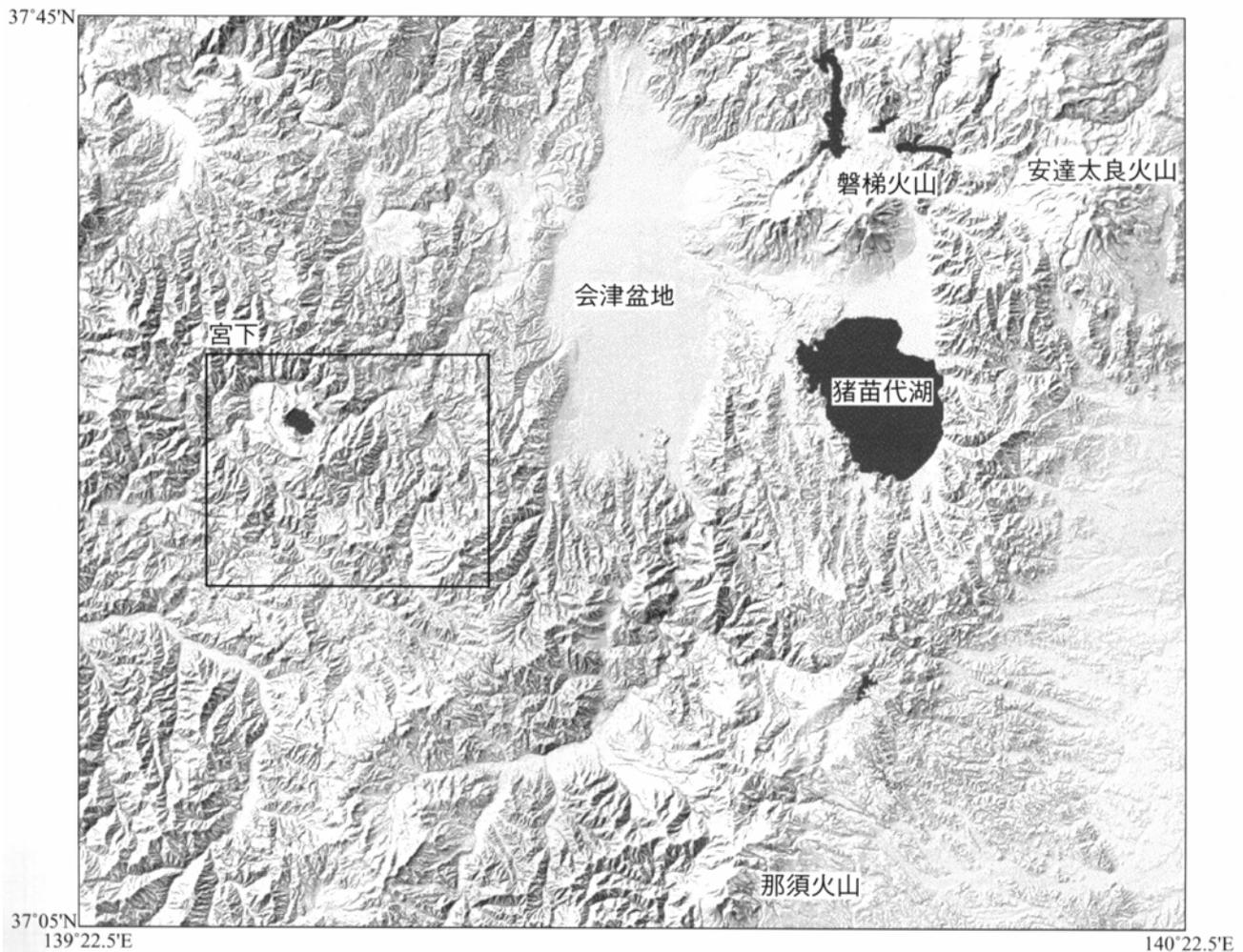
「宮下」図幅地域は、東経139°30′-139°45′、北緯37°20′-37°30′日本測地系(東経139°29′48.2″-139°44′48.2″、北緯37°20′10.9″-37°30′10.7″:世界測地系)の範囲に相当し、行政的には大部分が福島県の大沼郡・河沼郡・南会津郡に、僅か一部が新潟県東蒲原郡に属する。

本図幅地域は会津盆地の南西山地に当たり(第1.1図)、いわゆる奥会津とよばれる地域である。その地形は標高400~1,400mの山地と只見川、そして砂子原カルデラ・沼沢火山の火山地形で構成されている。図幅地域の南東部には標高1,482.0mの博士山があり、これが本図幅地域内の最高峰となっている。一方、図幅地域の北部を西から東に横切って流れる只見川は、福島・新潟・群馬県境の尾瀬周辺山地から本図幅地域を経て、阿

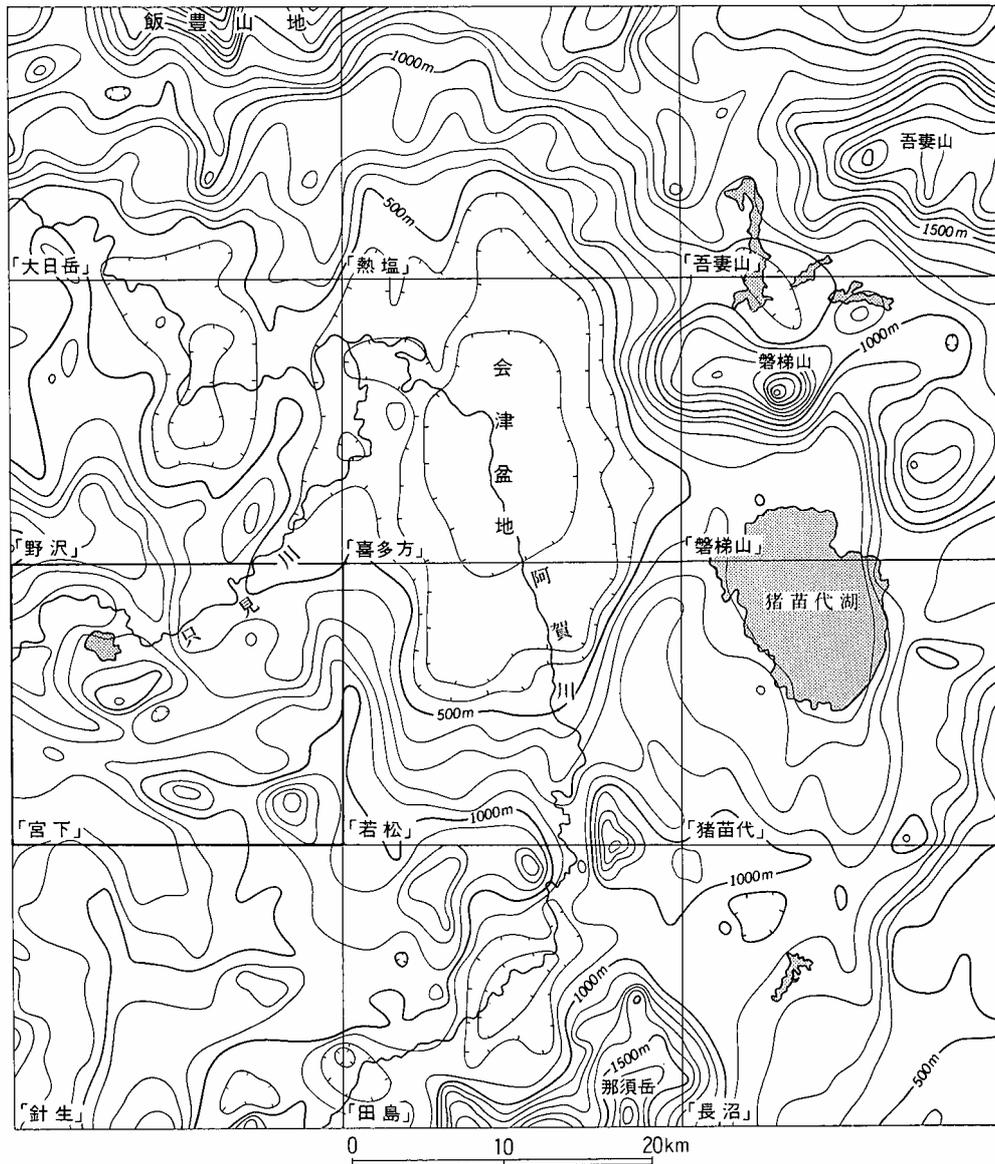
賀野川として新潟市で日本海に注ぐ、東北地方有数の河川である。図幅地域内の河川は、すべて阿賀野川に合流する。

1.1 山地の地形

本図幅地域の山地は、北西-中央-南東西部に頂部が標高900~1,400mの山地が連なり、北東の会津盆地や南西の布沢川流域に向かって高度が低下する(第1.2図)。この地形の傾向は、後期中新世に現れた会津-布沢盆地間の隆起部と基本的に一致している。中央から南東部にある博士山(標高1,482.0m)、志津倉山(標高1,234.3m)、高森山(標高1,099.8m)はいずれも後期中新世-鮮



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50m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2kmメッシュの接峰面を示す。間隔は10m。山元・吉岡（1992）による。

新世の火山岩で頂部が構成される。これらの基盤である前期-中期中新世の滝沢川層も含め山地の多くは塊状の火山岩からなること、冬季の積雪が著しく雪崩が頻発することから、その山腹は岩盤が露出したスラブ（一枚岩の露岩）帯となっていることが多い（第1.3図）。植生の発達が悪いその山容は、奥会津に特有のものである。

1.2 河川の地形

本図幅地域北部を流れる只見川は波長1km前後で蛇行しながら深い峡谷を形成している。本流沿いには沖積層の発達はない。両岸には複数の段丘面が認められるが、これらは只見川沿いの沼沢火山や砂子原カルデラ、更には源流部の尾瀬燧ヶ岳で発生した火砕噴火により、一時

的に碎屑物供給量が増大して氾濫が起き形成されたものである。段丘構成層は主にラハール堆積物からなり、通常の河川堆積物とは岩相が全く異なっている。

只見川の主要な支流には南隣「針生」図幅地域から本図幅地域南西部を北上し金山町川口で本流と合流する野尻川と、東部を北上し北隣「野沢」図幅地域内で合流する滝谷川がある。両支流とも下流では峡谷となるが、標高約400mよりも上の中流域では両岸に最終氷期末に形成された低位段丘が残され、徐々に川幅が広がる。一方、図幅地域南西部の只見町内を流れる布沢川は一端、伊南川に合流した後、只見川へと流入してくる。また、南東部の会津高田町内を流れる河川は会津盆地で阿賀川（大川）に合流した後、「喜多方」図幅内で只見川と合流し、阿賀野川となる。



第1.3図 志津倉山北面の雨乞岩
上部中新統入山沢層の後カルデラ期デイサイト貫入岩で構成される。
冬季に頻発する雪崩により沢沿いの岩は磨かれ、顕著なスラブ（一枚岩の露岩）帯となっている。

1.3 火山の地形

本図幅地域には中期更新世の約30～20万年前に活動した砂子原カルデラと、後期更新世の約11万年前から完新世まで活動を続ける沼沢火山がある。ただし、砂子原カルデラは地形的なカルデラ壁が不鮮明で、カルデラを埋め立てた湖成層も河川による開析を受けカルデラ底の地形も失われている。後カルデラ期の流紋岩からなる

湯の岳はドーム状の山体を保っているものの、その形はいびつで溶岩ドームが残存して形成された組織地形とみなせる。これに対し、活火山である沼沢火山は形成時期が若いため、その地形は新鮮である。特に西暦紀元前3,400年頃の噴火で形成された沼沢湖カルデラ（第1.4図）やその周囲に広がる沼沢湖火砕流堆積物がつくる平坦面金山町の上野原台地は保存が良い。沼沢湖の直径は約2kmで、湖面の標高は475m、最大水深は96mである。



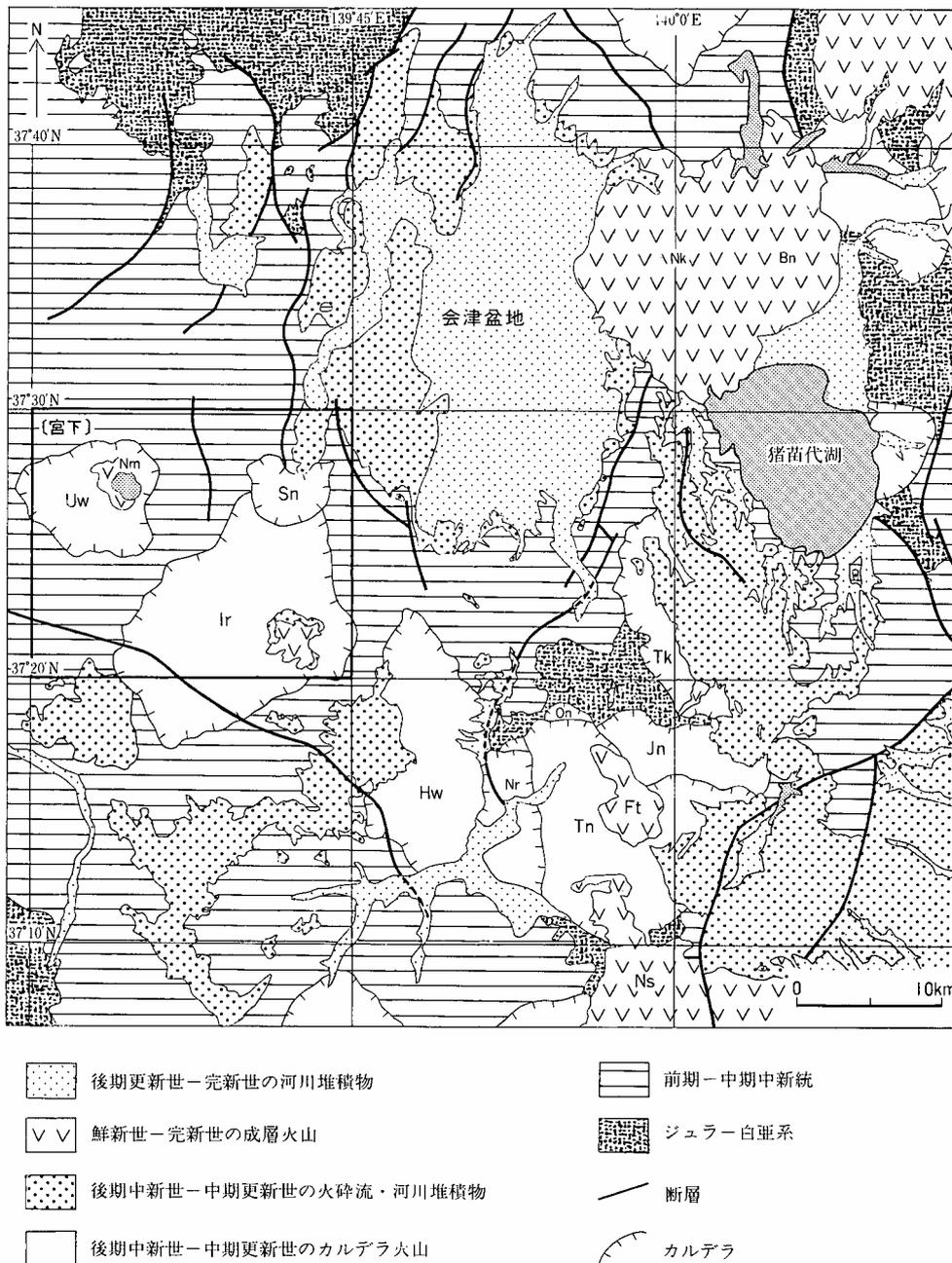
第1.4図 惣山山頂からの沼沢湖
沼沢湖は紀元前3,400年頃に起きた沼沢湖火砕噴火で形成された小型カルデラを満たす湖で、
その最大水深は96m.

第2章 地質概説

(山元孝広)

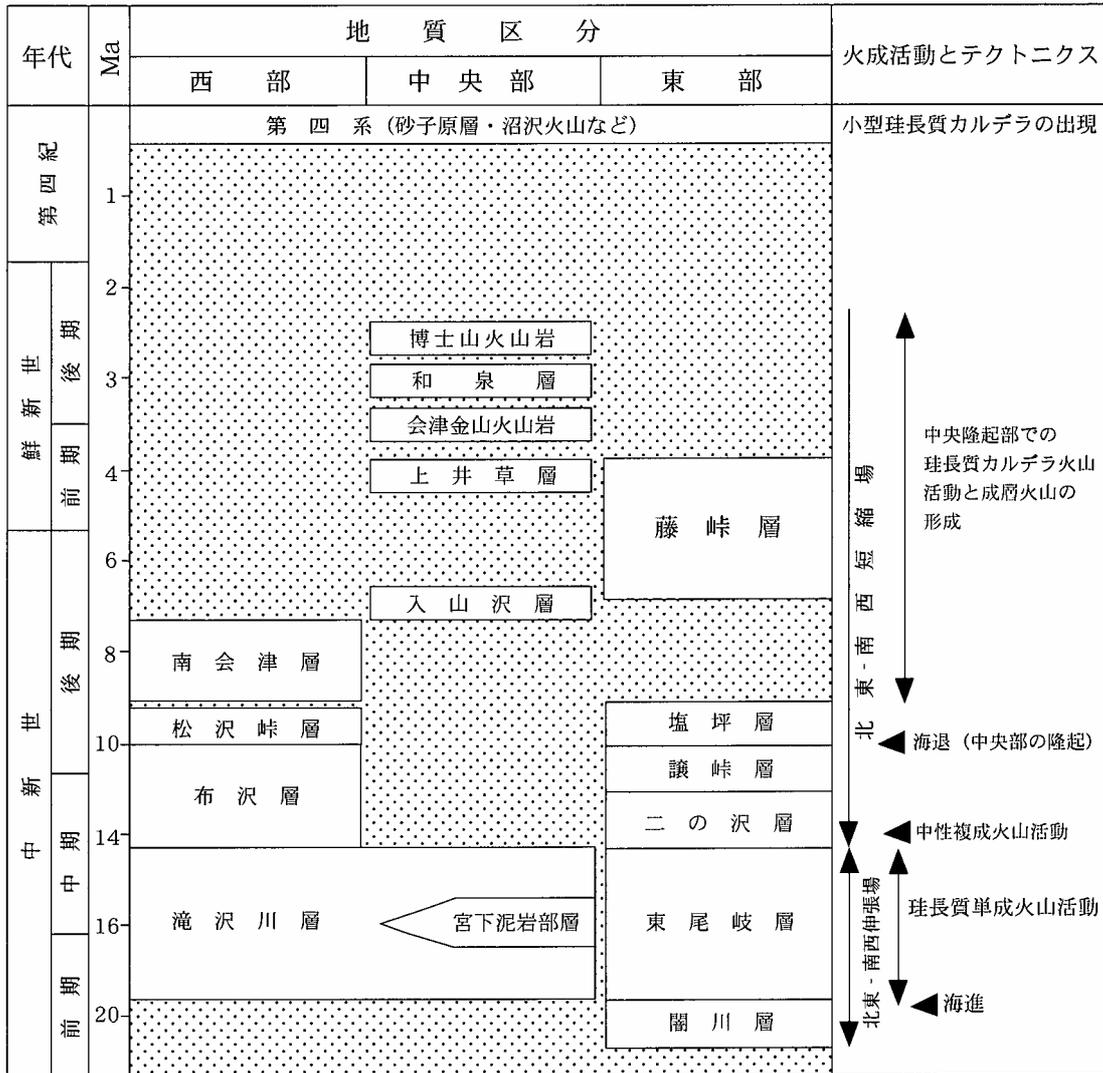
「宮下」図幅は、東北本州弧南部の会津地域に位置する。当地域では前期-中期中新世以降の火山活動が活発である。また、本図幅では、後期中新世に出現した構造的な内陸山間盆地である会津盆地と布沢盆地の間の隆起

帯が中央に位置しており、隆起帯上には後期中新世の入山沢カルデラ、鮮新世の上井草カルデラや博士山火山岩、第四紀の砂子原カルデラや沼沢火山が噴出している（第2.1図）。このうち沼沢火山は活火山で、最新期の活動



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 「宮下」図幅の地質総括図

は西暦紀元前3400年頃に起きている。約30万年前に出現した砂子原カルデラも、活発な熱水活動が現在も継続中で、これを利用した柳津西山地熱発電所が稼働中である。図幅地域内には第四紀に活動したことが確実な昭和断層などがあるものの、活断層として認定されている断層はない。文政4年（1821年）には沼沢湖のすぐ西でM5.5～6.0の地震が起き、今の金山町川口、大栗山から玉梨で家屋倒壊130軒、死者若干の被害が出ている。鉱物資源については、中新世・鮮新世・第四紀の火山活動に関連した各種の鉱床が図幅地域内にあるものの、いずれも現在は廃・休山となっている。西山温泉、赤谷・宮下温泉、沼沢湖温泉、沼沢温泉、川口温泉、八町・玉梨温泉、昭和温泉が当地域にはあり、それぞれ宿泊施設や共同浴場に利用されている。

2.1 研究史

「宮下」図幅地域の地質層序の大枠が明らかにされたのは、福島県が発行した5万分の1図幅地域「宮下」（北村ほか、1968）や資源エネルギー庁が実施した昭和41～44年度広域調査「西会津」（通商産業省、1967、1968、1970a、1970b）が最初である。その後の小室（1978；1984）の研究があったものの、これらの研究で全く見落とされていたのは、当図幅地域北東部の柳津町南部の西山温泉地域の活発な地熱活動と第四紀の砂子原カルデラの火山活動の関連である。従来の研究では砂子原層は後期中新世の地層として扱われていたため、砂子原カルデラは長らく第四紀火山として認識されていなかった。その後の一連の地熱探査のなかで、砂子原層の火山岩が中期更新世の噴出物であることが明らかになり（通商産業省、1978；NEDO、1985；新田ほか、1987；水垣、1993）、本図幅地域の火山岩に関する知見は一気

に飛躍した。更に山元 (1992a, 1992b, 1999b), 山元・吉岡 (1992) の一連の研究により, 会津地域における後中新世-更新世のカルデラ火山群の層序や噴出年代に関する研究が明らかにされ, 本図幅地域の地質層序は大幅に改訂されている。活火山である沼沢火山の層序については, 高橋・菅原 (1985) や沼沢団研 (1999) の研究があるものの, 本報告書はこれに従っていない。特に沼沢団研 (1999) の層序は5. 2, 5. 3及び6. 5章にあるように事実誤認が甚だしく, 参考になるものではない。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。

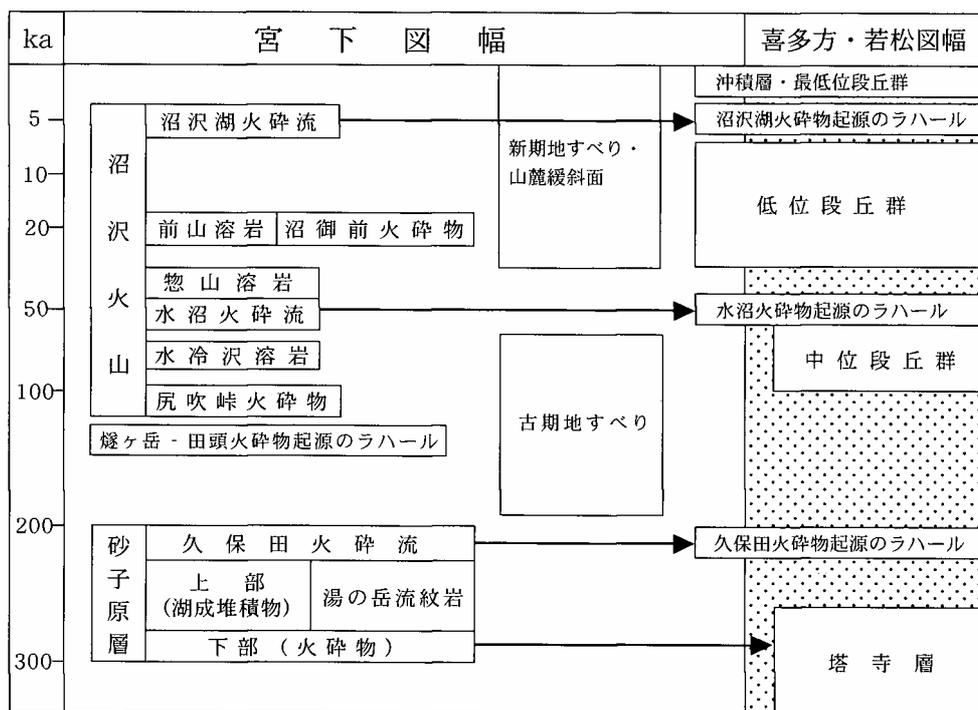
2. 2 層 序

本図幅地域の層序は第2. 2及び2. 3図のように総括できる。新第三系の層序については東部と西-中央部の2地域で異なる地層名を用いている。東部のものはここから分布の連続する「若松」・「喜多方」図幅地域での地層名 (鈴木, 1964; 鈴木ほか, 1973, 1977; 山元・吉岡, 1992) を用いている。一方, 西-中央部のものは通商産業省 (1968, 1970a) や北村ほか (1968) の層序を踏襲しつつ, 今回新たに地層名を定義し直した。

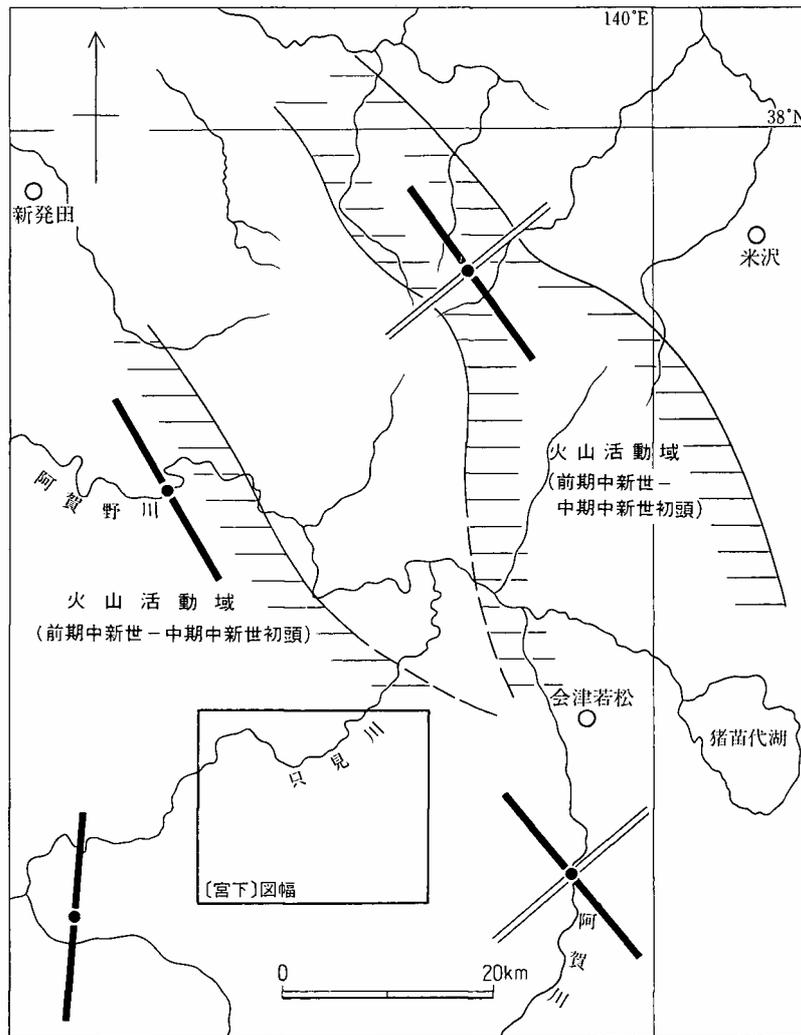
本図幅地域の中央部を占める会津-布沢堆積盆間の隆起部には, 前期中新世-中期中新世初頭の珪長質火山岩を主とする地層が中期中新世後期以降の地層の基盤岩と

して分布する (第2. 1図)。このような下部-中部中新統の層厚は最大で1, 500mに達し, 本図幅地域の東に分布するものは東尾岐層と呼ばれ, 模式地のある「若松」図幅地域 (山元・吉岡, 1992) へと分布が続く。一方, 西に分布するものは滝沢川層と呼ばれ, 模式地のある「只見」図幅地域 (島田・伊沢, 1969) や北側の「野沢」図幅地域 (鈴木ほか, 1968) へと分布が続く。両層は上部中新統入山沢層を挟んで地表の分布がとぎれるので別の名称で呼ばれるが, 本来は連続していた地層である。ただし, 両層内の岩相は地域差が大きく, 連続はしない。例えば図幅地域北西部の滝沢川層はほとんど塊状の流紋岩溶岩のみからなるが, 東部の東尾岐層は流紋岩火砕岩が卓越する。また, 図幅地域北部の滝沢川層には宮下泥岩部層があるが, この部層は流紋岩火山体間の局所的な窪地を埋積したもので, 他地域には広がらない。東尾岐・滝沢川層の流紋岩溶岩は溶岩ドーム群を形成しており, その噴出中心は地層分布域全体に広がっている。これらの火山岩の供給岩脈は東の「若松」図幅地域 (山元・吉岡, 1992) では北西-南東方向, 西-南西の「只見」・「小林」図幅地域 (島田・伊沢, 1969; 島田ほか, 1974) では南北方向の平行岩脈群をつくり, 当時の伸張応力場を反映している (第2. 4図; 山元, 1991b)。東尾岐・滝沢川層の下位には前期中新世關川層に対比される安山岩を主とする地層が伏在することが地熱調査井で確認されている (NEDO, 1985)。しかし, この地層は地表には露出しない。

東尾岐層・滝沢川層を整合に覆う一連の中部-上部中



第2. 3図 「宮下」図幅及び周辺地域の第四系層序表

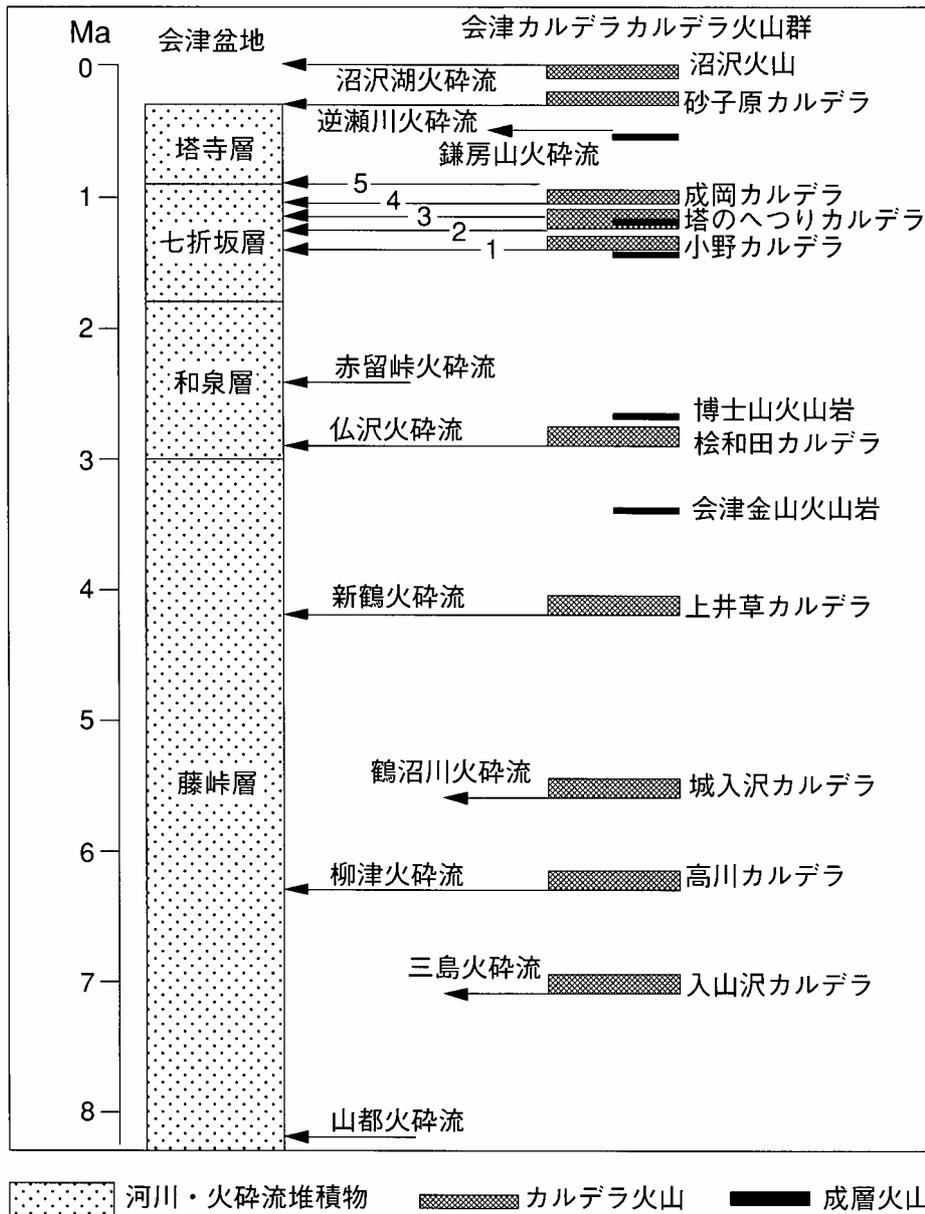


第2.4図 前期-中期中新世の岩脈群の卓越方位
 黒太線は前期中新世-中期中新世初頭の流紋岩・玄武岩岩脈群を、白太線は中期中新世中期-末期の安山岩岩脈群を示す(山元, 1991bに加筆).

