

地域地質研究報告

5万分の1地質図幅

新潟(7)第54号

NJ-54-29-1

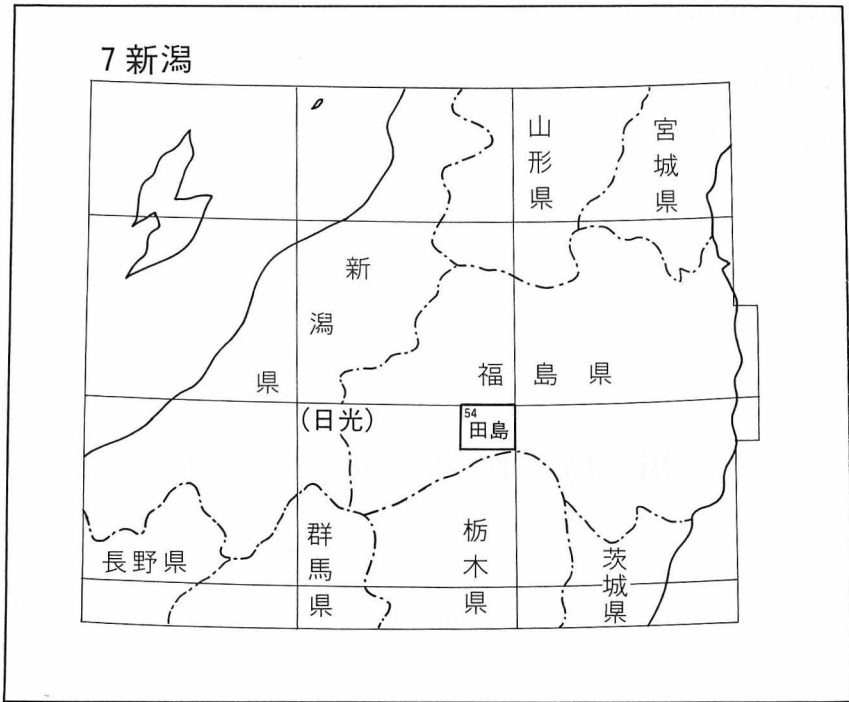
田 島 地 域 の 地 質

山元孝広

平成11年

地 質 調 査 所

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

7-41 宮下 Miyashita NJ-54-28-8 (未刊行, unpublished)	7-42 若松 Wakamatsu NJ-54-28-4 (1992)	7-43 猪苗代湖 Inawashiro Ko NJ-54-22-16 (未刊行, unpublished)
7-53 針生 Haryu NJ-54-29-5 (未刊行, unpublished)	7-54 田島 Tajima NJ-54-29-1 (1999)	7-55 長沼 Naganuma NJ-54-23-13 (未刊行, unpublished)
7-66 糸沢 Itozawa NJ-54-29-6 (未刊行, unpublished)	7-67 那須岳 Nasu Dake NJ-54-29-2 (未刊行, unpublished)	7-68 白河 Shirakawa NJ-54-23-14 (未刊行, unpublished)

目 次

I. 地 形	1
I. 1 山地の地形	2
I. 2 河川の地形	5
I. 3 断層に伴う地形	6
II. 地質概説	7
II. 1 研究史	8
II. 2 層 序	10
III. ジュラ系	15
III. 1 大戸層	15
IV. 白亜系	16
IV. 1 後期白亜紀深成岩類	16
V. 下部—中部中新統	17
V. 1 關川層	17
V. 2 東尾岐層	18
V. 3 前期—期中新世岩脈群	20
VI. 上部中新一鮮新統	20
VI. 1 高川層	20
VI. 2 城ノ入沢層	22
VI. 3 後期中新世—鮮新世貫入岩類	26
VI. 4 桧和田層	29
VII. 下部更新統	34
VII. 1 七折坂層	34
VII. 2 小野層	36
VII. 3 塔のへつり層	37
VII. 4 成岡層	46
VII. 5 下郷層	49
VIII. 中部更新—完新統	51
VIII. 1 甲子旭岳火山噴出物	51
VIII. 2 鎌房山火砕流堆積物	52
VIII. 3 鶴ヶ池岩屑なだれ堆積物	53
VIII. 4 高位段丘堆積物	53
VIII. 5 二岐山火山噴出物	54
VIII. 6 堰止湖堆積物	56

VIII. 7	中位段丘堆積物	56
VIII. 8	観音川岩屑なだれ堆積物	57
VIII. 9	低位段丘堆積物	58
VIII. 10	地すべり堆積物	59
VIII. 11	山麓緩斜面堆積物	60
VIII. 12	沖積堆積物	61
VIII. 13	降下火砕堆積物	61
IX.	地質構造	66
X.	活断層及び地震活動	68
XI.	応用地質	70
XI. 1	地下資源	70
XI. 1. 1	銅・鉛・亜鉛・硫化鉄鉱床	70
XI. 1. 2	鉄鉱床	70
XI. 1. 3	モリブデン鉱床	71
XI. 1. 4	採石	71
XI. 2	温泉	71
文 献		75
Abstract		78

図・表目次

第1図	田島図幅の埋谷接峰面図	2
第2図	北西から見た那須火山群北部の山体	3
第3図	前期更新世のカルデラ火山群がつくる盆地状の地形	4
第4図	大白森山から見た二岐山	5
第5図	大白森山の南斜面から見た旭岳	6
第6図	塔のへつりの奇岩	7
第7図	加藤谷川沿いに広がる低位I段丘面	8
第8図	会津地域の地質概略図	9
第9図	田島図幅の地質総括図	11
第10図	中新統-前期更新統の新旧層序区分	12
第11図	会津盆地の新第三系・第四系と会津カルデラ火山群の対比図	13
第12図	ジュラ系大戸層の細-極細粒砂岩・泥岩互層	16
第13図	大戸層のチャートに貫入する白亜紀後期貫入岩類	17
第14図	上部中新統城ノ入沢層の分布	23
第15図	城ノ入沢層の鶴沼川火砕流堆積物	23

第16図	城ノ入沢層の岩屑なだれ堆積物（岩塊相）	24
第17図	城ノ入沢層の岩屑なだれ堆積物（マトリックス相）	25
第18図	細粒トータル岩中の包有物	27
第19図	細粒トータル岩中の貫入関係	28
第20図	桧和田層の地質図	30
第21図	桧和田層の仏沢火砕流堆積物	31
第22図	桧和田層の岩屑なだれ堆積物	31
第23図	桧和田層の湖成堆積物	32
第24図	塔のへつり層の地質図	38
第25図	塔のへつり層の湖成堆積物（1）	40
第26図	塔のへつり層の湖成堆積物（2）	40
第27図	塔のへつり層の湖成堆積物（3）	41
第28図	塔のへつり層のデイサイト火砕岩	41
第29図	塔のへつり層の湖成堆積物中にみられるインパクト構造	42
第30図	塔のへつり層の湖成堆積物に貫入する大白森山溶岩	43
第31図	成岡層の湖成堆積物	47
第32図	下郷層の河川堆積物と天栄火砕流堆積物	50
第33図	観音川岩屑なだれ堆積物とその給源	57
第34図	低位I段丘堆積物	59
第35図	降下火砕堆積物の露頭柱状図	63
第36図	鶴ヶ池岩屑なだれ堆積物を覆う風成及び降下火砕堆積物	64
第37図	田島図幅の重力図とカルデラの分布	67
第38図	田島図幅とその周辺における最近の浅い地震活動	69
第39図	下郷鉱山の褐鉄鉱鉱床	71
第1表	ジルコン・フィッシュトラック年代測定結果	26
第2表	K-Ar年代測定結果	28
第3表	成岡層産の植物化石	48
第4表	観音川岩屑なだれ堆積物中の木片の放射性炭素年代測定結果	58
第5表	降下火砕堆積物の特徴	62
第6表	「田島」図幅の温泉一覧表	72
第7表	温泉水組成分析結果	73
第8表	温泉水同位体分析結果	74
Fig. 1	Summary of geology in the Tajima district	79
Fig. 2	Gravity anomaly map for the Tajima district	81

田島地域の地質

山元孝広*

「田島」図幅地域の現地調査は、平成5-8年度に実施された。第四紀火山噴出物の地質については、山形大学理学部の伴 雅雄博士にご教示頂き感謝する。応用地質のうち地下資源に関する部分の文献については、資源エネルギー地質部の須藤定久技官の協力を得た。また、本研究に使用した薄片は、安部 正治・佐藤芳治・野神貴嗣・佐藤卓見の各技官の製作による。

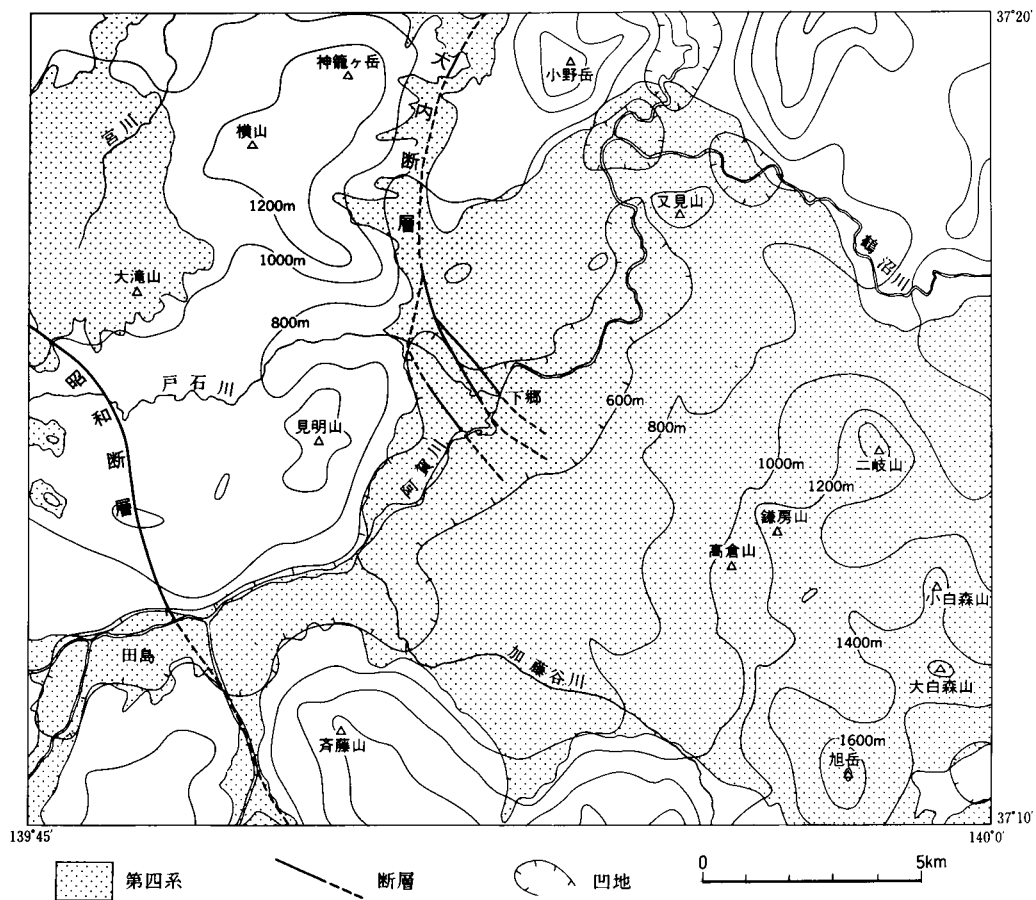
I. 地 形

「田島」図幅地域は、東経139°45′-140°0′、北緯37°10′-37°20′の範囲に相当し、行政的には福島県の大沼郡・南会津郡・会津若松市・岩瀬郡・西白河郡に属する。

本図幅地域は東北脊梁山地の南端部に当たり、その地形は標高600-1800mの山地と阿賀川(大川)沿いの段丘で構成されている(第1図)。図幅地域の南東部には那須火山群を構成する標高1835.2mの旭岳(赤崩山)があり、これが本図幅地域内の最高峰となっている(第2図)。一方、図幅地域を南西から北東に横切って流れる阿賀川は、本図幅地域南西方の標高1500m前後の山地に源を発し、本図幅地域の北にある会津盆地を経て、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。南東縁部を除く図幅地域内の河川は、すべて阿賀川に合流する。これに対し図幅地域南東縁部の大白森山と旭岳を結ぶ稜線の東側は阿武隈川の源流域で、ここから流れ出た河川は太平洋に至る。すなわち、この大白森山と旭岳を結ぶ稜線が、日本海と太平洋に注ぐ河川を分ける分水嶺となっている。

* 地質部

Keywords : geologic map, 1:50,000, Tajima, Fukushima, Jurassic, Cretaceous, Miocene, Pliocene, Pleistocene, Holocene, Oto Formation, Kurakawa Formation, Higashiomata Formation, Takagawa Formation, Jyonoirizawa Formation, Hiwada Formation, Nanaorezaka Formation, Ono Formation, Tonohetsuri Formation, Narioka Formation, Shimogo Formation, Kasshiashidake Volcano, Futamatayama Volcano, Ouchi Fault, caldera, pyroclastic flow deposit, active fault.



第1図 「田島」図幅の埋谷接峰面図
 等高線は200m間隔で、幅1km以下の谷地形を埋めた仮想の地形面を示す。

I. 1 山地の地形

本図幅地域内の山地の地形は、1)図幅地域北部の小野岳・横山周辺や南部の齊藤山周辺の標高1200m以上で谷が深く入り込んだ山地、2)これらに取り囲まれた図幅地域中央部下郷町の阿賀川周辺とその支流の鶴沼川と加藤谷川に囲まれた標高600-1000mの比較的起伏に乏しい山地、3)図幅地域北西部の大滝山周辺にある標高1000-1200mで平坦面が良く残存した台地状の山地、4)図幅地域東部の二岐山や南東部の旭岳がつくる成層火山の地形に区分できる。

1)の山地のうち、図幅地域北部の小野岳(標高1383.4m)から大戸岳(標高1416m;北隣「若松」図幅地域内)にかけての山地と、南部の齊藤山(標高1278.3m)から三倉山(標高1854.0m;南隣「那須岳」図幅地域内)にかけての山地は、ジュラー白亜紀の熱変成を受けた堆積岩と深成岩やこれを覆う前期中新世の火山岩を主体とする地層で構成されている。また、横山(標高1378.8m)周辺の山地は、鮮新世の溶結した火砕流堆積物で構成されている。いずれの岩石も固結度が高く、侵食に対する抵抗性が強



第2図 北西から見た那須火山群北部の山体

旭岳(標高1835.2m)と観音山(標高1640m)は50-40万年前に活動した甲子旭岳火山噴出物、三本槍岳(標高1917m;南隣「那須岳」図幅内)は30万年前頃に活動した三本槍岳火山噴出物で構成されている。写真は加藤谷川北岸に分布する鶴ヶ池岩屑なだれ堆積物の表面(下郷町鶴ヶ池)から上流の山々を撮影したもので、岩屑なだれ給源の崩壊地形はすでに侵食により失われている。

い、

2)がつくる地形は東隣「長沼」図幅地域の羽鳥湖の西岸まで広がり、その長径は20kmを超えている。これを取り囲む1)の山地よりも標高が低く、大局的には盆地状の地形をつくっている(第1図、第3図)。この山地は前期更新世の火山噴出物と湖成堆積物で主に構成され、溶結した火砕流堆積物や溶岩を除くと全体に岩石の固結度は低い。この山地内には、又見山(標高935.1m)・鎌房山(標高1313m)・高倉山(標高1284.4m)・小白森山(標高1563.1m)・大白森山(標高1642m)などのドーム状の山が存在するが、これらは下部更新統塔のへつり層の後カルデラ期溶岩が残存して形成された組織地形である。2)の山地内の地層は大規模火砕流の噴出に関連して形成されたものであり、これがつくる盆地状の地形は当時のカルデラ(小野・塔のへつり・成岡の各カルデラ)の名残と考えられる。

3)の大滝山(標高1168.0m)周辺の小起伏面の広がった山地の頂部は、下部中新統七折坂層で構成されている。その主体は溶結した火砕流堆積物で、岩石の固結度は高い。平坦面の標高は北に向かって低下し、北隣の「若松」図幅地域(山元・吉岡, 1992)では会津盆地の地下に埋もれてしまう。七折坂層の火砕流堆積物は小野・塔のへつり・成岡の各カルデラから噴出したもので、大滝山周辺の台地状の地形は当時の火砕流台地の名残である。

4)の成層火山がつくる地形は、二岐山(標高1544.3m)と旭岳の周辺に認められる。このうち二岐山周辺の火山地形は比較的明瞭で(第4図)、二岐山山頂部の溶岩ドーム地形、これを取り巻く火砕流堆



第3図 前期更新世のカルデラ火山群がつくる盆地状の地形

図幅中央部の下部更新統小野層・塔のへつり層・成岡層・下郷層がつくる標高600m~1000mの比較的起伏に乏しい山地を、横山(標高1378.8m)・神籠ヶ岳(標高1376.3m)・小野岳(標高1383.4m)・大戸岳(標高1416m;北隣「若松」図幅内)などジュラー白亜系・新第三系からなる山地が取り囲んでいる。このカルデラ内には、又見山(標高935.1m)・高倉山(標高1284.4m)などのドーム状の山が存在するが、これらは塔のへつり層中の大白森山溶岩がつくる山体である。



第4図 大森山から見た二岐山

二岐山(標高1544.3m)は中期更新世末~後期更新世初頭の火山噴出物からなり、テーブル状の岩山溶岩とこれを覆う山頂部溶岩ドームの二岐山溶岩で構成されている。その手前右にあるのは前期更新世の大森山溶岩からなる小白森山(標高1563.1m)、背後にあるのはジュラー白亜系からなる大戸岳(標高1416m;北隣「若松」図幅内)である。

積物がつくる平滑な地形面や、二岐山の基部から北西に流れる溶岩流がつくる流下方向に直交する高まりと凹地が平行に並んだ溶岩皺地形等が認められる。また、この溶岩流の下流域の両側には、溶岩流が崩れてできた地すべり地形が発達している。これに対し、旭岳周辺の甲子旭岳火山噴出物がつくる山体は侵食が進み、火山の初生的な地形はほとんど失われている(第5図)。山頂部は鋭く尖り、その東側は地すべり地形が認められる。また、旭岳の北西山麓には、観音川岩屑なだれ堆積物がつくる小山や凹地が集まった流れ山地形が明瞭である。流れ山地形は観音川沿いに阿賀川の左岸まで続くが、下流域では田畑の区画整理が進み、地形が不明瞭になっている。

I. 2 河川の地形

本図幅地域の主な河川は阿賀川とその支流で構成されている。阿賀川は図幅地域南西縁の田島町から中央部の下郷町を経て、北の会津若松市に向かって流れ下っている。阿賀川は下郷町^{しおのう}塩生よりも上流では200m前後の幅の直線状の流路を持つが、これより下流では川幅が狭まり、波長500m前後で蛇行する峡谷(下刻曲流)をなしている。川の両岸は高さ30-50mの断崖となり、比較的柔らかい岩石からなる下部更新統塔のへつり層の湖成堆積物分布域では、侵食により様々な奇岩が形成されている(第6図)。阿賀川の主要な支流としては、東隣の「長沼」図幅地域内の羽鳥湖から西流し湯野上で本流に合流する鶴沼川、南隣の「那須岳」図幅地域内の三本槍岳から北西流して落合で合流する加藤谷川、同図幅地域内の男鹿岳から北流して田島で合流する水無川、西隣の「針生」図幅地域内の舟鼻山から東流して下郷で合流する戸石川がある。本図幅地域北西部の大滝山から北流する宮川は会津盆地に流れ出た



第5図 大白森山の南斜面から見た旭岳

旭岳(標高1835.2m)は、50-40万年前の中期更新世に形成された甲子旭岳火山噴出物からなる。この山体はかなりの部分が侵食され、初生的な火山地形は既に失われている。山頂直下の北壁には山体の内部が良く露出しており、その下部には東(写真では左方向)に傾く溶岩・火砕岩互層が、上部には緩く西に傾く同様の互層が認められ、山体内部に大きな不整合があることが指摘できる。

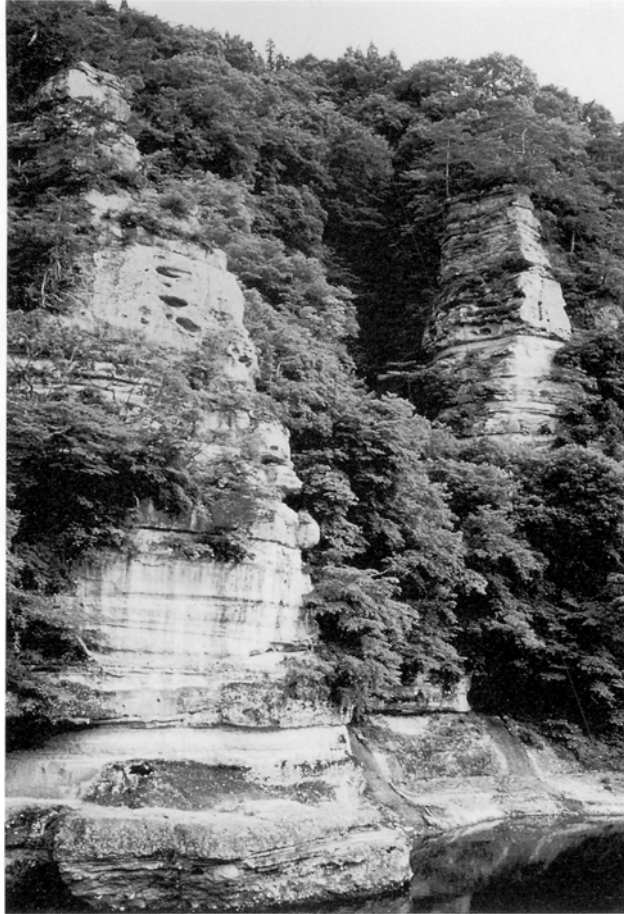
後、会津坂下の東で本流に合流する。阿賀川水系以外の河川としては、阿武隈川の源流域が図幅地域南東縁部の甲子温泉周辺にある。

本図幅地域内の河川段丘は、高位・中位・低位に大きく3分される。高位段丘は阿賀川の右岸、下郷町鶴ヶ池北方の680m前後の丘陵地にのみ分布する。中位段丘は阿賀川沿いの右岸、田島から塩生にかけてと加藤谷川左岸の音金付近にまとまって分布する。低位段丘は、湯野上よりも上流の阿賀川沿いとその支流加藤谷川と水無川沿いに広く分布し、4面に細分される。これらの段丘のうち、加藤谷川沿いに分布するものは扇状地が離水して形成されたもので、段丘面の平均斜度は 2.5° と阿賀川本流沿いの段丘面(平均斜度 1° 以下)よりもかなり大きくなっている(第7図)。

I. 3. 断層に伴う地形

横山東方の下郷町大内から中山にかけての山中には、南北に伸びる細長い低地帯が存在する。この低地帯は、西側の横山周辺の山地から流れ出た岩屑が東側の山地ではほぼ直線的にさえぎられる形になっており、西側山地の東向きの谷沿いには厚い山麓緩斜面堆積物が堆積している。緩斜面堆積物の基部には西向きの崖や孤立丘があるほか、中山峠の西には凹地や池が認められ、東向き斜面の基部には西側低下の断層(大内断層)が伏在すると判断される。

大滝山周辺の山頂部に広がる小起伏面の高度は、西隣の「針生」図幅地域内から続く昭和断層を挟ん



第6図 塔のへつりの奇岩

下部更新統塔のへつり層の後カルデラ期湖成堆積物が分布する下郷町白岩の阿賀川
両岸には、河川の下刻により様々な奇岩が多く見られる。

で、断層の北東側のものが南西側のものよりも100m前後高くなっている。この地形の食い違いは、断層の地質学的なずれのセンスと一致しており、小起伏面をつくる下部更新統七折坂層堆積後の断層変位の累積で生じたものと考えられる。

II. 地 質 概 説

「田島」図幅地域は、東北本州弧南部の会津地域に位置している(第8図)。会津地域では、付加体堆積物とこれに貫入する深成岩類からなるジュラー白亜系を基盤に、前期-中期中新世の膨大な珪長質火山噴出物が海成層と共に広く分布している。後期中新世以降の堆積物は、現在の会津盆地周辺とその南にある隆起部とに分かれて分布し、後者には後期中新世-第四紀のカルデラ火山群が形成され、前者



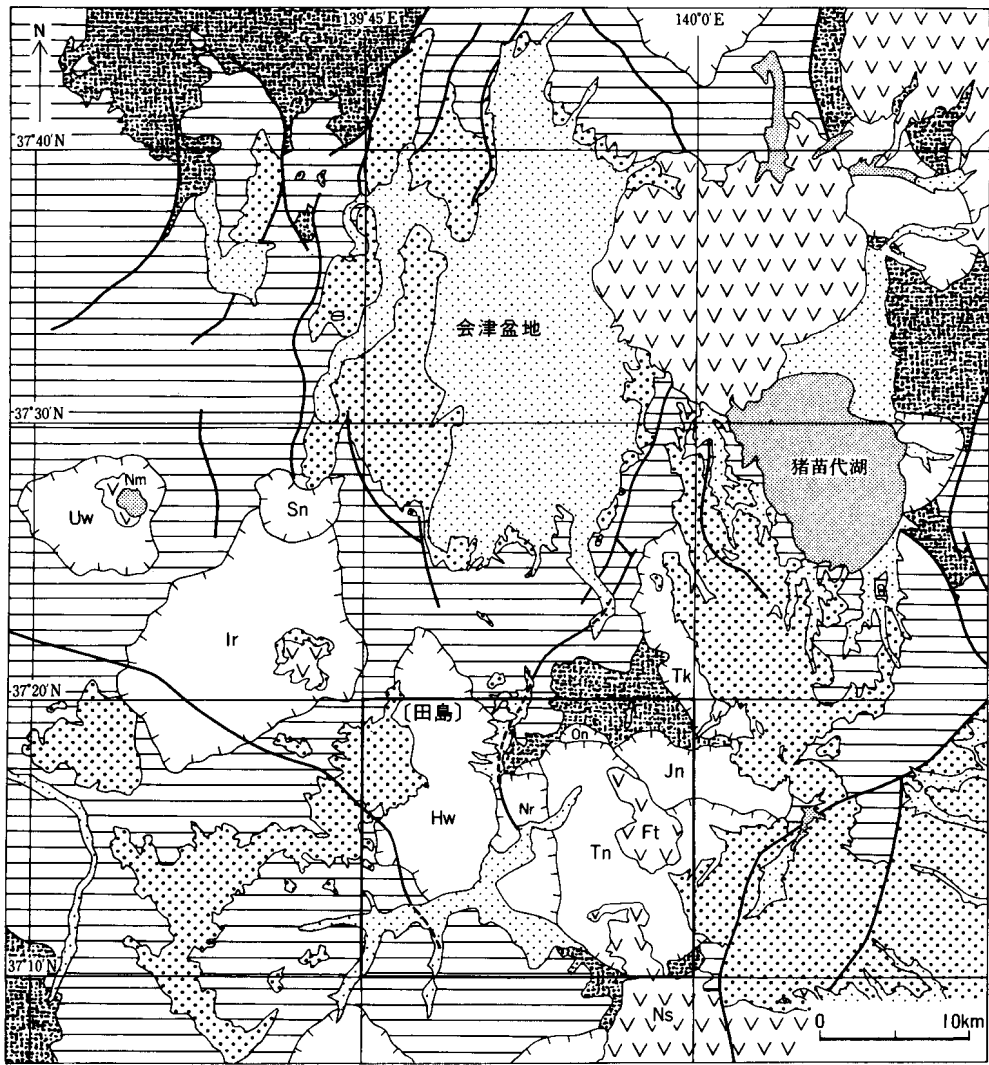
第7図 加藤谷川沿いに広がる低位I段丘面









下郷町音金南東の稜線上から下流に向かって撮影。平均斜度が2.5°と比較的大きい低位I段丘面は、区画整理が進み、棚田が整然と並んでいる。

にはこれらから流出した火砕流堆積物と河川堆積物が堆積した。後期鮮新世になると会津盆地の東西両縁での逆断層の活動が活発になり、その活動は現在も継続中である。「田島」図幅地域は、会津盆地の南にあるカルデラ火山群のなかでも、特に前期更新世のカルデラが集中する場所にあたり、これが地形・地質の大枠を規制している。また、カルデラ内には中期更新世以降に噴出した成層火山体(甲子旭岳火山噴出物と二岐山火山噴出物)があり、那須火山群の北部を構成している。ただし、本図幅地域内には活火山と認定されるものはない。このほか、本図幅地域の中央部には北の会津盆地東縁から伸びる東上がりの大内断層、西部には「宮下」・「針生」図幅地域内の昭和村の野尻川沿いから続く北東上がりの昭和断層があり、どちらも第四系に変位を与えている。大内断層については活断層と認定されているが、歴史時代にこの断層が活動して大きな地震が発生した記録はない(活断層研究会, 1991, p.170-171)。それでも本図幅地域では1659年と1943年にM6以上の地震が起きたほか、図幅地域東部の下郷町内ではM4以下の群発地震がたびたび発生している。地下資源に関しては小規模な金属鉱床がいくつかあるだけで、いずれの鉱山も廃・休止となっている。また、本図幅地域内には湯本・二俣・湯野上・甲子の4つの温泉がある。

II. 1 研究史

「田島」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「田島」(増田ほか, 1974)が最初で、それ以前に当図幅地域の地質を対象にした研究は公表されていない。ただし、増田ほか(1974)の層序は、本図幅地域の主体となる鮮新統・下部更新統のほとんどを中新



- | | | | |
|---|-----------------------|---|----------|
|  | 後期更新世－完新世の河川堆積物 |  | 前期－中期中新統 |
|  | 鮮新世－完新世の成層火山 |  | ジュラー白亜系 |
|  | 後期中新世－中期更新世の火砕流・河川堆積物 |  | 断層 |
|  | 後期中新世－中期更新世のカルデラ火山 |  | カルデラ |

第8図 会津地域の地質概略図

Ir=入山沢カルデラ, Tk=高川カルデラ, Jn=城ノ入沢カルデラ, Uw=上井草カルデラ, Hw=桧和田カルデラ, On=小野カルデラ, Tn=塔のへつりカルデラ, Nr=成岡カルデラ, Sn=砂子原カルデラ, Ns=那須火山群, Ft=二岐山火山, Nm=沼沢火山.

