

地域地質研究報告

5 万分の 1 地質図幅

秋田(6)第 68 号

NJ-54-20-4

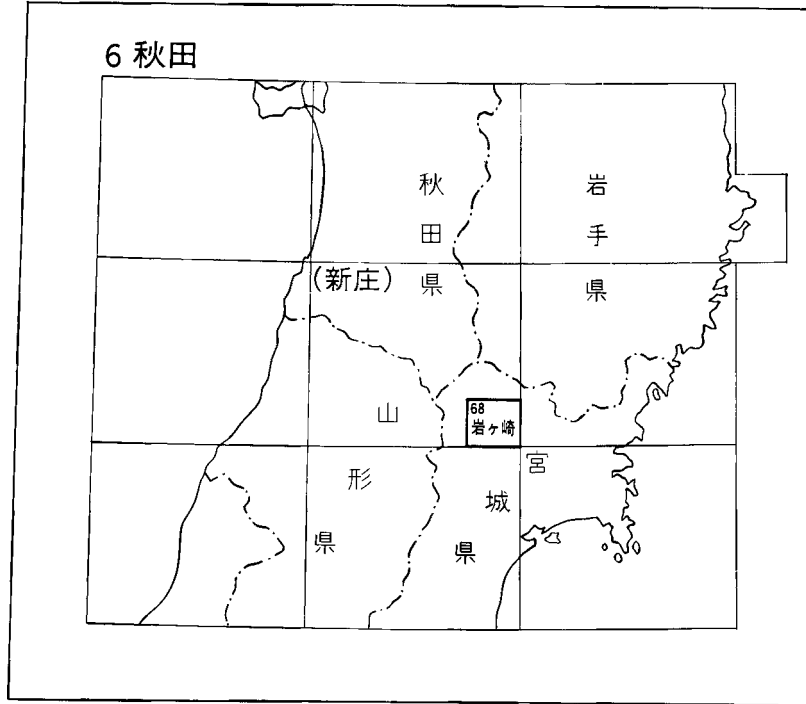
## 岩ヶ崎地域の地質

土谷信之・伊藤順一・関 陽児・巖谷敏光

平成 9 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

鬼首 Onikobe 1:75,000 (1958)		
6-58 秋ノ宮 Akinomiya NJ-54-20-7 (未刊行, unpublished)	栗駒山 Kurikomayama NJ-54-20-3 (未刊行, unpublished)	6-59 6-60 一関 Ichinoseki NJ-54-14-15 (未刊行, unpublished)
6-67 鳴子 Naruko NJ-54-20-8 (未刊行, unpublished)	6-68 岩ヶ崎 Iwagasaki NJ-54-20-4 (1997)	6-69 若柳 Wakayanagi NJ-54-14-16 (1967)
6-76 葉菜山 Yakuraisan NJ-54-21-5 (未刊行, unpublished)	6-77 古川 Furukawa NJ-54-21-1 (1981)	6-78 涌谷 Wakuya NJ-54-15-13 (1969)

## 目 次

I. 地 形 .....	(伊藤順一・土谷信之) 1
II. 地質概説 .....	(土谷信之・伊藤順一・関 陽児・巖谷敏光) 3
II. 1 研究史 .....	3
II. 2 地質の概略 .....	4
II. 3 中新統下部の対比 .....	7
III. 先新第三系 .....	(土谷信之) 9
III. 1 蛇紋岩 .....	9
III. 2 花崗岩類 .....	10
IV. 第三系 .....	(土谷信之・伊藤順一) 11
IV. 1 細倉層 .....	11
IV. 2 葛峰層 .....	14
IV. 3 下黒沢層津久毛砂岩部層 .....	17
IV. 4 花山沢層 .....	18
IV. 5 小野松沢層 .....	21
IV. 6 巖美層 .....	22
IV. 7 大土ヶ森デイサイト .....	23
IV. 8 竜の口層 .....	24
IV. 9 小野田層 .....	24
V. 第四系 .....	(伊藤順一・土谷信之) 31
V. 1 高清水層 .....	31
V. 2 鬼首カルデラ火山噴出物 .....	33
V. 2. 1 池月凝灰岩 .....	34
V. 2. 2 下山里凝灰岩 .....	38
V. 3 鳴子火山噴出物 .....	42
V. 3. 1 荷坂凝灰岩 .....	42
V. 3. 2 柳沢凝灰岩 .....	46
V. 4 入沢層 .....	50
V. 5 第四紀テフラ群 .....	51
V. 6 段丘及び扇状地堆積物 .....	53
V. 7 沖積層 .....	56
V. 8 埋立地 .....	56
VI. 地質構造 .....	(土谷信之) 57
VI. 1 褶曲 .....	57

VI. 2 断層	57
VII. 資源	(関 陽児・巖谷敏光) 58
VII. 1 金属鉱床	58
VII. 1. 1 岩ヶ崎地域の金属鉱化作用の概要	58
VII. 1. 2 細倉鉱山	58
VII. 1. 3 花山鉱山	63
VII. 1. 4 池月鉱山	63
VII. 1. 5 女盛鉱山	64
VII. 1. 6 松保土鉱山	66
VII. 1. 7 玉造鉱山	67
VII. 2 採石	68
VII. 3 温泉及び鉱泉	68
VIII. 地質災害	(伊藤順一) 68
VIII. 1 地震	68
VIII. 2 鳴子火山の有史の活動	70
文 献	71
Abstract	93

## 図・表目次

第 1 図 岩ヶ崎図幅地域の地形区分図	2
第 2 図 岩ヶ崎図幅地域付近の地質概略図	5
第 3 図 岩ヶ崎図幅地域の地質層序総括図	6
第 4 図 岩ヶ崎図幅地域付近の従来の文献と本報告との新生界層序についての対比	8
第 5 図 岩ヶ崎図幅地域付近の重力異常図	9
第 6 図 細倉層の岩相柱状図	12
第 7 図 岩ヶ崎図幅地域の新第三系火山岩の $\text{SiO}_2\text{-Na}_2\text{O}+\text{K}_2\text{O}$ 図	14
第 8 図 葛峰層の安山岩質火山角礫岩を貫く岩脈	16
第 9 図 花山沢層のボ-リング柱状図	19
第 10 図 細倉層の凝灰質シルト岩と断層で接する花山沢層の砂礫岩	20
第 11 図 礫層を挟み、細互層を呈する花山沢層	21
第 12 図 花山村小手沢における花山沢層の柱状図	21
第 13 図 小野松沢層の柱状図	22
第 14 図 一迫川及び二迫川沿いの小野田層の柱状図 (第 15 図) の露頭位置図	26
第 15 図 一迫川及び二迫川沿いの小野田層の露頭柱状図	28
第 16 図 江合川沿いの小野田層の柱状図	30



第17図	小野田層の凝灰岩中の火山豆石を含む脱ガス構造	30
第18図	小野田層の炭質物を含む凝灰質砂岩	31
第19図	小野田層を不整合に覆う高清水層の含礫砂岩層	32
第20図	高清水層の柱状図	32
第21図	高清水層のトラフ状斜交層理	33
第22図	池月凝灰岩と小野田層の層序関係	34
第23図	池月凝灰岩の模式柱状図	35
第24図	池月凝灰岩基底部の降下軽石及び降下火山灰の露頭写真	36
第25図	池月凝灰岩基底部の降下軽石の層厚分布	36
第26図	溶結した池月凝灰岩の火砕流堆積物下部層の露頭写真	37
第27図	下山里火砕流堆積物の露頭写真	39
第28図	下山里凝灰岩とそれを覆う荷坂凝灰岩及び第四紀テフラ群の露頭写真	39
第29図	下山里凝灰岩基底部の降下火砕物の柱状図	40
第30図	下山里凝灰岩の分布と基底部の降下火砕物の層厚分布	40
第31図	下山里凝灰岩の火砕流堆積物の露頭写真	41
第32図	荷坂凝灰岩の分布と基底部の降下火砕物の層厚分布	43
第33図	荷坂凝灰岩基底部の降下火砕物の露頭写真	43
第34図	荷坂凝灰岩基底部の降下火砕物層の柱状図	44
第35図	荷坂凝灰岩の露頭写真	45
第36図	柳沢凝灰岩の分布と基底部の降下火山灰の層厚分布	46
第37図	池月凝灰岩を覆う柳沢凝灰岩の露頭写真	47
第38図	柳沢凝灰岩の模式柱状図	48
第39図	柳沢凝灰岩基底部の火山豆石に富む降下火山灰の露頭写真	48
第40図	柳沢凝灰岩の火砕流及び火砕サージ堆積物の露頭写真	49
第41図	柳沢凝灰岩の火砕サージ堆積物の露頭写真	49
第42図	入沢層の露頭写真	51
第43図	鳴子カルデラ内のボーリング柱状図	52
第44図	岩ヶ崎図幅地域及びその周辺で確認された火山灰柱状図	53
第45図	宮城県東北部の火山灰総合柱状図	54
第46図	宮城県北部の降下テフラ等層厚線図	55
第47図	江合川沿いの中位段丘堆積物中の礫層に見られるインプリケーション	56
第48図	岩ヶ崎図幅地域内のブーゲー異常分布と鉱床位置	59
第49図	細倉鉱山の生産量推移	60
第50図	細倉鉱山及び花山鉱山坑口位置図	61
第51図	細倉鉱床主要鉱脈分布図	62
第52図	池月鉱山及び女盛鉱山坑口位置図	64

第 53 図	女盛鉾山平断面図	65
第 54 図	松保土鉾山坑内外図	66
第 55 図	玉造鉾山坑内外図	67
第 56 図	鳴子火山東麓で確認された粘土質火山灰	71
第 1 表	岩ヶ崎図幅地域第三系火山岩の化学組成	14
第 2 表	細倉層の産出化石	15
第 3 表	葛峰層の産出化石	17
第 4 表	岩ヶ崎図幅地域の第三系岩石標本の放射年代測定値	18
第 5 表	竜の口層の産出化石	25
第 6 表	竜の口層の産出化石	25
第 7 表	岩ヶ崎地域第四系岩石標本の放射年代測定値	38
第 8 表	宮城県北部（岩ヶ崎図幅地域周辺）で発生した群発地震の一覧表	69
付図 A -1	柱状図作成地点の位置図	77
付図 A -2	細倉鉾山主要坑道展開図	80
付図 A -3	細倉鉾床昭光 -10L26 番階段引立スケッチ	84
付図 A -4	細倉鉾床大窪 -3L 鉾脈スケッチ	85
付図 A -5	細倉鉾山産鉾石中の微量元素濃度	86
付表 A -1	岩ヶ崎図幅地域周辺に分布する第四紀テフラの放射年代一覧表	87
付表 A -2	鳴子火山噴出物の全岩分析値	90
付表 A -3	細倉鉾床主要鉾脈一覧表	91
Fig. 1	Summary of the geology of the Iwagasaki district	94

## 岩ヶ崎地域の地質

土谷信之\*・伊藤順一\*\*・関 陽児\*\*\*・巖谷敏光\*

「岩ヶ崎」地域は地震予知研究の上で緊急性があり、かつ重要な地域として指定された特定観測地域のうちの「宮城県東部・福島県東部」地域の北西端部に位置する。本図幅地域の地質調査研究は「特定地質図幅の研究」として平成4-6年度に行い、平成7年度に補備調査を行い、平成8年度までにとりまとめたものである。

本研究報告をまとめるに当たって、平成8年11月に逝去された東北大学名誉教授の故北村 信博士(環境地学北村研究室)には第三系に関する文献について、お教えいただいた。東京大学地震研究所の佐藤比呂志博士には本地域第三系の層序について助言をいただいた。更に地質調査所地殻熱部の阪口圭一技官と、地質部の山元孝広技官より第四紀火砕流堆積物について有益な助言を受けた。

### I. 地 形

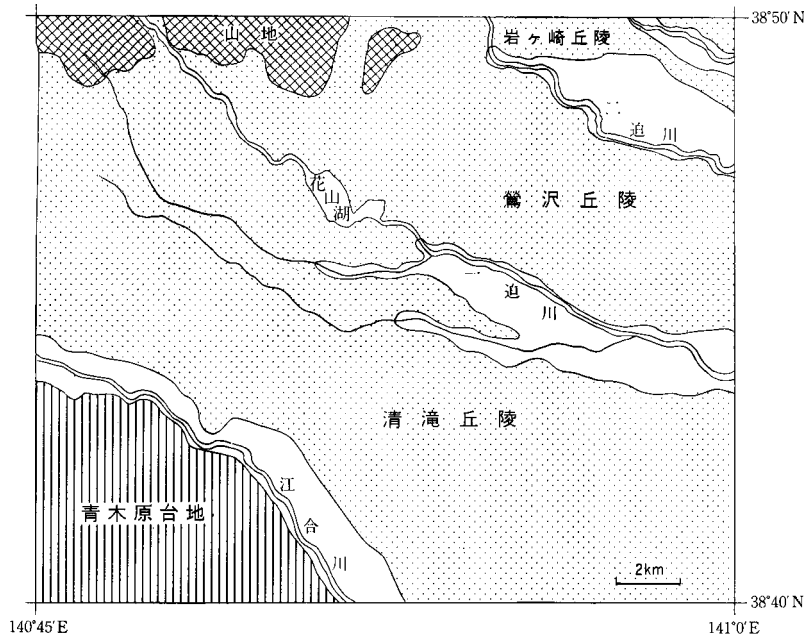
(伊藤順一・土谷信之)

「岩ヶ崎」地域は宮城県北部にあつて、奥羽脊梁山地の東側から丘陵地帯にかけてを占める地域である。本地域の地形は山地、丘陵地、台地、段丘及び低地からなる(第1図)。本地域を流れる主要河川は、北から三<sup>さん</sup>迫川、二<sup>に</sup>迫川、一<sup>い</sup>迫川、及び江合川で、いずれも、奥羽山地から太平洋側に向かつて、北西から南東方向に流れ下っている。

本地域内で山地が占める地域は主に北部から北東部の地域で、先第三系や中新統が主として分布する

\*地質部 \*\*環境地質部 \*\*\*鉱物資源部

Keywords : geological map, 1 : 50,000, regional geology, Iwagasaki, Miyagi, Japan, granitic rocks, Hosokura Formation, Kuzumine Formation, Onoda Formation, Onikobe caldera, Ikezuki tuff, Shimoyamasato tuff, Narugo volcano, Nizaka tuff, Yanagisawa tuff, Hosokura Mine, Miocene, Pliocene, Pleistocene



第1図 岩ヶ崎圏幅地域の地形区分図（宮城県，1991に基づく）

地域である．本地域内の最高峰は北東縁の大倉山（標高790.7m）で，隆起した白亜紀花崗岩類からなる．また，北部の大土ヶ森（標高580.3m）は新世後期に噴出したデイサイト溶岩からなり，その主要部はドーム状の山体をなす．また，丘陵地の中にも大土森，名生法山，小黑ヶ崎山，鳥屋山などの突出した地形があつて，これらは第四紀火砕流堆積物の下位から，第三系下部の流紋岩及び安山岩や変質硬化した火砕流が突出した地形である．

奥羽山地から太平洋側に向かってなだらかに低くなる丘陵地及び大地は本地域を最も広く占める地形である．丘陵地は二迫川より北側の岩ヶ崎丘陵，二迫川と一迫川<sup>ういでせざわ</sup>の間の鶯沢丘陵，一迫川と江合川<sup>えがわ</sup>の間の清滝丘陵，及び江合川以南の青木原台地に区分されている（北村他，1981）．これらの丘陵地は鮮新世後期から更新世にかけて堆積した陸成層や多くの火砕流堆積物から構成されている．火砕流堆積物の地形面は新しいものほど堆積当時の地形面が残されていて，鮮新世-更新世前期の堆積物の分布域は小さな谷が発達し解析された丘陵地が広がっているが，更新世後期の火砕流堆積物の分布域には堆積平坦面が見られる．

本地域西部の江合川沿いには鳴子の盆地在東部にあり，更新世後期に掲載されてた陥没カルデラの西部分に当たる，その中には東側の火砕流台地より200m程度低い扇状地が認められる．本地域の主要河川沿いには段丘と沖積低地が広がっていて，段丘面は高位，中位，低位の3段の地形面に分けられる．高位段丘は主として一迫川の花山湖より上流で認められる．中位及び低位段丘は花山湖より下流の一迫川沿い，江合川沿い，鶯沢丘陵や清滝丘陵の中を流れる小河川沿いに分布する．現河川からの比高はおおよそ高位面で20-40m，中位面で10-20m，低位面は10m以下であり，低位面の一部は自然堤防

の地形と区別できない。扇状地は鳴子町北野際から東北大農場付近の標高140-300mの地域にあって、農場付近では扇状地特有の地形を示すが、その東側は起伏の多い複雑な地形を持つ。沖積低地は主要河川沿いに発達し、本地域東部の開析された丘陵地の狭い谷の奥にも及んでいる。

## II. 地 質 概 説

(土谷信之・伊藤順一・関 陽児・巖谷敏光)

### II. 1 研究史

本図幅地域付近は古来より金、銀、銅、鉛などの鉱物資源の探鉱・開発が行われた地域である。本地域の地質に関する初期の研究は、井上（1903）の細倉鉱山についての報告及び井上（1905）の20万分の1新庄図幅の地質図及び同説明書からである。第二次大戦後、新第三紀下部の地質については、1960年代以前に鉱山開発に伴う報告が多い。まず、加藤・島田（1953）が本地域西部を含む新生界の地質の報告を行い、服部・高橋（1953）が大土ヶ森鉱山の調査に基づいて、第三紀層の地質を報告した。続いて片山・梅沢（1958）が7万5千分の1地質図「鬼首」のなかで本地域の北半部地域の地質図を示した。そのほか早川（1956）の報告がある。その後、細倉鉱山付近の新第三系下部の地質については、重松ほか（1971）及び柏木ほか（1971）が詳しい報告を行い、その層序・構造を明らかにした。彼らが確立した層序・構造は、これ以降の地質報告の中で、ほぼ踏襲されている。特に通商産業省資源エネルギー庁（1976）は本図幅地域付近の地質及び鉱物資源の報告を行い、広域的な地質図を示し、北村ほか（1986）及び佐藤ほか（1986）も詳しい地質図と化石などの資料を示した。宮城県（1991）は土地分類図の報告の中で岩ヶ崎地域の5万分の1地質図を示した。