新統は、間の隆起帯を挟んで会津堆積盆側(図幅地域北東部)と布沢堆積盆側(図幅地域南西部)に分かれて分布する(第2.2図)。ただし両堆積盆が出現した、言い換えると間に隆起帯が出現したのは後期中新世になってからであり、中期中新世には両堆積盆の違いはないので岩相は両者で対比できる。図幅地域北東部の会津盆地側には東尾岐層を整合に覆って海成の二の沢層・譲峠層・塩坪層が分布する(鈴木ほか, 1977, 1986b; 山元・吉岡, 1992)。二の沢層は、砂岩及びシルト岩・流紋岩火砕岩・安山岩火砕岩及び溶岩からなる中期中新世前期の海成層であるが、本図幅地域では火山岩のみからなりこれにオーバーラップする砂岩・シルト岩は分布しない。譲峠層は、シルト岩及び流紋岩火砕岩の互層からなり、中期中新世後期の海進が最も進んだ時期の堆積物である。塩坪層は、礫岩・砂岩・シルト岩の互層からなる後期中新世前期の海退期の堆積物である。図幅地域南西部の布沢盆地側には滝沢川層を不整合に覆って海成の布沢

層・松坂峠層が分布する。布沢層は、流紋岩火砕岩からなる下部と、泥岩が卓越する上部からなる。下部は中期中新世前期の二の沢層に、下部は中期中新世後期の譲峠層にそれぞれ対比される。上部は下部にオーバーラップしており、火山岩がつくる高まりの間に堆積している。松坂峠層は後期中新世前期の浅海成層で、玄武岩火砕岩を主とする下部と礫岩・砂岩からなる上部で構成される。本層の上部は塩坪層に対比される。

塩坪層・松坂峠層以下の地層を不整合に覆う9Ma以降の上部中新統-鮮新統は、珪長質のカルデラ形成噴火に関連したものが多い(第2.5図; 山元, 1992a)。本図幅地域北東部で塩坪層を不整合に覆う藤峠層は後期中新世-鮮新世の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。同層の柳津火砕流堆積物は6.5-6.3Maに東隣「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4.2-4.1Maに本図幅地域西部の上井草



1=隈戸火砕流 2=芦野火砕流 3=南倉沢火砕流 4=西郷火砕流 5=天栄火砕流

第2.5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。山元(1999a)による。

カルデラから噴出したものである。本図幅地域南西部の松阪峠層を不整合に覆う南会津層も後期中新世の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。同層のオドシマ沢火砕流堆積物の噴出年代は9.0Maであるがその給源カルデラは見つかっていない。駒止峠火砕流堆積物は7.3Maに「燧ヶ岳」・「男体山」図幅地域の奥鬼怒カルデラから噴出したものである(山口, 1991)。本図幅地域中央部に位置する上部中新統入山沢層は径20×15kmの陥没カルデラを埋積する地層で、7.1Maのカルデラ形成期の三島火砕流堆積物・岩屑な

れ堆積物と、これを覆う後カルデラ期の湖成堆積物及び溶岩・貫入岩類で構成される。また、西部の鮮新統上井草層も径約10kmの陥没カルデラを埋積する地層で、4.2-4.1Maカルデラ形成期の新鶴火砕流堆積物と岩屑なだれ堆積物で構成される。会津金山火山岩は上井草層を不整合に覆う3.4-3.2Ma前後の安山岩・デイサイト溶岩及び火砕岩からなる。和泉層の仏沢火砕流堆積物は、入山沢層を不整合で覆うカルデラ外流出火砕流堆積物で、3.0-2.9Ma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。更に和泉層を不整合に覆う博士山火山岩は、2.8Ma前後に噴出した玄武岩-安山岩の成層火山体である（NEDO, 1985；小林・猪俣, 1986）。

本地域の第四系はその大部分が砂子原カルデラと沼沢火山の噴出物及びその再堆積物からなる（第2.3図）。本図幅地域北東部の砂子原カルデラは約30万年前に形成されたもので、その最大直径は約6km、流紋岩火砕岩からなる下部、湖成堆積物からなる上部、湯の岳流紋岩、久保田火砕流堆積物により埋積されている（山元,

1992b；水垣, 1993）。本カルデラ形成噴火の噴出物、逆瀬川火砕流堆積物は「喜多方」図幅内の塔寺層に挟まれる（山元・須藤, 1996）。沼沢火山は約11万年前に図幅地域北西部に出現したもので、下位から尻吹峠火砕物、木冷沢溶岩、水沼火砕物、惣山溶岩、沼御前火砕物、前山溶岩、沼沢湖火砕物からなる（山元, 2003）。地すべり堆積物、山麓緩斜面堆積物、段丘堆積物、沖積層は本図幅地域内に分布するものの、その範囲は僅かである。

第3章 図幅地域東部の下部中新統-鮮新統

(山元孝広)

3.1 關川層 (Kr)

本層は、東隣「若松」図幅地域の会津盆地南縁山地に分布する安山岩溶岩・火砕岩を主とする前期中新世の陸成層である。本図幅地域では、図幅地域北東部柳津町南部西山地区において地熱開発のため実施された84N-3t調査井で、深度1,753mから坑底1,845mに本層対比される地層が確認されている (NEDO, 1985)。原著では「熱塩」図幅地域の大桧沢層 (鈴木, 1964) に対比しているが、本報告では地表の地質が一連でより距離の近い關川層の名称で呼ぶ。

地層名 鈴木 (1964) の「關川層」による。

模式地 福島県会津若松市の關川中流域 (「若松」図幅地域内)。

分布・構造 本地域東部から東隣の「若松」図幅地域内にかけての東尾岐層分布域の地下に広く伏在しているものと見られる。本図幅地域では地表に露出しない。

層序関係 模式地の本層は、ジュラ-白亜系を不整合に覆い、上位の東尾岐層に整合に覆われる。

層厚 模式地での層厚は500~600m。

岩相 模式地の本層は主に安山岩の溶岩及び火砕岩からなり、流紋岩火砕岩・礫岩を挟在している。84N-3t調査井では暗緑色の変質した安山岩自破砕溶岩が最上部にあり、その下位に粗粒アルコウス質砂岩及び流紋岩火山礫凝灰岩がある (NEDO, 1985)。

模式地の安山岩溶岩及び火砕岩の岩質は、単斜輝石安山岩と斜方輝石単斜輝石安山岩である。いずれの岩石も変質が著しく、緑泥石や緑れん石を生じている。

年代・対比 後述する東尾岐層の下位にあることから、前期中新世と考えられる。本層と同様な安山岩火山岩に富む地層は、会津盆地周辺の新第三系の基底部に認められる。すなわち「熱塩」図幅地域の大桧沢層 (鈴木, 1964) の上部や「猪苗代」図幅地域の岩上山層 (北村ほか, 1965) は本層と類似した層相を持ち、いずれもほぼ同時期の火山活動の産物であると判断される。

3.2 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・火砕岩を主とする前期-中期中新世初頭の高成層で、泥岩や玄武岩を伴っている。層厚は最大で1,500mに達する。図幅地域中央-西部の滝沢川層とは地表分布が隔てられているため別名で呼ぶが、本来は一連の地層である。

地層名 山元・吉岡 (1992) の「東尾岐層」による。北村ほか (1968) では、本層は玉梨層、宮下泥岩及び西方層の一部とされている。ただし、本層中には泥岩卓越部が複数の層準にあること、柳津町高森周辺の泥岩卓越部 (Hs) は本層の最上部に位置し模式地の滝沢川層宮下泥岩部層とは層準が異なることから、北村ほか (1968) の層序区分は用いない。

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 図幅地域東部に分布する。南北方向に軸が伸びる小規模な褶曲が存在するが、大局的には北に傾斜する。

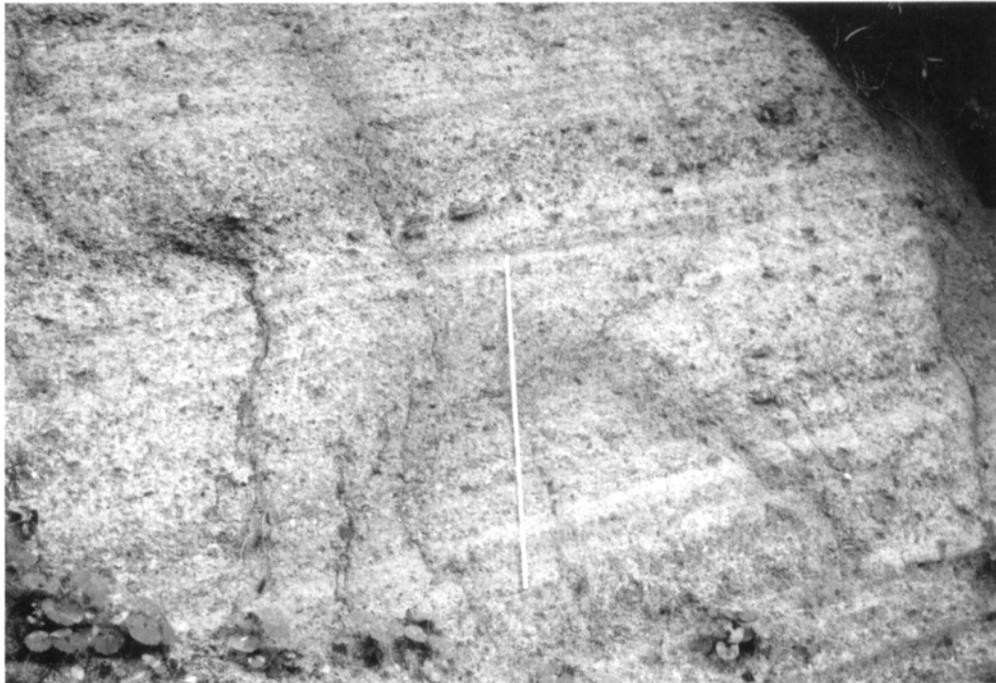
層序関係 東隣「若松」図幅地域では、本層は前期中新世の關川層を整合に覆い、中期中新世の二の沢層に整合に覆われる (山元・吉岡, 1992)。

層厚 模式地周辺では最大1,500mに達する。

岩相 本層は主に流紋岩の溶岩 (Hr) 及び火砕岩 (Hv) からなり、細粒砂岩・シルト岩・火砕岩互層 (Hs) を伴う。模式地周辺では更に玄武岩火砕岩を伴うが、本図幅地域内には露出しない。周辺地域の化石の産出から、ほとんど全て海成であると判断される。

流紋岩溶岩 (Hr) は柳津町軽井沢に分布し、径約700mのドーム状の塊状溶岩岩体を構成する。斜長石・石英斑晶に富み、微量の黒雲母斑晶を伴っている。この岩体は周囲の流紋岩火砕岩に対して貫入するものの、貫入面近傍の溶岩は自破砕しており、貫入時に母岩の固結度は低かったものと見られる。岩体西縁の銀山峠付近の溶岩は大型のスフェルライト (球顆) を多く含んでおり、その最大径は10cmを越える。また、この岩体の特に東側は著しい鉍化作用を受けており、軽井沢鉍山として金・銀が採掘されていた。

流紋岩火砕岩 (Hv) は、火山角礫岩・凝灰角礫岩・火山礫凝灰岩・火山砂岩・ガラス質細粒凝灰岩からなる。これらの火砕岩は、正級化構造を持つもの (第3.1図)、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 (第3.1図) 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。正級化構造を持つ厚い軽石火山礫凝灰岩は、いわゆる水底火砕流堆積物である。基質は石英・長石片に富み、細粒物に乏しい (第3.2図)。また、軽石の大部分は、ガラスが粘土鉍物や沸石で、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 (第3.3図)。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



第3.1図 東尾岐層の流紋岩火砕岩(1)
正級化層理を持つ火山礫凝灰岩と平行層理を持つ火山礫凝灰岩-凝灰岩の互層。柳津町銀山峠の西にある林道沿い。スケールは2m。

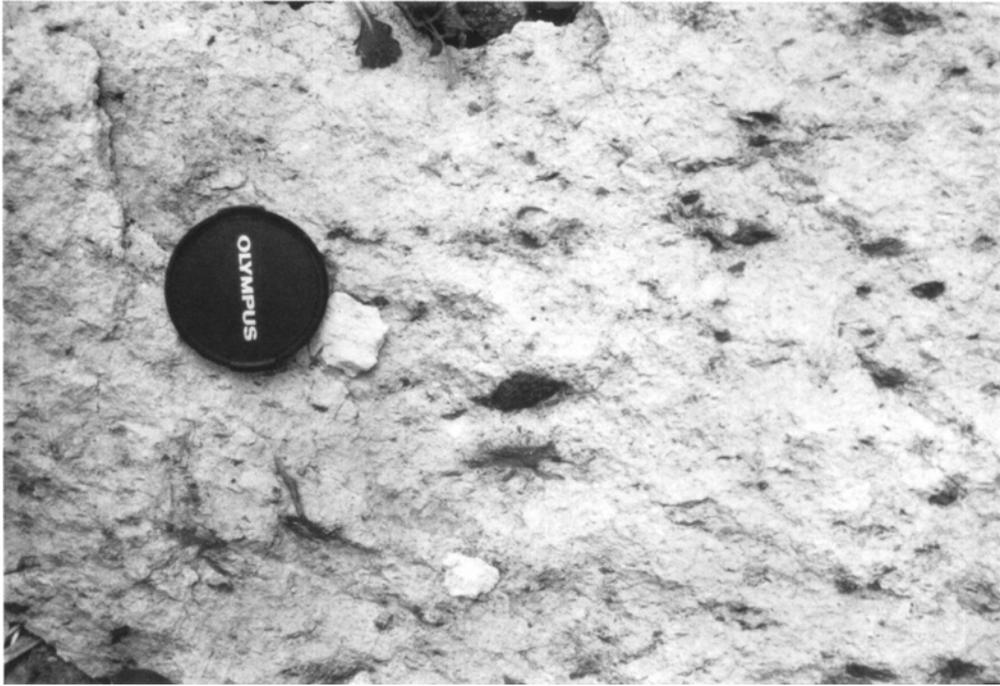


第3.2図 東尾岐層の流紋岩火砕岩(2)
繊維状に発泡した軽石火山礫と石質流紋岩火山礫の間を粗粒-中粒砂サイズの石英・長石片に富む少量の基質が埋めている。細粒物に乏しく、比較的淘汰が良い。第3.1図露頭の接写。柳津町銀山峠の西にある林道沿い。

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。

細粒砂岩・シルト岩・火砕岩互層(Hs)は、南東部の

柳津町高森付近に分布する。細粒砂岩・シルト岩には、生物擾乱が著しく塊状で淘汰の悪い岩相(第3.4図)と、平行層理を持つ淘汰の良い岩相の2つがあり、両者はしばしば互層する。また、前者は貝化石を含んでいる。非



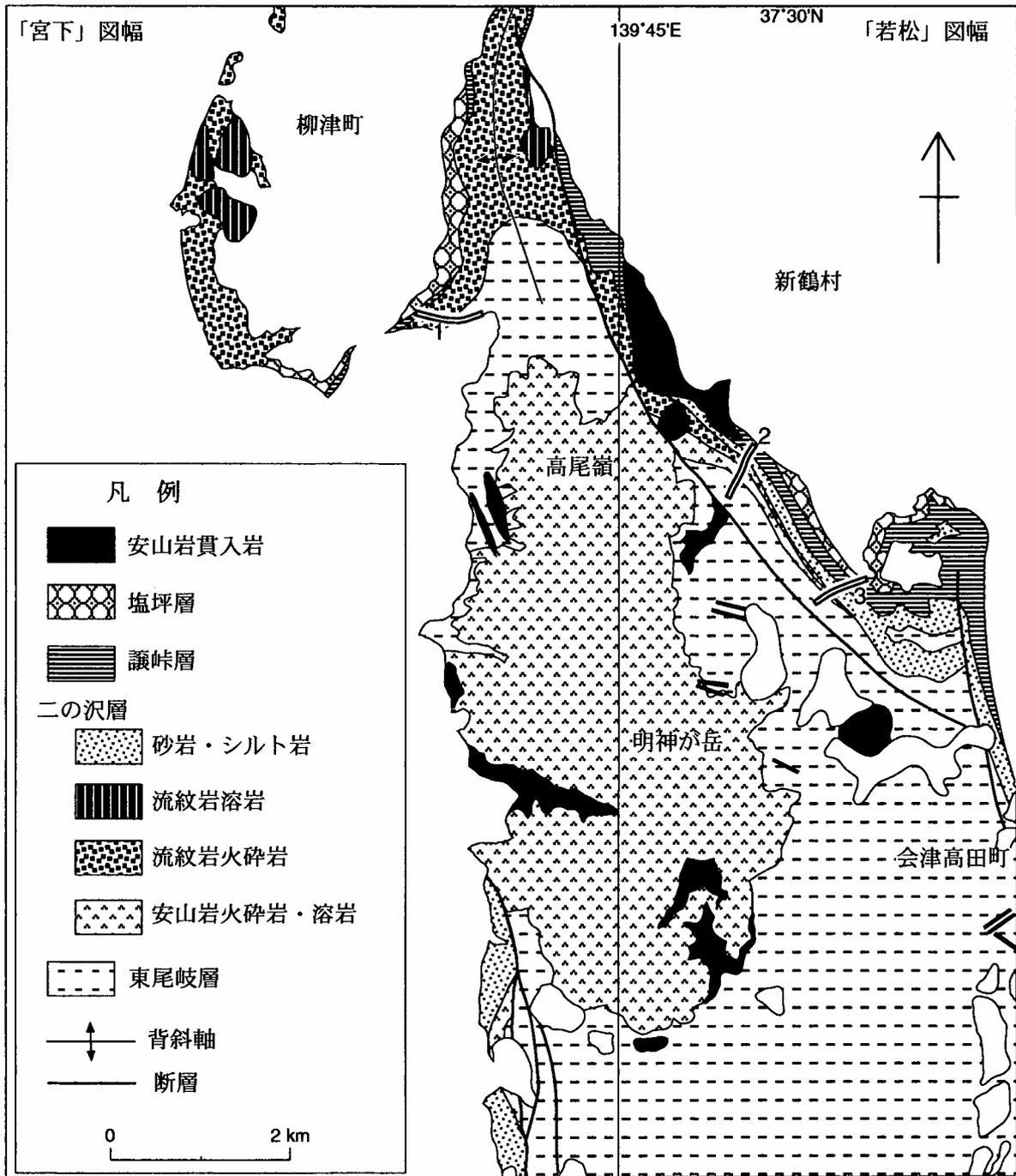
第3.3図 東尾岐層の流紋岩火砕岩(3)
緑泥石で置換され扁平化した軽石(暗色部)を含む流紋岩火山礫凝灰岩。柳津町高森。



第3.4図 東尾岐層の砂岩
塊状で淘汰が悪く、砂管等の生物擾乱のため不均質な産状を示す。柳津町高森。

火山性の碎屑岩と互層する火砕岩は、塊状の軽石火山礫凝灰岩・平行層理を持つ流紋岩火山砂岩・塊状及び平行層理を持つガラス質細粒凝灰岩からなる。高森の東北東1kmの沢中では玄武岩スコリア火山礫凝灰岩が挟まれている。分布はこの地点に限られるので、地質図上では省略している。

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、本層は本図幅地域西部から「只見」図幅地域に広く分布する滝沢川層・大塩層・小川沢層(島田・伊沢, 1969)、「熱塩」図幅地域の黒岩層・五枚沢層(鈴木, 1964)、「猪苗代」図幅地域の檜山層。大久保層



第3.5図 「宮下」図幅地域北東部から「若松」図幅地域北西部における中部中新統の分布点線は第3.6図の柱状図1-3に対応。

(北村ほか, 1965) に対比される。

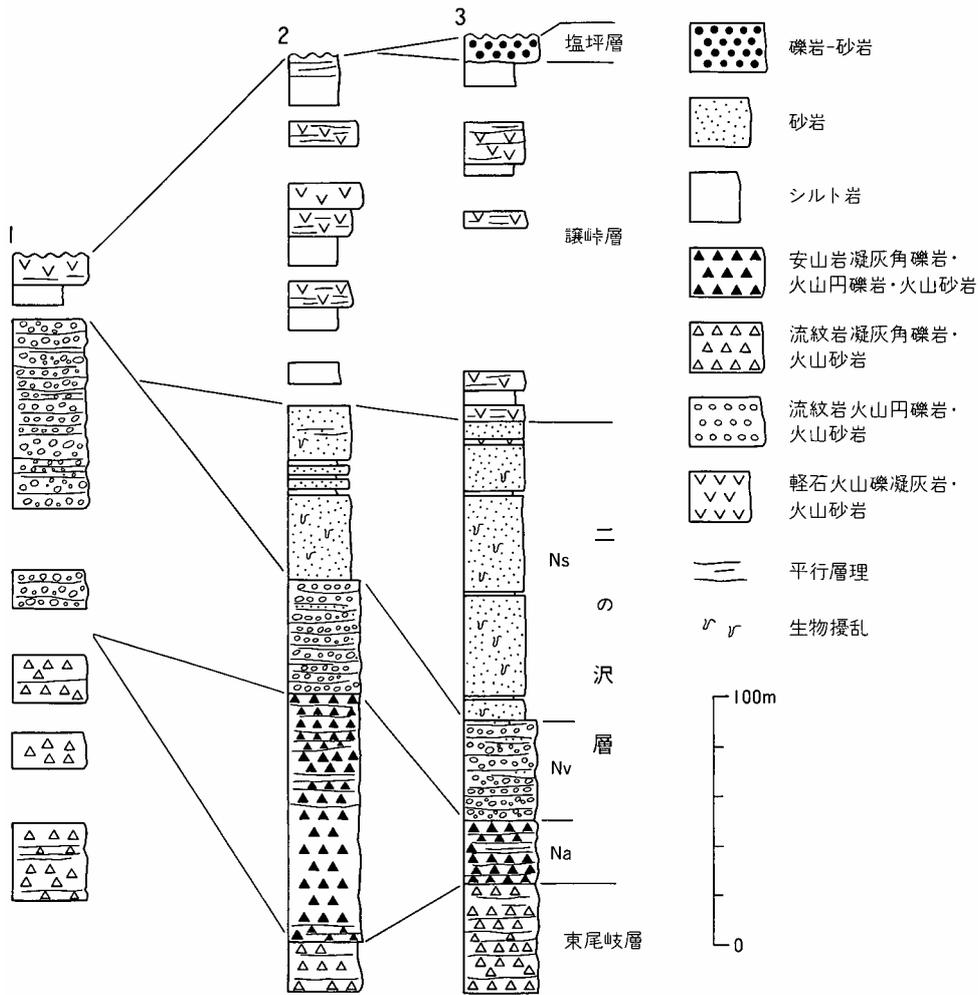
3.3 二の沢層 (Na, Nv, Nr)

本層は会津盆地の周辺に分布する砂岩及びシルト岩を主体とする中期中新世前期-中期の海成層で、安山岩及び流紋岩溶岩・火砕岩を伴っている。本図幅地域では、本層主体である砂岩及びシルト岩が欠け、安山岩及び流紋岩溶岩・火砕岩のみが厚く分布する。

地層名 鈴木 (1964), 鈴木ほか (1986a) の「二の沢」による。鈴木ほか (1972) の漆窪層下部・明神ヶ岳安山岩部層, 八幡 (1982) の松沢砂岩泥岩部層・明神ヶ岳安山岩部層を合わせたものに相当し、鈴木 (1964), 鈴木ほか (1968) の戸中凝灰岩を挟在する。北村ほか (1968) では、本層は塩野層の一部とされている。

模式地 福島県耶麻郡山都町沼ノ平付近の二の沢川沿い (「熱塩」図幅内)。

分布・構造 本図幅地域の北東部, 柳津町銀山峠付近か



第3.6図 二の沢層と譲峠層の柱状図

1. 柳津町大峯. 2. 新鶴村村上南方の西ノ沢. 3. 会津高田町松沢西方の松沢林道. 柱状図の位置は第3.5図を参照. 山元・吉岡 (1992) による.

ら北に伸びる背斜の両翼，三島町滝谷周辺，その南の同町四ッ谷周辺に分布する（第3.5図）。

層序関係 下位の東尾岐層を整合に覆う。

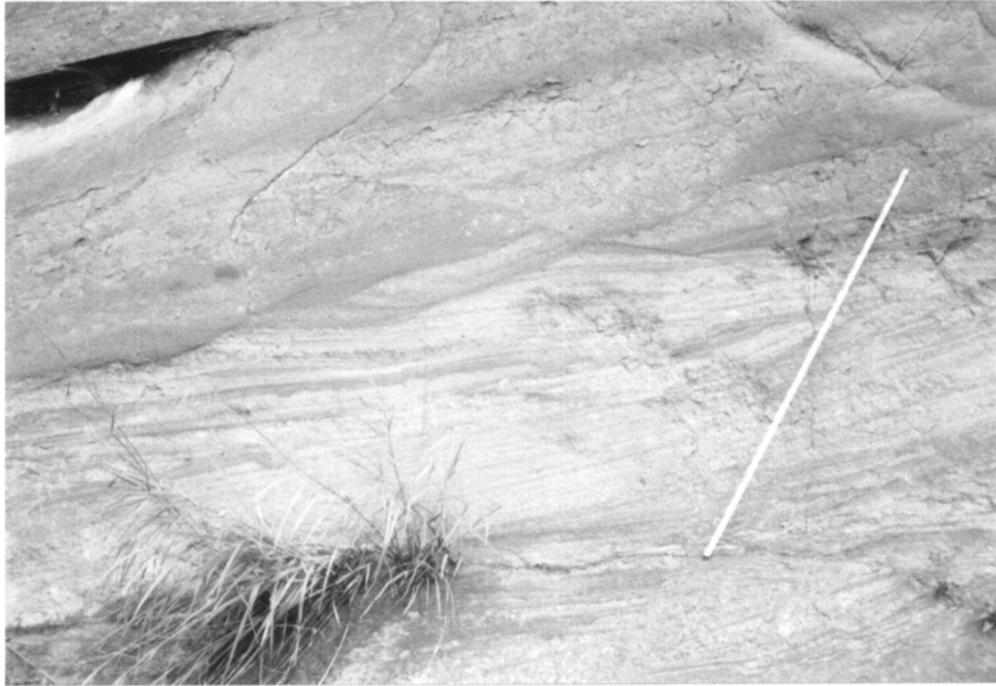
層厚 模式地での層厚は約200mであるが，本図幅地域では火山岩が卓越するため局所的に400m以上の層厚を持つ。

岩相 本図幅地域の二の沢層は，安山岩火砕岩及び溶岩（Na）とこれを覆う流紋岩火砕岩（Nv），これに貫入する流紋岩溶岩（Nr）からなる。これらをオーバーラップして覆う本層主体の砂岩及びシルト岩は分布しない（第3.6図）。

安山岩火砕岩は柳津町四ッ谷から高尾嶺周辺に分布し，基底部に逆級化構造を持つ塊状で基質支持の凝灰角礫岩・逆-正級化構造を持つ岩片支持の火山円礫岩・平行-低角斜交層理を持つ火山円礫岩及び火山砂岩からなる。溶岩は火砕岩と互層し，その大部分は自破碎構造が顕著で，多面体形の安山岩角礫からなる単源の火山角礫岩からなる。安山岩火砕岩及び溶岩は，すべて斜方輝石

単斜輝石安山岩からなる。下位層の火山岩と比較すると，変質の程度は極めて低い。これらの火山岩は四ッ谷周辺で最も厚く，北東の「若松」図幅地域に向かって尖滅する。火山砂岩は稀にフジツボ・貝化石を含んでいる。

流紋岩火砕岩は，平行-低角斜交層理を持つ淘汰の良い火山円礫岩・火山砂岩互層からなる（第3.7図）。礫種は，黒雲母流紋岩と角閃石流紋岩を主とし，安山岩を伴う。礫は比較的円磨が良く，淘汰も良い（第3.8図）。礫径は10cm以下のものが大半を占める。流紋岩礫は石質のものが多いが，多面体型で発泡の悪いガラス質岩片からなるものや，円磨された軽石のみからなる円礫岩も見られる。本図幅地域内で最も厚く，東の「若松」図幅地域内に向かって尖滅する（第3.5図）。また，本図幅地域では，本火山岩に流紋岩溶岩がいくつか貫入しており，噴出中心相と見られる。しかし，一部の貫入岩体は，譲峠層中の火砕岩に伴うものであるのかもしれない。火山砂岩は稀にフジツボ・貝化石を含んでいる。下位の東尾岐層の流紋岩質火砕岩と比較して岩石の変質程度は顕



第3.7図 二の沢層の流紋岩火砕岩 (1)
低角斜交層理を持つ淘汰の良い火山円礫岩・火山砂岩互層からなる。柳津町大峯。スケールは2m.

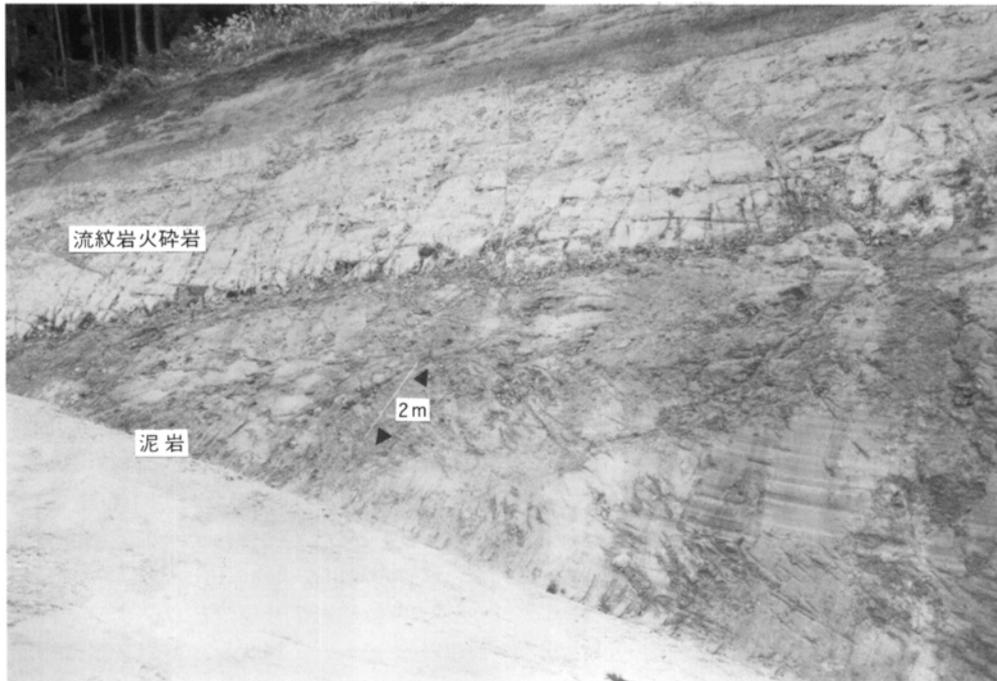


第3.8図 二の沢層の流紋岩火砕岩 (2)
良く円磨され、粒の揃った流紋岩の細礫-中礫からなり、少量の安山岩礫を伴っている。柳津町四ッ谷。

著に低く、軽石の変質による偏平化は認められない。
化石 「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（通商産業省, 1972）が、耶麻郡北塩原村大塩付近（「喜多方」図

幅内）からはCN4帯とCN5A帯の石灰質ナノ化石群（鈴木ほか, 1986a）がそれぞれ報告されている。模式地を含む主要ルート of 浮遊性有孔虫、石灰質ナノ化石、放射虫を再検討した相田ほか（1998）の化石帯認定は、従来のものと矛盾しない。

年代・対比 本層の年代は、その微化石層序から中期中



第3.9図 讓峠層の泥岩・流紋岩火砕岩
 下部（暗色部）は塊状の灰色硬質泥岩からなる。上部（明色部）は平行葉理を持つ流紋岩凝灰岩からなる。
 スケール（中央）は2m。柳津町軽井沢。

新世の前期から中期（15-13Ma）と判断できる（相田ほか，1998）。また，本層は本図幅地域南西部の布沢層下部，「猪苗代」図幅の堀口層（北村ほか，1965）に対比される。

3.4 讓峠層（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「讓峠泥岩層」，鈴木（1964），鈴木ほか（1968）の「讓峠層」による。鈴木ほか（1972）の漆窪層上部，八幡（1982）の西ノ沢泥岩層に相当する。北村ほか（1968）では，本層は塩野層の一部とされている。

模式地 福島県耶麻郡高郷村漆窪^{うるしくぼ}の阿賀野川沿い，及び西会津町別ノ茶屋東の国道49号線切割り（共に「野沢」図幅内）。

分布・構造 本図幅地域の北東部，銀山峠から北に伸びる背斜の両翼に分布する（第3.5図）。

層序関係 下位の二の沢層を整合に覆う。

層厚 約150m。

岩相 本層は，泥岩と流紋岩火砕岩の互層からなる（第3.9図）。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30m下位の地点（「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 *Dorcadospyrus alata* 帯中-上部，石灰質ナノ化石の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）。また，本層は本図幅地域南西部の布沢層上部に対比される。

3.5 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（1968，1972，1977）の「塩坪層」による。北村ほか（1968）では，本層は塩野層の一部とされている。

模式地 福島県耶麻郡高郷村塩坪付近の阿賀野川沿い（「野沢」図幅内）。

分布・構造 本図幅地域の北東部，銀山峠から北に伸びる背斜の西翼に分布する（第3.5図）。

層序関係 下位の讓峠層を整合に覆う。藤峠層に不整合で覆われるため，模式地での上部層（生物擾乱の著しい塊状砂岩）が欠如している。

層厚 最大約50m。

岩相 本層は，礫岩・砂岩・シルト岩からなる。逆-正級化構造を持つ岩片支持の円礫岩・正級化構造を持つ砂岩・塊状で淘汰の悪い礫混じりの粗粒砂岩・平行-低角斜交層理を持つ円礫岩及び粗粒砂岩・平行-リップル斜交層理を持つ細粒砂岩及びシルト岩が認められる。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，全て再堆積したものである。

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 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（10-9Ma）と推定されている（山元，1992a；相田ほか，1998）。また，本層は本図幅地域南西部の松坂峠層に対比される。

3.6 中期中新世安山岩貫入岩類（A）

分布・構造 本貫入岩は柳津町四ッ谷周辺の二の沢層の安山岩火砕岩・溶岩に伴い分布する。一部の岩体は岩床として，また，他の岩体は岩脈として産する。

層序関係 東尾岐層・二の沢層に貫入する。一部の岩体は藤峠層に不整合で覆われる。

岩相・岩石記載 本岩類は全て，斜方輝石単斜輝石安山岩からなる。斜長石・斜方輝石・単斜輝石・鉄鉍を斑晶として含み，インターサタル組織の石基を持つ。斑晶はしばしば集斑晶をなす。一部の岩体は輝石が緑泥石で置換されているが，下位の火山岩と比較すると変質の程度は弱い。

年代・対比 本岩類の多くは，これと岩質の共通する二の沢層の安山岩の供給岩脈であったと考えられる。

3.7 藤峠層（Fy, Ff, Fn）

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基底部に浅海成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（1968，1972，1977）の「藤峠層」による。北村ほか（1968）では，本層は小野川原層の一部とされている。

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（「野沢」図幅内）。

分布・構造 本図幅地域の北東部，銀山峠から北に伸びる背斜の両翼に分布するほか，博士山の北西山腹にも本層新鶴火砕流堆積物が孤立して分布する。

層序関係 模式地付近では下位の塩坪層を整合に覆うが，本図幅では顕著な浸食面を持って下位層を傾斜不整合に覆う。

層厚 250m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200m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。

本層の河川堆積物（Ff）は，トラフ型斜交層理を持つ粗粒-中粒砂岩・リップルミナや平行層理を持つ細粒砂岩-シルト岩・塊状シルト岩・平行層理を持つ淘汰不良の礫混じり粗粒砂岩・塊状でインプリケーションの顕著な岩片支持の礫岩からなる。砂岩は石英・斜長石の結晶片に富み，軽石片を伴っている。塊状シルト岩中には，リグナイト（褐炭）がしばしば含まれる。

柳津火砕流堆積物（Fy）は単斜輝石普通角閃石デイサイト質で，径15cm以下の軽石に富んだ塊状，非溶結の凝灰角礫岩からなる。異質岩片は径10cm以下で，変質した流紋岩溶岩片，流紋岩火砕岩が多く，まれにホルンフェルス化した砂岩・泥岩も含まれる。基質は径2mm前後の斜長石・石英結晶片の目立つ結晶-ガラス質火山灰からなる。堆積物の最大層厚は約140m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。基底部には脱ガスパイプが多い。堆積物の下位から降下火砕物は見いだせなかった。堆積物の上面は顕著な浸食面となっており，河川堆積物に覆われる。本堆積物は，逆帯磁している。

新鶴火砕流堆積物（Fn）は，図幅地域東北部において最下部の厚い火砕サージ堆積物（層厚15m以下）とこれを覆う火砕流本体（最大層厚65m）からなる。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-粒凝灰岩からなり，最大径1.8cm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，古流向は火砕物が西方から供給されたことを示している。本体は径15cm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4mm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。堆積物の最大層厚は最大で約150mである。また，堆積物内部のフローユニット境界は不

明瞭である。一方、南東部博士山山腹に分布する本堆積物は、最下部の火砕サージ堆積物と本体下部を欠き、黒雲母流紋岩質の上部のみが分布する。また、堆積物はその基底部を除き溶結している。本堆積物は、逆帯磁している。

化石 模式地周辺や「若松」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）。ただし、本図幅地域では火砕流堆積物が卓越すること、挟まれる河川堆積物も比較的粗粒であることから、その産出はほとんどない。

年代・対比 新鶴火砕流堆積物（GSJ R 56954）からは $4.1 \pm 0.3\text{Ma}$ のジルコン・フィッシュオントラック年代値が、柳津火砕流堆積物（GSJ R 56953）からは $6.5 \pm 0.6\text{Ma}$ 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（山元，1992a）。また、本層最下部の山郷火砕流堆積物（「野沢」図幅内）からは $8.9 \pm 0.8\text{Ma}$ 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（山元，1992a）。上位層の放射年代値も考慮すると、本層の年代は後期中新世-前期鮮新世（9-3Ma）と判断できる。柳津火砕流堆積物の給源は「若松」図幅地域南東部の高川カルデラ、新鶴火砕流の給源は本図幅地域西部の上井草カルデラと考えられている（第9図；山元，1992a；山元・吉岡，1992）。

3.8 和泉層 (Ht)

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、基底部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（1972，1973，1977）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

（「喜多方」図幅内）。

分布・構造 図幅地域南東部の博士山の周辺に、ほぼ水平に分布する。

層序関係 模式地付近では下位の藤峠層を整合に覆うが、本図幅地域では顕著な浸食面を持って下位層を傾斜不整合に覆う。

層厚 約300m。

岩相 本図幅地域の本層は基底部の仏沢火砕流堆積物（Ht）のみからなり、本層の主体である礫岩・砂岩・シルト岩の互層からなる河川堆積物は分布しない。

仏沢火砕流堆積物は斜方輝石単斜輝石普通角閃石デイサイトの火山礫凝灰岩-凝灰角礫岩からなり、基底部を除き強溶結している。溶結部では、粗い柱状節理の発達が良い。堆積物は長径20cm以下の本質レンズに富み、径5cm以下の流紋岩溶岩片や流紋岩火砕岩の異質岩片をまばらに含んでいる。肉眼では石英や普通角閃石の粗粒結晶片がよく目立つ。溶結火砕岩の基質は薄茶色から無色の火山ガラスからなり、ユータキシティック組織が顕著で、真珠岩状割れ目が発達する。また部分的に再結晶してマイクロスフェルライトを生じているものもある。

年代・対比 博士山の北西約2kmの林道沿いの露頭からは $2.66 \pm 0.19\text{Ma}$ の角閃石K-Ar年代値が報告されているが、この値は上位の博士山火山岩のK-Ar年代値よりも若干若い（博士山団研，1990）。東隣「若松」図幅内の本火砕流堆積物（GSJ R56952）からは $2.94 \pm 0.15\text{Ma}$ と上位層よりもやや古いK-Ar年代値が報告されており、こちらの方が噴火年代に近いものと見られる（山元，1992a）。また、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）。したがって本層の年代は後期鮮新世と判断できる。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2.5図；山元，1992a，1999a；山元・吉岡，1992）。

第4章 図幅地域西部の中部-上部中新統

(山元孝広)

4.1 滝沢川層 (Tr, Tv, My, T)

本層は福島県只見町、金山町、三島町及び西会津町一帯に広く分布する流紋岩溶岩・火砕岩を主とする前期-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1,500mに達する。図幅地域東部の東尾岐層とは地表分布が隔てられているため別名で呼ぶが、本来は一連の地層である。

地層名 平林 (1966)、通商産業省 (1967, 1968, 1970a)、小室 (1984) の「滝沢川層」を再定義して用いる。通商産業省 (1967, 1968, 1970a) は本報の宮下泥岩部層よりも上位の地層を大塩層と小川沢層、小室 (1984) は大谷層と呼んでいる。更に北村ほか (1968) は彼らの滝沢川層と同一のものを玉梨層、その上位の地層を宮下泥岩及び西方層と呼んでいる。しかし、本報では、宮下泥岩部層の分布は三島町宮下周辺に限られ滝沢川層分布域全体に追跡できないこと、宮下泥岩部層と相対的下位にある流紋岩溶岩・火砕岩とは断層で接し層序関係が地表で確認できないこと、宮下泥岩部層の上位にある流紋岩溶岩・火砕岩の岩相はその相対的下位にあるものと岩相が共通していることから、宮下泥岩部層とその上位の西方層 (北村ほか, 1968) や大谷層 (小室, 1984) 相当層も滝沢川層に含めることにする。

模式地 福島県大沼郡金山町滝沢の滝沢橋から滝沢川上流 (「只見」図幅内)。

分布・構造 本図幅地域西部の金山町白沢川周辺や同町中川の只見川対岸域から図幅地域中央部の三島町早戸・宮下・滝谷にかけての広い範囲に分布する。大石田断層の東側、三島町宮下周辺には南北方向に伸びる軸を持つ複数の褶曲構造が宮下泥岩部層内に存在する。一方、大石田断層の西側では地層の走向は一定せず、大局的には水平に近い構造を持つものと見られる。

層厚 模式地周辺での本層の層厚は、1,000mを越える。宮下泥岩部層の層厚は300m以上。

岩相 本層は主に流紋岩の溶岩 (Tr) 及び火砕岩 (Tv) からなり、泥岩の卓越する宮下泥岩部層 (My) を伴う。

流紋岩溶岩 (Tr) は径数100m～2km程度のドーム状の塊状溶岩岩体群を構成する。溶岩岩体は重複しながら互いに貫入し、分布密度の高い地域では流紋岩溶岩のみが本層を構成する (本図幅地域北西縁部)。また、周囲の流紋岩火砕岩に対してもほとんどの場合、貫入関係で接している。貫入面近傍の流紋岩溶岩には自破砕が認められるが、量的には塊状溶岩の占める割合が圧倒的である。流紋岩は流理構造が発達したものが多い。斜長石・石英斑晶を含み鉄鉱以外の苦鉄質鉱物を欠くか微量の黒雲母か普通角閃石を伴うタイプと、斜長石・石英斑



第4.1図 滝沢川層の宮下泥岩部層
宮下泥岩は粗く成層し、黒雲母結晶片の目立つ淘汰の悪い細粒砂岩-シルト岩からなる。三島町大谷の北約1kmの大谷川右岸。露頭の高さは約8m。

第4.1表 滝沢川層宮下泥岩部層から産出した浮遊性有孔虫化石 相田ほか (1998).