統としている点、安山岩を主とする第四紀火山噴出物を全て一括している点、本図幅地域の大内断層に相当するものを西上がりの断層と考えている点で、大きく見直す必要がある。その後、鈴木・吉田(1978)の表層地質図「田島」が出版されたが、その層序は増田ほか(1974)のものをそのまま用いている。昭和62年度から3年計画で実施された全国地熱資源総合調査「那須地域」では、本図幅地域の大部分

がこれに含まれ、新たに地表踏査・火山岩の放射年代測定・地球物理調査・地球化学調査が行われた(NEDO〔新エネルギー・産業技術総合開発機構〕, 1990)。しかし、NEDO(1990)でもその層序は増田ほか(1974)の層序を基本的には踏襲しており、山元(1991b; 1992a)や本報告にあるような主要なカルデラ火山群の構造が見落とされている。また、NEDO(1990)では、図幅地域内の火山岩から従来の層序よりも有意に若い放射年代値をいくつか報告しているにもかかわらず、その多くを若返りと否定している。

上記以外の「田島」図幅地域の主な地質の研究には、ジュラ系の層序と化石を扱った福島県立博物館の調査報告(福島県教育委員会, 1985)、下部更新統から産出した植物化石群を記載した野中・鈴木ほか(1994)、中期-後期更新世火山噴出物の層序と放射年代値を報告した伴・高岡(1995)がある。

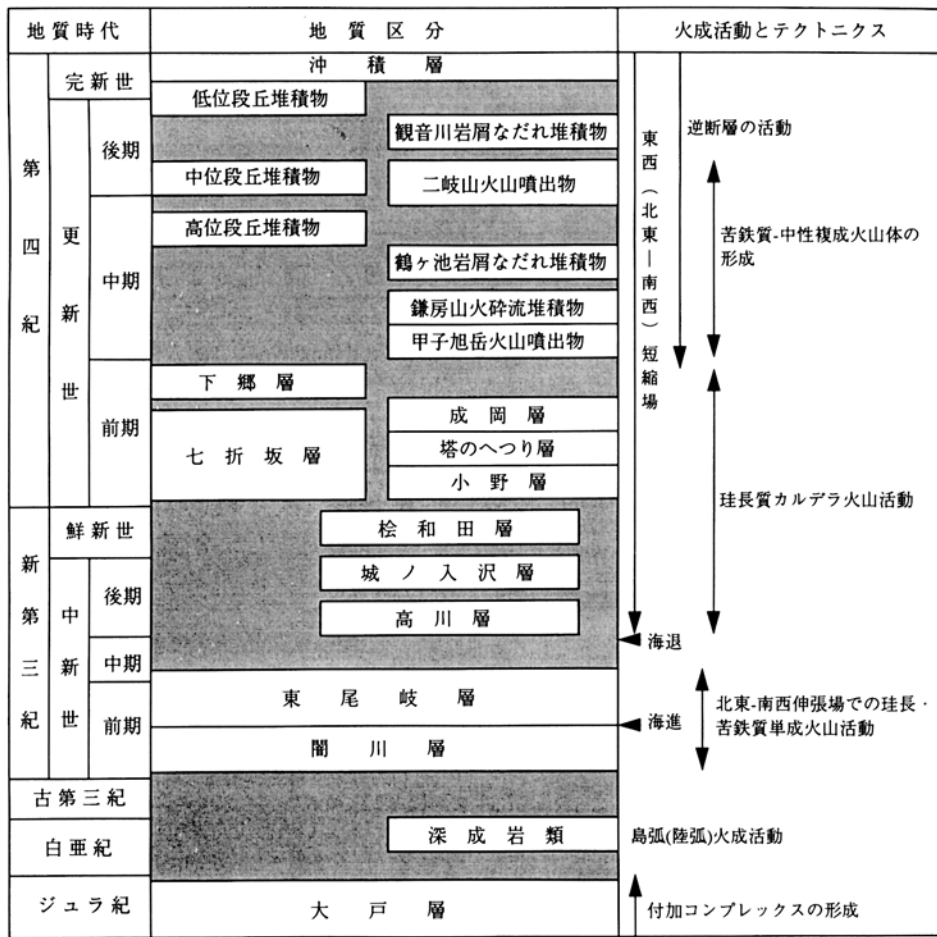
II. 2 層序

本図幅地域の層序は、第9図のように総括できる。増田ほか(1974)の層序と根本的に異なることは、彼らが中新統の最下部とした城ノ入沢層が中新統の最上部であること、本図幅地域のかなりの部分を占める地層が鮮新統・下部更新統であること(第10図)、本報告にあるようなカルデラ火山の概念は彼らの層序には含まれていない。

本図幅地域のジュラー白亜系は図幅地域北東部と南東部に分布する。このうち熱変成を受けた砕屑岩からなる地層は^{おおと}大戸層と呼ばれている(鈴木, 1964; 増田ほか, 1974)。本層は主に砂岩・泥岩からなる厚い単調な地層で、チャートを伴い、泥岩中の放射虫化石から八溝・足尾山地のジュラ系に対比されている(福島県教育委員会, 1985)。このようなジュラ系は日本列島の各地に基盤岩として分布しており、当時の海洋プレートが大陸のユーラシアプレート下に沈み込む際に、膨大な量の堆積物が大陸側プレート前面に付加されて形成されたもの(付加コンプレックス)とみなされている。大戸層には黒雲母角閃石花崗閃緑岩や黒雲母アダムロ岩からなる白亜紀後期の深成岩が貫入しているが、これらの岩石はユーラシアプレート東縁における沈み込み帯での火成活動の産物である。白亜紀-古第三紀の堆積岩・火山岩は、本図幅地域内には分布していない。

ジュラー白亜系を不整合に覆う下部-中部中新統は、^{くらかわ} 關川層と ^{ひがしおまた} 東尾岐層に区分される。關川層は図幅地域北部に分布し、変質が著しい安山岩及び流紋岩火砕岩を主とし礫岩を伴う陸成層である。東尾岐層は北西部と南部に分かれて分布しており、流紋岩の溶岩及び火砕岩を主とする海成層である。両層の模式地のある北隣「若松」図幅地域での層厚は両層合わせて2000mを越えるが、本図幅地域内の下部-中部中新統は上位層との間の大きな不整合により、かなりの部分が削剥されている。東尾岐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北西-南東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(山元, 1991a)。会津地方では10Ma前後から海退が顕著に現れ、これ以降は海が進入することはなかった(山元, 1992a; 山元・吉岡, 1992)。

上部中新-鮮新統の^{たかがわ} 高川層・^{じょうのいりざわ} 城ノ入沢層・^{えわだ} 桧和田層は、陸上の大型カルデラ群を埋積する地層である。いずれも基盤岩を急傾斜の不整合面で覆い、共通した層序を持つ。すなわち、各層はカルデラ形成



第9図 「田島」 図幅の地質総括図

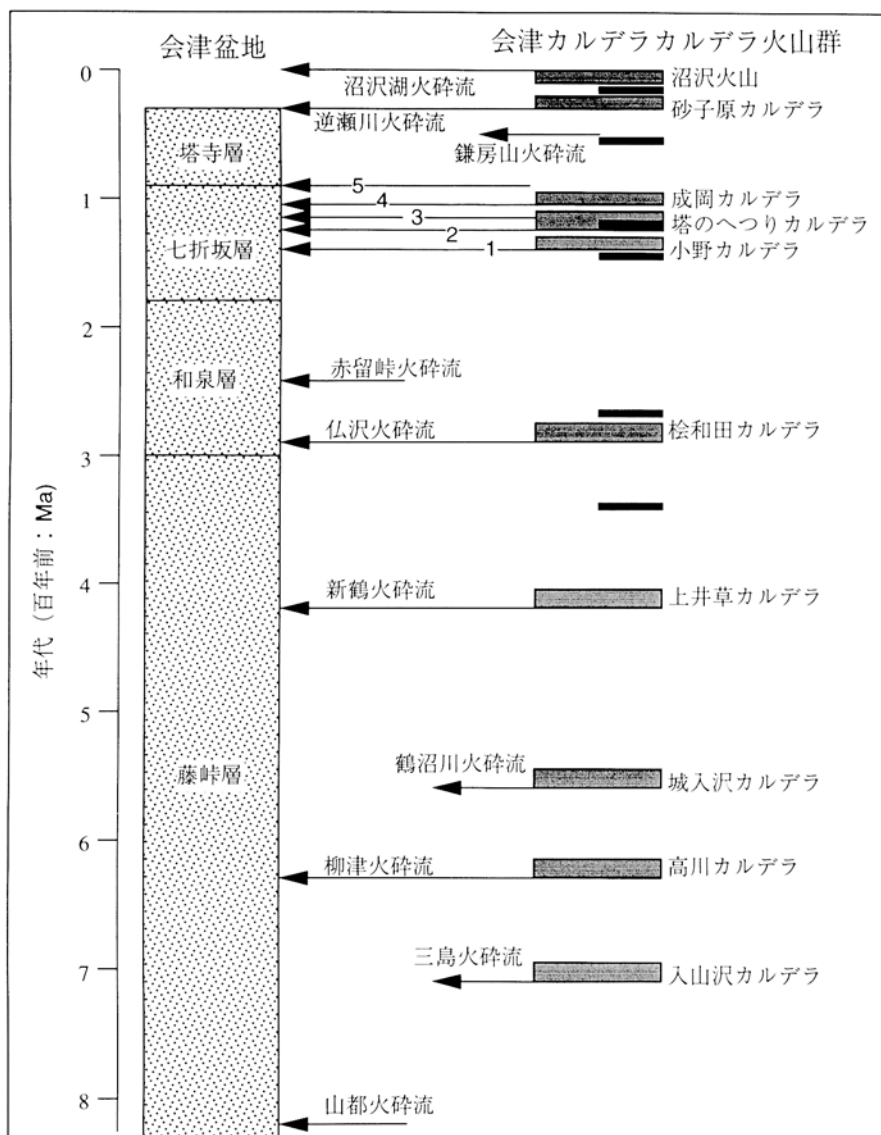
期の膨大なデイサイト火砕流堆積物・岩屑なだれ堆積物(100km³以上)と、後カルデラ期の湖成堆積物・溶岩・火砕岩・貫入岩で構成されている。カルデラ外に流出した火砕流堆積物は、会津盆地の陸成層(藤峠層・和泉層)中に挟まれ、柳津(Fj 3)火砕流堆積物が高川カルデラ起源、仏沢(Iz 1)火砕流堆積物桧和田カルデラ起源と考えられている(第11図; 山元, 1992a; 山元・吉岡, 1992)。上部中新統の高川層は、会津盆地の南東山地内の径16×10kmの高川カルデラを埋積したもので、その一部が本図幅地域北東縁にわずかに分布する。本層カルデラ形成期の柳津火砕流堆積物の放射年代値は、6.5-6.3Maを示している(山元, 1991b; 1992a)。上部中新統の城ノ入沢層は、本図幅地域北東部の城ノ入沢下流域から東隣「長沼」図幅地域の天栄村大平にかけての長径約10kmの城ノ入沢カルデラを埋積した地層である。本層は分布の西側中央部が周囲に対しピストン状に隆起した構造をもち、特に隆起部の北の縁に沿っては弧状のデイサイト岩脈が貫入している。本層カルデラ形成期の鶴沼川火砕流堆積物の放射年代値は、5.6Ma前後を示している。鮮新統の桧和田層は、本図幅地域西部の南北に伸びた径18×10kmの桧和田カルデラを埋積した地層である。本層がつくる山地は周辺の基盤岩分布域よりも地

	増田ほか (1974)	NEDO (1990)	本 報 告
前期更新世	成岡層	成岡層	下郷層・成岡層・塔のへつり層・小野層・七折坂層
		南倉沢凝灰岩	
鮮新世	大滝山溶結凝灰岩・大牧凝灰岩	塔のへつり層	桧和田層
		高川層	城ノ入沢層
中新世	南倉沢層		高川層
	三喰沢層・塔のへつり層・二俣層・高川層		
	湯野上層	羽鳥層	東尾岐層
	大岩層・城ノ入沢層	大岩層・城入沢層	閻川層

第10図 中新統一前期更新統の新旧層序区分

形的に突出しており(第1図)、カルデラとしての凹地地形は不明瞭である。また、正の重力異常がカルデラ内にあり、基盤の下部—中部中新統よりも高密度の岩体が存在することを示唆している。これらの特徴は、カルデラ中央部が周囲に対して盛り上がるカルデラ再生隆起が顕著に認められることや隆起部に深成岩(細粒トータル岩)が貫入していることと調和的である。本層カルデラ形成期仏沢火砕流堆積物の放射年代値は、2.7—2.9Maを示している。

下部更新統の七折坂層・小野層・塔のへつり層・成岡層・下郷層は、本図幅地域東部で当時に起きた一連の大規模火砕流噴火の産物である。七折坂層は給源カルデラから流れ出た火砕流堆積物群と河川堆積物からなる地層で、模式地のある会津盆地の西縁では下位から隈戸(Nn 1)・芦野(Nn 2)・南倉沢(Nn 3)・西郷(Nn 4)・天栄(Td 1)火砕流堆積物が挟まれている(第11図; 山元, 1992a; 山元・吉岡, 1992)。これらの火砕流堆積物は本図幅地域の東方の白河周辺に分布する白河火砕流堆積物群(吉田・高橋, 1991)と同じものであり、その南の延長は栃木県の喜連川丘陵でも確認されている(小池ほか, 1985)。本図幅地域内では特に隈戸火砕流堆積物が特に厚く(200m)分布し、本層の大半を占めている。放射年代値や層序関係からみて、隈戸火砕流堆積物は1.4Ma前後、芦野火砕流堆積物は1.4—1.2Ma、南倉沢火砕流堆積物は1.2—1.0Ma、西郷火砕流堆積物は1.0Ma前後、天栄火砕流堆積物は1.0—0.9Maに噴出したものである(第11図)。また、天栄火砕流堆積物が正帯磁であるほかは、いずれの堆積物も逆帯磁している。小野層は隈戸火砕流を噴出した小野カルデラを埋積した地層で、隈戸火砕流堆積物・岩屑なだれ堆積物と、後カルデラ期の貫入岩で構成されている。複数の大型カルデラが重複するため、小野カルデラ自体は北西縁の7×1.5kmの部分しか残存していない。塔のへつり層は、芦野・南倉沢火砕流を噴出した、下郷町湯野上から西郷村甲子に達する径17×15kmの塔のへつりカルデラを埋積した地層である。本層はカルデラ形成期の芦野火砕流堆積物・岩屑なだれ堆積物と、後カルデラ期の湖成堆積物・甲子火山岩類・大白森山溶岩・南倉沢火砕流堆積物で構成されている。本カルデラに



河川・火砕流堆積物
 カルデラ火山
 成層火山

1=限戸火砕流 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11図 会津盆地の新第三系・第四系と会津カルデラ火山群の対比図

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にある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8図を参照のこと。

はカルデラ中央部が周囲に対して盛り上がるカルデラ再生隆起が顕著に認められ、大局的には下部層が中央部に、上部層が縁辺部に分布する。隆起に伴って高角の断層が多数形成されており、その大半は正断層である。成岡層は、西郷火砕流を噴出した径10×4 kmの成岡カルデラを埋積した地層で、西郷火砕流堆積物とこれを覆う後カルデラ期の湖成堆積物で構成されている。本層の構造はほぼ水平で、顕著な負の重力異常を持つことから、カルデラの初成的な構造は乱されていないものと判断できる。下郷層は、成岡層を軽微な不整合で覆う地層で、礫を主とする粗粒の河川堆積物と天栄火砕流堆積物で構成されている。本層は、成岡カルデラ内の湖水が排出された後、この低地内に堆積したもので、天栄火砕流堆積物も別の噴出源から流入してきたものである。

中期更新世の甲子旭岳火山噴出物・鎌房山火砕流堆積物と中期－後期更新世の二岐山火山噴出物は、塔のへつりカルデラ内に形成された火山体を構成するものである。甲子旭岳火山噴出物は、図幅地域南東部の旭岳から観音山にかけての山体をつくっており、玄武岩の薄い溶岩流と同質の火砕岩の互層からなる。噴出物の傾斜から火山の噴出中心は今の旭岳山頂よりも東にあったとみられるが、山体の初生的な地形は侵食により完全に失われている。本火山噴出物からは0.54－0.42Maを示すK-Ar年代値が報告されている(伴・高岡, 1995)。鎌房山火砕流堆積物は、図幅地域南東部の大白森山・小白森山の東から「長沼」図幅地域の羽鳥湖周辺に分布するもので強溶結の斜方輝石単斜輝石安山岩火山礫凝灰岩からなる。本堆積物と甲子旭岳火山噴出物との露頭での層序関係は確認できないが、この火砕流堆積物からは0.42Ma前後のK-Ar年代値が得られており、分布から見て甲子旭岳火山の末期にこの山体付近から噴出したものと考えられている(伴・高岡, 1995)。二岐山火山噴出物は、図幅地域東部の二岐山を中心とする火山体を構成するものである。山体の火山地形は比較的新鮮で、かんらん石・角閃石・石英斑晶を含む斜方輝石単斜輝石安山岩の厚い溶岩・火砕岩からなる。本噴出物中の岩山溶岩からは0.14 Ma前後のK-Ar年代値が報告されているほか(伴・高岡, 1995)、最上部の二俣火砕流堆積物の直上には広域テフラである約9万年前のAso 4火山灰が見いだされる。

火山噴出物以外の中期更新統としては鶴ヶ池岩屑なだれ堆積物とこれを覆う高位段丘堆積物があり、どちらも前期更新統成岡層・下郷層の分布域にある標高700m前後の平坦面を構成している。鶴ヶ池岩屑なだれ堆積物は那須火山群北部の山体が崩落して発生したものであるが、侵食によりその給源地形は失われている。両堆積物とも多数の降下堆積物を挟む最大厚さ約6 mの土壌化した褐色の風成堆積物(いわゆる火山灰土)に覆われ、火山灰層序から推定されるその年代は30－20万年前である。

後期更新－完新統には、堰止湖堆積物・中位段丘堆積物・観音川岩屑なだれ堆積物・低位段丘堆積物・地すべり堆積物・山麓緩斜面堆積物・沖積層がある。このうち、堰止湖堆積物は二岐山火山噴出物が鶴沼川の支流、二俣川の上流部を堰き止めてできた湖沼に堆積したものである。中位段丘堆積物は後期更新世の10－8万年前に形成されたもので、阿賀川とその支流沿いに分布する。観音川岩屑なだれ堆積物は甲子旭岳山体の一部が17kaに崩落して発生したもので、観音山の西山麓から下郷町塩生の阿賀川東岸にまで達している。低位段丘堆積物は低位I－IV段丘に細分され、現在の主要な河川沿いに堆積した。最も若い低位IV段丘堆積物は5 kaの沼沢－沼沢湖テフラに直接覆われており、低位段丘堆積物の一部は完新世に堆積したものと判断される。地すべり堆積物・山麓緩斜面堆積物は山地の麓にある緩斜面を構成するもので、沖積層は現河床を構成する堆積物である。

III. ジュラ系

III. 1 ^{おおと}大戸層(Ot, Oc)

地層名 鈴木(1964), 鈴木ほか(1972), 増田ほか(1974), 福島県教育委員会(1985), 山元・吉岡(1992)の「大戸層」による。増田ほか(1974)では「おおどそう」と読まれているが、分布の中央にある大戸岳が「おおとだけ」と呼ばれているので、地層の読みは鈴木ほか(1972)に従った。

模式地 福島県会津若松市大川ダム下流の阿賀川流域(「若松」図幅地域内)。本図幅地域内では、下郷町の城入沢上流部に好露頭が連続する。

分布・構造 図幅地域北東部の小野川中流部から若郷湖周辺をへて、城入沢上流部に至る地域と、図幅地域南東部の西郷村甲子周辺に分布する。本層の一般走向は北東-南西から北西-南東で、東あるいは西に傾斜している。

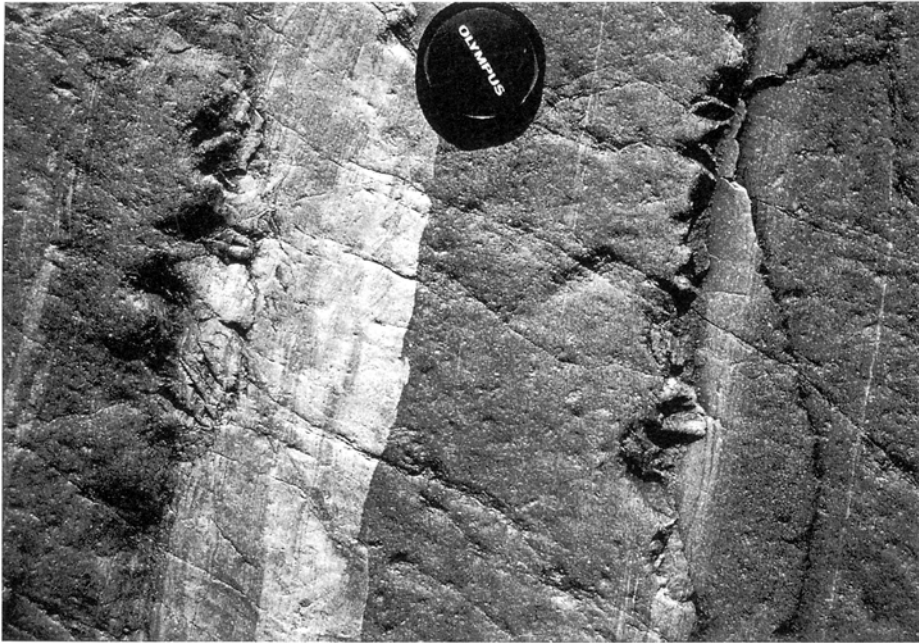
層序関係 前期中新世の閼川層に緩傾斜の不整合面で覆われるほか、後期中新世の高川層・城ノ入沢層と前期更新世の小野層・塔のへつり層に急傾斜の不整合面で覆われる。また、後期白亜紀深成岩類、及び前期-中期中新世の岩脈群に貫かれる。

岩相 本層は、主に砂岩泥岩互層・無層理泥岩からなり、チャートを伴っている。これらの岩石は深成岩類の貫入による熱変成の結果、ほとんど全てホルンフェルス化している。ただし、熱変成の程度は地域により異なり、西郷村甲子周辺のものの変成度が高く、下郷町の小野川中流部や城入沢上流部のもはその程度が低い。一般に、厚層理の砂岩は中-細粒で正級化の発達したものが多い。また、細-極細粒の砂岩には平行-低角斜交葉理が認められる(第12図)。チャートは層状で、分布域の各地に薄いレンズ状の岩体として露出している。碎屑岩の走向方向への連続性は良く、多種の岩塊が大規模に混在した岩相は認められない。ただし、チャートとその上下の碎屑岩との関係は野外で確認していない。

岩石記載 砂質ホルンフェルスは再結晶した石英・斜長石の等粒状結晶からなり、基質に黒雲母・緑泥石・白雲母・カリ長石を生じている。泥質ホルンフェルスも、変成鉱物として石英・斜長石・カリ長石・黒雲母・緑泥石・白雲母を生じており、変成度の著しいものは堇青石の斑状変晶を生じている。堇青石はほとんどがピナイト化している。チャートも再結晶した石英の等粒状結晶からなり、他に斜長石・白雲母・緑泥石を生じている。

化石 下郷町の小野川中流部の比較的変成度の低い泥岩より、ジュラー白亜紀を示す保存不良の放散虫化石群(*Acanthocircus* sp., *Archaeospongoprunum* sp. など)が報告されている(福島県教育委員会, 1985)。

対比 足尾山地・八溝山地のジュラ系(Sashida et al., 1982)や、飯豊山地のジュラ系(水谷ほか, 1984; 高橋ほか, 1996)に対比される。



第12図 ジュラ系大戸層の細・極細粒砂岩(白色部)・泥岩(黒色部)互層
砂岩には平行葉理や低角斜交葉理がよく発達する。この地層は左上位である。下郷町北東部の城入沢沿い標高690m地点。

IV. 白 亜 系

IV. 1 後期白亜紀深成岩類(Cp)

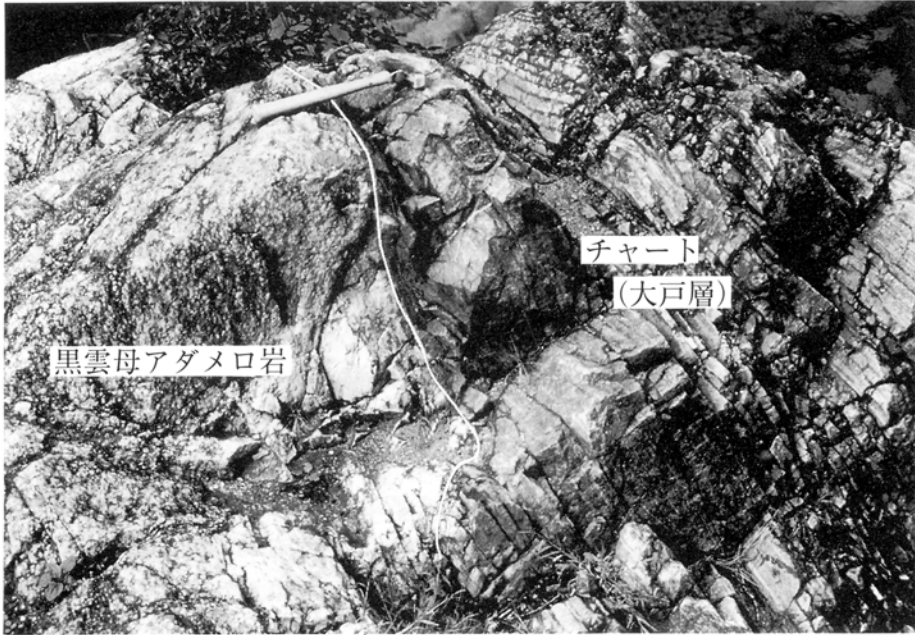
分布 下郷町の加藤谷川の上流部にまとまった分布があるほか、図幅地域北部と南東部の大戸層分布域にも複数の小岩体が分布する。

層序関係 大戸層に貫入する(第13図)。また、前期中新世の闇川層や前期-中期中新世の東尾岐層に緩傾斜の不整合面で覆われるほか、後期中新世の城ノ入沢層と前期更新世の小野層・塔のへつり層・成岡層に急傾斜の不整合面で覆われる。

岩相・岩石記載 西郷村甲子周辺の岩体が粗-中粒の黒雲母アダムロ岩からなるほかは、いずれも等粒状ないしは斑状の中粒黒雲母角閃石花崗閃緑岩からなる。いずれの岩体もさまざまな程度に変質を受けており、黒雲母や角閃石の一部ないし大部分が緑泥石・緑れん石などで置換されている。

年代・対比 西郷村甲子の黒雲母アダムロ岩から66Maの黒雲母K-Ar年代値が報告されている(河野・植田, 1966)。これ以外の岩体からは放射年代値が報告されていないが、地質の状況から判断すると、本図幅地域の深成岩類は、八溝山地のジュラ系を貫く花崗岩類(柴田ほか, 1973)や飯豊山地のジュラ系を貫く花崗岩類(河野・植田, 1966; 高橋ほか, 1996)と同様に、すべて白亜紀後期の火成活動の

産物であると考えられる。



第13図 大戸層のチャートに貫入する白亜紀後期貫入岩類
貫入岩はカリ長石の斑状結晶が目立つ中粒黒雲母アダムロ岩で、貫入面の近傍では細粒になっている。西郷村甲子温泉下流500mの阿武隈川沿い。

V. 下部—中部中新統

V. 1 ^{くらかわ} 關川層 (Kr)

地層名 鈴木(1964)、山元・吉岡(1992)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 下郷町の小野岳周辺と、若郷湖東方の南北に伸びる稜線上に分布する。後者の地域では露頭で分布を直接確認したわけではないが、稜線の東西両側の大戸層が分布する沢中に本層由来と見られる礫岩の転石があることから地質図に分布を示した。小野岳周辺の本層は、緩く北西に傾斜している。

層序関係 ジュラー—白亜系を不整合に覆う。上位層との関係は本図幅地域内で確認できないが、北隣「若松」図幅地域内の模式地では、東尾岐層に整合で覆われる(山元・吉岡, 1992)。

層厚 500—600m

岩相 本層は主に変質した安山岩火砕岩及び流紋岩火砕岩からなり、礫岩を挟在している。北隣「若

松」図幅地域内の模式地では安山岩の溶岩流を主体とするが(山元・吉岡, 1992), 本図幅地域内ではその分布を露頭で直接確認していない。安山岩火砕岩は、厚層理で淘汰の良い火山礫岩・塊状でマトリックス支持の凝灰角礫岩からなる。これらはいずれも、多種の安山岩岩片に富んでいる。流紋岩火砕岩は変質した軽石に富む火山礫凝灰岩で、斜長石・石英の結晶片の多い基質を持つ。非火山性の礫岩は、塊状で淘汰の良い礫岩からなり、その礫種は、ホルンフェルス・花崗閃緑岩・安山岩を主体としている。本図幅地域内での本層の露頭の分布は断片的で、全体の層相は明らかになっていないが、模式地周辺の岩相(山元・吉岡, 1992)から判断すると、本層は陸成層である。

岩石記載 安山岩火砕岩の岩質は、単斜輝石安山岩と斜方輝石単斜輝石安山岩である。安山岩及び流紋岩火砕岩とも変質が著しく、緑泥石・緑れん石・セリサイト・方解石等を生じている。また、小野岳周辺の火山岩には鉍化が認められ、小野岳西斜面の猿倉沢にある網状赤鉄鉍脈が大内鉍山として大正年間に採鉍された。

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」図幅地域の大松沢層(鈴木, 1964)の上部・「玉庭」図幅地域の眼鏡橋層(柳沢・山元, 1998)の上部・「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。

ひがしおまた V. 2 東尾岐層(Hv, Hr, Hb, H)

地層名 山元・吉岡(1992)の「東尾岐層」による。増田ほか(1974)では図幅地域北西部のものが観音層、図幅地域南部-南西部のものが大岩層と呼ばれている。しかし、増田ほか(1974)が観音層や大岩層とした地層には、本報告の鮮新統桧和田層に相当するものがかなり含まれており、増田ほか(1974)の地層名をそのまま用いることはしない。山元・吉岡(1992)は会津盆地の南方山地に分布する様々な名称で呼ばれていた流紋岩を主とする海成層、すなわち鈴木・吉田(1956)の観音層・荻野層、鈴木(1964)の荻野層・上三寄層・面川層、鈴木ほか(1972)の観音層の一部・田中層・荻野層・面川層・本郷層、八幡(1982)の牧場層の一部・観音層・荻野層・二岐川層の一部を合わせたものを、岩相が共通することから全て一括して東尾岐層と定義し直している。本図幅地域に分布する流紋岩を主とする下部-中部中新統も北隣「若松」図幅地域の東尾岐層(山元・吉岡, 1992)に連続するものであり、この地層名を用いる。

模式地 会津高田町東尾岐周辺から勝負沢源流にいたる地域(「若松」図幅地域内)。

分布・構造 図幅地域北西部と図幅地域南部-南西部に分かれて分布する。本層の走向は一定しないが、全体として西ないし北西に緩く傾いている。

層序関係 図幅地域南東部で後期白亜紀深成岩を不整合に覆う。ただし接触関係を実際に観察した下郷町音金の南西の沢沿いの露頭では、本層の流紋岩が後期白亜紀深成岩類に貫入している。また、本層は鮮新世の桧和田層に急傾斜の不整合面で覆われるほか、図幅地域西部では前期更新世の七折坂層に緩傾斜の不整合面で覆われる。北隣「若松」図幅地域では、本層は前期中新世の闇川層を整合に覆い、中

期中新世の二の沢層に整合に覆われる(山元・吉岡, 1992).

層厚 模式地周辺では最大1500mに達する.

岩相 本層は主に流紋岩の溶岩及び火砕岩からなり, 玄武岩火砕岩を伴う. 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, 径数100m-数kmのドーム状の塊状溶岩岩体を構成する. ただし, 大型の岩体内部では異なる岩質の部分や貫入関係があるので, 正確には溶岩ドーム群と呼ぶべきであろう. 一部の岩体では, 塊状溶岩から自破砕溶岩を経て, 成層した火砕岩に覆われるのが観察される. しかし, 大部分の岩体は, 周辺の火砕岩や碎屑岩に対し非調和に接している. その場合も, 各岩体の縁辺部はガラス質の自破砕溶岩に移化しており, 未固結の母岩に対して溶岩ドームが浅所貫入したものと判断される. 本溶岩ドーム群は, 当時の珪長質火山活動の噴出中心相に相当する.

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り, 流紋岩軽石に富むものが多い. 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. 火砕岩の基質は石英・長石片に富み, 細粒物に乏しいものが多い. 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.

玄武岩火砕岩(Hb)は, 図幅地域北西部の会津高田町内にわずかに分布し, 塊状のスコリアラピリストーンからなる. スコリアの外形は平滑な破断面で囲まれた多面体形で, 細粒物を欠いている.

岩石記載 本層の火山岩は流紋岩と玄武岩からなり, 量的には前者が圧倒的に多い. 流紋岩は, 斜方輝石単斜輝石流紋岩・黒雲母流紋岩・無斑晶流紋岩からなる. このうち無斑晶流紋岩は, 流理の発達に特に良い. ほとんどの流紋岩に緑泥石・緑れん石・セリサイト・方解石等の変質鉱物が認められる. また, 小規模な黄鉄鉱脈が各地の流紋岩溶岩に認められる. 玄武岩は無斑晶質で, 特に変質が著しく, 石基ガラスは完全に緑泥石や粘土鉱物で置換されている.

輝石流紋岩(GSJ R66833)

産地: 南会津郡田島町長野, 齊藤山の北東2.3kmの林道沿い.

産状: 塊状溶岩.

鏡下の特徴: 斑晶は斜長石(<2.5mm)・緑泥石で完全に置換された輝石(<0.8mm)と少量の石英(<0.5mm)からなる. 斜長石斑晶はセリサイト化が著しい. 石基には流理構造が認められるが, 完全に再結晶化し, シリカ鉱物の集合体で置換されている.

化石 本図幅地域から化石の産出は報告がないが, 北隣「若松」図幅地域では多くの層準から, 散在的に海棲貝化石を産出する(鈴木ほか, 1972). 「野沢」図幅地域の相当層(利田層上部)からはBlowのN. 8帯の有孔虫化石群(鈴木ほか, 1968), 「宮下」図幅地域の相当層(宮下泥岩部層)からはN. 8及びN. 9帯の有孔虫化石群(鈴木ほか, 1986b)が報告されている.