本地域の丘陵地帯の第三系上部の地質については、垂炭の探鉱に伴って研究が始まった（島倉・土田、1937）。庄司（1958）は宮城県北部の新生界上部の地質について広く調査し、それらの層序を明らかにし、堆積学的研究を行った。Ishida（1981）は仙台平野北部の地質学的・地形学的研究を行い、詳しい層序区分と地質と地形の発達史を明らかにした。また、北村ほか（1981）は南隣の古川図幅地域の5万分の1地質図の中で丘陵地帯の新第三系上部から第四系の分布と層序区分を示した。

岩ヶ崎地域の火砕流堆積物について、北村（1956）は鬼首カルデラ周辺に分布する主に溶結凝灰岩から成る石英安山岩類を、北川石英安山岩として一括した。その後、Ishida（1981）は本図幅地域を含む宮城県北部の鮮新統から第四系の層序学的研究を行い、北川石英安山岩を4つのユニット（下位から、池月凝灰岩、荷坂凝灰岩、下山里凝灰岩、柳沢凝灰岩）に分類した。早田（1984, 1985）は荷坂凝灰岩と柳沢凝灰岩の層序、岩相を記載し、これらの噴出源が鳴子カルデラにあることを示した。坂口・山田（1988）は池月凝灰岩、荷坂凝灰岩、柳沢凝灰岩について、分布、岩相、層序関係について詳細に記載し、K-Ar

放射年代値を示した。

本地域及びその周辺の火山灰層序学的研究は、石器文化談話会などによる考古遺跡の発掘調査の度に、詳しいデータが蓄積されてきた（庄子ほか，1983；早田1986，1988，1993；八木・早田1988；山田・庄司，1988など）。早田（1989）はそれまでの遺跡調査の際に行われた火山灰層序学的研究成果と新知見をまとめ、宮城県北部の火山灰層序を確立した。

本地域の地形学的検討としては、小元（1966）や石田（1986）がある。小元（1966）は岩ヶ崎図幅地域南西部から西隣の鳴子図幅地域にかけての江合川沿いの段丘群について、高度・連続性・開析状態・堆積物の特徴などから5群に分類し、その中の一部の段丘面に認められる変位や、江合川を挟んで南北に分布する丘陵の非対称配列が、大森（1954）の石巻-鳥海山構造線や生田・大沼（1960）の本庄-松島構造線に沿う構造運動や鳴子火山の活動によるものと考えた。石田（1986）は岩ヶ崎図幅地域及び南隣の古川図幅地域にまたがる江合川から鳴瀬川流域の河岸段丘と火山灰層序の関係を研究した。

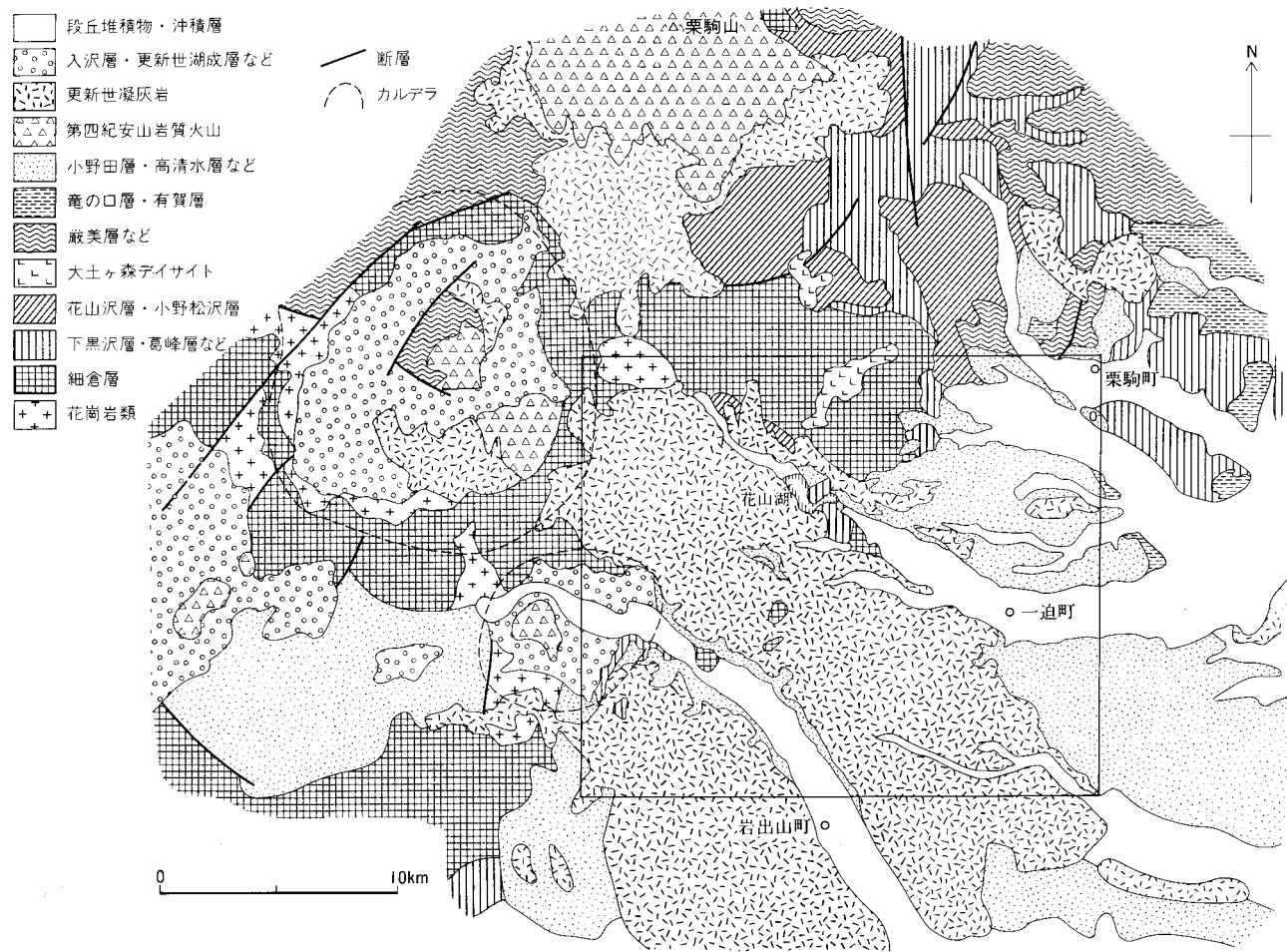
## II. 2 地質の概略

本地域の地質を概観すると（第2図）、白亜紀の花崗岩類と蛇紋岩を基盤として、第三系及び第四系の堆積岩及び火山岩が広く分布している。蛇紋岩は本地域東部の新第三系の下からわずかに露出している。白亜紀の花崗岩類は本図幅地域北西部に分布し、黒雲母角閃石トナライトないし花崗閃緑岩からなり、部分的に圧砕されている。

第三系は下位より中新世の細倉層<sup>ほそくら</sup>、葛峰層<sup>くずみね</sup>、下黒沢層津久毛砂岩部層<sup>つくも</sup>、花山沢層<sup>はなやまざわ</sup>、小野松沢層<sup>おのまつざわ</sup>、巖美層<sup>げんび</sup>、大土ヶ森デイサイト<sup>おおどがもり</sup>、鮮新世の竜の口層<sup>たつのくち</sup>及び鮮新世から更新世にかけての小野田層<sup>おのだ</sup>からなる（第3図）。

中新統下部の細倉層は花崗岩類を不整合に覆って、本地域北部から東部にかけて広く分布し、下部は変質した安山岩の溶岩及び火砕岩からなり、上部は主として酸性凝灰岩、凝灰質砂岩、シルト岩、泥岩、及び流紋岩-デイサイトの溶岩と火砕岩からなる。細倉層上部からは浅海暖流系の貝化石及び中期中新世前期の有孔虫化石を産する。葛峰層は本地域北東部、中部及び南西部に分布し、安山岩の溶岩及び水冷破砕された火砕岩、礫岩、凝灰質砂岩及びシルト岩からなる。安山岩溶岩は $11.6 \pm 0.6\text{Ma}$ （Maは100万年前）の放射年代を示す。葛峰層からは海棲軟体動物（貝）化石及び中期中新世中-後期の珪藻化石を産する。下黒沢層津久毛砂岩部層は本地域北東部にわずかに分布し、小礫を含む粗粒砂岩からなる。花山沢層は細倉層を不整合に覆って本地域北西部地下の陥没構造内に分布し、礫岩・凝灰質砂岩及び淡水成のシルト岩からなる。小野松沢層は葛峰層を不整合に覆って、本地域北東部に一部分布し、酸性凝灰岩、礫岩、凝灰質砂岩、シルト岩からなる。巖美層は本図幅地域北東縁部にわずかに分布し、デイサイト溶結凝灰岩からなり、中新世後期の放射年代（5.7Ma）が報告されている。大土ヶ森デイサイトは細倉層を不整合に覆って本地域北部の大土ヶ森の山体を形成し、主として普通輝石紫蘇輝石デイサイトの溶岩からなる。その放射年代は $5.5 \pm 0.1\text{Ma}$ で、後期中新世後期に噴出したことを示す。

鮮新統の竜の口層は本地域北東部や中部に小範囲の分布があり、主として特徴的な青灰色のシルト岩からなる。竜の口動物群相当の海棲軟体動物（貝）化石や珪藻など多数の化石を産する。小野田層は後



第2図 岩ヶ崎図幅地域付近の地質概略図

宮城県(1984, 1992, 1993), 北村ほか(1981, 1986), 大沢ほか(1988), 佐藤ほか(1986)から作成

時代	層序	主な岩相	放射年代	産出化石	火成活動	堆積環境
完新世	沖積層	礫、砂及び泥				海 陸
更新世	段丘堆積物	礫及び砂				
	入沢層	礫、砂及びシルト				
	柳沢凝灰岩	デイサイト軽石凝灰岩				
	荷坂凝灰岩	デイサイト軽石凝灰岩				
	下山里凝灰岩	デイサイト軽石凝灰岩	0.21±0.09Ma (FT)			
	池月凝灰岩	デイサイト軽石凝灰岩	0.25±0.08Ma (FT)			
	高清水層	砂岩、礫岩及び凝灰岩				
鮮新世	小野田層	軽石凝灰角礫岩、凝灰岩、礫、砂及びシルト	0.62±0.04Ma (FT)			
	竜の口層	シルト岩	3.3±0.3Ma (FT)	亀の口動物群相当		
中新世	後期	大土ヶ森デイサイト	5.5±0.1Ma (KA)			
	中期	巖美層				
	中期	小野松沢層				
	中期	花山沢層				
	中期	下黒沢層津久毛砂岩				
	中期	葛峰層	11.6±0.6Ma (KA)	<i>D. praedimorpha</i> <i>D. nicobarica</i>	安山岩	
	中期	細倉層		<i>G. praebulloides</i>		
白亜紀	花崗岩類	花崗閃緑岩、トーナライト				
	蛇紋岩					

年代測定法 FT: フィッシュントラック法, KA: カリウム-アルゴン法, Ma: 100万年

貝化石 有孔虫 放散虫

第3図 岩ヶ崎図幅地域の地質層序総括図

期鮮新世から前期更新世の地層で、竜の口層以下の第三系を不整合に覆って、本地域北東部の丘陵地及び南西部の江合川沿いに広く分布する。小野田層は礫、砂、凝灰質砂、シルト、軽石凝灰岩、などからなり、一部に亜炭を挟む。軽石凝灰岩層は4枚以上あって、炭化木片や火山豆石を含む火砕流堆積物である。小野田層の放射年代は基底付近の凝灰岩が3.3±0.3Ma、最上部付近の凝灰岩が0.62±0.04Maである。

第四系は下位より下部更新統の高清水層、中部更新統の池月凝灰岩、下山里凝灰岩、荷坂凝灰岩、柳沢凝灰岩、入沢層に区分される。更に上部更新統-完新統は段丘堆積物及び沖積層からなる。高清水層は小野田層を不整合に覆って、本地域南東部に分布している。本層は礫・砂・シルトからなり、軽石凝灰岩を挟んでいて、砂礫層はトラフ型斜交層理が発達している。池月凝灰岩から柳沢凝灰岩までの4つの凝灰岩は、いずれも基底部に降下火砕物を伴うデイサイト火砕流堆積物で、噴出量は数立方kmから十数立方kmである。池月凝灰岩は本地域中部から北西部に広く分布し、下山里凝灰岩は主として本地域南東部に分布し、両者は鬼首カルデラを噴出源とする。荷坂凝灰岩と柳沢凝灰岩は本地域の中部から南西部に広く分布し、両者は本地域西縁部の鳴子カルデラを噴出源とする。入沢層は、凝灰質砂、泥、礫層からなる湖成堆積物で、鳴子カルデラ内を埋積している。段丘堆積物は本地域の主要河川沿いに分布し、上位、中位、下位の段丘面に分けられ、いずれも主として礫・砂からなり泥を挟む。沖積層は本地



域の河川沿いに分布し、主として礫・砂からなり泥を挟む。

本地域の主要な地質構造としては、本地域南東縁部付近に鬼首-湯沢マイロナイト帯(笹田, 1984)が北西-南東方向に走っているとされ、本図幅地域はその東側に位置する。また Taguchi (1962) 及び山岡(1976)の本荘-仙台構造線の北東側に位置する。このためか本地域に分布する白亜紀花崗岩類は部分的に破碎されている。花崗岩類を覆っている新第三系細倉層などの火山岩類や堆積岩類は南北ないし北東-南西の軸を持つ緩い褶曲構造をなし、北西-南東方向や北東-南西方向の小規模な断層に切られている。本地域北西部では第三系の一部に陥没構造があって、中新世の花山沢層が分布するが、その大部分は第四紀の凝灰岩などに覆われている。鮮新世-更新世の小野田層は南北ないし北北東-南南西の軸を持つごく緩い背斜及び向斜をくり返している。本地域北東縁部には鬼首カルデラの西縁が及んでいて、南西部には鳴子カルデラの東部が含まれている。

## II. 3 中新統下部層の対比

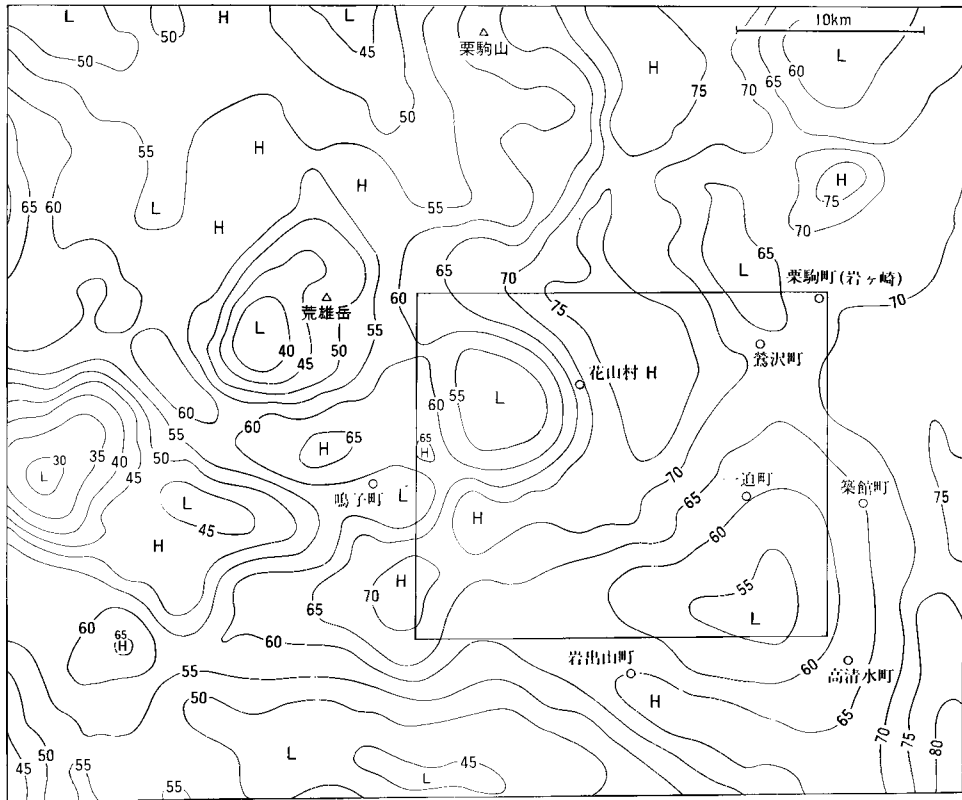
本地域の中新統下部の層序について、宮城県(1991)の土地分類図「岩ヶ崎」と本報告とでは一部異なっている。第4図に示すように、宮城県(1991)は本地域南東部の江合川以南に分布する第三系下部層を魚取沼層及び宇津野層(いずれも南西隣の葉菜山地域内を模式地とする)とし、それぞれ葛峰層と下黒沢層に対比させた。しかし本研究では、宮城県(1991)の魚取沼層及び宇津野層をそれぞれ細倉層上部と葛峰層に対比させた。これは次の理由による。1) 江合川以南の魚取沼層及び宇津野層の岩相はそれぞれ細倉層上部と葛峰層の岩相に類似する。2) 江合川北岸の細倉層上部の凝灰岩はその南岸まで連続的に続いていて、これを宇津野層とされた安山岩凝灰岩が角礫岩を挟んで覆っていることを確かめた。3) 江合川南方の縮沢の魚取沼層とされた地層から模式地付近の細倉層上部の有孔虫化石と同様の化石を産出する(北村ほか, 1986; 佐藤ほか, 1986)。4) 葛峰層の安山岩の放射年代(11.6Ma)は、本地域南東部で得られた魚取沼層の微化石の時代や葉菜山地域の魚取沼層の微化石年代(佐藤, 1986)よりやや新しく、その上位の宇津野層の時代に近い。以上のことから、宮城県(1991)によって本地域南東部で魚取沼層とされた地層は細倉層相当であり、魚取沼層の上位の宇津野層とされた地層は葛峰層相当とするのが妥当である。また、この対比から、本研究報告では江合川以南の魚取沼層及び宇津野層とされた地層をそれぞれ細倉層及び葛峰層に含め、魚取沼層及び宇津野層の地層名を用いないことにした。

更に本報告では、本地域北東部の一迫川沿いに分布し、通商産業省資源エネルギー庁(1976)及び宮城県(1991)が小野松沢層に含めていた湖成堆積物を花山沢層として独立させた。これは花山沢層が小野松沢層と別の独立した陥没盆地に堆積したことが明らかなたためである。この陥没構造は本地域付近の重力異常図(第5図)によってその分布域が花山村東部に推定される。