<i>Globigerina angustiumbilitata</i> Bolli	<i>Globoquadrin venezuelana</i> (Hedberg)
<i>Globigerina</i> cf. <i>druryi</i> Akers	<i>Globoquadrina</i> spp.
<i>Globigerina falconensis</i> Blow	<i>Globorotalia archeomendii</i> Bolli
<i>Globigerina foliata</i> Bolli	<i>Globorotalia birnageae</i> Blow
<i>Globigerina praebulloides praebulloides</i> Blow	<i>Globorotalia</i> cf. <i>birnageae</i> Biow
<i>Globigerina praebulloides pseudociperoensia</i> Biow	<i>Globorotalia conica</i> Jenkis
<i>Globigerina woodi</i> Jenkins	<i>Globorotalia continua</i> Blow
<i>Globigerina</i> spp.	<i>Globorotalia mayeri</i> Cushman & Ellis
<i>Globigerinella obesa</i> (Bolli)	<i>Globorotalia minutissima</i> Bolli
<i>Globigerinita glutinata</i> (Egger)	<i>Globorotalia peripheroronda</i> Blow & Banner
<i>Globigerinoides immaturus</i> LeRoy	<i>Globorotalia praescitula</i> Blow
<i>Globigerinoides mitra</i> Todd	<i>Globorotalia quinifalcata</i> Saito & Maiya
<i>Globigerinoides parawoodi</i> Keller	<i>Globorotalia zealandica</i> Homibrook
<i>Globigerinoides quadrilobus</i> (d'Orbigny)	<i>Globorotalia</i> spp.
<i>Globigerinoides subquadratus</i> Bronnimann	<i>Praeorbulina glomerata circularis</i> (Blow)
<i>Globigerinoides trilobus</i> (Reuss)	<i>Praeorbulina glomerata cuva</i> (Blow)
<i>Globigerinoides</i> spp.	<i>Praeorbulina glomerata glomerata</i> (Blow)
<i>Globoquadrina altispira altispira</i> (Cushman & Jarvis)	<i>Praeorbulina sicana</i> (De Stefani)
<i>Globoquadrina altispira globosa</i> Bolli	<i>Sphaeroidinellopsis disjuncta</i> (Finlay)
<i>Globoquadrina baroemoensis</i> (LeRoy)	<i>Sphaeroidinellopsis seminulina</i> (Schwager)
<i>Globoquadrina dehiscens</i> (Chapman, Parr & Collins)	<i>Sphaeroidinellopsis</i> spp.

第4.2表 滝沢川層宮下泥岩部層から産出した石灰質ナノ化石 相田ほか (1998).

<i>Calcidiscus macintyreii</i>	<i>Discoaster variabilis</i>	<i>Reticulofenestra perplexa</i>
<i>Coccolithus miopelagicus</i>	<i>Discoaster</i> sp.	<i>Reticulofenestra producta</i>
<i>Coccolithus pelagicus</i>	<i>Helicosphaera carteri</i> v. <i>carteri</i>	<i>Reticulofenestra pseudoubilica</i>
<i>Cyclicargolithus floridanus</i>	<i>Reticulofenestra gelida</i>	<i>Sphenolithus compactus</i>
<i>Discoaster deflanareii</i>	<i>Reticulofenestra haqii</i>	<i>Sphenolithus heteromorphus</i>
<i>Discoaster intercalaris</i>	<i>Reticulofenestra minutula</i>	<i>Sphenolithus moriformis</i>

晶と斜方輝石・単斜輝石斑晶を含むタイプがあるが、前者の方が卓越する。石基はマイクロフェルリティック-マイクロフェルシティック組織を持つものが大部分で、ガラス質のものは少ない。また、程度の差はあるものの全ての溶岩に変質作用が認められ、著しいものは鉍化作用を被っている。

流紋岩火砕岩 (Tv) は、火山角礫岩・凝灰角礫岩・火山礫凝灰岩・火山砂岩・ガラス質細粒凝灰岩からなる、これらの火砕岩は、正級化構造を持つもの、塊状で基質支持のもの、塊状で岩片支持のもの、平行層理を持つものなど多様であるが、いずれの構造も重力流堆積物であることを示している。正級化構造を持つ厚い軽石火山礫凝灰岩は、いわゆる水底火砕流堆積物であろう。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。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。

宮下泥岩部層 (My) は、三島町大石田から同町大谷にかけての大石田断層の東に分布し、宮下の只見川河床に模式的に露出する。本部層は生物擾乱を受けた黒雲母結晶片の目立つ細粒砂岩-シルト岩を主体とし、粗く成層する (第4.1図)。また、平行層理を持った細粒砂岩・シルト岩細互層や平行層理を持つ流紋岩火山砂岩・ガラス質細粒凝灰岩の薄層を頻りに挟んでいる。只見川沿いではこれに直交するNS方向の褶曲が良く観察される。本部層は模式地周辺に分布が限られ、300m以上の層厚を持つ。おそらく、流紋岩溶岩ドーム群からなる滝

第4.3表 滝沢川層宮下泥岩部層から産出した底生有孔虫化石 相田ほか(1998).

AGGLUTINATED FORAMINIFERA	<i>Bolivina</i> aff. <i>robusta</i>	<i>Melonis pompilioides</i>
<i>Bathysiphon</i> ? sp.	<i>Bolivina</i> spp.	<i>Nodogenerina lepidula</i>
<i>Cyclammina</i> cf. <i>incisa</i>	<i>Cibicides lobatulus</i>	<i>Nodogenerina</i> spp.
<i>Cyclammina</i> sp.	<i>Cibicides</i> spp.	<i>Nonionellina</i> sp. A
<i>Goesella schencki</i>	<i>Cibicidoides malloryi</i>	<i>Orthomorphina</i> ? sp.
<i>Martinottiella communis</i>	<i>Dentalina</i> spp.	<i>Rosalina</i> spp.
<i>Spirosigmoilinella compressa</i>	<i>Elphidium</i> spp.	<i>Rutherfordoides bradyi</i>
	<i>Globobulimina</i> spp.	<i>Rutherfordoides</i> spp.
CALCAREOUS FORAMINIFERA	<i>Globocassidulina</i> spp.	<i>Rutherfordoides</i> ? sp.
<i>Angulogerina kokozuraensis</i>	<i>Globocassidulina</i> ? sp.	<i>Sphaeroidina japonica</i>
<i>Angulogerina</i> spp.	<i>Gyroidina</i> cf. <i>soldanii</i>	<i>Uvigerina proboscidea</i>
<i>Angulogerina</i> ? sp.	<i>Gyroidina</i> sp. A	<i>Uvigerina</i> sp.
<i>Anomalinoidea glabratus</i>	<i>Gyroidina</i> spp.	<i>Valvulineria</i> ? sp.
<i>Anomalinoidea</i> spp.	<i>Lagena</i> spp.	

第4.4表 松坂峠層・布沢層産の化石リスト

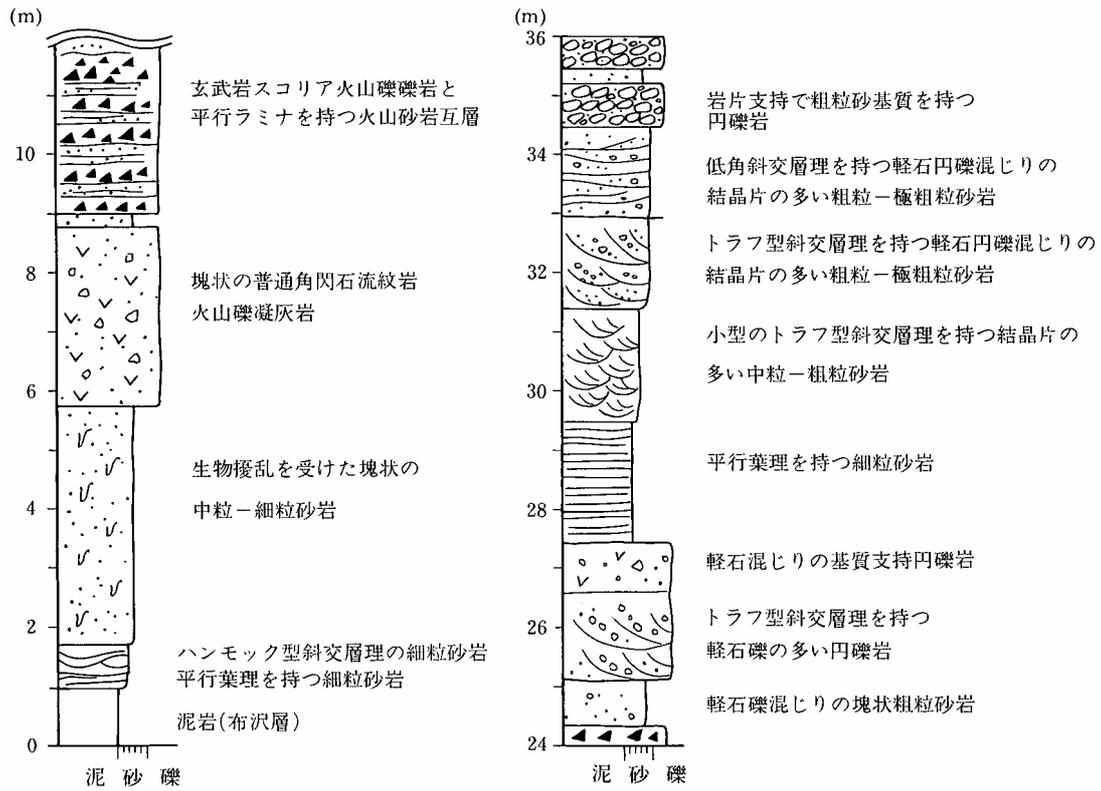
化石産地	1	2	3	4	5	6
SCAPHOPODA						
Dentaliidae						•
BIVALVIA						
<i>Acila</i> sp.						•
<i>Yoldia</i> (<i>Cnesterium</i>) <i>notabilis</i> Yokoyama			◎			
<i>Anadara tazawaensis</i> Tanaka			◎			
<i>Anadara</i> sp.			●		•	◎
<i>Mizuhopecten palaplabejus</i> (Nomura et Hatai)				○	○	
<i>Lucinoma</i> sp.			*		•	
<i>Serripes</i> sp.					•	
<i>Dosinia</i> sp.						○
<i>Mercenaria chitaniana</i> (Yokoyama)					•	*
<i>Mercenaria</i> cf. <i>chitaniana</i>		•			○	*
<i>Spisula voyi</i> (Gabb)					*	
<i>Macoma</i> sp.	*					•
<i>Megangulus protovenulosa</i> (Nomura)					◎	
<i>Cultellus izumoensis</i> Yokoyama						
<i>Mya cuneiformis</i> (B' hm)						●
GASTROPODA						
Naticidae			•		•	
CRUSTACEA						
Cirripedia (蔓脚類)			•			
VERTEBRATE						
硬骨魚の鱗			•			

化石産地位置は第4.4図を参照のこと(産地6のみ布沢層, これ以外は松坂峠層). 化石産出頻度(•=1-2, *=3-5, ○=6-10, ◎=11-20, ●=>20). 産総研地球科学情報部門 長森英明作成.

沢川層堆積時にできた局所的な凹地を埋積したものであろう.

化石 宮下泥岩部層からは豊富な石灰質微化石が産出し, 第4.1表の浮遊性有孔虫の産出からN.8帯, 第4.

2表の石灰質ナノ化石の産出からCN4帯に堆積したことが明らかにされている(相田ほか, 1998). また, 相田ほか(1998)は本部層から第4.3表の底生有孔虫化石の産出も報告している.



第4.2図 松坂峠層の岩相柱状図
只見町の布沢川・大熊沢出合から大熊沢沿い。



第4.3図 松坂峠層下部の玄武岩火砕岩
発泡度の多様な玄武岩礫からなる正級化構造が顕著な円礫岩-砂岩互層。只見町布沢の布沢川沿い。

年代・対比 宮下泥岩部層の微化石層序は中期中新世初頭を示している（相田ほか，1998）。一方，島田・植田（1979）は西隣「只見」図幅地域の滝沢川層相当層の流紋岩から23，16，15Maの全岩K-Ar年代値を報告して

いる。23Maの年代値は彼ら自身も指摘しているように，層序に対し古すぎる可能性が大きい。他の年代値は微化石層序と調和的である。

4.2 布沢層 (Fl, Fu)

本層は福島県只見町布沢周辺から昭和村、田島町駒止峠から七ヶ岳周辺にかけて分布する中期中新世前期-後期の海成層で、下部は流紋岩火砕岩、上部は泥岩が卓越する。

地層名 通商産業省 (1968, 1970a), 北村ほか (1968) の「布沢層」による。

模式地 福島県南会津郡只見町布沢付近の布沢川中流部 (「小林」図幅内)。

分布・構造 本図幅地域南東部の昭和断層の南側、只見町布沢川流域に分布する。昭和断層沿いの本層は、断層の走向と平行な南への単斜構造を持つ。一方、布沢川沿いには東西から北西-南東に伸びる複数の褶曲があり、本層はその変形を上位の松坂峠層とともに被っている。

層序関係 本図幅地域では下位の滝沢層と昭和断層を介して接触する。滝沢川層との整合関係は南隣の「針生」図幅地域内で広く確認できる。また、本層は上位の松坂峠層に整合で覆われる。

層厚 約300m。

岩相 本層の下部は流紋岩火砕岩、上部は泥岩が卓越する。ただし、上部の泥岩は下部の火砕岩に対しオーバーラップしながら累重するため、くさび形の分布形態を持ち、下部火砕岩の厚い部分では分布が欠けている。

下部の流紋岩火砕岩は、ガラス質細粒凝灰岩、軽石火山砂岩、円磨された軽石火山礫に富む火山礫凝灰岩-火山円礫岩の互層からなる。単層厚は数-数10cmで、平行層理が卓越する。粗粒で塊状の火砕岩や溶岩・貫入岩など火口近傍を示す岩相は、本図幅地域内では確認していない。下位の滝沢川層の流紋岩質火砕岩と比較して岩石の変質程度は非常に低く、軽石の変質による偏平化は認められない。また、急に成層構造が顕著になるなど、両層の流紋岩火砕岩の岩相変化は明瞭で、境界は野外で容易に追跡できる。

上部の泥岩は暗灰-灰色で、硬質のものが多い。流紋岩質凝灰岩の薄層を多く挟み、成層構造が発達する。泥岩自体にも黒雲母結晶片や火山ガラス片が多く含まれており、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に含まれていることがある。最上部の泥岩は生物擾乱によって塊状の産状を示し、貝化石をまばらに含んでいる (第4.4表)。

化石 相田・竹谷 (2001) は模式地布沢川中流部 (「小林」図幅内) の泥岩から。放散虫化石 *Didymocrytis laticonus*, *Cryptocapsella tetrapera*, *Stichocorys delmontensis* の産出を報告している。本層の最上部から産出する貝化石は上位の松坂峠層のものと共通している (第4.4表)。

年代・対比 山口 (1986) は南隣「針生」図幅内の布沢層下部の黒雲母流紋岩凝灰岩から $14.0 \pm 0.7\text{Ma}$ の K-Ar 年代値を報告している。また、上部の泥岩の放散虫化石

層序は、前期中新世中期から後期中新世前期と年代幅が広く、特に時代を特定できるものではない (相田・竹谷, 2001)。岩相上は会津盆地周辺の二の沢層と譲峠層を合わせたものに対比され、両層の微化石層序を参考にするると本層の年代は15-10Maと見なせる。

4.3 松坂峠層 (Ml, Mu)

本層は福島県只見町布沢周辺に分布する後期中新世前期の浅海成層で、玄武岩火砕岩を主とする下部 (Ml) と礫岩・砂岩からなる上部 (Mu) で構成される。

地層名 通商産業省 (1968, 1970a), 北村ほか (1968) の「松坂峠層」を再定義して用いる。彼らの松坂峠層のうち上部を占める流紋岩軽石火山礫凝灰岩 (本報のオドシマ沢火砕流堆積物) は、下位の礫岩・砂岩層を不整合で覆うことが明らかになったので、上部を南会津層として分離した。詳細は次項に記述する。なお、Masuda and Shibata (1971) が「松坂峠層」とした地層は、本報告の松坂峠由来の含貝化石砂岩岩塊を異質礫として含む入山沢層三島火砕流堆積物である (山元, 1992a)。

模式地 福島県南会津郡只見町布沢の大滝沢出合よりも上流の布沢川沿い。

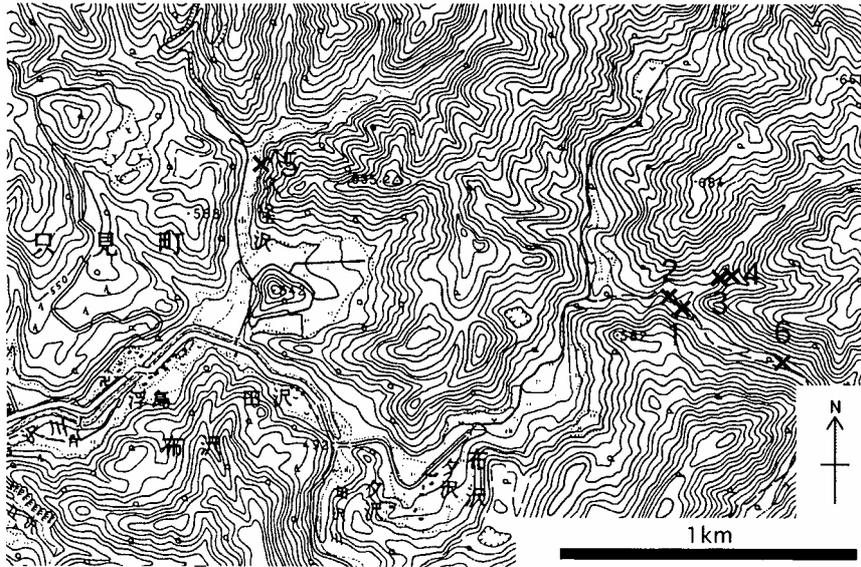
分布・構造 本図幅地域南東部の昭和断層の南側、只見町布沢川沿いに分布する。布沢川沿いには東西から北西-南東に伸びる複数の褶曲があり、本層はその変形を下位の布沢層とともに被っている。

層序関係 下位の布沢層を整合に覆い (第4.2図)、上位の南会津層には顕著な傾斜不整合で覆われる。

層厚 最大150m。

岩相 本層下部 (Ml) の主体をなす玄武岩火砕岩は、発泡の悪い多面体型のスコリアを本質物として含む火山礫礫岩及び火山礫凝灰岩からなり布沢川のオドシマ沢出合いよりも上流部に分布する。これらの地点よりも下流の布沢川沿いでは、玄武岩礫を含む基底部に逆級化構造を持つ塊状で基質支持の凝灰角礫岩、逆-正級化構造を持つ岩片支持の火山円礫岩 (第4.3図)、平行-低角斜交層理を持つ火山円礫岩及び火山砂岩からなる。下部の層厚は場所により異なり、北に厚く (100m前後)、南に薄くなる傾向がある。また、南の熊の沢の出会いでは層厚2m前後の3層の玄武岩火砕岩が砂岩と互層している。本層の玄武岩火砕岩は、浅海底でのマグマ水蒸気噴火の産物とその再堆積物で構成されている。玄武岩はかんらん石を斑晶として含むものの、いずれの岩石でもかんらん石は全て緑泥石などの変質鉱物で置換されている。

本層下部には、玄武岩火砕岩に付随して、斜長石・石英などの結晶片の多い細-中粒砂岩や流紋岩軽石火山礫凝灰岩が挟まれる。特に布沢層との境界部では、布沢川の大滝沢出合いに見られるように、下位層の泥岩から平行葉理やハンモック型斜交層理を持った細粒砂岩、生物



第4.4図 松坂峠層の化石産地
産出化石リストは第4.4表. 国土地理院発行の1:25,000「野尻」・「会津横田」を使用. 産総研地球科学情報部門 長森英明作成.

擾乱を受けた塊状の細粒-中粒砂岩に岩相が変化する(第4.2図).

本層上部(Mu)は,玄武岩礫や玄武岩火砕岩礫を多く含み,基質は斜長石・石英などの結晶片に富む礫岩及び砂岩からなる.下部の玄武岩火砕岩に対しては顕著な浸食面を持って重なっている.礫岩は,逆-正級化構造を持つ岩片支持の円礫岩が多い.砂岩は,平行層理-低角斜交層理-トラフ型斜交層理を持つ中-極粗粒のものが多く(第4.2図).ただし,砂岩には布沢川支流の熊の沢のように生物擾乱を受け塊状化している部分も多く,そのような岩相からは自生の貝化石を多産する.

化石 本層からは,海棲軟体動物,蔓脚類,魚類の鱗などの化石が産出した(第4.4表;第4.4図).本層産の軟体動物化石には,中部-上部中新世の塩原動物群(大塚,1941;鎮西,1963)の構成種*Mercenaria chitaniana*,*Mizuhopecten paralebejus*などが含まれる.

年代・対比 本層は,層準・岩相・産出化石から会津盆地西縁の塩坪層(鈴木,1964;鈴木ほか,1968;山元・吉岡,1992;福島県教育委員会,1983)に対比され,その年代は後期中新世前期(10-9Ma)と推定される.この年代は後述する南会津層基底の放射年代値とは矛盾しない.

4.4 中期-後期中新世貫入岩(B)

分布・構造 本貫入岩は滝沢川層分布域にこれを貫く玄武岩岩脈として主に露出する.岩脈の幅は2m以下で薄いものが多い.金山町玉梨南方の野尻川の支流小川との出会い部では,玄武岩岩床として貫入している.

層序関係 滝沢川層に貫入する.

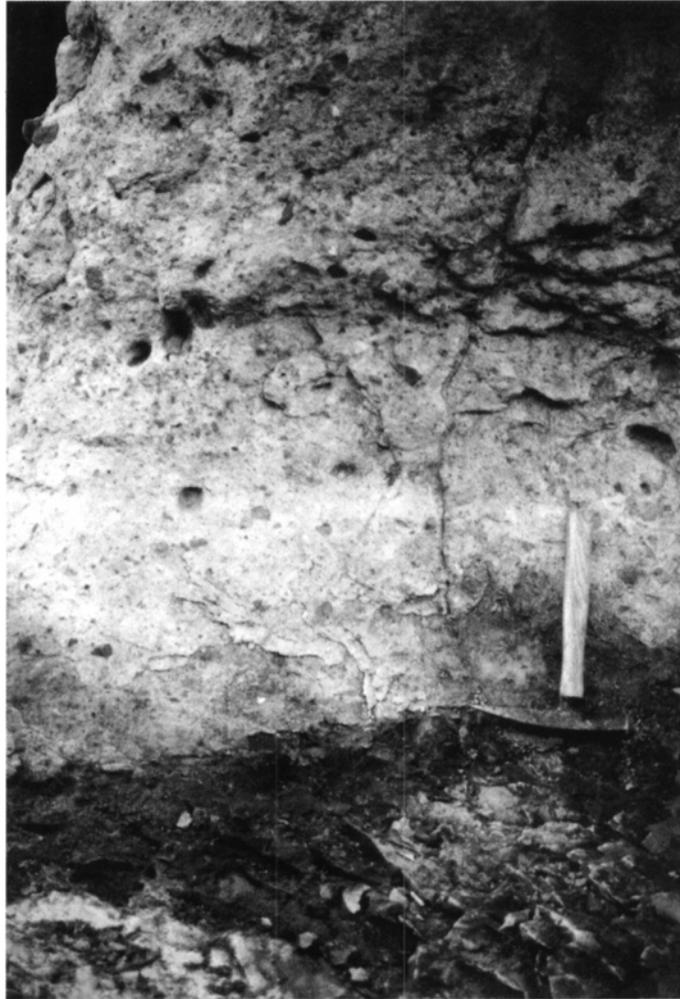
岩相・岩石記載 本岩類はかんらん石玄武岩や無斑晶質の玄武岩からなる.一部の岩体では発泡している.いずれの岩石も著しい変質を被り,石基の火山ガラスやかんらん石などは全て緑泥石などの二次鉱物で置換されている.

年代・対比 本図幅地域の滝沢川層中には玄武岩噴出相が露出しないものの,西隣「只見」・「小林」図幅地域では滝沢川層の流紋岩供給岩脈が同種の玄武岩とともに平行岩脈群をつくっている(島田・伊沢,1969;島田ほか,1974).したがって,本図幅地域内の玄武岩岩脈もその多くは,滝沢川層の火山活動に関連していたものと見られる.

4.5 南会津層(Od, Mf, Km)

本層は,福島県只見町布沢周辺から昭和村・田島町駒止峠から七ヶ岳周辺にかけて分布する後期中新世のカルデラ外流出相火砕流堆積物と河川堆積物からなる陸成層である.

地層名 新称.本層上部の駒止峠火砕流堆積物は,通商産業省(1968,1970a),北村ほか(1968)では駒止峠層と呼ばれて,下位層を不整合で覆うとみなされていた.駒止峠層自体は本図幅地域の南縁部から田島町七ヶ岳周辺にかけて広がる南北約30kmの台地状山地の頂部を構成する後期中新世の溶結した火砕流堆積物であり(山口,1986),単一のクーリングユニットから構成されている.下部のオドシマ沢火砕流堆積物もこの火砕流堆積物と同じカルデラ外流出相であること,両火砕流堆積物の構造はほぼ水平で調和的であること,オドシマ沢火砕流堆積物の基底に著しい傾斜不整合があることから,駒止峠火砕流堆積物を独立した累層として取り扱うことはしな



第4.5図 松坂峠層を傾斜不整合で覆う南会津層オドシマ沢火砕流堆積物。
 下部（暗色部）は南に40°以上傾斜する松坂峠層の海成砂岩。オドシマ沢火砕流堆積物はこれをほぼ水平に覆っている。火砕流堆積物には炭化木片も含まれ、陸域に定置したものである。只見町の布沢川とその支流、大滝沢の出会い。

い。オドシマ沢火砕流堆積物と駒止峠火砕流堆積物を合わせて新たな累層を定義することとする。

模式地 只見町布沢の布沢川支流オドシマ沢から鎌倉山にかけてのルート。

分布・構造 本図幅地域南西部に分布する。その構造はほぼ水平である。

層序関係 下位の布沢層及び松坂峠層を、顕著な傾斜不整合で覆う（第4.5図）。布沢川沿いの布沢層・松坂峠層には東西から北西-南東に伸びる複数の褶曲があるものの、本層はその変形を全く受けていない。

層厚 本図幅地域での層厚は約400m。

岩相 本層は下位から、オドシマ沢火砕流堆積物（Od）、河川堆積物（Mf）、駒止峠火砕流堆積物（Km）の順で重なる。

オドシマ沢火砕流堆積物（Od）は、径5cm以下の白色繊維状流紋岩軽石に富む非溶結で塊状の火山礫凝灰岩-凝灰角礫岩からなる。その基質は中-粗粒の火山ガラ

ス片・結晶片に富み、20cm以下の石質岩片をまばらに含んでいる。ただし、径数m以下の砂岩・凝灰岩などの岩塊が単独で火山礫凝灰岩に取り込まれることがあるほか、炭化木片もまれに含まれている。また、堆積物内部のフローユニット境界は不明瞭である。堆積物の層厚は70~100mである。凹凸のある基盤を直接覆い、かつその上面は後述の河川堆積物により削剝を受けている。本堆積物は、逆帯磁している。

河川堆積物（Mf）は、トラフ型斜交層理を持つ粗粒-中粒砂岩・リップル葉理や平行層理を持つ細粒砂岩-シルト岩・塊状シルト岩・平行層理を持つ淘汰不良の礫混じり粗粒砂岩からなる。砂岩は石英・斜長石の結晶片に富み、軽石片を伴っている。塊状シルト岩中には、リグナイトがしばしば含まれる。

駒止峠火砕流堆積物（Km）は普通角閃石黒雲母流紋岩の溶結した火山礫凝灰岩からなる。長径15cm以下の本質レンズに富み、石英や黒雲母結晶片が肉眼で良く目

第4.5表 「宮下」 図幅地域における火砕流堆積物のジルコン・フィッシュントラック年代値

Sample Unit No.	Number of grain	Spontaneous ρ_s (105/cm ²)	[Ns]	Induced ρ_i (106/cm ²)	[Ni]	Dosimeter ρ_d (104/cm ²)	[Nd]	r	U (ppm)	Age $\pm 1\sigma$ (Ma)	P(χ^2) (%)
新鶴火砕流堆積物 (上井草層)											
Niitsuru Pyroclastic Flow Deposit (Uwaigusa Formation)											
GSJ R78274	30	5.38	[504]	5.18	[4860]	10.31	[2639]	0.926	510	3.5 \pm 0.2	39
GSJ R60144	30	4.99	[442]	3.78	[3348]	8.63	[1330]	0.753	350	4.2 \pm 0.2	65
三島火砕流堆積物 (入山沢層)											
Mishima Pyroclastic Deposit (Iriyamazawa Formation)											
GSJ R57404	29	3.45	[70]	1.29	[2628]	7.21	[1067]	0.498	144	7.1 \pm 1.0	20
オドシマ沢火砕流堆積物 (南会津層)											
Odoshimasawa Pyroclastic Flow Deposit (Minamiaizu Formation)											
GSJ R78275	28	8.89	[524]	3.40	[2001]	10.31	[2640]	0.894	330	9.0 \pm 0.5	68

- (1) r 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 $\zeta=352\pm 3$ (Iwano & Danhara, 1998).
- (5) r is correlation coefficient between ρ_s and ρ_i .
- (6) U is uranium content.
- (7) the total decay rate for ²³⁸U: $\lambda D=1.480\cdot 10^{-10}/\text{yr}$.