年代・対比 本層の年代は周辺地域の微化石層序から前期中新世後半-中期中新世初頭と判断できる. また, 本層は「只見」図幅地域の滝沢川層・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」図幅地域の桧山層・大久保層(北村ほか, 1965)に対比される。

V. 3 前期-中期中新世岩脈群(R)

分布・構造 図幅地域北東部の若郷湖周辺の大戸層分布域には, 顕著な流紋岩の平行岩脈群が分布する。岩脈の卓越方位は北西-南東である。岩脈群の分布は岩脈の伸長方向に広がり, 北隣の「若松」図幅地域内に分布の中心がある(山元・吉岡, 1992)。

層序関係 ジュラー白亜系と前期中新世の關川層に貫入する。

岩相・岩石記載 本岩脈群は, 幅が数m-数100mの流紋岩岩脈からなる。その岩質は黒雲母流紋岩・輝石流紋岩・無斑晶流紋岩で, 石基の結晶度は高い。ほとんどの岩脈で変質により緑泥石・セリサイトを生じている。また, 黄鉄鉱などの鉱化も多くの岩脈で認められる。

年代・対比 層序関係及び岩質から, 流紋岩岩脈は東尾岐層の流紋岩の供給岩脈であったと判断される。同時期の流紋岩平行岩脈群は山形県南部の「飯豊山」図幅地域(高橋ほか, 1996)・「玉庭」図幅地域(柳沢・山元, 1998)や会津地域の「只見」図幅地域(島田・伊沢, 1969)・「小林」図幅地域(島田ほか, 1974)にも分布し, 当時の伸長応力場を反映した一連の珪長質火山活動域を形成していたと考えられている(山元, 1991a)。

VI. 上部中新一鮮新統

VI. 1 ^{たかがわ}高川層(Tkd, Tkl, Kwp)

本層は高川カルデラを埋積した地層で, カルデラ形成期の柳津^{やないず}(Tk 1)火砕流堆積物・岩屑なだれ堆積物と, 後カルデラ期の湖成堆積物・桑曾根^{くわそね}(Tk 2)火砕流堆積物・安山岩火砕岩及び溶岩・貫入岩類で構成される(山元・吉岡, 1992)。本図幅地域内には, このうちカルデラ形成期岩屑なだれ堆積物と後カルデラ期の湖成堆積物・桑曾根火砕流堆積物が露出する。

地層名 山元(1991b)が再定義した「高川層」による。これは, 鈴木ほか(1972), 藤田ほか(1974)の高川層と黒森層を合わせたものに相当する。

模式地 福島県会津若松市の關川上流域(「若松」図幅地域内)。

分布・構造 会津盆地の南東山地内の径16×10kmの高川カルデラをほぼ水平に埋積している(山元, 1991b; 山元・吉岡, 1992)。本図幅地域の北東部に, その一部が分布する。

層序関係 ジュラー白亜系を急傾斜の不整合面で覆う。

層厚 下限は不明であるが, 模式地周辺では, 地表に露出する限りで約700mの層厚を持つ。

岩相 岩屑なだれ堆積物(Tkd)は、大戸層のホルンフェルスのみや、これに貫入していたとみられる流紋岩の岩片のみからなる単源の角礫岩である。角礫岩は平滑な破断面で囲まれた径30cm以下の多面体型の角礫で構成されている。各角礫の面角は、あたかも3次元のジグソーパズルのように、互いに緩く接しており、破碎岩片相互の変位量がごく小さい。そのため堆積物がホルンフェルス角礫からなるものでは、破碎前成層構造が角礫岩内でも保存されている場合がある。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内側に大規模な斜面崩壊を起こして生じたものであると考えられている(山元, 1991b)。なお、「若松」図幅地域内の本堆積物では闇川層・東尾岐層由来の岩片も混じった多様な岩相も出現するが(山元・吉岡, 1992)、本図幅地域内に分布するものはあまり岩相変化しない。また、「若松」図幅地域内で、この角礫岩はカルデラ形成期の単斜輝石角閃石デイサイト火砕流堆積物と指交しており、本図幅地域内でも角礫岩の下位にはこの火砕流堆積物が伏在するものと予想される。

湖成堆積物(Tk1)は、正(又は逆-正)級化構造の発達した単層厚数cm-数mの砂岩・礫岩と植物化石に富む平行葉理の発達したシルト岩の互層からなり、岩屑なだれ堆積物を整合で覆っている。本図幅地域内での層厚は20m程度であるが、カルデラの北側ほど厚くなり、「若松」図幅地域内では最大で250mの層厚を持つ。砂岩・礫岩の単層の多くは下位層を削り込み、シルト岩の同時侵食礫を含んでいる。また、礫岩は淘汰が悪く、粗粒-中粒砂の基質を持つものが多い。

桑曽根火砕流堆積物(Kwp)は、非溶結で径3cm以下の軽石に富む均質な角閃石デイサイト軽石火山礫凝灰岩からなり、フローユニット境界はほとんど認められない。主要な分布は会津若松市の桑曽根(「若松」図幅地域)から闇川の上流部(「長沼」図幅地域内)にあり、その層厚は約200mである。本堆積物は石質岩片に乏しく、基質はほとんどバブル形火山ガラス片・軽石片のみからなる。湖成堆積物を整合に覆い、これに由来する塑性変形を受けた砂岩・シルト岩礫を含むことがある。

岩石記載

桑曽根火砕流堆積物

岩石名：角閃石デイサイト火山礫凝灰岩(GSJ R58265)

産地：会津若松市高川南東方5kmの闇川上流部(「長沼」図幅地域内)

鏡下の特徴：斜長石(<1.5mm)・石英(<2.0mm)・普通角閃石(<0.4mm)・鉄鉱(<0.2mm)・ガラス片・石質岩片からなる。ビトロクラスティック組織を持つ。異質岩片は凝灰岩・安山岩である。

モード組成：石英=5.6%、斜長石=6.9%、苦鉄質鉱物=0.3%、基質=87.3%

化石 本層の湖成堆積物からは比較的保存の良い植物化石を産出する。「若松」図幅地域内から産出したものの詳細は、鈴木ほか(1972)に記載されている。

年代・対比 本層の岩相はこれが陥没カルデラを充填したものであることを示しており、会津盆地周辺に分布する藤峠層中の柳津(Fj 3)火砕流堆積物とそのカルデラ外流出相である(第11図；山元, 1992a；山元・吉岡, 1992)。「若松」図幅地域内の本層柳津火砕流堆積物(GSJ R569657)からは $6.3 \pm 0.4\text{Ma}$

のジルコン Ft 年代値が報告され、藤峠層中の同火砕流堆積物(GSJ R56953)からも $6.5 \pm 0.6Ma$ のジルコン Ft 年代値が報告されている(第11図; 山元, 1992a)。ただし、本層後カルデラ期の桑曾根火砕流堆積物に対応するカルデラ外流出堆積物は、これまでに藤峠層から見いだされてはいない。

VI. 2 じょうのいりざわ 城ノ入沢層(Trp, Jd, JI)

本層は城ノ入沢カルデラを埋積した地層で、カルデラ形成期の鶴沼川火砕流堆積物・岩屑なだれ堆積物と、後カルデラ期の湖成堆積物で構成される。本層にはデイサイト・安山岩・花崗閃緑斑岩・トーナル岩が貫入しているが、これらは後期中新世-鮮新世貫入岩類として次項で記載する。ただし、城ノ入沢中流部の本層とジュラー白亜系との境界部に弧状のデイサイト岩脈、分布の東縁に沿って花崗閃緑斑岩、西縁に沿ってトーナル岩が貫入するなど、貫入岩の分布は本カルデラの構造にかなり規制されている(第14図)。

地層名 増田ほか(1974)の「城ノ入沢層」による。ただし、増田ほか(1974)の定義した城ノ入沢層は本図幅地域内に分布する地層を対象にしており、本報告では、更に「長沼」図幅地域内に分布するNEDO(1990)の羽鳥層の一部も城ノ入沢層に含めるものとする。

模式地 下郷町芦ノ原東方の城ノ入沢下流域

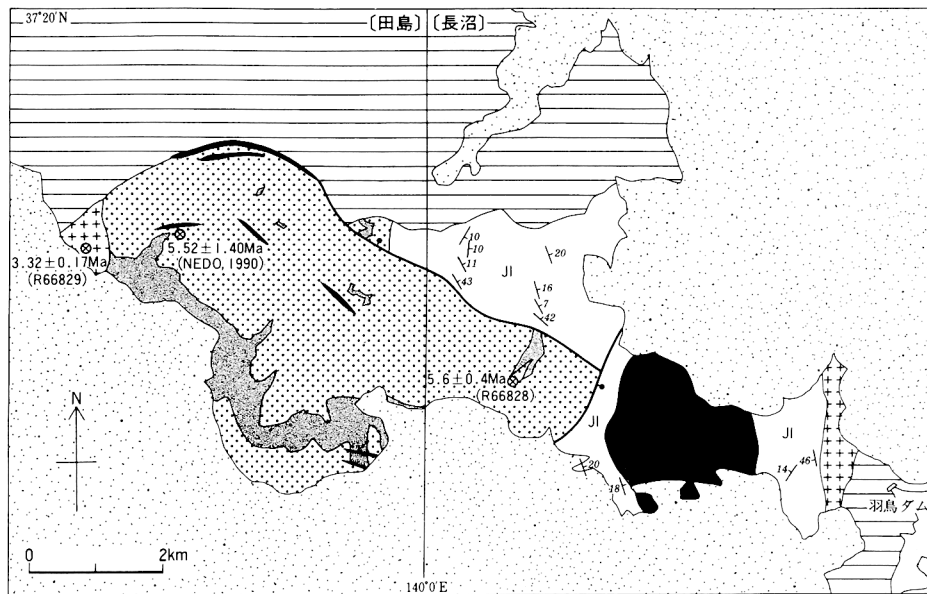
分布・構造 図幅地域北東部の城ノ入沢下流域から「長沼」図幅地域内の天栄村大平にかけての長径約10kmの城ノ入沢カルデラを埋積している。本層は分布の西側中央部が周囲に対しピストン状に隆起した構造を持ち、隆起部は高角の断層で囲まれている(第14図)。

層序関係 ジュラー白亜系を急傾斜の不整合面で覆う。また、本層は前期更新世の塔のへつり層に急傾斜の不整合面で覆われ、カルデラの南半分が失われている。

層厚 下限は不明で、600m以上の層厚を持つ。

岩相 鶴沼川火砕流堆積物(Trp)は、層厚400m以上(下限・上限不明)の塊状の溶結したデイサイト火山礫凝灰岩からなる。露頭では、緑泥石で石基を置換された径5cm以下のデイサイト本質岩片、径2-3cm以下の石質岩片と、石英結晶を散在した基質で構成されている(第15図)。下郷町の城ノ入沢とその支流に分布する本堆積物は全体に珪化作用を受けており、露頭では白色-明灰色の見かけをしている。堆積物中の石質岩片は、大戸層に由来するホルンフェルス・流紋岩・安山岩・花崗閃緑岩からなり、稀に径80cmを超える角礫が単独で取り込まれていることがある。また、本堆積中にはごく稀に炭化木片が含まれている。

岩屑なだれ堆積物(Jd)は、大戸層由来のホルンフェルス・流紋岩・安山岩及び流紋岩火砕岩の岩片からなる角礫岩で構成されている。鶴沼川沿いの鶴沼川火砕流堆積物の下位にまとまった分布があるほか、鶴沼川火砕流堆積物内部にも薄いレンズ状の角礫岩が挟まれている。鶴沼川火砕流堆積物との境界は明瞭で、境界を挟んで両者の石質岩片の量が全く異なっている。この角礫岩は、単一岩種のみからなる岩塊相と多種の岩石が混合したマトリックス相に分けられる。岩塊相はホルンフェルスや流紋岩のように緻密で塊状の岩石に由来する場合、岩塊相は平滑な破断面で囲まれた径30cm以下の多面体形の角礫で構成されている(第16図)。各角礫の面角は、あたかも3次元のジグソーパズルのように、互いに



第14図 上部中新統城ノ入沢層の分布



第15図 城ノ入沢層の鶴沼川火砕流堆積物

本堆積物は塊状の溶結したデイサイト火山礫凝灰岩からなり、径数cmの石質岩片を含んでいる。下郷町枝松の北東1kmの鶴沼川支流沿い。

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。一方、流紋岩火砕岩に由来する岩塊相では、露頭サイズでの破碎現象はあまり著しくはなく、径数m—数10mの未破碎の火砕岩岩塊が、しばしば単独でマトリックス相に包まれて存在している。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(第17図)。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内側に大規模な斜面崩壊を起こして生じたものであると考えられている(山元, 1991b)。

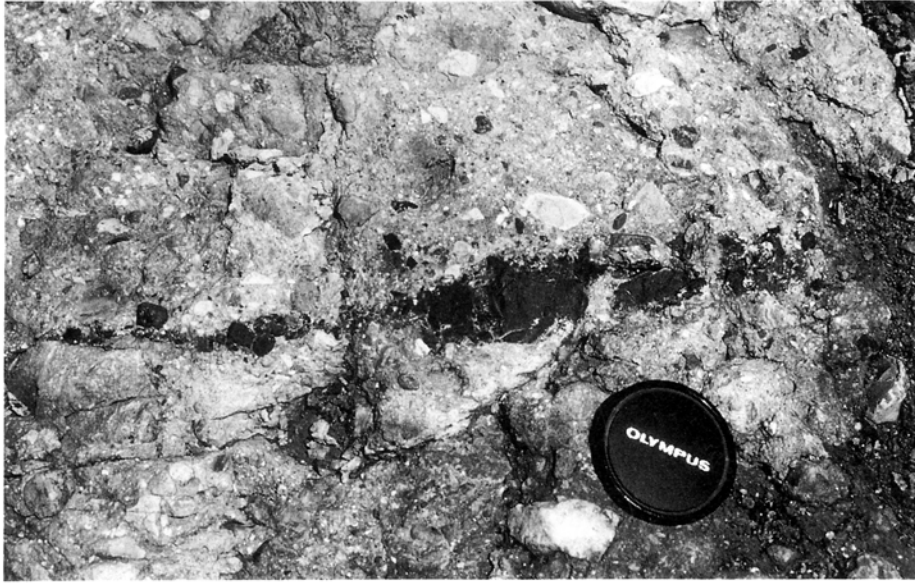
湖成堆積物(JI)は、正(又は逆—正)級化構造の発達した単層厚数cm—数mの砂岩・礫岩と植物化石に富む平行葉理の発達したシルト岩の互層からなる。本堆積物は主に東隣「長沼」図幅地域内に分布し(第14図)、その層厚は約200mである。本図幅地域内では、北東部の天栄村の南向山北北東1.5kmの稜線上にわずかに分布するのみである。

岩石記載 本層の鶴沼川火砕流堆積物の本質物は斜方輝石単斜輝石デイサイトである。本図幅地域内に分布する火砕流堆積物のほとんどにはなんらかの変質が認められ、比較的新鮮なものでも輝石の一部は緑泥石で置換されている。火砕流堆積物・岩屑なだれ堆積物とも、変質の程度は分布西縁のトータル岩の貫入部分近傍で最も著しく、緑泥石・緑れん石・セリサイト・方解石等を生じているほか、鈎化作用を受けている。



第16図 城ノ入沢層の岩屑なだれ堆積物(岩塊相)

大戸層起源の泥質ホルンフェルスの角礫とその細粉で構成される単源の塊状角礫岩からなる。下郷町枝松の南東1.2kmの鶴沼川沿い。



第17図 城ノ入沢層の岩屑なだれ堆積物(マトリックス相)

岩塊相の間を埋める基質支持の淘汰の悪い角礫岩で、流紋岩・安山岩・火砕岩・ホルンフェルス等の多種の岩片の混合物からなる。ただし、堆積物の内部での混合作用は必ずしも完全ではなく、写真中央にはホルンフェルス岩片(黒色部)が局所的に濃集してきた縞状構造が認められる。下郷町の城入沢本流標高700m地点。

鶴沼川火砕流堆積物(GSJ R66828)

岩石名：輝石デイサイト溶結凝灰岩。

産地：岩瀬郡天栄村野仲の北北東700mの藤沢沿い(「長沼」図幅地域内)。

鏡下の特徴：斜長石(<1.5mm)・石英(<2.6mm)・緑泥石で完全に置換された輝石(<0.8mm)・鉄鉱(<0.5mm)・ジルコン・軽石片・異質岩片からなる。軽石片は強く溶結して顕著なユータキシティック組織を示している。また、軽石片は脱ガラス化作用を受け、細粒のシリカ鉱物の集合体で置換されている。異質岩片は粒径2.5mm以下のホルンフェルス岩片からなり、その量は少ない。

化石 東隣「長沼」図幅地域内の湖成堆積物からは比較的保存の良い植物化石を産出した。ただし、これらの化石は未記載である。

年代・対比 本層の岩相はこれが陥没カルデラを充填したものであることを示している。東隣「長沼」図幅地域内の鶴沼川火砕流堆積物(GSJ R66828)からは $5.6 \pm 0.4\text{Ma}$ のジルコンFt年代値が得られた(第1表)。この試料は非常に純度の高いジルコン結晶を十分に含んでおり、測定粒子データのまとまりも良く、年代値の信頼性は高いと考えられる。一方、NEDO(1990)も、下郷町の城入沢下流部の鶴沼川火砕流堆積物から、今回の値と誤差の範囲で一致する $5.52 \pm 1.40\text{Ma}$ のジルコンFt年代値を報告していた。しかし、NEDO(1990)はこの値をなんらかの理由で年代値が若返ったものとみなし、本層の時代を中期中新世としている。NEDO(1990)が分析した地点の岩石は、鉍化作用を受け、石質岩片も多く

第1表 ジルコン・フィッシュトラック年代測定結果.

地層名/産地 試料名	結晶数 (個)	自発核分裂飛跡 ρ_s (10^4 cm^{-2})	(Ns)	誘発核分裂飛跡 ρ_i (10^6 cm^{-2})	(Ni)	熱中性子線量 ρ_d (10^4 cm^{-2})	(Nd)	相関 係数 r	ウラン 濃度 (ppm)	年代値(Ma) Age $\pm 1\sigma$
下郷層 (天栄火砕流堆積物) / 下郷町弥五島 (37°16'30.1"N, 139°52'12.2"E; 地点4)										
GSJ R66831	26	4.96	(14)	1.60	(451)	8.00	(1232)	-0.084	160	0.92 \pm 0.25
成岡層 (西郷火砕流堆積物) / 下郷町比戸岩 (37°15'33.3"N, 139°52'56.2"E; 地点3)										
GSJ R66830	30	6.25	(41)	1.70	(1113)	7.41	(1141)	0.721	180	1.02 \pm 0.16
塔のへつり層 (芦野火砕流堆積物) / 下郷町湯野上 (37°19'14.8"N, 140°55'46.8"E; 地点2)										
GSJ R60146	30	6.84	(38)	1.60	(887)	8.63	(1330)	0.493	150	1.4 \pm 0.2
城入沢層 / 天栄村野仲 (37°16'57.5"N, 140°0'52.6"E)										
GSJ R66828	30	67.5	(332)	3.71	(1826)	8.34	(1285)	0.851	360	5.6 \pm 0.4

含まれており、年代測定にふさわしいものではないが、その年代値は噴出年代にかなり近いものと判断できる。これらの年代値から、城ノ入沢層は会津盆地にある後期中新世-鮮新世の火砕流堆積物に富む藤峠層(山元, 1992a; 山元・吉岡, 1992)と同時代となるが(第11図)、カルデラ内の鶴沼川火砕流堆積物に対応するカルデラ外流出堆積物は、これまでに藤峠層から見いだされてはいない。

VI. 3 後期中新世-鮮新世貫入岩類(D, P)

分布・構造 図幅地域北東部の上部中新統分布域には、北西-南東から東西に伸びるいくつかの岩脈や深成岩のストックが分布する。

層序関係 大戸層・高川層・城ノ入沢層に貫入する。

岩相・岩石記載

岩脈(D)は、デイサイト・安山岩・玄武岩からなる。デイサイトは、城ノ入沢層とジュラー白亜系との急傾斜の不整合面沿いに東西方向に伸びる最大幅25mの弧状の岩脈として貫入しているほか、城ノ入沢層分布域内にも西北西-東南東走向の岩脈として貫入している。いずれのデイサイト岩脈も変質が著しく、斑晶有色鉱物のほとんどが緑泥石で置換されている。安山岩岩脈は幅1m-5mで、主に城ノ入沢層の分布域内に北西-南東走向で貫入している。安山岩岩脈は著しい変質を受けていない。また、これらの岩脈と岩質のよく似た安山岩が、径2kmのドーム状岩体として城ノ入沢層の湖成堆積物中に東隣「長沼」図幅地域内で貫入している(第14図)。玄武岩岩脈は幅1m以下で、会津若松市の閘川上流部で高川層に西北西-東南東走向で貫入している。

輝石デイサイト(GSJ R66834)

産地：南会津郡下郷町城ノ入沢中流、標高625m地点

産状：大戸層と城ノ入沢層の間に貫入する弧状岩脈

鏡下の特徴：斑晶は斜長石(<1.2mm)・緑泥石で完全に置換された輝石(<1.0mm)・鉄鉱から

なる。石基はマイクロフェルシティック組織を持ち、緑泥石を生じている。

斜方輝石単斜輝石安山岩 (GSJ R66835)

産地：南会津郡下郷町枝松の北東2kmの鶴沼川支流，標高670m地点

産状：城ノ入沢層に貫入する岩脈

鏡下の特徴：斑晶は斜長石(<1.8mm)・単斜輝石(<0.8mm)・斜方輝石(<0.5mm)・鉄鉱からなり，集斑状組織が認められる。斑晶には変質が認められない。石基はインターサータル組織を持ち，斜長石・単斜輝石・斜方輝石・シリカ鉱物・鉄鉱・緑泥石からなる。

深成岩(P)は，下郷町芦ノ原の東方にあり，これも城ノ入沢層とジュラー白亜系との間に貫入している。深成岩は，桧和田層の深成岩とよく似た細粒黒雲母トータル岩からなり，細粒で均質な暗灰色部分と，他形で斜長石・石英の巨晶(最大径8mm)を含む白色部分があつて，後者が前者を包有するか貫入している。量的には前者の方が多い。暗灰色部には，曲面で囲まれたいびつな楕円形の断面をし内部に外側よりも粗粒な核を持つもの(第18図)や，脆性的な破断を受け角礫化したもの(第19図)が存在する。全体に黄鉄鉱を生じているほか，本深成岩中の石英・輝水鉛鉱脈が金山鉱山としてかつて採鉱されたことがある(渡辺，1942)。

細粒斑状黒雲母トータル岩 (GSJ R66829)

産地：南会津郡下郷町芦ノ原の東800mの鶴沼川沿い

産状：貫入岩



第18図 細粒トータル岩中の包有物

このトータル岩は上部中新統城ノ入沢層に貫入するもので，包有物を多く含み非常に不均質な岩相を示している。包有物の断面は曲面で囲まれ，細粒の厚い外殻を持っている。下郷町芦ノ原東方600mの鶴沼川沿い。



第19図 細粒トータル岩中の貫入関係

細粒で均質な暗灰色部分に斜長石・石英の巨晶を含む白色部分が脈状に貫入して、前者を角礫化させている。下郷町芦ノ原東方600mの鶴沼川沿い。

第2表 K-Ar年代測定結果.

産地 試料名	岩石名	試料	K (%)	⁴⁰ Ar rad (10 ⁻⁵ scc/gm)	⁴⁰ Ar rad (%)	年代 (Ma)
下郷町芦ノ原 (37° 19' 5.0"N, 139° 56' 38.6"E; 地点1)						
GSJ R66829	細粒黒雲田トータル岩	全岩	1.00	0.013	34.9	3.32 ± 0.20
			1.01	0.013	31.1	3.32 ± 0.23
						平均 3.32 ± 0.17

鏡下の特徴：斜長石・石英・黒雲母・鉄鉱と微量のカリ長石からなる。長石は長径2.2mm以下で自形性が良く、他の鉱物は斜長石間の基質を埋めている。特に黒雲母の自形性は悪く、小結晶の集合体からなる。変質鉱物として緑泥石・緑れん石を生じている。

年代・対比 層序関係と分布位置から、高川層を貫く岩脈は高川カルデラでの、城ノ入沢層を貫く岩脈・深成岩は城ノ入沢カルデラでの火山活動に関連したものとみるのがもっともらしい。しかし、芦ノ原東方の細粒トータル岩からは今回3.32 ± 0.17Maの全岩K-Ar年代を得ており(第2表)、この値は城ノ入沢層の鶴沼川火砕流堆積物の放射年代値よりも200万年ほど有意に若いものとなっている。また、NEDO(1990)も同トータル岩から3.31 ± 0.91MaのジルコンFt年代値を報告している。従って、本報告では同トータル岩を城ノ入沢層に含めることはしない。

VI. 4 ^{ひわだ} 桧和田層(Htp, Hwd, Hwl, Hwv, Hwt, Hwr)

本層は桧和田カルデラを埋積する地層で、カルデラ形成期の^{ほとけざわ} 仏沢(Hw 1)火砕流堆積物・岩屑なだれ堆積物と、後カルデラ期の湖成堆積物・貫入岩類で構成される。

地層名 山元(1992a), 山元・吉岡(1992)の「桧和田層」による。鈴木ほか(1972)の観音層の一部、増田ほか(1974)の観音層の一部・大岩層の一部・三喰沢層, 八幡(1982)の牧場層の一部・観音層中屋敷砂岩泥岩礫岩部層に相当する。

模式地 福島県大沼郡会津高田町桧和田付近の東尾岐川上流域(「若松」図幅地域内)。

分布・構造 本図幅地域西側の南北に伸びた径18×10kmの桧和田カルデラを埋積する。本層は下郷町桑取火周縁から横山を経て会津高田町の宮川ダム周辺(「若松」図幅地域内)にかけてのカルデラ中央部がピストン状に隆起した構造(再生ドーム構造)が顕著で、その南側の部分には多くの小断層が発達している(第20図)。

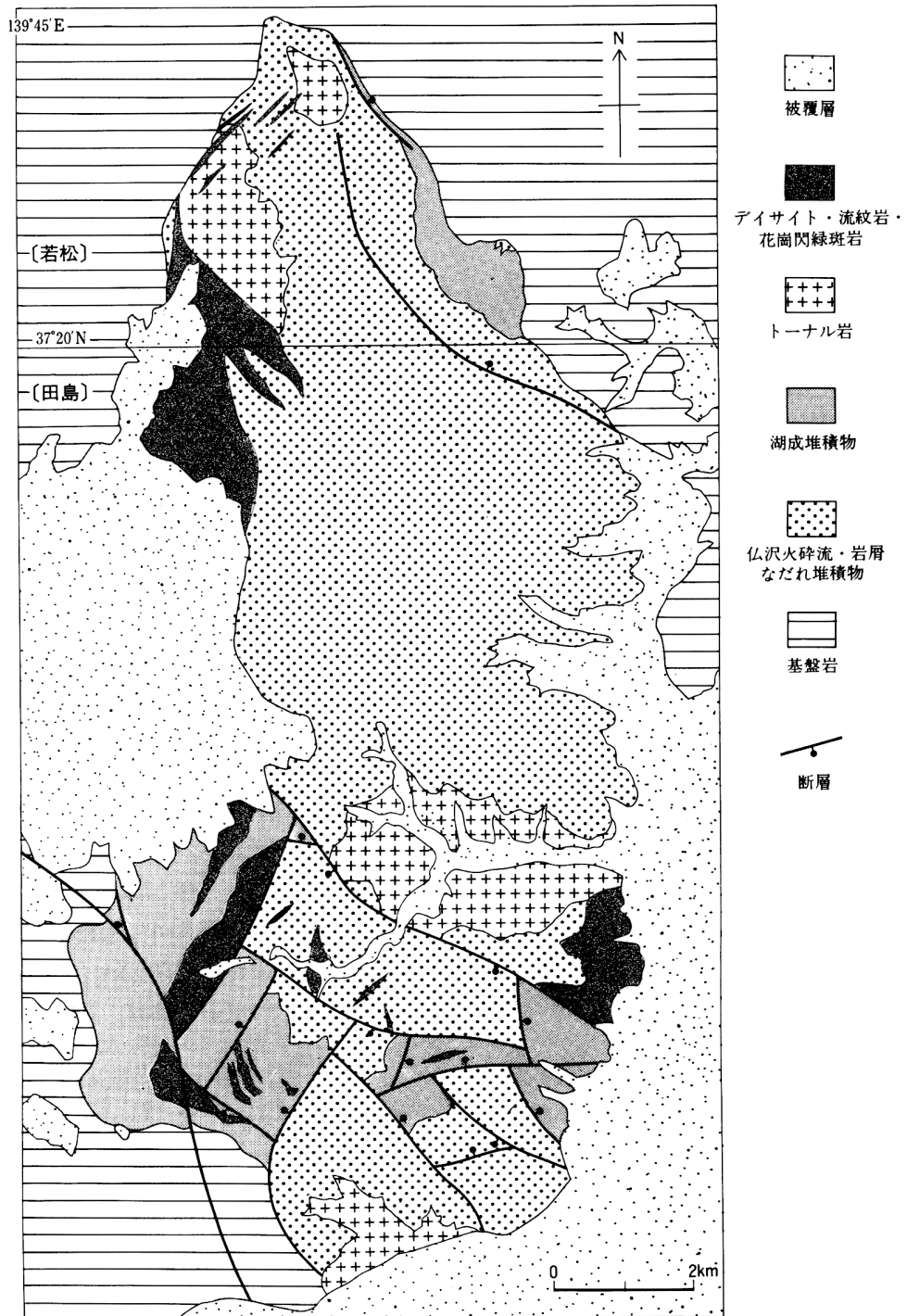
層序関係 東尾岐層を急傾斜の不整合面で覆う。

層厚 地表に露出する限りで1700mを越える。

岩相 仏沢火砕流堆積物(Htp)は、強溶結の斜方輝石単斜輝石角閃石デイサイト火山礫凝灰岩からなる。露頭では径10cm以下の本質レンズと暗緑色-緑灰色の基質に含まれる斜長石・石英・角閃石の粗粒結晶が目立つ特徴的な火砕流堆積物である(第21図)。カルデラ中央部の横山周辺の堆積物には、径3cm以上の石質岩片が含まれることはほとんどない。一方、カルデラ南部のものは、岩屑なだれ堆積物と指交することもあり、径5cm以上の石質岩片に富む岩相も出現する。火砕流堆積物の層厚は地表に露出する限りで1000m前後あり、これにカルデラの面積をかけるとその体積は150km³以上になる。

岩屑なだれ堆積物(Hwd)は、周辺の下部-中部中新統に由来する流紋岩・玄武岩・各種火砕岩の角礫岩からなり、仏沢火砕流堆積物と指交している。この角礫岩は3次的にはレンズ状の形態を持ち、カルデラの南縁部や仏沢火砕流堆積物の上部に見いだされる。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(第22図)。また、径30m以上の未破碎の流紋岩火砕岩岩塊が角礫岩中に含まれることもある。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内側に大規模な斜面崩壊を起こして生じたものであると考えられている(山元, 1991b)。

湖成堆積物には、礫岩・砂岩・シルト岩の卓越する岩相(Hwl)とデイサイト火砕岩の卓越する岩相(Hwv)がある。湖成堆積物は下郷町戸赤から豊成にかけてのカルデラ南部と会津高田町桧和田周辺のカルデラ北縁部(「若松」図幅地域内)に分かれて分布している。カルデラ南部のものは多数の小断層による変位を受けているため全体の層序を把握しにくい、下部にHwl、中部にHwvがあり、上部に再



第20図 和田層の地質図



第21図 桧和田層の仏沢火砕流堆積物

強溶結した斜方輝石単斜輝石角閃石デイサイト火山礫凝灰岩からなり、石質岩片をほとんど含んでいない。下郷町桑取火の北北西1.6kmの戸石川支流。

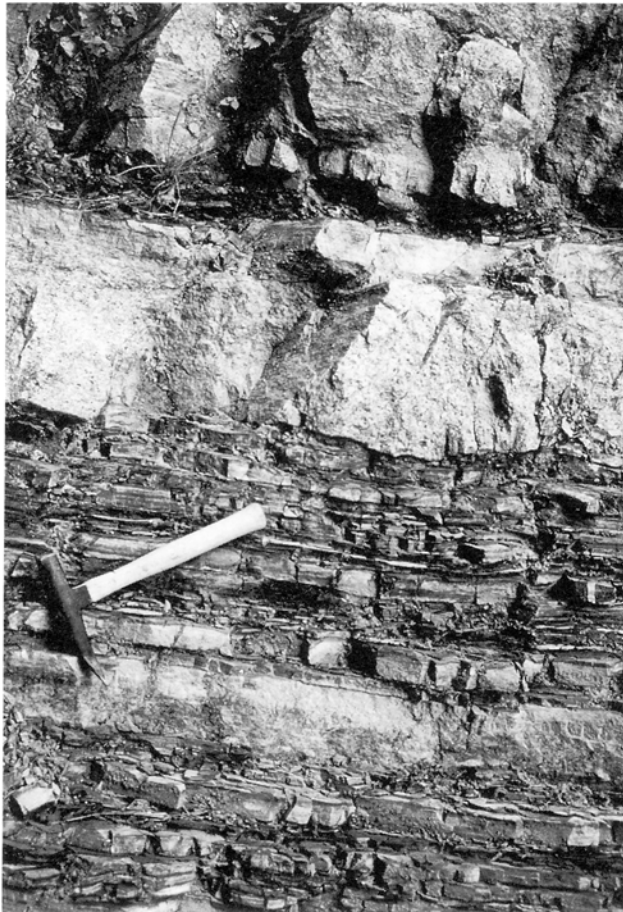


第22図 桧和田層の岩屑なだれ堆積物

東尾岐層起源の流紋岩火砕岩の角礫とその細粉で構成される単源の塊状角礫岩からなる。下郷町日影の南1.0kmの戸石川支流。

びHwlが重なっている。その層厚は700m前後とみられる。Hwlは、正(または逆-正)級化構造の発達した単層厚数cm-数mの砂岩・礫岩と植物化石に富む平行葉理の発達したシルト岩の互層からなる(第23図)。砂岩・礫岩の単層の多くは下位層を削り込み、シルト岩の同時侵食礫を含んでいる。また、礫岩は淘汰が悪く、粗粒-中粒砂の基質を持つものが多い。碎屑物の多くは基盤岩に由来しているが、仏沢火砕流堆積物に由来するとみられる軽石片や石英・斜長石・角閃石の結晶片に富む砂岩もある。Hwvは層厚数m-10mのデイサイト軽石火山礫凝灰岩を主とし、級化層理を持つ砂岩や平行葉理を持つシルト岩の薄層を多く挟んでいる。この火山礫凝灰岩は塊状・非溶結で、石英結晶の目立つ明灰色の細粒火山灰基質に粒径5-20cmの緑泥石で置換された軽石片や流紋岩の角礫・円礫をまばらに含んでいる。更に、塑性変形を受けたシルト岩礫が含まれるほか、稀に木片も含まれている。

貫入岩類は、細粒黒雲母角閃石トータル岩(Hwt)とデイサイト・流紋岩・花崗閃緑斑岩(Hwr)からなる。このうちトータル岩は下郷町の戸石川中流部と田島町長野の阿賀川対岸域に分布する。どちらの岩



第23図 桧和田層の湖成堆積物
正級化構造の発達した粗-中粒砂岩と平行葉理の発達した細粒砂岩・シルト岩の互層からなる。下郷町日影の南西1.6kmの戸石川支流。

体も本層の隆起部の中にあり、カルデラ形成期の堆積物を貫いている。貫入関係は下郷町桑取火の戸石川支流で直接観察できる。露頭でのトータル岩には、細粒で均質な部分と、他形で汚濁帯を持つ斜長石・石英の巨晶(<6mm)を含む部分があり、後者が前者に貫入している。デイサイト・流紋岩は比較的大きな岩体が会津高田町の宮川沿いと下郷町の豊成の北側にあり、カルデラ形成期の堆積物を貫いている。また、後カルデラ期の湖成堆積物中にもデイサイト・流紋岩のシルが多い。多くの貫入岩に緑れん石・緑泥石・セリサイト・炭酸塩鉱物が認められ、変質が著しい。

岩石記載 仏沢火砕流堆積物の本質物は、斜方輝石単斜輝石角閃石デイサイトである。また、後カルデラ期貫入岩類は、黒雲母角閃石トータル岩・デイサイト・流紋岩・黒雲母花崗閃緑斑岩からなる。