葉菜山東部 (土谷未公表)    鳴子東部 (土地分類図)    古川北部 (北村ほか1981)    岩ヶ崎 (本報告)    岩ヶ崎 (土地分類図)    栗駒山 (土地分類図)    若柳・一関 (土地分類図)    若柳 (松野1967)

完新世	沖積層	沖積層	沖積層	沖積層	沖積層	沖積層	沖積層	沖積層	沖積層	
更新世	段丘堆積物	段丘堆積物	段丘堆積物	入沢層	段丘堆積物	入沢層	段丘堆積物	段丘堆積物	段丘堆積物	
	.....	.....	柳沢凝灰岩	柳沢凝灰岩	柳沢凝灰岩	栗駒火山噴出物	.....	.....	.....	
	.....	.....	荷坂凝灰岩	荷坂凝灰岩	荷坂凝灰岩	.....	荷坂凝灰岩	.....	.....	
	.....	.....	下山里凝灰岩	下山里凝灰岩	下山里凝灰岩	.....	.....	.....	.....	
	池月凝灰岩	北川溶結凝灰岩	池月凝灰岩	池月凝灰岩	池月凝灰岩	.....	梅ヶ沢凝灰岩	梅ヶ沢凝灰岩	梅ヶ沢凝灰岩	
	.....	.....	.....	.....	清水層	.....	蟹沢砂礫層 清水沢砂礫層	清水層	清水層	
葉菜山火山岩	.....	.....	.....	.....	.....	.....	.....	.....		
鮮新世	小野田層	小野田層	小野田層	小野田層	瀬峰層	瀬峰層	瀬峰層	瀬峰層	築館層 金沢層	
	切込層	切込層	竜の口層	竜の口層	竜の口層	竜の口層	竜の口層	竜の口層	竜の口層	
	.....	.....	亀岡層	.....	.....	.....	有賀層	.....	.....	
中新世	後期	.....	.....	大土ヶ森 ダイヤサイト	巖美層	大土ヶ森 安山岩	巖美層	巖美層	巖美層	
		大滝川安山岩	永志田層	大松沢層	小野松沢層	小野松沢層	小野松沢層	小野松沢層	.....	
		.....	.....	.....	.....	.....	自鏡山安山岩	.....	.....	
	中期	門沢安山岩	.....	.....	花山沢層	.....	.....	.....	.....	.....
		永志田層	宇津野層	.....	津久毛砂岩層	宇津野層	津久毛砂岩層	津久毛砂岩層	津久毛砂岩層	津久毛砂岩層
		宇津野層	.....	.....	葛峰層	.....	七曲層	.....	下黒沢層	下黒沢層
		魚取沼層	魚取沼層	.....	細倉層 上部	魚取沼層	葛峰層	葛峰層	.....	.....
.....	.....	.....	細倉層 下部	.....	細倉層	細倉層	石越安山岩	石越安山岩		

第4図 岩ヶ崎図幅地域付近の従来の文献と本報告との新生界層序についての対比



第5図 岩ヶ崎図幅地域付近の重力異常図 (駒澤・村田, 1988より作成)

### Ⅲ. 先新第三系

(土谷信之)

#### Ⅲ. 1 蛇紋岩 (U)

**分布** 岩ヶ崎図幅地域にわずかに分布する蛇紋岩体は、本地域東縁部の鳴子町川渡北西方、東北大学農場の北縁の沢中に分布し、沢に沿っておよそ200mにわたって露出する。

**層序関係** 周囲の地層との関係は、蛇紋岩体の北縁で細倉層の火山岩と北東走行で北傾斜の断層で接

している露頭が観察された。また細倉層中には蛇紋岩礫は含まれていない。東北大農場脇では蛇紋岩が第四紀扇状地堆積物に不整合に覆われている。青木（1972）の報告中の地質図によると、本蛇紋岩体は南北200mほどの岩体で、細倉層とは断層で接している。

**岩相** 主として暗青灰色の片状ないし角礫状で鉄鉱を含む岩相と淡緑色塊状均質で鉄鉱を含まない岩相からなる。青木（1972）によると、主な構成鉱物はクリソタイルとリザダイトを主とする蛇紋石族鉱物で、クロム鉄鉱を含む。また、断層付近の蛇紋岩は破碎されていて、滑石が多く認められる。

### III. 2 花崗岩類 (Gr)

新第三系の基盤をなす花崗岩類は本図幅地域北西部に分布し黒雲母角閃石花崗閃緑岩ないしトーナライトからなる。この岩体は東北地方中部の脊梁山地に点在し、新第三系の基盤をなす花崗岩類や変成岩類の東部にある岩体で、笹田（1984）の鬼首-湯沢マイロナイト帯の東側に位置する。

**分布** 本地域北西部の花山村の大倉山、清水山の山体を構成し、浅布北方の一迫川にかけて分布する。

**層序関係** 本花崗岩類の岩体は新第三系によって広く覆われていて、その基盤をなす。本岩体が質入した地層や岩石は不明である。

**岩相** 本花崗岩類は黒雲母角閃石花崗閃緑岩ないしトーナライトからなる。中粒塊状の岩体で弱い片状構造を呈することが多く、浅布北方の一迫川河床では片状構造があり、その方向は南北ないし北西-南東走向で直立ないし西傾斜である。花崗岩類はしばしば破碎されていて、割れ目に富み、割れ目の方向は浅布北方の川底ではN60°E70°W前後が多い。本花崗岩類は変質していて、構成鉱物の斜長石は緑泥石や網雲母などに、黒雲母や角閃石は外縁部から緑泥石などに変質している。

#### 岩石記載

角閃石黒雲母花崗閃緑岩 GSJ R 64698 (IG94203)

産地：花山村大倉山南南西 1km の沢底。

主成分鉱物：斜長石（自形、長径 1-4mm）、石英（他形、径 1-3mm）、黒雲母（半自形、径 2mm 以下）、角閃石（淡緑色、径 1-3mm）、カリ長石（他形、径 1mm）。

斜長石はアルバイト双晶が発達し、内部が虫食い状に緑泥石、網雲母などに変質していることが多い。石英はモザイク状結晶。黒雲母はX及びY軸が褐色で周辺部から緑色の緑泥石などに変質している。角閃石は劈開に沿って緑泥石などに変質している。カリ長石は少量である。

副成分鉱物：鉄鉱（径 0.2mm 以下）、アパタイト、スフェーン、ジルコン。

変質鉱物：緑泥石、縁れん石、網雲母（?）、炭酸塩鉱物。

**年代** 笹田（1985）は一迫川沿いの本岩体中のトーナライトから黒雲母のK-Ar放射年代を測定し、100Ma ± 5Ma という年代値を報告し、本岩体が白亜紀中期に形成されたことを示した。

## IV. 第三系

(土谷信之・伊藤順一)

### IV. 1 細倉層 (Ha, Hr, Ht, Hm)

**命名** 細倉鉱山鉱業所の資料において使われていた地層名が服部・高橋 (1953) など 1950 年代の文献に引用されるようになり、地層名として定着した。細倉層は片山・梅沢 (1958) の 7 万 5 千分の 1 地質図幅「鬼首」でのマタゴ層と蟹沢層を合わせたものにほぼ相当し、20 万分の 1 宮城県地質図 (北村, 1967) の細倉層と中山変朽安山岩を合わせたものにほぼ相当する。

**模式地** 模式地を明確に指定した研究報告はなかったが、地層名から栗原郡鶯沢町細倉鉱山付近とするのが妥当であろう。

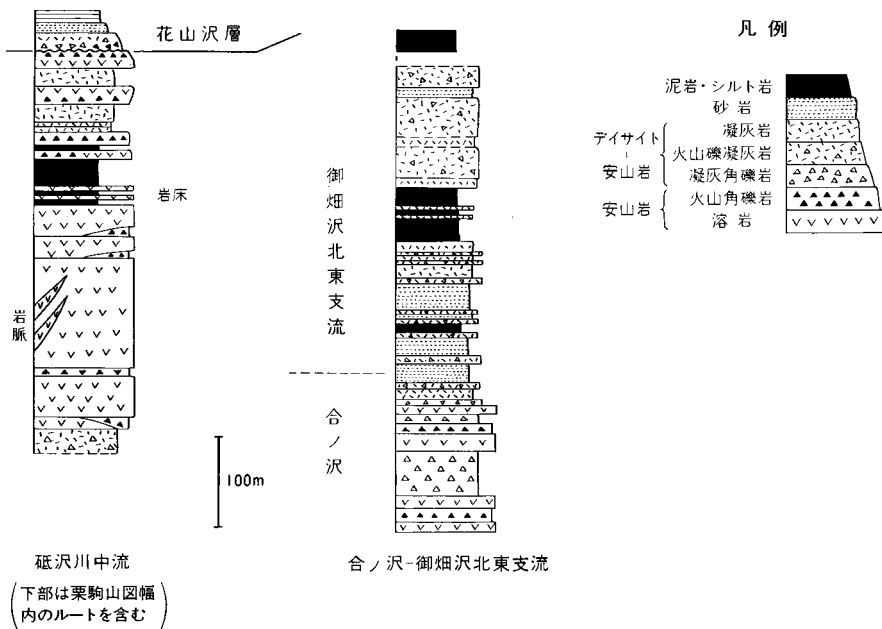
**分布及び層厚** 本図幅地域北部の模式地付近から大土ヶ森周辺、花山村砥石沢を経て浅布にかけて広く分布する。また、本地域北西端の国見峠付近、一迫町川口付近、同町大土森、鳴子町東北大学農場、小黒ヶ崎、鳴子町川渡、及び通原などに散在する。層厚は花山村砥石川沿いでは 500m 以上と見られる。細倉鉱山付近では下限が不明であるが、550m 以上 (柏木ほか, 1971) とされる。通商産業省資源エネルギー庁 (1976) の花山村御畑沢での掘削資料では 1000m 以上と推定されている。

**層序関係** 本地域北西部で白亜紀花崗岩類を不整合に覆っている。細倉鉱山付近では下限が確認されていない。

**岩相** 岩ヶ崎図幅地域の細倉層は安山岩の溶岩と火砕岩 (Ha)、流紋岩-デイサイトの溶岩及び火砕岩 (Hr)、酸性ないし安山岩質の凝灰岩と凝灰質砂岩 (Ht)、泥岩及びシルト岩 (Hm) からなる。

流紋岩-デイサイト、酸性凝灰岩や泥岩などの岩相は主として細倉層上部を占めていて、安山岩溶岩と火砕岩は本層の主として下部を占め、変質している (第 6 頁)。更に、本地域の地表では分布しないが、本層下部の安山岩層の下に斜長石斑状流紋岩溶岩と酸性凝灰岩からなる地層が伏在していることが、細倉鉱山の坑道内や花山村御畑沢での深部ボーリングによって確かめられていて、これも細倉層に含まれている (重松ほか, 1971; 柏木ほか, 1971; 通商産業省資源エネルギー庁, 1976)。また、北隣の栗駒山地域南部の砥沢川上流でも、変質した安山岩層の直下に淡緑色の酸性凝灰岩層が分布し、これも細倉鉱山坑道内での細倉層下郡の酸性凝灰岩に相当するものであろう。坑道内の細倉層下郡の岩相は柏木ほか (1971) によると、変質した流紋岩溶岩、流紋岩質凝灰岩、凝灰角礫岩、軽石凝灰岩および凝灰質砂岩からなり、少量のシルト岩を挟み、炭化木片や黒色粘板岩の異質礫を含む。

本地域地表の細倉層下部を占める安山岩は、本地域北西部で花崗岩類を、細倉鉱山付近で前述の地下に伏在する凝灰岩層及び変質流紋岩を覆って地表に広く分布し、変質した紫蘇輝石普通輝石安山岩の溶



第6図 細倉層の岩相柱状図

岩及び火砕岩からなり、酸性火砕岩を挟む。変質安山岩の溶岩は塊状ないし自破碎状溶岩であり、塊状溶岩は一部で板状節理を呈し、暗緑～緑灰色、かなり硬く、気泡は一般に乏しい。砥沢川では溶岩中には幅5-12mの同質安山岩の岩脈が北東-南西ないし東西方向に貫いている。合ノ沢では、塊状溶岩、火山角礫岩、凝灰角礫岩が繰り返している。また、強く変質していて確認できないが、溶岩の一部には枕状溶岩らしき構造が見られる。花山村の浅布渓谷では塊状、一部破碎された緑灰色の溶岩が分布していて、酸性軽石凝灰岩層を挟んでいる。この溶岩中には、溶岩と同質の変質安山岩の岩脈が貫いて、岩脈の幅は1ないし数m、貫入面の方向は北西-南東方向が多い。細倉層中部の安山岩溶岩の斑晶は露頭では目立たないが、鏡下では斜長石や輝石の斑晶に富んでいる。

### 岩石記載

紫蘇輝石普通輝石安山岩 GSJ R 64699 (IG93059)

産地・産状：花山村砥沢中流，御駒山の北東，暗緑色，均質な塊状溶岩。

斑晶：斜長石・普通輝石・紫蘇輝石。

斜長石（長径2mm以下）は、自形、アンデシナイトないしラブラドライトで、累帯構造を持つ。普通輝石（径1mm以下）は割れ目に沿ってやや変質し、緑泥石や炭酸塩鉱物などを生じている。紫蘇輝石（長径1mm以下）は淡桃色多色性を示し、外縁部や割れ目に沿ってかなり緑泥石などに変質している。鉄鉱（径0.4mm以下）は自形ないし丸みを帯びた不規則形である。

石基：ハイアロピリティック組織で火山ガラスはかなり脱ガラス化している。

細倉層上部を主として占める酸性凝灰岩，凝灰質砂岩及び泥岩は大土ヶ森周辺に広く分布し，花山村

大向、国見峠北方、一迫町の大土森、鳴子町の東北大農場、小黑ヶ崎、通原などにも分布している。大土ヶ森周辺では合ノ沢から御畑沢の柱状図（第6図）に見られるように、変質安山岩層の上を凝灰質砂岩、暗灰色泥岩が、更に厚い酸性凝灰岩が覆って暗灰色泥岩が繰り返している。砥沢川沿いでは、安山岩溶岩を覆って暗灰色泥岩が挟在し、更に酸性凝灰岩と安山岩溶岩が繰り返して覆っている。そのほかの分布地域では主として上部の酸性凝灰岩層が露出している。このうち、一迫町大土森や岩出山町の小黑ヶ崎などでは強く変質・硬化した酸性凝灰岩のため、一見溶岩ドームのような地形を呈している。一迫町の大土森では、変質火砕岩の中に石英の細脈が多く認められ、かなり硬化している。泥岩は暗灰色の泥岩と灰色ないし緑灰色の凝灰質シルト岩からなる。明瞭な板状層理を示し、やや硬質で、一部石灰質である。

本層上部の流紋岩-デイサイト (Hr) は本地域北部の栗駒町文字付近、岩出山町池月北方の名生法山及び鳴子町通原に分布し、溶岩及び溶岩ドームを形成している。文字付近の溶岩は、淡灰色-暗灰色で、斑晶に乏しく、細粒ないしガラス質のデイサイトないし流紋岩からなる塊状溶岩及び自破砕状溶岩で、一部斜長石斑状のデイサイト溶岩を伴う。名生法山の山体を構成する溶岩は灰白色、塊状、径3mm以下の斜長石斑晶を含む変質した流紋岩-デイサイトで、流理をもち、白っぽく、割れ目に富んでいる。通原の岩体は斑晶に乏しい灰色ないし淡緑灰色のデイサイト塊状溶岩で、圧砕花崗岩類の細かい包有岩がわずかに認められる。

## 岩石記載

変質デイサイト GSJ R 64700 (IG96461)

産地・産状：鳴子町通原。淡緑色の塊状溶岩ないし溶岩ドーム。小さな気泡を持つ。

斑晶：斜長石、石英。

斜長石（長径0.3-1mm）は短柱状結晶で、一部累帯構造を持つ。石英は少量、不規則形で、外来結晶の可能性がある。

石英：斜長石（長径0.2mm以下）、鉄鉱、ガラス。ハイアロピリティック組織。苦鉄鉱物はほとんど粘土鉱物などに変質している。そのほかに、圧砕花崗岩類と見られる小岩片（径5mm以下）を含む。

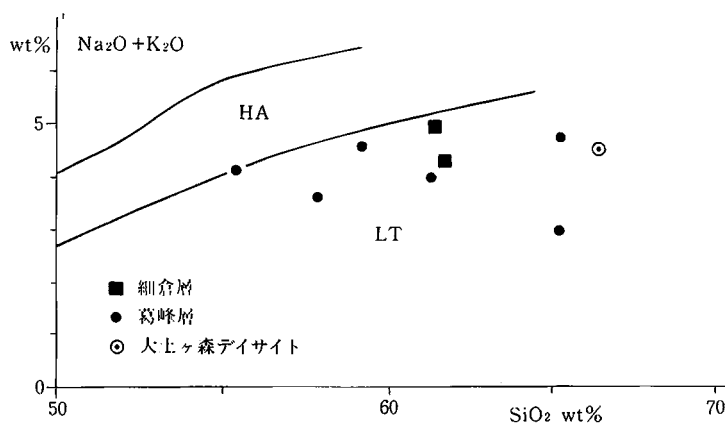
阿部ほか（1991）によれば、細倉層の安山岩溶岩の全岩化学組成は低アルカリソレアイト系列に属するカルクアルカリ岩である（第1表及び第7図）。

花山村川口新町の一迫川川底及び東北大農場北の本層中には、強く変質し、石英斑晶を含むデイサイトの岩脈が貫入していて、これについて通商産業省資源エネルギー庁（1976）は石英斑岩なしデイサイトとしている。このうち川口新町の岩体は強く変質して斑状の緑泥石を生じているため、一見変質花崗岩類に見える。また、東北大農場北の岩脈は数mmの丸い石英の斑晶を多く含むことが特徴である。

**化石及び年代** 細倉鉱山周辺の細倉層上部からの化石について、柏木ほか（1971）は、多数の有孔虫化石と軟体動物化石の産出を報告した。彼らはこれらの有孔虫化石から、細倉層上部は西黒沢階下部の *Globorotalia forshi barisanensis* zone に対比され、大陸棚下部の浅所暖流系の環境下で堆積したと推定した。また、本地域南西部の鳴子町不動山南方の縮沢からも軟体動物及び有孔虫化石が報告されている（北村ほか、1986：第2表）。このうち浮遊性有孔虫の中にN8-N12相当の *Globigerina praebulloids* な

第1表 岩ヶ崎図幅地域第三系火山岩の化学組成 (阿部ほか, 1991)