GSJ R57404=地点1 (山元, 1992a), GSJ R 60144=地点2 (山元, 1995), GSJ R 78274=地点3 (本報告), GSJ R 78275=地点4 (本報告)

立つ。径5cm以下の石質岩片が含まれるが、その量は少ない。基底付近の本質レンズは黒色ガラス質であるが、中上部のものは脱ガラス化により白色-薄褐色の色調を示す。全体に径1m以上の粗い柱状節理の発達が良い。堆積物の層厚は最大200m以上である。本堆積物は、逆帯磁している。

年代・対比 本図幅地域の布沢川右岸のオドシマ沢火砕流堆積物からは、9.0 \pm 0.5Maのジルコン・フィッシュントラック年代値が得られた (GSJ R 78275; 第4.5表)。この年代は会津盆地の藤峠層最下部の山郷火砕流堆積物 (「野沢」 図幅内) の8.9 \pm 0.8Maのジルコン・フィッシ

ントラック年代値 (山元, 1992a) と良く一致し、会津-布沢両堆積盆ともほぼ同時期に陸化したことを示している。駒止峠火砕流堆積物からは、9.9-6.0Maに分散した複数のK-Ar年代値が報告されていたが (島田・植田, 1979; 山口, 1986), その後の山口 (1991) による黒雲母K-Ar年代再測定で、ほぼ7.3Maに噴出したことが確実になっている。駒止峠火砕流堆積物は、「燧ヶ岳」・「男体山」 図幅地域の奥鬼怒カルデラから噴出したものである (山口, 1991)。一方、オドシマ沢火砕流の給源については確定していない。

(山元孝広)

5.1 入山沢層 (Ms, Ib, II, Id, Ia)

本層は会津堆積盆と布沢堆積盆の間に位置する後期中新世の入山沢カルデラ (径20×15km) を埋積する地層で、カルデラ形成期の三島火砕流堆積物 (Ms)・岩屑なだれ堆積物 (Ib) と、後カルデラ期の湖成堆積物 (II) 及び溶岩・貫入岩類 (Id, Ia) で構成される。岩屑なだれ堆積物は、カルデラ壁を構成していた基盤岩が大規模な斜面崩壊を起こしてカルデラ内になだれ落ちたものである。カルデラ内の厚い火砕流堆積物と岩屑なだれ堆積物が指交することは、カルデラ陥没と火砕流噴火が同時に起きていたことを意味している。

地層名 山元 (1992a) が再定義した「入山沢層」による。北村ほか (1968) の入山沢凝灰岩とこれを整合に覆う下中津川層、小室 (1984) の入山沢層と大成沢層にほぼ相当する。また、彼らの入山沢凝灰岩は本報告の三島火砕流堆積物、下中津川層は後カルデラ期の湖成堆積物にほぼ相当する。彼らの入山沢凝灰岩が火山活動にともなって形成された陥没凹地を埋積したものであることは、昭和44年度の広域調査で既に明らかにされていた (通商産業省, 1970b)。

模式地 福島県大沼郡三島町大谷川上流浅岐から南にはいる支流入山沢。

分布・構造 本図幅地域中央部にある径20×15kmの大型カルデラを、ほぼ水平に埋積している。

層序関係 東尾岐層・滝沢川層にアバットする。本層は7.3Maの駒止峠火砕流堆積物よりも上位にあり、かつ4.2-4.1Maの新鶴火砕流堆積物に不整合に覆われる。

層厚 三島火砕流堆積物の層厚は、これを貫いたカルデラ縁辺部の昭和村野尻の試錐 (44EAN-1) ではほぼ1,000mである。 (通商産業省, 1970b)。カルデラ中央部での層厚はこれを越える予想される。また、後カルデラ期の湖成堆積物の層厚は、400m以上である。

岩相 本層は、カルデラ形成期の三島火砕流堆積物 (Ms)・岩屑なだれ堆積物 (Ib) と、これを整合に覆う後カルデラ期の湖成堆積物 (II), 両者に貫入するデイサイト (Id) と安山岩 (Ia) で構成されている。

三島火砕流堆積物 (Ms) は、普通角閃石デイサイトの非溶結-弱溶結で塊状の軽石火山礫凝灰岩-凝灰角礫岩からなる。デイサイト軽石は径10cm以下で、新鮮な部分では白色であるが、多くの部分で火山ガラスが緑泥石に置換され緑色を呈している。基質は火山ガラス片に富み、肉眼で斜長石以外の鉱物片 (石英・普通角閃石など)

が目立たない。また、肉眼で溶結構造が認められない場合も、鏡下では基質の火山ガラス片に弱いユータキシティック組織が認められることが多い。石質岩片については含有量が場所により大きく変動する。径5cm以下の異質岩片をまばらに含む部分もあれば、径1.5m以上の岩片が単独で火砕岩中に包有される部分もある。異質岩片の岩種は流紋岩溶岩・流紋岩火砕岩・玄武岩火山礫凝灰岩・泥岩・砂岩・礫岩からなる。岩片の配列や粒径の違いによる連続性の悪い層理がまれに認められるが、多くの露頭では無層理で構造が把握しにくい。本火砕流堆積物の体積は200km³以上である。

岩屑なだれ堆積物 (Ib) は、周辺の下部-上部中新統に由来する流紋岩溶岩・流紋岩火砕岩・玄武岩火山礫凝灰岩・泥岩・砂岩・礫岩の角礫岩からなり、三島火砕流堆積物と指交している。両堆積物の境界は明瞭で、漸移しない。この角礫岩は3次的にはレンズ状の形態を持ち、カルデラの西縁部に見いだされる。本角礫岩には単一岩種で構成される岩塊相とこれを包み多種の岩片が混合したマトリックス相に区分できる。岩塊相は、径数m以下の岩塊に富み、岩片相互の変位量がごく小さく、あたかもジグゾーパズルのように、互いに緩く接している。また、径30m以上の未破碎の流紋岩火砕岩岩塊や貝化石を含んだ砂岩・礫岩岩塊が角礫岩中に含まれることもある。このような巨岩塊は特にカルデラ南西縁で多く、南会津層のオドシマ沢火砕流堆積物や松坂峠層の砂岩・礫岩が取り込まれたものである。Masuda and Sbibata (1971) が「松坂峠層」産の貝化石として記載したのも、これらの異質礫中から採集されたものである。マトリックス相は、岩塊相の間を埋めた種々の岩片・細粒物の混合物で、露頭では基質支持の淘汰の悪い角礫岩として認定できる。堆積物の内部では混合作用は必ずしも完全ではなく、特定の岩種が局所的に濃集したり、母材の異なる細粒物がつくる縞状構造の発達した不均質なマトリックス相もしばしば認められる。このような角礫岩は、カルデラ形成時に陥没部を取り巻く基盤岩が大規模な斜面崩壊を起こしてカルデラ内部になだれ落ちたものと考えられている (山元, 1991a)。

後カルデラ期の湖成堆積物 (II) は、厚さ数cm-数mで正 (及び逆-正) 級化構造の発達した砂岩・礫岩と植物化石を含む平行葉理の発達したシルト岩の互層からなる。砂岩・礫岩の単層の多くは下位層を削り込み、シルト岩の同時浸食礫を含んでいる。また、礫岩は淘汰が悪く、粗粒-中粒砂の基質を持つものが多い。分布北縁の

三島町大谷峠北の町道沿いでは径2m以上の滝沢川層起源の流紋岩火砕岩岩塊を多く含んだ基質支持で淘汰の悪い塊状礫岩が露出し、カルデラ壁から粗粒砕屑物の供給が度々あったことを示唆している。堆積物は基盤岩に由来する砕屑岩が大半を占めるが、場所や層準によっては珪長質の火砕物が卓越することもある。例えば、分布北東縁の柳津町四ツ谷付近では、平行葉理の発達したガラス質凝灰岩と軽石片に富む火砕物タービダイトの互層が卓越する。

後カルデラ期のデイサイト (Id) は、志津倉山のものを除きドーム状の貫入岩体として三島火砕流堆積物・湖成堆積物に貫入している。一方、志津倉山山頂部を構成するもの(第1.3図)は貫入形態が湖成堆積物の構造に調和的で、シート状の岩床として定置している。デイサイトの岩質は斑晶量が10%以下の普通角閃石デイサイト・黒雲母普通角閃石デイサイトと、斑晶量が30%を越える多斑晶質の斜方輝石単斜輝石普通角閃石デイサイト・黒雲母斜方輝石単斜輝石普通角閃石デイサイトがある。量的には前者が卓越し、柳津町の猿倉ヶ嶽から博士山の北側の岩体を構成する。野外では流理構造を持った明褐色-灰色の石基に長径3mm以下の針状角閃石をまばらに含んでいる。また、後者は志津倉山や博士山の南-南西に分布し、径5mm以下の斜長石や石英の斑晶を多量に含んだ特徴的な産状を示す。岩石は比較的新鮮で、石基火山ガラスや斑晶に変質が認められないものが多い。しかし、柳津町居平や琵琶首などの一部の岩体では、著しい珪化や鉍化作用を部分的に被っている。デイサイト貫入岩体は西に開いた径10km前後のU字型配列を示し、地下に伏在するカルデラ陥没構造を縁取っているものと見られよう。

後カルデラ期の安山岩 (Ia) は、柳津町の漆峠・つむじ倉滝周辺に分布する径2km程度のドーム状貫入岩体で、後カルデラ期の湖成堆積物・デイサイトに貫入している。長径1.5mm以下の斜長石をまばらに含む斜方輝石単斜輝石安山岩からなり、ほとんど変質していない。**年代・対比** 三島火砕流堆積物 (GSJ R 57404) からは後期中新世を示す $7.1 \pm 1.0\text{Ma}$ 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(第4.5表; 山元, 1992a)。下位の駒止峠火砕流堆積物の年代(7.3Ma)とは誤差の範囲で重なるものの、層序関係とは矛盾しない。

5.2 上井草層 (Ni, Ub)

本層は金山町^{ほんが}本名から同町沼沢湖周辺に分布する鮮新世の上井草カルデラ(径約10km)を埋積する地層で、カルデラ形成期の新鶴火砕流堆積物 (Ni) と岩屑なだれ堆積物 (Ub) で構成される。岩屑なだれ堆積物は、カルデラ壁を構成していた基盤岩が大規模な斜面崩壊を起こしてカルデラ内になだれ落ちたものである。カルデラ

内の厚い火砕流堆積物と岩屑なだれ堆積物が指交することは、カルデラ陥没と火砕流噴火が同時に起きていたことを意味している。沼沢団研(1999)は新鶴火砕流堆積物の一部を沼沢火山噴出物として、小津巻火砕物と呼んでいる。しかし、彼らの小津巻火砕流堆積物は逆帯磁すること、鮮新世を示す放射年代値が得られること(GSJ R 78274; 第4.5表)から、彼らの層序設定は誤りである。**地層名** 北村ほか(1968)の「上井草凝灰角礫岩」、通商産業省(1970a)の「上井草層」による。小室(1984)は本層全体を西隣「只見」の相当層の名称に従い「本名層」(島田・伊沢, 1969)と呼んだが、先取性は北村ほか(1968)にある。

模式地 北村ほか(1968)は福島県大沼郡金山町^{うわいぐき}上井草周辺を模式地にしてしている。しかし、露出条件は同町西谷から玉梨にいたる白沢川林道沿いのルートの方がはるかに条件が良く、本報告ではこちらを模式地に指定する。

分布・構造 本図幅地域北西部の金山町本名から同町沼沢湖周辺に分布する。堆積物には層理面がないため、その構造は把握しにくい。火砕流堆積物内の粒子の配列構造や火砕流堆積物と岩屑なだれ堆積物の境界面から判断すると、本層はほぼ水平かカルデラの内側に向かって緩く傾くようである。本層分布域は約15mgalの負の重力異常と重なる(第8章)。

層序関係 滝沢川層を高角度の不整合で覆う。

層厚 地表には約300mの厚さの本層が露出するが、その下限は不明。

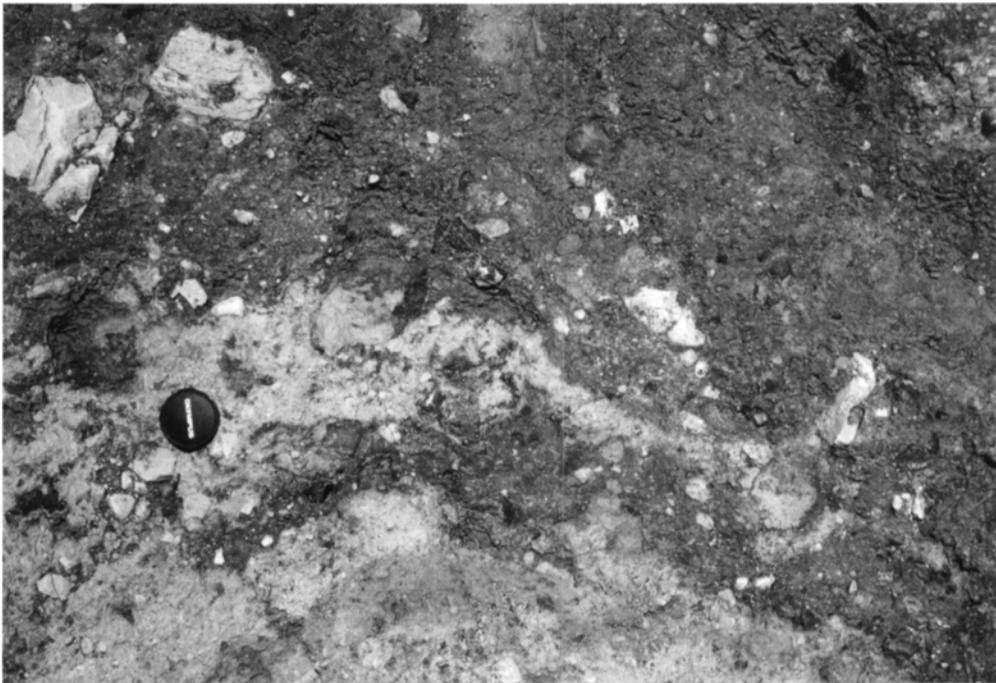
岩相 本層はカルデラ形成期の新鶴火砕流堆積物 (Ni) と岩屑なだれ堆積物 (Ub) からなる。

本層の新鶴火砕流堆積物 (Ni) は、金山町玉梨温泉周辺の野尻川沿いや金山町水沼から三島町早戸にかけての只見川沿いに主な分布があるほか、金山町の白沢川下流部や水冷沢中流部にも僅かに露出する。層準的には岩屑なだれ堆積物を挟んで上下2層準に分かれる。各地に露出する本堆積物は、非溶結-弱溶結の斜方輝石単斜輝石普通角閃石含有黒雲母流紋岩の軽石火山礫凝灰岩-凝灰角礫岩からなる。径20cm以下の白色流紋岩軽石を多く含み、基質は火山ガラス片と径4~5mm以下の石英や径2mm以下の黒雲母結晶片に富んでいる。石質岩片の径は10cm以下で、量は少ない。軽石の配列や粒径の違いによる連続性の悪い層理が認められる。藤峠層の本カルデラ外流出相は、普通角閃石斜方輝石単斜輝石デイサイトの火山豆石に富む火砕サージ堆積物、軽石流堆積物を経て黒雲母流紋岩の軽石流堆積物へと上方に重なるが、地表に現れる本層の新鶴火砕流堆積物にはこの岩相変化は認められない。火砕流噴火後半の岩相のみが露出しており、前半の岩相は地下に伏在している可能性が大きい。本火砕流堆積物は逆帯磁している。

本層の岩屑なだれ堆積物 (Ub) は、新鶴火砕流堆積物に挟まれる1層の厚い角礫岩からなる。その層厚は最



第5.1図 上井草層の岩屑なだれ堆積物(1)
 本岩屑なだれ堆積物に含まれる径15m以上の布沢層由来の岩塊。この岩塊は流紋岩凝灰岩(白色部)と泥岩(暗色部)からなり、その内部は断層による変位や角礫化を被るものの、全体として元の成層構造を保持している。スケールは2m。金山町本名の風来沢。



第5.2図 上井草層の岩屑なだれ堆積物(2)
 本岩屑なだれ堆積物の基質相は細かく破碎された多種の碎屑物からなるものの、母材の違いを反映した縞状組織がしばしば観察される。金山町の白沢川沿い。

大約300mで、カルデラの西側で厚く、東に向かって薄くなる。新鶴火砕流堆積物との境界は明瞭で、両者は漸移しない。角礫岩を構成する岩片は下部-中部中新統滝沢川層に由来する流紋岩溶岩や火砕岩、中部中新統布沢

層の泥岩や流紋岩火砕岩、中部中新統松坂峠層の玄武岩や礫岩・砂岩で、上井草層の基盤の多様な岩石を全て認めることが出来る。しかし、露頭規模では特定岩種のみからなる単源で岩片支持の角礫岩として現れることが多



第5.3図 上井草層の火砕岩岩脈

滝沢川層の流紋岩溶岩に貫入する黒雲母流紋岩軽石火山礫凝灰岩。岩脈の中央部は弱溶結し、その面構造は岩脈の貫入面とほぼ平行である。岩脈奥に置かれたハンマーのピック部にある黒色物は火砕岩岩脈に取り込まれた炭化木片。すなわち、この岩脈は噴火時に地表に開口した火道であり、岩脈内の火砕物は噴火終了時に地表から落下してきたものである。金山町本名の只見川左岸。

く、このような岩相は岩屑なだれ堆積物の岩塊相に相当する。岩塊相を構成する各角礫の面角は、あたかも3次元のジグゾーパズルのように、互いに緩く接しており、破碎岩片相互の変位量がごく小さい。そのため、岩塊相中では初生的な基盤の内部構造が破碎後も保存されている(第5.1図)。異なる岩塊相の間には、多種の岩片が混在する淘汰の悪い基質支持の角礫岩からなる基質相が現れる。基質相では種々の岩片が粉碎されてできた砂-泥サイズの粒子が卓越するが、堆積物の内部では混合作用は必ずしも完全ではなく、特定の岩種が局所的に濃集したり、母材の異なる細粒物がつくる縞状構造の発達した不均質なマトリックス相もしばしば認められる(第5.2図)。これらの産状は岩屑なだれ流走中にその内部で発生した強い剪断作用の反映で、大規模な斜面崩壊堆積物に普通に認められるものである。現在の上井草層の周囲には滝沢川層のみが分布するが、カルデラ形成噴火当

時には松坂峠相当層が地表を構成しており、現在はこれらが削剥されているものと見られる。

「宮下」「只見」図幅地域のちょうど境界部の金山町本名の只見川左岸には、本層と滝沢川層の不整合面のやや基盤岩よりの部分に新鶴火砕岩堆積物と同質の黒雲母流紋岩火砕岩岩脈が4本以上貫入している(第5.3図)。火砕岩岩脈の走向はN30°WからN50°Eと一定せず、その幅も10cmから140cmと変化する。岩脈を満たす火砕岩は流紋岩軽石と斜長石・石英・黒雲母の結晶片、そして母岩から取り込んだ滝沢川層由来の流紋岩石質岩片で構成されている。岩脈幅が80cm程度以上になると中央部で溶結が見られる。また、火砕岩岩脈には炭化木片も含まれ、噴火時には岩脈が地表に開口し、現在岩脈を埋めている火砕物は地表からフォールバックしたものであると判断される。

年代・対比 金山町玉梨の白沢林道沿いの新鶴火砕岩堆



第5.4図 博士山火山岩の玄武岩アア熔岩流
溶岩流はレンズ状の断面形態を持ち、降下スコリア・火山弾からなる火砕物に刻まれた軽微な旧谷地形を埋めている。溶岩流の下面には薄いアクリンカーが伴われる。柳津町博士山南東の大岐沢の林道沿い。



第5.5図 博士山火山岩の玄武岩アグルチネート
強溶結部（アグルチネート）を挟む厚い粗粒の降下火砕物。アグルチネートは旧地形をマンテル被覆している。博士山の中腹部にこのような火口近傍火砕岩が見られることは、山頂ではなくこの場で火砕物の噴出が起きていたことを示唆しよう。柳津町博士山南東の大岐沢の林道沿い。

積物からは $4.2 \pm 0.2\text{Ma}$ のジルコン・フィッシュントラック年代（GSJ R 60144）が報告されている（山元，1995）。この値は東隣「若松」図幅地域内の藤峠層カル

デラ外流出相新鶴火砕流堆積物の $4.1 \pm 0.3\text{Ma}$ のジルコン・フィッシュントラック年代（GSJ R 56954）と良く一致する（山元，1992a）。今回、沼沢団研（1999）が

‘小津巻火砕流堆積物’と呼ぶものを対象にジルコン・フィッシュトラック年代測定を行い、 $3.5 \pm 0.2\text{Ma}$ の値を得た (GSJ R 78274; 第4.5表)。従来の放射年代値よりは誤差範囲を越え若い値となったが、これが第四紀を示すものでないことは確実である。

5.3 会津金山火山岩 (Ak)

本火山岩は金山町の沼沢湖周辺から高森山にかけて分布する鮮新世の安山岩・デイサイト溶岩及び火砕岩からなる。北村ほか (1968)、通商産業省 (1968, 1970a) では第四紀の沼沢火山噴出物の一部と見なされていたが、菅原 (1991) や山元 (1995) の放射年代測定によって、沼沢火山噴出物とは異なる後期鮮新世の火山岩であることが認識されるようになった。しかし、沼沢湖周辺のデイサイト溶岩については本火山岩と沼沢火山噴出物との識別が十分ではなく、例えば沼沢団研 (1999) では本火山岩の一部が沼沢火山噴出物に誤認されている。しかし、本火山岩は例外なく逆帯磁していること、沼沢火山噴出物は正帯磁していることから野外での磁化方位測定で容易に両者を識別できる。

地層名 新称。高橋・菅原 (1985) では、本火山岩の一部が高森山安山岩、高久原山安山岩などと呼ばれていたが、高森山、高久原山自体は浸食地形で本来の溶岩地形は既に失われており、個々の溶岩の境界は現在の地形と対応していない。本報告では沼沢湖周辺から高森山にかけて分布する鮮新世の安山岩・デイサイト溶岩及び火砕岩を一括して会津金山火山岩と呼ぶ。

模式地 金山町の高森山及び高久原山周辺。ただし露出は断片的で、沢や林道沿いに僅かに現れるにすぎない。

分布・構造 本図幅地域西部の沼沢湖周辺から高森山にかけて分布する。塊状で厚い溶岩が卓越するため内部の構造は明確ではないが、下位の上井草層と同じくほぼ水平であると見られる。

層序関係 鮮新世の上井草層を不整合に覆う。両者の間には顕著な浸食面があり、本火山岩は谷地形を埋めている。

層厚 現存部の厚さは400m程度。最高点の高森山山頂と本火山岩の基底が露出する野尻川との標高差は800mある。

岩相 本火山岩は、斜方輝石単斜輝石安山岩や斜方輝石単斜輝石普通角閃石デイサイトの溶岩・火砕岩からなる。安山岩は高森山及び高久原山周辺に多く、デイサイトは主に沼沢湖の周辺に分布する。沼沢湖周辺の本デイサイトは、惣山や前山などの後期更新世のデイサイト (沼沢火山噴出物) と岩質が類似し、一見すると沼沢湖カルデラの外輪山を構成するような印象を与える。しかし、本火山岩は露頭で確認した限り全て逆帯磁しており、沼沢火山噴出物との区別は容易である。

露頭では、安山岩・デイサイトとも塊状溶岩の占める

割合が大きく、火砕岩の量は少ない。厚さが100mを越えるような厚い溶岩流や溶岩ドームから構成されると考えられるが、露出が限られること、初生的な火山地形が失われていることから、その内部構造はよく分からない。高森山及び高久原山周辺に分布する安山岩は比較的新鮮であるのに対して、沼沢湖周辺のデイサイトは熱水変質を受けているものが多い。

年代・対比 高森山の溶岩から $3.4 \pm 1.0\text{Ma}$ のK-Ar年代 (菅原, 1991) が、高久原の溶岩から $3.22 \pm 0.16\text{Ma}$ のK-Ar年代 (GSJ R 60145; 山元, 1995) が測定されている。

5.4 博士山火山岩 (Hk)

本火山岩は、柳津町南部の博士山周辺に分布する後期鮮新世の玄武岩-安山岩火山体を構成するものである。

地層名 北村ほか (1968) の「博士山安山岩」、博士山団研 (1990) の「博士山火山岩層」による。

模式地 博士山南西大岐沢の林道沿い。ただし、この林道は平成13年現在で放棄されており、車両での通行はできない。

分布・構造 本図幅地域南東部の博士山周辺、特に西-南斜面に分布する。溶岩流・火砕岩の傾斜は博士山斜面の尾根の傾斜と概ね一致して $10 \sim 25^\circ$ で、博士山山頂のすぐ南にかつての噴出中心があったような傾斜分布を示す。ただし、山頂の西南西約2kmの大岐沢林道沿いでは溶岩・火砕岩互層が山頂に向かって傾斜する部分もあり、その内部は単純ではない。山体の開析はかなり進んでおり、初生的な火山地形は既に失われている。

層序関係 後期中新世の入山沢層、これを不整合に覆う鮮新世の和泉層仏沢火砕流堆積物を更に不整合で覆う。

層厚 約300m。

岩相 本火山岩は斜方輝石単斜輝石玄武岩-安山岩の薄い塊状溶岩と火砕岩の互層からなる。量的には玄武岩の方が安山岩よりも多い。塊状溶岩の層厚は1~12mで、薄いものの方が多い。塊状溶岩は、アア表面を持ち溶岩流として流動したことが明らかなものもあるが (第5.4図)、溶結降下火砕物 (アグルチネート) としてその場に定置したものの方が多い (第5.5図)。これは塊状溶岩が上下の火砕岩に移化すること、薄く伸びたレンズ状の不均質組織が内部に見られること、地形をマントル被覆することから明らかである。また、アア溶岩流も塊状溶岩部には溶結組織を残しているものもあり、溶結降下火砕物が二次流動したものと見られる。塊状溶岩と互層する火砕岩は、ほとんどが降下堆積物として定置した火山角礫岩・火山礫礫岩からなる。発泡の良い牛糞状火山弾やスコリア火山礫からなり、基質に細粒物を欠いている。また、普通角閃石デイサイトの異質礫をまばらに含んでいる。ラハールとして定置した砂質基質支持の凝灰

角礫岩は、分布城南西部の本火山岩基底に僅かに確認できるだけで、内部には挟まれない。

本火山岩の溶結降下火砕物の岩相は、本来給源近傍に限られて出現する。このような岩相が山体の各地、例えば山頂から約2km離れた南西部の林道沿いでも観察できることは、本火山岩が全て単一の噴出中心からもたらされたものではなく、山腹の広い範囲から噴出したものであることを意味している。

年代・対比 本火山岩の玄武岩溶岩からは、 2.57 ± 0.16 Ma, 2.81 ± 0.17 MaのK-Ar年代値(小林・猪俣, 1986), 2.78 ± 0.15 MaのK-Ar年代値(NEDO, 1985)が報告されている。鮮新世を示すこれらの値は良くまとまっており、噴出年代を示すものと考えて問題ないであろう。また、これらの年代は、東に5km離れた桧和田カルデラ(山元, 1992a, 1999a; 山元・吉岡, 1992)の形成年代に近く、両火山は同時期に活動していたものと見られる。

第6章 第四系

(山元孝広)

6.1 砂子原層 (Sl, Su, Yn, Kb)

本層は会津盆地西縁山地内の柳津町中央部にある最大直径約6kmの砂子原カルデラを埋積する中期更新世の火砕物及び湖成堆積物とこれらを貫く流紋岩溶岩からなる。砂子原カルデラの現在の凹地状地形は不鮮明で、かつてのカルデラ壁が砂子原層と基盤との高角度の不整合面として認識できる程度である。約30万年前のカルデラ形成時に噴出した火砕流堆積物は東方の会津盆地周辺の中部更新統塔寺層から見つかかり、逆瀬川火砕流堆積物の名で呼ばれている(山元, 1992b)。また、後カルデラ期の末期(約22万年前)に噴出した久保田火砕流に伴う降下堆積物は、会津盆地から福島中通りに分布する高位段丘堆積物を覆い時間基準面として広く追跡できる(山元, 1999b)。

砂子原カルデラの中央部の河川沿いには70°C以上の高温の温泉が自然湧出しており、古くから西山温泉として利用されていた。その後、NEDO(新エネルギー総合開発機構)による地熱開発促進調査(NEDO, 1985)が実施され、平成7年からは柳津西山地熱発電所として商業発電が開始されている(第9章)。

地層名 通商産業省(1970a)、小室(1978)、山元(1992b)、水垣(1993)による。

模式地 柳津町砂子原の西山温泉から黒沢にかけての滝谷川沿い。

分布・構造 本層は図幅地域北東部の湯の岳(標高729m)の周囲に分布し、標高500mに頂部を持つ定高性のある山地を構成している。本層の構造は概ね水平で、急傾斜の不整合面で囲まれた凹地を埋積している。湯の岳の南東、カルデラ中央部の地熱調査井からはフォールバック起源の火砕物が見いだされ、じょうご型の地下構造が推定されている(水垣, 1993)。水垣(1993)によると、フォールバックで充填された火道の最大径は約2kmで、地形的なカルデラ径よりもはるかに小さい。

層序関係 滝沢川層・東尾岐層・二の沢層・譲峠層・塩坪層・入山沢層・藤峠層を不整合で覆う。

層厚 本層分布域で実施され地熱調査井では、中央部の埋没火道を除くと、多くの地点で海拔200mよりも浅い位置に基盤が確認されている(NEDO, 1985)。

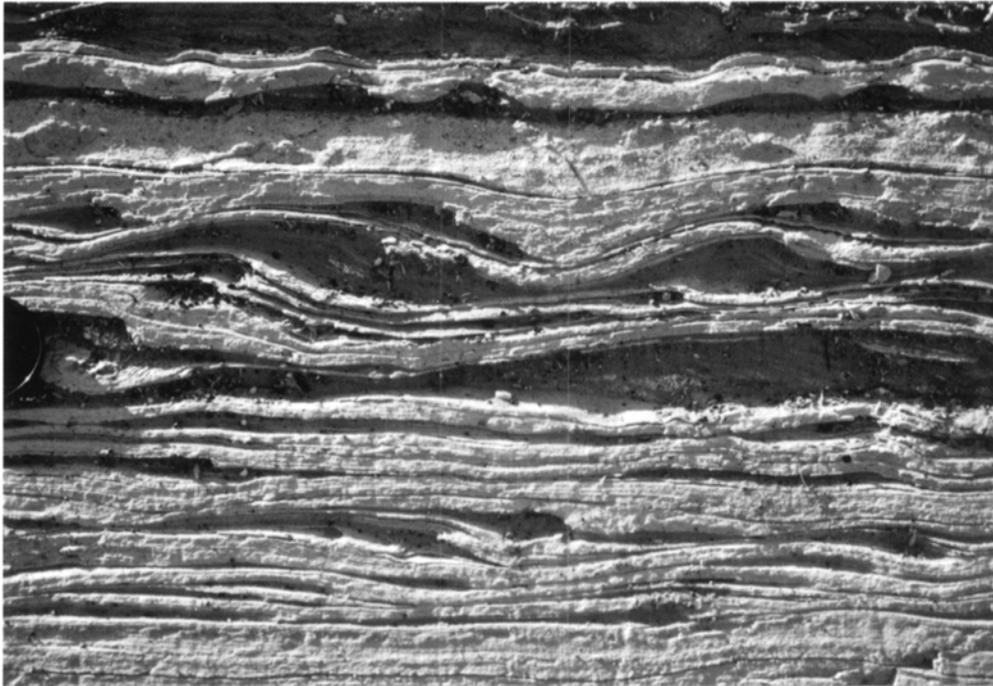
岩相 本層は下部(Sl)の流紋岩火砕岩、上部(Su)の湖成堆積物、湯の岳流紋岩(Yn)、久保田火砕流堆積物(Kb)からなる。

本層下部(Sl)の流紋岩火砕岩は、地表に露出する本

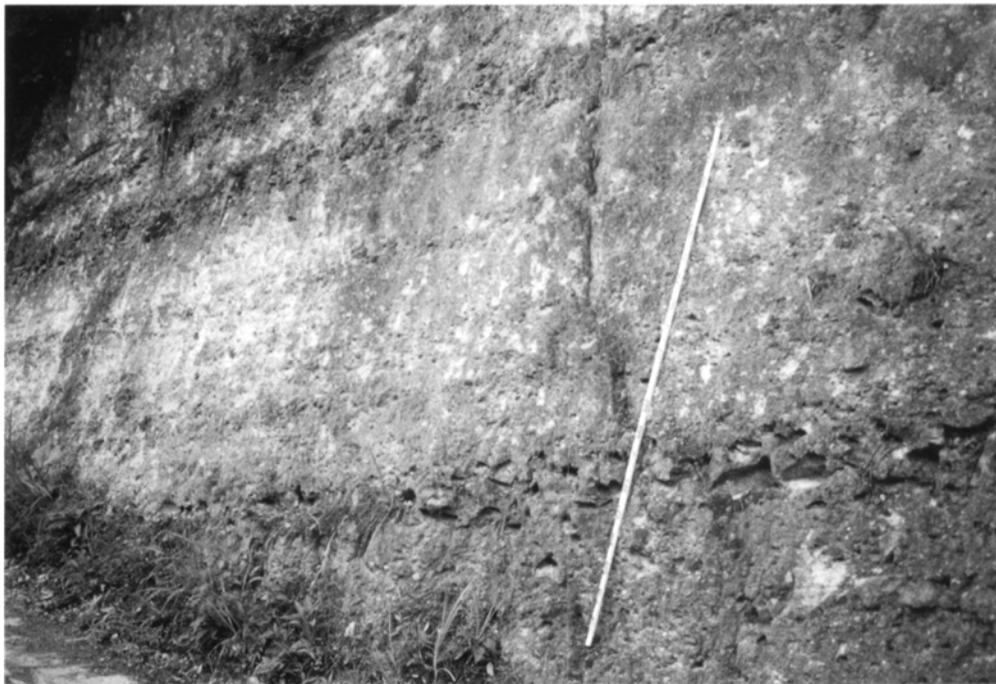
層の最下部を占め、概ね標高350m以下の谷沿いに分布する。露頭での本火砕岩は塊状の火山礫凝灰岩やガラス質凝灰岩が大部分を占め、径4cm以下の斑晶に乏しい軽石片を含んでいる。石質岩片はまれにしか含まれず、あっても粒径は火山礫サイズ以下のものがほとんどである。基質は繊維状軽石型と気泡壁型火山ガラス片が大部分を占め、斜長石や黒雲母の結晶片をまばらに含んでいる。ただし、分布の中央部では本火砕岩は著しい熱水変質を被っているため、このような鏡下の組織は確認できないことが多い。塊状凝灰岩には粒径の違いによる連続性の悪い成層構造が認められることがあるほか、場所によっては火山灰質の基質支持で基盤の石質岩片に富む凝灰岩礫岩-火山礫凝灰岩をレンズ状に挟むことがある。地熱調査井で確認された火道充填物も岩相は地表に露出するものと共通しており、異質礫含有量は10%程度で、礫径は10cm以下の凝灰岩からなる(水垣, 1993)。

本層上部(Su)の湖成堆積物は、最大で約150mの層厚を持ち、本層下部を軽微な浸食面を持って整合に覆っている。結晶片に富む砂質の基質支持で塊状の礫岩・正(及び逆-正)級化構造の発達した礫岩や礫混じり砂岩が下部や縁辺部で卓越している。特に分布の北東-東縁では無淘汰で塊状の角礫岩が厚く分布している。礫径は最大で4mを越えるものが含まれている。湖成堆積物は上方に向かって平行葉理やリップル葉理の発達した砂岩・シルト岩の挟みが多くなり(第6.1図)、急速に細粒化する傾向が顕著である。細粒碎屑物の大部分はバブル型の火山ガラス片で、軽石片を伴うものが多い。柳津町の湯八木沢から久保田に至る町道沿いでは、湖成堆積物の基底付近に湯の岳溶岩由来の成層した黒雲母普通角閃石流紋岩角礫岩と流紋岩極粗粒砂岩の互層が露出している(第6.2図)。このことは湯の岳溶岩の噴出と湖成碎屑物の堆積が同時にあったことを意味している。

湯の岳溶岩(Yn)は、カルデラ中央部にある長径2.5kmの湯の岳を構成するほか、径1km以下の岩体がカルデラ内の各地に分布する。湖成堆積物とは多くの露頭において貫入関係で接するものの、前述のように本溶岩の一部はこれに挟まれている。本溶岩はいずれも流理構造の明瞭なガラス質黒雲母普通角閃石流紋岩からなり、真珠岩状割れ目が発達する。そのため岩石は脆弱で、試料採取の際には用意に砕けてしまう。本溶岩の変質の程度は低く、斑晶の斜長石・石英・普通角閃石・黒雲母や石基ガラスは新鮮である。溶岩の大部分は塊状であるが、貫入境界付近では自破碎により角礫岩化していることが



第6.1図 砂子原層上部の湖成堆積物(1)
 平行葉理・リップル葉理の発達した軽石片を含む砂岩とシルト岩の互層。柳津町久保田。



第6.2図 砂子原層上部の湖成堆積物(2)
 ガラス質の黒雲母普通角閃石流紋岩の逆級化層理を持った火山角礫岩と平行層理を持つ極粗粒砂岩の互層。
 ガラス質流紋岩は多面体型で、真珠岩状割れ目の発達がよい。柳津町の湯八木沢から久保田に至る町道沿い。
 スケールは2m。

多い。

久保田火砕流堆積物(Kb)は、砂子原層の最上部を占め、カルデラ内の標高450~500m以上の山地頂部を構成するほか、カルデラ西側の基盤岩上にもはみ出して

分布する。残存部の最大層厚は約50mであるが、カルデラ外に分布する堆積物の上面標高から判断すると、元々の層厚は少なくとも130m以上であったと判断される。本堆積物は非溶結で塊状の火山礫凝灰岩からなり



第6.3図 砂子原層の久保田火砕流堆積物

本火砕流堆積物は非溶結で塊状の軽石火山礫凝灰岩からなる。上位の平行層理を持つ堆積物は本火砕流堆積物起源のラハール堆積物で、軽石円礫と結晶片に富んだ比較的淘汰の良い砂からなる。柳津町久保田から大峯にいたる町道沿い。スケールは2m。

(第6.3図), ガラス質火山灰の基質に径12cm以下の白色-明灰色流紋岩軽石と新鮮な黒雲母普通角閃石流紋岩の類質岩片や変質した緑色の火山岩からなる異質岩片が含まれている。軽石の発泡度は多様で、繊維状に良く発泡したものから、ほとんど発泡していない多面体型のものまである。どちらも径1~3mmの石英斑晶が肉眼で目立つ。基質を鏡下で観察すると、繊維状軽石型の火山ガラス片に混じって、厚めの気泡壁型-ブロック状の火山ガラス片が大量に含まれている。結晶片は斜長石・黒雲母・石英・鉄鉱以外にカミングトン閃石や斜方輝石が微量ながら含まれている。

砂子原カルデラ中央部の地熱地帯では、本層は著しい白色-青灰色粘土化変質作用を被り、カオリナイトを主とする砂子原粘土鉱床を形成している(第9章)。地表部の変質鉱物は現在と一連の地熱活動により生成されたもので、関与した流体の化学的性状や温度の違いを反映し、Ca沸石・雲母粘土鉱物・カリ長石などの中性変質鉱物、カオリナイト・明礬石などの酸性変質鉱物が認められる(関, 2000)。熱水貯留層深度まで含めた変質作用については関・安達(1997)、関(2001)に詳しい。

年代・対比 砂子原カルデラ形成期噴出物と考えられている逆瀬川火砕流堆積物からは $0.29 \pm 0.06\text{Ma}$ 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(山元, 1992b; 山元・須藤, 1996)。また、後カルデラ期の湯の岳流紋岩からは $0.21 \pm 0.03\text{Ma}$ 、 $0.5 \pm 0.1\text{Ma}$ のK-