仏沢火砕流堆積物 (GSJ R57402)

岩石名：斜方輝石単斜輝石角閃石デイサイト溶結凝灰岩

産地：南会津郡田島町桑取火の北方700mの沢。

鏡下の特徴：斜長石(<2.0mm)・石英(<3.0mm)・普通角閃石(<2.0mm)・単斜輝石(<0.8mm)・斜方輝石(<0.8mm)・鉄鉱(<0.6mm)・軽石軽石片・異質岩片からなる。軽石片は強く溶結して顕著なユータキシティック組織を示している。また、軽石片は脱ガラス化作用を受け、細粒のシリカ鉱物の集合体で置換されている。異質岩片は粒径2.0mm以下の変質流紋岩片からなり、その量は少ない。輝石の一部が緑泥石に置換され、基質にも細粒の緑泥石を生じている。

モード組成：石英=13.2%，斜長石=25.8%，苦鉄質鉱物=9.8%，基質=51.2%。

細粒黒雲母角閃石トータル岩 (GSJ R66838)

産地：南会津郡田島町長野橋の西北西1.7kmの阿賀川支流，標高605m地点

産状：後カルデラ期貫入岩

鏡下の特徴：自形-半自形の斜長石(<1.0mm)・普通角閃石(<1.2mm)・黒雲母(<0.6mm)・鉄鉱(<0.2mm)とこれらの間隙を埋める少量の石英・微量のカリ長石からなる。ほとんどの斜長石にはセリサイト化が認められ、普通角閃石の一部と黒雲母のほとんどは緑泥石で置換されている。また、結晶粒間には緑れん石・方解石を生じている。

化石 図幅地域内の湖成堆積物からは比較的保存の良い植物化石を産出した。ただし、これらの化石は未記載である。

年代・対比 本層の岩相はこれが陥没カルデラを充填したものであることを示しており、会津盆地周辺に分布する和泉層基底部の仏沢(Iz 1)火砕流堆積物とそのカルデラ外流出相である(第11図；山元，1992a；山元・吉岡，1992)。「若松」図幅地域内の本層の仏沢火砕流堆積物(GSJ R57402)からは $2.64 \pm 0.20\text{Ma}$ のK-Ar年代値が、和泉層の同火砕流堆積物(GSJ R56952)からも $2.94 \pm 0.15\text{Ma}$ のK-Ar年代値が報告されている(山元，1992a)。携帯型磁力計による測定では、両層の仏沢火砕流堆積物と

も逆帯磁を示している。

VII. 下部更新統

VII. 1 七折坂層 (Nnk, Nnu)

本層は会津盆地の周辺に分布する火砕流堆積物と河川堆積物を主とする地層で、模式地のある盆地の西縁部では、中-大礫を主とする河川堆積物からなる下部、隈戸 (Nn 1) 火砕流堆積物からなる中部と、芦野 (Nn 2)・南倉沢 (Nn 3)・西郷 (Nn 4) 火砕流堆積物と河川堆積物の互層からなる上部で構成されている (鈴木ほか, 1972; 1973; 山元・吉岡, 1992)。しかし、本図幅地域内には下部に相当する粗粒の河川堆積物はなく、火砕流堆積物を主とする中・上部のみが分布している。

地層名 鈴木(1951), 鈴木ほか(1972; 1973; 1977a)の「七折坂層」による。もともとは会津盆地の西縁丘陵に分布する地層のみを対象にしていたが、「若松」図幅地域(山元・吉岡, 1992)では会津盆地の南方山地や東縁丘陵の背中央山層(鈴木, 1964; 真鍋・芳賀, 1982)も本層に含めた。増田ほか(1974)は本層を大滝山溶結凝灰岩と呼んでいるが、本図幅地域内に分布するものは、「若松」図幅地域から分布の連続するものであり、七折坂層の名称を用いる。また、岩相から明らかのように、本層は溶結凝灰岩のみで構成されているわけではない。本層の主体をなす火砕流堆積物は、東隣の「長沼」図幅地域・南東隣の「白河」図幅地域に分布する白河火砕流群の一部と同一のものであり、その名称は吉田・高橋(1991)に従っている。

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

分布・構造 図幅地域西部の大滝山周辺に分布し、北に非常に緩く傾斜している。本層は、西隣「針生」図幅地域内の昭和村の野尻川沿いに伸びる南西落ちの逆断層(昭和断層)による変位を受け、その断層の東方延長が下郷町戸赤の西方に達している。特に、「針生」図幅地域では、火砕流台地の名残である本層の上面の高度に、この断層を挟んで約100mのくい違いがある。

層序関係 前期-中期中新世の東尾岐層と鮮新世の桧和田層を不整合で覆う。

層厚 会津高田町の宮川上流域で約250mの層厚がある。

岩相 隈戸火砕流堆積物(Nnk)は本層の大半を占めており、会津高田町の宮川沿いで約200mの層厚を持つ。この堆積物は、斜方輝石単斜輝石デイサイトの溶結した火山礫凝灰岩からなり、野外では灰色-明灰色の基質に斜長石と石英の結晶片と暗灰色の本質レンズが目立っている。場所によっては微量の角閃石結晶片が含まれることがある。堆積物中の石質岩片は径3cm以下のものが多く、その量は多くない。ただ、例外的に図幅地域南西縁の「若松」図幅地域との境界部の林道沿いでは、山元・吉岡(1992)で記載したように、基底部に逆級化構造の顕著な径20cm以下の石質岩片濃集相(非溶結)を伴っている。また、堆積物の下位から降下火砕物は見いだせなかった。

本層上部(Nnu)は侵食により削剥された隈戸火砕流を覆っており、図幅地域北西部の会津高田町内の

尾根上の林道では、下位から降下軽石堆積物を挟む淘汰の悪い風化凝灰岩・平行層理をもつよく円磨された軽石の中礫と結晶片に富む極粗—中粒砂岩・最大径20cmの軽石に富む非溶結の芦野火砕流堆積物(層厚20m以上)の順で重なっている。芦野火砕流堆積物の本質軽石は角閃石斜方輝石単斜輝石デイサイト、下位の隈戸火砕流堆積物や上位の西郷火砕流堆積物と比較すると、石英の結晶量が明らかに少なく、堆積物の識別は容易である。本層上部の地層は、会津高田町と下郷町の境界の大滝山周辺にもかなりの分布が期待されその分布を地質図に示したが、植生のため露頭に乏しく、実体はよく分からない。芦野火砕流堆積物のものとみられる非溶結の軽石が地表に点在するものの、これよりも上位の地層、例えば西郷火砕流堆積物の存在は、本図幅地域の本層からは見いだしていない。

岩石記載

隈戸火砕流堆積物(GSJ R66839)

岩石名：斜方輝石単斜輝石デイサイト溶結凝灰岩

産地：南会津郡下郷町木地小屋の北西1.7kmの戸石川支流，標高800m地点

鏡下の特徴：斜長石(<3.2mm)・石英(<2.5mm)・単斜輝石(<1.2mm)・斜方輝石(<1.5mm)・鉄鉱(<0.5mm)・軽石片・異質岩片からなる。軽石片は強く溶結し、著しいユータキシティック組織を示す。軽石片は、僅かに脱ガラス化作用を受けている。異質岩片には径2mm以下の花崗閃緑岩片が認められるが、その量は少ない。鏡下での変質は認められない。

モード組成：石英=11.2%，斜長石=26.5%，苦鉄質鉄物=4.7%，基質=57.6%

年代・対比 本層中の隈戸・芦野火砕流堆積物はカルデラ外に流出したもので(山元，1992a；山元・吉岡，1992)，基盤の谷地形を埋積している。また，両火砕流堆積物は逆帯磁しており，松山エポックの上部に相当することが明らかにされている(Manabe, 1980)。西隣「針生」図幅地域の本層隈戸火砕流堆積物からは $1.1 \pm 0.4\text{Ma}$ と $1.2 \pm 0.2\text{Ma}$ のK-Ar年代値(山口，1986)が，北隣「若松」図幅地域の本堆積物(GSJ R56951)からは $1.3 \pm 0.3\text{Ma}$ のK-Ar年代値(山元，1992a)が報告されている。さらに，「喜多方」図幅地域の本層芦野火砕流堆積物(GSJ R60147)からは， $1.2 \pm 0.1\text{Ma}$ のジルコンFt年代値が報告されている(Yamamoto, 1993)。本層隈戸火砕流堆積物の給源である小野カルデラ内の同堆積物と本層芦野火砕流堆積物の給源である塔のへつりカルデラ内の同堆積物の放射年代値(後述)も考慮すると，隈戸火砕流堆積物の噴出年代は1.4Ma前後で，芦野火砕流堆積物のそれは1.4—1.2Maとみなせる。山口(1986)の隈戸火砕流堆積物の年代値は，誤差の範囲ではあるものの，噴出年代よりも若干若いものである可能性が強い。増田ほか(1974)は，本層の西方延長が「針生」図幅地域内にある舟鼻山や駒止峠の平坦面をつくる火砕流堆積物に連続するとしている。しかし，駒止峠周辺の火砕流堆積物の時代は後期中新世であり，その上面高度は七折坂層のそれよりも150m前後も高く，全く別の堆積物である(山口，1986)。

おの VII. 2 小野層(Kdp, Od, Oi)

本層は、白河火砕流群のうちの限戸火砕流(吉田・高橋, 1991)を噴出した小野カルデラを埋積する地層で、カルデラ形成期の限戸火砕流堆積物・岩屑なだれ堆積物とこれらを貫く後カルデラ期のデイサイトで構成されている。

地層名 新称。増田ほか(1974)では、本層は彼らの湯野上層の一部・塔のへつり層の一部・成岡層の一部とされ、その時代も大部分が中新世と見なされていた。また、NEDO(1990)では、本層は彼らの塔のへつり層の一部・南倉沢凝灰岩の一部・上三寄層の一部とされていた。

模式地 下郷町大沢の阿賀川支流沿い。

分布・構造 下郷町大沢周辺と同町小野から芦ノ原北方にかけての2地域に分かれて分布する。前期更新世の塔のへつり層・成岡層に不整合で覆われるため、カルデラ北西縁の7×1.5kmの部分しか残存していないが、その南東側には塔のへつり・成岡カルデラに重複してかなりの分布があったものと予想される。現在露出する本層の構造は、ほぼ水平である。

層序関係 ジュラー白亜系を急傾斜の不整合面で覆う。

層厚 下限は不明であるが、地表に露出する限りで約300mの層厚を持つ。

岩相 限戸火砕流堆積物(Kdp)は、斜方輝石単斜輝石デイサイトの大部分溶結した火山礫凝灰岩からなる。下郷町大沢の西方1.5kmの林道沿いにある石質岩片の乏しい溶結部は、灰色一明灰色のガラス質の基質に斜長石と石英の結晶片と暗灰色の本質レンズが目だっており、その外見は七折坂層中のものと良く似ている。ただし、含まれる石質岩片の粒径・量や溶結の程度は、場所・層準により大きく変化する。特に岩屑なだれ堆積物との境界部では溶結度が低く(一部非溶結)、径10cm以上の石質岩片がしばしば含まれている。

岩屑なだれ堆積物(Od)は、カルデラ壁の基盤由来の岩片からなる角礫岩で、地表に露出する限りでは限戸火砕流堆積物の下位に位置している。下郷町大沢付近のものは花崗閃緑岩の角礫を、下郷町小沼崎の阿賀川沿いとその支流にあるものは大戸層由来のホルンフェルスや流紋岩の角礫を主としている。どちらの角礫岩でも、平滑な破断面で囲まれた径30cm以下の多面体形の単一岩種の角礫からなる岩塊相が認められる。この様な部分では、岩片相互の変位量がごく小さく、ジグソーパズルのように破砕岩片が緩く接した部分が認められる。その一方で、角礫岩の中には砂-シルトサイズの淘汰の悪い基質を持つ、基質支持の角礫岩からなるマトリックス相もある。マトリックス相内部でも、特定の岩種が局所的に濃集したり、母材の異なる細粒物がつくる縞状構造を持ち、不均質な外見をしている。マトリックス相の一部には、碎屑岩脈として岩塊相中に分枝しながら貫入している場合もある。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内側に大規模な斜面崩壊を起こして生じたものであると考えられている(山元, 1991b)。

貫入岩(Oi)は、斜方輝石単斜輝石デイサイトからなる。このうち径1.4kmのストックが下郷町小野から小沼崎にかけて、東西に伸びる岩脈が小沼崎の阿賀川対岸にあり、どちらも本層カルデラ形成期の堆積物を貫いている。

岩石記載

限戸火砕流堆積物 (GSJ R66840)

岩石名：斜方輝石単斜輝石デイサイト溶結凝灰岩

産地：南会津郡下郷町大沢の西方1kmの林道沿い，標高670m地点

鏡下の特徴：斜長石(<3.0mm)・石英(<2.4mm)・単斜輝石(<1.2mm)・斜方輝石(<1.2mm)・鉄鉱(<0.5mm)・軽石片・異質岩片からなる。軽石片は強く溶結し，著しいユータキシティック組織を示す。また，軽石片は脱ガラス化作用を受け，細粒のシリカ鉱物の集合体で置換されている。異質岩片には径4mm以下の変質凝灰岩片・変質流紋岩片が認められるが，その量は少ない。基質・結晶片には変質が認められない。

モード組成：石英=13.5%，斜長石=28.5%，苦鉄質鉱物=5.3，基質=52.7%

斜方輝石単斜輝石デイサイト (GSJ R66841)

産地：南会津郡下郷町大沢の北東方1.2kmの国道118号線沿い

産状：後カルデラ期貫入岩

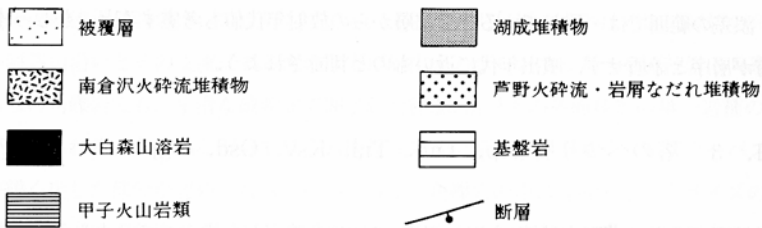
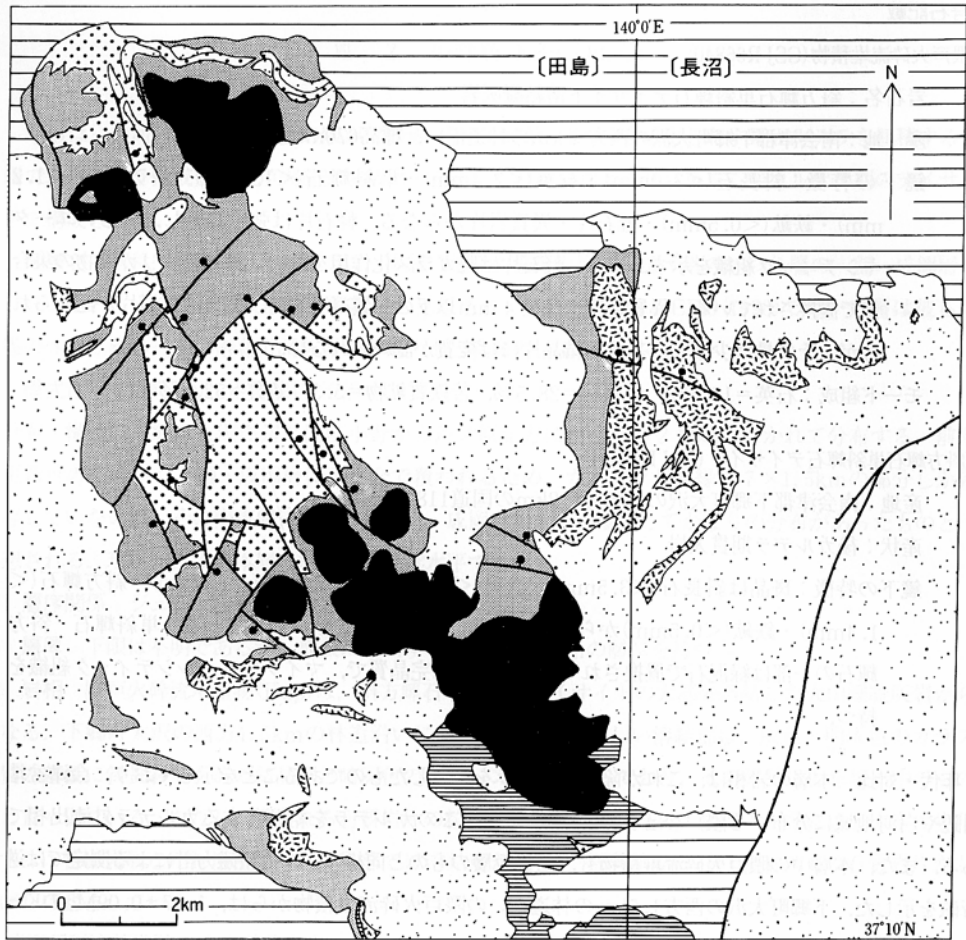
鏡下の特徴：斑晶は斜長石(<3.5mm)・石英(<2.0mm)・単斜輝石(<1.6mm)・斜方輝石(<1.4mm)・鉄鉱(<0.5mm)からなり，一部で集斑状組織をつくっている。単斜輝石・斜方輝石の一部は緑泥石で置換されている。石基は完晶質で，マイクロフェルシティック組織を持つ。

年代・対比 本層の岩相は，これが陥没カルデラを充填したものであることを示しており，会津盆地周辺や白河地域に分布する限戸(Nn 1)火砕流堆積物はこのカルデラを給源とするカルデラ外流出相である。また，本層中の限戸火砕流堆積物も，七折坂層のものと同様に，携帯型磁力計による測定では逆帯磁を示した。下郷町大沢の西方1.5kmの林道沿いの限戸火砕流堆積物からは， $1.47 \pm 0.09\text{Ma}$ のK-Ar年代値が報告されている(NEDO, 1990)。この値は七折坂層中の本堆積物からの報告値(前述)よりはやや古いものの，誤差の範囲では一致している。上位層からの放射年代値も考慮すると，むしろ本層中からの年代値の方が層序と矛盾せず，噴出年代に近いものと判断されよう。

VII. 3 塔のへつり層(Ap, Tnd, Tnl, Ksv, Osd, Ngp)

本層は，白河火砕流群のうちの芦野火砕流(吉田・高橋, 1991)を噴出した塔のへつりカルデラを埋積する地層で，カルデラ形成期の芦野火砕流堆積物・岩屑なだれ堆積物と後カルデラ期の湖成堆積物・甲子火山岩類・大白森山溶岩・南倉沢火砕流堆積物からなる。このうち甲子火山岩は，伴・高岡(1995)では中期更新世の「甲子旭岳噴出物」のうちの甲子旭岳溶岩類に含められていたが，この火山岩は逆帯磁していること，本層の湖成堆積物と指交することから，塔のへつり層に含めた。

地層名 増田ほか(1974)の「塔のへつり層」を再定義して用いる。増田ほか(1974)では，本層は彼らの塔のへつり層の大部分・湯野上層の一部・二股層・南倉沢層の一部・大牧凝灰岩・成岡層の一部・野際新田層・甲子火山岩類の一部とされ，地域毎に異なる地層であるとされ，その時代も大部分が中新世



第24図 塔のへつり層の地質図.

と見なされていた。また、NEDO(1990)では、本層は彼らの塔のへつり層の大部分・成岡層の一部・南倉沢凝灰岩の大部分・御鍋層・羽鳥層の一部・白河凝灰岩の一部・大白森火山岩類の一部・甲子火山岩類の一部とされていた。また、本層の大白森山溶岩は、伴・高岡(1995)の大白森溶岩円頂丘群にほぼ相当する。

模式地 下郷町湯野上から弥五島にかけての阿賀川本流沿い。

分布・構造 下郷町湯野上から西郷村甲子に達する径17×15kmの塔のへつりカルデラ内に分布する。本層にはこれを変形させる小断層が多く、大局的にはカルデラ中央部の下郷町の男女川上流部周辺が周囲に対して隆起する構造(再生ドーム構造)が顕著である(第24図)。露頭で確認できる小断層のほとんどは高角の正断層で、正断層で囲まれた上位層が下位層の間に落ち込む構造が、隆起部には認められる。また、後カルデラ期のデイサイト溶岩は隆起部の外側に位置するカルデラの北東部と南部に集中して分布している。

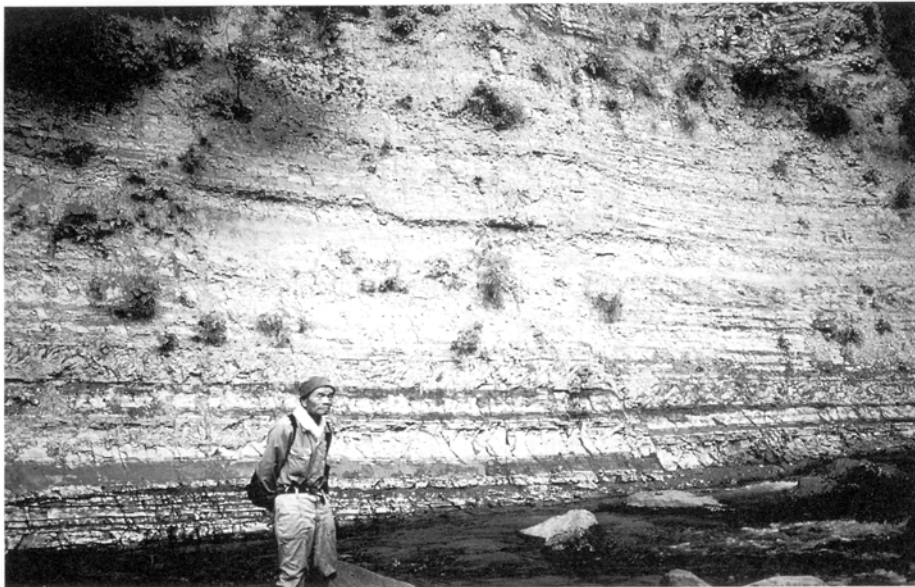
層序関係 ジュラー白亜系・後期中新世の城ノ入沢層・前期更新世の小野層を急傾斜の不整合面で覆う。また、前期更新世の成岡層・中期更新世の甲子旭岳火山噴出物・中期-後期更新世の二岐山火山噴出物に不整合で覆われる。

層厚 下限は不明であるが、地表に露出する限りで約1000mの層厚を持つ。

岩相 芦野火砕流堆積物(Ap)は、角閃石斜方輝石単斜輝石デイサイトの塊状軽石火山礫凝灰岩からなる。小断層による変位を受けているため、下郷町湯野上と弥五島の阿賀川沿い・男女川上流部とその周辺・西郷村甲子に分かれて分布するが、カルデラ内の地下には膨大な量が伏在しているものと予想される。隆起の著しい男女川上流部での層厚は500m以上である。本堆積物の大部分は非溶結で、火山ガラス片に富む緻密な基質に径30cm以下の軽石と石質岩片を含んでいる。また、石質岩片にはデイサイト溶結凝灰岩・デイサイト溶岩・シルト岩・流紋岩・花崗閃緑岩・ホルンフェルスが認められる。下郷町の高倉山の北西1km付近の観音川の支流では、本堆積物は例外的に溶結している。

岩屑なだれ堆積物(Tnd)は、芦野火砕流堆積物が分布する下郷町の男女川の川底にわずかに露出する。ここでは基質支持で淘汰の悪い凝灰角礫岩中に、径3m以下の斜方輝石単斜輝石デイサイト溶結凝灰岩・デイサイト溶岩や砂岩・シルト岩互層の岩塊が含まれている。この溶結凝灰岩岩塊は、小野層の隈戸火砕流堆積物のものに良く似ている。また、凝灰角礫岩中にも、特定の岩種が局所的に濃集したり、母材の異なる細粒物がつくる縞状構造の発達した不均質な基質も認められる。芦野火砕流堆積物との境界は明瞭で、両者は混合していない。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内側に大規模な斜面崩壊を起こして生じたものであると考えられている(山元, 1991b)。

湖成堆積物(Tnl)は、正(または逆-正)級化構造の発達した単層厚数cm-数mの砂岩・礫岩と植物化石に富む平行葉理の発達したシルト岩の互層(第25図)を主体とし、単層厚が数mを越える塊状の角礫岩(第26・27図)やデイサイト火砕岩(第28図)をしばしば伴っている。再生ドーム構造によりカルデラ中央部で分布が分断されるため内部の層序がつかみにくいが(第24図)、現存部での層厚は最大で約350mである。下位の芦野火砕流堆積物との境界は浸食面をもって岩相が急変する場合が多い。構成物はカルデラの周囲に分布する基盤岩由来のものが多く、例えばカルデラ南縁の旭岳の西側では花崗閃緑岩の巨-大礫を主とする礫岩が卓越する。また、厚い塊状角礫岩は、カルデラ北部の下郷町湯野上や芦ノ原の芦野火砕流堆積物の直上に発達している。このほかカルデラ西側の下郷町南倉沢や沢入では、甲子火山岩類に由来する安山岩円礫を多く含む礫岩が分布する。いずれの礫岩も淘汰が悪く、粗粒-中粒砂の基質を持つものが多い。さらに砂岩・礫岩の単層の多くは下位層を削り込み、シルト岩の同時侵食礫を含んでいる。下郷町の阿賀川沿いにある塔のへつりの露頭(第28図)は、角閃石斜方輝石単斜輝石デイ



第25図 塔のへつり層の湖成堆積物 (1)

正級化構造の発達した砂岩と平行葉理の発達したシルト岩の互層からなる。天栄村二俣の北北東0.6kmの鶴沼川支流。



第26図 塔のへつり層の湖成堆積物 (2)

厚い粗粒の塊状角礫岩の繰り返しからなる。露頭の高さは約30m。下郷町白岩の阿賀川東岸。

サイトのガラス質岩片を多く含む凝灰角礫岩・火山礫凝灰岩と平行層理を持つ粗粒凝灰岩の互層で構成され、その岩質は付近の又見山や中山を構成する大白森山溶岩とよく似ている。また、下郷町白岩ではデイサイト岩片が給源近傍で見られるインパクト構造(着地衝撃で下位層が変形したもの)を作ってお



第27図 塔のへつり層の湖成堆積物 (3)

粗粒砂の基質を持つ淘汰の悪い塊状の角礫岩で、基盤の細粒トータル岩の角礫のみからなる。下郷町芦ノ原の鶴沼川。

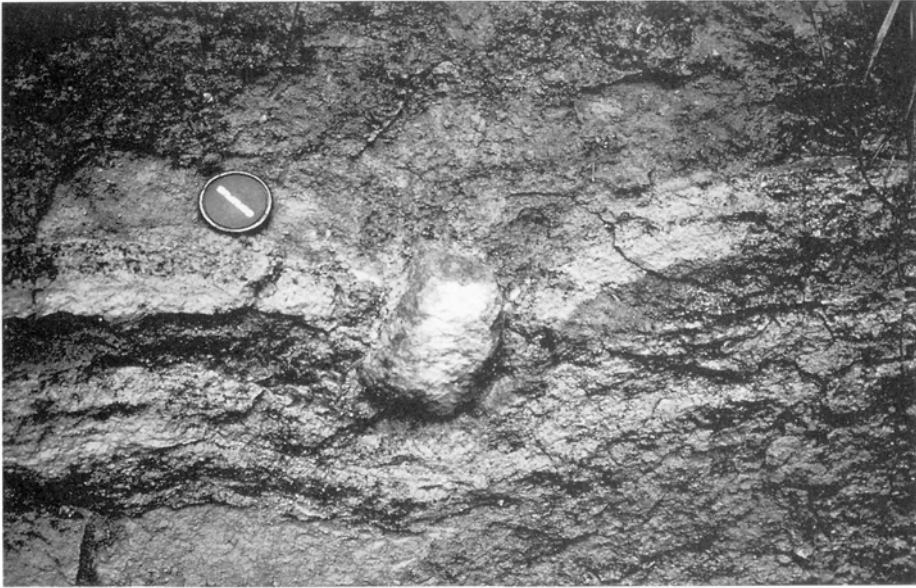


第28図 塔のへつり層のデイサイト火砕岩

角閃石斜方輝石単斜輝石デイサイトのガラス質岩片を主とする正級化した火山礫凝灰岩と平行層理を持つ粗粒凝灰岩からなる。下郷町塔のへつりの阿賀川東岸 (第6図と同一地点)。

り、火砕物の給源がすぐ近くの又見山付近にあったことを示唆している (第29図)。

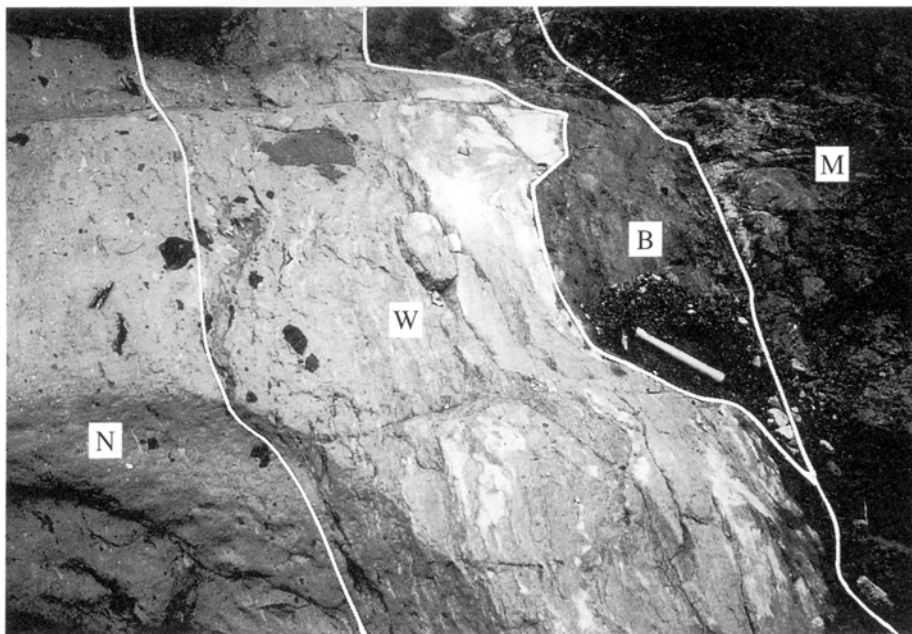
甲子火山岩類 (Ksv) は甲子山周辺の阿武隈川源頭部・観音川源頭部と旭岳の西側山腹に分布し、斜方輝石単斜輝石安山岩の溶岩・火砕岩で構成されている。最大層厚は甲子山周辺で約500mである。旭岳



第29図 塔のへつり層の湖成堆積物中にみられるインパクト構造
 中央のデイサイト岩片が下位層に対してめり込み、これを変形させている。この露頭は大白森山溶岩からなる又見山の近傍にあり、ここからもたらされた溶岩片の着地衝撃で生じたものと解釈される。下郷町白岩の阿賀川支流。

西側山腹の大峠林道沿いでは層厚15-20mで、単層厚2-4mのアア溶岩流と赤色酸化した火砕岩の互層からなり、花崗閃緑岩岩片の角礫岩からなる湖成堆積物を覆い、かつ南倉沢火砕流堆積物に覆われている。一方、観音川源頭部のは岩相がかなり異なり、釜滝付近の厚さ100m近い厚い溶岩とその上位の自破碎した溶岩・火砕岩からなる。釜滝付近の溶岩は中心部では粗い柱状節理の発達した塊状のものであるが、縁辺部では不規則な節理が多くなり、多面体形の岩片からなる単源の火山角礫岩(自破碎溶岩)に岩相変化する。上位の火砕岩は、単層厚が30-400cmで粗粒砂サイズの基質を持つ淘汰の悪い凝灰角礫岩からなり、多種の溶岩片・スコリア片を含んでいる。また、この火砕岩は間に平行葉理をもつシルト岩・正級化粗-中粒砂岩の薄層を挟んでおり、本層の湖成堆積物とは指交しているものと判断される。本火山岩類と甲子旭岳火山噴出物の関係は釜滝の下流の観音川沿いで観察でき、ここでは後者が前者を高角度の不整合で覆っている。また、本火山岩類は大白森山溶岩に貫入される観音川源頭部で著しい変質を受けており、粘土化や鈹化が認められる。

大白森山溶岩(Osd)は、カルデラ北西部の又見山・中山をつくる角閃石斜方輝石単斜輝石デイサイトとカルデラ南部の高倉山・鎌房山・鍋山・小白森山・大白森山をつくる斜方輝石単斜輝石デイサイトで構成されている。中山をつくる岩体は本層の湖成堆積物中にドーム状に貫入しており、中山山頂の西北西0.5kmの林道沿いの露頭ではドーム上面の貫入関係が良く観察できる。一方、又見山をつくる岩体は、湖成堆積物との接触関係を確認してないものの、既に記述したようにここからもたらされた火砕物が湖成堆積物中に認められる。従って、この岩体の一部は湖底に噴出したものと判断されよう。鎌房山をつくる岩体と湖成堆積物との接触関係は下郷町の高倉山の北東0.7kmの観音川支流源頭部で確認でき、デイサイト火砕岩からなる湖成堆積物に貫入し、貫入面に沿ってこれを溶結させている(第30図)。



第30図 塔のへつり層の湖成堆積物に貫入する大白森山溶岩

塊状溶岩(M)の外側には火山礫サイズ以下のガラス質溶岩片のみからなる自破砕部(B)が伴われる。母岩はデイサイト軽石に富む非溶結の火砕岩(N)からなるが、大白森山溶岩との貫入面に沿う幅80cmの部分にはこれに平行な溶結組織(W)が認められる。溶結の程度は貫入面付近が最も強く、これから離れるほど弱くなり、非溶結の母岩に漸移していく。下郷町の高倉山の北東0.7kmの観音川支流源頭部、標高945m地点。