層準	細倉層		葛峰層						大土ヶ森
	No.	075	076	078	079	080	081	083	
SiO <sub>2</sub>	59.84	56.84	53.94	56.77	57.12	60.39	64.15	62.84	64.47
TiO <sub>2</sub>	0.59	0.56	0.62	0.55	0.61	0.63	0.65	0.43	0.35
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	16.74	16.25	19.68	18.27	18.09	16.83	15.01	15.28	15.83
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub> *	3.30	2.40	3.15	3.46	2.37	1.80	1.84	2.27	2.74
FeO*	2.36	3.80	4.55	3.76	4.19	5.24	5.60	3.21	2.08
MnO	0.08	0.09	0.13	0.08	0.16	0.14	0.17	0.15	0.09
MgO	2.85	3.23	2.54	3.46	1.99	2.46	1.28	2.89	2.28
CaO	6.86	4.78	8.84	8.02	7.45	6.88	4.77	6.44	4.88
Na <sub>2</sub> O	2.89	3.06	2.97	2.70	3.56	2.79	3.34	2.50	2.86
K <sub>2</sub> O	1.29	1.53	1.06	0.87	0.87	1.12	1.32	0.36	1.50
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0.13	0.08	0.12	0.19	0.14	0.26	0.25	0.06	0.06
H <sub>2</sub> O <sup>+</sup>	1.86	3.54	1.32	0.94	0.38	0.56	0.95	2.03	1.17
H <sub>2</sub> O <sup>-</sup>	0.76	1.17	0.62	0.92	0.40	0.40	0.31	0.35	1.24
CO <sub>2</sub>		2.19			2.25			1.32	
Total	99.55	99.52	99.54	99.99	99.58	99.50	99.64	100.13	99.55



第7図 岩ヶ崎図幅地域の第三系火山岩のSiO<sub>2</sub>-Na<sub>2</sub>O+K<sub>2</sub>O図  
第1表の分析値をH<sub>2</sub>O±とCO<sub>2</sub>組成を除いて100%に再計算した値で作成した

どが含まれていて、細倉層上部の時代が中期中新世前期であることを示唆している。以上の化石資料からみて、細倉層上郡は中新世中期の前期頃に、暖かい浅海で堆積した地層である。

#### IV. 2 葛峰層 (Ka, Kt)

**命名** 丸山ほか (1951)

細倉鉱山資料, 服部・高橋 (1953) 及び重松ほか (1971) で中山層と呼ばれた地層にほぼ一致する。



第2表 細倉層の産出化石 (北村ほか, 1986)

<p>3 MF 鳴子町不動山, 縮の沢中流 軟体動物化石 <i>Chlamys</i> sp. <i>Gloripallium crassivenium</i> (Yokoyama) <i>Venus treuma</i> Gould 有孔虫化石 <i>Globigerina praebulloides</i> Blow <i>Globigerina woodi</i> Jenkins <i>Globigerinoides trilobus</i> (Reuss) <i>Globigerinita glutinata</i> (Egger) <i>Globorotalia bella</i> Jenkins <i>Amphicoryna scalaris sagamiensis</i> (Asano) <i>Cassidulina laevigata carinata</i> Cushman <i>Elphidium sendaiense</i> Takayanagi <i>Florilus japonicus</i> (Asano) <i>Globocassidulina subglobosa</i> (Brady) <i>Guttulina orientalis</i> Cushman and Ozawa <i>Hanzawaia nipponica</i> (Asano) <i>Lenticulina lucida</i> (Cushman) <i>Lenticulina miyagiensis</i> (Asano) <i>Lenticulina nikobarensis</i> (Schwarger) <i>Lenticulina orbicularis</i> (d'Orbigny) <i>Lenticulina pseudorotulata</i> (Asano) <i>Melonis pompilioides</i> (Fichtel and Moll) <i>Oolina melo</i> d'Orbigny <i>Sigmoidella pacifica</i> Cushman <i>Sigmomorphina notoensis</i> Asano</p>	<p>5 M 花山村花山沢虚空蔵 Pelecypoda <i>Chlamys</i> sp. <i>Palliolium</i> sp. Brachiopoda <i>Terebratulina</i> sp. Echinoidea <i>Linthia nipponica</i> Yoshiwara 6 M 花山村御畑沢 Pelecypoda <i>Nanaochlamys notoensis</i> (Yokoyama) <i>Chlamys</i> cf. <i>kaneharai</i> (Yokoyama) <i>Kotorapecten kagamianus</i> (Yokoyama) <i>Vasticardium</i> sp. <i>Mercenaria yokoyamai</i> (Makiyama) <i>Pitar?</i> sp. Sponge <i>Aphrocallistes</i> sp. 9 M 篤沢町放森西方2.5km Pelecypoda <i>Nanaochlamys</i> sp. <i>Chlamys</i> cf. <i>miyatokoensis</i> (Nomura and Hatai) <i>Mizuhopecten</i> sp. <i>Gloripallium</i> sp. <i>Modiolus yasuihroi</i> Kamada <i>Cyclocardia siogamensis</i> (Nomura) Gastropoda <i>Neptunea?</i> sp.</p>
---	---

**模式地** 栗原郡栗駒町文字北方の葛峰 (栗駒山図幅地域南部)

**分布及び層厚** 葛峰層は本地域北部の栗駒町文字付近から細倉東部, 花山湖東部, 鳴子町川渡南方, 鳥屋山付近に分布し, 岩出山町縮沢上流や中新田町多田川上流の谷底にもわずかに露出する.

**層序関係** 下位の細倉層をおそらく不整合に覆う. 柏木ほか (1971) は葛峰層が細倉層を堆積間隙の短い不整合で覆い, その基底部に花崗岩礫が認められるとしたが, 北村ほか (1986) は整合とした. しかし, 葛峰層の安山岩は各地で細倉層のいろいろ異なった岩相を覆っている. また, 本地域南東部の鳴子町川渡付近では, 細倉層の凝灰岩を葛峰層の凝灰岩が巨礫層を挟んで覆っていて, その間の両層の走向傾斜が斜交している. これらの事実からみて葛峰層は細倉層を不整合に覆うと判断した.

**岩相** 葛峰層は安山岩質の溶岩, 火山角礫岩, 凝灰角礫岩, 凝灰質礫岩, 砂岩, シルト岩からなる. 本層下部は溶岩が多く, 本層上部は主として凝灰岩, 凝灰質砂岩からなり, 安山岩礫を多く含む砂礫岩を挟む.

栗駒町文字付近では、安山岩溶岩は主として本層の下部を占めていて、斑晶にやや乏しい普通輝石紫蘇輝石安山岩で、暗灰色、緻密、ないしガラス質である。一部では水冷破碎されている。火砕岩は溶岩と同質の火山角礫岩及び凝灰角礫岩からなり、更にこれを同質安山岩の円礫層が覆う。本層上部は、凝灰質の砂礫岩、砂岩及びシルト岩からなり、砂礫岩は安山岩礫を多く含む。栗駒町文字の二迫川沿いでは北西方向で幅1.5mの同質安山岩岩脈が火山角礫岩を貫いているのが認められた(第8図)。花山村川原町付近の採石場の露頭では、厚さ10-20mの普通輝石紫蘇輝石安山岩溶岩が発達していて、溶岩は灰色-暗灰色を呈し、斑晶に乏しく、ガラス質で気泡も乏しい。ここでは塊状溶岩の上部が破碎されていて、更に上位を同質の安山岩の円礫層が覆っている。鳴子町川渡付近の葛峰層は、主として安山岩質の凝灰質砂岩及び礫岩層からなり、普通輝石紫蘇輝石安山岩の塊状溶岩、火山角礫岩、凝灰角礫岩を挟む。溶岩は川渡から通原にかけて厚い溶岩が分布し、やや斑晶に乏しい暗灰色塊状溶岩である。川渡南方の鳥屋山の溶岩は斜長石斑晶が目につく塊状ないしやや破碎された溶岩で、不規則な流理を持ち、赤褐色を呈することがある。川渡東方の白糸の滝では、安山岩の凝灰岩及び凝灰質砂岩からなり、明瞭な板状層理が発達している。

## 岩石記載

普通輝石紫蘇輝石安山岩 GSJ R 64697 (IG90001)

産地：花山村原井田採石場。暗灰-黒色，細粒，緻密。

斑晶：斜長石（長径0.1-1.5mm）・普通輝石（径0.1-1.2mm）・紫蘇輝石（長径0.1-1mm）・鉄鈹（径0.1-0.3mm）。

斜長石は新鮮，アンデシンないしラブラドライトで，斑晶鉱物は少量だが，ほとんど変質していない。

石基：斜長石・単斜輝石・鉄鈹・火山ガラス，ピロタキシティックないしハイアロビリティック組織を示す。わずかな粘土鉱物を含む。



第8図 葛峰層の安山岩質火山角礫岩を貫く岩脈（栗駒町中山二迫川岸）

普通輝石紫蘇輝石安山岩 GSJ R 64701 (IG95422)

産地・産状：鳴子町向山東方，灰色，斑晶の石英や斜長石に富む。火山角礫岩の岩片。

現品：斜長石（長径0.3-2mm）・普通輝石（径0.1-2mm）・紫蘇輝石（長径0.1-2mm）・鉄鈹（径0.3mm以下）。

斜長石は新鮮，アンデシンないしラブラドライト，長径1.5mm以上の大型斑晶とそれ以下の長柱状斑晶があり，大型斑晶の多くは縁部を除いて虫食い状である。普通輝石も径2mmの大型斑晶が少量と，径0.3-1mmの短柱状斑晶が観察される。これらの斑晶鉱物は変質していない。

石基：斜長石・単斜輝石・鉄鈹・火山ガラス，ハイアロピリティタ組織を示す。わずかな粘土鉱物を含む。

葛峰層の溶岩の化学組成は阿部ほか（1991）によって報告されている（第1表）。それによると，本層の溶岩は苦鉄質安山岩からデイサイト質にわたる組成を持ち，低アルカリのカルクアルカリ岩である。

**化石及び年代** 栗駒町深井戸北方の葛峰層より，*Chlamys arakawai* (Nomura)，*Mizuhopecten paraplebejus* (Nomura and Hatai)を産した（第3表）。また，栗駒山図幅地域内から，多くの海棲貝化石などを産し，珪藻化石の*Denticulopsis praedimorpha* 及び*D. nicobarica*が見いだされている（北村ほか，1986）。これらの化石はAkiba（1986）による珪藻化石帯NPDの5A-5B帯に相当し，中新世中期から後期の時代を示す。一方，前述の花山村原井田の採石場より得た安山岩溶岩GSJ R 64697 (IG90001)の放射年代が11.6Maである（第4表）。これらの資料から，本層は中期中新世後期に形成されたものと推定される。

#### IV. 3 下黒沢層津久毛砂岩部層 (Ts)

**命名** 本層は島倉・土田（1937）により津久毛<sup>つくも</sup>砂岩層と命名されたが，後に早川ほか（1954）によって下黒沢層の上部層として位置づけられた。松野（1967）もこれを踏襲したが，地質図上では区別していない。北村ほか（1986）は若柳図幅地域の金成町金成付近から岩ヶ崎図幅東縁までに分布し，著しい斜交層理が発達した粗粒砂岩を津久毛砂岩部層としている。

**模式地** 若柳図幅内の金成町津久毛。ただし下黒沢層は一関図幅地域内の一関市下黒沢を模式地とし，中新世中期の青灰色細粒凝灰質砂岩ないし砂質シルト岩からなる（北村ほか，1986）。

**分布及び層厚** 本地域北東部の栗駒町稲荷前の栗原電鉄おまつ駅そばの丘陵の切り割りに露出する。

第3表 葛峰層の産出化石（北村ほか1986；佐藤ほか1986）

---

16M	栗駒町深井戸北方1 km
	<i>Chlamys arakawai</i> (Nomura)
	<i>Mizuhopecten paraplebejus</i> (Nomura and Hatai)
90M	鳴子町川渡白糸の滝付近
	<i>Chlamys kaneharai</i> (Yokoyama)
91M	鳴子町不動山南方縮尺中流
	<i>Chlamys miyatokoensis</i> (Nomura and Hatai)
	<i>Fulgoraria striata</i> Yokoyama
	<i>Aphrocallistes</i> sp.

---

また、露出不良で確認できなかつたが、同町<sup>さつびらい</sup>猿飛来の東の丘陵にもわずかに分布する（宮城県，1991）。更に若柳図幅地域の北西部に広く分布する。層厚は本地域内では露頭が乏しいので不明であるが、若柳図幅地域にかけては80mと見積もられている（北村ほか，1986）。

**層序関係** 本地域内では下位の地層が露出していないので不明である。津久毛砂岩部層は若柳図幅地域北西部では下黒沢層の主部を覆い、一部指交する（北村ほか，1986）。

**岩相** おまつ駅の露頭では、主として黄褐-黄色に風化した粗粒砂岩からなり、安山岩質の小礫を含む。数10cm単位の層理が発達し、緩く褶曲している。また、砂鉄に富む厚さ数cmの層を頻繁に挟み、これは風化して褐色を呈する。若柳図幅地域内の模式地付近では、斜交層理の発達した黄緑ないし黄褐色の粗粒-中粒の砂岩である。

**化石及び年代** 本地域内からの化石の報告はないが、若柳及び一関図幅地域内では多数の軟体動物化石及び珪藻化石を産して、これらの化石から本層は中期中新世から後期中新世の地層とされている（北村ほか，1986）。

#### IV. 4 花山沢層 (Fc, Fs)

**命名** <sup>はなやまざわ</sup>新命名、花山沢層は従来、北隣の栗駒山図幅地域に広く分布する小野松沢層に含まれていた（通商産業省資源エネルギー庁，1976；北村ほか，1986）。しかし、本層は模式地の小野松沢層とは別の独立した陥没盆地に堆積したことが明確であり、別の地層として新たに命名した。

第4表 岩ヶ崎図幅地域の第三系岩石標本の放射年代測定値

No.	試料番号	GSJ-R	試料	岩石	放射年代値	Kwt%	<sup>40</sup> Ar (radiogenic) nL/g	%
1	IG90001	64697	全岩	普通輝石紫蘇輝石 安山岩	11.6±0.6Ma	1.19	0.54	47.0
						1.19	0.54	56.9
2	IG92001	64703	全岩	紫蘇輝石普通輝石 デイサイト	5.5±0.1Ma	1.75	0.373	22

測定 1: Teledyne Isotop 社

2: Institute of Geological & Nuclear Sciences Limited (New Zealand)

No.	試料番号	GSJ-R	測定鉱物	結晶数	自発核分裂 片飛跡	誘発核分裂 片飛跡	χ <sup>2</sup> 検定	熱中性子 線量	相関 係数	U濃度 (ppm)	年代値 (Ma)	測定法
3	IG95391	64704	ジルコン	30	3.03X10 <sup>5</sup> (297)	1.01X10 <sup>6</sup> (986)	83	8.24 (1270)	0.526	100	9.2±0.7	ED2
4	IG94013a	64705	ジルコン	30	1.55X10 <sup>5</sup> (61)	1.47X10 <sup>6</sup> (576)	81	8.25 (1272)	0.665	140	3.3±0.5	ED2

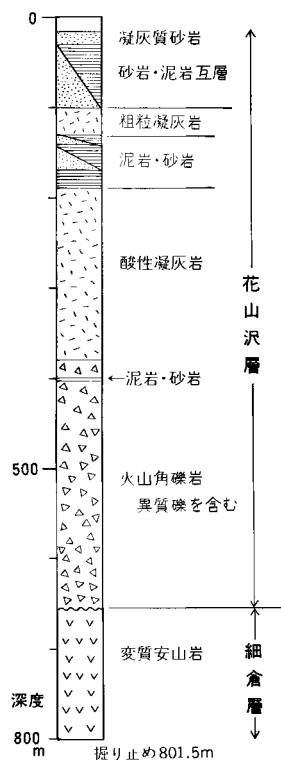
測定：京都フィッシュントラック（株）

- 1 葛峰層下部の安山岩破砕溶岩 花山村原井田採石場
- 2 大土ヶ森アイサイト溶岩 大土ヶ森山頂西方
- 3 花山沢層の輝石アイサイト角礫 花山村花山沢
- 4 小野田層下部の石英大型斑晶を含む角閃石アイサイト岩片 鶯沢町台ノ下北方

**模式地** 花山村花山沢付近の御畑沢及び小手沢沿い

**分布及び層厚** 本地域北部の花山村花山沢，小手沢，砥沢川，一迫川の谷底沿いに分布する，また，本地域付近の重力異常図（駒沢・村軋1988：第5図）では，花山湖東方を中心に直径8km程度の同心円状の明確な負の重力異常域を認め，陥没性堆積盆地の存在が推定されている（通商産業省資源エネルギー庁，1976）．花山沢層はこの陥没構造の内側を充填している．本層の層厚は，地表では下限が確認できないが，通商産業省資源エネルギー庁（1976）による花山村治山北西の砥沢川沿いでのボーリング調査資料（第9図）からみて，600m程度と見積もられる．

**層序関係** 下位の地層との関係は露出が乏しいので明確ではないが，花山沢の川底では花山沢層の礫岩が細倉層上部のシルト岩と接している（第10図）．ここでは境界部付近の花山沢層の淘汰不良の礫岩が細倉層起源と見られる変質安山岩，酸性凝灰岩，シルト岩などの礫に富んでいる．この境界面は起伏があるが，明瞭で，なめらかであり，断層面であろう．この境界から南に離れると，花山沢層の岩相は礫岩から凝灰質砂岩・シルト岩へと層理に沿って側方変化している．花山村本沢北方の砥沢川中流の川底と林道沿いでは，花山沢層が細倉層の破碎された安山岩溶岩を高角度の不整合で覆っていて，その付近の花山沢層中に変質安山岩の巨礫を含む角礫岩が局地的に挟まれている．この礫岩はほとんど細倉層の変質した安山岩礫からなる．また，通商産業省資源エネルギー庁（1976）の花山村砥沢川沿いの試掘