Ar年代、 $0.31 \pm 0.16\text{Ma}$ 、 $0.59 \pm 0.27\text{Ma}$ 、 $1.23 \pm 0.40\text{Ma}$ 、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が(NEDO, 1985)、 $0.3\text{--}0.2\text{Ma}$ よりも古い年代値は誤差が大きく信頼性が乏しい。砂子原カルデラの形成は約30万年前としてほとんど問題ない。更に後カルデラ期の久保田火砕流堆積物の本質岩片からは $0.22 \pm 0.05\text{Ma}$ 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)。

6.2 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。一時的な砕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 本堆積物は、図幅地域北東部の只見川右岸の三島町山中に点在する標高480~500mの段丘面を構成する。本堆積物の主要な分布はより下流の「喜多方」図幅内にある。

層序関係 下位層を不整合に覆う。

層厚 三島町大谷峠での層厚は約50m。

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砂からなり、各種基盤岩の円礫を伴う。単層厚は20cm以下で、礫の最大径は10cm前後である。大部分を占める久保田火砕物起源の流紋岩軽石は径5cm以下で、密度差による逆級化が発達する。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、まれにトラフ型斜交層理を持つ。

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。

6.3 古期地すべり堆積物 (10)

分布・構造 本堆積物は図幅地域南東部の博士山南西山麓や南部の俎倉山北麓に分布するほか、南隣「針生」図幅の矢ノ原湿原から続く昭和村下中津川東標高700m前後の小起伏面を構成する。堆積物は河川による開析を受け、滑落崖や表面地形などの地すべり地形は明瞭ではない。

層序関係 下位層を不整合に覆う。本堆積物の上位には厚さ1.5~5mの褐色土壌化風成層が堆積している。

層厚 矢ノ原湿原から続く小起伏面を構成する堆積物は特に厚く、最大で約100m。

岩相 各地すべり堆積物の背後にある山地を構成する岩石が角礫化して堆積物を構成している。すなわち博士山南西山麓の堆積物は玄武岩・安山岩岩塊から、俎倉山北麓の堆積物はデイサイト岩塊からなる。矢ノ原湿原から続く小起伏面を構成する堆積物は、駒止湿原から続く台地状山地を構成する溶結した駒止峠火砕流堆積物の岩塊から構成される。

年代・対比 本堆積物を覆う風成層には、赤城-追貝テフラ（鈴木ほか、1995）を始めとする後期更新世以降の降下火山灰が挟まれている。

6.4 燧ヶ岳-田頭火砕物起源のラハール堆積物(Lt)

分布・構造 本堆積物は金山町川口北西の標高560~570mの開析された段丘面を構成する。構造は水平である。

層序関係 鮮新世の上井草層を不整合に覆う。

層厚 最大で約10m。

岩相 本堆積物は、黒雲母普通角閃石斜方輝石単斜輝石デイサイト軽石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。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20cm前後である。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、まれにトラフ型斜交層理を持つ。

年代・対比 デイサイト軽石の記載岩石学的な特徴は、福島県白河市-郡山周辺から阿武隈山地の風成層中を経

て浜通りの最終期間氷期海成層塚原層中に追跡される田頭テフラ（鈴木、1999）と良く一致する（第6.1表）。只見川の更に上流に位置する燧ヶ岳火山での田頭火砕噴火直後に発生したものと見られる。田頭テフラの噴火年代は、約13.5~12.5万年前と考えられている（鈴木、1999）。

6.5 沼沢火山

本火山は福島県の西部に位置する活火山で、金山町の沼沢湖及びその周辺から噴出した後期更新世-完新世のデイサイト溶岩・火砕物からなる。沼沢火山の活動史は、当初、高橋・菅原（1985）によって1) 外輪山溶岩の噴出、2) 古期カルデラの形成、3) 中央溶岩丘群の形成と水沼火砕流の噴出、4) 沼沢湖火砕流群の噴出と沼沢湖カルデラの形成の順とされていた。しかし、外輪山溶岩とされた高森山溶岩や高久原溶岩からは鮮新世を示すK-Ar年代値が得られ（菅原、1991；山元、1995）、古期山体は沼沢火山の基盤の会津金山火山岩に区分し直す必要が生じた。また、沼沢団研（1999）によって沼沢火山噴出物とされていた只見川沿いの小津巻に露出する弱溶結した黒雲母流紋岩質火砕流堆積物からも鮮新世を示すフィッシュトラック年代値が得られ、上井草層のカルデラ形成期火砕流堆積物を彼らが誤認していることが確実である。更に、高橋・菅原（1985）、沼沢団研（1999）が沼沢火山噴出物とした沼沢湖を取り囲むデイサイト溶岩のうち惣山・前山を構成するもの以外は、例外なく逆帯磁をしており、これらも沼沢火山の基盤（会津金山火山岩）に含めるべきものである。

結局、沼沢火山噴出物として定義するべきものは、下位から尻吹峠火砕物、木冷沢溶岩、水沼火砕物、惣山溶岩、沼御前火砕物、前山溶岩、沼沢湖火砕物である。後述するように尻吹峠火砕物は、東方の会津盆地周辺から福島中通り南部、栃木那須野ヶ原に広く追跡される沼沢-芝原テフラ（鈴木、1992；山元、1999a）の火口近傍相に相当するもので約11万年前に噴出したことが放射年代値や層序関係から明らかにされている。その下位からは確実に沼沢火山起源と見られるものは確認しておらず、この噴火で沼沢火山の活動が始まったものと考えている。反対に沼沢火山の最期の噴火は放射性炭素年代で4.7千年前の沼沢湖火砕物の噴出で（山元、2003）、この噴火により沼沢火山は最近1万年間に噴火実績のある活火山として扱われている。

6.5.1 尻吹峠火砕物（地質図上では省略）

地層名 新称。鈴木ほか（1998）が模式地の尻吹峠で沼沢-芝原テフラと呼んだものと基本的には同じ堆積物である。沼沢-芝原テフラは福島中通り最南部の西郷村内で最初に記載された流紋岩軽石質の降下堆積物で（鈴木、

第6.2表 「宮下」 図幅地域の主要テフラの特徴

テフラ名 地点 鉱物組成			Glass (n)	屈折率 OPx (γ)	Hb (n2)	Cum (n2)	文献
Nm-NK	1	Hb>Opx;Qz	1.500-1.501 (70%)	1.705-1.708 (70%)	1.673-1.675 (50%)		B
Nm-MZ	3	Hb>Cum, Bt, [Opx];Qz	1.498-1.499 (60%)		1.670-1.673 (80%)	1.659-1.661 (60%)	B
Nm-MZ	7	Hb>Bt, Cum, [Opx];Qz	1.498-1.499 (60%)		1.672-1.674 (40%)	1.659-1.662 (50%)	A
Nm-MZ	9	Bt, Opx, Hb, Cpx;Qz	1.495-1.498 (90%)	1.710-1.14 (70%)			D
Nm-SR	2	Bt>Hb, Cum;Qz	1.497-1.500 (100%)		1.671-1.692 (100%)	1.661-1.667 (100%)	A
Nm-SB	6	Bt, Hb, [Cum, Opx];Qz	1.496-1.499 (60%)		1.674-1.678 (50%)	[1.664-1.667 (80%)]	A
					1.684-1.688 (40%)		
Nm-SB	7	Hb>Bt, [Cum];Qz	1.496-1.498 (90%)		1.681-1.687 (70%)		E
					1.674-1.676 (10%)		
Nm-SB	8	Bt>Hb, [Cum];Qz	1.496-1.497 (70%)		1.682-1.685 (30%)	[1.661-1.665 (70%)]	E
					1.673-1.675 (20%)		
Nm-SB	9	Bt>Hb;Qz	1.497-1.498 (60%)		1.680-1.689 (60%)		D
					1.673-1.676 (30%)		
TgP	12	Opx>Bt, Cpx, [Hb];Qz	1.496-1.499 (90%)	1.710-1.715 (60%)	[1.675-1.682 (80%)]		E
TgP	10	Opx>Cpx, [Hb, Bt];Qz	1.493-1.495 (40%)	1.714-1.717 (80%)	[1.686-1.691 (50%)]		F
TgP	11	Hb, Bt>Opx, [Cpx, Cum];Qz	1.493-1.502 (80%)	1.698-1.742 (100%)	1.673-1.699 (100%)	[1.656-1.659 (40%)]	A
						[1.663-1.667 (60%)]	
TgP	4	Opx, Cpx>Hb, [Bt];Qz	1.500-1.504 (100%)	1.711-1.714 (90%)	1.671-1.683 (90%)		A
Sn-KB	5	Bt, [Cum, Opx];Qz	1.4968-1.4970 (80%)			[1.670-1.673 (50%)]	C
Sn-KB	6	Bt, [Hb, Opx, Cum];Qz	1.495-1.498 (80%)	[1.708-1.710 (80%)]	[1.674-1.691 (90%)]		A
Sn-SK	6	Bt;[Qz]	1.497-1.498 (100%)				C

Nm-NK=沼沢-沼沢湖火砕物, Nm-MZ=沼沢-水沼火砕物, Nm-SR=沼沢-尻吹峠火砕物, Nm-SB=沼沢-芝原火砕物, TgP=田頭火砕物, Sn-KB=砂小原-久保田火砕物, Sn-SK=砂小原-佐賀瀬川火砕物

1=金山町大栗山, 2=金山町尻吹峠, 3=金山町尻吹峠南東, 4=金山町後山, 5=柳津町久保田, 6=新鶴村佐賀瀬川(「喜多方」図幅地域), 7=会津高田町旭無量(「若松」図幅地域), 8=会津若松市南原(「若松」図幅地域), 9=天栄村羽鳥(「長沼」図幅), 10=大玉村皿久保(「二本松」図幅地域), 11=原町市塚原(「原町・大甕」図幅地域), 12=那須町阿久津(「白河」図幅地域)

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

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)

1992), 会津盆地周辺から福島市を北限, 栃木県今市市を南限に分布している(山元, 1999b). 一方, 尻吹峠の本火砕物は成層構造の発達した流紋岩火砕サージ堆積物からなり, 給源近傍相の岩相を示すので降下堆積物とは異なる名称で呼ぶことにする. 分布が離れており両堆積物の前後関係は一切分からない. 両者の対比は相対的な層序位置と本質物の岩石学的特徴の一致を根拠にしている.

模式地 金山町尻吹峠の林道切り割り露頭(第6.4図). ただし原稿執筆時点では林道法面の植生が進み観察が難しくなっている.

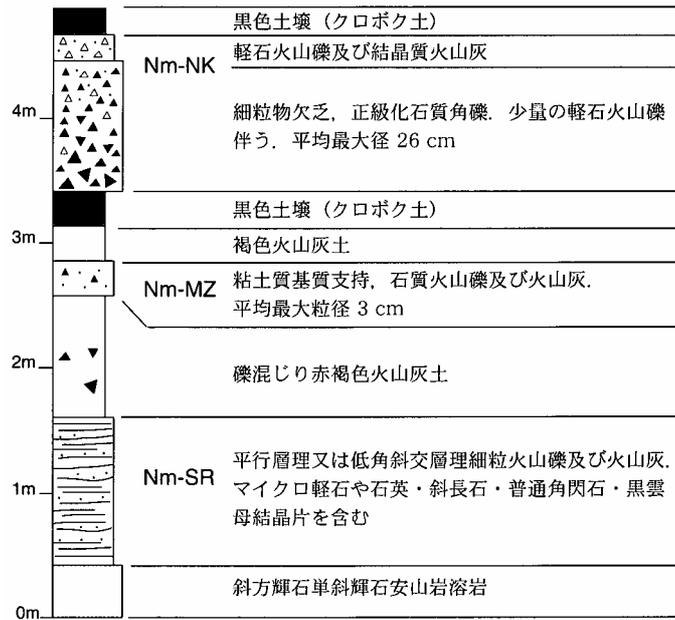
分布・構造 模式地の尻吹峠のみに露出する. 模式地は標高580mの基盤岩(会津金山火山岩)が作る尾根上に位置しており, その岩相も細粒の火砕サージ堆積物であること示している. 谷埋めしていたと思われる火砕流本体部の堆積物は, 確認できない.

層序関係 鮮新世の会津金山火山岩を直接不整合に覆う. また, 土壌化風成層を挟んで水沼火砕物に覆われる.

層厚 模式地での層厚は約1.7m.

岩相 本火砕物は, 非溶結で成層したカミングトン閃石含有普通角閃石黒雲母流紋岩凝灰岩からなる. 石英・黒雲母結晶片の目立つ粗粒火山灰とガラス質細粒火山灰で構成され, 平行層理や低角斜交層理を持つ. 中礫混じりのやや淘汰の悪い粗粒火山灰をレンズ状に僅かに挟んでいる. 鏡下では, 斜長石・石英・緑色普通角閃石の結晶片を主体とし, カミングトン閃石・鉄鉱・ジルコンの結晶片を伴っている. 火山灰中の火山ガラス片はかなり粘土化しているものの, 低屈折率のマイクロ軽石が一部で残っている. 火山ガラスや普通角閃石・カミングトン閃石の屈折率は, これまで沼沢-芝原テフラから報告された値と良く一致している(第6.1表)

年代・対比 東隣「若松」図幅地域内の会津高田町旭三寄の沼沢-芝原テフラのジルコンからは, 110±20kaのフィッション・トラック年代値が報告されている(鈴木ほか, 1998). 本テフラの上位には約11~9万年前の御



第 6. 4 図 金山町尻吹峠における沼沢火山噴出物の層序
Nm-SR=沼沢-尻吹峠火砕物，Nm-MZ=沼沢-水沼火砕物，Nm-NK=沼沢-沼沢湖火砕物
山元（2003）による。

岳第 1 テフラ（松本・宇井，1997），約 9 万年前の阿蘇 4 テフラ（Matsumoto *et al.*，1989）があること，下位には最終間氷期の最大海進時に降下した約 13.5~12.5 万年前の田頭テフラ（鈴木，1999）があることから，層序学的に見ても本テフラの噴火年代は放射年代値の約 11 万年前として問題ないであろう（山元，1999b）。

6. 5. 2 木冷沢溶岩 (Mk)

地層名 高橋・菅原（1985）の「木冷沢溶岩」による。
模式地 金山町大栗山から上野原に至る木冷沢右岸の林道切り割り露頭。ただし原稿執筆時点では林道法面の植生が進み観察が難しくなっている。
分布・構造 本溶岩は沼沢湖北西 1km の独立標高点 652.5m の高まりと東北東に約 800m 離れた小丘に分かれて分布する。両岩体の間は地形的に低くなっており，本溶岩よりも若い噴出物で埋められている。
層序関係 上位・下位の堆積物との関係は露頭で直接観察できない。地形的には，惣山溶岩の下位に位置している。
層厚 模式地での層厚は約 150m。
岩相 本溶岩は，黒雲母普通角閃石流紋岩の発泡したガラス質塊状溶岩からなる。惣山山頂のテレビ塔取り付け道路沿いでは赤色酸化した溶岩が角礫岩化している。
鏡下では，斑晶として斜長石（最大長径 2.3mm），石英（最大径 4.0mm），普通角閃石（最大長径 2.4mm），黒雲母（1.5mm），鉄鉱を含み，その量比はこの順で少なくなる。全ての普通角閃石が酸化を被っているが，オパサイト縁は生じていない。石基はハイアロピリティック組織を持ち，火山ガラス中に，普通角閃石，黒雲母の

微結晶がまばらに含まれている。本溶岩の SiO₂ 含有量は 71-72Wt%，K₂O 含有量は 2.2-2.4Wt% である。
年代・対比 模式地の本溶岩のジルコンからは，71±16ka のフィッシュン・トラック年代値が報告されている（山元，1999b）。この値は上位の水沼火砕流堆積物の噴火年代よりも有意に古く，層序とは矛盾していない。

6. 5. 3 水沼火砕堆積物 (Mz)

地層名 高橋・菅原（1985）の「水沼火砕流堆積物」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。ただし三島町早戸の国道 252 号線早戸トンネル側道沿いの露頭のほうが観察は容易である。
分布・構造 本火砕流堆積物（ユニット III）は主に金山町上田から三島町早戸の只見川沿いや水冷沢沿いに露出し，地質図ではこれらの分布を示している。本火砕流堆積物に伴う降下火砕堆積物（ユニット I・II）については沼沢湖周辺から図幅地域東部にかけての後期更新世以前の斜面堆積物を覆う風成層中に見いだされるが，層厚が薄いので地質図上では省略している。降下火砕堆積物は更に東方まで追跡でき，磐梯火山噴出物間の風成層中（山元・須藤，1996）や安達太良火山噴出物間の風成層中（山元・阪口，2000）のほか，「郡山」図幅地域の中心

段丘堆積物中からも分布が確認されている（山元，2003）。

層序関係 本火砕流堆積物は多くの地点で下位層を不整合に覆うが，三島町早戸など只見川沿いの一部では薄い河川流路堆積物を整合に覆っている。この河川堆積物は層序的位置関係から埋没した中位段丘に対比されるものであるが分布が僅かであり，地質図では省略した。また，本火砕流堆積物及び降下火砕堆積物は，後述する沼沢湖火砕堆積物の下位に厚さ60～130cmの火山灰土を隔てて位置している。

層厚 模式地での火砕流堆積物の最大層厚は約100m。

岩相 水沼火砕物は下位からユニットⅠ～Ⅲの3層に区分され，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）。

ユニットⅠ（地質図では省略）は，白色粘土質火山灰の基質に粗粒-細粒火山礫の異質岩片を多く含む淘汰の極めて悪い塊状の降下堆積物からなる。本堆積物からは本質物の存在が確認できず，水蒸気爆発の産物と判断できる。層厚は沼沢湖周辺で40cm以上，20km東方の地点でも数cm以上である。異質岩片は変質した白色-灰色の流紋岩溶岩・火砕岩が多い。堆積物中には植物片がしばしば含まれるが，これらは全く炭化していない。

ユニットⅡ（地質図では省略）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き，その層厚は沼沢湖東方で1m以上，猪苗代湖周辺で約16cmである。軽石の最大粒径は沼沢湖東方で10cm以上，猪苗代湖周辺で4mm以下である。

ユニットⅢ（Mz）は，径15cm以下のデイサイト軽石に富む火砕流堆積物からなり，ユニットⅡの降下堆積物を直接覆う。主に当時の只見川を厚さ100m前後で埋積したが，河川による浸食と沼沢湖火砕堆積物による被覆のため，本火砕流堆積物の原地形は完全に失われている。現在，この堆積物の分布は給源から6km内でしか確認できていない。只見川沿いの本堆積物は基底部数mを除き溶結しており，柱状節理の発達した岩壁を作っている。鏡下では溶結部の基質の火山ガラス片が強く変形しているにもかかわらず，含まれるガラス質本質岩片の多くは扁平化を免れている。これは，溶結した火砕流中の軽石の発泡の程度がもともと低かったことによるのであろう。これに対し基底部の非溶結相は，比較的発泡の良い軽石に富む基質支持で淘汰の悪い塊状の火山岩塊-火山灰からなり，新鮮な単斜輝石斜方輝石普通角閃石デイサイト・単斜輝石斜方輝石黒雲母普通角閃石デイサイトや変質の進んだ白色デイサイトの石質岩片を含んでいる。本火砕流堆積物は谷埋めで斜面に対しアバットしており，後述する沼沢湖火砕流のような斜面を被覆するサージ相の発達は，沼沢火山周辺の山地内でこれまで確認していない。また，残存部の分布から見て，火砕流の主堆積場は只見川本流沿いに限られており，地形障害を乗

り越えて分布することはなかったと見られる。火砕流が只見川本流を10km程度流れ下ったとすると，推定される谷埋め堆積は 1km^3 強で，おそらく 2km^3 を越えることはなかったであろう。

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2.8mm），石英（最大長径2.8mm），普通角閃石及びカミングトン閃石（最大長径2.0mm），鉄鉱，黒雲母（最大長径1.3mm）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。溶結した本質岩片の石基はガラス質-ハイアロピロティック組織を持っている。本本質岩片の SiO_2 含有量は69Wt%， K_2O 含有量は1.8-2.0Wt%である。

年代・対比 本火砕堆積物の層序学的位置と放射性年代値から噴火年代は45kaと考えられている（山元，2003）。

6.5.4 水沼火砕物起源のラハール堆積物（Lm）

本堆積物は水沼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，図幅地域北東部の只見川右岸の柳津町石神周辺の標高290～300mの段丘面を構成する。本堆積物の主要な分布はより下流の「喜多方」図幅内にある。

層序関係 下位層を不整合に覆う。

層厚 石神での層厚は約20m。

岩相 本堆積物は，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。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10cm前後である。大部分を占める水沼火砕物起源のデイサイトはやや発泡した石質の岩片がほとんどで，発泡した軽石質のものは少ない。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，まれにトラフ型斜交層理を持つ。柳津町石神の広域農道切り割りでは，堆積物の基底から80cmの位置に，厚さ5cmで最大径1.5cmの火山豆石を含んだガラス質の降下粗粒火山灰が挟まれており，ラハール発生の初期には噴火活動（二次爆発を含む）が継続していたことが伺える（第6.5図）。

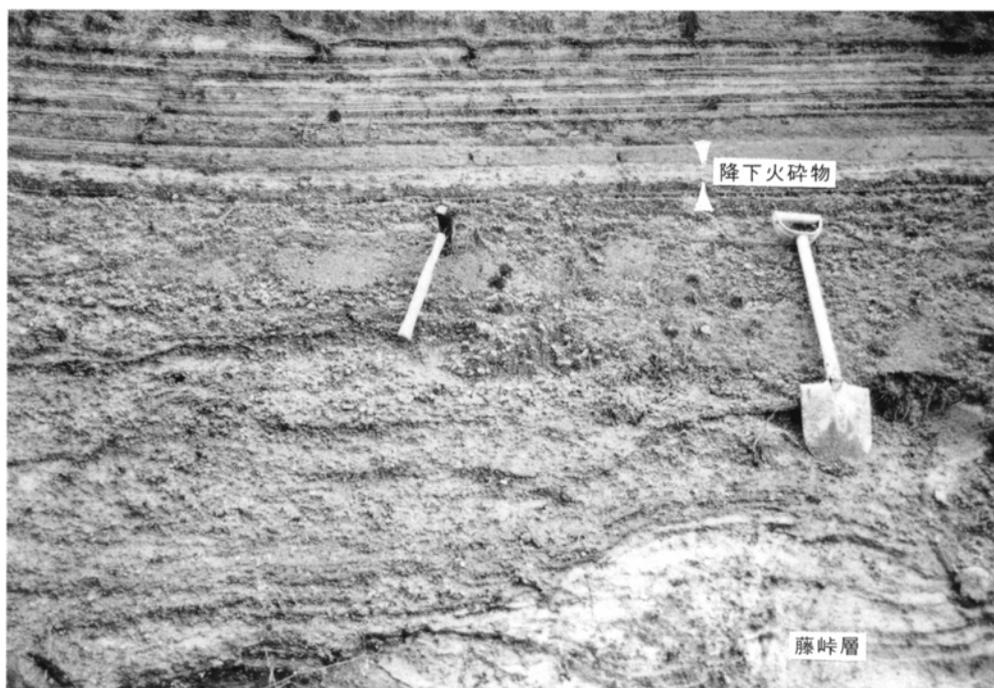
年代・対比 地質学的には，水沼火砕堆積物と一連の堆積物である。

6.5.5 惣山溶岩（Sz）

地層名 高橋・菅原（1985）の「惣山溶岩」による。

模式地 金山町の大栗山から惣山山頂に至るテレビ塔取り付け道路沿いの露頭。

分布・構造 本溶岩は沼沢湖北西にある標高816mの惣山を構成する直径約1kmの溶岩ドームをなす。沼沢湖に面した部分は火口壁としてえぐられているほか，北東面には浸食谷が刻まれ，北面も地すべりで削られている。



第6.5図 水沼火砕物起源のラハール堆積物
本堆積物は水沼火砕流噴火直後に只見川流域で発生したラハール堆積物で、黒雲母カミングトン閃石普通角閃石デイサイト礫と結晶片に富んだ礫と平行層理の発達がよい砂からなる。礫と砂の間には層厚5cmで、最大径1.5cmの火山豆石を含んだ粗粒砂-中粒砂サイズのガラス質火山灰が挟まれている。柳津町石神。

層序関係 上位下位との関係は露頭で直接観察できない。地形的には、木冷沢溶岩の上位に位置している。

層厚 溶岩ドームの現在の比高は約360m。

岩相 本溶岩は、黒雲母含有斜方輝石単斜輝石普通角閃石デイサイトの塊状溶岩からなる。溶岩には石基が灰色のものと薄い茶褐色のものがあるが斑晶組み合わせに大きな違いはなく、後者のものほど斑晶の酸化や不透明化の程度が強い。また、本溶岩には径15cm以下の暗色包有物がまばらに含まれている。

鏡下では、斑晶として斜長石（最大長径4.8mm）、石英（最大長径2.6mm）、普通角閃石（最大長径2.6mm）、斜方輝石（最大長径1.5mm）、単斜輝石（最大長径1.2mm）、鉄鉱、黒雲母（最大長径1.6mm）を含み、その量比はこの順で少なくなる。斜長石斑晶の一部に汚濁が認められるが、他はおおむね清澄である。普通角閃石斑晶は著しい酸化を受け、黄色-赤褐色と多色性強く、消光角も非常に小さい。また、オパサイト縁を持つ。黒雲母斑晶にも厚いオパサイト縁を生じている。斜方輝石、単斜輝石斑晶縁にも不透明化が認められる。石基は、マイクロフェルシク組織を持つ。本溶岩のSiO₂含有量は68wt%、K₂O含有量は1.8-1.9wt%である。

年代・対比 本溶岩からは、43±13kaのジルコン・フィッシュトラック年代が得られている（山元，2003）。

6.5.6 沼御前火砕堆積物 (Ng)

地層名 新称。

模式地 金山町沼沢にある沼御前神社の南西200～300mの沼沢湖湖岸。沼沢湖の水位が下がった時に露出する。

分布・構造 本火砕岩の分布は、模式地に限られる。

層序関係 会津金山火山岩を不整合に覆う。

層厚 模式地での層厚は7m以上。

岩相 本火砕岩は、基底部とその上の本体で岩相が異なる。基底部の厚さは1.6mで、会津金山火山岩由来の変質したデイサイト火山礫を含む淘汰の悪い塊状の石質粗粒火山灰からなる。火山灰の固結の程度は低く、全く炭化していない木片を多く含んでいる。軽石やガラス質火山灰は確認できないものの、新鮮な斜長石、石英、角閃石の結晶片が火山灰には含まれており、これらは本質物であるかもしれない。これを覆う本体は、新鮮な黒雲母含有斜方輝石単斜輝石普通角閃石デイサイトからなる単源の塊状凝灰角礫岩からなる。含まれるデイサイト火山岩塊は多面体型で、その最大長径は1.6mである。基質の中粒砂サイズの火山灰も全く同質の石質デイサイトからなり、その岩相は一見すると石質の火砕流堆積物と良く似ている。ただし、携帯型磁化方位計による野外での測定では各火山岩塊の磁化方位がまちまちでキューリー点温度以上の高温で定置したものととは考えられない。本堆積物のデイサイトの岩質は前山溶岩のものと同じであること、前山溶岩から約500m離れた谷沿いに分布する

ことから、基底部火砕物は溶岩流出に先行した水蒸気爆発（ないしはマグマ水蒸気爆発）で形成されたもの、本体火砕物は溶岩ドームからの崩落で形成された崖錐と考えている。

鏡下での本火砕物のデイサイトは、斑晶として斜長石（最大長径4.6mm）、石英（最大長径3.7mm）、普通角閃石（最大長径2.2mm）、斜方輝石（最大長径0.5mm）、単斜輝石（最大長径0.5mm）、鉄鉱（最大長径0.2mm）、黒雲母（最大長径1.6mm）を含み、その量比はこの順で少なくなる。斜長石斑晶の一部には汚濁帯を持ち集斑状組織をなすものがあるが、多くは清澄で単独斑晶をなす。普通角閃石斑晶は酸化を受け、黄色-赤褐色と多色性強い。黒雲母斑晶には薄いオパサイト縁を生じている。石基は、ハイアロピロティック組織を示す。

年代・対比 本火砕物基底部の木片からは、19,880±150yBPの補正放射性炭素年代が得られている（山元, 2003）。

6.5.7 前山溶岩 (Me)

地層名 新称。

模式地 金山町の前山山頂北東の沼沢湖湖岸。

分布・構造 本溶岩は沼沢湖南西にある標高835mの前山を構成する直径約1.5kmの溶岩ドームをなす。沼沢湖に面した部分は火口壁としてえぐられている。

層序関係 上位下位との関係は露頭で直接観察できない。地形的には、会津金山火山岩を覆っている。

層厚 溶岩ドームの現在の比高は約360m。

岩相 本溶岩は、黒雲母含有斜方輝石単斜輝石普通角閃石デイサイトの塊状溶岩からなる。模式地を除くと良好な露出はほとんどない。

鏡下では、斑晶として斜長石（最大長径3.2mm）、石英（最大長径3.2mm）、普通角閃石（最大長径1.7mm）、斜方輝石（最大長径2.5mm）、単斜輝石（最大長径0.4mm）、鉄鉱（最大長径0.2mm）、黒雲母（最大長径1.2mm）を含み、その量比はこの順で少なくなる。斜長石斑晶の一部には汚濁帯を持ち集斑状組織をなすものがあるが、多くは清澄で単独斑晶をなす。普通角閃石斑晶は著しい酸化を受け、黄色-赤褐色と多色性強く、オパサイト縁を持つ。黒雲母斑晶にも厚いオパサイト縁を生じている。斜方輝石、単斜輝石斑晶縁にも不透明化が認められる。石基は、マイクロフェルシック組織を持つ。本溶岩のSiO₂含有量は65wt%、K₂O含有量は1.7wt%である。

年代・対比 本溶岩流出に先行したと見られる沼御前火砕物基底部の木片の放射年代値から、本溶岩も20kaに噴出したものと考えられる。

6.5.8 沼沢湖火砕堆積物 (Nk)

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。

分布・構造 本火砕流堆積物（ユニットI）は給源の沼沢湖周辺から図幅地域中央部・東部を経て東隣の「若松」図幅地域の西部まで広く分布する。ただし、地質図では主に塊状軽石流相として既存河川を厚く埋めた部分のみの分布を示している。図幅地域内の斜面を覆う黒色土壌中には厚さ3m以下の本火砕流堆積物の成層サージ相とこれを覆う降下火砕堆積物（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 本火砕流堆積物の最大層厚は約200m。

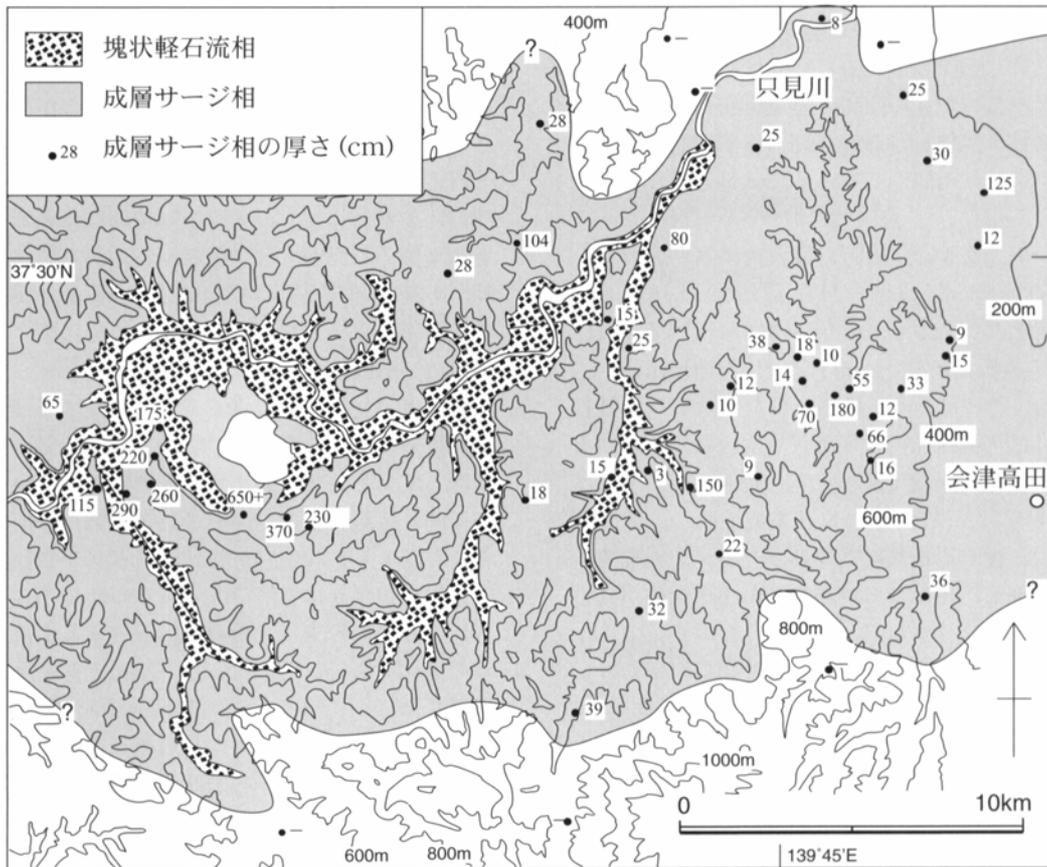
岩相 沼沢湖火砕物は下位からユニットI～IVの4層に区分され、本質物として単斜輝石含有斜方輝石普通角閃石デイサイト軽石と単斜輝石斜方輝石普通角閃石安山岩軽石を含んでいる（山元, 1995）。

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（第6.6図）。堆積物には会津金山火山岩・惣山溶岩・前山溶岩に由来するデイサイト石質岩片や基盤中新統に由来する変質した流紋岩・火砕岩の異質岩片が多く含まれている。特に変質した異質岩片には、赤褐色の水酸化鉄の皮膜を持つものが多い。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（第6.6図）、この流れは流動性に富んでいた。本ユニットの火砕流堆積物は原地形を薄くマントル被覆する成層サージ相と、谷地形を厚くほぼ平坦に埋める塊状軽石流相の2つに分けられる。両者の区別は堆積形態によっており、構成する単層は両者で連続している。

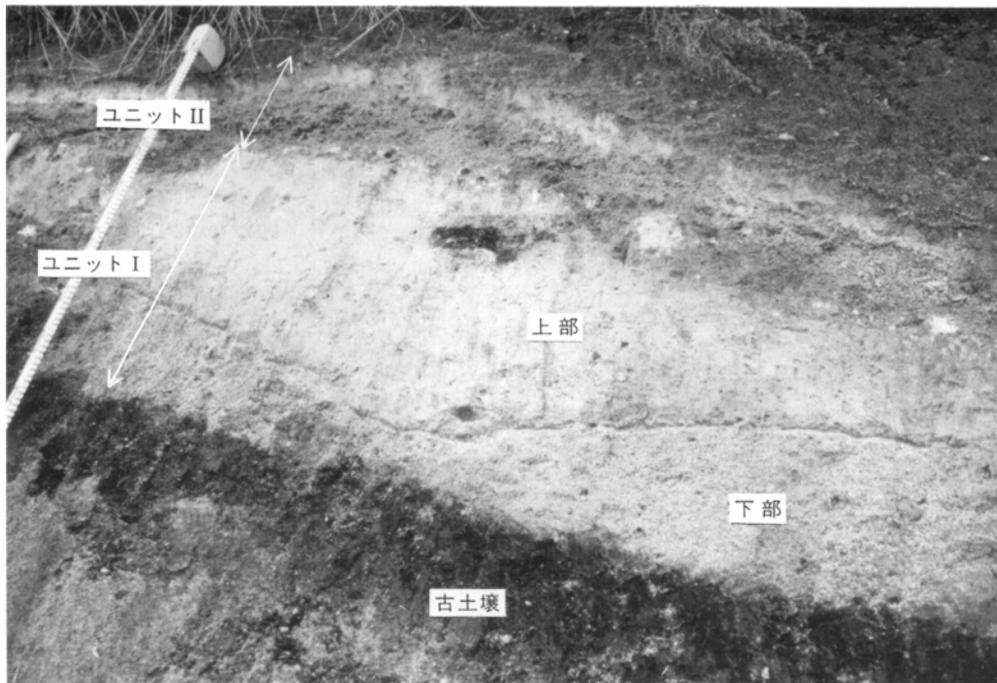
成層サージ相は、給源の沼沢湖周辺から東隣「若松」図幅地域内の会津高田町にかけての山地斜面をマントル被覆している（第6.7図）。堆積物は給源から東に偏って面的に広がっており、その分布形態には地形の効果があまり認められない。分布面積は450km²を越えている。この堆積相は火口近傍では、径60cm以下の類質・異質岩片の多い岩片支持で粗粒火山灰の基質を持つ軽石混じりの火山角礫-火山礫と、レンズ状で連続性の悪い平行層理を持つ火山礫混じりの粗粒火山灰の互層からなる。基底部のフローユニットが最も粗く、かつ最も遠方まで到達しており、給源から15km以東の地域では、基底部のフローユニット1枚のみが、正級化層理を持つ火山礫混じりの粗粒火山灰として分布する（第6.8図）。層厚は給源近傍で数m以上あるが、遠方に向かって単純に減少するわけではない。例えば、給源から20km程度東