母岩の二次溶結作用は高い水蒸気圧下でのガラス転移温度の低下によると理解されており、この場合も湖成堆積物がある程度の間隙水をもっていた状態で本溶岩の貫入が起きたことを示唆している。大白森山をつくる岩体は、大白森山山頂の西南西1.6kmの国道289号線沿いの露頭で、火砕岩からなる甲子火山岩類に貫入している。また、本溶岩は鍋山の北側の二俣川源頭部から山腹から大白森山の南にある甲子峠にかけての地域で著しい珪化・粘土化・鈹化が認められる。特に大白森山西側の観音川源頭部では褐鉄鈹鈹床が下郷鈹山として開発された。この地域を除くと、本溶岩にはあまり変質は認められない。

南倉沢火砕流堆積物(Ngp)は、カルデラ西縁の下郷町弥五島の西方、カルデラ南西―南縁の下郷町南倉沢から観音山の周辺と、カルデラ東縁の二俣以東に分布し、カルデラ中央部には分布しない。層厚は約200mである。本堆積物は、塊状で非溶結の角閃石斜方輝石単斜輝石デイサイト火山礫凝灰岩(一部は凝灰角礫岩)からなり、結晶片の目立つ粗粒火山灰からなる基質に最大径100cmの多量の白色デイサイト軽石や稀に含まれる黑色ガラス質急冷縁で覆われたデイサイト火山弾と径30cm以下の石質岩片で構成されている。変質はほとんど被っていない。石質岩片はデイサイト溶結凝灰岩・デイサイト溶岩・流紋岩溶岩・変質流紋岩火砕岩からなり、塑性変形を受けた平行葉理をもつシルト岩も多く認められる。本堆積物は天栄村二俣で本層の湖成堆積物を整合に覆っている。一方、旭岳西山腹の大峠林道では、本堆積物は甲子火山岩類の溶岩を軽微な侵食面をもって直接に覆っている。本堆積物はカルデラ湖を埋め立てたものと見られるが、その全てが水中堆積ではないようである。ただし、岩相だけから陸上堆積か水中堆積かを区別することは出来ない。天栄村の河内川東岸(東隣「長沼」図幅地域内)では本堆

積物に由来する軽石からなる円礫岩・軽石片を多く含む淘汰の悪い塊状粗粒砂岩・平行葉理をもつガラス質細粒砂岩—シルト岩の互層が本堆積物を覆っており、これが塔のへつり層の最上部を構成している。

岩石記載

芦野火砕流堆積物 (GSJ R60146)

岩石名：角閃石含有斜方輝石単斜輝石デイサイト火山礫凝灰岩

産地：南会津郡下郷町芦ノ原

鏡下の特徴：斜長石・石英・単斜輝石・斜方輝石・鉄鋳と微量の普通角閃石結晶片，軽石片，少量の石質岩片からなる。ピイトロクラスティック組織を示す。基質には方解石を生じている。石質岩片はホルンヘルスと花崗閃緑岩で，どちらにも緑泥石・緑れん石が生じている。
モード組成：石英=1.8%，斜長石=18.9%，苦鉄質鋳物=3.7%，基質=75.6%

甲子火山岩類 (GSJ R66842)

岩石：斜方輝石単斜輝石安山岩

産地：西白河郡西郷村甲子山山頂の東南東方370mの登山道沿い，標高1430m地点

産状：溶岩流

鏡下の特徴：斑晶は斜長石(<2.5mm)・単斜輝石(<2.0mm)・斜方輝石(<1.8mm)・鉄鋳からなり，集斑状組織が著しい。石基はインターサタル組織を持ち，斜長石・単斜輝石・斜方輝石・シリカ鋳物・鉄鋳で構成され，変質鋳物として緑泥石・方解石を生じている。

大白森山溶岩 (GSJ R66843)

岩石：角閃石斜方輝石単斜輝石デイサイト

産地：南会津郡下郷町又見山山頂の南西方450mの標高625m地点

産状：後カルデラ期溶岩

鏡下の特徴：斑晶は斜長石(<3.0mm)・単斜輝石(<0.8mm)・斜方輝石(<0.6mm)・普通角閃石(<2.0mm)・鉄鋳(<0.5mm)と少量の石英(<2.4mm)からなる。斜長石・単斜輝石・斜方輝石・鉄鋳は集斑状組織をつくっている。普通角閃石斑晶にはオパサイト縁が認められない。石基はマイクロフェルシティック組織を持ち，斜長石・石英・単斜輝石・斜方輝石・普通角閃石・シリカ鋳物・鉄鋳で構成されている。鏡下での変質は認められない。

大白森山溶岩 (GSJ R66844)

岩石：角閃石含有斜方輝石単斜輝石デイサイト

産地：南会津郡下郷町鎌房山上岳山頂の南南西方480mの阿賀川支流沿い，標高985m地点

産状：後カルデラ期浅所貫入岩

鏡下の特徴：斑晶は斜長石(<2.5mm)・石英(<3.0mm)・単斜輝石(<3.2mm)・斜方輝石(<1.5mm)・鉄鋳(<0.4mm)と微量の普通角閃石(<0.6mm)からなる。斜長石・単斜輝石・斜方輝石・鉄鋳は集斑状組織をつくっている。石英斑晶の融食が著しい。また，普通角閃石

斑晶には厚いオパサイト縁があり、外形が丸みを帯びている。石基は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・火山ガラスで構成されている。鏡下での変質は認められない。

南倉沢火砕流堆積物(GSJ R66832)

岩石名：角閃石斜方輝石単斜輝石デイサイト火山礫凝灰岩

産地：岩瀬郡天栄村二俣

鏡下の特徴：斜長石・石英・単斜輝石・斜方輝石・鉄鉱と少量の普通角閃石結晶片，軽石片，少量の石質岩片からなる。ビトロクラスティック組織を示す。結晶片・軽石片には変質は認められない。石質岩片には新鮮な斜方輝石単斜輝石デイサイトと変質デイサイトとが認められる。

モード組成：石英 = 5.0%，斜長石 = 17.0%，苦鉄質鉄物 = 2.8%，基質 = 75.2%

化石 湖成堆積物中の平行葉理の発達したシルト岩はしばしば植物化石を含んでいる。増田ほか(1974)は、本層産としていくつかの植物化石を記載しているが、これらはすべて本報告の再定義した成岡層から産出したものである。

年代・対比 本層の岩相はこれが陥没カルデラを充填したものであることを示している。カルデラ外流出相である七折坂層中の芦野(Nn 2)・南倉沢(Nn 3)火砕流堆積物は、本カルデラ起源である(第11図)。携帯型磁力計による測定では、芦野火砕流堆積物 3 試料・甲子火山岩類中の溶岩 5 試料・大白森山溶岩 7 試料(大白森山岩体・小白森山岩体・鎌房山岩体・又見山岩体・中山岩体)・南倉沢火砕流堆積物 2 試料の全てが逆帯磁を示した。下郷町芦ノ原の芦野火砕流堆積物(GSJ R60146)からは 1.4 ± 0.2 MaのジルコンFt年代値を得ている(第1表)。NEDO(1990)も下郷町湯野上の阿賀川沿いの同堆積物から 1.28 ± 0.13 Ma，男女川中流の同堆積物から 1.76 ± 0.33 MaのK-Ar年代値を報告している。しかし、NEDO(1990)は前者を含む部分を鮮新統とみなし、この値を何らかの理由で若返ったものとしている。カルデラ外流出相である七折坂層の同堆積物や下位層の放射年代(前述)も考慮して、芦野火砕流の噴出年代は $1.4 - 1.2$ Maとみなせる。大白森山溶岩については、NEDO(1990)が又見山岩体から 0.94 ± 0.05 Ma，高倉山岩体から 0.52 ± 0.15 Ma，鎌房山岩体から 0.55 ± 0.07 Ma，小白森山岩体から 0.54 ± 0.09 MaのK-Ar年代値を、伴・高岡(1995)は高倉山岩体から 0.47 ± 0.03 Ma，鎌房山岩体から 0.52 ± 0.04 MaのK-Ar年代値を報告している。これらの年代値は又見山岩体を除くと中期更新世の0.5Ma前後に良く集中し、岩石の変質の程度も低く、特に問題のある年代値のようにはみえない。しかし、測定した全ての試料が逆帯磁を示すこと、50-40万年前に噴出した甲子旭岳火山噴出物が大白森山溶岩を不整合に覆うことから、報告されている年代値はいずれも若返ったものである可能性が大きい。本報告では、大白森山溶岩を塔のへつりカルデラの火山活動に関連した前期更新世の火山岩であると考えられる。

なりおか VII. 4 成岡層(Nsp, Nrl)

本層は、白河火砕流群のうちの西郷火砕流(吉田・高橋, 1991)を噴出した成岡カルデラを埋積する地層で、カルデラ形成期の西郷火砕流堆積物とこれを覆う後カルデラ期の湖成堆積物からなる。

地層名 増田ほか(1974)の「成岡層」を再定義して用いる。増田ほか(1974)では、本層は彼らの成岡層の大部分・湯野上層の一部・塔のへつり層の一部とされていた。また、NEDO(1990)では、本層は彼らの成岡層の一部・塔のへつり層の一部・南倉沢凝灰岩の一部とされていた。

模式地 下郷町弥五島から豊成にかけての阿賀川本流沿い。

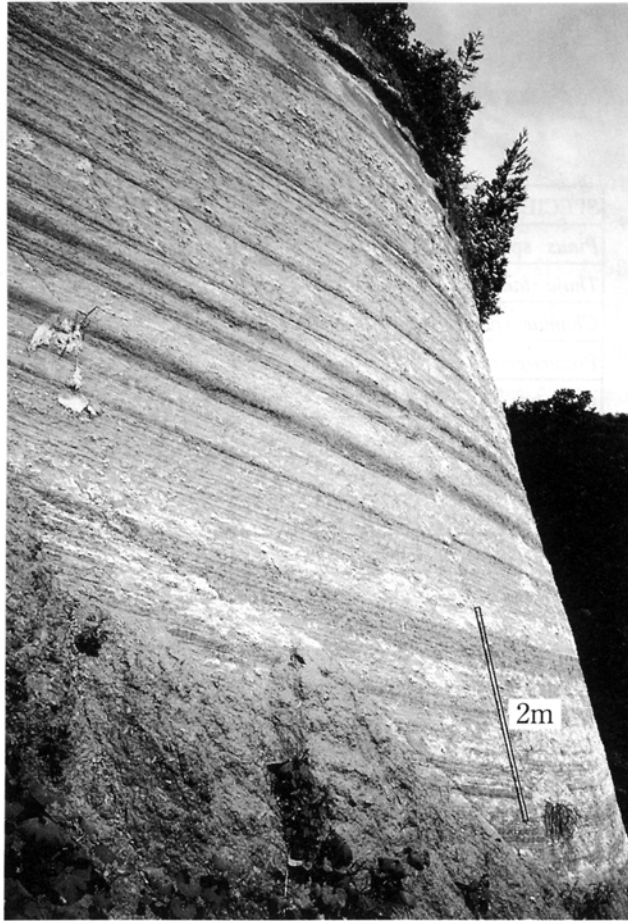
分布・構造 本図幅地域中央部の下郷町弥五島西方の丘陵から加藤谷川下流部にかけての南北に細長い径10×4 kmの成岡カルデラ内に分布する。西落ちの高角逆断層である大内断層による変位を受けるが、その垂直変位量は約100m以下である。成岡層自体の構造は、断層の近傍を除くと、ほぼ水平である。

層序関係 ジュラー白亜系・鮮新世の桧和田層・前期更新世の小野層と塔のへつり層を急傾斜の不整合面で覆う。前期更新世の下郷層に不整合で覆われる。

層厚 下限は不明であるが、地表に露出する限りで約350mの層厚を持つ。

岩相 西郷火砕流堆積物(Nsp)は、下郷町大沢周辺から同町小松川の観音川沿いにかけて分布する。本堆積物は、斜方輝石単斜輝石角閃石デイサイトの溶結した火山礫凝灰岩からなり、明褐色－黄褐色の基質に斜長石・石英・角閃石の粗粒結晶が良く目だつ。その層厚は150m以上で、下限は不明である。含まれる石質岩片の粒径は多くのものが3 cm以下で、その量もあまり多くはない。しかし、下郷町弥五島南方や国道289号線下の阿賀川沿いの露頭では、周囲とは非調和に径20m以下の南倉沢火砕流由来の軽石火山礫凝灰岩やシルト岩の巨大岩塊が本火砕流堆積物に取り込まれている。また、堆積物の大部分は塊状の外見を持つものの、下郷町の比戸岩の下や観音川沿いの中段には、低角斜交層理の発達した溶結粗粒凝灰岩(層厚数m)が挟まれている。

湖成堆積物(Nrl)は、正(または逆-正)級化構造の発達した単層厚数cm－数mの砂岩と礫岩・塊状で淘汰の悪い角礫岩・植物化石に富む平行葉理の発達したシルト岩の互層からなる。層厚は約200mである。淘汰の悪い角礫岩はカルデラの北縁部で厚く発達し、主に花崗閃緑岩からなる最大径1 mの角礫がシルト質の基質に支持された単層厚が数mの角礫岩が累積している。しかし、このような角礫岩もカルデラ中央部に向かって急速に薄くなり、下郷町弥五島の西方丘陵では、平行葉理の発達したシルト岩・細粒砂岩互層が発達するようになる(第31図)。また、カルデラ西縁部の下郷町沢田の阿賀川沿いからその西方丘陵にかけては、角閃石や石英の結晶片に富む礫混じり粗粒砂岩が卓越し、その中には径1.5mの斜方輝石単斜輝石角閃石デイサイト溶結火山礫凝灰岩の巨礫が含まれることがある。これらは当時のカルデラ縁に堆積していたであろう西郷火砕流堆積物に由来するとみられる。本層の湖成堆積物には後カルデラ期の火山活動を示唆するような堆積物は挟まれておらず、溶岩・貫入岩の存在も確認していない。



第31図 成岡層の湖成堆積物

平行葉理の発達したシルト岩・細粒砂岩の互層からなる。下郷町弥五島の北西2.5 kmの大沢林道沿い標高680m地点。

岩石記載

西郷火砕流堆積物 (GSJ R66830)

岩石名：斜方輝石単斜輝石角閃石デイサイト溶結凝灰岩

産地：南会津郡下郷町弥五島

鏡下の特徴：斜長石・石英・普通角閃石・単斜輝石・斜方輝石・鉄鉱・ガラス片・異質岩片からなる。ユータキシティック組織を示す。ほとんどの輝石斑晶の一部が緑泥石で置換されているほか、基質の火山ガラス片間にも緑泥石を生じている。異質岩片には変質凝灰岩が認められる。

モード組成：石英=20.6%，斜長石=26.4%，苦鉄質鉄物=4.0%，基質=49.0%

化石 本層の湖成堆積物中の平行葉理の発達したシルト岩からは、植物化石を産出する。その分類群は増田ほか(1974)や野中・鈴木(1994)で記載され(第3表)、会津盆地西縁の下部更新統に含まれる塔寺化石植物群(鈴木ほか, 1972; 1973; 1990)に近縁であることが示されている。塔寺化石植物群の基

第3表 成岡層産の植物化石(野中・鈴木, 1994)
産地: 下郷町刈合西方の豊成林道沿い。

SPECIES	ABUNDANCE
<i>Pinus</i> sp.	r
<i>Thuja standishii</i> (Gord.) Carr.	c
<i>Chamaecyparis pisifera</i> Sieb. et Zucc.	c
<i>Potamogeton</i> sp.	vr
<i>Sasa</i> sp.	r
<i>Salix</i> sp.	r
<i>Juglans ailanthifolia</i> Carr.	c
<i>Carpinus cordata</i> Blume	c
<i>C. japonica</i> Blume	c
<i>Betula maximowicziana</i> Regel	r
<i>B. grossa</i> Sieb. et Zucc.	r
<i>B.</i> sp.	r
<i>Fagus crenata</i> Blume	a
<i>Quercus mongolica</i> Fisch. var. <i>grosseserrata</i> (Blume) Reha. et Wils.	a
<i>Q.</i> cf. <i>mongolica</i> Fisch. var. <i>grosseserrata</i> (Blume) Rehd. et Wils.	c
<i>Q. serrata</i> Thunb.	c
<i>Q.</i> cf. <i>serrata</i> Thunb.	c
<i>Q.</i> cf. <i>dentata</i> Thunb.	r
<i>Q.</i> sp.	c
<i>Ulmus davidiana</i> Planch. var. <i>japonica</i> (Rehd.) Nakai	r
<i>Celtis jessoensis</i> Koidz.	r
<i>Rosa</i> sp.	r
<i>Sorbus commixta</i> Hedl.	c
<i>S.</i> sp.	c
<i>Ilex geniculata</i> Maxim.	r
<i>Acer palmatum</i> Thunb.	c
<i>A. mono</i> Maxim.	c
<i>A. diabolicum</i> Blume ex Koch	c
<i>A.</i> sp.	c
<i>Tilia maximowicziana</i> Shirasawa	c
<i>T. japonica</i> (Miq.) Shimonkai	c
<i>Rhododendron</i> sp.	c
<i>Fraxinus lanuginosa</i> Koidz.	c
<i>F.</i> sp.	c

底部には西郷火砕流堆積物が位置しており、層序的にも彼らの対比には無理がない。このほか、増田ほか(1974)は本層のシルト岩から、淡水性の珪藻化石の産出を記載している。

年代・対比 本層の岩相はこれが陥没カルデラを充填したものであることを示しており、会津盆地周辺や白河地域に分布する西郷火砕流堆積物はこのカルデラを給源とするカルデラ外流出相である。本層中の西郷火砕流堆積物は、七折坂層中の本堆積物と同様に、携帯型磁力計による測定では逆帯磁を示している。また、下郷町の比戸岩の西郷火砕流堆積物(GSJ R66830)からは、 $1.02 \pm 0.16\text{Ma}$ のジルコン Ft 年代値が得られた。この値は、下位の隈戸・芦野火砕流堆積物や上位の天栄火砕流堆積物の放射年代値と矛盾しない。一方、NEDO(1990)は本層の西郷火砕流堆積物から $1.32 \pm 0.15\text{Ma}$ のK-Ar年代値を報告しているが、この値は層序関係よりも若干古くなっている。

VII. 5 ^{しもごう}下郷層(Sf, Tnp)

本層は、成岡層を不整合に覆う粗粒の河川堆積物とこれを整合に覆う^{てんえい}天栄火砕流堆積物(吉田・高橋, 1991)からなる。

地層名 新称。増田ほか(1974)・NEDO(1990)では、本層は彼らの成岡層に一括されている。

模式地 下郷町塩生から鶴ヶ池にいたる道路沿い。ただし、主要な露頭は道路工事中に観察されたもので、1996年の時点で既にかかなりの露頭が被覆されている。

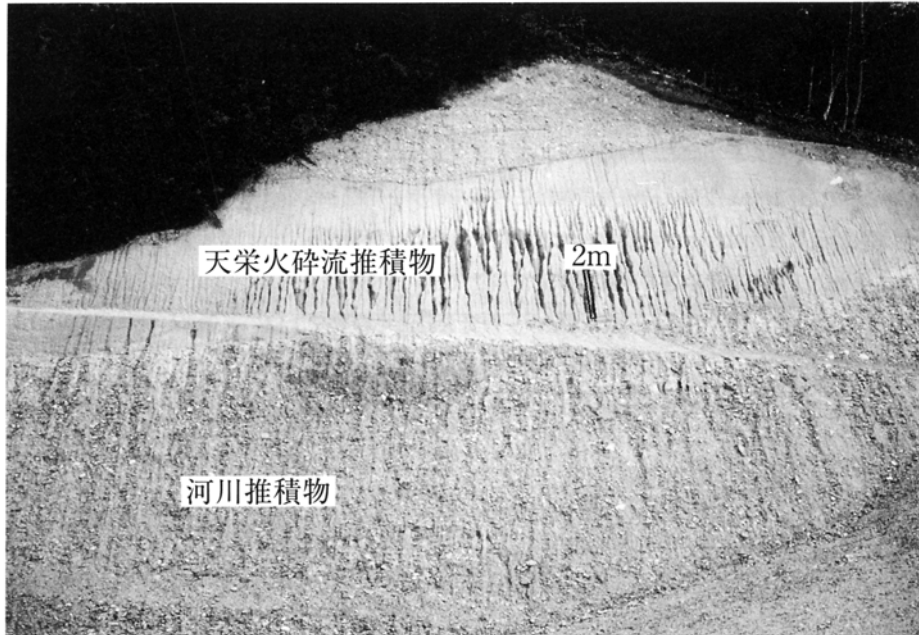
分布・構造 下郷町塩生から鶴ヶ池にいたる丘陵と同町弥五島西方の丘陵の標高600–800mの範囲に分布する。また、本層の構造は、ほぼ水平である。

層序関係 前期更新世の成岡層を不整合に覆う。両者の境界は侵食面となっており、侵食面の標高は分布の北側で高くなっている。

層厚 下郷町塩生から鶴ヶ池にいたる丘陵では約200m、同町弥五島西方の丘陵では約70mの層厚を持つ。

岩相 河川堆積物(Sf)は、塊状で淘汰の良い巨一中円礫を主とし、トラフ型斜交層理を持つ極粗—粗粒砂を伴っている。本堆積物は下郷町塩生から鶴ヶ池にいたる丘陵に分布し、その層厚は約130mである。本堆積物の円礫には、礫の長軸が流れと直交するbタイプのインプリケーションが発達し、その古流向は北西から東北東である。礫種には溶結火山礫凝灰岩・流紋岩礫の卓越するものと、安山岩の卓越するものがある。

天栄火砕流堆積物(Tnp)は、斜長石・斜方輝石・単斜輝石の結晶片に富む基質に径10cm以下の白色軽石を含む塊状の角閃石斜方輝石単斜輝石デイサイト火山礫凝灰岩からなる。本堆積物は下郷町東方の丘陵頂部と弥五島西方の丘陵頂部に分布する。層厚は現存部で、約70mである。鶴ヶ池の丘陵状では基底部を除き弱溶結しているが、弥五島の西方では非溶結となっている。また、鶴ヶ池の丘陵状では下位の河川堆積物を整合に覆うのに対し(第32図)、弥五島の西方では河川堆積物を欠いて侵食された成岡層を直接に覆っている。



第32図 下郷層の河川堆積物と天栄火砕流堆積物

河川堆積物は円磨された流紋岩の中・巨礫からなる。天栄火砕流堆積物は非溶結の角閃石斜方輝石単斜輝石デイサイト火山礫凝灰岩からなる。鶴ヶ池北方0.8kmの農面道路沿い（露頭は現在被覆されている）。

岩石記載

天栄火砕流堆積物 (GSJ R66831)

岩石名：角閃石含有斜方輝石単斜輝石デイサイト火山礫凝灰岩

産地：南会津郡下郷町弥五島

鏡下の特徴：斜長石・単斜輝石・斜方輝石・鉄鉱と少量の普通角閃石結晶片，軽石片，少量の石質岩片からなる。ビトロクラスティック組織を示す。基質の淘汰は良く，細粒（径0.5mm以下）の火山ガラス片をほとんど含んでいない。石質岩片にはハイアロオフィティックな石基をもつ新鮮な斜方輝石単斜輝石デイサイトが認められる。変質は認められない。

年代・対比 弥五島西方の天栄火砕流堆積物 (GSJ R66831) からは， 0.92 ± 0.25 MaのジルコンFt年代値を得ている。この年代値は会津盆地西縁の同火砕流堆積物 (GSJ R60143) から報告された 0.96 ± 0.18 MaのジルコンFt年代値 (山元・須藤，1996) と良く一致する。また，本層と会津盆地西縁の天栄火砕流堆積物は共に正帯磁であることを，携帯型磁力計で確認している。したがって，天栄火砕流の噴出時期は，ハラミヨ・イベントであると判断できる。会津盆地西縁の天栄火砕流堆積物は，かつて山元 (1992b) がTd1火砕流堆積物としたもので，七折坂層と塔寺層の境にある。従って，下郷層の河川堆積物は，会津盆地西縁の同じく河川堆積物を主とする七折坂層最上部と同時代である。

VIII. 中部更新—完新統

VIII. 1 甲子旭岳火山噴出物(Kav) かつしあさひだけ

地層名 伴・高岡(1995)の「甲子旭岳噴出物」による。彼らの「甲子旭岳噴出物」は甲子旭岳溶岩類・大白森溶岩円頂丘群・釜房山火砕流堆積物からなるが、本報告では後2者を「甲子旭岳火山噴出物」には含めない。また、下部更新統塔のへつり層の項で記述したように、伴・高岡(1995)の甲子旭岳溶岩類には逆帯磁した溶岩が含まれており、本報ではこれを甲子火山岩類と呼んで甲子旭岳火山噴出物とは区別している。

模式地 下郷町の南東端にある旭岳の北壁(第5図)

分布・構造 図幅地域南東部の旭岳・観音岳・足倉山周辺に分布する。本噴出物中の溶岩流の大部分は西に傾斜している。最高峰の旭岳の北壁では、下半分が東傾斜で、上半分が西に傾斜する不整合関係が遠望できる(第5図)。火山としての初生的な地形は既に失われているが、おそらく噴出中心は今の旭岳付近にあったものと推定できよう。

層序関係 前期更新世の塔のへつり層を不整合に覆う。

層厚 現存部で最大約600mの層厚を持つ。

岩相 本火山噴出物は厚さ1—10mの玄武岩溶岩流と同質の火砕岩の互層からなる。溶岩流はレンズ状の断面形をもち、側方に連続するものは少ない。また、溶岩流の表面は、アア溶岩に特徴的な良く発砲した溶岩片で覆われている。溶岩と互層する火砕岩は、岩片支持で基質をほとんど欠く火山角礫岩・粗粒砂サイズの基質をもつ基質支持の凝灰角礫岩・淘汰の良いスコリアラピリストーン・粗粒火山灰からなり、しばしば溶岩に焼かれ赤褐色化している。このほか、観音山北方1.3kmの観音川河床の露頭では、本火山噴出物と岩質のよく似た幅約5mの玄武岩岩脈が南倉沢火砕流堆積物を貫いているのが見られる。岩脈の貫入面の走向はN85°Wで、北に65°傾いている。

岩石記載 本火山噴出物のかんらん石斜方輝石単斜輝石玄武岩と斜方輝石単斜輝石玄武岩からなる。斜方輝石単斜輝石玄武岩(GSJ R66845)

産地：南会津郡下郷町甲子峠の西北西方2.5kmの国道289号線沿い、標高1050m地点

産状：溶岩流

鏡下の特徴：斑晶は斜長石(<1.4mm)・単斜輝石(<1.2mm)・斜方輝石(<0.8mm)・鉄鈹(<0.2mm)からなり、一部で集斑状組織をつくっている。石基はインターグラニューラー組織を持ち、斜長石・単斜輝石・斜方輝石・鉄鈹で構成されている。鏡下での変質は認められない。

年代・対比 携帯型磁力計による測定では、本火山噴出物中の溶岩は例外なく正帯磁を示した。ま

た、伴・高岡(1995)は本火山噴出中の溶岩から0.54–0.42Maの6個のK–Ar年代値を報告している。これらのことから本火山の活動時期は、中期更新世と判断される。

VIII. 2 ^{かまふさやま} 鎌房山火砕流堆積物(Kmp)

地層名 吉田・高橋(1991)の「鎌房山火砕流堆積物」による。

模式地 西郷村西部の鎌房山東方の甲子林道沿い(「長沼」図幅地域内)。

分布・構造 図幅地域南東部の大白森山・小白森山の東側から東隣「長沼」図幅地域内の羽鳥湖周辺にかけて分布する。また、本堆積物は、東に20°前後傾斜している。

層序関係 前期更新世の塔のへつり層を不整合に覆う。

層厚 最大層厚約300m

岩相 本火砕流堆積物は、溶結した塊状の安山岩凝灰角礫岩からなる。露頭では強溶結部と弱溶結部が交互に現れ、堆積物の上位ほど強溶結部の占める割合が大きくなる。また、東隣「長沼」図幅地域内の羽鳥湖スキー場周辺では、火砕流堆積物の下位に軽石降下堆積物があり、その直上1m厚の火砕流堆積物基部は非溶結となっている。本堆積物中には赤褐色や灰色の石質火山礫が普遍的に含まれるがその量は乏しく、強溶結部は塊状の安山岩溶岩のような見かけをしている。弱溶結部や非溶結部では、粗粒砂サイズの火山灰からなる基質中に最大径1.2mの本質火山岩塊・火山弾を多く含んでいる。

岩石記載 本堆積物中の本質岩片は石英斑晶を稀に含むことがある斜方輝石単斜輝石安山岩である。鎌房山火砕流堆積物(GSJ R66846)

岩石名：斜方輝石単斜輝石安山岩

産地：岩瀬郡天栄村二俣の西方1kmの林道沿い、標高670m地点

産状：溶結した火砕流堆積物中の本質岩片

鏡下の特徴：斑晶は斜長石(<2.4mm)・単斜輝石(<2.3mm)・斜方輝石(<2.5mm)・鉄鈹(<0.6mm)からなる。石基はインターサタル組織を持ち、斜長石・単斜輝石・斜方輝石・鉄鈹・火山ガラスで構成されている。本堆積物は強溶結しており、露頭では岩片と基質の区別がつきにくく塊状溶岩様の見かけをしている。鏡下でもユータキシティック組織はほとんど認められず、その組織は塊状溶岩と同じである。

年代・対比 携帯型磁力計による測定では、本堆積物は正帯磁を示した。伴・高岡(1995)は強溶結した本堆積物から0.43±0.03MaのK–Ar年代値を報告している。この年代値は甲子旭岳火山の活動時期の最後と重複している。鎌房山火砕流堆積物の給源の位置は明らかではないが、分布から見て甲子旭岳火山体の中にあつた可能性は大きい。しかし、両者の関係は露頭で直接確認しているわけではないので、本報告ではこの火砕流堆積物を甲子旭岳火山噴出物の中を含めることはしない。

VIII. 3 ^{つるが いけ} 鶴ヶ池岩屑なだれ堆積物(Td)

地層名 岩崎ほか(1984)の「鶴ヶ池ドライアバランシェ」による。

模式地 下郷町鶴ヶ池の北西にあるテレビ中継所取り付け道路沿い。

分布・構造 図幅地域中央部の下郷町鶴ヶ池周辺の標高650-710mの丘陵を構成する。丘陵上には比高が10m以上ある流れ山がまばらに分布するが、その山腹の傾斜は緩く、かなり平坦化が進んでいる。

層序関係 前期更新世の成岡層・下郷層を不整合に覆う。また、本堆積物は多数の降下堆積物を挟む最大厚さ約6mの土壌化した褐色-赤褐色の風成堆積物(いわゆる火山灰土)に覆われる。

層厚 約70mの層厚を持つ。

岩相 本堆積物は、玄武岩・安山岩の角礫からなる。角礫は平滑な破断面で囲まれた径1m以下の多面体形の岩片からなり、しばしば岩片相互の変位量がごく小さくジグソーパズルのように岩片が緩く接した部分がつくる岩塊相が認められる。玄武岩・安山岩角礫には暗灰色で新鮮なものや赤褐色に変質したものがあるが、両者は混じり合わず特定岩種が集まる傾向が強い。このような岩相は粘土質の基質に各種岩片を混ぜた塊状のマトリックス相に包み込まれ、一つの堆積物を構成している。本堆積物は厚い火山灰土で覆われるため、堆積物を観察できる露頭が乏しい。

年代・対比 本堆積物は、位置関係から見て加藤谷川上流にある那須火山群北側の山体(第2図)が崩壊して形成された堆積物であるとみられる。ただし、山体(三本槍岳火山・甲子旭岳火山)の初生的な火山地形は既に失われており、本堆積物の崩壊源がどこにあったのかは分からない。本堆積物を覆う火山灰土中には、年代値が既に分かっているものはいくつかある(後述)。そのうちもっとも下位にあるものは、 $0.22 \pm 0.05\text{Ma}$ の砂小原-久保田テフラ(山元・須藤, 1996)で、鶴ヶ池岩屑なだれ堆積物の上位1.8mの火山灰土中に層厚3cmのガラス質細粒火山灰として確認できる。これをもとに、本報告では鶴ヶ池岩屑なだれの発生時期を30-20万年前としておく。

VIII. 4 高位段丘堆積物(th)

分布・構造 下郷町塩生から鶴ヶ池にいたる丘陵上の標高680m前後の平坦面を構成している。現河床からの比高は、約200mである。

層序関係 直接露頭で関係を確認していないが、分布からみて下郷層を不整合で覆うものと判断される。本堆積物上には、鶴ヶ池岩屑なだれ堆積物を覆うものと同じ降下堆積物を挟む厚い土壌化した褐色-赤褐色の風成堆積物(いわゆる火山灰土)が重なる。

層厚 20-30m

岩相 本堆積物は塊状で淘汰の良い巨-中円礫・トラフ型斜交層理を持つ中円礫-粗粒砂・平行層理を持つ粗粒砂からなる。全体に含まれる礫の風化が著しい。岩相上の特徴は下位の下郷層の河川堆積物とあまり変わらないが、天栄火砕流堆積物に由来するとみられる溶結した火山礫凝灰岩の礫を多く含む

ことで、下位層から区別される。このほか、下郷町塩生から鶴ヶ池にいたる道路沿いの切り割で見られる本堆積物の上部には、鶴ヶ池岩屑なだれ堆積物の上位30cmの火山灰土中にあるものと同じカミングトン閃石・普通角閃石デイサイトの軽石細粒火山礫からなる降下堆積物とトラフ型斜交層理を持ったその再堆積物が挟まれている(後述)。