第9図 花山沢層のボーリング柱状図 通商産業省資源エネルギー庁(1976)を簡略化



第10図 細倉層の凝灰質シルト岩と断層で接する花山沢層の砂礫岩（花山村花山沢）

井資料によると、花山沢層は堆積盆の下底で葛峰層を欠いて、直接細倉層の安山岩を覆っている（第9図）。

**岩相** 花山沢層は主として礫岩、凝灰質砂岩、シルト岩からなる。また、地表では観察できないが、試掘井では凝灰岩及び凝灰角礫岩が伏在することが確かめられている。

礫岩層の礫は最大径50cm程度だが、通常径20cm以下で、礫種は安山岩、デイサイトなど火山岩礫を主とし、それらは細倉層起源とみられる変質火山岩が多い。砂礫層は火山礫、炭化木片を含み、炭質層を挟み、一迫川沿いでは、淘汰不良の礫層を挟み細かい層理を示す含礫砂岩層が見られる（第11図）。また、花山村大向の一迫川沿いでは細倉層由来の変質安山岩の巨礫をふくむ乱雑な礫岩が局地的に見られる。小手沢や砥沢川沿いでは砂岩とシルト岩は互層を示し、細かい互層をなすことが多く（第12図）、植物化石片を産する。これらの堆積構造や化石からみて本層は陸成ないし湖成層であろう。花山沢層は砥沢川下流など、局地的に異常堆積構造を呈し、層理が大きく乱れているところがある。

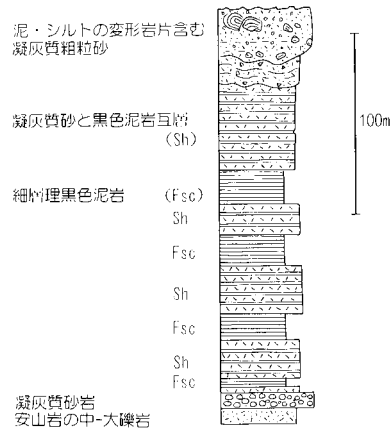
通商産業省資源エネルギー庁（1976）による花山村清沢南方での試掘井では深度801.5mまで掘削され、地表付近は池月凝灰岩、深度16-655.2mが花山層、それ以深は細倉層であった。この試掘井では深度16-100mが砂岩と泥岩の互層、100-135mが凝灰角礫岩、135-188mが泥岩と砂岩で、188-379mが凝灰岩、379-655.2mは異質礫に富む火山角礫岩である（第9図）。

**化石及び年代** 花山沢層の時代を示す化石は得られていないが、花山村大向北東のシルト岩層から、広葉樹の葉片化石が少数見いだされた。

花山沢の火山岩礫に富む礫層から得られたデイサイト角礫のフィッシュトラック年代を測定し、 $9.6 \pm 0.7\text{Ma}$ の年代値を得た（第4表）。このデイサイト礫は花山沢層の本質岩片である可能性が強いとみて測定したが、測定結果の報告書によれば、本試料のジルコンは再加熱を受けた可能性が高く、年代



第11図 礫層を挟み、細互層を呈する花山沢層（花山村早坂・道川川床）



第12図 花山村小手沢における花山沢層の柱状図

値が若返ったことが考えられるらしい。したがって、花山沢層堆積時の火山活動によって形成された確証はない。この年代は細倉層や葛峰層の火山岩の時代よりも新しく、他にこの年代値に近い時期の類似した火山岩が本図幅地域内には存在しない。

#### IV. 5 小野松沢層 (Os, Ot)

**命名** 通商産業省資源エネルギー庁 (1976)

**模式地** 栗駒山図幅地域南部の栗駒町二迫川源流の小野松沢である。

**分布及び層厚** 本地域北東部の鶯沢町紙漉沢から祝田にかけてと栗駒町高松付近の狭い範囲に分布する。北隣の栗駒山地域内では、小野松沢層は中期中新世の細倉層、葛峰層、及び後期中新世の七曲層を不整合に覆って広く分布する（通商産業省資源エネルギー庁、1976；宮城県、1992）。岩ヶ崎地域内に分布している小野松沢層は、栗駒山図幅地域東部に分布する小野松沢層の南端が岩ヶ崎地域内に及んでいるものである。層厚は本地域内では40m以上であるが、栗駒山図幅地域内では700mと見積もられている（北村ほか、1986）。

**層序関係** 本地域内では葛峰層の砂礫岩層を不整合に覆っている。

**岩相** 本地域北東部の小野松沢層は酸性凝灰岩、礫岩 (Fc)、凝灰質砂岩、シルト岩 (Fs) からなり、厚さ10センチの亜炭層を挟む（第13図）。ここで本層は凝灰質砂岩、シルト岩を主とする下部と、酸性凝灰岩と礫岩に富む上部に分けられる。下部の凝灰質砂岩は、灰白色、軽石質で、平行及び斜交層理を示し、シルト岩は灰色で細互層をなし、薄い亜炭層を挟んでいる。上部の酸性凝灰岩は黄色味を帯びた淡灰色を呈し、一部に火山礫凝灰岩を挟み、火山豆石を含むことがある。宮城県（1992）によると本層は湖成層ないし陸域の堆積物とされている。

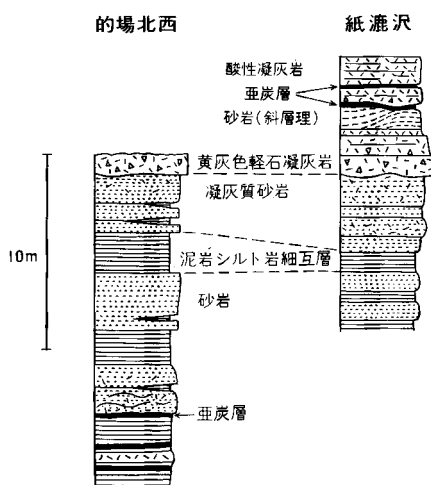
**化石及び年代** 本地域内では報告されていないが、栗駒山地域内では少数の植物化石を産していて、後期中新世の地層と推定されている（北村ほか、1986）。

#### IV. 6 巖美層 (Gt)

**命名** 早川ほか（1954）

**模式地** 岩手県一関市東部の巖美溪（一関図幅地域東部）。

**分布及び層厚** 栗駒町岩ヶ崎の東方の丘陵南縁にわずかに分布する。周辺地域では栗駒山図幅地域の



第13図 小野松沢層の柱状図（栗駒町の場北西及び紙漉沢）



南東部から一関図幅地域東部にかけて広く分布する。層厚は本地域内では40m以上、若柳及び一関図幅地域内では100-150mである(北村ほか, 1986)。

**層序関係** 本地域内では下位の地層との境界が観察できないが、栗駒山図幅地域内では下位の小野松沢層を整合に、下黒沢層津久毛砂岩郡層などの中新統を不整合に覆っている(北村ほか, 1986)。

**岩相** 本地域の厳美層は灰色、やや硬質の溶結凝灰岩で、溶結してつぶれた軽石の黒っぽい本質レンズを含み、斜長石、石英、角閃石などの斑晶が目につく。露頭全体に縦横方向の節理が発達し、凝灰岩内部は白破砕状に割れていることがある。

### 岩石記載

紫蘇輝石角閃石デイサイト質溶結凝灰岩 GSJ R 64702 (IG95446)

産地・産状：本地域北東辺部の栗駒町岩ヶ崎東方道路沿い。塊状の溶結凝灰岩。

結晶：石英(径3mm以下)・斜長石(長径3mm以下)・角閃石(長径1mm以下)・紫蘇輝石(長径1.5mm以下)・鉄鉱。

これらは自形ないし破片状結晶である。石英は一部融食形。斜長石は灰曹長石で累帯構造を持つ。

角閃石はZ軸=緑褐色、Y軸=淡緑色、X軸=緑色。紫蘇輝石は少量。

基質：ユータキシティック組織を示すが、溶結度はやや低い。

**年代** 坂口・山田(1988)により、本地域内の分布地のすぐ北方の採石場の試料から $5.7 \pm 0.5$ Ma、模式地の厳美溪西方の試料から $5.7 \pm 0.3$ Maの全岩K-Ar放射年代値が得られている。したがって、厳美層は後期中新世の火山噴出物である。

## IV. 7 大土ヶ森デイサイト (D1, Dp)

**命名** 宮城県(1991)の大土ヶ森石英安山岩を改めて命名した。また、重松ほか(1971)及び柏木ほか(1971)の石ヶ森石英安山岩も大土ヶ森デイサイトに相当する。

**分布** 大土ヶ森デイサイトは細倉層を不整合に覆って本地域北部の大土ヶ森の山体を形成している。また、花山村下畑に二つの小さな安山岩体が分布し、これらは周囲の地層との関係が明らかでないが、大土ヶ森デイサイトと岩相が似ていて、大土ヶ森からの地送り岩塊である可能性が高い。

**岩相** 本デイサイトは細倉層上部に貫入し、噴出した溶岩からなり、一部火山角礫岩及び凝灰角礫岩を伴う。大土ヶ森の山頂付近は溶岩ドームのような地形を示すが、かなり浸食が進んでいる。岩体の主要な部分は塊状溶岩であるが、岩体北東部は層理の乏しい火山角礫岩及び凝灰角礫岩からなる。岩質は暗灰色ないし緑灰色の斑晶に富む普通輝石紫蘇輝石安山岩の溶岩、火山角礫岩及び凝灰角礫岩で、一部は更に普通角閃石を含み、やや変質している。

### 岩石記載

紫蘇輝石普通輝石デイサイト GSJ R 64703 (IG92001)

産地・産状：花山村大土ヶ森山頂南西方0.5km。

斑晶：斜長石，石英，普通輝石，紫蘇輝石，普通角閃石，鉄鉍．

斜長石（長径0.2-5mm）は短柱状斑晶でアンデシナイトシラブラドライトであり，累帝構造を持つが，内部は一部細かく虫食い状である．石英（径5mm以下）はほとんどが破片状結晶で，外来結晶と見られる．普通輝石（径0.2-0.5mm）は短柱状結晶で，一部は多数の結晶が集合している．

紫蘇輝石（径0.2-2mm）は少量で，緑泥石などに変質していることが多い．オパサイト化した角閃石？の仮像を含み，捕獲岩片と見られる斜長石や普通輝石に富む安山岩岩片も含む．

石基：斜長石・単斜輝石・鉄鉍，ハイアロピリティック組織を示す．変質鉍物として緑泥石と炭酸塩鉍物を含む．

**年代** 本安山岩体は岩体北東部が小野田層の軽石凝灰岩に覆われていて小野田層以前の噴出物であろう．この安山岩のK-Ar放射年代は $5.5 \pm 0.1$ Ma（第4表）であり，したがって中新世後期に噴出したものである．

#### IV. 8 竜の口層 (Tm)

**命名** Yabe and Aoki (1923)．本層は早川ほか (1954) の油島層上部に相当し，油島層は南東隣涌谷図幅地域の竜の口層とその下位の亀岡層を合わせたものに相当する．宮城県地質図(北村，1967)の山田層も竜の口層に相当する．

**模式地** 仙台市竜の口（仙台図幅地域）

**分布及び層厚** 本地域北東部の栗駒町桜田，高松，中央部の花山村芦ノ口，草木沢に分布していて，いずれも川沿いの狭い範囲に露出している．また，栗駒町志戸ヶ淵の川底及び鶯沢町宿川原西方の川岸にもわずかな露出がある．更に宮城県(1991)によると鶯沢町向原の鉛川沿いにもわずかな分布が示されているが，河川改修工事のため露頭を確認することができなかった．

**層序関係** 竜の口層と下位の地層の関係は，本図幅地域内では露出が無く不明であるが，栗駒山図幅地域では下位の厳美層や小野松沢層を不整合に覆っている（宮城県，1992）．東隣の若柳図幅地域内では下位の鮮新統の有賀層の砂岩・シルト岩を整合に覆い，一部は指交している（北村ほか，1986）．

**岩相** 竜の口層は主として特徴的な青灰色のシルト岩からなり，一部で泥岩を伴い，灰白色の酸性凝灰岩を挟んでいる．シルト岩及び泥岩は特徴的な緑色を帯びた青灰色を呈し，塊状または数cm単位の平行層理を示す．

**化石及び年代** 海棲軟体動物（貝），植物及び珪藻の化石を産する．花山村草木沢や栗駒町高松と宿川原で貝化石の産出が報告されていて（第5表：北村ほか，1986），花山村川台北西でも植物，貝などの化石が報告されている（第6表：佐藤ほか，1986）．更に本調査研究で栗駒町桜田でも少数の二枚貝化石が見いだされた．

#### IV. 9 小野田層 (0d, 0p)

**命名** 庄司 (1958)．ただし庄司 (1958) の地質図では，小野田層に上位の高清水層も含められている．本報告では北村ほか (1981) の記載に従い，高清水層と小野田層を区分して記載する．本地域の小野田

第5表 竜の口層の産出化石 (北村ほか, 1986)

---

18M 栗駒町宿川原西方  
*Anadara amacula* (Yokoyama)  
*Anadara cf. tatunokutiensis* (Nomura and Hatai)  
*Fortipecten takahashii* (Yokoyama)  
*Felaniella usta* (Gould)  
*Clinocardinum californiense* (Deshayes)  
*Macoma tokyoensis* Makiyama  
*Cyclina* sp.  
*Caryocorbula (Anisocorbula) venusta* (Gould)  
*Panope japonica* A. Adams

19M 栗駒町高松西方  
*Anadara tatunokutiensis* (Nomura and Hatai)  
*Fortipecten takahashii* (Yokoyama)  
*Fulvia* sp.  
*Serripes groenlandicus* (Bruguier)  
*Macoma calcarea* (Gmelin)  
*Cyclina sinensis* (Gmelin)

4 MP 花山村小田  
 軟体動物化石  
*Macoma cf. tokyoensis* Makiyama  
*Mya japonica* Jay  
 植物化石  
*Fagus paleocranata* Okutsu  
*Castanea crenata* Seib & Zucc.  
*Alnus firma* Seib & Zucc.  
*Tripetalia* sp.  
*Hamamelis* sp.  
*Wistaria* sp.  
*Sequoia* sp.

---

第6表 竜の口層の産出化石 (佐藤ほか, 1986)

---

88DMP 花山村小田付近  
 植物化石  
*Alnus pendula* Matsum.  
*Fagus crenata* Bl.  
*Rhododendron kaempferi* Planchon  
*Schizofragma hydrangeoides* S. et Z.  
*Corylus* sp.  
*Sasa* sp.  
 珪藻化石  
*Cyclotella* sp.  
*Diatoma* sp.  
*Gromphonema* sp.  
*Navicula* sp.  
*Synedra* sp.  
*Rhopalodia* sp.  
*Triceratium* sp.  
 軟体動物化石  
*Anodonta* sp.

89MP 花山村向小田付近長崎川流域  
 軟体動物化石  
*Macoma cf. tokyoensis* Makiyama  
*Mya japonica* Jay  
 植物化石  
*Fagus palaeocrenata* Okutsu  
*Castanea crenata* Blume  
*Alnus cf. firma* Seibu. et Zucc.  
*Alnus* sp.  
*Tripetaria* sp.  
*Corylus?* sp.  
*Hamamelis* sp.  
*Wisteria* sp.  
*Sequoia* sp.  
*Chamaecyparis?* sp.  
*Ericaceae* sp.

---

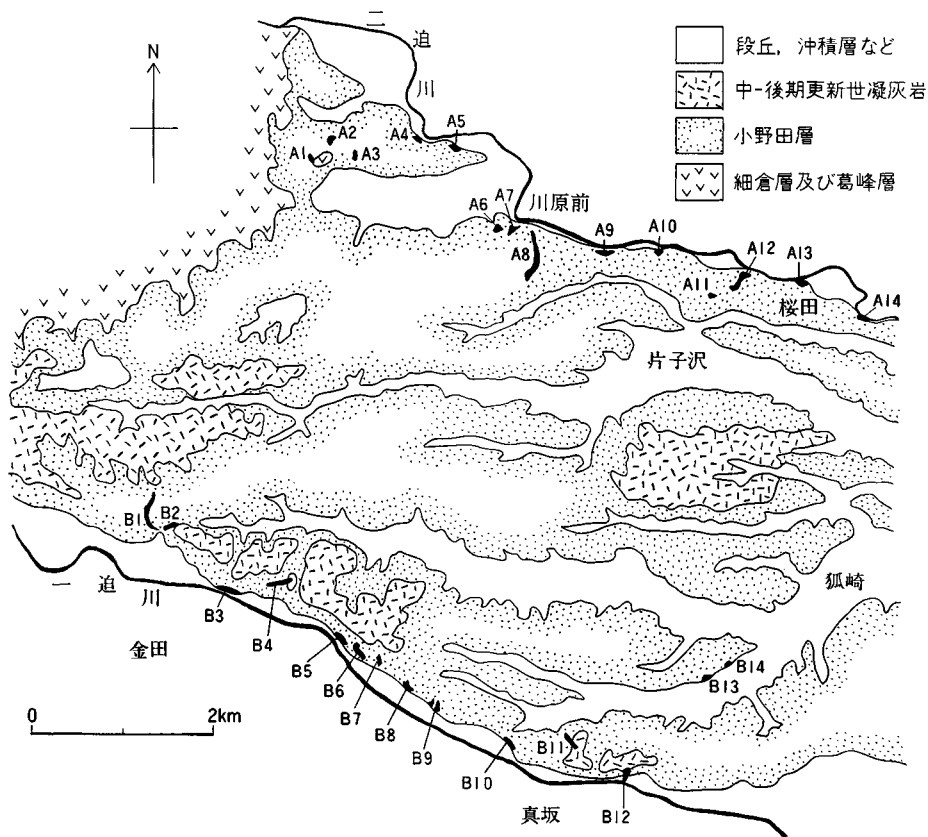
層は北村ほか(1986)及び宮城県(1991)によって瀬峰層(半沢, 1954)と呼ばれている地層に相当する。本報告では、本地域の小野田層が頻繁に凝灰岩層を挟み、模式地の小野田層とほぼ同じ岩相を呈することや、南隣古川図幅地域の地質図(北村ほか, 1981)で用いられた地層名であることから、小野田層の地層名を用いる。

**模式地** 宮城県加美郡小野田町(古川図幅地域西部)の鳴瀬川沿いである。

**分布及び層厚** 小野田層は本図幅地域北東部及び南東部の丘陵地に広く露出していて、南西部の丘陵部及び台地の江合川沿いや谷底に分布している。南東部では高清水層の下位から、南西部の台地では第

四紀火砕流堆積物の下位から谷底に沿って露出している。更に本地域北西部の花山村桧沢の谷底の一部でも、池月凝灰岩の下位に小野田層とみられる砂泥層が露出している。また、本地域北東縁部、栗駒町岩ヶ崎の北側の丘陵には酸性凝灰岩と凝灰質砂岩・シルト岩層が分布している。宮城県（1991）はこれを津久毛砂岩部層と巖美層の非溶結凝灰岩であるとしていたが、この凝灰岩は角閃石斑晶を含まず、異質礫に富んでいて、巖美層の特徴と異なっている。砂岩層も灰色を呈して、津久毛砂岩部層に特徴的な色や堆積構造を呈していない。本研究報告ではこの地域の岩層も小野田層に含めた。