第6.6図 沼沢湖火砕流堆積物の露頭
 沼沢湖火砕流堆積物（沼沢湖火砕流ユニットI）は非溶結のデイサイト軽石凝灰角礫岩-火山礫凝灰岩からなる。この露頭は給源の沼沢湖の北西2kmの地点にあり、堆積物の上部が露出する。上部は多数のフローユニットからなり、塊状軽石流相の間には、サンドウェーブ層理を持った薄いサージ相が挟まれている。スケールは2mで、左下、金山町大栗山。



第6.7図 沼沢湖火砕流堆積物の分布
 山元（1995）を一部改変。



第 6. 8 図 沼沢湖火砕流堆積物の成層サージ相

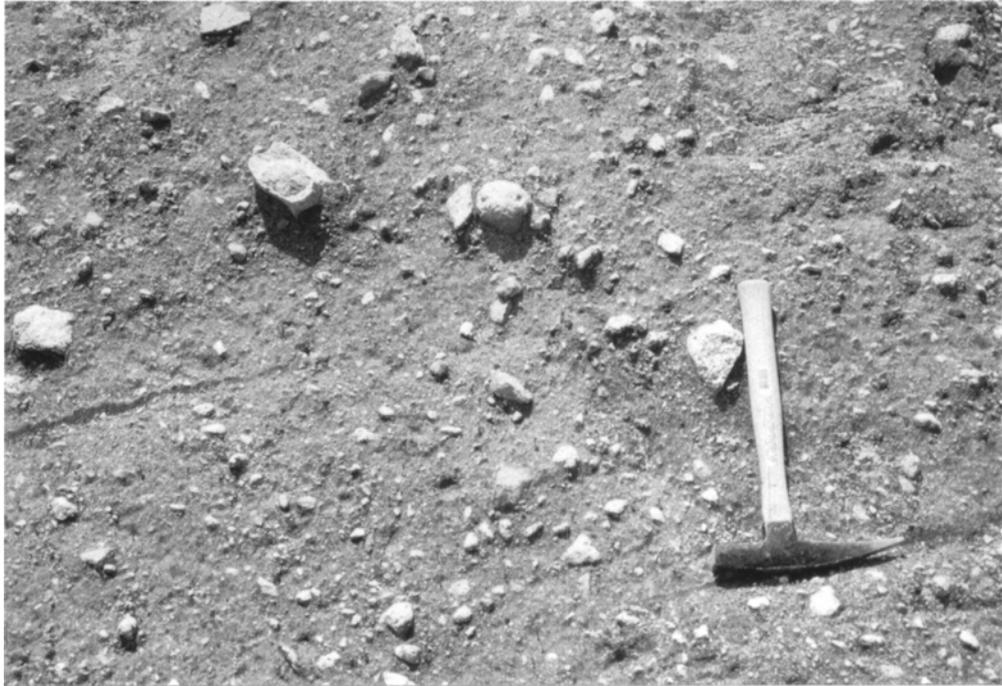
ユニット I (沼沢湖火砕流堆積物) 成層サージ相は層厚45cmの1フローユニットからなり、細礫-粗粒砂サイズのデイサイト軽石・石質岩片からなる淘汰の良い下部と、これを覆う中粒砂-シルトサイズの火山灰からなる上部で構成される。ユニット II は下位から径8cm以下の軽石層、細礫サイズの軽石層、細粒火山灰層の順に重なり、上方へ細粒化する。柳津町軽井沢。

の地点においても、この堆積相は層厚1m以上で地形的な凹地を局部的に埋めることがしばしばある。このような厚層部の本相は、本質岩片に富む基質支持で塊状の岩相に変化しており、次の塊状軽石流相の見かけに似てくる。

塊状軽石流相は只見川とその支流を最大層厚約200mで谷埋めし、比較的平坦な堆積面を形成した。ただし、堆積物の大半はすでに河川の浸食により失われ、残存部が現在段丘化しているにすぎない。分布域は給源から見て風下側の谷にも深く入り込んでおり、谷地形に沿って上面高度が低くなる傾向がある(第6.7図)。この堆積相は、径20cm以下の軽石に富む基質支持で淘汰の悪い火山角礫-火山礫を主体とし(第6.9図)、厚さ50cm～3m以上の多数のフローユニットで構成される。フローユニット上面に軽石が濃集する場合もあるが、多くのは塊状の内部組織を持つ。成層サージ相とは側方に指交・漸移しており、給源近傍の本堆積相の基底部及び中-上部には、径30cm以上の類質・異質岩片に富む岩片支持のフローユニットが挟在される(第6.10図)。また、最上部では厚さ50cm以下のサンドウェーブ層理を持つ細粒火山礫-粗粒火山灰がしばしば挟まれ、火砕流の噴出が間欠的になったことを暗示している(第6.6図)。本相の体積は、現在の河川を堆積物で埋め戻して見積ると、約4km³になる。堆積物の密度はほぼ1.2 g/cm³である。

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(第6.8図)。給源から6km離れた三島町大谷では最大5枚の単層が確認でき、東方に向かって識別できる単層の数が減っていく。軽石の粒径は最下層のものが他に比べて常に特別大きく、あらゆる地点でよく目立つ。すなわち、沼沢湖南方での最下層の軽石の平均最大粒径は23cm、東に50km離れた猪苗代湖北方で3cmである。また、他の粒子とは粒径のかけ離れた軽石が単独で降下していることもあり、給源から12km離れた柳津町大成沢では層厚11cmの単層中に最大長径22cmの扁平な軽石が含まれていた。比較的大きな軽石には、パン皮状の黒色ガラス質皮殻をもつものがまれに存在している。本ユニット基底部の軽石間にはしばしば黄白色のガラス質細粒火山灰が詰まっているが、これはユニット I 最上部の火山灰層(おそらく火砕流の灰かぐらからの降下堆積物)中にユニット II の軽石がめり込んでいるためである。これを除くと本ユニットの淘汰は概ね良好である。また、本ユニットはほとんど異質岩片を含まない。

ユニット III (地質図では省略) のうち、沼沢湖東岸に分布するものは層厚約2mの火砕サージ堆積物として定置している。この堆積物は平行層理・サンドウェーブ層



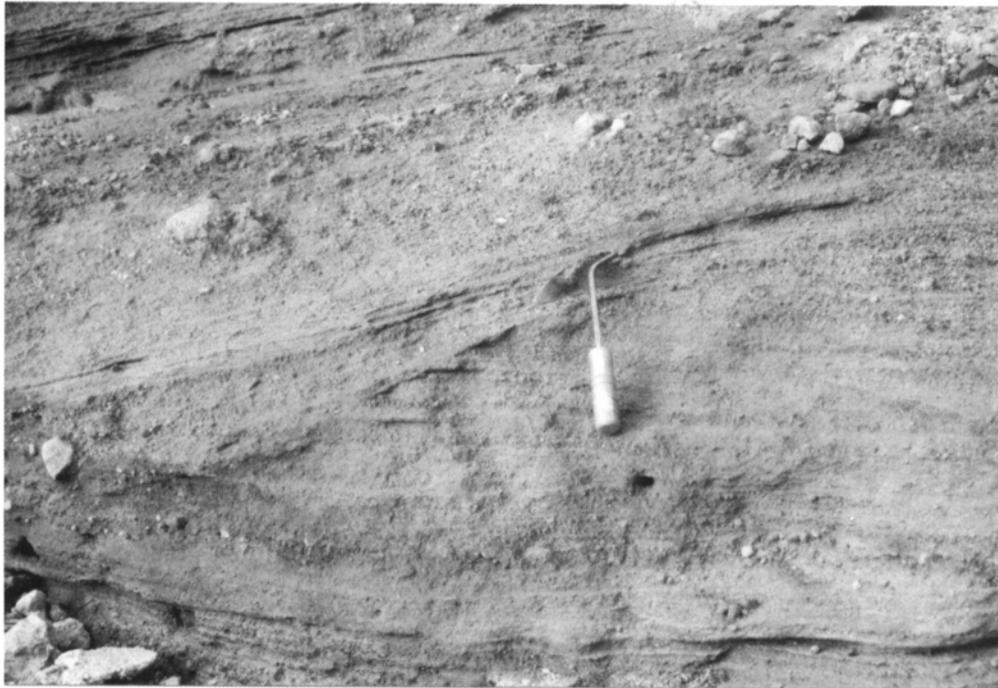
第6.9図 沼沢湖火砕流堆積物の塊状軽石流相 (1)
本堆積物は径20cm以下の軽石に富む基質支持で淘汰の悪い火山角礫-火山礫からなり、非溶結である。三島町名入。



第6.10図 沼沢湖火砕流堆積物の塊状軽石流相 (2)
沼沢湖の近傍では径30cm以上の類質・異質岩片に富む岩片支持の火山角礫からなる岩相が見られる。基質は中粒砂サイズ以下の火山灰を欠き、結晶片に富んでいて淘汰がよい。また、類質・異質岩片は赤褐色の酸化皮膜を特徴的に持っている。金山町上野沢。

理・スランプ層理を持つ成層した淘汰の悪い細粒火山礫-粗粒火山灰を主とし、その単層厚は2mm~15cmである。沼沢湖の水位が下がった時に露出する部分では、最大径60cmの発泡の悪いデイサイト軽石に富む基質支

持の火山岩塊がレンズ状に挟まれている (第6.11図)。層理面の傾斜は湖底の傾斜とほぼ平行で、ユニットⅢ火砕サージ噴出時には沼沢湖の原型が出来ていたものと思われる。このサージ堆積物は惣山や前山などの火口外



第6.11図 沼沢湖火砕物ユニットⅢの火砕サージ堆積物
沼沢湖北東湖岸に露出する火砕サージ堆積物で、湖の水位が下がった際に現れる。大型の斜交層理が顕著な淘汰の悪い火山礫-粗粒火山灰からなる。層理面の傾斜は湖側（写真左）に傾いている。

輪山の背後には全く分布せず、今の火口地形の影響を受けている。給源から東に離れた地域では、本ユニットは灰-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（第6.12図）。白色デイサイト軽石は下部に含まれるものの、中・上部にはほとんど含まれない。灰-暗灰色安山岩軽石の発泡の程度は中-不良である。細粒火山灰中にはまれに火山豆石が含まれる。異質岩片として変質した白色流紋岩溶岩や火砕岩が普通に含まれる。本ユニットを構成する降下堆積物は、沼沢湖から15kmの範囲で最大20～22層が識別できるが、遠方では成層構造が不明瞭な塊状の粗粒火山灰となる。

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（第6.12図）。本ユニットは火口近傍の沼沢湖周辺には堆積しておらず、6km東方の三島町大谷周辺から分布が確認できる。大谷での安山岩軽石の平均最大粒径は7.2cmである。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、上位の土壌との擾乱によりその存在を確認できない露頭が多い。降下堆積物の分布域の幅は10km程度と細長く、主軸は東に向いている。

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、鉄鉱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 SiO_2 含有量はほぼ66wt%、 K_2O 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、鉄鉱、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-インターサタル組織を持ち、斜長石、単斜輝石、斜方輝石、鉄鉱、普通角閃石の微結晶を生じている。安山岩の SiO_2 含有量は58-60wt%、 K_2O 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3,400年頃とされている（山元，2003）。

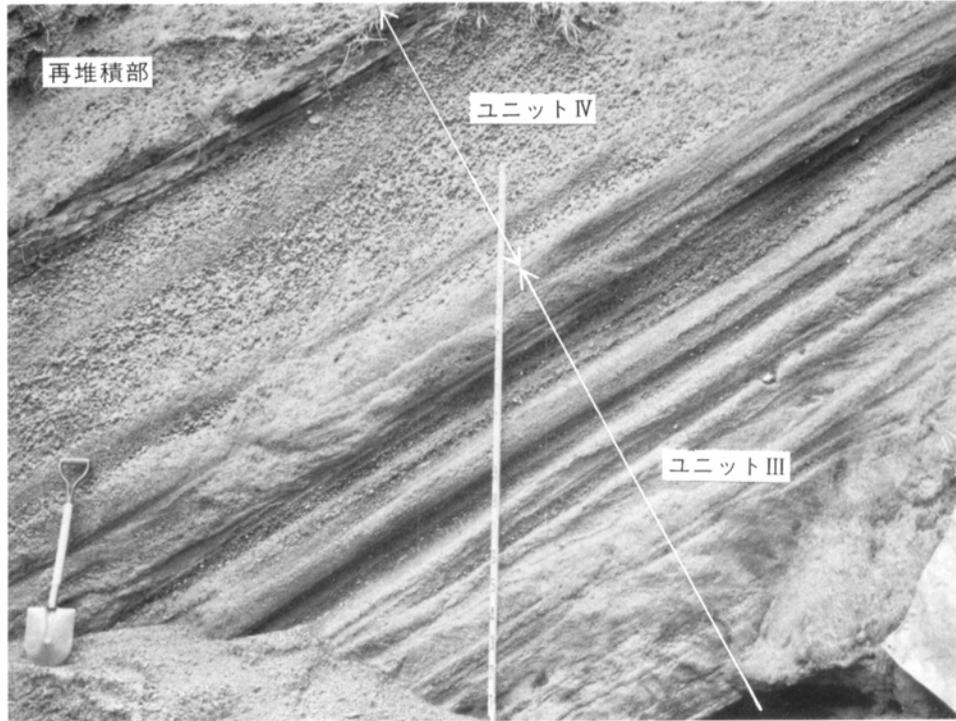
6.5.9 沼沢湖火砕物起源のラハール堆積物（Ln）

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、図幅地域西部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390～380m、三島町宮下では標高300～290m、同町檜原では標高270～260m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。

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6m程度。ただし、図幅



第6.12図 沼沢湖火砕物ユニットIII・IVの降下堆積物
三島町大谷. スケールは2m.



第6.13図 沼沢湖火砕物起源のラハール堆積物
下位の埋没低位段丘堆積物と沼沢湖火砕流堆積物を顕著な浸食面を持って覆う。ラハール堆積物内にも浸食面が存在する。ラハール堆積物の厚さは6m。柳津町牧沢。

外のより下流域（「喜多方」図幅地域内）では層厚が20mを越える。

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6.13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15cm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。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、まれ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。

6.6 段丘堆積物

6.6.1 低位段丘堆積物 (tl1, tl2)

分布・構造 本堆積物は、昭和村野尻よりも上流の野尻川沿いと柳津町芋小屋よりも上流の滝谷川沿いに断片的に分布する。本堆積物は段丘面高度の違いから低位Ⅰ段丘とこれよりも低い低位Ⅱ段丘に細分される。現河床と低位Ⅰ段丘面の比高は、滝谷川沿いの昭和村小野川で15m程度のもが下流向かって急に大きくなり芋小屋付近では50m程度まで大きくなる。これらの地点の下流域では沼沢湖火砕物及びその再堆積物の下に埋没している(第6.13図)。野尻川沿いでは、現河床と低位Ⅰ段丘との比高は約30m、低位Ⅱ段丘との比高は10m前後である。段丘面の平均斜度は低位Ⅰ段丘では4~6°と比較的急であるのに対し、低位Ⅱ段丘では1°以下と緩い。

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30cm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40cm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。

層厚 低位Ⅰ段丘堆積物は最大で20m以上の層厚を持つ。低位Ⅱ段丘堆積物も最大で10m程度の層厚を持つ。

岩相 低位Ⅰ段丘堆積物は、最大径120cm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。滝谷川沿いのものは博士山から流れ出た沢の出口に分布するため、博士山火山岩由来の玄武岩・安山岩礫が目立つ。一方、野尻川沿いのものはすぐ背後の入山沢層由来の火山礫凝灰岩・デイサイト礫から主に構成されている。この段丘堆積物は、その構成物、分布状況から見て土石流堆積物で構成されている。

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。

6.6.2 最低位段丘堆積物 (ty1, ty2, ty3)

分布・構造 本堆積物は只見川沿いに主に分布する。沼沢湖火砕物起源のラハール堆積物が下刻される過程で形

成されたもので、段丘面の高度分布から3段が識別できる。**層序関係** 下位層を不整合に覆う。

層厚 いずれの段丘とも堆積物は薄く、層厚は5m以下である。

岩相 いずれの段丘堆積物とも、最大径40cm程度の円磨された巨礫-大礫の塊状礫層からなる。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。

年代・対比 本段丘堆積物は、沼沢湖噴火の起きた紀元前3,400年頃以降に堆積したものである。

6.7 新时期地すべり堆積物 (ly)

分布・構造 本図幅地域には、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舌状の地形をつくる本堆積物が点在する。ただし、堆積物の広がり1kmを越えるような規模の大きなものは、存在しない。

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(第6.14図)。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 只見川沿いに分布する地すべりはいずれも沼沢湖火砕物堆積後に発生したもので、西暦紀元前3,400年頃よりも新しい。これら以外の地域に分布する地すべりのほとんどはこれを覆う黒色土壌中に沼沢湖火砕物を挟んでおり、最終氷期末から完新世の初頭にかけて形成されている。

6.8 山麓緩斜面堆積物 (s)

分布・構造 本図幅地域南東-南部の火山岩から構成される博士山や志津倉山の山腹には、本堆積物からなるやや扇形をした緩斜面が特徴的に分布する。

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(第6.15図)。



第6.14図 新期地すべり堆積物
沼沢火山惣山溶岩ドームの北面が崩れてできた地すべり堆積物。惣山溶岩の角礫からなるが、礫の形態は鋭角な破断面で規制され、溶岩に普通見られる冷却節理面とは全く異なっている。この地すべりは、沼沢湖噴火の起きた紀元前BC3,400年頃以降に発生したものである。金山町大栗山。



第6.15図 沼沢湖湖岸の山麓緩斜面堆積物
沼沢湖の南西にある前山から湖に流れ出る沢の出口には、倒木帯を伴う砂礫が堆積している。砂礫は黒色古土壌を覆い、沼沢湖火砕物起源の軽石を礫として含んでいる。倒木からは紀元前800年前後の放射年代値が得られている(山元, 2003)。

6.9 沖積層 (a)

分布・構造 沖積層は現河床を構成する堆積物で、図幅地域内の主要な河川沿いに点在する。そのうち、沖積層がやや広く分布するのは図幅地域南部の野尻川中流部である。

層序関係 下位層を不整合に覆う。本堆積物上にはほと

んど土壌が発達しない。

岩相 よく円磨された流紋岩・非溶結の流紋岩火砕岩・溶結したデイサイト火砕岩を主とする円礫や砂が、現河床を構成している。

年代・対比 沼沢湖火砕物に覆われないことから、本堆積物は少なくとも紀元前3,400年頃よりは新しい堆積物であると判断される。

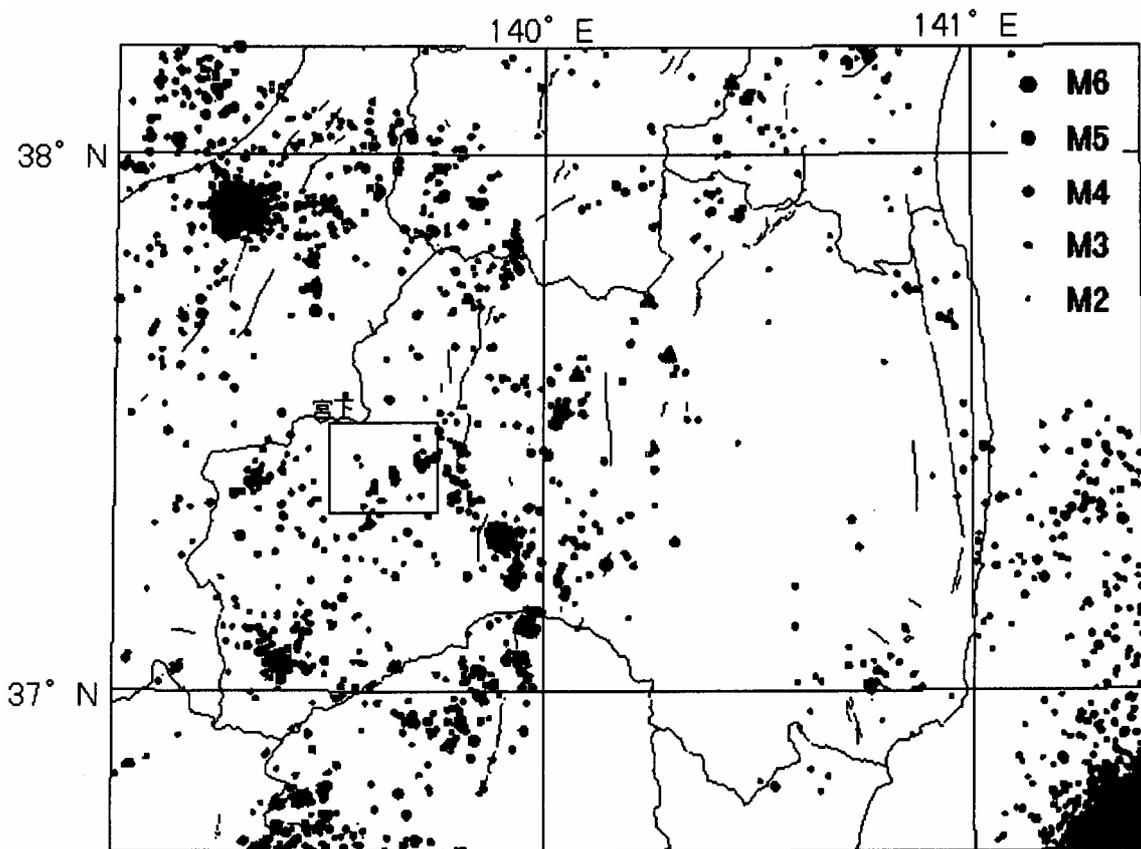
第7章 活断層及び地震活動

(山元孝広)

本図幅地域に、活断層と認定された断層はない(活断層研究会, 1991)。ただし、南西部の昭和断層、北東部の柳津町軽井沢付近の断層はいずれも東隣「若松」「田島」図幅地域内で前期更新世の地層に変位を与えており、第四紀に活動したことは確実である。

本図幅地域で発生した歴史地震では、文政4年(1821年)12月に沼沢湖のすぐ西(139.6°E, 37.45°N)で発生したものが最大である。この地震は今の金山町沼沢湖周辺から川口や玉梨にかけての狭い範囲に強震をもたら

し、その規模はM5.5-6.0とされている(宇佐見, 1996, p.102-103)。約130戸が全壊し、若干名の死者が出ている。周辺地域では1611年に図幅地域の北東の会津盆地西縁断層系が動いてM6.9の会津地震が起き(寒川, 1987)、本図幅地域内でも被害が生じている。福島県西部のところどころでは群発地震が発生することがあるが、その地震規模はほとんどがM4程度以下である(地震調査研究推進本部地震調査委員会, 1997; 第7.1図)。



第7.1図 「宮下」図幅とその周辺における最近の浅い地震活動
期間は1975年から1995年4月で、地震の規模はM2以上、震源の深さは30km未満
(地震調査研究推進本部地震調査委員会, 1997)。

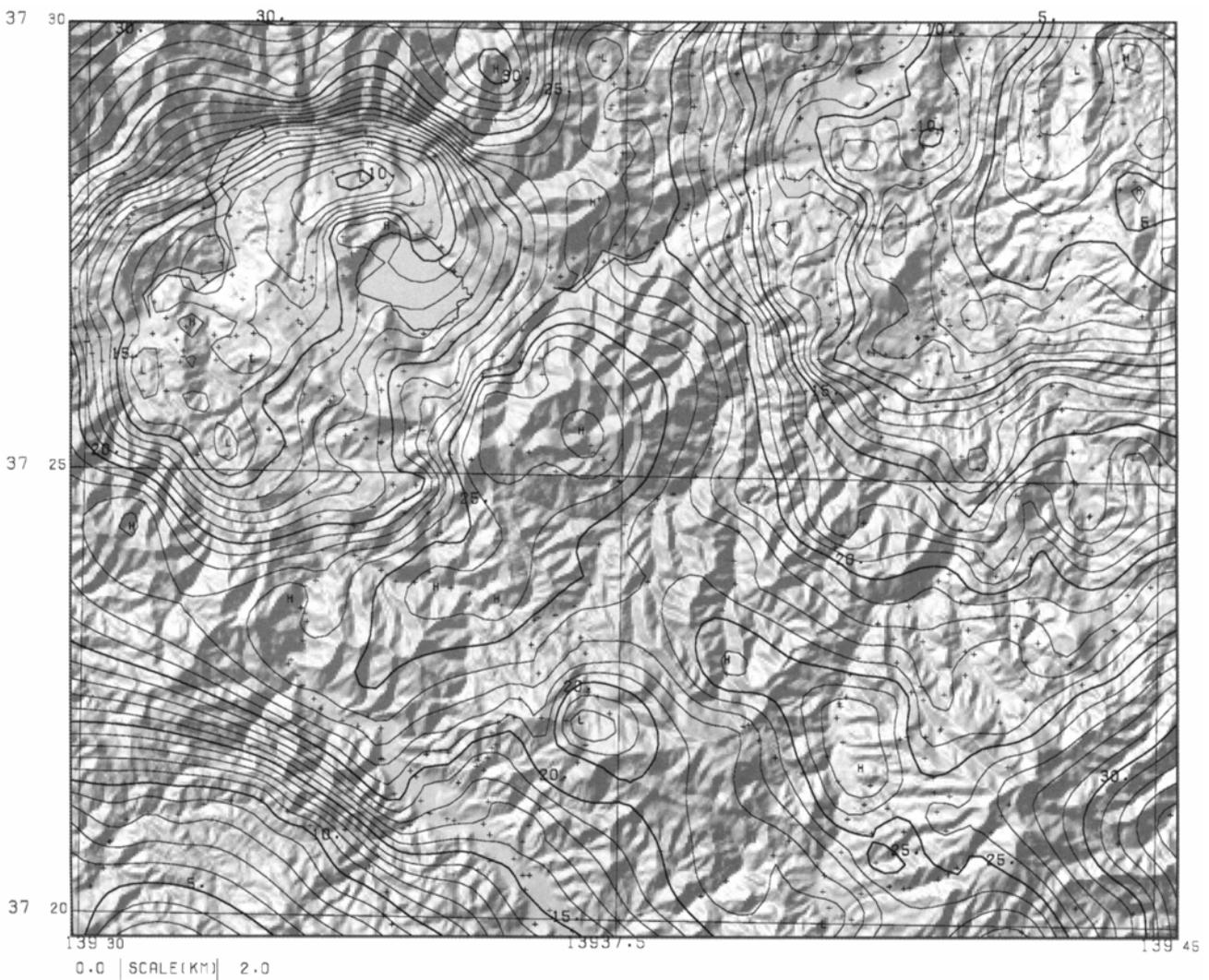
(駒澤正夫)

8.2 重力データの編集

本図幅の範囲とその周辺地域の重力異常図は、縮尺20万分の1新潟地域重力図(ブーゲー異常)(広島ほか, 1993)や縮尺100万の1の日本重力図(駒澤ほか, 1999)によりその概略は示されているが、山間部は測点が不十分でグリッド間隔が充分な条件で描かれたものではなかった。微細構造の抽出のため、本図幅の範囲において、1999年と2000年にわたり240点の新らたな重力測定を行った。重力測定には、1999年にラコストG-型重力計(シリアル番号:G-304)を用い、2000年にはブリス重

力計(シリアル番号:B-001)を用いた。測位には、マゼラン社製GPS Pro Mark X-CMによるデファレンシャルにより位置決めを行った。デファレンシャル測位については、重力測定に要する時間と同程度の数分間の測定でも標高値も含め数10cm以内の精度が保証され、重力のデータ処理には充分な精度が得られている。

データを以下の要領で編集した。編集面積は約442 km²、編集に用いた重力データの総数は705点である。今回の編集域のデータについては、日本重力図(縮尺:1/100万)の資料を踏襲した。編集した既存の資料としては、新エネルギー・産業技術総合開発機構(2000)の



第8.1図 5万分の1地質図幅「宮下」の重力異常図(ブーゲー異常, 仮定密度 $\rho = 2.3\text{g/cm}^3$, コンター間隔: 1mGal).
H: 重力異常値極大域, L: 重力異常値極小域, +: 重力測定点.

「全国地熱資源総合調査（1983年測定）」、金属鉱業事業団（2000）の「西会津地域調査（1968年測定）」のほか、石油資源開発株式会社の会津地域（1959年測定）」である。今回編集に用いたデータはウォルドン重力計による測定を含んでいるが、定数検定を行い絶対重力値に変換する際の種々の問題を生じさせない処置をした。測定重力値は国土地理院の閲覧資料に基づき日本重力基準網1975（JGSN75）（鈴木，1976）に準拠させて決定した。

8.2 重力データの処理

データ処理の概要は以下のとおりである。地形補正については、地形を球面効果による沈み込みを考慮した仮想扇形の集合体に近似する方法（駒澤，1988）で実施した。使用した地形データは、陸域は建設省国土地理院が作成した標高に関する国土数値情報KS-110の250mメッシュデータと50mメッシュの数値地図データ（50m DEM）を用いた。補正範囲については、60kmまでとした。陸域の極近傍域（0～500m）は50m DEMを、近傍域（500～4km）は国土数値情報KS-110の250mメッシュデータ（実際には7.5"×11.25"の格子）をそのまま使用した。また、中間域（4～16km）と遠方域（16～60km）については、各々1km（30"×45"）と4km（2'×3'）のメッシュデータに間引いて地形補正計算を行って効率化を図った。ブーゲー補正については、地形補正と同じ範囲である60kmの弧長の球殻（球帽）による方法によった（駒澤，1988）。

ブーゲー異常（重力異常）の算出には表層の密度を仮定する必要があるが、本地域の大部分は火山岩が分布している点を考慮して2.3g/cm³を採用した。重力異常は概ね表層地質構造を反映している。

第8.1図に、広域的に分布している火山岩の平均密度と考えられる2.3g/cm³を仮定密度としたブーゲー異常図を示す。図化には重み付きの二次曲面を局所領域にフィティングさせ、測点から離れた点については水平方向の2次微分までが滑らかに連続する条件を付加させる計算法によってグリッド値を計算し、コンタリングも電算機により行った。測点分布やグリッド間隔によって抽出される地下情報は規制されるが、ここではグリッド間隔をx-座標、y-座標とも250mとした。なお、第1図には情報の精度を示すために測点を表示し、情報の抽出向上のためコンター間隔は1mGalとしている。なお、地質図に併記されている重力コンターは1mGalである。

8.3 重力異常の概要

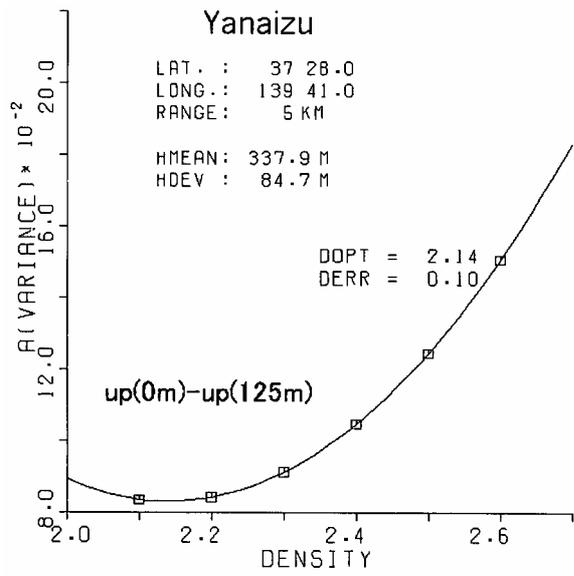
地形と重力異常のパターンが一致しているのは、本図幅内では2つしかない。ひとつは、図幅北西部にある鮮新世の上井草層で埋積されたカルデラ構造で、地形にも

明瞭に示され（第8.1図）、低重力異常域を形成している。ふたつめは、図幅中央部の洞巖山から高森山に至る地形の高まり域で、高重力異常域を形成している。高重力の原因は、上井草カルデラと入山沢カルデラの間の基盤の高まりと考えられる。ほかの重力異常については、残差重力図と重複するため後述する。

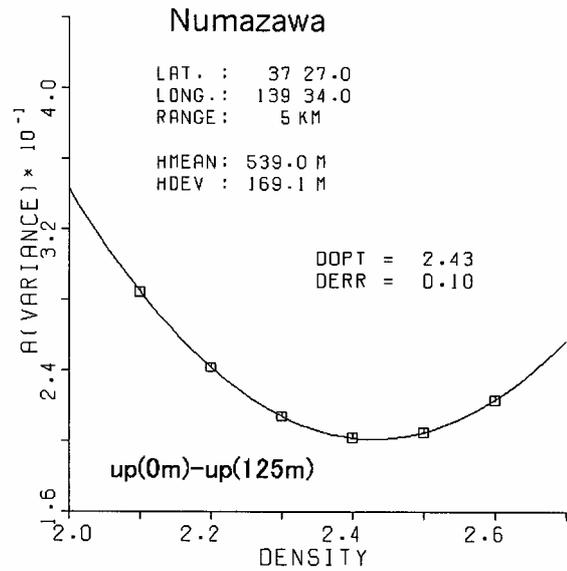
8.4 表層密度推定と密度マッピング

本報告では、「上方接続残差分散比較法（Comparison of Variance of Upward Residual : CVUR 法）」（Komazawa, 1995）で行った密度推定の結果を示す。その方法を以下に簡単に述べる。構造的には地形が第1層目に当たり、重力効果として最も短波長の成分を発生すると考えられる。仮定密度が、地形を作っている表層密度に一致すれば、第1層目は密度的に透明になって地形による短波長の重力成分は消失する。つまり、仮定密度と表層密度が一致した場合、短波長成分の比率が深い構造が原因の長波長成分に比べ最も少なくなると考えられる。ここでは短波長成分だけを取り出すようなフィルターを掛けて、その残差重力異常の分散量（ランダム性）が一番小さくなる仮定密度が最適な表層密度であると考ええる。具体的な方法としては、2面の接続面を仮定した上方接続フィルターを組み合わせて作成したバンドパス・フィルターを用いるのが簡潔で、多項式を用いたトレンド除去に比べると定量的な意味も明瞭である。また、この方法は、各仮定密度のブーゲー異常値を算出するには標高データが使われており地形との相関が考慮されている。当然、解析結果は測点間での標高差が大きければそれだけ精度が上がる。本手法はパラメータである2面の接続面の値やサンプリング半径を変えれば、表層密度だけでなく山塊や山脈・山地全体の平均密度のようなやや深い場所の密度推定にも利用できる。ただ、サンプリング半径を大きく取り過ぎると表層密度の異なった領域のデータが含まれることになり、結果の信頼性が低下することにも注意する必要がある。

第8.2図に、北東部の柳津（a）と北西部の沼沢湖（b）を中心とした半径5kmのサンプリング半径で解析した例を示す。解析された密度は2.14g/cm³と、2.43g/cm³となった。柳津周辺は、中新世以降の堆積物が分布しており、低密度に解析されたのは妥当である。一方、上井草カルデラはデイサイトや流紋岩を主体とする火砕物が充填されたカルデラであるが、想定される密度よりはやや大きくなっている。これは地表部に主に溶岩からなる会津金山火山岩が分布するためであろう。なお、第8.2図の例は、指定した固定点での推定であるが、解析位置をずらしながらスキャンさせれば、面的な密度分布が得られる。そうして得られた結果を第8.3図に示す。但し、密度の推定は地形の起伏が小さいところでは誤差が大き

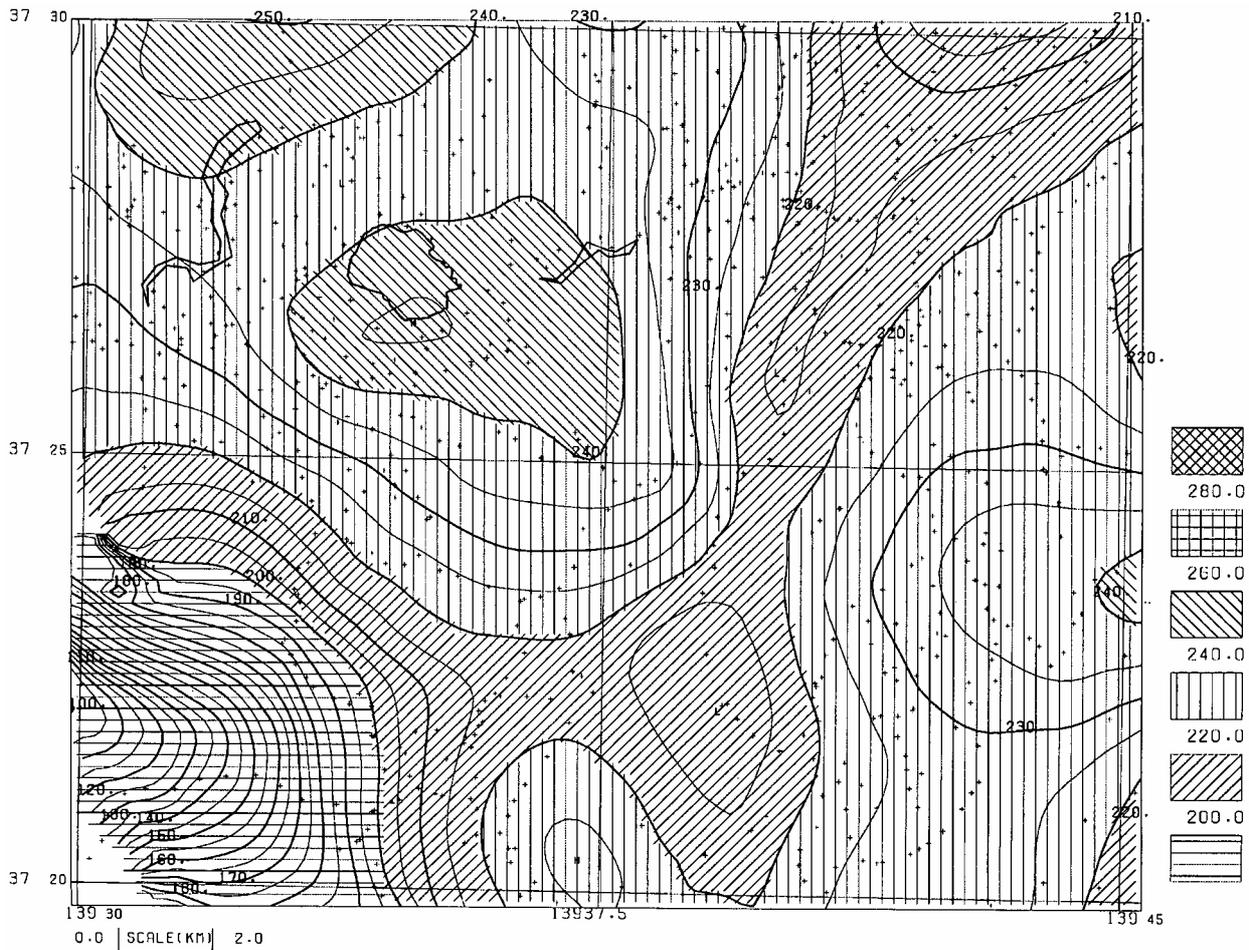


(a)



(b)

第 8. 2 図 上方接続残差比較 (CVUR) 法による密度推定
(a) 柳津周辺, (b) 沼沢沼周辺.