年代・対比 鶴ヶ池岩屑なだれ堆積物とほとんど同じ高度の平坦面を構成すること、本堆積物中の降下テフラが鶴ヶ池岩屑なだれ堆積物の直上を覆うことから、本堆積物は鶴ヶ池岩屑なだれ発生直後のものであると判断されよう。その時代は30-20万年前とみられる。本堆積物と同時期の阿賀川沿いの河川段丘堆積物は、「若松」図幅地域(山元・吉岡, 1992)の高位段丘堆積物で、会津若松市南原では高位段丘Ⅱ堆積物の上位30cmの火山灰土中に $0.22 \pm 0.05\text{Ma}$ の砂小原-久保田テフラ(山元・須藤, 1996)がある。

VIII. 5 ふたまたやま 二岐山火山噴出物(FI, Fp, Fd)

地層名 伴・高岡(1995)の「二岐山噴出物」による。彼らは本火山噴出物を二岐山火砕流堆積物・二岐山溶岩流・二岐山火口丘に細分しているが、本報ではこれらを下位から岩山溶岩・二岐火砕流堆積物・二岐山溶岩と改めて呼ぶことにする。いわずやま ふたまた

模式地 天栄村二俣から二岐山北東山腹に伸びる二俣林道沿い。

分布・構造 図幅地域東部の二岐山周辺に分布し、ここから流れ出た溶岩流が下郷町芦ノ原の鶴沼川南岸に達している。

層序関係 前期更新世の塔のへつり層を不整合に覆う。模式地の二俣林道沿いでは、二俣火砕流堆積物の上位20cmの土壌化した褐色風成堆積物(火山灰土)中に厚さ4cmのオレンジ色細粒ガラス質降下火山灰層があるのを確認している。このガラス質火山灰は斜方輝石・単斜輝石・普通角閃石の結晶片を含み、鉱物学的特徴は約9万年前の広域指標テフラAso4と良く一致する(後述)。

層厚 最大約500m

岩相 本火山噴出物は複数の安山岩溶岩流からなる岩山溶岩とこれを覆う二俣火砕流堆積物と二岐山溶岩で構成されている。

岩山溶岩(FI)は二岐山下部のテーブル状の地形を構成する溶岩流と二岐山の北から北西に5kmほど流下した溶岩流からなる。溶岩流の厚さは100-200mで、内部は粗い柱状節理をもつ塊状溶岩からなる。北西に流下した溶岩流の表面には流れの方向に直交する大型の溶岩じわが発達するのに対し、二岐山下部の溶岩流の表面地形は明瞭ではない。これは本溶岩が次の二俣火砕流堆積物に覆われているためである。岩山溶岩は地形から複数の溶岩流の存在を指摘できるものの、溶岩流相互の層序関係が露頭で確認できないこと、溶岩の岩質がよく似ることから、これらを一括した。

二俣火砕流堆積物(Fp)は、二岐山溶岩の基部から広がる平滑な緩斜面を構成する堆積物である。本堆積物は非溶結で単源の塊状安山岩火砕物からなり、最大径3mの発砲の悪い多面体形の本質火山岩塊・火山礫と粗粒砂サイズの火山灰で構成されている。基質の色調は多くの露頭で暗灰色であるが、部分的に高温酸化を受け赤褐色になっている。また、基質はやや固結している。単層厚は50cm-数mで

不明瞭な成層構造が認められるが、単層内での級化構造は顕著ではない。堆積物の全層厚は谷埋め部で大きく、最大で80mを超える。

二岐山溶岩(Fd)は、低径1-1.5km、比高250-300mの二岐山山頂部を含むドーム状の山体を構成する。山体表面には赤色酸化を受けた安山岩岩塊が散乱するが、露頭には乏しい。基部を取り巻く二俣火砕流堆積物との層序関係は確認できていないが、両者の岩質は岩山溶岩とは異なり、共によく似ている。本溶岩と二俣火砕流堆積物は一連の噴火事件の産物で、火砕流噴火に引き続き溶岩が流出した可能性が大きい。

岩石記載 岩山溶岩はかんらん石・石英斑晶を含む斜方輝石単斜輝石安山岩である。一方、二俣火砕流堆積物の本質岩片と二岐山溶岩はかんらん石・角閃石・石英斑晶を含む斜方輝石単斜輝石安山岩である。いずれの安山岩もかんらん石斜方輝石単斜輝石ドレライトを包有しており、その見かけは不均質である。また、斑晶組み合わせは、本火山噴出物が非平衡な複数のマグマの混合で生じたことを示している。

岩山溶岩 (GSJ R66847)

岩石：かんらん石含有斜方輝石単斜輝石安山岩

産地：南会津郡下郷町芦ノ原の南南東方1.0kmの林道沿い、標高660m地点

産状：後カルデラ期溶岩

鏡下の特徴：斑晶は斜長石(<2.5mm)・単斜輝石(<1.5mm)・斜方輝石(<1.3mm)・鉄鉱(<0.6mm)、少量の石英(<2.0mm)と微量のかんらん石(<0.5mm)からなる。斜長石・単斜輝石・斜方輝石・鉄鉱は集斑状組織をつくっている。石英斑晶の融食が著しい。また、かんらん石斑晶も丸みを帯び、単斜輝石の反応縁で包まれている。石基はハイアロオフィティック組織を持ち、斜長石・単斜輝石・斜方輝石・鉄鉱・火山ガラスで構成されている。この安山岩中には斜長石・単斜輝石・斜方輝石・かんらん石・鉄鉱・火山ガラスからなるドレライトの包有物がしばしば含まれており、薄片内でもその見かけは不均質である。ドレライト中のかんらん石には反応縁が認められない。また、ドレライト中の火山ガラスには径0.8mm以下の気泡が認められる。鏡下での変質は認められない。

二俣火砕流堆積物 (GSJ R66848)

岩石：かんらん石角閃石含有斜方輝石単斜輝石安山岩

産地：南会津郡下郷町二岐山山頂の北西方2.0kmの林道沿い、標高955m地点

産状：火砕流堆積物中の本質岩片

鏡下の特徴：斑晶は斜長石(<1.8mm)・単斜輝石(<1.8mm)・斜方輝石(<1.5mm)・鉄鉱(<0.4mm)と微量の石英(<0.7mm)・普通角閃石(<0.4mm)・かんらん石(<0.5mm)からなる。斜長石・単斜輝石・斜方輝石・鉄鉱は集斑状組織をつくっている。普通角閃石はオパサイト化が著しい。かんらん石斑晶は丸みを帯び、単斜輝石の反応縁で包まれている。石基は

ハイアロオフィティック組織を持ち、斜長石・単斜輝石・斜方輝石・鉄鉱・火山ガラスで構成されている。この安山岩中には斜長石・単斜輝石・斜方輝石・かんらん石・鉄鉱・火山ガラスからなるドレライトの包有物がしばしば含まれており、薄片内でもその見かけは不均質である。ドレライト中のかんらん石には反応縁が認められない。また、ドレライト中の火山ガラスには径0.8mm以下の気泡が認められる。鏡下での変質は認められない。

年代・対比 伴・高岡(1995)は、二岐山東方1.5kmの地点の岩山溶岩から $0.14 \pm 0.02\text{Ma}$ のK-Ar年代値を報告している。また、二俣火砕流堆積物の直上に約9万年前の広域指標テフラAso 4があることを今回確認している。これらのことから本火山の活動時期は、中期更新世末から後期更新世初頭と判断される。

VIII. 6 堰止湖堆積物(dl)

分布・構造 天栄村の御鍋神社よりも上流の二俣川の上流部に分布する。本堆積物の構造はほぼ水平である。

層序関係 塔のへつり層を不整合に覆う。二岐山火山噴出物との直接の接触関係は露頭で確認できなかったが、分布からみてこれにアップバットするものと考えられる。

層厚 約80m

岩相 本堆積物は平行葉理の発達した泥と厚さ数mm-10cmで正級化構造の発達した砂の互層を主とし、粗-中粒砂の基質を持つ淘汰の悪い角-亜角礫を伴っている。

年代・対比 二岐山火山噴出物の分布域よりも上流部にしか存在しないことから、二岐山火山噴出物下部の岩山溶岩により堰止められた湖に堆積したものと考えられる。したがって、その年代は岩山溶岩の噴出後で、後期更新世の初頭と判断される。ただし、本堆積物の中・上位から指標となる降下火山灰を見いだしていないので、中位段丘堆積物との年代関係は不明である。

VIII. 7 中位段丘堆積物(tm)

分布・構造 本堆積物は阿賀川沿いの左岸、田島から沢田にかけてと加藤谷川右岸の音金付近にまとまって分布するほか、下郷町大内の小野川沿いに小規模な分布がある。現河床と本段丘との比高は、阿賀川本流沿いでは50-70m、その支流の加藤谷川沿いでは70-120mに達する。

層序関係 下位層を不整合に覆う。中位段丘堆積物に覆われる最も新しい地層は、鶴ヶ池岩屑なだれ堆積物である。また、本堆積物の上には厚さ2-3m前後の土壌化した褐色風成堆積物(火山灰土)が重なっている。

層厚 最大40m以上

岩相 阿賀川本流沿いの本段丘堆積物は、良く円磨された流紋岩・溶結したデイサイト火砕岩・非溶結の流紋岩火砕岩の巨-中礫からなる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-細粒砂の薄層を挟んでいる。ただし、構成礫種には地域毎に特徴があり、例えば下郷町鶴ヶ池西方の本

段丘堆積物が鶴ヶ池岩屑なだれ堆積物を不整合に覆う部分では、安山岩・玄武岩円礫が卓越する。

年代・対比 本堆積物を覆う火山灰土中には赤城―追貝テフラ(約8万年前：鈴木ほか、)や沼沢―水沼テフラ(約5万年前：山元、1995)が挟まれている。また、その下位には日光-真美穴テフラ(阿久津、1957；村本、1992)や沼沢―芝原テフラ(岩崎ほか、1984；鈴木、1992)があることから、本堆積物は後期更新世の10-8万年前に形成されたものと判断される。

VIII. 8 かんのんがわ 観音川岩屑なだれ堆積物(Knd)

地層名 岩崎ほか(1984)の「観音川ドライアバランシュ」、伴・高岡(1995)の「観音川岩屑なだれ堆積物」による。

模式地 下郷町南倉野南東方の観音川沿い。

分布・構造 下郷町の観音沼周辺から観音川沿いに阿賀川沿いの橋坂までと加藤谷川沿いの音金東方に分布する。堆積物の表面には流れ山地形が良く発達しており、その表面には径数mの安山岩岩塊が飛び出している。流れ山の比高は山側の観音沼周辺で40m前後あるが、下流域では10m程度に減少している。本堆積物の給源は観音山の西山腹にある馬蹄型の急斜面である(第33図；伴・高岡、1995)。この急斜面には、その下部に塔のへつり層南倉沢火砕流堆積物が、上部には玄武岩溶岩・火砕岩を主とする甲子旭岳火山噴出物が露出しており、以下に記述する観音川岩屑なだれ堆積物の構成物と一致する。急斜面最高部と堆積物の先端を結んだ直線最大流走距離は9.7km、垂直落差は940mである。

層序関係 中位段丘堆積物以下の地層を、不整合に覆う。また、低位段丘堆積物に侵食面を介して覆われる。本堆積物上には厚さ30cm程度の土壌化した褐色風成堆積物(火山灰土)とこれを覆う厚さ40cm



第33図 観音川岩屑なだれ堆積物とその給源

本岩屑なだれ堆積物は観音山の西山麓に分布し、その表面には比高40m前後の流れ山が発達する。堆積物の給源は観音山の西山腹にある急斜面である。下郷町音金から三倉山に至る稜線上から撮影。

第4表 観音川岩屑なだれ堆積物中の木片の放射性炭素年代測定結果
産地：下郷町音金(37°11'6.7"N, 139°54'24.0"E;地点5)。¹⁴Cの半減期は5568年、誤差は±1σ。

試料名	試料の種類	測定法	¹⁴ C年代 (年BP)	δ ¹³ C (permil)	補正 ¹⁴ C 年代(年BP)
KN-101	wood	β-線法	17430 ± 100	-28.1	17380 ± 100
KN-102	wood	β-線法	17380 ± 110	-26.1	17350 ± 110

以下の黒色土壌(クロボク土)が堆積している。クロボク土の下部には最大径 3 cm の沼沢 - 沼沢湖テフラ(5 ka; 山元, 1995)の軽石が挟まれている

層厚 最大で約120mの層厚を持つ。

岩相 本堆積物は、玄武岩の角礫・塔のへつり層南倉沢火砕流由来の軽石火山礫凝灰岩の岩塊で構成されている。玄武岩角礫は平滑な破断面で囲まれた径 2 m以下の多面体形の岩片からなり、しばしば単一岩種の岩片のみからなる岩塊相を構成する。岩塊相では、岩片相互の変位量がごく小さく、ジグソーパズルのように岩片が緩く接した部分が認められる。一方、軽石火山礫凝灰岩は径数10mの未破碎の岩塊として堆積物中に取り込まれている。露頭面で観察される玄武岩角礫と軽石火山礫凝灰岩の境界はかなり入り組んでいるが、両者が混在することはない。堆積物の中には、砂-シルトサイズの淘汰の悪い基質を持つ基質支持の様々な岩種からなるマトリックス相もある。マトリックス相内部でも、特定の岩種が局所的に濃集したり、母材の異なる細粒物がつくる縞状構造を持ち、不均質な外見をしている。マトリックス相では、木片が濃集部分もあり、その一部の¹⁴C年代測定を行っている。

年代・対比 本堆積物中の木片の¹⁴C年代値は、後期更新世の17kaを示している(第4表)。給源の甲子旭岳火山の火山活動は40万年前頃には停止しているので、この堆積物をもたらした山体崩壊と甲子旭岳火山の活動に関連は見いだせない。

VIII. 9 低位段丘堆積物(tl₁, tl₂, tl₃, tl₄)

分布・構造 本堆積物は、湯野上よりも上流の阿賀川沿いとその支流加藤谷川と水無川沿いに広く分布するほか、鶴沼川と戸石川沿いにも小規模な分布がある。本堆積物は段丘面高度の違いから高い順に低位Iから低位IVに細分され、低位I段丘堆積物は主に加藤谷川沿いに、低位II段丘堆積物は下郷町沢田から上流の阿賀川沿いに、低位III及びIV段丘堆積物は図幅地域内の各河川沿いに分布する。現河床と段丘面の比高は、下郷町沢田よりも上流域では低位I段丘で20-40m、低位II段丘で10-30m、低位III段丘で5-10m、低位IV段丘で5m以下である。これに対し阿賀川が峡谷をつくる沢田よりも下流域では、その比高は低位II段丘で50m前後、低位III段丘で40-50m、低位IV段丘で30-40mになる。低位II・III・IV段丘面の平均斜度は1°以下であるが、加藤谷川沿いに分布する低位I段丘面のみは平均斜度2.5°と比較的傾斜がきつい。これは、この段丘面が扇状地の離水により形成されたことの反映である。

層序関係 下位層を不整合に覆う。低位段丘堆積物に覆われる最も新しい地層は観音川岩屑なだれ堆

積物である。低位Ⅰ・Ⅱ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)とこれを覆い最下部に5kaの沼沢-沼沢湖テフラを挟む厚さ40cm以下の黒色土壌(クロボク土)が重なっている。また、低位Ⅲ段丘堆積物の上位には厚さ20cm程度の火山灰土とこれを覆う最下部に沼沢-沼沢湖テフラを挟むクロボク土が重なり、低位Ⅳ段丘堆積物の上位には直接沼沢-沼沢湖テフラとこれを覆う厚さ30cm前後のクロボク土が重なっている。

層厚 低位Ⅰ・Ⅱ段丘堆積物は、最大で30-40mの層厚をもつ。これに対し低位Ⅲ・Ⅳ段丘は薄く、層厚は数m程度である。

岩相 加藤谷川沿いの低位Ⅰ段丘堆積物は、最大径60cm程度の良く円磨された花崗閃緑岩・安山岩・玄武岩の巨-大礫からなる塊状礫層を主体とし(第34図)、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。一方、阿賀川本流沿いの低位Ⅱ・Ⅲ・Ⅳ段丘堆積物は、良く円磨された流紋岩・溶結したデイサイト火砕岩・非溶結の流紋岩火砕岩の巨-中礫からなる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-細粒砂の薄層を挟んでいる。

年代・対比 低位段丘堆積物群は、観音川岩屑なだれ堆積物を覆い、沼沢-沼沢湖テフラに覆われることから、17-5kaの間に形成されたものと判断される。特に低位Ⅳ段丘堆積物は直上に5kaの沼沢-沼沢湖テフラがあることから、完新世の堆積物であることが明らかである。

VIII. 10 地すべり堆積物(1)

分布・構造 本図幅地域の第四系分布域には、背後の上部斜面に滑落崖があり、表面には大小の凹凸



第34図 低位Ⅰ段丘堆積物

径50cm以下の花崗閃緑岩・玄武岩・安山岩礫からなる。段丘堆積物上には、厚さ30cmの褐色火山灰土と基底部に沼沢-沼沢湖軽石・中に榛名-伊香保軽石を挟む厚さ30cmのクロボク土がこの順で重なっている。下郷町音金。

を持つ舌状の地形をつくる本堆積物が多く分布する。このうち比較的規模の大きなものは二岐山火山噴出物岩山溶岩の北西先端部の両側(下郷町柏木原と鶴沼川南岸部)、塔のへつり層大白森溶岩がつくる中山の東及び南斜面・小白森山の東斜面・大白森山の北東斜面や、甲子旭岳火山噴出物がつくる旭岳の東斜面に認められる。これ以外の地域でも、ジュラ系大戸層と下部中新統閼川層からなる小野岳の北東斜面に、顕著な地すべりが存在する。

層序関係 下位層を不整合に覆う。本堆積物には地形的に低位段丘面上に重なりと見なされるものもあるが、河川による侵食を受け低位段丘堆積物よりも明らかに古いものも含まれている。

岩相 各地すべり堆積物の背後にある滑落崖を構成する岩石が角礫化して堆積物を構成している。その固結度は低く、地すべりの表面には岩塊が散乱している。侵食され内部が露出する堆積物では、角礫からなる本体の下に粘土質の基質をもつ基質支持の種々の岩片・木片の混在した岩相がみられることがある。

年代・対比 本堆積物には、下郷町の中山東斜面の地すべりのように表面地形が新鮮で、5kaの沼沢－沼沢湖テフラを含む土壌に覆われない、非常に若いものもある。その一方で天栄村の小白森山東斜面の地すべりのように著しく侵食された堆積物も存在する。このような堆積物と高位－中位段丘堆積物や指標テフラとの層序関係は必ずしも明らかではなく、どの程度古いものがあるのかはよく分かっていない。とりあえず本報告では、本堆積物の年代を後期更新世－完新世としておく。

VIII. 11 山麓緩斜面堆積物(s)

分布・構造 本図幅地域の主に火山岩からなる山地の麓には、本堆積物からなるやや扇形をした緩斜面が分布する。例えば鮮新世の火山岩からなる横山・神籠ヶ岳の東及び南山麓と見明山の東山麓、中新世の火山岩からなる齊藤山の北山麓や、更新世の大白森溶岩と二岐山火山噴出物からなる山地の周辺に、本堆積物がよく発達している。特に、大内断層の西側にある東向き斜面の基部(横山・神籠ヶ岳・見明山の東山麓)には、本堆積物がほぼ連続的に広がり、断層運動を反映したものと見られる。すなわち、断層の東にある下流側地塊が、西の上流側地塊に対して相対的に上昇したため、河川による上流側堆積物の下流への運搬が阻害されて、このような分布が生じたものであろう。

層序関係 下位層を不整合に覆う。本堆積物がつくる緩斜面のほとんどは段丘化しており、低位Ⅰ－Ⅳ段丘面のいずれかに連続するか、これに対比される。

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 本堆積物がつくる緩斜面はその基部で河川沿いの低位Ⅰ－Ⅳ段丘面のいずれかにそのまま連続するものがある。また、低位段丘群との接触関係が不明の場合も、本堆積物の上位には低位段丘群上に重なるのと同じ厚さ50cm以下の土壌化した褐色風成堆積物(火山灰土)や最下部に沼沢－沼沢湖テフラを挟む黒色土壌(クロボク土)が重なり、本堆積物と低位段丘堆積物は同時代(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、一部には低位IV段丘堆積物よりも若い(約5,000年前)ものも含まれている。

VIII. 12 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、沖積層が良く発達するのは那須火山群から流れ下る加藤谷川沿いや、大内断層の西側の阿賀川沿いや戸石川沿いである。逆にその下流域、大内断層の東側では阿賀川は峡谷をつくり、沖積層はほとんど発達しない。

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 田島周辺の阿賀川沿いや戸石川沿いではよく円磨された流紋岩・溶結したデイサイト火砕岩・非溶結の流紋岩火砕岩を主とする巨一中円礫が、また、加藤谷川沿いでは安山岩・花崗閃緑岩・流紋岩を主とする巨一中円礫が、現河床を構成している。

年代・対比 低位IV段丘堆積物が5 kaの沼沢一沼沢湖テフラに直接覆われ、かつ本堆積物がこれに覆われないことから、本堆積物は少なくとも5,000年前よりは新しい堆積物であると判断される。

VIII. 13 降下火砕堆積物

本図幅地域内の風成堆積物中には以下に記述する降下火砕堆積物(テフラ)が挟まれている。風成堆積物は、鶴ヶ池岩屑なだれ堆積物・高位段丘堆積物・二岐山火山噴出物・中位段丘堆積物の上位に良く発達し、その最大層厚は約6 mである。風成堆積物は塊状・無層理で、表層部を除くと褐色-黄褐色-赤褐色の粘土質の基質に、斜長石・石英・有色鉱物の結晶片や砂-細礫サイズの石質岩片をまばらに含んでいる。本堆積物は土壌化が進んでおり、いわゆる火山灰土と呼ばれるものと同じである。乾燥時には比較的固結度が高いものの、湿潤時には未固結の粘着土となる。色調の違いによる不明瞭な成層構造が認められるほか、堆積物内部には成層構造に垂直なクラック帯や不整合がしばしば認められる。また、表層部30-40cmは特に炭質物に富み、クロボクと呼ばれる黒色土になっている。風成堆積物・降下火砕堆積物とも地質図上には分布を表現していない。

高杖テフラ(TK; 新称)

本テフラは、下郷町鶴ヶ池で鶴ヶ池岩屑なだれ堆積物の約1.4m上位に見いだされる(第35・36図)。鶴ヶ池での層厚は50cmで、淘汰の良い細粒火山礫サイズの白色軽石からなる。火山ガラスは完全に粘土化しており、肉眼では針状の普通角閃石結晶片が特徴的に目立っている。鏡下では普通角閃石・斜長石以外にカミングトン閃石・石英・鉄鉱の結晶片が認められる(第5表)。同テフラは鶴ヶ池の北方1.3 kmの高位段丘堆積物中にも見いだされ、針状普通角閃石結晶片に富む軽石細粒火山礫が層厚70cmで塊状シルトに挟まれている(第35図)。ただし、この露頭ではテフラ中にスコア・フィル斜交層理が発達しており、水流の影響下で再移動して定置したものとみられる。鶴ヶ池の南西25kmの高杖スキー場(「糸沢」図幅地域)では、本テフラの層厚は67cmとなり、最大径8 mmの軽石や長径5 mmの針状普通

角閃石結晶片を含んでいる。また、鶴ヶ池の西25kmの南郷スキー場(「針生」図幅地域)では、本テフラの層厚は15cmである。このテフラの給源は見つかっていないが、少なくとも「田島」図幅地域の南西方からもたらされたことは確実である。

砂小原-久保田テフラ (Sn-KB; 山元・須藤, 1996)

本テフラは、下郷町鶴ヶ池で高杖テフラの約75cm上位に見いだされる白色のレンズ状火山灰層である(第35・36図)。鶴ヶ池での層厚は4cm以下で、黒雲母・斜長石・石英結晶片に富んでいる(第5表)。火山ガラスの屈折率は低く、同様のテフラは会津盆地周辺の各地に分布する(山元・須藤, 1996)。給源は鶴ヶ池の北西25kmの砂子原カルデラ(「宮下」図幅地域内)で、カルデラ内の本テフラに対比される火砕流堆積物の本質岩片から $0.22 \pm 0.05\text{Ma}$ のジルコン Ft年代値が報告されている(NEDO, 1985)。

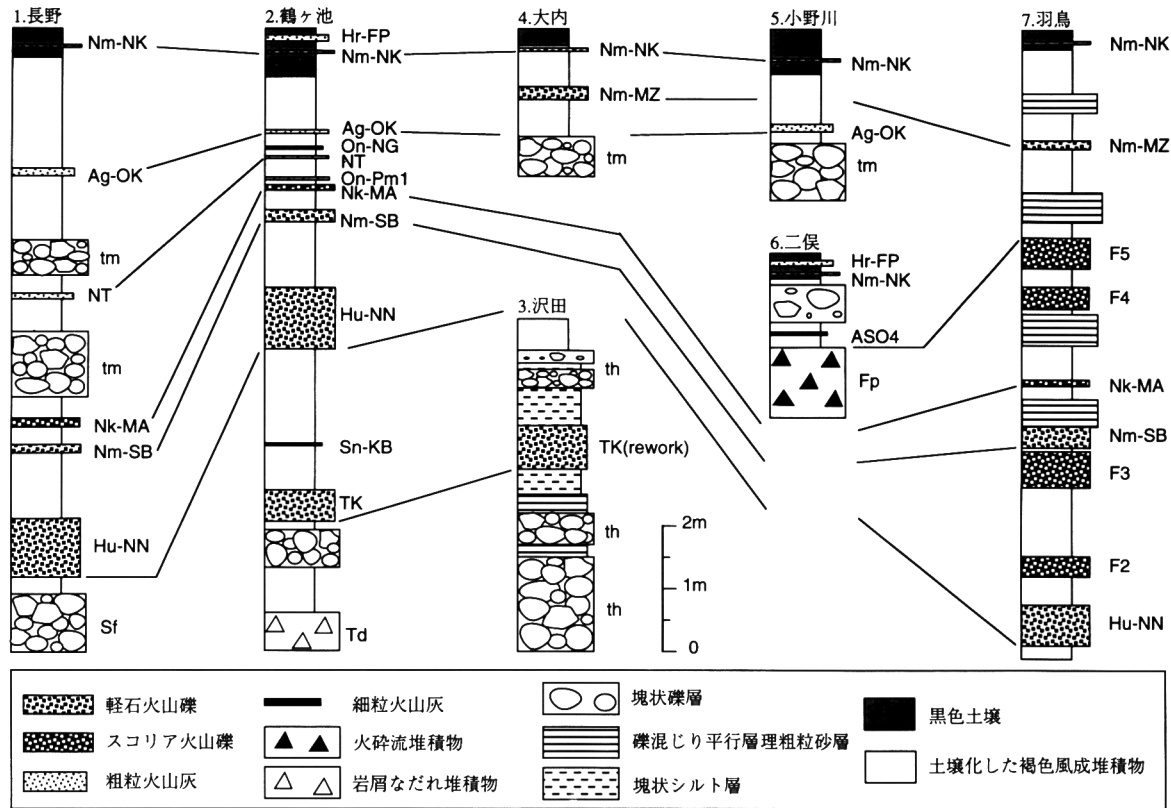
燧ヶ岳-七入テフラ (Hu-NN; 渡邊, 1989)

本テフラは田島町長野の中位段丘堆積物の下位や下郷町鶴ヶ池の鶴ヶ池岩屑なだれ堆積物の上位にある最も厚層(95-98cm)の降下火砕堆積物である(第35・36図)。最下部5-7cmが結晶片に富む粒径3-4mmの黄色軽石細粒火山礫、その上位60cmが最大粒径2.5cmのオレンジ色軽石粗粒火山礫、ベージュ色の火山灰薄層を挟んで更に層厚30cmの最大粒径2.0cmのオレンジ色軽石粗粒火山礫が重

第5表 降下火砕堆積物の特徴

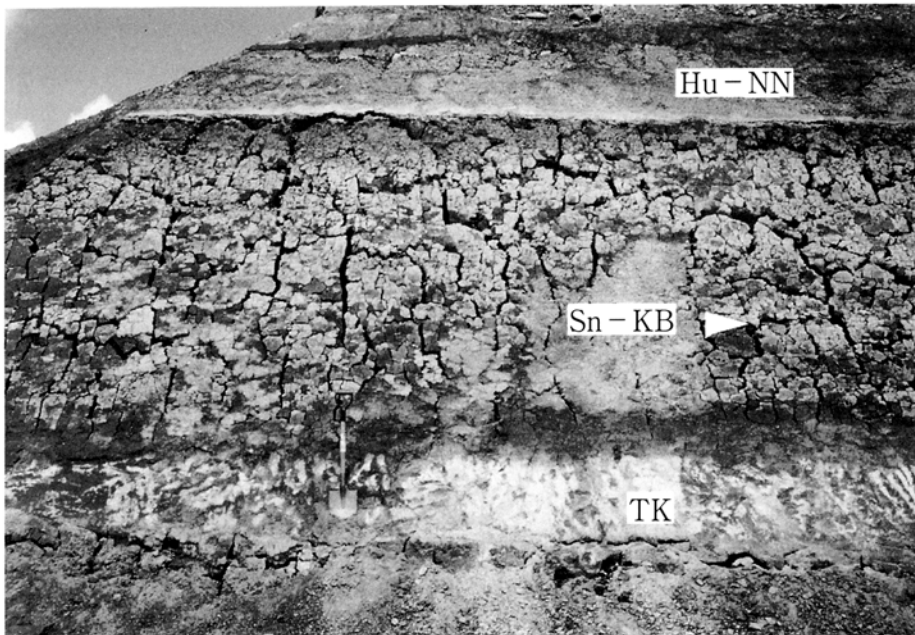
露頭地点番号は第35図と同じ。Tnp=天栄火砕流堆積物(下郷町鶴ヶ池)、Kmp=鎌房山火砕流堆積物(天栄村羽鳥湖スキー場; 「長沼」図幅地域内)、TK=高杖テフラ、Sn-KB=砂子原-久保田テフラ、Hu-NN=燧ヶ岳-七入テフラ、F2-F5=二岐山火山起源のテフラ、Nm-SB=沼沢-芝原テフラ、Nk-Ma=日光-真美穴テフラ、On-Pm1=御岳-第1テフラ、Aso4=阿蘇4テフラ、NT=中山峠テフラ、On-NG=御岳-奈川テフラ、Ag-OK=赤城-追貝テフラ、Nm-MZ=沼沢-水沼テフラ。

テフラ名	露頭地点	鉱物組成	屈折率			
			Glass (n)	Opx (γ)	Hb (n2)	Cum (n2)
Nm-MZ	4	Hb > Bt, Cum, [Opx]; Qz				
Nm-MZ	7	Bt, Opx, Hb, Cpx; Qz	1.495-1.498 (90%)	1.710-1.714 (70%)		
Ag-OK	1	Opx > Cpx, [Hb]	1.509-1.511 (50%)	1.705-1.709 (90%)	[1.683-1.687 (70%)]	
Ag-OK	5	Opx > Cpx, [Hb]; [Qz]	1.508-1.509 (60%)	1.705-1.709 (70%)	[1.682-1.686 (60%)]	
On-NG	2	Hb > Opx, [Cpx, Bt]	1.502-1.505 (70%)	1.710-1.713 (75%)	1.680-1.684 (60%)	
NT	1	Opx > Cpx, [Hb]	1.506-1.509 (65%)	1.706-1.710 (70%)	[1.684-1.690 (80%)]	
Aso4	6	Opx > Hb, Cpx; [Bt]	1.507-1.509 (50%)	1.700-1.704 (70%)	1.690-1.693 (50%)	
			1.510-1.512 (40%)			
On-Pm1	2	Bt > Hb, Opx, Cpx; [Qz]	1.498-1.501 (60%)	1.701-1.708 (70%)	1.683-1.689 (60%)	
Nk-MA	2	Opx > Cpx		1.702-1.707 (60%)		
Nm-SB	7	Bt > Hb; Qz	1.497-1.498 (60%)		1.680-1.689 (60%)	
					1.673-1.676 (30%)	
F3	7	Opx > Cpx, [Bt]	1.504	1.705-1.710 (60%)		
Hw-NN	1	Opx > Cpx, [Hb]	1.504-1.505 (80%)	1.706-1.708 (50%)		
Hw-NN	2	Opx > Cpx, [Hb, Bt]	1.503-1.504 (65%)			
Hw-NN	7	Opx > Cpx, [Hb]	1.504-1.505 (80%)	1.706-1.707 (40%)	[1.682-1.685 (50%)]	
Sn-KB	2	Bt; Qz	1.496-1.498 (100%)			
TK	2	Hb > Cum; Qz			1.672-1.675 (80%)	1.663-1.665 (90%)
Kmp		Opx > Cpx	1.535-1.553 (100%)	1.710-1.712 (70%)		
Tnp		Cpx, Opx, [Hb]; Qz	1.501-1.502 (80%)	1.709-1.711 (70%)	[1.672-1.675 (70%)]	



第35図 降ト火砕堆積物の露頭柱状図

1 田島町長野 (37°12'40.3"N, 139°50'0.0"E). 2 下郷町鶴ヶ池 (37°13'2.4"N, 139°52'2.8"E). 3 下郷町沢田 (37°13'25.1"N, 139°52'32.6"E). 4 下郷町大内 (37°19'53.3"N, 139°52'13.5"E). 5 下郷町小野川北岸 (37°19'1.6"N, 139°52'11.3"E). 6 天栄村二俣 (37°15'0.5"N, 139°59'6.1"E). 7 天栄村羽鳥 (「長沼」図幅内37°17'6.1"N, 140°3'55.3"E). Sf=下郷層, Td=鶴ヶ池岩屑なだれ堆積物, th=高位段丘堆積物, tm=中位段丘堆積物, TK=高杖テフラ, Sn-KB=砂子原-久保田テフラ, Hu-NN=壺ヶ岳一七入テフラ, F 2-F 5=二岐山火山起源のテフラ, Nm-SB=沼沢-芝原テフラ, Nk-Ma=日光-真美穴テフラ, On-Pm1=御岳-第1テフラ, Aso 4=阿蘇4テフラ, NT=中山峠テフラ, On-NG=御岳-奈川テフラ, Ag-OK=赤城-追貝テフラ, Nm-MZ=沼沢-水沼テフラ, Nm-NK=沼沢-沼沢湖テフラ, Hr-FP=榛名-二ツ岳伊香保テフラ.