**層序関係** 本地域内の小野田層は下位の細倉層、葛峰層、小野松沢層までの中新統を不整合に覆う。更に大土ヶ森ダイサイトの一部を覆っている。また本地域の北東部と中部で鮮新統の竜の口層を不整合で覆っている。栗駒町高松では淘汰不良の基底礫層を挟んで、明確な傾斜不整合面で竜の口層を覆っている。花山村草木沢の2箇所の露頭では、竜の口層の地層面が20-30度傾斜していて、それを上位の小野田層の水平層が不整合に覆っている。しかし、栗駒町桜田付近の二迫川沿いの露頭では小野田層最下部の酸性凝灰岩が竜の口層シルト岩を平行に覆っていて、竜の口層上部にも薄い酸性凝灰岩が挟まれ、岩相が漸移的に変わり、明白な不整合面を認めることができなかった。



第14図 一迫川及び二迫川沿いの小野田層の柱状図(第15図)の露頭位置図

**岩相** 小野田層はデイサイト質の軽石凝灰岩及び凝灰岩、礫、凝灰質の砂及びシルトの弱固結ないし未固結の地層からなり、一部で薄い亜炭層を挟む。

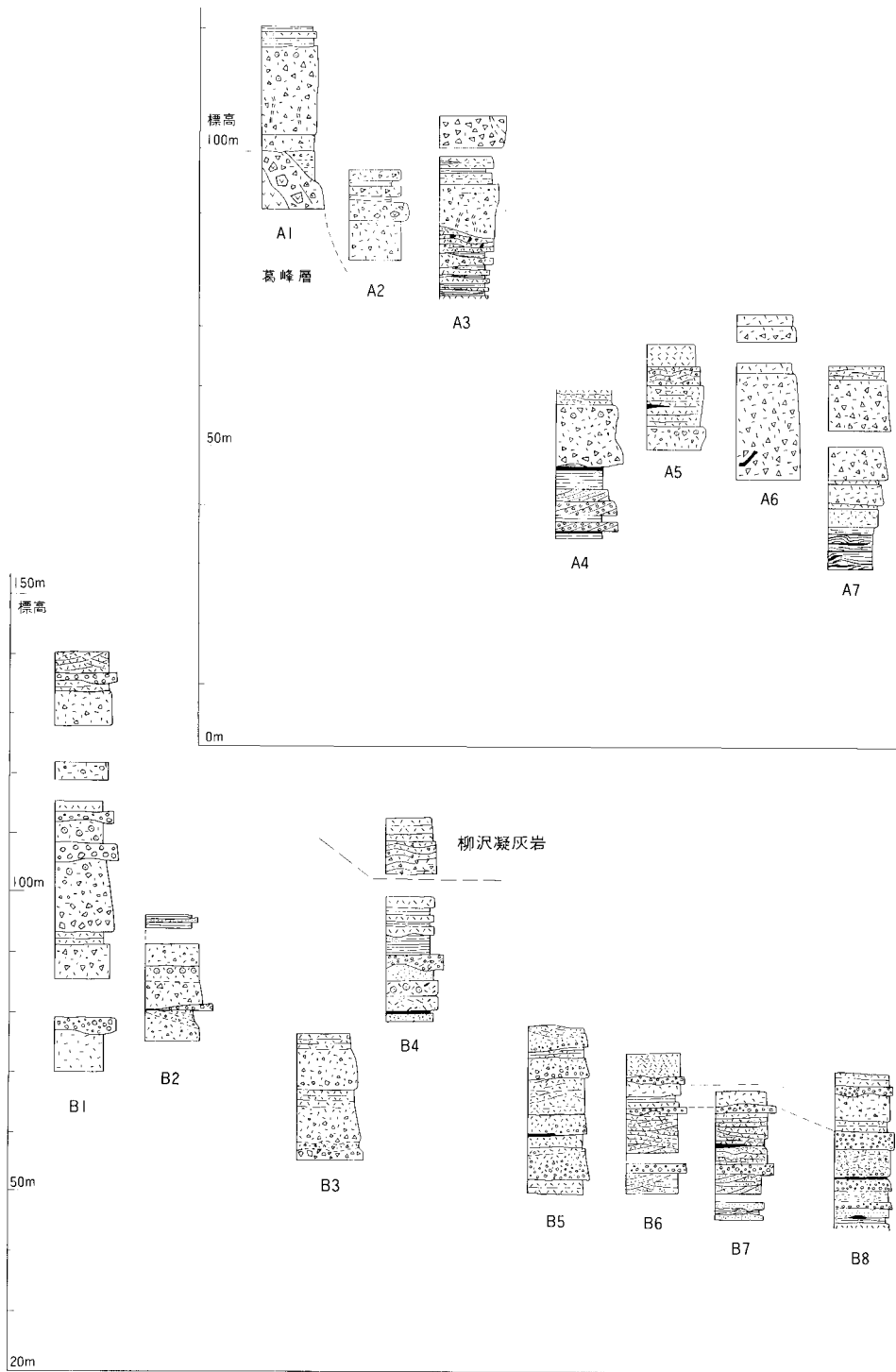
小野田層は火砕流堆積物とみられるデイサイト軽石凝灰岩層を頻繁に挟む（第14、15、16図）。軽石凝灰岩層は本地域内の小野田層で4層以上、少なくとも5-6層は狭在するとみられるが、地質図上では主要河川沿いなどの比較的露出の多い地域だけでその分布を表示している。なお古川図幅地域では7枚の凝灰岩層が記載されている（北村ほか、1981；Ishida, 1981）。

軽石凝灰岩層は厚さ数mないし10数mで、膨縮があり、その下部は塊状で淘汰不良の軽石凝灰角礫岩及び火山礫凝灰岩からなり、下位の地層が削剥された凹地部分を埋めていることがある。その上部は層状で斜交層理や級化層理などの堆積構造を呈する。また、しばしば火山豆石や脱ガス構造が認められ（第17図）、炭化木片や異質岩片を含んでいる。

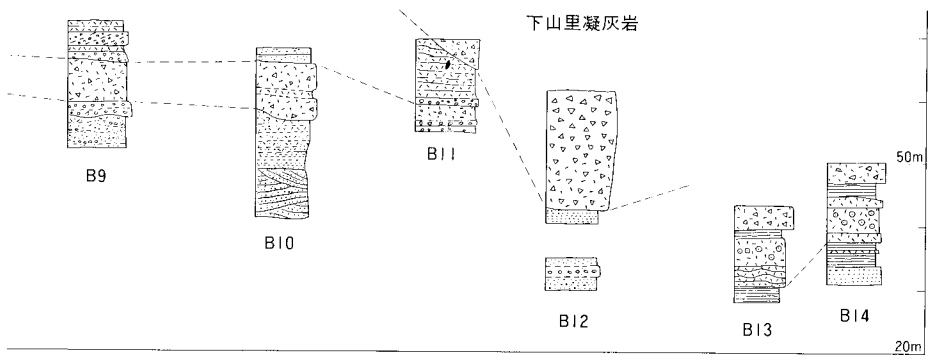
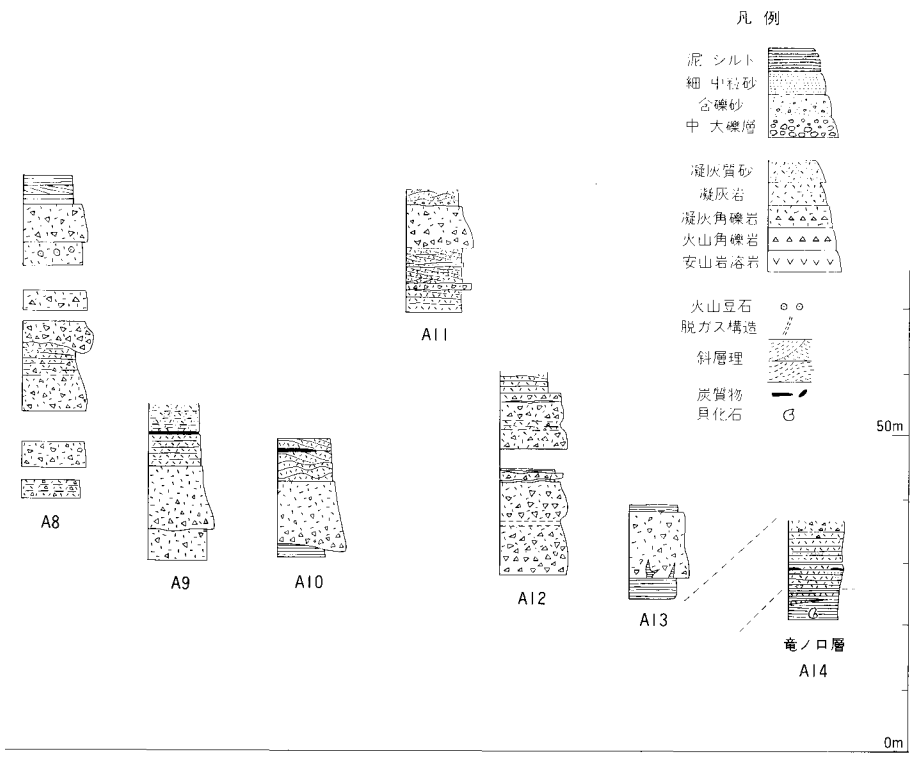
軽石は主として直径数cmないし数10cm、亜角礫ないし亜円礫の形状が多い。斑晶として斜長石、石英、鉄鉱を含み、しばしば斜方輝石も含んでいて、一部で角閃石または単斜輝石を含んでいる。また、微量のジルコン及びアバタイトを含む。角閃石を含む軽石凝灰岩層は栗駒町高松付近と岩出山町<sup>もずめ</sup>東方館沢川中流に分布し、いずれも本層下部に狭在している。また古川図幅地域内の本層最上部の軽石凝灰岩層にも角閃石が多く含まれている（北村ほか、1981）。単斜輝石を含む軽石凝灰岩層は館沢川中流の角閃石を含む凝灰岩層のひとつ上の凝灰岩層に含まれていて、これには石英の斑晶も多く含まれている。本地域北東部の鶯沢町高玉から栗駒町高松付近の小野田層の基底郡付近には径1cm近い大きな石英斑晶を多量に含む特徴的な軽石に富んだ塊状凝灰角礫岩が挟まれていて、これには少量の角閃石も含まれる。

小野田層の礫層は主として中礫ないし細礫からなり一部で巨礫を含み、淘汰不良のものが多く、一部で凝灰質砂のマトリックスに富む。礫は亜円礫ないし亜角礫、礫種は主として中新世火山岩類で、一部花崗岩類である。礫層はところによって正級化構造や斜交層理が観察される。また、下位の地層が削剥された凹地部分を埋めていることがある。凝灰質砂及びシルト層は灰白色ないし灰緑色、数-10数cm単位の互層や細互層及び斜交層理を呈することが多く、薄い凝灰岩層や炭質物を含むことがあり（第18図）、また薄い凝灰岩層と互層をなす。

**化石及び年代** 本地域付近の小野田層は炭化した植物片を含むが、庄司（1958）が少数の植物化石の報告をただけで、時代を示す化石は記載されていない。本層の年代について、本地域北東部高松付近の本層下部の石英斑晶を含む凝灰岩中から軽石を得て、そのフィッション・トラック年代を測定し、 $3.3 \pm 0.5$  Maの値を得た（第4表）。また、南隣の古川図幅地域北部において、北村ほか（1981）によって小野田層最上部の凝灰岩層とされたOt7凝灰岩の年代が $0.62 \pm 0.10$  Maである。更に南西隣の葉菜山地域の小野田層模式地で採取された軽石凝灰岩は $2.0 \pm 0.3$  Maであった（土谷・伊藤、1996）。これらの年代値から小野田層は鮮新世後期から更新世中期にかけて堆積したものと推定される。

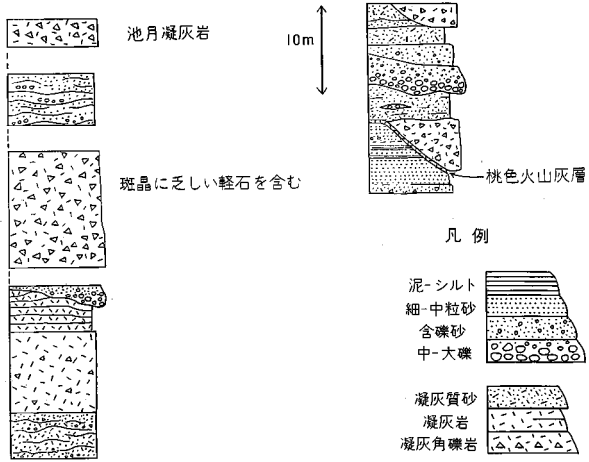


第 15 図 一迫川及び二迫川沿いの小野田層の露頭柱状図



鷗目南東

岩出山町一ノ坪対岸



第 16 図 江合川沿いの小野田層の柱状図



第 17 図 小野田層の凝灰岩中の火山豆石を含む脱ガス構造 (篤沢町町田)





第 18 図 小野田層の炭質物を含む凝灰質砂岩  
炭化木片や不規則に変形した薄い炭質層が含まれる (鶯沢町新反田)

## V. 第四系

(伊藤順一・土谷信之)

本地域に分布する更新世一完新世の堆積物は、下位より、高清水層、鬼首カルデラ火山を起源とする池月凝灰岩、下山里凝灰岩、鳴子火山を起源とする荷坂凝灰岩、柳沢凝灰岩、鳴子カルデラ内に堆積した入沢層、本地域の河川沿いに発達する段丘堆積物や沖積層からなる。

### V. 1 高清水層 (Ss, Sp)

**命名** 松野 (1967)

**模式地** 若柳区幅地域内の高清水町の国道 4 号線沿い

**分布及び層厚** 高清水層は本地域南東部の一迫町柳目から築館町照越及び高清水町小山田にかけて分布する。層厚は 40-60m である。

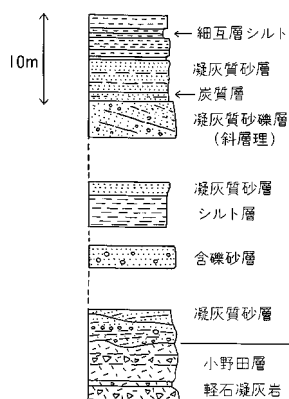
**層序関係** 本層は小野田層を整合、一部不整合に覆う。築館町神田 (東北自動車道築館インターそば、

若柳図幅地域東縁部)の露頭では(第19図), 高清水層の含礫砂岩層が小野田層の軽石凝灰岩層を不整合に覆っている。このような露頭は築館町萩沢でも観察されたが, 大きな堆積間隙を示すものではないであろう。

**岩相** 高清水層は弱固結の礫・砂・シルト層からなり(第20図), 上部に軽石凝灰岩を挟んでいて, これは若柳図幅地域内の梅が沢凝灰岩(松野, 1967)に相当するとされる(宮城県, 1991)。砂礫層は火山岩礫に富み, トラフ状の斜交層理が発達していることが特徴で(第21図), しばしば炭質物を含む。シル



第19図 小野田層を不整合に覆う高清水層の含礫砂岩層



築館インター付近  
(若柳図幅地域西部)

第20図 高清水層の柱状図



第 21 図 高清水層のトラフ状斜交層理

ト層は築館町照越と一迫町百目木で見られ、炭質物を一部に挟んでいて、淡灰色の細互層をなし、淡水成堆積物とみられる。軽石凝灰岩は一迫町柳目、築館町上高森、照越、蟹沢に散在し、角閃石を含む軽石凝灰岩からなる火砕流堆積物である。凝灰岩層は所によって下位の堆積物が削剝された谷部を埋めていて、塊状の軽石凝灰岩と不規則な斜層理を示すやや細粒の火山礫凝灰岩がある。

**化石及び年代** 本層は小野田層を覆い、池月凝灰岩に覆われている。本研究報告では、小野田層上部の凝灰岩 0t7 のフィッション・トラック年代が  $0.62 \pm 0.10\text{Ma}$  であった（土谷・伊藤, 1996）ことや、後述の池月凝灰岩の年代値（ $0.25\text{Ma}$  及び  $0.26\text{Ma}$ ）が更新世後期の時代を示していたことから、本層の時代を更新世前期から中期の堆積物であると推定する。

## V. 2 鬼首カルデラ火山噴出物 (Df, St)

鬼首カルデラは宮城県北部（鳴子及び秋ノ宮図幅地域）に位置する大規模な陥没カルデラで、その直径は約 15km に達する。現在、カルデラの中央部には再生コールドロンが発達し標高 980m（カルデラ床からの比高約 600m）に達する山塊が形成されている。鬼首カルデラの地質は片山・梅沢（1958）や Yamada（1972, 1988 など）により研究されている。それらによると鬼首カルデラは白亜紀花崗岩及び第三紀火山岩類が陥没したことにより形づくられたもので、基盤岩はカルデラ壁やその周辺に露出している。カルデラ周辺はいわゆる“北川石英安山岩”（北村, 1956）に覆われており、岩ヶ崎図幅地域では西部から南東部にかけて広く分布が認められている（阪口・山田, 1982）。Ishida（1981）は宮城県東北部の火山灰層序学的研究を行い、北川石英安山岩を 4 層準（下位より池月凝灰岩、下山里凝灰岩、荷坂凝灰岩、柳沢凝灰岩）に区分した。このうち池月凝灰岩は鬼首カルデラを噴出源とし（Kuno, 1953；

Yamada, 1972; 阪口・山乱 1988), 荷坂凝灰岩と柳沢凝灰岩は鳴子火山を起源とすることが確認されている(早田, 1984; 阪口・山田, 1988). 下山里凝灰岩の噴出源については本研究によって鬼百カルデラを起源とすると判断される成果が得られた.