第 8. 3 図 上方接続残差の比較による面的な表層密度分布図
コンター値は、密度値を100倍して表示.

くなるので除外した。また、本測定データの測点密度は平均的には1.6点/km²程度で、密度推定を行うには不十分ということはないが、ただ、本図幅の南西部については測点が線状にしかなく精度がない。

第8.3図を見ると、鮮新世の上井草層分布域はカルデラ縁でやや密度が小さくなる傾向が見えるが、2.4g/cm³程度の平坦なパターンを示し、地表の会津金山火山岩との対応が良い。柳津周辺から博士山と志津倉山の間谷に沿って南に伸びる2.2g/cm³未満の低密度域が解析された。この低密度域は、地表の後期中新世-鮮新世の藤峠層、中期更新世の砂子原層、後期中新世の入山沢層三島火砕流堆積物の分布と良く対応する。図幅の南東域の博士山周辺は、2.3g/cm³程度の密度を示し、火山岩の密度としては普通のものである。

8.5 残差重力図

第8.1図に示した重力図は、広域の傾向面や数km以上の深い構造が原因の重力異常を含むので、比較的程度の浅い地質構造との対比という点で適当とは言えない。ここでは、深部構造による広域トレンドを上方接続値と考えて分離し、地表付近（数kmより浅い）の重力異常を抽出する。具体的には、ここでは上方接続1kmのものを広域トレンドとした。地表付近の微細な不均質構造や位置や標高値の不確実性によるノイズ成分は、測点間隔が数100mから1km程度とやや大きいため重力図には含まれないと考えられるので、特にハイカット処理は施さなかった。結果を第8.4図に示す。なお、仮定密度は、2.3g/cm³である。

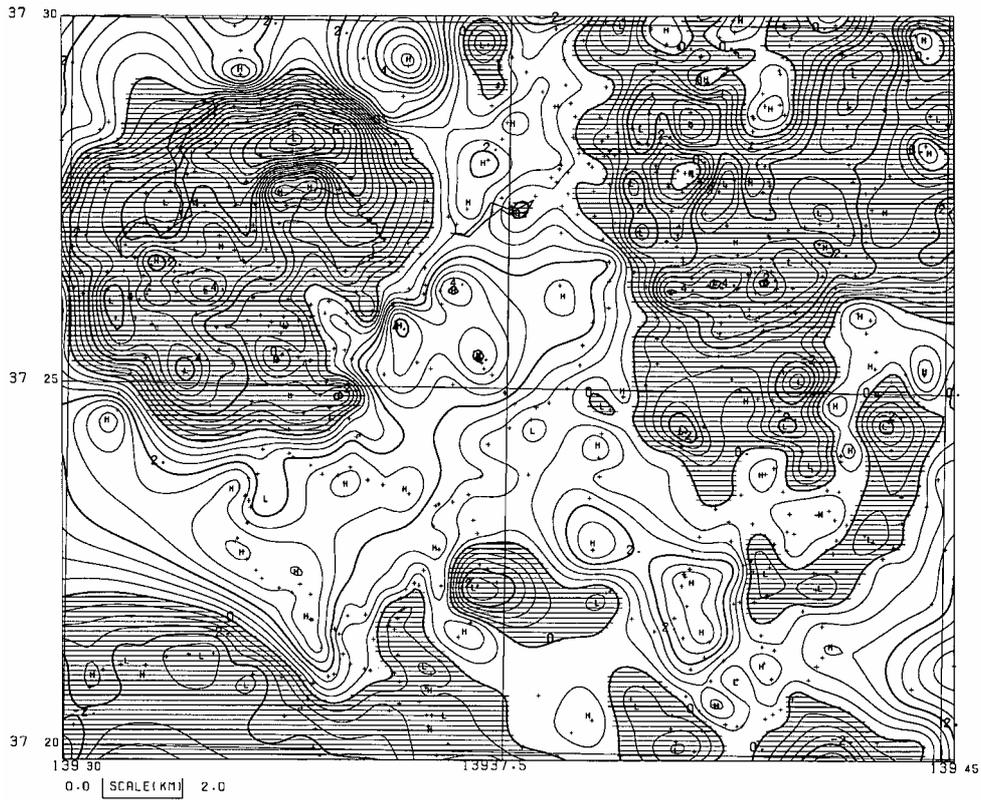
第8.4図は、負値に横線の陰を付けて表示した。負値の領域、言い換えれば低重力異常域が、上井草カルデラに対応するように図幅の北西部に見られる。カルデラ内の陥没の状態は平坦ではなく、起伏に富んでいることも判る。更に、図幅北東部の砂子原カルデラ周辺も、負値領域となっており、地質との対応が良い。上井草カルデラ-入山沢カルデラ間や図幅南東部の博士山周辺は正值領域となっており基盤の高まりあることを示している。

8.6 重力基盤図

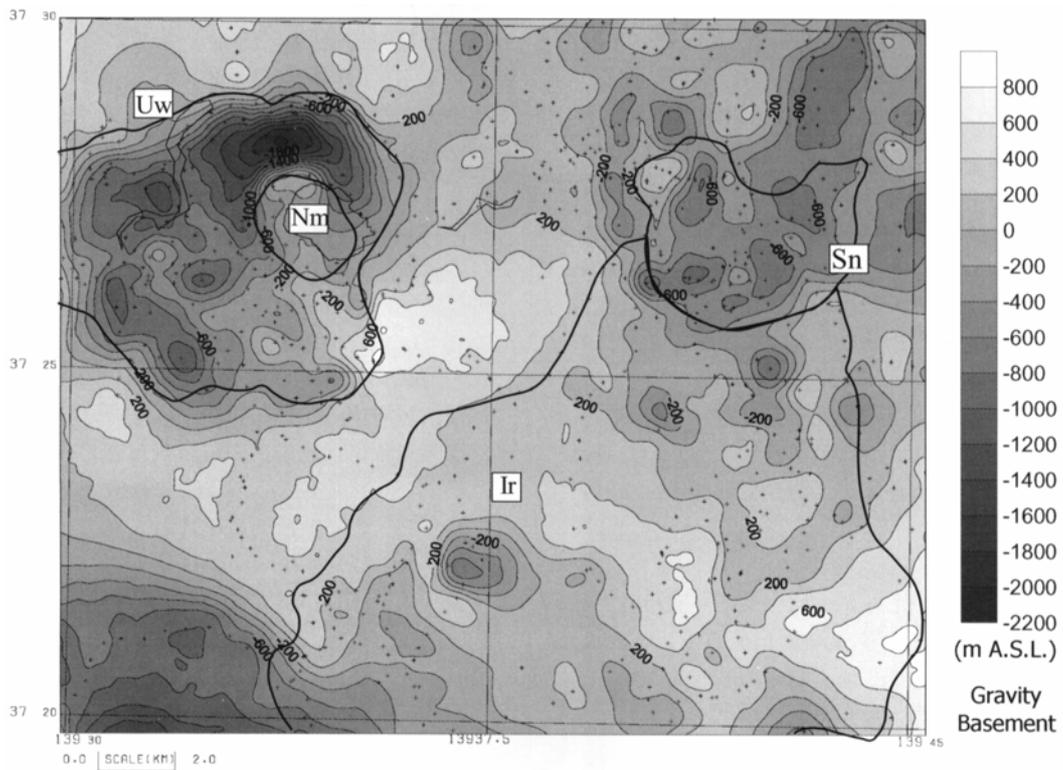
重力基盤を200m間隔の等高度線で示し、各深度階を段階表示した（第8.5図）。ここに示した重力基盤の数値は標高値である。なお、重力基盤（先新第三系及び最下部中新統に相当）とその上位の堆積との密度差は、一様に0.35g/cm³と仮定した。重力基盤解析は、地表下数kmの構造を抽出するため上方接続5kmのものを深部構造による広域トレンドとして除去した残差重力データについて行った。結果については、実際の構造が多層構造となっている等、モデルと異なってくれば、実際の基盤の深さも異なってくることになる。また、今回使用した重力データは250mという格子間隔であるが、山間部には重力測点が少なく急激な構造変化やローカルな地質異常の拾い上げが充分とは言えず、得られた構造は全体に平滑化されている。実際には基盤及び堆積層とも密度は一様でないため、本図に示した基盤深度は実際の先新第三系の地質的な基盤と一致しない部分もあり得るが、基盤の落差や基盤の概略的な起伏を把握するには充分有効と考えられる。また、基盤構造の急激な落差域には構造境界、大きな断層構造、カルデラ構造などと整合する。

重力基盤の主な特徴として、いくつか指摘できる。

- (1) 鮮新世の上井草カルデラは、直径7~8kmの陥没構造を示し、深度は海水準下2kmに達する。
- (2) 上井草カルデラ内の基盤の形状は、起伏に富み、縁は急勾配になっている。これは、単純な巨大な爆裂火口というよりは、陥没により形成されたことを示している。
- (3) 中期更新世の砂子原カルデラは、海拔下数100m程度の基盤の落ち込み域であるが、形状は起伏に富んでいる。
- (4) 後期中新世の入山沢カルデラは、明瞭な負の重力異常を持たない。むしろカルデラ中央部は周辺部よりも重力基盤が浅くなっており、カルデラの再生隆起か地下に伏在する貫入岩体の存在を示唆している。
- (5) 南西部には北東隆起の変位を持つ昭和断層沿いの重力基盤高度の食い違いが顕著である。



第 8.4 図 上方接続残差図
 上方接続1kmをトレンドとして差し引いたもの。仮定密度 $\rho = 2.3\text{g/cm}^3$ ，コンター間隔：0.5mgal，H：重力異常値極大域，L：重力異常値極小域，+：重力測定点。



第 8.5 図 5 万分の 1 地質図幅「宮下」地域の重力基盤図
 密度差は、 0.35g/cm^3 ，コンター間隔は、200m，H：重力基盤凸域，L：重力基盤凹域，L：重力異常値極小域，+：重力測定点，Ir＝入山沢カルデラ，Nm＝沼沢湖カルデラ，Sn＝砂子原カルデラ，Uw＝上井草カルデラ。

第9章 応用地質

(山元孝広)

9.1 地下資源

9.1.1 金・銀鉱床

軽井沢鉱山

本鉱山は、河沼郡柳津町軽井沢、銀山峠の東斜面に位置しており、下-中部中新統東尾岐層の流紋岩に胚胎する鉱脈群を対象に稼行されていた（福島県、1964）。鉱脈群は珪化ならびに粘土化した流紋岩を網状に貫いており、流紋岩岩体の東西2箇所に分かれて鉱床が賦存する。東側のものは梵天鉱床と称し、南北延長200m、幅最大150m、深さ200mに達する。西側のものは銀盛坑と称し、50m×50m×50mの広がりを持つ。鉱石は黄鉄鉱・方鉛鉱・閃亜鉛鉱を主とし、石英・重晶石・輝銀鉱などを伴っている。

本鉱床の発見は永禄元年で、翌年には開坑され、天正3年頃に繁盛をきわめ、製銀を蒲生氏郷に納めたと伝えられる。慶長17年に一旦休山した後、元和2年に再開され、翌3年には毎月112.5～150kgの銀を産したが、寛永19年飢饉で休山、正保元年保科正之氏により三度開坑され、享保5年頃に栄えたが、元明の飢饉で休山、寛政2年から天保4年まで稼行された。明治19年にはオーガースチン式製錬法が導入され、月当たりの出鉱量1,800t、製銀量300kgの国内でも有数の銀鉱山となった。現在は、休山となっている。

9.1.2 銅・鉛・亜鉛及び硫化鉄鉱床

大石田鉱山

本鉱山は大沼郡三島町大石田の西方山中に位置しており、下-中部中新統滝沢川層の流紋岩に胚胎する黒鉱床を対象に稼行されていた（福島県、1964）。鉱化作用は新倉沢とハト沢の間の粘土化した流紋岩に認められ、直径0.1～0.6m、まれに3m程度の小塊に分かれた球状の黒鉱床からなり、閃亜鉛鉱・方鉛鉱の緻密な集合に黄銅鉱を伴っている。

本鉱山は明治時代の初期に稼行が始まり、同31年に再開された後、同39～41年頃には製錬所が設けられ規模の拡大がはかられた。大正4年には大日本鉱業（株）で更に採掘が続けられ、第二次大戦中南拓興業（株）が再開した。昭和27年には日曹会津工場に売鉱され、現在は休山となっている。

館の沢鉱山（玉梨鉱山）

本鉱山は大沼郡金山町玉梨の野尻川支流、館の沢

（1：50,000地形図では小川と記名）出会いから400m上流の左岸にある（福島県、1964）。下-中部中新統滝沢川層に貫入するドレライト中の網状鉱脈で、弘化、嘉永、安政、文久、慶応、明治の数時代にわたって盛んに採掘製錬された鉱山で、一時玉梨鉱山とも称していた。現在は、休山している。

博士山鉱山

本鉱山は河沼郡柳津町高森の南方山中に位置しており、下-中部中新統東尾岐層の流紋岩火砕岩に胚胎する鉱脈群を対象に明治時代の一時期に稼行されていた（福島県、1964）。鉱床は高森南方羽ノ木付近の粘土化帯中、Cu0.21%、Zn11.32%を含むものと、その東方東川の谷をN70°Wに貫く鉱脈とに分かれ、後者はAu27.5g/t、Ag68.32g/t、Cu3.88%を含む部分があるが、幅は狭い。現在は、休山している。

その他の鉱山

地質図に示された鉱山以外にも、以下のような小規模な銅・鉛・亜鉛鉱床が図幅地域内に分布することが福島県産誌（福島県、1964）に記されている。ただし、いずれも本格的な稼業の対象にはならなかった。

多喜谷鉱山は大沼郡三島町滝谷駅付近の中部中新統二の沢層の流紋岩中の粘土脈で、昭和10年柳津温泉引湯工事中に発見された。2本の探鉱用坑道が掘られたものの、鉱脈の幅が狭く稼業に至らなかった。

大登鉱山は大沼郡三島町宮下の宮下駅の東方、只見川畔にあり、下-中部中新統滝沢川層の流紋岩火砕岩中にある幅5mの鉱染体で、銅及び亜鉛を含むが品位は低い。

三谷鉱山は大沼郡三島町大谷にあるが、下-中部中新統滝沢川層中の黄鉄鉱質の細脈に過ぎない。

大宝鉱山は河沼郡柳津町牧沢付近にあり、中部中新統二の沢層中の安山岩火砕岩中N40°～50°Eに貫く数条の粘土脈である。度々探鉱されたものの、細脈しか確認されていない。

南大宝鉱山は、同じ柳津町牧沢付近での大宝鉱山南方1kmにあり、大正前半、大切坑でN45°Eの鉱脈3条に会したとされている。

中川鉱山は大沼郡金山町の会津中川駅の西方、大の股沢の山中にあったが、下-中部中新統滝沢川層流紋岩中の網状細脈に過ぎない。

松山鉱山は大沼郡昭和村松山にあり、下-中部中新統滝沢川層の流紋岩火砕岩中の粘土脈で、昭和12年頃に

一時探鉱された。主脈の鱗坑は走向N30°Wで、幅30～40cm、Cu0.5～5.0%、Zn1～2%を含んでいる。探鉱後も発展せず、休山している。

9.1.3 鉄鉱床

沼沢鉱山

本鉱山は、大沼郡金山町大栗山下居平の只見川中流右岸に位置する（福島県、1964）。本鉱山は硫黄鉱山として昭和33年まで開発されていたが、現在は坑道崩壊のため入坑不能である。対象となった褐鉄鉱床は鮮新統会津金山火山岩類に胚胎する硫黄鉱床の坑口付近、くわばら沢西側の比較的緩傾斜の窪地に、不規則層状に発達した沈澱褐鉄鉱床である。本鉱山良質部はすでに採掘済みで、残鉱は少ない。採掘当時における褐鉄鉱層の厚さは、最大6m、平均2～3mあったといわれる。鉱石は現世の葉片・茎などを交代しその仮像を残すもの、基盤の破片を充填した礫状鉱、黒褐色緻密な塊鉱（一部は腎臓状構造を示す）の3種があり、このうち最初のものが最も多く品位も良好であった。分析値の一例を示せば、Fe=53.42～54.70%、Mn=0.33～0.50%、SiO₂=2.09～1.34%である。褐鉄鉱床は昭和17年に開発され、露天掘により出鉱されたが終戦により一時休山、その後再開されたが、昭和25年休山となり今日にいたっている。

9.1.4 陶石及び粘土類

五置敷粘土

本粘土鉱山は、河沼郡柳津町砂子原の滝の湯対岸から老沢を上る両岸にある（福島県、1964）。この地域には中期更新統砂子原層の白色緻密の凝灰岩を貫いて、中の湯・新湯・老沢の湯などの硫化水素に富んだ温泉が湧出し、付近一帯は粘土化して黄鉄鉱を鉱染している。鉱床は30×50m位の塊状をなし地表から斜坑を下して採掘した。鉱床はカオリナイトを主とし、若干のハロイサイトを伴うもので、非粘土鉱物として石英及び斜長石が混在している（谷田ほか、1963）。

この粘土は文政年間すでに知られて会津本郷町の会津焼に用いられ、大正初期にはなお年260tを銀山峠経由で送っていたが、会津高田町の胃土粘土（東隣「若松」内）に位置を奪われ、その後はわずかに道具土などとして年4～50tを送るにすぎない状態となった。昭和32年頃からは再び採掘が始まり、昭和34年には600tの原土を四日市・瀬戸・多治見方面に出荷したものの、現在は休山となっている。

9.1.5 硫黄

沼沢鉱山

本鉱山は、大沼郡金山町大栗山下居平の只見川中流右岸に位置する（福島県、1964）。鉱床は、鮮新統会津金山火山岩類の凝灰角礫岩を鉱染した鉱染鉱床である。硫

黄は凝灰角礫岩中に混在する多孔質石を選択的に鉱染して30～40%の良鉱をつくっているが、これらを取り巻く部分への鉱染は比較的弱く、鉱石全体の品位は20～25%である。鉱体中には多数の北西方向（N25°W）に延びた亀裂があり、純硫黄がこれを充填して幅3～4mmから10cmにも達する鉱脈状硫黄として鉱体を貫いている。またいわゆる鷹の目といわれる純硫黄が散点する場合も少なくない。開発当時の調査では延長180m、幅平均5m、上下90mの間は確実に鉱石が存在し、ほかに露頭は古三更の断崖・観音堂下にわたって500mも延長していることが判明している。

本鉱山は大正5年に開発され、同年458tの出鉱を見たが、その後すぐ休山した。昭和戦後に再開されたものの、昭和34年には再び休山となった。

東亜鉱山

本鉱山は大沼郡柳津町砂子原の神の湯の南500mの沢沿いにあったものである（福島県、1964）。鉱床は、中期更新統砂子原層の凝灰岩の空隙、とくに軽石の気泡を湯の花状の微粒もしくは自形を呈する微結晶として充填した一種の鉱染鉱石である。しかしその鉱染状態は弱く、おそらく10°Cより常温に至る範囲の低温の鉱染によるものである。現に本坑露頭の南方500mにある大ブクブク池や賽の河原、鴨の池では多量の硫化水素が常温に近い鉱泉に伴って噴出沈澱しており、また本坑の探鉱坑道も多量の硫化水素を発生して掘進不能となった。

本鉱山の開発は昭和14年から始められ、鉱石が粉鉱になり易いので未加工低品位のまま殺虫剤・肥料などの目的で「硫化鉱」として新潟・関西方面に販売され、昭和14～20年当時は年生産量4,000tを出荷した。その後も縮小しながら生産は続けられたが、選鉱の不備と硫黄価格の低下から昭和28年休山するにいたった。

9.1.6 骨材

河沼郡柳津町湯八木沢の中期更新統砂子原層の湯の岳流紋岩がパーライトとして採掘されていた（福島県、1964）。主要なパーライト鉱床は湯八木沢と大峯を結ぶ道路の中間付近に分布する。パーライト鉱石は白色及び淡褐色のガラス質のもので、喜多方のパーライト（「熱塩」図幅内、中期中新統二の沢層中のもの）に比べて岩相変化は少ない。当地のパーライトの焼成減量は2～7%、焼成膨張率は2.0～3.0倍であった。

9.2 地熱資源

柳津西山地熱発電所

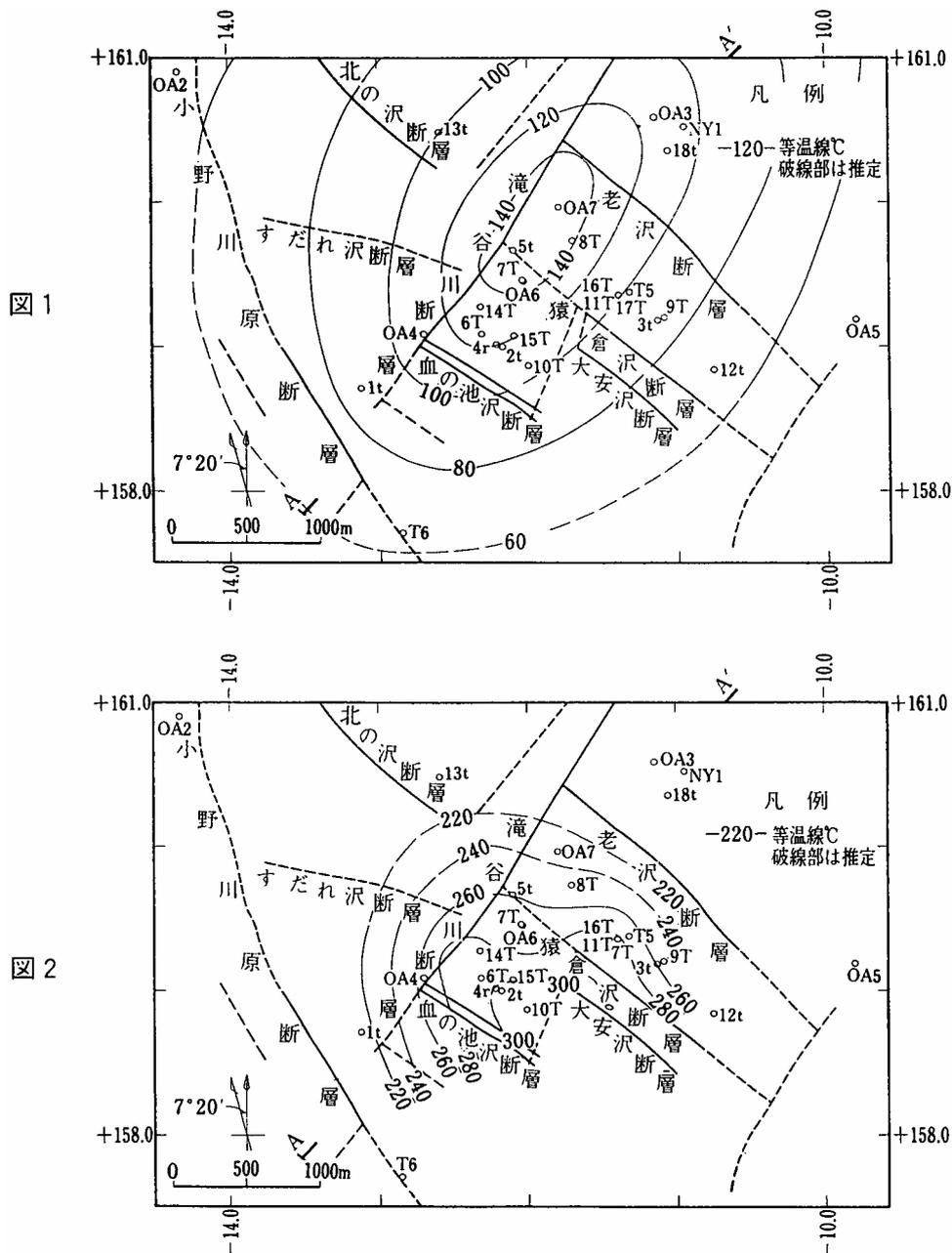
本地熱発電所は平成7年5月に運転を開始したもので、発電出力65MWの設備容量を有し、蒸気供給部門は奥会津地熱（株）、発電部門は東北電力（株）が分担

第9.1表 西山地熱発電所の概要 森國（1994）による

機 器 名 ・ 項 目	柳津西山地熱発電所	
運 開 年 月 日	平成7年5月25日	
運 転 監 視 方 法	遠方監視室からの随時監視制御方式	
出 力	65,000 kW	
蒸 気 条 件		
タービン入口蒸気圧力	6.5 kg/cm ²	
タービン入口蒸気温度	165.9 °C	
蒸 気 タ ー ビ ン	形 式 :	単気筒衝動式複流形復水タービン
	出 力 :	65,000 kW
	回 転 数 :	3,000 rpm
	数 量 :	1 台
発 電 機	形 式 :	横置円筒回転界磁形同期発電機
	出 力 :	72,300 kVA
	励磁方式 :	ブラシレス励磁方式
	冷却方式 :	空気冷却式
	数 量 :	1 台
主 要 変 圧 器	形 式 :	送ガス風冷式
	容 量 :	68,000 kVA
	数 量 :	1 台
復 水 器	形 式 :	ローレベルジェット形
	処理蒸気 :	566 t/h
	真 空 度 :	660 mmHg
	数 量 :	1 台
循 環 水 ポ ン プ	形 式 :	立軸単段渦巻ポンプ
	容 量 :	10,200 m ³ /h
	数 量 :	2 台
空 気 抽 出 器 (ガ ス 抽 出 器)	形 式 :	3連2段蒸気噴射式 遠心式真空ポンプ
	容 量 :	26,690 kg/h 22,500 kg/h
	数 量 :	1 式 1 式
冷 却 塔	形 式 :	湿式機械通風形
	容 量 :	20,200 t/h
	数 量 :	1 基 (9セル)
スケールセパレータ	形 式 :	横置円筒ルーバー形
	容 量 :	322 t/h
	数 量 :	2 基
原 水 タ ン ク	容 量 :	2,500 kl
	数 量 :	2 基

している（第9.1表；森國，1994；金澤・吉富，1996）。その位置は図幅地域東北部の河沼郡柳津町南部の西山地区で、中部更新統砂子原層分布域の中央にある。開発にあたっては昭和51年度から工業技術院地質調査所（現産総研地質調査総合センター）と日本地熱開発促進センターによる「地熱開発基礎調査：西山地域」が当地域で行われている（通商産業省，1978）。その後、新エネルギー総合開発機構による「地熱開発促進調査：奥会津地域」が昭和57年度から2年間実施され（NEDO，1985）、昭和59年度からは新規に設立された奥会津地熱株式会社による精密調査が始まった（新田ほか，1987，1995）。引き続き昭和61年度から資源の安定性と経済性を実証するための企業化調査の段階に入り、第三者機関による貯留層評価を経て発電開始へと至っている。

本地熱発電所周辺は、90°Cを越す高温の自然湧出泉の存在や、広範囲にわたる粘土化変質帯の存在などのもとと地表地熱兆候の著しい地域であった。しかし、兆候のある砂子原層が従来の研究では中新統と考えられたため（通商産業省，1967，1968，1970a；小室，1978）、活発な地熱活動の熱源に関する解釈はほとんど行われていなかった。しかしその後の地熱開発調査の中で、砂子原層が第四紀層であることが明らかになり、砂子原層を形成した火山活動が熱源であるとの認識が次第に定着してきた（新田ほか，1987，1995）。第6章で既に記述したように、砂子原層は約30万年前の火砕流噴火で形成された凹地（カルデラ）を埋積する地層で（山元，1992b）、その中央には径1km以下の火道が伏在しているものと考えられている（水垣，1993；Mizugaki，2000）。ただ



第9.1図 奥会津地熱地域の地温勾配図

1. 海水準での地温分布. 2. 海拔-1,200mでの地温分布. 新田ほか(1995)による.

し、実際の熱水貯留層は水垣の推定する火道よりも、その南-南東に広がる砂子原層下の基盤岩中に生じた急傾斜の断裂沿いに貯留されている(新田ほか, 1987, 1995)。特に北西-南東走向の血の池沢断層や猿倉沢断層は、地表の砂子原層に対し顕著な変位を与えないものの、地熱調査井では地表下800mまで開放性裂かとしてその存在が確認されている(第9.1図)。また地温分布も地下深部ほど高温部が南に偏る傾向があり(第9.1図)、カルデラ南縁の断層に沿って熱源となる貫入岩体が伏在している可能性が大きい。

貯留層中の地熱流体の実測最高温度は340°C以上(新田ほか, 1995)、全溶存成分濃度は約2wt%, CO₂濃度は約1wt%, H₂S濃度は約200mg/kgであり(Seki, 1990)、高温・高塩濃度・高ガス濃度の特徴を持つ(関, 1996)。また、産出する地熱流体は含金銀硫化物スケールを特徴的に伴っている(新田ほか, 1991)。更に、N₂, Ar, Heガス組成の特徴も合わせて考えると、本地熱流体には珪長質マグマ起源の流体の関与が考えられている(関, 1996)。

第9.2表 「宮下」図幅地域に分布する温泉一覧

名称	Name	位置	温度 ℃	湧出量 l/min	泉質	pH
西山	Nishiyama	河沼郡柳津町	96	233.2	Na - Cl · SO ₄	8.1 - 8.3
赤谷	Akatani	河沼郡三島町	55	74	Na - Cl · SO ₄ · HCO ₃	6.9
宮下	Miyashita	河沼郡三島町	64	192	Na - HCO ₃ · Cl · SO ₄	6.8 - 8.2
早戸	Hayato	大沼郡三島町	46	280	Na - Cl · SO ₄	6.0 - 6.6
沼沢湖	Numazawako	大沼郡金山町	42	—	Ca · Na-SO ₄	—
沼沢	Numazawa	大沼郡金山町	45	80	Na - SO ₄	6.8
川口	Kawaguchi	大沼郡金山町	41	285	Na - Cl · SO ₄	7.4
八町	Hachimachi	大沼郡金山町	44	14	Na · Ca (· Mg) - Cl · HCO ₃	6.7
玉梨	Tamanashi	大沼郡金山町	47	218	Na - Cl · SO ₄ · HCO ₃	6.6 - 6.9
昭和	Showa	大沼郡昭和村	52	80	Na - Cl	7.8

9.3 温泉

本図幅地域の温泉は、中期中新世の砂子原カルデラに関係する西山温泉、後期更新世-完新世の沼沢火山及び基盤の鮮新世上井草カルデラに関係する早戸温泉・沼沢湖温泉・沼沢温泉・川口温泉・八町温泉・玉梨温泉と、それ以外の赤谷温泉・宮下温泉・昭和温泉に大別される(第9.2表)。

西山温泉

位置 福島県河沼郡柳津町砂子原

地質 滝谷川沿いの中部更新統砂子原層から自然湧出し、川沿いの幅500m、延長2kmの範囲に集中する。

泉質 荒湯、下の湯、福の湯、新栄の湯、滝の湯、坂の湯、砂小湯、杉の湯、中の湯、老沢の湯、新湯、神の湯などの温泉があるが、場所のやや南に離れた神の湯を除くと泉質は良く似ており、いずれも中性-弱アルカリ性の含硫化水素、ナトリウム-塩化物・硫酸塩泉である(新田ほか, 1987)。泉温は70℃前後以上あり、特に荒湯などは90℃を越す高温泉である。これらの温泉水は、柳津西山地熱発電に使われる深部にシールされた地熱流体が難透水帯を通り抜け地表水と混合して地下400m以浅に貯留しているものと考えられている(新田ほか, 1987; 関, 2000)。

赤谷温泉

位置 福島県大沼郡三島町名入

地質 下部-中部中新統滝沢川層から揚水。

泉質 ナトリウム-塩化物・硫酸塩・炭酸水素塩泉で、泉温は55℃、pHは6.9である。町営の宿泊施設、共同浴場に利用されている。

宮下温泉

位置 大沼郡三島町宮下

地質 中期中新世の滝沢川層宮下泥岩部層から自然湧出する。

泉質 ナトリウム-炭酸水素塩・硫酸塩泉で、泉温は64℃、pHは6.8-8.2である。

早戸温泉

位置 大沼郡三島町早戸

地質 下部-中部中新統滝沢川層と鮮新統上井草層の境界付近の只見川河床に湧出する。いずれもこの河床中からポンプで揚水しているもので、竹の湯・つるの湯の2つの源湯がある。

泉質 ナトリウム-塩化物・硫酸塩泉で、泉温は46℃、pHは6.0-6.6である。

沼沢湖温泉

位置 大沼郡金山町沼沢

地質 鮮新統会津金山火山岩から揚水。

泉質 カルシウム-ナトリウム-炭酸塩泉で、泉温は42℃である。

沼沢温泉

位置 福島県大沼郡金山町中川下居平

地質 鮮新統上井草層から揚水。

泉質 ナトリウム-硫酸塩泉で、泉温は45℃、pHは6.8である。

川口温泉

位置 福島県大沼郡金山町川口

地質 鮮新統上井草層から揚水。

泉質 ナトリウム-塩化物・硫酸塩泉で、泉温は41℃、pHは7.4である。町営の共同浴場「玉繩の湯」として利用されている。

八町温泉

位置 福島県大沼郡金山町玉梨八町

地質 鮮新統上井草層から自然湧出.

泉質 ナトリウム・カルシウム（・マグネシウム）-塩化物・炭酸水素塩泉で、泉温は44℃、pHは6.7である。野尻川の右岸で、玉梨温泉の対岸に位置する。

玉梨温泉

位置 福島県大沼郡金山町玉梨居平

地質 鮮新統上井草層から自然湧出.