第36図 鶴ヶ池岩屑なだれ堆積物を覆う風成及び降下火砕堆積物
TK=高杖テフラ, Sn-KB=砂子原-久保田テフラ, Hu-NN=燧ヶ岳-七入テフラ, 下郷町鶴ヶ池。

なっている。堆積物の淘汰は極めて良く、軽石も良く発泡している。また、石質岩片として発泡の極めて悪い灰色安山岩がまばらに含まれている。鏡下では斜長石・斜方輝石・単斜輝石・鉄鉱、それに微量の普通角閃石の結晶片が認められる(第5表)。本テフラは南西に向かって厚くなり、鶴ヶ池の南西25kmの高杖スキー場(「糸沢」図幅地域)では、本テフラの層厚は240cmとなり、軽石の最大粒径は7.2cmに増加する。さらに、南西50kmの燧ヶ岳火山北東山麓(「燧ヶ岳」図幅地域)には、最大粒径が20cmで層厚が8mを越える七入軽石(渡邊, 1989; 早川ほか, 1997)と呼ばれる降下火砕堆積物があり、溶結した火砕流堆積物を伴っている。火山ガラスや斜方輝石の屈折率は燧ヶ岳山麓の軽石と本図幅地域内のものとで良く一致しており(第5図)、同一のテフラであることは間違いない。従って、本テフラの給源は燧ヶ岳と判断されよう。

沼沢-芝原テフラ(Nm-SB; 岩崎ほか, 1984; 鈴木, 1992)

本テフラは田島町長野の中位段丘堆積物の下位や下郷町鶴ヶ池の鶴ヶ池岩屑なだれ堆積物の上位で、燧ヶ岳-七入テフラの上位100-110cmに見いだされる軽石層である(第35図)。鶴ヶ池での層厚は21cmで、最下部2cmがベージュ色の中粒-細粒砂サイズの火山灰からなり、その上位19cmは極粗粒砂サイズの結晶片に富む基質を持つ最大径2.0cmの黄色軽石粗粒火山礫からなる。鏡下では斜長石・石英や普通角閃石・黒雲母・鉄鉱のほか少量のカミングトン閃石の結晶片が含まれている(第5表)。本テフラは会津盆地周辺から福島県中通り-栃木県北部に分布し、西端に位置する給源の沼沢火山(鶴ヶ池の北西35kmで「宮下」図幅地域内)に向かって厚くなる。鈴木ほか(1996)は会津高田(「若松」図幅地域内)に分布する本テフラから $0.13 \pm 0.04\text{Ma}$ のジルコンFt年代値を報告している。

日光-満美穴テフラ(Nk-MA; 阿久津, 1957; 村本, 1992)

本テフラは田島町長野の中位段丘堆積物の下位や下郷町鶴ヶ池の鶴ヶ池岩屑なだれ堆積物の上位で、沼沢-芝原テフラの上位約25cmに見いだされるスコリア層である(第35図)。長野や鶴ヶ池では13-15cmの層厚を持ち、最大径1.5cmの赤褐色で良く発泡したスコリア火山礫で構成されている。鏡下では斜方輝石・単斜輝石と微量の普通角閃石の結晶片が認められる(第5表)。本テフラの分布主軸は給源の日光火山群から東に伸び(村本, 1992)、長野や鶴ヶ池の露頭はその分布の北限に位置している。

御岳-第1テフラ (On-Pm1 ; 町田・新井, 1992)

本テフラは下郷町鶴ヶ池の鶴ヶ池岩屑なだれ堆積物の上位で、日光-満美穴テフラの上位約4cmに見いだされる黄色のレンズ状火山灰層である(第35図)。最大層厚は3cmで、粒径0.5mm程度の軽石と黒雲母や普通角閃石の結晶片で構成されている。鏡下では斜長石・黒雲母・普通角閃石・斜方輝石・単斜輝石・鉄鉱以外に微量の石英の結晶片が含まれている(第5表)。鶴ヶ池に御岳火山を給源とする本テフラが分布することは、従来から指摘されていた(岩崎ほか, 1984)。

阿蘇4テフラ (Aso4 ; 町田・新井, 1992)

本テフラは天栄村二俣林道で二俣火砕流堆積物の上位20cmに見いだされるオレンジ色のレンズ状火山灰層である(第35図)。最大層厚は4cmで、無色-淡褐色の泡壁型火山ガラス片を主体としている。鏡下では、火山ガラス片以外に斜長石・斜方輝石・単斜輝石・普通角閃石の結晶片が認められる(第5表)。火山ガラスや有色鉱物の屈折率は、Aso4として報告されている値(町田・新井, 1992)と良く一致する。

中山峠テフラ (NT ; 新称)

本テフラは田島町長野の中位段丘堆積物の上位や下郷町鶴ヶ池の鶴ヶ池岩屑なだれ堆積物の上位で、御岳-第1テフラの上位約30-40cmに見いだされる粗粒火山灰層である(第35図)。長野や鶴ヶ池では5-8cmの層厚を持ち、最大径2mmの黄色-赤褐色軽石と結晶片で構成されている。鏡下では斜長石・斜方輝石・単斜輝石・鉄鉱と少量の普通角閃石の結晶片が認められる(第5表)。本テフラは鶴ヶ池の南西方23kmの中山峠東の旧国道352線沿いでも見いだされ、層厚は18cmに増加する。逆に鶴ヶ池よりも北の地点では本テフラを確認していない。従って本テフラは図幅地域の南東方から飛来したと判断されるが、給源については特定できていない。また、本テフラと層序的に近いと判断されるAso4との関係は、露頭で確認できていない。

御岳-奈川テフラ (On-NG ; 町田・新井, 1992 ; 鈴木ほか, 1995)

本テフラは下郷町鶴ヶ池の鶴ヶ池岩屑なだれ堆積物の上位で、中山峠テフラの上位約9cmに見いだされる黄色のレンズ状火山灰層である(第35図)。最大層厚は5cmで、鏡下では微結晶を含むガラス質の発泡の悪い本質岩片と斜長石・普通角閃石・斜方輝石・鉄鉱と微量の単斜輝石・黒雲母の結晶片で構成されている(第5表)。鶴ヶ池に御岳火山を給源とする本テフラが分布することは、従来から指摘されていた(鈴木ほか, 1995)。

赤城-追貝テフラ (Ag-OK ; 鈴木ほか, 1995)

本テフラは下郷町の小野川北岸や田島町長野の中位段丘の上位や下郷町鶴ヶ池の鶴ヶ池岩屑なだれ堆積物の上位で、御岳-奈川テフラの上位約20cmに見いだされる軽石層である(第35図)。本図幅地域内では最大約11cmの層厚を持ち、径2-3mmの白色-黄色軽石細粒火山礫と中-粗粒砂サイズの結晶

片で構成されている。鏡下では斜長石・斜方輝石・単斜輝石・鉄鉱と少量の普通角閃石の結晶片が認められる(第5表)。鶴ヶ池に赤城火山を給源とする本テフラが分布することは、従来から指摘されていた(鈴木ほか, 1995)。

二岐山火山起源のテフラ(F)

本火山起源とみられるテフラは、東隣「長沼」図幅地域内の天栄村(第35図)から、須賀川市にかけて少なくとも5層分布する。その層準は燧ヶ岳一七入テフラの下位に1層、燧ヶ岳一七入テフラと沼沢一芝原テフラの間に2層、沼沢一芝原テフラと沼沢一水沼テフラの間に2層である。いずれも発泡のあまり良くない安山岩スコリアで構成され、斜長石・斜方輝石・単斜輝石・鉄鉱を含んでいる。稀に石英の結晶片が含まれるほか、最上部のテフラは普通角閃石の結晶片を含んでいる。

沼沢一水沼テフラ(Nm-MZ; 鈴木・早田, 1994; 山元, 1995)

本テフラは下郷町大内の中段段丘の上位に見いだされる軽石層である(第35図)。大内での層厚は21cmで、最大径が1.5cmの白色軽石火山礫と基質を埋める粗粒砂サイズの結晶片で構成されている。鏡下では斜長石・石英・普通角閃石・黒雲母・カミングトン閃石・鉄鉱のほか微量の斜方輝石の結晶片を含んでいる(第5表)。本テフラは会津盆地周辺から福島中通り地方に広く分布しており、大内の露頭はその南限に位置している。鈴木・早田(1994)の金山テフラは、本テフラと同一のものである。給源の沼沢火山の周辺では降下火砕堆積物の上位に火砕流堆積物を伴い、これから 51 ± 14 kaのジルコンFt年代値が報告されている(山元, 1995)。

沼沢一沼沢湖テフラ(Nm-NK; 山元, 1995)

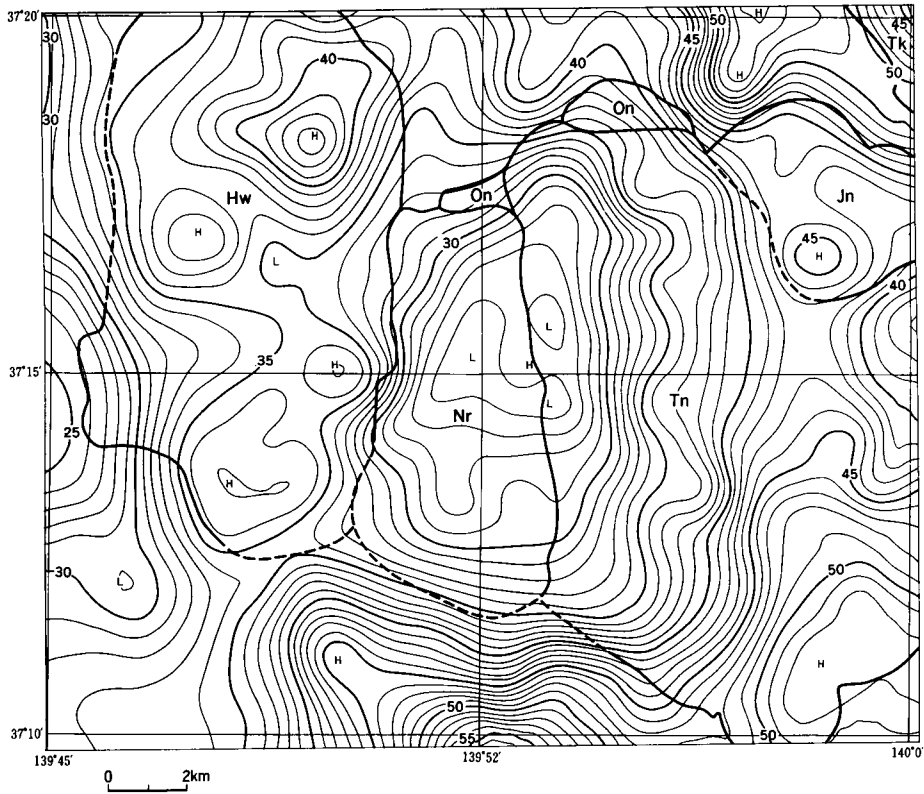
本テフラは約5000年前に沼沢火山から噴出したもので、このときの噴火により沼沢湖が形成された。本図幅地域では低位段丘以下の地層を覆い、褐色火山灰土とクロボク土の境界付近かクロボク土の下部に挟まれている(第35図)。露頭では明瞭な単層を構成することはない、特定層準に最大径3-7cmの白色軽石火山礫がまばらに含まれている。最大粒径は北ほど大きくなる傾向が顕著である。軽石は斜方輝石普通角閃石デイサイトで、石英斑晶を含んでいる。

榛名一ニツ岳伊香保テフラ(Hr-FP; 町田・新井, 1992)

本テフラは6世紀中葉に榛名火山から噴出したもので、地表下7-10cmのクロボク土に挟まれている(第35図)。下郷町の鶴ヶ池から甲子山にかけての地域では7cm前後の層厚を持つものの、同町湯野上から大内にかけての地域では非常に薄く土壌と混合し、保存の良い場合でも2-3cm程度の層厚しかない。径2mm以下の白色軽石と中-粗粒砂サイズの結晶片で構成され、鏡下では斜長石・普通角閃石・斜方輝石・鉄鉱が認められる。

IX. 地 質 構 造

本図幅地域の地質構造は6つのカルデラ(高川・城ノ入沢・桧和田・小野・塔のへつり・成岡)に大きく規制されている(第37図)。これらのカルデラは、大規模火砕流の噴出に伴い地表を含む地殻の上部が陥没して形成されたものである。各カルデラの垂直陥没比高は数千mに達すると予想され、いずれ



第37図 「田島」 図幅の重力図とカルデラの分布。

等重力線の間隔は 1 mgalで、仮想密度は 2.3g/cm^3 (駒沢正夫・広島俊男編集)。測定重力値は、国土地理院の閲覧資料に基づき日本動基準網1975(JGSN75)に準拠させた絶対動値に変換している。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地質調査所動補正標準手順SPECG1988により実施している。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メッシュデータを用いている。

Tk=高川カルデラ, Jn=城ノ入沢カルデラ, Hw=桧和田カルデラ, On=小野カルデラ, Tn=塔のへつりカルデラ, Nr=成岡カルデラ。

もカルデラ形成期の厚い火砕流堆積物・岩屑なだれ堆積物と、これを覆う後カルデラ期の湖成堆積物・火山噴出物で埋積されている。これらの堆積物は、カルデラを取り巻く基盤岩よりも一般に密度が小さいため、城ノ入沢・小野・塔のへつり・成岡カルデラの重複部の広がり、ジュラ-白亜系が地表付近に分布する大戸岳周辺と土倉山周辺にある高重力異常部に挟まれた大きな低重力異常部と一致する。負の重力異常の中心は最も新期の成岡カルデラと良く一致するものの、細かく見ると城ノ入沢・塔のへつりカルデラの中心には顕著な低重力異常の中心は現れていない。また、桧和田カルデラでは、カルデラ内に顕著な高重力異常が現れ、逆に基盤の東尾岐層分布域の方に低重力部が存在する。これらの特徴は、城ノ入沢・塔のへつり・桧和田カルデラが再生隆起構造をもつこと、侵食が進んだ桧和田カルデラでは後カルデラ期に貫入した深成岩の頂部が露出することを反映していると考えられる。すなわち、カルデラの再生隆起はカルデラ内の浅部に新たなマグマが注入されるために起こるので(Whitney and Stomer, 1986), その地下には高密度の貫入岩体が伏在している可能性が大きい。従って、城ノ入沢・

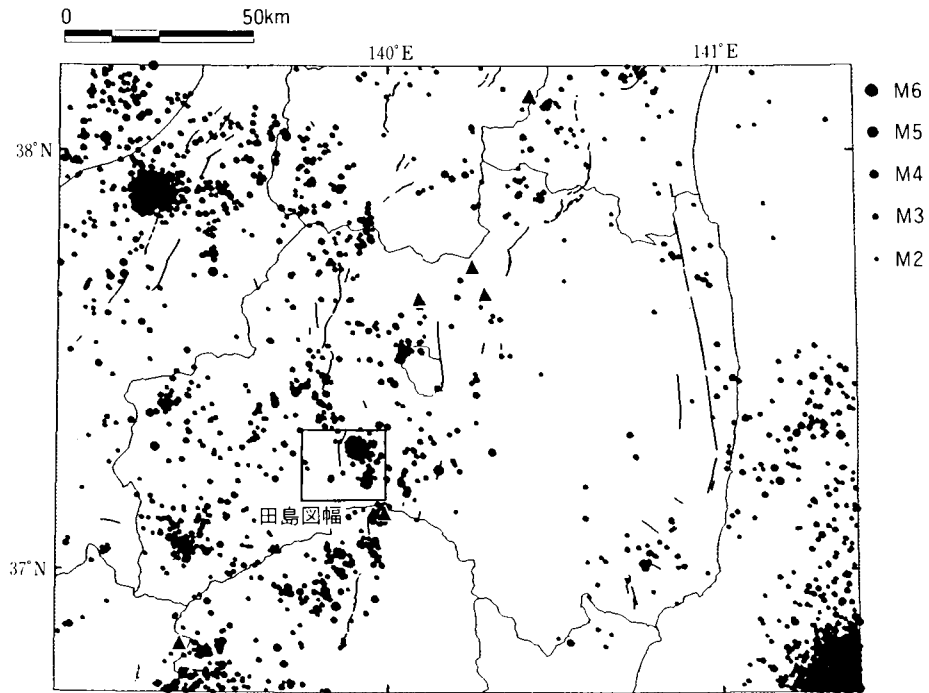
塔のへつり・桧和田カルデラに見られる重力構造は、カルデラ陥没時の構造を反映したものではなく、後カルデラ期の火成活動によって大きく改変されたものであろう。これに対し成岡カルデラではカルデラ形成後の顕著な火成活動が地表付近には認められず、その負の重力異常は初生的なものとみられる。

X. 活断層及び地震活動

本図幅地域で活断層と認定されているのは、下郷町の大内から南に伸びる大内断層である(活断層研究会, 1991, p.170-171)。地形の項でも記述したように、東向き山地斜面下の扇状地の基部を通る大内断層沿いには西向きの崖や孤立丘が並び、典型的な西側低下の活断層地形と判断される。活断層研究会(1991, p.170-171)では、増田ほか(1974)の推定断層をもとに、大内断層には小地形とは逆の東側低下の断層変位を考えている。増田ほか(1974)が考えた大内を通る東側低下の断層は、断層の西にある本報告の下部更新統七折坂層の隈戸火砕流堆積物と東にある小野層の隈戸火砕流堆積物がつくる山地頂部を基準として推定されたもので、その前提としては両層の火砕流堆積物が同一地形面をつくっていたものでなければならない。しかし、七折坂層の火砕流はカルデラ外に流出したものであり、一方、小野層のそれはカルデラ内を充填したものであることから、両者の東側低下を示す分布高度の違いは初生的なものであると考えられよう。従って、本報では、活断層研究会(1991, p.170-171)に図示された東側低下の大内断層は、存在しないものとする。

大内断層の北方延長は、小野岳の北山麓を通して会津若松市上三寄まで延び(「若松」図幅地域内)、いくつかの断層に分かれながら、会津盆地東縁断層系へと連続する(山元・吉岡, 1992)。一方、下郷町の中山峠よりも南の大内断層は、いくつかの小断層に枝分かれしており、下郷町の阿賀川東岸域ではその存在が確認できなくなる。「若松」図幅地域内の会津若松市小谷の阿賀川西岸では、大内断層上の低位Ⅰ段丘面(「若松」図幅地域では中位Ⅰ段丘としたが、その後の編年で本報の低位Ⅱ段丘に修正)に比高2-5mの北西向き小崖があり、低断層崖の可能性が大きい(山元・吉岡, 1992, 第43図)。しかし、本図幅地域内で大内断層が小断層群に分裂する下郷町の阿賀川沿いでは段丘面(特に低位Ⅲ及びⅡ面)上に断層崖を認めることができない。今のところ、大内断層では最近1万年間に活動した確実な証拠は得られていない。活断層研究会(1991, p.170-171)では、本断層の活動度はB-C級(変位量1-0.001m/千年)とされている。

本図幅地域では、地震活動が比較的活発である(第38図)。1659年と1943年にM6以上の地震が本図幅地域内で起きたほか、下郷町内では群発地震がたびたび発生している。また、周辺地域でも1611年に図幅地域の北側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。1659年(万治2年)4月21日の地震は田島付近(北緯37.2°, 東経139.8°)で発生したもので、そのマグニチュードは6.7と推定され、39人の死者、約400の倒壊家屋の被害が出ている(宇佐見, 1975)。1943年の田島地震は8月12日13時50分に下郷町湯野上(北緯37.3°, 東経139.8°, 深さ15km)で発生したもので、その規模はM6.2であった(宇佐見, 1975)。震央付近で家屋に被害が出



第38図 「田島」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5月から1995年4月で、地震の規模はM2以上、震源の深さは30km以下(地震調査研究推進本部地震調査委員会, 1997)。黒三角は活火山の位置を示す。

たほか、小規模な崖崩れが発生している。また、この本震に伴うM5.3の余震が阿賀川東岸の下郷町内で8月13日と28日に発生している。本図幅地域東部で近年頻発する群発地震はM4以下のもので、最近の主なものは1972年1月に下郷町湯野上で、1977年10月に天栄村二岐付近で、1979年11月に下郷町・天栄村一帯で、1981年6月に下郷町内で、1985年9月・10月・12月に下郷町の阿賀川東岸域で発生している(仙台管区気象台, 1986)。1985年群発地震の主な地震のメカニズム解は、いずれも圧縮軸がほぼ東西方向の逆断層型である(東北大理学部, 1986)。また、1994年12月18日20時07分には下郷町湯野上(北緯37.3°, 東経139.8°, 深さ4km)でM5.5の地震が発生し、下郷町では震度4-5相当の揺れを感じている(仙台管区気象台, 1995)。さらに、1998年8月3日20時9分には図幅地域南東部の大白森山付近(北緯37.2°, 東経134.0°, 深さ10km)でM4.9の地震が発生し、田島では震度3の揺れを感じている。

XI. 応用地質

XI. 1 地下資源

XI. 1. 1 銅・鉛・亜鉛・硫化鉄鉱床

下 - 中部中新統東尾岐層中には流紋岩に伴う黄鉄鉱脈が多く見られる。本図幅地域内でもいくつかのものが昭和初期に探鉱の対象となったが、いずれも規模・品位が貧弱で鉱山として発展したものはない。福島県(1964, p.103-104)は「県産史」に以下の鉱山を記載しているが、正確な場所が明らかなものはなく、地質図にはその場所を示していない。水無鉱山は田島町水無の東方にあったもので、火砕岩が流紋岩に貫入され黄鉄鉱に鉱染された部分が多少掘削されたが着脈していない。田沢鉱山は田島駅の南2kmの田沢の東岸にあったもので、火砕岩とこれを貫く流紋岩を切る赤鉄鉱・石英脈が昭和16年に探鉱された。しかし、含銅量が少なく発展していない。中ノ坪鉱山は下郷町中ノ坪の南方1kmの山中にあったもので、流紋岩中の黄鉄鉱脈が昭和18年頃に探鉱されたが、銅に乏しい。赤土鉱山は田島の北方にある那須沢山の北斜面にあったもので、流紋岩が粘土化して多量の黄鉄鉱を鉱染した部分が昭和18年頃に探鉱されたが、銅鉱にあわず休山した。

小規模な黄鉄鉱脈は鮮新統桧和田層にも見られ、田島町長野の北方約1km、阿賀川北岸の国道沿いで細粒トータル岩に貫かれた仏沢火砕流堆積物中の細脈が長野鉱山として戦時中に探鉱されたことがある。しかし、鉱体にあうことなく放棄された(福島県, 1964, p.104)。

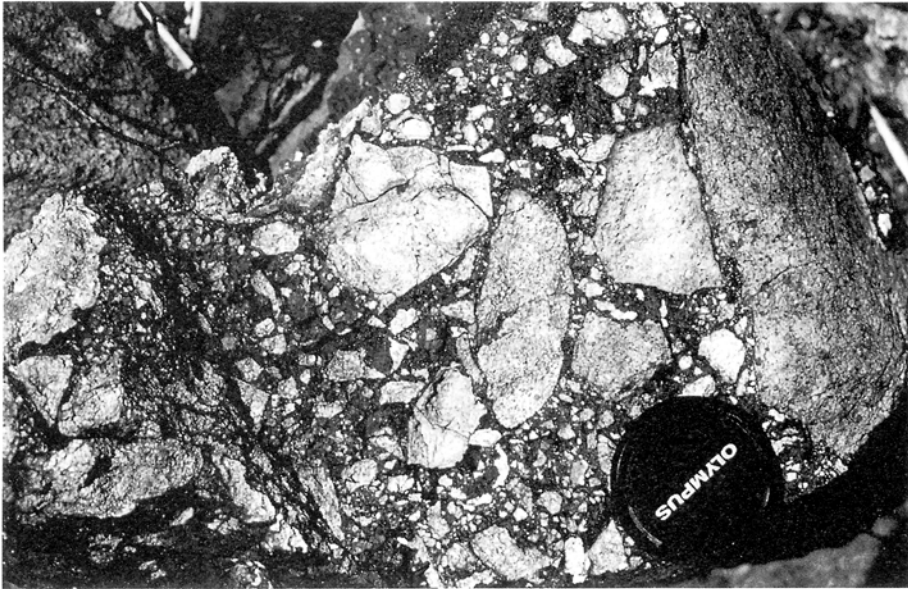
XI. 1. 2 鉄鉱床

大内鉱山

下郷町大内東方の小野岳西斜面の猿倉沢にあったもので、下部中新統閼川層の火山岩中の網状赤鉄鉱脈を対象に大正年間に探鉱された。昭和初期の戦時中に一時、操業が再開されたが、その後休山している(福島県, 1964, p.116)。

下郷鉱山

本鉱山は甲子峠西方の観音川源頭部に存在した。鉱床は沢にのぞんだ甲子林道沿いの緩傾斜地であり、東西30m、南北30m、厚さ1-2m(最大3m)の山腹型褐鉄鉱床である。鉱床は火山角礫岩化した前期更新世の大白森山溶岩の基質を充填する褐鉄鉱で(第39図)、基質部の品位はFe50%以上に達することもあるが全体としては品位低く30%程度である(南部・加藤, 1957)。第二次世界大戦当初に坑内堀によってその主要部は採掘されており、現在若干の鉱量を残しているにすぎない。昭和31年7月よりは現鉱業権者諏訪鉱業開発(株)の所有となったが、休山中である(福島県, 1964, p.124)。なお本鉱山は旭田鉱山あるいは豊明鉱山と呼ばれたこともある。



第39図 下郷鉱山の褐鉄鉱床

褐鉄鉱は火山角礫岩化した前期更新世の大白森山溶岩の基質を充填している。甲子峠の北西0.4kmの観音川源頭部。

XI. 1. 3 モリブデン鉱床

金山鉱山

下郷町芦ノ原東方の鶴沼川沿いにあったもので、上部中新統城ノ入沢層を貫く細粒トータル岩中の石英・輝水鉛鉱の鉱脈が採鉱された。鉱脈は走向N 5°-10° W, 傾斜30°-40° E, 延長300m, 幅の多くは0.3m, 最大1mで、輝水鉛鉱はその両側の白色柔軟の粘土化母岩にも鉱染している(渡辺, 1942)。鉱床の品位の平均は0.35%で、一部には1-5%に達する部分があった(福島県, 1964, p.133)。昭和16-17年頃に稼行されたが、成功せず休山した。

XI. 1. 4 採石

現在、稼行中の採石場は下郷町落合の加藤谷川沿いに2カ所あり、どちらも低位段丘堆積物中の礫を対象にしている。この堆積物の固結度は低く、採取された礫はそのままふるい分けられ骨材として出荷されている。

XI. 2 温泉

本図幅地域内には湯本・二俣・湯野上・甲子の4つの温泉がある(第6表)。温泉水の化学組成は第6表に示している。また、各温泉の水素・酸素同位体組成比は、平均的な地表水のものと一致している(第8表)。

湯本温泉

第6表 「田島」 図幅の温泉一覧表 (NEDO, 1990).

番号	名称	湧出量 (r/min)	代表的源泉名	温度 (℃)	pH	泉質分類型	源泉所在地
1	湯本	18	湯本共同浴場	48.6	6.8	Cl-SO ₄ 型	福島県岩瀬郡天栄村大字湯本字居平19
2	〃	48	湯本温泉	49.8	6.6	〃	福島県岩瀬郡天栄村大字湯本字居平14
3	二俣	3.6	柏屋①	48.6	8.8		福島県岩瀬郡天栄村大字湯本字下二俣19
4	〃	9.1	柏屋②	49.3	8.9		福島県岩瀬郡天栄村大字湯本字下二俣19
5	〃	20	柏屋③	49.2	8.9		福島県岩瀬郡天栄村大字湯本字下二俣19
6	〃	39	湯小屋①	50.7	8.9		福島県岩瀬郡天栄村大字湯本字下二俣22
7	〃	8.7	湯小屋②	49.5	9.0		福島県岩瀬郡天栄村大字湯本字下二俣22
8	〃	18	桂祇荘③	47.4	8.8		福島県岩瀬郡天栄村大字湯本字下二俣22
9	〃	8.5	大和館①	55.2	8.7	SO ₄ 型	福島県岩瀬郡天栄村大字湯本字下二俣22
10	〃	11	大和館②	56.5	8.9		福島県岩瀬郡天栄村大字湯本字下二俣22
11	〃	93	大丸あすなろ荘①	54.0	8.7		福島県岩瀬郡天栄村大字湯本字下二俣6
12	〃	測定不能	大丸あすなろ荘②	51.7	8.8		福島県岩瀬郡天栄村大字湯本字下二俣6
13	湯野上	200	湯野上1号泉源	52.7	8.5	SO ₄ 型	福島県南会津郡下郷町大字湯野上字沼袋乙853-4
14	〃	280	湯野上2号泉源	60.5	8.4	〃	福島県南会津郡下郷町大字湯野上字沼袋乙857-1
15	〃	150	湯野上3号泉源	59.9	8.3		福島県南会津郡下郷町大字湯野上字居平乙830
16	〃	250	湯野上4号泉源	57.0	7.9	中間型	福島県南会津郡下郷町大字湯野上字居平乙793-1
17	〃	300	湯野上5号泉源	61.2	8.3	〃	福島県南会津郡下郷町大字湯野上字沼袋乙871-1
18	〃	110	湯野上6号泉源	48.3	8.4	〃	福島県南会津郡下郷町大字湯野上字館本乙1317-1
19	〃	340	湯野上7号泉源	54.7	8.4		福島県南会津郡下郷町大字湯野上字館本乙1332
20	〃	150	湯野上8号泉源	57.5	8.2	中間型	福島県南会津郡下郷町大字湯野上字居平乙833
21	甲子	500	元湯甲子温泉源泉①	44.5	7.5	SO ₄ 型	福島県西白河郡西郷村大字鶴生字江森山1
22	〃	500	元湯甲子温泉源泉②	42.0	7.5		福島県西白河郡西郷村大字鶴生字江森山1
23	〃	250	新甲子温泉開発(株)源泉	45.3	7.9	SO ₄ 型	福島県西白河郡西郷村大字鶴生字江森山1

第7表 温泉水組成分析結果 (NEDO, 1990)

番号	温泉名	電気伝導度 μS/cm	T.S.M mg / ℓ	Cl mg / ℓ	Br mg / ℓ	I mg / ℓ	F mg / ℓ	SO ₄ mg / ℓ	HCO ₃ mg / ℓ	Li mg / ℓ	K mg / ℓ	Na mg / ℓ	NH ₄ mg / ℓ	Ca mg / ℓ	Mg mg / ℓ	Fe mg / ℓ
1	湯本	3,700	1,720	1,010.0	2.27	0.56	3.66	194	99	1.27	19.80	557.00	0.21	183.0	0.63	0.15
2	〃	4,200	2,320	994.0	2.26	0.11	3.50	207	94	1.17	20.90	558.00	0.21	184.0	0.82	0.30
9	二俣	1,800	1,180	3.2	<0.01	<0.01	0.44	986	31	0.03	1.01	83.90	<0.02	332.0	0.01	<0.01
13	湯野上	600	370	79.1	0.07	0.05	1.39	108	54	0.15	2.55	99.50	<0.02	12.9	0.28	0.03
14	〃	670	460	88.6	0.12	0.06	1.67	126	49	0.17	2.98	116.00	<0.02	13.8	0.11	0.10
16	〃	610	480	80.9	0.08	0.07	1.42	101	71	0.18	2.99	99.00	<0.02	28.3	0.31	0.13
17	〃	680	450	91.2	0.13	0.06	2.02	121	57	0.18	3.00	118.00	0.13	14.1	0.11	0.08
18	〃	500	450	64.4	0.02	0.04	0.75	81	52	0.13	1.75	81.00	<0.02	23.7	0.11	0.10
18	〃	620	460	80.2	0.07	0.06	1.40	104	57	0.20	2.66	102.00	<0.02	28.1	0.20	2.53
21	甲子	880	580	3.8	<0.01	<0.01	2.66	491	44	0.07	2.97	72.80	0.03	155.0	0.83	0.01
23	〃	1,300	640	3.9	<0.01	<0.01	2.52	598	63	0.02	1.66	72.90	<0.02	183.0	0.17	0.01

番号	温泉名	SiO ₂ mg / ℓ	Mn mg / ℓ	Zn mg / ℓ	Cu mg / ℓ	Pb mg / ℓ	Rb mg / ℓ	Cs mg / ℓ	Hg mg / ℓ	Al mg / ℓ	B mg / ℓ	As mg / ℓ	CO ₂ mg / ℓ	H ₂ S mg / ℓ	調査年月日
1	湯本	95	0.21	<0.01	<0.01	0.06	0.3	0.2	<0.0005	0.01	29.30	1.272	27	<0.5	S62.10.30
2	〃	78	0.36	-	-	-	<0.1	0.2	<0.0005	<0.01	24.20	1.550	25	<0.5	S63. 9. 3
9	二俣	35	<0.01	<0.01	0.03	0.04	<0.1	<0.1	<0.0005	<0.01	0.10	0.119	<10	<0.5	S62.11.10
13	湯野上	44	<0.01	-	-	-	<0.1	<0.1	<0.0005	0.01	2.43	0.146	<10	<0.5	S63. 9.13
14	〃	50	<0.01	-	-	-	<0.1	<0.1	<0.0005	0.01	2.86	0.146	<10	<0.5	S63. 9.13
16	〃	62	<0.01	<0.01	<0.01	0.02	0.1	<0.1	<0.0005	0.03	3.34	0.217	<10	<0.5	S62.11.10
17	〃	51	<0.01	-	-	-	<0.1	<0.1	<0.0005	0.01	2.96	0.158	<10	<0.5	S63. 9.13
18	〃	46	<0.01	<0.01	<0.01	0.01	<0.1	<0.1	<0.0005	<0.01	2.41	0.212	<10	<0.5	S62.11.11
18	〃	60	<0.01	0.14	<0.01	0.04	<0.1	<0.1	<0.0005	0.09	3.13	0.461	<10	<0.5	S62.11.11
21	甲子	45	<0.01	<0.01	<0.01	0.01	<0.1	<0.1	<0.0005	<0.01	0.57	<0.001	<10	<0.5	S62.10.28
23	〃	38	<0.01	<0.01	<0.01	<0.01	<0.1	<0.1	<0.0005	<0.01	0.28	0.106	<10	<0.5	S62.10.28