### V. 2.1 池月凝灰岩 (Df)

**命名** Ishida (1981), 北村ほか (1981), 阪口・山田 (1988) による. 北村 (1956) の北川石英安山岩の一部(最下部層)で, 早田 (1989) の鬼首-池月テフラ層に相当する.

**模式地** 宮城県玉造郡岩出山町池月及び栗原郡一迫町小僧付近.

**分布・層厚** 宮城県栗原郡花山村, 一迫町小僧・長崎, 鶯沢町嶋口, 岩出山町池月・上山里付近に分布する. 岩ヶ崎地域西部の花山村周辺ではほぼ連続的に分布し, 層厚は最大 100m 以上に達するが, 南東部の鶯沢町・一迫町・岩出山町では開析された台地面の基底部にまばらに露出するだけである. 阪口・山田 (1988) によると, 岩ヶ崎図幅地域以外にも近隣の栗駒山及び葉菜山図幅地域にも分布しており, 現存する分布面積は約 350km<sup>2</sup> と推測される. 平均層厚を 50m とすると体積は約 18km<sup>3</sup>, 浸食を受けていることを考慮すると原体積はその数倍以上と考えられている.

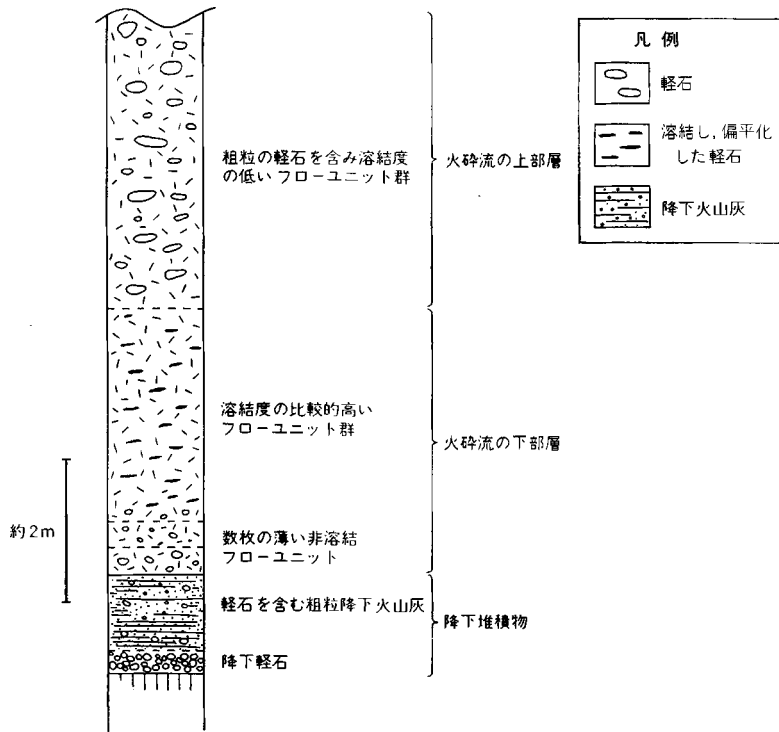
**層序関係** 小野田層及び高清水層を不整合に覆う. 明瞭な浸食間隙が認められる場合が多い(第 22 図). 下山里凝灰岩, 荷坂凝灰岩及び柳沢凝灰岩に覆われ, 礫層が挟まれることもある.

**岩相** 池月凝灰岩は, 降下火砕物とそれに続く火砕流堆積物からなる(第 23 図).

降下火砕物の基底部は正級化を示す薄い降下軽石で, その上部は粗粒(粒径 1-2mm)な結晶質の降下火山灰からなる(第 24 図). 降下軽石は花山村桧沢周辺で確認されるだけで, 図幅東部では粗粒な降下



第 22 図 池月凝灰岩と小野田層の層序関係  
小野田層(Os)の上面を削り込んでその上部を覆う池月凝灰岩(Df) (一迫町鶴ヶ谷の北東約 500 m)

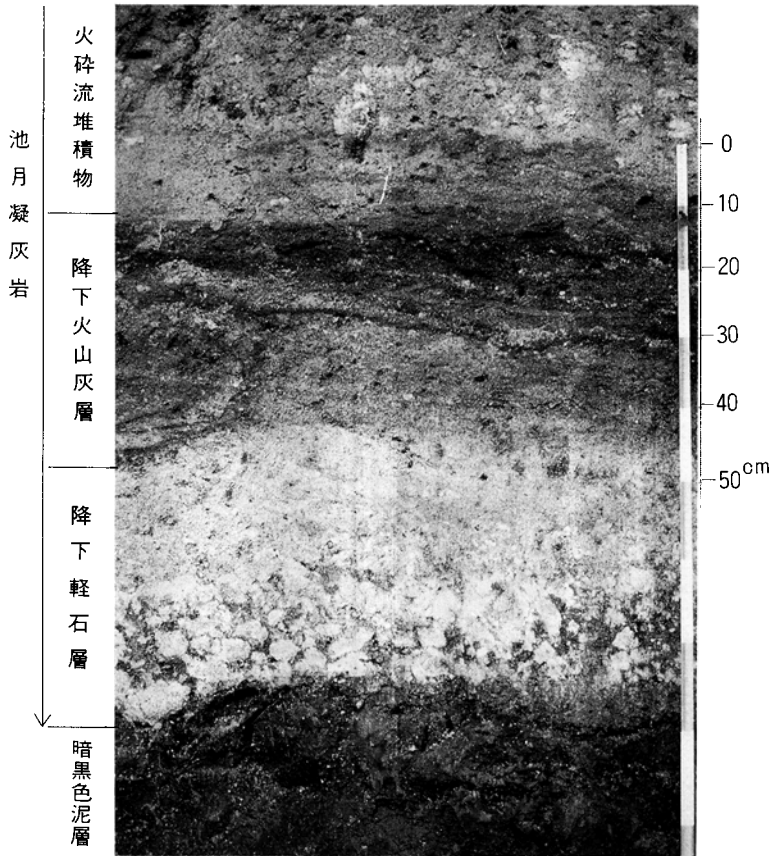


第 23 図 池月凝灰岩の模式柱状図 (阪口・山田(1988)に一部加筆)

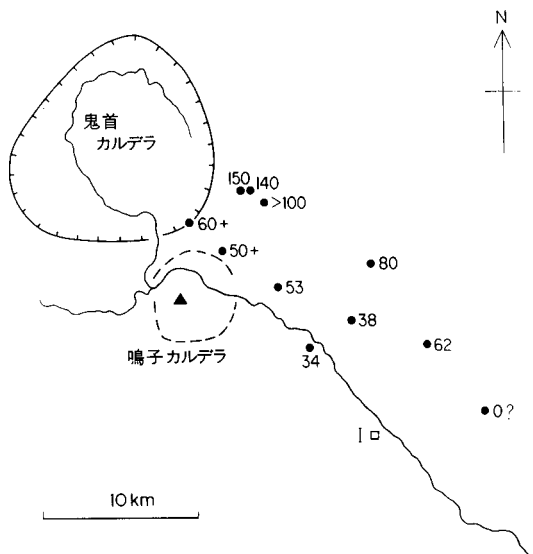
火山灰だけからなる。降下火砕物の層厚は花山村桧沢で 140cm, 岩ヶ崎図幅地域東部の岩出山町泉森で 38cm である (第 25 図)。

火砕流堆積物は溶結度の高い下部と、粒径 30cm にも達する粗粒な軽石を含む溶結度の低い上部に区分される (阪口・山田, 1988)。上・下部とも層厚数 m の複数のフローユニットからなる。フローユニット境界には厚さ数 cm の細粒火山灰が挟まれることもあるが、軽石の粒径、量比によって区分される程度で、ユニット境界は明瞭でないことが多い。下部は溶結し帯紫暗灰色を呈する。軽石は黒曜岩レンズに至るまでにはなっていないが、その扁平度は 1:3 程度である (第 26 図)。火砕流の上部は軽石に富み、基質部は非溶結から弱溶結で脆弱である。軽石の直径は 30cm に達することがあり、また逆級化を示すことが多い。上・下部とも軽石は乳白色から淡灰色で、1mm 以下の不透明鉱物が全体に散っているのが特徴である。また、花山村周辺の露頭で観察される軽石は角礫から亜角礫程度に角張っていることが多いが、それより東方では円磨されている。異質岩片として、砂岩、泥岩、マイロナイト、単斜輝石を含む斑状安山岩の岩片などを含む。火砕流最上部は暗赤褐色の火山灰質で、数 mm 程度の斜長石あるいは石英結晶が散在しており、本図幅地域ではその特徴的な色調から容易に判別できる。

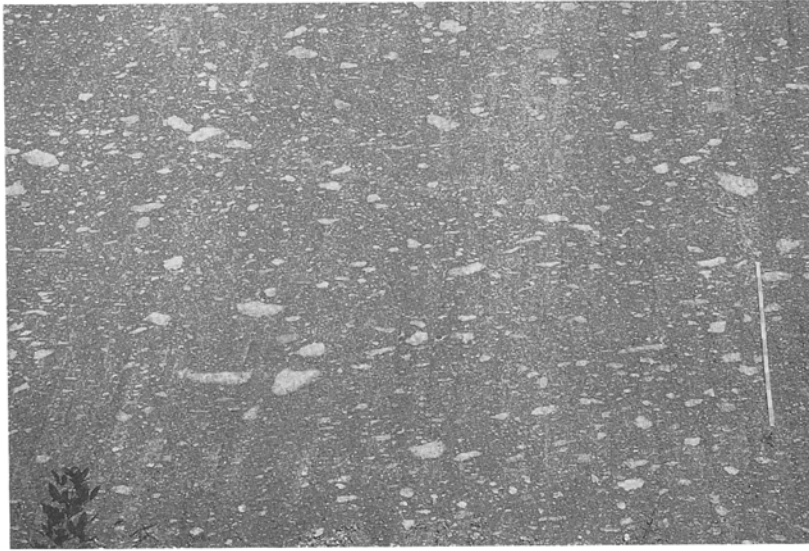
**噴出源** 阪口・山田 (1988) は、鬼首カルデラに向かって溶結度が厚くなること、下部の降下火砕物の層厚が薄くなることから、噴出源を鬼首カルデラと想定した。



第 24 図 池月凝灰岩基底部の降下軽石及び降下火山灰の露頭写真  
 スケールは約 90 cm, 10 cm 間隔で色分け (花山村検沢)



第 25 図 池月凝灰岩基底部の降下軽石の層厚分布  
 数字の単位は cm, I: 岩出山  
 (飯口・山田(1988)に一部加筆)



第 26 図 溶結した池月凝灰岩の火砕流堆積物下部層の露頭写真  
スケールは 1 m (一迫町長崎)

## 岩石記載

角閃石含有普通輝石紫蘇輝石デイサイト GSJ R 64053 (940611-8)

産地・産状：花山村桧沢．火砕流堆積物の本質岩片（軽石）．

斑晶：斜長石（1.2 から 1.5mm），石英（< 3mm，融食をうけたものもある，鉄鉱の包有物を含む），  
紫蘇輝石（< 1.5mm），普通輝石（< 1mm），角閃石（褐 - 暗緑色，薄片一枚に数個），鉄鉱  
（< 0.25mm）

石基：ガラス質．著しく発泡．

**年代・対比** 池月凝灰岩の溶結部を用いた全岩 K-Ar 年代として  $1.7 \pm 0.9\text{Ma}$  (Yamada, 1981),  
フィッション・トラック年代として 2.2Ma, 2.3Ma, 2.4Ma (山田ほか, 1978), 軽石の石英を用いた  
ESR (電子共鳴スピン) 年代として  $0.26 \pm 0.04\text{Ma}$  (Imai et al., 1992), 0.15-0.30Ma (豊田・岡部,  
1995) という結果が報告されている (付表 A-1) . 本研究で本凝灰岩の非溶結部から採取した軽石に含ま  
れるジルコンを用いてフィッション・トラック年代を求めたところ  $0.25 \pm 0.08\text{Ma}$  との結果が得られた  
(第 7 表) .

近年宮城県東北部で実施されてきた考古遺跡（座散乱木遺跡<sup>ざさんぎ</sup>，馬場壇遺跡<sup>ばばだん</sup>，高森遺跡<sup>たかもり</sup>など）の発掘調  
査に伴い，宮城県北東地域の火山灰層序が確立されてきた（早田 1993）．それによると岩ヶ崎図幅地域  
東部に分布する池月凝灰岩の非溶結な遠方相（Yamada, 1988）は，倉の沢テフラ群及び高森テフラ群よ  
りも上位にあることが確認され，高森テフラ群の軽石の石英からは 40-50 万年程度の TL (熱ルミネッセ  
ンス) 年代や ESR (電子スピン共鳴) 年代が報告されている（豊田, 1993 ; 長友ほか, 1995）．以上より  
池月凝灰岩の噴出年代は 20-30 万年と判断される．

第7表 岩ヶ崎地域第四系岩石標本の放射年代測定値

No.	地層名	試料番号	測定 鉱物	結晶数	自発核分裂 片飛跡	誘発核分裂 片飛跡	$\chi^2$ 検定	熱中性子 線量	相関 係数	U濃度 (ppm)	年代値 (Ma)	測定法
5	池月凝灰岩	GSJ R64058 (940611-1)	ジルコン	102	5.74×10 <sup>3</sup> (10)	6.92×10 <sup>4</sup> (1205)	93	8.06 (1241)	0.117	70	0.25±0.07	ED2
6	下山里凝灰岩	GSJ R64059 (940618-13)	ジルコン	100	6.59×10 <sup>3</sup> (6)	9.74×10 <sup>4</sup> (886)	100	8.30 (1278)	0.181	90	0.21±0.09	ED2

測定：京都フィッシュントラック（株）

GSJ R64058(940611-1)：宮城県玉造郡岩出山町池月下宮北方約1.5 km

GSJ R64058(940618-13)：宮城県玉造郡岩出山町葛岡

## V. 2. 2 下山里凝灰岩 (St)

**命名** Ishida (1981), 北村ほか (1981) の下山里凝灰岩による。北村 (1956) の北川石英安山岩の一部で、早田 (1989) の下山里テフラ層に相当する。

**模式地** 宮城県玉造郡岩出山町下山里付近。

**分布・層厚** 岩ヶ崎図幅地域では主に南東部に広く分布し、岩出山町上山里から下山里、栗原郡一迫町嶺崎、一迫川左岸で広く分布する。花山村上沼や中新田町高野などにも局所的な分布が認められる。また、本図幅の北隣の栗駒山及び一関図幅地域、南隣の古川図幅地域にも分布する。本凝灰岩の大部分は谷埋め型の火砕流堆積物のため観察する場所によって層厚は著しく変化するが、本図幅域内で最も厚い岩出山町上真山や一迫町寺下では30-40m程度の層厚を示す。

**層序関係** 小野田層、清水水層及び池月凝灰岩を不整合に覆う。露頭ではしばしば下位層とチャンネル状に接触する部分が認められる (第27図)。また、中里降下軽石、岩出山軽石などのテフラ群を挟んで荷坂凝灰岩に覆われる (第28図)

**岩相** <sup>しもやまさと</sup>下山里凝灰岩は基底部の降下堆積物とその上位の火砕流堆積物から成る。

基底部の降下火砕物は、直径3cmにも達する火山豆石を多量に含む極細粒火山灰と粒径5mm以下の発泡の悪い軽石を含む細粒火山灰からなる (第29図)。この火山灰には5mm以下の黒曜岩質岩片を含むこともある。層厚は鬼首カルデラ近傍の花山村上治で約2m、図幅東部の栗駒町嶺崎で70cm程度である (第30図)。

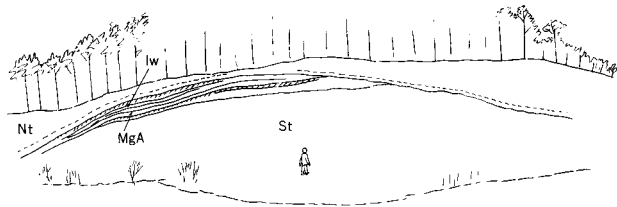
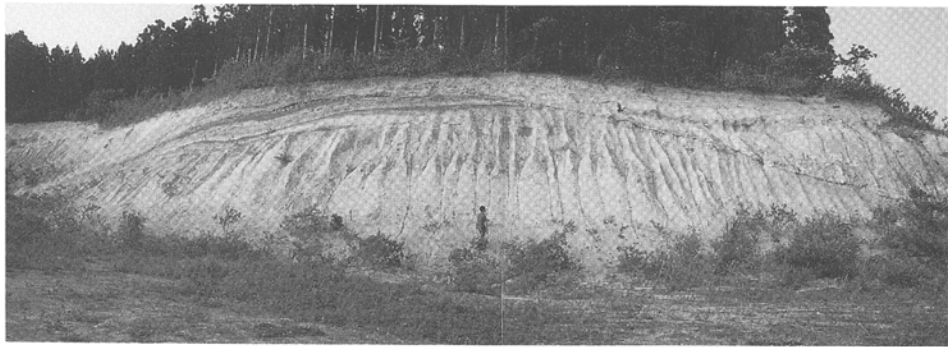
火砕流堆積物は複数枚のフローユニットからなるが、各フローユニットの層厚は10数m程度と厚く、一露頭で複数のフローユニットの重なりが認められることはまれである。フローユニット境界にはクロスラミナが認められる細粒火山灰を挟むこともある (第31図)。ユニット毎の岩相の相違は余り認められない。

火砕流堆積物を構成する軽石の大半は灰白色で、発泡度が良く、気泡は一方向に延ばされている。軽石の破断面は光沢感に乏しい。灰色から暗灰色のやや発泡度の乏しい軽石が少量含まれ、灰白色部と暗灰色部からなる縞目状軽石も認められる。軽石の粒径は比較的大きく、図幅域内を通じてMP値 (1露頭内で観察できる軽石の最大3個の平均値) は10cmを越える。基質は粒粒で、黒曜岩質の岩片 (粒径5cm以下) が散在することが特徴である。火砕流堆積物の最上部は風化作用が進行し、暗灰色の基質部に脆