泉質 ナトリウム-塩化物・硫酸塩・炭酸水素塩泉で、泉温は46.5℃、pHは6.6-6.9である。野尻川の左岸で、

八町温泉の対岸に位置する。

昭和温泉

位置 福島県大沼郡昭和村野尻

地質 上部中新統入山沢層から揚水。昭和44年度広域調査「西会津」で実施された調査ボーリング44EAN-1で湧出した温泉である。湧出箇所は深度570.6～574.1mの断層破碎帯で、地表の昭和断層と調査井との交差部にあたる（通商産業省、1970b）。

泉質 ナトリウム-塩化物泉で、泉温は52℃、pHは7.8である。村営の宿泊施設、共同浴場として利用されている。

文 献

- 相田 優・竹谷陽二郎 (2001) 福島県内に分布する海成新第三系の微化石調査資料. 福島県立博物館報告, no. 36, p. 1-53.
- 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.
- 鎮西清高 (1963) 東北日本の新第三紀貝化石群集の変遷. 化石, no. 5, p. 20-26.
- 福島県 (1964) 福島県鉱産誌. 福島県企画開発部, 296p
- 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.
- 博士山団体研究会 (1990) 会津盆地南西方の鮮新世博士山火山岩層. 地球科学, vol. 44, p. 113-126.
- 平林武雄 (1966) 横田鉱山の内部構造とくに本山鉱床について. 鉱山地質, vol. 16, p. 106-115.
- 広島俊男・駒澤正夫・中塚 正 (1993) 新潟地域重力図 (ブーゲー異常). 重力図, no. 4, 地質調査所.
- 地震調査研究推進本部地震調査委員会 (1997) 日本の地震活動: 被害地震から見た地域別の特徴. 391p.
- 金澤幸夫・吉富久夫 (1996) 柳津西山地熱発電所の建設. 地熱エネルギー, vol. 21, p. 27-35.
- 活断層研究会 (1991) 新編日本の活断層—分布図と資料—. 東京大学出版会, 437p.
- 金属鉱業事業団 (2000) 重力測定データ. 日本重力CD-ROM, 数値地質図, P-2.
- 北村 信・菅原祐輔・鈴木義身・藤井敬三・伊藤 修・高橋清治 (1968) 福島県地質調査報告, 宮下地域の地質. 福島県, 21p.
- 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.
- 小林昭二・猪俣桂次 (1986) 会津・博士山火山岩層のK-Ar年代. 地球科学, vol. 40, p. 453-454.
- 駒澤正夫 (1988) 仮想扇形地形による重力地形補正法. 測地学会誌, vol. 34, p. 11-23.
- Komazawa, M. (1995) Gravimetric Analysis of Aso Volcano and its Interpretation. *Jour. Geod. Soc. Japan*, vol. 41, p. 17-45.
- 小室裕明 (1978) 会津柳津地方における後期中新世陥没盆地の形成について. 地球科学, vol. 32, p. 68-83.
- 小室裕明 (1984) 福島県会津宮下地域における中-後期中新世の隆起運動と陥没構造. 地質雑, vol. 90, p. 441-454.
- Manabe, K. (1980) Magnetostratigraphy of the Yamato Group and the Sendai Group, Northeast Honshu, Japan. *Sci. Rep. Fukushima Univ.*, no. 30, p. 49-71.
- Masuda, K. and Shibata, T. (1971) Molluscan fauna from the Matsuzakatoge Formation, Fukushima Prefecture, Japan. *Sito Ho-on kai Museum Res. Bull.*, no. 40, p. 35-40.
- Matsumoto, A., Uto, K. and Shibata, K. (1989) K-Ar dating by peak comparison method: New technique applicable to rocks younger than 0.5Ma. *Bull. Geol. Surv. Japan*, vol. 40, p. 565-579.
- 松本哲一・宇井忠英 (1997) 阿多火砕流堆積物のK-Ar年代. 火山, vol. 42, p. 223-225.
- 水垣桂子 (1993) 砂子原カルデラの構造と火山活動史. 地質雑, vol. 99, p. 721-737.
- Mizugaki, K. (2000) Geologic structure and volcanic history of the Yanaizu-Nishiyama (Okuaizu) geothermal field, Northeast Japan. *Geothermics*, vol. 29, p. 233-256.
- 森國 稔 (1994) 柳津西山地熱発電所の建設計画について. 地熱, vol. 31, p. 320-331.
- 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 [新エネルギー・産業技術総合開発機構] (2000) 重力測定データ. 日本重力CD-ROM, 数値地質図, P-2.
- 新田富也・寿賀祥五・塚越重明・安達正敏 (1987) 福島県奥会津地域の地熱資源について. 地熱, vol. 24, p. 340-370.
- 新田富也・安達正敏・高橋幹男・井上啓二・阿部泰行 (1991) 福島県奥会津87N-15T坑井地熱流体からの重金属鉱物の沈澱について. 鉱山地質, vol. 411, p. 231-242.
- 新田富也・塚越重明・安達正敏・瀬尾邦夫 (1995) 福島県, 奥会津地熱地帯の探査とその開発. 鉱山地質, vol. 45, p. 201-212.
- 沼沢団体研究グループ (1999) 沼沢火山の地質と岩石. 地球科学, vol. 53, p. 53-70.
- 大塚弥之助 (1941) 本庄・黒沢尻間の新第三紀化石動物群. 石油技協誌, vol. 9, p. 147-157.
- 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.
- Seki, Y. (1990) Gas concentration in aquifer fluid prior to boiling in the Oku-aizu geothermal system. *Geochem. Jour.*, vol. 24, p. 105-121.
- 関 陽児 (1996) 奥会津地熱系の地熱流体の地球化学的特徴. 地調月報, vol. 47, p. 273-289.
- 関 陽児 (2000) 奥会津地熱地域・更新統砂小原層にみられる変質: 現在の地熱活動による湖成堆積物の変質. 地調月報, vol. 51, p. 329-367.
- 関 陽児 (2001) 奥会津地熱地域・中新統滝沢川層にみられる変質: 貯留層母岩の地熱変質とその地球化学的特徴. 地調研究報告, vol. 52, p. 493-571.
- 関 陽児・安達正敏 (1997) 奥会津地熱地域の層序と熱水変

- 質：坑井データに基づく検討. 地調月報, vol. 48, p. 365-412.
- 島田いく朗・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.
- 島田いく朗・植田良夫 (1979) 西会津グリーンタフ地域における酸性岩類のK-Ar年代. 岩鉱, vol. 74, p. 387-394.
- 島田いく朗・根田武二郎・黒江良太郎・伊沢寿昭 (1974) 福島県地質調査報告書, 小林地域の地質. 福島県, 29p.
- 菅原 宏 (1991) 福島県沼沢火山のK-Ar年代. 火山, vol. 36, p. 443-445.
- 鈴木弘道 (1976) 国際重力基準網1971と日本重力基準網1975. 測地学会誌, vol. 22, p. 112-129.
- 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・真鍋健一・吉田 義 (1977) 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・馬場干児 (1973) 福島県地質調査報告, 喜多方地域の地質. 福島県, 50p.
- 鈴木敬治・吉村尚久・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・島田いく朗・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・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 (1999) 福島県太平洋岸, 塚原海岸における最終間氷期最盛期の海進海退過程とその時期降下したテフラについて. 地学雑, vol. 108, p. 216-230.
- 鈴木毅彦・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・藤原 治・檀原 徹 (1998) 関東北部から東北南部に分布する第四紀テフラのフィジョン・トラック年代. 第四紀研究, vol. 37, p. 95-106.
- 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.
- 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.
- 谷田勝俊・駒形貞嗣・水戸研一 (1963) 福島県柳津町砂小原の耐火粘土. 東北の工業用鉱物資源, no. 4, p. 114-121.
- 通商産業省 (1967) 昭和41年度広域調査報告書, 西会津地域. 18p.
- 通商産業省 (1968) 昭和42年度広域調査報告書, 西会津地域. 40p.
- 通商産業省 (1970a) 昭和43年度広域調査報告書, 西会津地域. 19p.
- 通商産業省 (1970b) 昭和44年度広域調査報告書, 西会津地域. 31p.
- 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 (1978) 地熱開発基礎調査報告書, 「西山」その1. 103p.
- 宇佐見龍夫 (1996) 新編日本被害地震総覧 [増補改訂版]. 東京大学出版会, 493p.
- 八幡正弘 (1982) 会津地域南西部の第三系-中期中新世の造構史. 地質雑, vol. 88, p. 819-834.
- 山口 靖 (1986) 福島県南会津郡田島町周辺の火砕流堆積物のK-Ar年代. 北村 信教授記念地質論文集, p. 629-636.
- 山口 靖 (1991) 南会津地域の地熱系モデルと地熱資源量評価. 地調報告, no. 275, p. 199-227.
- 山元孝広 (1991a) 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 (1991b) 日本列島の後期新生代岩脈群と造構応力場. 地調月報, vol. 42, p. 131-148.
- 山元孝広 (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30~10万年前のプリニー式降下火砕堆積物: 沼沢・燧ヶ岳・鬼怒沼・砂子原火山を給源とするテフラ群の層序. 地調月報, vol. 50, p. 743-767.
- 山元孝広 (2003) 東北日本, 沼沢火山の形成史: 噴出物層序, 噴出年代及びマグマ噴出量の再検討. 地質調査研究報告, vol. 54, p. 323-340.
- 山元孝広・阪口圭一 (2000) テフラ層序からみた安達太良火山,

最近約25万年間の噴火活動. 地質雑, vol. 106, p. 865-882.
山元孝広・須藤 茂 (1996) テフラ層序からみた磐梯火山の噴
火活動史. 地調月報, vol. 47, p. 335-359.

山元孝広. 吉岡敏和 (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.

Geology of the Miyashita District

By

Takahiro YAMAMOTO* and Masao KOMAZAWA**

(Written in 2003)

(ABSTRACT)

OUTLINE

The Miyashita district is located on the intra-arc Aizu region (Fig. 1) of the southern Northeast Honshu arc. The geology of this district is characterized by voluminous Late Cenozoic volcanic products including four caldera complexes and two stratovolcanoes. The Yanaizu-Nishiyama geothermal power station is working within the Middle Pleistocene Sunagohara caldera. There is no active fault in this district, but moderate earthquake swarms have occasionally occurred since 1821.

The district includes five major geologic units: (1) Early to Middle Miocene volcanic rocks; (2) Middle Miocene marine strata; (3) Late Miocene to Pliocene extracaldera pyroclastic flow deposits with fluvial strata in the northeastern and southwestern parts; (4) Late Miocene to Quaternary intracaldera volcanic formations and stratovolcanoes in the uplifted major central part; and (5) Middle Pleistocene fluvial and colluvial deposits. The geology of the district is summarized in figures 2 and 3. The formations are independently named in the northeastern and southwestern parts.

NEOGENE

Early to Middle Miocene volcanic rocks

The Kurakawa Formation is an Early Miocene nonmarine sequence composed of andesite lava and volcanoclastic rocks, rhyolite volcanoclastic rocks and conglomerate. This formation exists underground in the district and has been only found from the borehole within the Nishiyama geothermal field.

The Higashiomata and Takizawagawa Formations are Early to Middle Miocene marine sequences of rhyolite lava and volcanoclastic rocks with a minor amount of sandstone and mudstones. Both formations are 1,500 m thick and present in the eastern and central-western parts, respectively. The lava is composed of orthopyroxene-clinopyroxene-quartz rhyolite, hornblende-quartz rhyolite, biotite-quartz rhyolite, and aphyric rhyolite; they form extrusive or shallow-intrusive lava dome clusters. The rhyolite volcanoclastic rocks consist of volcanic breccia, tuff breccia, lapilli tuff, vitric tuff, and volcanic sandstone. Most of these rocks contain abundant greenish meta-pumice fragments. Sandstone and mudstone are thickly (>300 m) deposited within the local depression in the central part of the district; this strata is named as the Miyashita Mudstone Member.

Middle Miocene marine strata

The Ninosawa, Yuzuritōge, Shiotubo Formations conformably overlie succeeded in the northeastern part of the district, which is located in the southwestern side of the Aizu intra-arc basin. Conversely, the Fuzawa and Matsuzakatōge Formations are deposited in the southwestern part of the district, which is located in the northern part of the Fuzawa intra-arc basin.

The Ninosawa Formation is a 15 to 13 Ma marine strata made up of lower andesite and upper rhyolite volcanic rocks. This formation is about 200 m in thickness. The lower unit is composed of andesite lava flows and resedimented volcanoclastic rocks; these volcanic rocks form a polygenetic volcanic edifice. The upper unit consists of parallel or low-angle-cross bedded rhyolite volcanic conglomerate and volcanic sandstone. The Yuzuritōge Formation is a 13 to 10 Ma marine strata consisting of alternation of mudstone and rhyolite volcanoclastic rocks. This formation is about 150 m in thickness. The mudstone contains abundant volcanogenic materials. The rhyolite volcanoclastic rocks are massive pumice lapilli tuff, parallel-bedded pumiceous volcanic sandstone, and vitric tuff. The Shiotubo Formation is a 10 to 9 Ma marine strata composed of conglomerate, sandstone, and siltstone. These rocks contain abundant resedimented volcanic materials of glassy rhyolite fragments, rounded pumice, and crystals. This formation is about 50 m in

* Research Center for Deep Geological Environments

** Institute of Geoscience

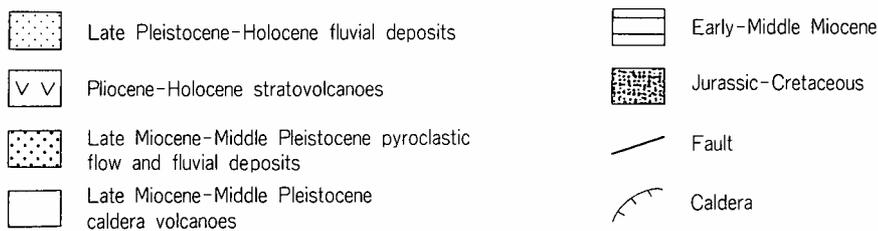
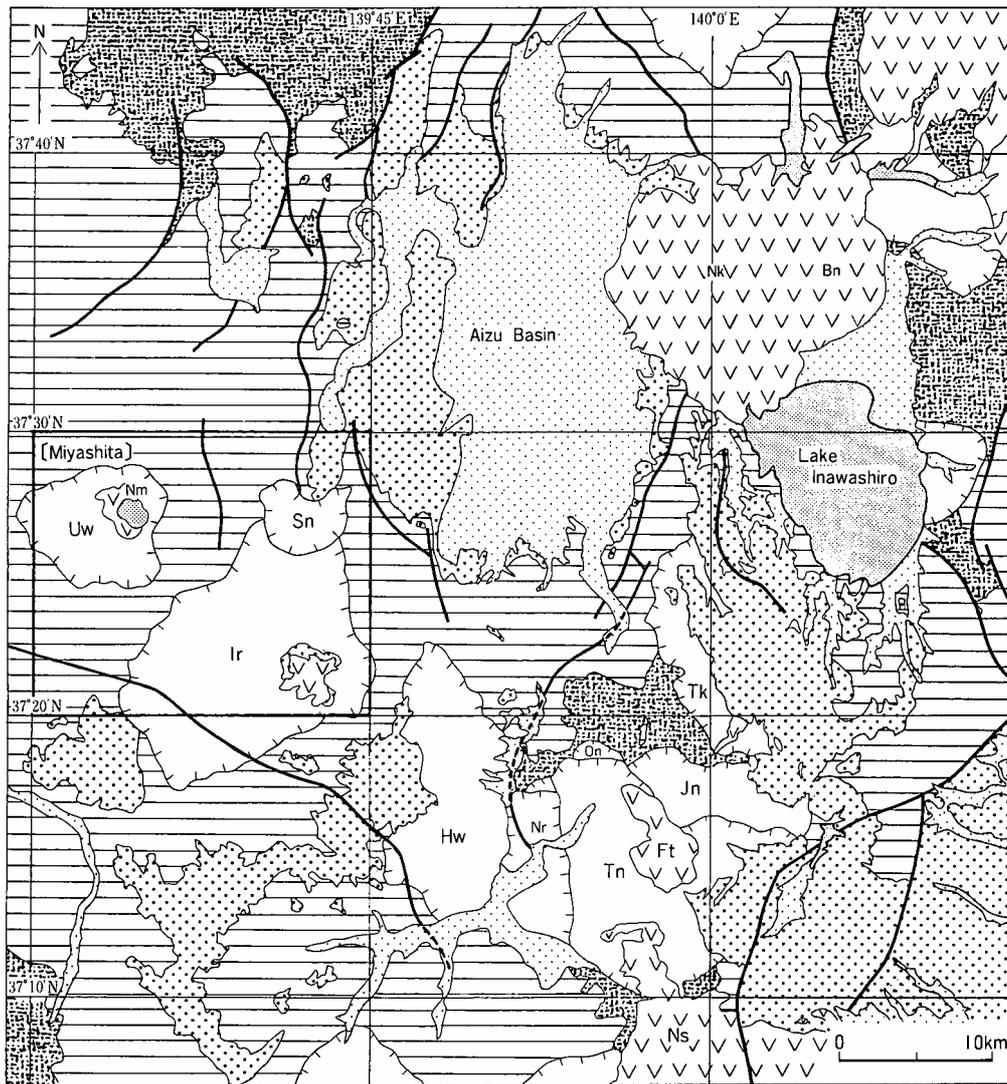


Fig. 1 Simplified geologic map of the Aizu region.
 Bn=Bandai Volcano, Ft=Futamatayama Volcano, Hw=Hiwada Caldera, Ir=Iriyamazawa Caldera, Jn=Jonoirizawa Caldera, Nk=Nekoma Caldera, Nm=Numazawa Volcano, Nr=Narioka Caldera, Ns=Nasu Volcano, On=Ono Caldera, Sn=Sunagohara Caldera, Tk=Takagawa Caldera, Tn=Tōnohetsuri Caldera, Uw=Uwaigusa Caldera. After Yamamoto (1999a)

thickness.

The Fuzawa Formation is a 15 to 10 Ma marine strata made up of lower rhyolite volcanoclastic rocks and upper mudstone. This formation is about 200 m in thickness. The lower unit consists of pumice lapilli tuff, pumice conglomerate, pumiceous volcanic sandstone, and vitric tuff. The upper unit is hard mudstone interbedded with many thin rhyolite tuff and overlaps on the lower volcanic unit. The Matsuzakatōge Formation is a 10 to 9 Ma marine strata composed of lower basaltic volcanoclastic rocks and upper conglomerate and sandstone. This formation is about 150 m in thickness. The lower basalt unit is made up of phreatomagmatic products and their resedimented debris. The phreatomagmatic products are basalt lapillistone and lapilli tuff containing abundant polyhedral-shaped scoria. The upper conglomerate is reverse to normal graded and clast supported with crystal-rich sand matrix. Also, the upper sandstone is parallel, trough-cross, or low-angle-cross bedded and medium to very-coarse grained. Some parts of the

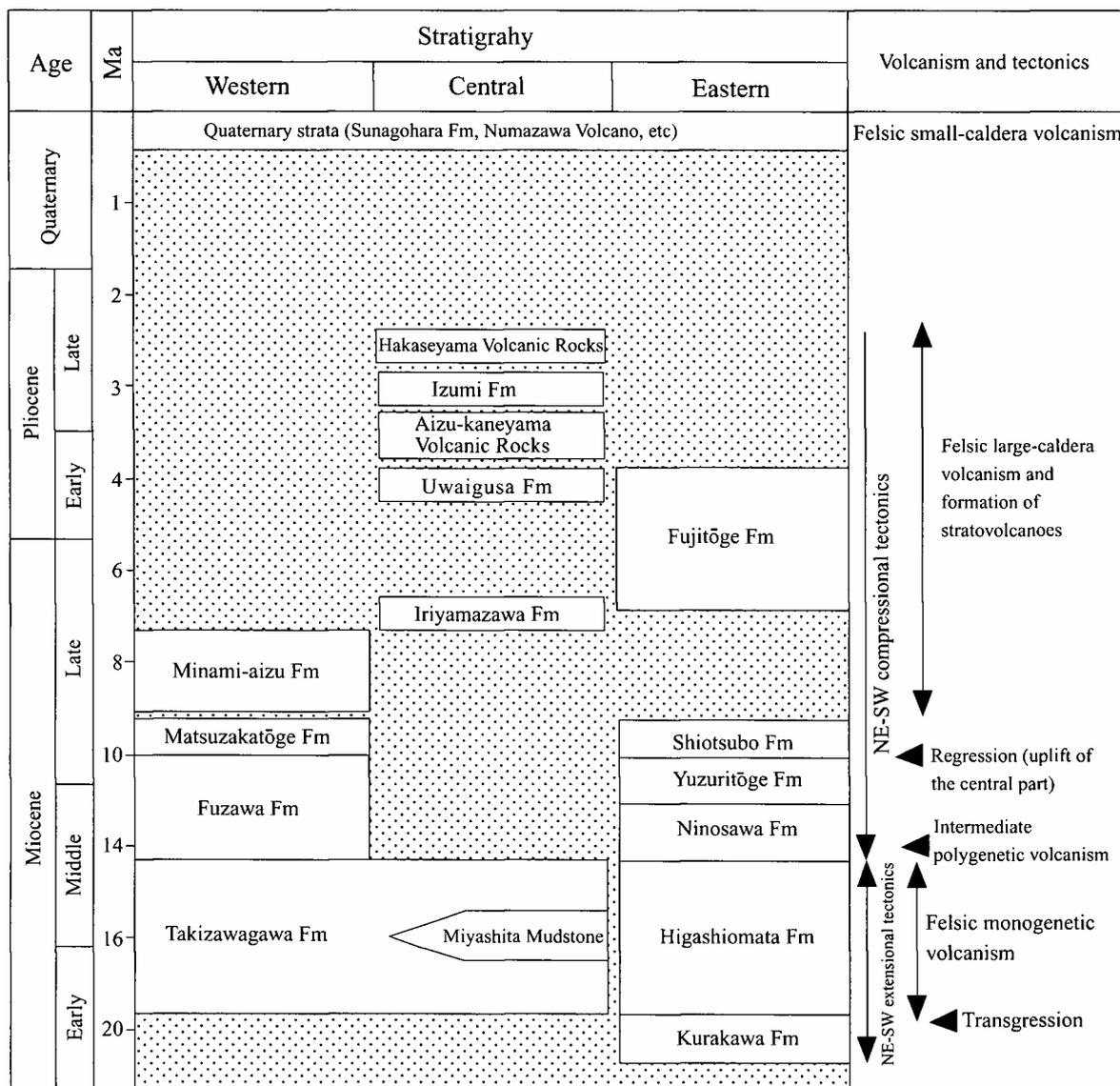


Fig. 2 Summary of geology in the Miyashita district.

upper sandstone are highly bioturbated and yield abundant marine molluscan fossils.

Late Miocene to Pliocene extracaldera pyroclastic flow deposits with fluvial strata

The Minami-aizu Formation in the southwestern part of the district rests unconformably on the Matsuzakatoge Formation. This formation is about 400 m in thickness and made up of the Odoshimazawa and Komadotoge Pyroclastic Flow Deposits with a minor amount of fluvial sandstone and siltstone. The Odoshimazawa Pyroclastic Flow Deposit consists of nonwelded quartz rhyolite pumice lapilli tuff to tuff breccia and erupted at about 8.9 Ma. Its source caldera is unknown. The Komadotoge Pyroclastic Flow Deposit is composed of welded hornblende-biotite-quartz rhyolite lapilli tuff and erupted from Okukinu caldera in the Nikko region at 7.3 Ma.

The Fujitōge Formation in the northeastern part of the district unconformably covers the Middle Miocene marine strata. This formation is about 250 m in thickness and made up of the Yanaizu and Niitsuru Pyroclastic Flow Deposits with a minor amount of fluvial conglomerate, sandstone, and siltstone. The Yanaizu Pyroclastic Flow Deposit consists of clinopyroxene-hornblende-quartz dacite nonwelded pumice tuff breccia and erupted from Takagawa caldera (Fig. 1) in the Wakamatsu-Tajima-Inawashiro districts at 6.3-6.5 Ma. The Niitsuru Pyroclastic Flow Deposit is composed of the basal 15-m-thick pyroclastic surge unit and the upper 65-m-thick massive pumice flow unit. The pumice flow unit is mainly hornblende-orthopyroxene-clinopyroxene-quartz dacite in the lower part and biotite-quartz rhyolite in the upper part. The Niitsuru Pyroclastic Flow erupted from Uwaigusa caldera (Fig. 1) in the Miyashita district at 4.2-4.1 Ma.

The izumi Formation in this district consists only of the Hotokezawa Pyroclastic Flow Deposit. This deposit is made up of mostly welded orthopyroxene-clinopyroxene-hornblende-quartz dacite lapilli tuff to tuff breccia and erupted from Hiwada caldera

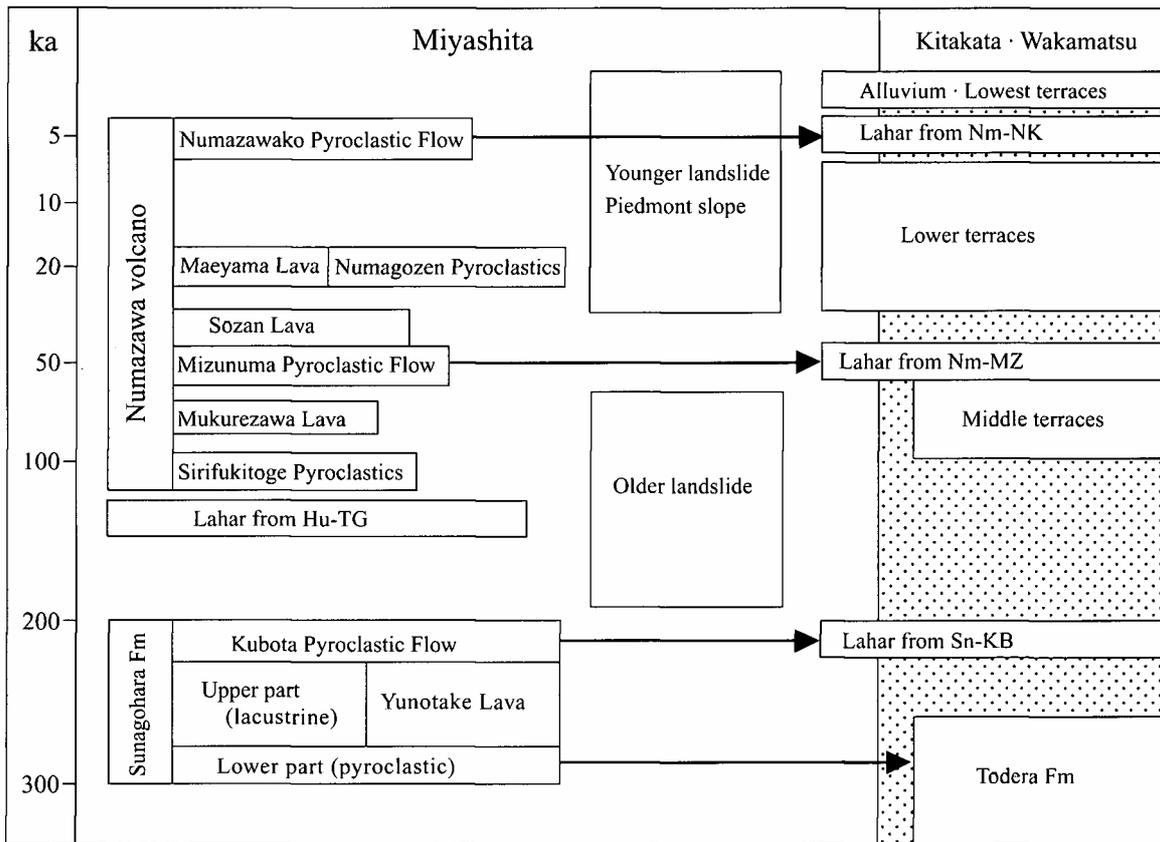


Fig. 3 Summary of Quaternary strata in the Miyashita, Kitakata and Wakamatsu districts.

Hu-TG=Hiuchigatake-Tagashira Pyroclastic Deposit, Nm-NK=Numazawa-Numazawako Pyroclastic Deposit, Nm-MZ=Numazawa-Mizunuma Pyroclastic Deposit, Sn-KB=Sunagohara-Kubota Pyroclastic Deposit.

(Fig. 1) in the Wakamatsu-Tajima district at 2.9Ma.

Late Miocene to Pliocene intracaldera volcanic formations and stratovolcanoes

The Iriyamazawa caldera is horizontally filling a polyhedral large caldera measuring 20 by 15 km, which is distributed from the central part of the Miyashita district to the northern part of the Haryu district (Fig. 1). The caldera-forming stage deposits are more than 1,000 m thick and consist of the Mishima Pyroclastic Flow Deposit and intercalated debris avalanche deposits. The Mishima Pyroclastic Flow Deposit is partly welded hornblende-quartz dacite lapilli tuff to tuff breccia and erupted at 7.1 Ma. The debris avalanche deposits comprise massive breccia of volcanic rocks, mudstone, sandstone, and conglomerate derived from the Early to Middle Miocene formations. The post-caldera stage lacustrine deposits are made up of mainly of conglomerate, sandstone, and parallel-laminated siltstone with a minor amount of breccia and felsic volcanoclastic rocks. The post-caldera stage volcanism was the intrusion or extrusion of dacite and andesite lava domes. These lavas are orthopyroxene-clinopyroxene-hornblende-quartz dacite, biotite-orthopyroxene-clinopyroxene-hornblende-quartz dacite, hornblende-quartz dacite, biotite-hornblende-quartz dacite and orthopyroxene-clinopyroxene andesite. The distribution of the lava domes shows a U-shaped alignment with about a 10-km diameter.

The Uwaigusa Formation is filling a circular medium caldera, 10 km in diameter, in the western part of the district. This formation consists of the intracaldera Niitsuru Pyroclastic Flow Deposit and interbedded debris avalanche deposits. The thickness of the formation is more than 300 m, but there is no exposure of the base of the caldera fills. The Niitsuru Pyroclastic Flow Deposit is made up of nonwelded or weakly welded orthopyroxene-clinopyroxene-hornblende-bearing biotite-quartz rhyolite lapilli tuff to tuff breccia and erupted at 4.2-4.1 Ma. The extracaldera pyroclastic flow deposit is in the Fujitoge Formation. The debris avalanche deposits comprise massive breccia of volcanic rocks, mudstone, sandstone, and conglomerate derived from the Early to Middle Miocene formations.

The Aizu-kaneyama Volcanic Rocks are Pliocene polygenetic volcanic products in the western part of the district. This volcanic rocks overlie unconformably on the Uwaigusa Formation. The rocks are orthopyroxene-clinopyroxene andesite and orthopyroxene-clinopyroxene-hornblende-quartz dacite. They form thick lava flows and a minor amount of volcanoclastic rocks. K-Ar ages from the lava flows are 3.4 and 3.2 Ma.

The Hakaseyama Volcanic Rocks are present in the southwestern part of the district and rest on the Pliocene Niitsuru and Hotokezawa Pyroclastic Flow Deposits with an erosional contact. The rocks consist of orthopyroxene-clinopyroxene basalt and basaltic

andesite lava flows and pyroclastic rocks with a minor amount of debris flow deposits. These are the remnant of the stratovolcanic edifice formed at 2.8–2.6 Ma.

QUATERNARY

Sunagohara caldera

The Sunagohara Formation is horizontally filling a polyhedral medium caldera, 6 by 4 km, in the northeastern part of the district (Fig. 1). This formation is composed of the lower unit, upper unit, Yunotake Lavas, and Kubota Pyroclastic Flow Deposits. The lower unit is made up mainly of biotite–quartz rhyolite lapilli tuff to vitric massive tuff. Based on the abundant borehole data, this unit is filling a funnel-shaped subsurface central conduit, 2 km in diameter. The extracaldera product of this volcano is the Sakasegawa Pyroclastic Flow Deposit at 0.29 Ma within the Todera Formation in the Wakamatsu and Kitakata districts (Fig. 3). The upper unit is a post-caldera stage lacustrine strata consisting of conglomerate, sandstone, and mudstone. The thickness of the upper unit is about 150 m. The Yunotake Lavas are biotite–hornblende–quartz rhyolite lava domes within the caldera. The largest lava dome of Mt. Yunotake has a maximum diameter of 2.5 km. The Kubota Pyroclastic Flow Deposit is the final product of the caldera at 0.22 Ma. This deposit consists of nonwelded cummingtonite-bearing biotite–quartz rhyolite pumice lapilli tuff. The thickness of the deposit is about 50 m.

Numazawa volcano

Numazawa volcano is an active volcano located in the western part of the district. The products of this volcano are composed of the cummingtonite-bearing hornblende–biotite–quartz rhyolite Shirifukitoge Pyroclastic Deposit corresponding to the Shibahara Pyroclastic Fall Deposit at 110 ka, hornblende–biotite–quartz rhyolite Mukuresawa Lava at 70 ka, biotite–cummingtonite–hornblende–quartz dacite Mizunuma Pyroclastic Flow Deposit at 45 ka, biotite-bearing orthopyroxene–clinopyroxene–hornblende–quartz dacite Sozan Lava at about 43 ka, biotite-bearing orthopyroxene–clinopyroxene–hornblende–quartz dacite Maeyama Lava and Numagozen Pyroclastic Deposit at 20 ka, and clinopyroxene-bearing orthopyroxene–hornblende–quartz dacite and orthopyroxene–clinopyroxene–hornblende andesite Numazawako Pyroclastic Flow Deposit at BC 3,400. The Numazawako caldera, 2 km in diameter, was formed by the Numazawako pyroclastic eruption.

Middle Pleistocene fluvial and colluvial deposits

There are many terrace deposits along the main Tadami River. They are made up of lahar deposits generated by the pyroclastic eruptions within the district and upstream region. The lahars are derived from the Sunagohara–Kubota Pyroclastic Deposit at 0.22 Ma, Hiuchigatake–Tagashira Pyroclastic Deposit at 0.13 Ma, Numazawa–Mizunuma Pyroclastic Deposit at 45 ka, and Numazawa–Numazawako Pyroclastic Deposit at BC 3,400 (Fig. 3). The Late Pleistocene fluvial terrace deposits, made up of gravel and sand, are scattered along the branches of the Tadami River. The piedmont slope and landslide deposits consists of unconsolidated debris from gentle slopes around the mountains. The alluvium is distinctly deposited along the arrow zones near all rivers.

ECONOMIC GEOLOGY

There are some closed mines of gold, silver, copper, lead, zinc, iron, sulfur, and pottery stone. These ore deposits were formed by the late Cenozoic igneous activities, but their production was small.

The Yanaizu–Nishiyama geothermal power station within the Middle Pleistocene Sunagohara caldera has been generating at 65 MW of electricity since 1995. The hydrothermal system of the station is strongly controlled by subvertical faults within the Miocene Formation beneath the caldera fills. The principal production zone occurs at a depth of 1.0–2.6 km along two northwest-trending open fractures in the southwestern part of the caldera.

There are many hot springs in the district. The Nishiyama hot springs are made up of fifteen springs along the river within the Sunagohara caldera with a maximum temperature of 96°C. The Hayato, Numazawako, Numazawa, Kawaguchi, Hachimachi, and Tamanashi hot springs are distributed around the Quaternary Numazawa volcano and Pliocene Uwaigusa caldera with a temperature of 41° to 46°C. The Showa, Miyashita, Akatani hot springs are located between two Quaternary volcanoes with a temperature of about 50° to 60°C.

執筆分担

第1章	地形	山元孝広
第2章	地質概説	山元孝広
第3章	図幅地域東部の下部中新統-鮮新統	山元孝広
第4章	図幅地域西部の中部-上部中新統	山元孝広
第5章	後期中新世-鮮新世の火山群	山元孝広
第6章	第四系	山元孝広
第7章	活断層及び地震活動	山元孝広
第8章	重力異常と密度構造	駒澤正夫
第9章	応用地質	山元孝広

文献引用例

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.

章単位での引用例

山元孝広・駒澤正夫(2004)宮下地域の地質, 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. 1-4.

Bibliographic reference

Yamamoto, T. and Komazawa, M. (2004) Geology of the Miyashita District. Quadrangle Series, 1:50,000, Geological Survey of Japan, AIST, 71p (in Japanese with English abstract 5p.).

Bibliographic reference of each chapter

Yamamoto, T. and Komazawa, M. (2004) Geology of the Miyashita District, Chapter 1, Topography. Quadrangle Series, 1:50,000, Geological Survey of Japan, AIST, p. 1-4.

地域地質研究報告(5万分の1地質図幅)宮下地域の地質
平成16年4月15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 松枝印刷株式会社