第8表 温泉水同位体分析結果 (NEDO, 1990)

番号	温泉名	δD SMOW (‰)	$\delta^{18}O$ SMOW (‰)	$\delta^{18}O(SO_4)$ SMOW (‰)	$\delta^{34}S(SO_4)$ CDT (‰)	$\delta^{13}C$ (T-CO ₂) PDB (‰)	Tritium (TU)	調査 年月日
1	湯本	-72.0	-11.0	2.4	14.5	-41.6	<0.2	S.62.10.30
2	〃	-72.5	-10.7	2.2	14.9	0.6	<0.3	S63.9.8
9	二俣	-72.4	-11.5	3.8	14.4	-41.6	0.37±0.06	S62.11.10
13	湯野上	-71.8	-10.7	-0.2	16.7	-11.7	6.3±0.4	S63.9.13
14	〃	-69.0	-10.7	-0.8	17.4	-11.2	3.7±0.3	S63.9.13
16	〃	-68.1	-11.1	-0.2	16.0	-41.2	4.5±0.1	S62.11.10
17	〃	-72.0	-11.0	-1.2	173.0	-11.3	3.9±0.3	S63.9.13
18	〃	-72.1	-11.1	0.3	15.4	-39.5	6.8±0.1	S62.11.11
20	〃	-71.9	11.2	0.1	15.4	-39.2	4.3±0.1	S62.11.11
21	甲子	-72.7	-10.9	4.9	13.9	-5.2	5.1±0.1	S62.10.28
23	〃	-70.3	-10.9	3.9	11.4	-37.9	2.1±0.1	S62.10.28

本図幅地域の東北部、天栄村湯本の鶴沼川南岸に位置している。この温泉自体は上部中新統城ノ入沢層分布域の中にあるが、前期更新世の塔のへつりカルデラの外縁に近く、これに伴う小断層に沿って自然湧出している。源泉は2ヶ所存在し温度は49℃で、pHは6.6-6.8、泉質は塩類泉である(第6表)。主要陰イオン組成ではCl-SO₄型に分類され、陽イオン組成はCa>Na>Mg>Kである(第7表; NEDO, 1990)。

二俣温泉

本図幅地域東部の天栄村二俣の二俣川沿い、湯本温泉の南方約6kmに位置している。中期-後期更新世に活動した二岐山火山の東山麓にあり、湯は前期更新世の塔のへつりカルデラを埋積した湖成堆積物(塔のへつり層)から自然湧出している。泉質は塩類泉で、温度は50℃前後、pHは8.8-9.0である(第6表)。主要陰イオン組成ではSO₄型に分類され、陽イオン組成はNa>Ca>K>>Mgである(第7表; NEDO, 1990)。

湯野上温泉

下郷町湯野上付近の阿賀川沿いに位置している。源泉の数は多く、下部更新統塔のへつり層を切るカルデラ再生隆起に伴う南北走向の断層沿いから主に自然湧出・動力揚湯している。泉質は単純泉で、温度は50-60℃、pHは7.9-8.8である(第6表)。主要陰イオン組成では中間型に分類され、陽イオン組成はNa>Ca>K>Mgである(第7表; NEDO, 1990)。

甲子温泉

本図幅地域南東部の西郷村の阿武隈川の海拔900mに位置している。川沿いの白亜紀黒雲母アダメロ岩中の節理から自然湧出し、付近には珪華が形成され植物の葉などが沢山見られる。泉質は単純泉で、温度は45℃前後、pHは7.5-7.9である(第6表)。主要陰イオン組成ではSO₄型に分類され、陽イオン組成はNa>Ca>K>>Mgである(第7表; NEDO, 1990)。

文 献

- 阿久津 純(1957) 宇都宮付近の関東ローム(火山灰)層. 地球科学, vol.33, p.1-11.
- 伴 雅雄・高岡宣雄(1995) 東北日本弧, 那須火山群の形成史. 岩鉱, vol.90, p.195-214.
- 藤田至則・萩原 茂・鈴木敬治・八島隆一・真鍋健一(1974) 新生代後期の造構力の場の復元. 海洋科学, vol.6, p.24-29.
- 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(1985) 会津盆地南縁山地の基盤岩類調査報告. 福島県立博物館調査報告, no. 9, 43p.
- 早川由紀夫・新井房夫・北爪智啓(1997) 燧ヶ岳火山の噴火史. 地学雑, vol.106, p.660-664.
- 活断層研究会(1991) 新編日本の活断層一分布図と資料一. 東京大学出版会, 437p.
- 岩崎孝明・小池一之・百瀬 貢・中村拓道(1984) 那須火山周辺に分布する火山灰層. 日本地理学会予稿集, no.25, p.60-61.
- 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.
- 河野義礼・植田良夫(1966) 本邦火成岩のK-Ar dating(IV)一東北日本の花崗岩類一. 岩鉱, vol.56, p.41-55.
- 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.
- 小池一之・岩崎孝明・壇原 徹・百瀬 貢(1985) 下野火山灰下部層のフィックション・トラック年代とその意義. 駒沢地理, vol.21, p.39-67.
- 町田 洋・新井房夫(1992) 火山灰アトラス. 東京大学出版会, 276p.
- Manabe, K. (1980) Magnetostratigraphy of the Yamato Group and the Sendai Group, Northeast Honshu, Japan (II). *Sci. Rep. Fukushima Univ.*, no.30, p.49-71.
- 真鍋健一・芳賀喜代次(1982) 猪苗代盆地南西部に分布する背中炙山層の層序と古地磁気. 福島大学特定研, 猪苗代湖の自然, 研究報告, no.3, p.33-43.
- 増田孝一郎・柴田豊吉・阿久津純・中川義二郎(1974) 福島県地質調査報告, 田島地域の地質. 福島県, 33p.
- 水谷伸治郎・植村 武・山本博文(1984) 新潟県東蒲原郡津川町のジュラ紀放射散虫. 日本地質学会第91年学術大会講演要旨, p.196.
- 村本芳英(1992) 日光火山群東方地域に分布する中・後期更新世テフラ:日光火山群の噴火史. 静岡大地球科学研究報告, no.18, p.59-91.
- 南部松夫・加藤清一(1957) 甲子山-旭嶽周辺の褐鉄鉱及び硫黄鉄床. 福島県地下資源調査報告(会津・中通り編). 福島県, p.53-56.
- 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[新エネルギー総合開発機構](1990) 那須地域火山地質図及び那須地域地熱地質編図説明書. 68p.

- 野中俊夫・鈴木敬治(1994) 福島県田島盆地産中期更新世の植物群. 福島県立博物館紀要, no.8, p.1-27.
- 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.
- Sashida, K., Igo, H., Takizawa, S. and Hisada, K. (1982) On the occurrence of Jurassic radiolarians from the Kanto Region and Hida Mountains, central Japan. *Ann. Rep., Inst. Geosci., Univ. Tsukuba*, vol. 8, p. 74-77.
- 仙台管区気象台(1986) 福島県南会津郡下郷町付近の群発地震. 地震予知報, vol.36, p.6-8.
- 仙台管区気象台(1995) 福島県西部の地震(1994年12月). 地震予知報, vol.54, p.102-105.
- 柴田 賢・蜂須紀夫・内海 茂(1973) 八溝山地の花崗岩類のK-Ar年代. 地調月報, vol. 24, p. 513-518.
- 島田昱郎・伊沢寿昭(1969) 福島県地質調査報告書, 只見地域の地質. 福島県, 39p.
- 島田昱郎・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.
- 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 地質図幅及び説明書, 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・吉田 義(1978) 表層地質図. 土地分類基本調査, 田島, 福島県, p.25-32.
- 鈴木敬治・真鍋健一・吉田 義(1977a) 会津盆地における後期新生代層の層序学的研究と会津盆地の発達史. 地質学論集, no.14, p.17-44.
- 鈴木敬治・吉田 義・真鍋健一・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・相馬寛吉・野中俊夫(1990) 会津盆地西縁地域における更新世塔寺層・七折坂層上部の層位的・古植物学的研究. 福島大理科報告, no.45, p.1-49.
- 鈴木敬治・島津光夫・島田昱郎・真鍋健一(1986b) 北村 信編「新生代東北本州弧地質資料集」第3巻, 島弧横断ルートno.28(柏崎一守門岳一只見一会津若松一郡山), 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・周藤賢次・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・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一金山テフラ. 第四紀研究, vol.33, p.233-242.
- 鈴木毅彦・藤原 治・壇原 徹(1996) 北関東に分布する第四紀テフラに関する新たなFT年代値について. 日本第四紀学会講演要旨集, no.26, p.188-189.
- 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 浩・山元孝広・柳沢幸夫(1996) 飯豊山地域の地質. 地域地質研究報告(5万分の1地質図幅), 地質調査所, 73p.
- 東北大学理学部(1986) 那須岳北方福島県下郷町付近の群発地震活動. no.37, p.23-32.
- 宇佐見龍夫(1975) 日本被害地震総覧. 東京大学出版会, 327p.
- 渡邊久芳(1989) 尾瀬燧ヶ岳火山の地質. 岩鉱, vol.84, p.55-69.
- 渡辺萬次郎(1942) 北白石鉱山産満俺鉱及び金上鉱山産水鉛鉱の篩別試験. 岩鉱, p.226-233.
- Whitney, J.A. and Stormer, J.C., Jr. (1986) Model for the intrusion of batholiths associated with the eruption of large-volume ash-flow tuffs. *Science*, vol. 231, p. 483-485.
- 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 信教授記念地質学論文集, p.629-636.
- 山元孝広(1991a) 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(1991b) カルデラ陥没に伴う大規模斜面崩壊: 会津若松南方の後期中新世高川カルデラの内部構造. 火山, vol.36, p.1-10.
- 山元孝広(1992a) 会津地域の後期中新世-更新世カルデラ火山群. 地質雑, vol.98, p.21-38.
- 山元孝広(1992b) 会津盆地, 塔寺層の火山性碎屑物堆積相からみ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.
- Yamamoto, T. (1993MS) Eruptive history of late Miocene to Recent caldera volcanoes and related volcanoclastic sedimentation in an intra-arc basin, Aizu volcanic field, northeast Japan. *Doctoral thesis, Univ. Kobe*, 87p.
- 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・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.
- 柳沢幸夫・山元孝広(1998) 玉庭地域の地質. 地域地質研究報告(5万分の1地質図幅), 地質調査所, 94p.
- 吉田英人・高橋正樹(1991) 白河火砕流東部地域の地質. 地質雑, vol.97, p.231-249.

QUADRANGLE SERIES

SCALE 1 : 50,000

Niigata (7) No.54



GEOLOGY OF THE TAJIMA DISTRICT

By

Takahiro YAMAMOTO

(Written in 1998)

ABSTRACT

OUTLINE

The Tajima district is located on the intra-arc region of the southern Northeast Honshu arc. The geology of this district is characterized by voluminous Late Cenozoic volcanic products, including six caldera complexes and two Pleistocene stratovolcanoes. The Ouchi fault, which trends from north to south in the central part of the district, is an active reverse fault whose eastern block upheaves. Large earthquakes (>6.0 M) occurred beneath the eastern part of the district in AD 1659 and 1943, but these quakes were accompanied by no surface break. Moderate earthquake swarms have frequently occurred in the same region since 1943.

The district includes six major geologic units: (1) Jurassic to Cretaceous rocks; (2) Early to Middle Miocene volcanic rocks; (3) Late Miocene to Pliocene caldera complexes; (4) Early Pleistocene caldera complexes and their extracaldera deposits; (5) Middle to Late Pleistocene volcanic rocks; (6) Middle Pleistocene to Holocene fluvial and colluvial deposits. The geology of the district is summarized in Figure 1.

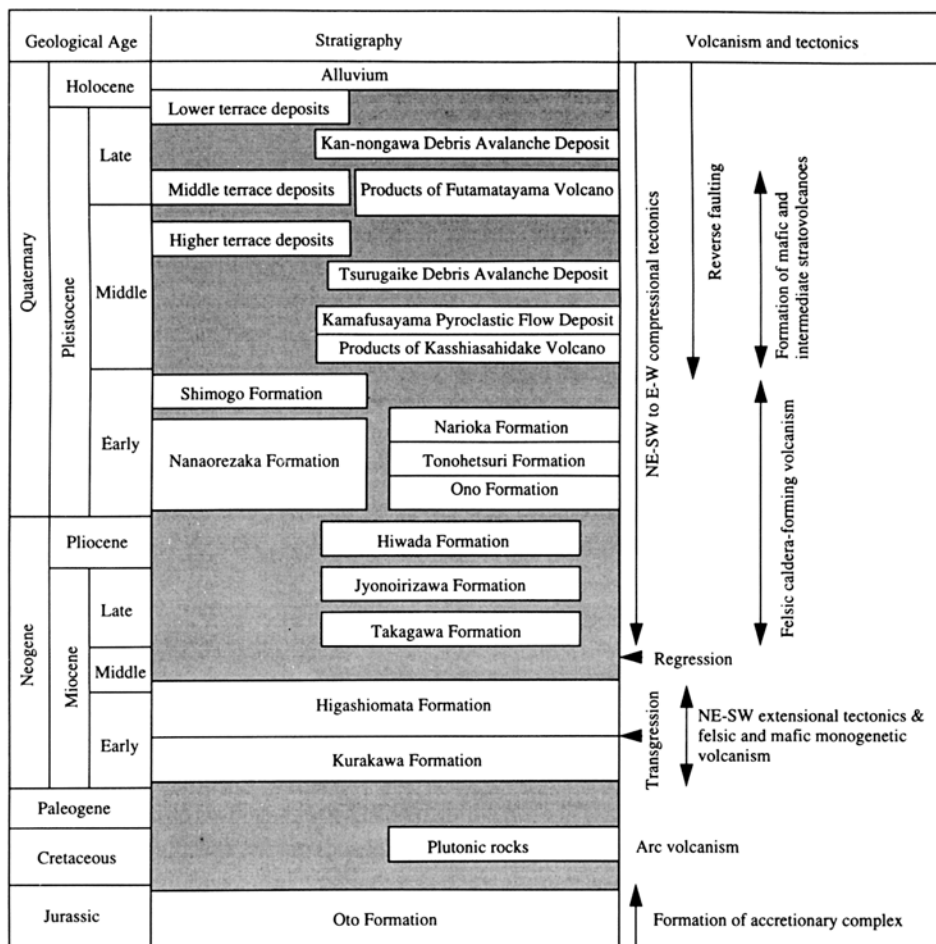


Fig.1 Summary of geology in the Tajima district.

JURASSIC AND CRETACEOUS

The Jurassic Oto Formation and the Late Cretaceous plutonic rocks are exposed in the northeastern and southeastern parts of this district. The Oto Formation is a very thick marine strata made up mainly of thick-bedded normal-graded sandstone, finely parallel-laminated fine-grained sandstone, and massive mudstone with minor amounts of bedded chert. This formation makes part of the Jurassic Ashio accretionary complex that forms the main basement of the southern Northeast Honshu arc. The plutonic rocks are fine-to medium-grained biotite granodiorite and medium-grained biotite adamellite. These rocks intruded into the Oto Formation with a contact metamorphic effect. The biotite K-Ar age for the plutonic rocks around the Kasshi hot spring was determined as 66 Ma. The Late Cretaceous plutonic rocks were generated by arc volcanism along the eastern margin of the Eurasian plate.

NEOGENE

Early to Middle Miocene volcanic rocks

The Kurakawa Formation is an Early Miocene nonmarine sequence composed of andesite and rhyolite volcanoclastic rocks and conglomerate. This formation remains isolated in northeastern part of the district and rests unconformably upon the Jurassic and Cretaceous rocks. The volcanoclastic rocks are highly altered and partly mineralized.

The Higashiomata Formation is an Early to Middle Miocene marine sequence of rhyolite lava and volcanoclastic rocks with minor amount of basalt volcanoclastic rocks. This formation is 1,500 m thick and present in the northwestern and southern parts of the district. The lava is composed of orthopyroxene-clinopyroxene-quartz rhyolite, biotite-quartz rhyolite, and aphyric rhyolite; they form extrusive or shallow-intrusive lava dome clusters that are several kilometers in diameter. 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. Rhyolite dike swarms, which intruded into the Oto Formation on a northwest-southeast trend in the northeastern part of the district, are presumably feeders of the rhyolite volcanics of this formation.

Late Miocene to Pliocene caldera complexes

The Late Miocene Takagawa Formation is horizontally filling an elliptical large caldera measuring 15 by 10 km (Fig. 2), whose southwestern margin is located in the northeastern part of the district. This formation, which is exposed within the district, is made up of the caldera-forming stage debris avalanche deposits, the post-caldera stage lacustrine deposits and Kuwazone Pyroclastic Flow Deposit, in ascending order. The debris avalanche deposits comprise massive breccia of basement rocks and are interbedded with the Yanaizu Pyroclastic Flow Deposit in other part of the caldera. The caldera-forming eruption occurred at 6.3-6.5 Ma. The Kuwazone Pyroclastic Flow Deposit is about 200 m thick and made up of non-welded, massive hornblende-quartz dacite pumice lapilli tuff.

The Late Miocene Jyonoirizawa Formation is filling a large caldera, 10 km in diameter (Fig. 2), whose western half is located in the northeastern part of this field. The caldera-forming stage deposits are more than 600 m thick and consist of the Tsurunumagawa Pyroclastic Flow Deposit and intercalated debris avalanche deposits. The Tsurunumagawa Pyroclastic Flow Deposit is orthopyroxene-clinopyroxene-quartz dacite welded lapilli tuff, and was formed at about 5.6 Ma. The debris avalanche deposits comprise massive breccia of hornfels, derived from the Jurassic Oto Formation, and volcanic rock fragments. The central part of the caldera-forming deposits, surrounded by high-angle faults, upheaved against the margins part of the caldera fills. Dacite dikes intruded along the northern margin of the upheaval part, and fine-grained biotite tonalite intruded into the western margin of the caldera. Rocks of this formation, especially in the western part, are affected by hydrothermal alteration.

The Pliocene Hiwada Formation is filling an elliptical large caldera measuring 18 by

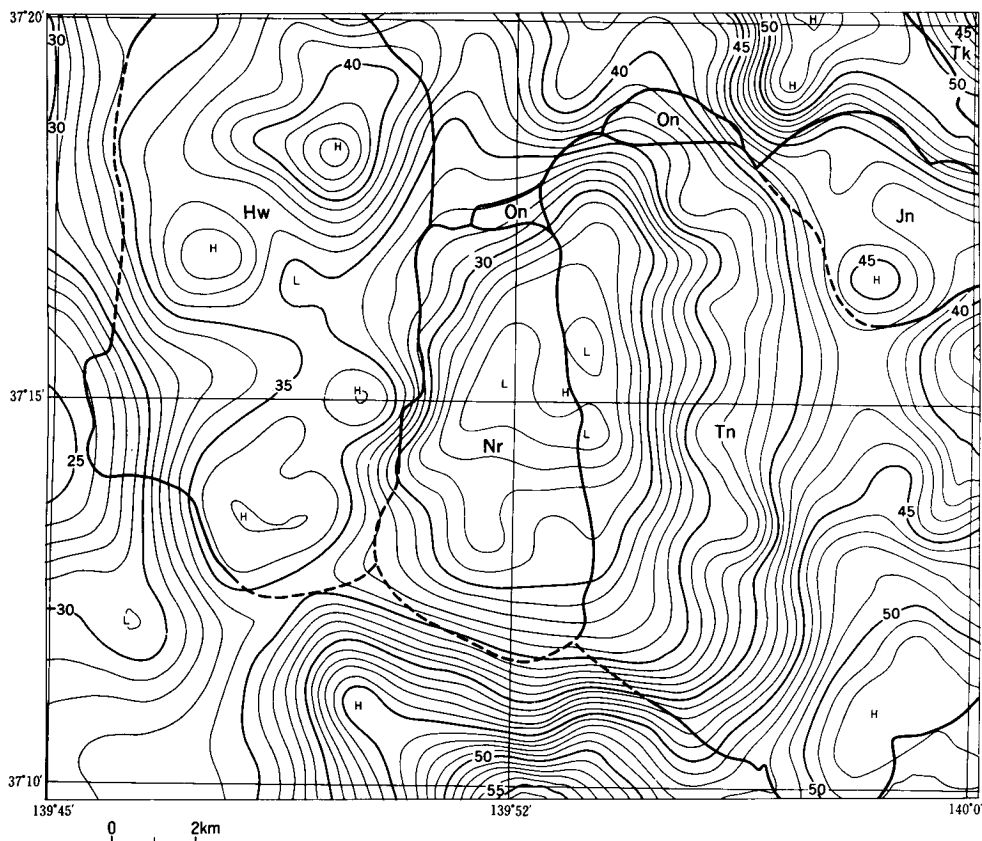


Fig.2 Gravity anomaly map for the Tajima district.

Contour interval = 1 mgal; density = $2.3\text{g}/\text{cm}^3$ (compiled by Komazawa, M. and Hiroshima, T.). Tk = Takagawa caldera, Jn = Jyonoirizawa caldera, Hw = Hiwada caldera, On = Ono caldera, Tn = Tonohetsuri caldera, Nr = Narioka caldera.

10 km (Fig.2), which is located in the western part of the district. This caldera is characterized by a prominent resurgence and an intrusion of postcaldera stage plutonic rocks. The caldera-forming eruption occurred at 2.7-2.9 Ma and formed the intracaldera Hotokezawa Pyroclastic Flow Deposit and intercalated debris avalanche deposits. The Hotokezawa Pyroclastic Flow Deposit is densely-to weakly-welded, orthopyroxene-clinopyroxene-hornblende-quartz dacite lapilli tuff. The lower part of this deposit is homogeneous, massive densely welded lapilli tuff with a minor amount of accidental materials. However, included lithic fragments and intercalated debris avalanche deposits, which consist of massive breccia of Miocene volcanic rocks, are abundant in the upper part of the deposit. The post-caldera stage deposits are present in the southern part of the caldera, and cut by resurgent faults on the margins of uprising horst-like blocks. These deposits are made up of lacustrine conglomerate, sandstone, parallel-laminated siltstone, and dacite volcanoclastic rocks. Dikes and sills of dacite, rhyolite, and granodiorite porphyry intruded into this formation. Gentle tumescent-roofed biotite tonalite plutons are partly exposed within the resurgent blocks; hydrothermal alteration intensely affected the formation surrounding the post-caldera stage plutons.

QUATERNARY

Early Pleistocene caldera complexes and their extracaldera deposits

The Nanaorezaka Formation is an Early Pleistocene nonmarine sequence composed mainly of extracaldera pyroclastic flow deposits. This formation remains isolated in the western part of the district, and rests horizontally upon the eroded Neogene formations. The extracaldera Kumado Pyroclastic Flow Deposit, about 200 m in thickness, occupies the main part of the formation, and consists of densely-welded, orthopyroxene-clinopyroxene-quartz dacite lapilli tuff. This deposit is overlain by fluvial sandstone, pyroclastic fall deposits, and the extracaldera Ashino Pyroclastic Flow deposit, which is composed of nonwelded, quartz-bearing hornblende-orthopyroxene-clinopyroxene dacite pumice lapilli tuff. The Kumado and Ashino Pyroclastic Flow Deposits were shed from the Ono and Tonohetsuri calderas in this district, respectively.

The Ono Formation is filling a caldera that was destroyed by younger caldera depressions except for the northwestern margin of the original caldera; the remnant part measures 7 by 1.5 km (Fig. 2). This formation consists of the intracaldera Kumado Pyroclastic Flow Deposit, interbedded debris avalanche deposits, and the post-caldera stage dacite intrusions. The caldera-forming eruption occurred at about 1.4 Ma. The intracaldera Kumado Pyroclastic Flow Deposit is also densely-welded, orthopyroxene-clinopyroxene-quartz dacite lapilli tuff, similar to the one from extracaldera. The debris avalanche deposits consist of massive breccia of hornfels or granodiolite fragments. The postcaldera stage intrusions are orthopyroxene-clinopyroxene-quartz dacite.

The Tonohetsuri Formation is filling an elliptical large caldera measuring 18 by 12 km (Fig. 2), which is located in the eastern part of the district. Many high-angle faults cut this formation due to resurgent doming. The caldera-forming eruption occurred at 1.4-1.2 Ma and formed the intracaldera Ashino Pyroclastic Flow Deposit and intercalated debris avalanche deposits. The Ashino Pyroclastic Flow Deposit is made up of partly-welded, quartz-bearing hornblende-orthopyroxene-clinopyroxene dacite pumice lapilli tuff. The caldera-forming stage deposits are mainly exposed in the updoming central part of the caldera. The postcaldera products consist of lacustrine deposits, the Kasshi Volcanic Rocks, the Oshimoriyama Lavas, and The Nagurasawa Pyroclastic Flow Deposit. The postcaldera stage lacustrine deposits are made up mainly of conglomerate, sandstone, and parallel-laminated siltstone with minor amount of breccia and dacite volcanoclastic rocks. The Kasshi Volcanic Rocks are present in the southern margin of the caldera and interbedded with the lacustrine deposits. These rocks are made up of orthopyroxene-clinopyroxene andesite lava and volcanoclastic rocks. The Oshimoriyama Lavas form extrusive or shallow-intrusive lava domes in northwestern and southern parts of the caldera. Some of them intruded into the lacustrine deposits and the Kasshi Volcanic Rocks. These lavas are hornblende-orthopyroxene-clinopyroxene-quartz dacite or hornblende-orthopyroxene-clinopyroxene-quartz dacite. The Nagurasawa Pyroclastic Flow Deposit overlies the lacustrine deposits, and is exposed in the marginal part of the caldera. This deposit is about 200 m thick and made up of non-

welded, hornblende-orthopyroxene-clinopyroxene-quartz dacite pumice lapilli tuff.

The Narioka Formation is horizontally filling an elliptical medium caldera (Fig. 2), 10 by 4 km across, which is located in the central part of this district. This formation consists of the intracaldera Nishigo Pyroclastic Flow Deposit and the postcaldera stage lacustrine deposits, in ascending order. The Nishigo Pyroclastic Flow Deposit erupted at about 1.0 Ma, and is made up of densely-welded, orthopyroxene-clinopyroxene-hornblende-quartz dacite lapilli tuff containing minor amount of huge accidental blocks. The postcaldera stage lacustrine deposits are made up of conglomerate, sandstone, and parallel-laminated siltstone. This caldera is characterized by absence of postcaldera volcanism and resurgence.

The Shimogo Formation overlies the eroded Narioka Formation. This formation is about 200 m thick at the most, and consists of fluvial conglomerate and the extracaldera Ten-ei Pyroclastic Flow Deposit, in ascending order. The fluvial conglomerate is massive and thickly bedded. The Ten-ei Pyroclastic Flow Deposit is non- to weakly-welded, hornblende-orthopyroxene-clinopyroxene-quartz dacite pumice lapilli tuff. Its source caldera is unknown in the district.

Middle to Late Pleistocene volcanic rocks

The products of Kasshiasahidake Volcano are present in the southwestern part of the district, and rest unconformably upon the Early Pleistocene Tonohetsuri Formation. The volcano is a highly dissected stratovolcano, which consists of alternated layers of thin lava flows and pyroclastic rocks of olivine-orthopyroxene-clinopyroxene basalt and orthopyroxene-clinopyroxene basalt. The K-Ar ages of the lava flows were determined as 0.54-0.42 Ma.

The Kamafusayama Pyroclastic Flow Deposit remains isolated in the eastern part of the district, and rests unconformably upon the Tonohetsuri Formation. The deposit is 300 m thick at the most, and made up of densely-welded, clinopyroxene-orthopyroxene andesite lapilli tuff. The K-Ar age of the deposit was determined as about 0.42 Ma. This deposit is an extracaldera product and seems to derive from Kasshiasahidake Volcano, based on its distribution.

The Tsurugaike Debris Avalanche Deposit forms 650 to 710 m above-sea-level (a.s.l.) hummocky-hills along the Katodani River in the central part of this district. The deposit is made up of basalt and andesite debris, and covered by 6 m thick, massive weathered eolian deposit intercalating pyroclastic fall deposits. Tephrostratigraphic field relationship suggests that this deposit was formed at 0.3-0.2 Ma.

The products of Futamatayama Volcano are present in the eastern part of the district, and rest unconformably upon the Tonohetsuri Formation. The volcano consists of the Iwayama Lavas, the Futamata Pyroclastic Flow Deposit, and the Futamatayama Lava, in ascending order. The Iwayama Lavas are 100 to 200 m thick lava flows of olivine-quartz-bearing clinopyroxene-orthopyroxene andesite. These lava flows form the table-like lower part of the volcano; one of them flowed 5 km toward the northwestern foot from the summit. The Futamata Pyroclastic Flow Deposit is made up of olivine-hornblende-quartz-bearing clinopyroxene-orthopyroxene andesite tuff breccia and lapilli tuff, containing abundant poorly-vesicular essential blocks. This deposit covers the lower

part of the volcano. The Futamatayama Lava is a summit lava dome, 1 to 1.5 km in diameter and 250 to 300 m in height. This lava is made up of olivine-quartz-bearing clinopyroxene-orthopyroxene andesite, similar to the essential blocks of the Futamata Pyroclastic Flow Deposit. The K-Ar age of the Iwayama Lavas was determined as about 0.14 Ma. The Futamata Pyroclastic Flow Deposit is overlain by weathered eolian deposits intercalating the widespread Aso4 tephra of about 90 ka.

The Kan-nongawa Debris Avalanche Deposit cascaded from the western flank of the Kasshiasahidake Volcano to the eastern bank of the Aga River; its maximum horizontal distance is 9.7 km and its vertical drop is 940 m. The deposit is made up of basalt debris, and rests upon the middle terrace deposits. The ^{14}C ages from the deposit were determined as about 17 ka.

Middle Pleistocene to Holocene fluvial and colluvial deposits

The higher terrace deposits form 680 m a.s.l. hills in the central part of this district. The deposits are made up of massive gravel and trough-crossbedded sand, and rest upon the Shimogo Formation and the Tsurugaike Debris Avalanche Deposit. The thickness of the deposits is 20 to 30 m. Tephrostratigraphic field relationship suggests that the deposits were formed at 0.3-0.2 Ma.

The middle terrace deposits are present from Tajima to Sawada along the Aga River and around Otogane along the Katodanigawa River. The deposits are made up of massive gravel and trough-crossbedded sand, and are more than 40 m thick. Tephrostratigraphic field relationship suggests that the deposits were formed at 100-80 ka.

The lower terrace deposits are distributed along main rivers. They are divided into the lower I, lower II, lower III, and lower IV, in ascending order. These terrace deposits are made up of massive gravel and trough-crossbedded sand. The lower I and II terrace deposits are 30 to 40 m thick, but the lower III and IV terrace deposits are several meters less thicker. The lower I terrace deposits overlie the 17 ka Kan-nongawa Debris Avalanche Deposit, and the lower IV terrace deposits underlie the 5 ka Numazawa-Numazawako tephra.

The landslide and slope deposits form gentle slopes around the mountains. They are made up of unconsolidated debris, and most of them interbed with the lower terrace deposits. The alluvium forms present river beds and consists of gravel and sand.

ECONOMIC GEOLOGY

The Ouchi mine in the northern part of this district once produced vein-type hematite deposits embedded in volcanic rocks of the Early Miocene Kurakawa Formation. The Shimogo mine in the southeastern part of the district produced limonite deposits filling a matrix of brecciated dacite of the Early Pleistocene Oshiomoriyama Lavas. The Kaneyama mine in the northeastern part of the district produced molybdenite veins embedded in fine-grained tonalite intruding the Late Miocene Jyonoirizawa Formation. Minor pyrite veins occur in rhyolite volcanic rocks in the Early to Middle Miocene Higashiomata Formation. All of these mines are now abandoned.

There are four major hot springs, the Yumoto, Futamata, Yunokami, and Kasshi, around the Early Pleistocene Tonohetsuri caldera. The former two hot springs are simple springs, and the later two hot springs are common salt springs. Temperature of the Yumoto, Futamata, Yunokami, and Kasshi springs are 49, 50, 50–60, and 45 degrees in centigrade, respectively.

文献引用例

山元孝広 (1999) 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.

BIBLIOGRAPHIC REFERENCE

Yamamoto, T. (1999) *Geology of the Tajima district*. With Geological Sheet Map at 1:50000, Geol. Surv. Japan, 85p. (in Japanese with English abstract 8p.).

平成 11 年 2 月 5 日 印 刷

平成 11 年 2 月 10 日 発 行

通商産業省工業技術院 地 質 調 査 所

〒305-8567 茨城県つくば市東1丁目1-3

印 刷 者 代 表 者 名 沖 敬 三

印 刷 所 会 社 名 勝 美 印 刷 株 式 会 社

住 所 東 京 都 文 教 区 小 石 川 1-3-7

© 1999 Geological Survey of Japan