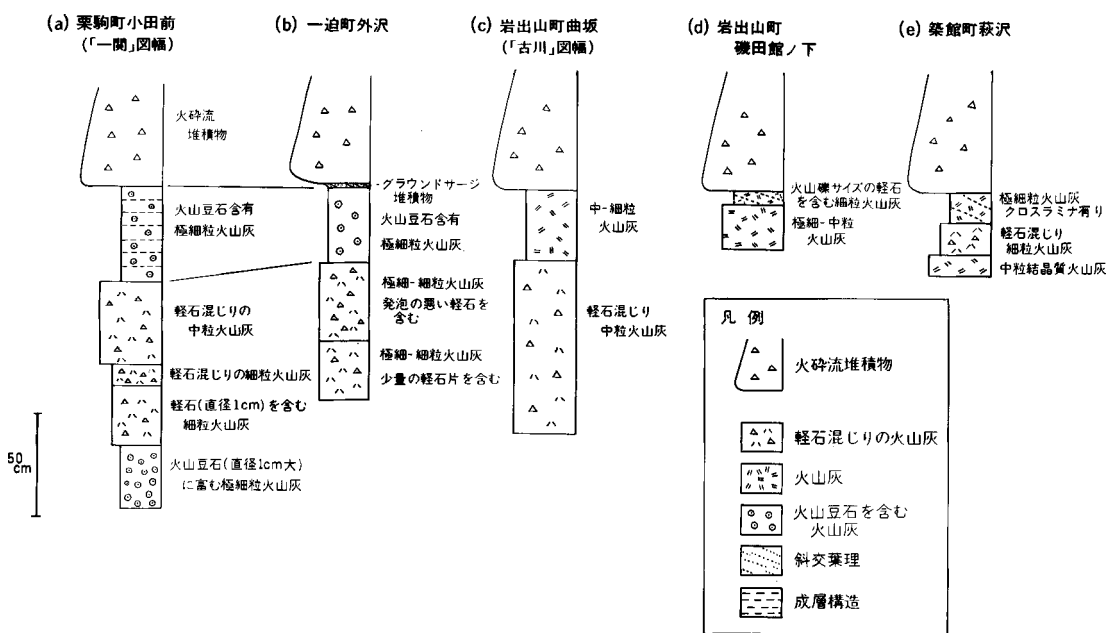




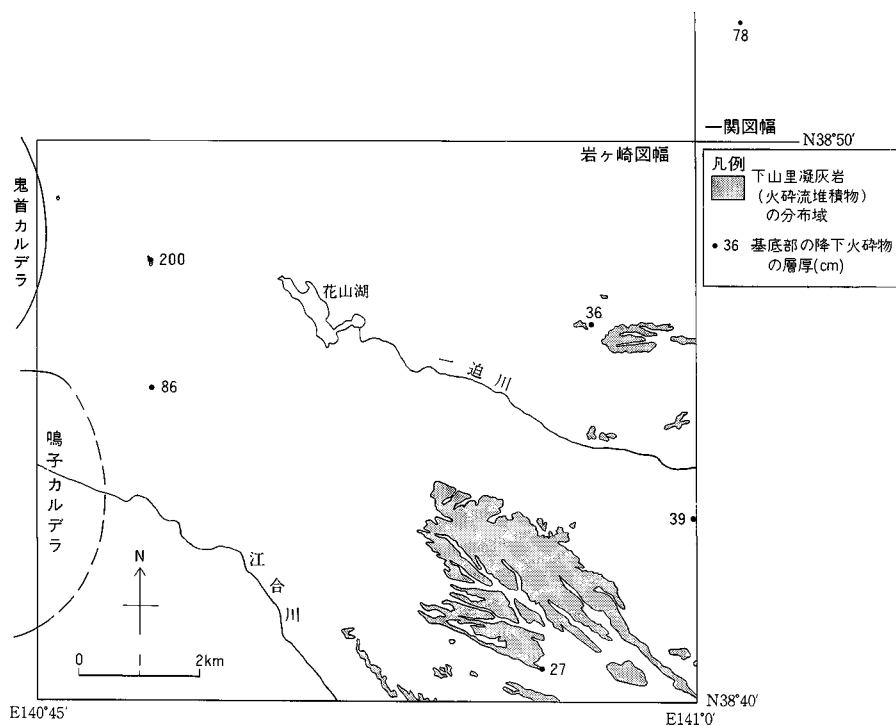
第 27 図 下山里火砕流堆積物の露頭写真  
 下山里凝灰岩が高清水層、小野田層を覆う。下山里凝灰岩基底部の白色部(a)が火山豆石を含む細粒火山灰、その上部が火砕流堆積物(pf)。(築館町萩沢南方)



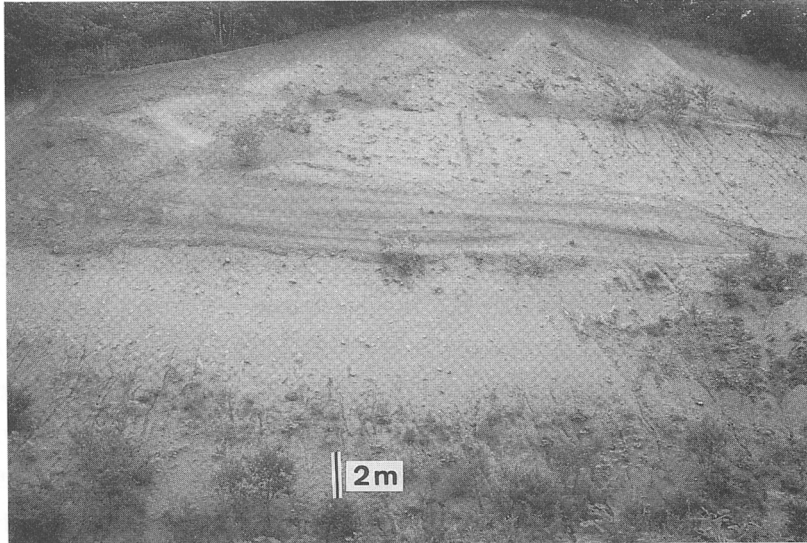
第 28 図 下山里凝灰岩とそれを覆う荷坂凝灰岩及び第四紀テフラ群の露頭写真  
 Nt：荷坂凝灰岩 Iw：岩出山軽石 MgA：曲沢火山灰 St：下山里凝灰岩（南隣の古川図幅地域、古川市安養寺）  
 (早田(1996)が報告した露頭)



第 29 図 下山里凝灰岩基底部の降下火砕物の柱状図



第 30 図 下山里凝灰岩の分布(ハッチ部)と基底部の降下火砕物の層厚分布 (単位は cm)



第 31 図 下山里凝灰岩の火砕流堆積物の露頭写真  
フローユニット境界にラミナの発達する細粒火山灰が挟まれる（上真山堂ノ沢）

弱な軽石が散在する。基質部は赤鉄鉱の沈殿により赤褐色を呈する露頭もある。

**噴出源** 分布及び基底部の火山灰の層厚分布は鬼首カルデラに向かって厚くなる（第30図）ので、鬼首カルデラから噴出したものと判断した。

### 岩石記載

普通輝石紫蘇輝石デイサイト GSJ R64054 (940621-10-P)

産地・産状：岩出山町上真山堂ノ沢。火砕流堆積物に含まれる本質岩片（軽石）。

斑晶：斜長石（< 1.5mm）、石英（< 1mm）、紫蘇輝石（< 0.1mm）、普通輝石（< 0.5mm）、鉄鉱（< 0.1mm）

石基：ガラス質。発泡。

普通輝石紫蘇輝石デイサイト GSJ R 64055 (940612-8-F)

産地・産状：岩出山町上真山金谷。火砕流堆積物に含まれる黒曜岩質岩片。

斑晶：斜長石（< 1.5mm、不鮮明な累帯構造をもつ、蜂の巣状包有物を持つものもある）、石英（< 2.5mm、融食を受ける）、紫蘇輝石（< 0.5mm）、普通輝石（< 0.3mm）、鉄鉱（0.1mm）。

石基：淡褐色火山ガラス、斜長石。径< 0.1mmのスフェルライトが生じている。

**年代・対比** 下山里凝灰岩の年代値は、図幅内及びその周辺の考古遺跡（座散乱木遺跡<sup>ざさんぎ</sup>、馬場壇遺跡<sup>ばばだん</sup>、高森遺跡など）の発掘調査において、TL（熱ルミネッセンス）年代やESR（電子スピン共鳴）年代が測定がされ、おおよそ8-29万年との測定結果が報告されている（付表A-1）。本研究では火砕流堆積物の軽石に含まれるジルコン100粒子のフィッシュン・トラック年代を測定したところ、 $0.21 \pm 0.09\text{Ma}$ との年代値を得た（第7表）。この年代値は早田（1993）による宮城県北東部の第四紀テフラ層序とは矛盾し

ない。

### V. 3 鳴子火山噴出物 (Yt, Nt)

鳴子火山は鬼首カルデラの南東に隣接する第四紀火山で、直径約7kmの不鮮明な輪郭をもつカルデラとその中央部の溶岩ドーム群からなる（カルデラのおよそ半分は西隣の鳴子図幅地域にある）。鳴子火山の噴火活動史の概略は早田（1984, 1985）や早田・八木（1991）により報告されている。それによると鳴子火山は、約7-4万年前の間に噴出量が約5-10km<sup>3</sup>の荷坂凝灰岩と、それとほぼ同規模（あるいはそれ以上）の柳沢凝灰岩を噴出した。荷坂凝灰岩の噴出以前の活動では数度の軽石あるいは火山灰（岩出山軽石：15-17万年前、一迫軽石：11-12万年前、いずれも付表A-1）を噴出したが、大規模な噴火活動は知られておらず、鳴子カルデラは荷坂凝灰岩及び柳沢凝灰岩の噴火活動で形成されたものと考えられている（早田・八木, 1991）。荷坂凝灰岩の噴火が細粒火山灰や発泡の悪い軽石を噴出する活動から始まったのに対し、柳沢凝灰岩の噴火は火砕流噴火に先行して火山豆石を大量に含む細粒の降下火山灰やベースサージを噴出しており、荷坂凝灰岩の噴火によって形成されたカルデラ湖底から噴火活動が始まったと考えることができる。その後、カルデラ内は砂・シルト・礫からなる湖成堆積物（入沢層）に埋積されるが、これを貫いて石英安山岩質の溶岩が噴出し、溶岩ドーム群がカルデラ中央部に形成された。（なお、溶岩ドーム群は西隣の鳴子図幅地域にのみ分布し、岩ヶ崎図幅地域には分布しない）。この間、小規模なマグマ噴火により火山灰を放出する活動や温泉・熱水活動に伴った水蒸気爆発が度々発生しており、比較的規模が大きな活動により放出された火山灰層は瀉沼由来の火山灰として鳴子カルデラ周辺で確認されている（庄子ほか, 1983）。このうち最上部の火山灰（鳴子瀉沼-上原テフラ：早田, 1988）は始良Tnテフラを覆い、肘折尾花沢テフラに覆われることから、その噴出年代は約1万年前と断定されている（八木・早田, 1989；早田, 1989）。鳴子火山から噴出された軽石、溶岩の全岩分析値を付表A-2に示す。

#### V. 3. 1 荷坂凝灰岩 (Nt)

**命名** Ishida (1981), 北村ほか(1981)による。北村 (1956) の北川石英安山岩の一部で、早田 (1989) の鳴子-荷坂テフラ層に対応する。

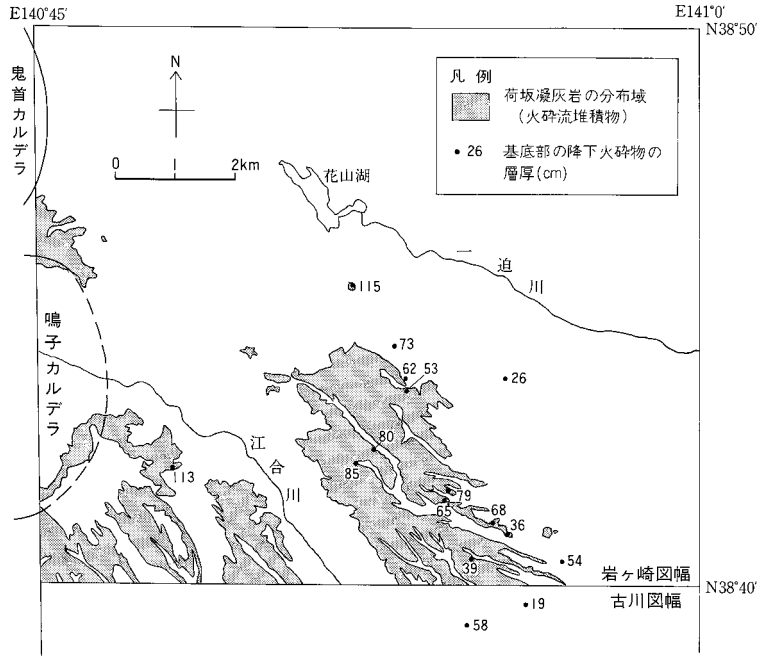
**模式地** 宮城県玉造郡岩出山町荷坂向付近。

**分布・層厚** 岩出山町市街北西部、岩出山町上一栗、鳴子町六角牧場周辺に分布する。隣接する古川図幅地域にも分布する。阪口・山田 (1988) は荷坂凝灰岩の分布域を示したが、古川市北方で下山里凝灰岩を荷坂凝灰岩と誤認していた地域があるので、総分布域は約75km<sup>2</sup>となる。層厚は岩出山町菅生から荷坂向周辺で最も厚く、50m以上である。平均層厚を30mとすると現存する体積は2.2km<sup>3</sup>、浸食された部分や鳴子盆地西部に分布する可能性を考えると、5-10km<sup>3</sup>となる。

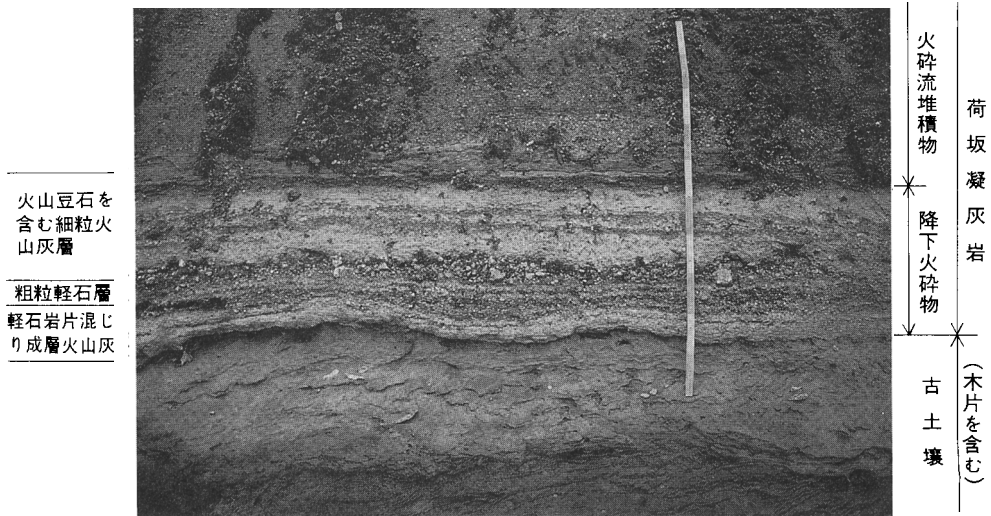
**層序関係** 小野田層、清水層、池月凝灰岩及び下山里凝灰岩を不整合に覆い、柳沢凝灰岩に覆われる。

**岩相** 本凝灰岩は、降下火砕物とそれを覆う火砕流堆積物からなる（第32図）。

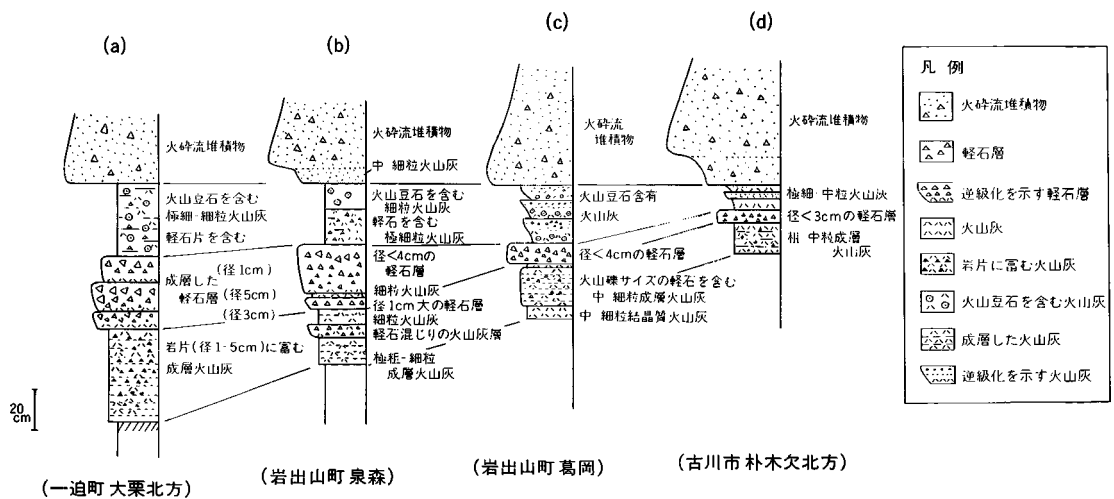
降下火砕物は軽石と火山灰とが8-10層に重なり合う細互層からなる（第33, 34図）。軽石と記述した



第 32 図 荷坂凝灰岩の分布(ハッチ部)と基底部の降下火砕物の層厚分布 (単位は cm)



第 33 図 荷坂凝灰岩基底部の降下火砕物の露頭写真  
降下火砕物は古土壤を覆い、炭化した木片を含む古土壤を覆う。スケールは 1m (古川市清滝)



第34図 荷坂凝灰岩基底部の降下火砕物層の柱状図

が、降下火砕物を構成する軽石の発泡度は悪い。降下火砕物は下位から粒径5mm以下の岩片及び軽石を含む成層した火山灰、粒径3-5cm程度の粗粒な軽石、火山豆石を含む細粒火山灰から成る。層厚は岩出山町西部の館沢川上流部で1mを越え、古川市磯田では30cm程度である。

火砕流堆積物は非溶結で、その基質部は結晶質でうすい小豆色を呈することが多い。異質岩片が比較的多く、直径5cm以上の軽石はほとんど認められない。層厚5m程度の複数のフローユニットからなるが、各ユニットは軽石や石質岩片の量比や大きさから区分できるにすぎない。岩出山町葛岡の採土場ではフローユニット境界に厚さ20cm程度の細粒の降下火山灰が確認できるが(第35図)、明瞭なフローユニット境界が認められることは希である。

火砕流堆積物は成層した降下火山灰に覆われる(早田1984:石田,1986)。岩出山町葛岡及び上宮松程での観察では、火砕流堆積物はラミナの発達した細粒火山灰質のユニットに覆われるが、その間には粒径の大きな岩片や軽石(一露頭に含まれる石質岩片の最大3個の平均値=17cm,軽石の最大3個の平均値=7cm)に富むユニットが挟まれることがある。この細粒火山灰質のユニットが観察できる露頭は少なく、これが火砕流を噴出した火山活動に引続く活動により噴出された火山灰であるかどうかは、本研究では確認できなかった。

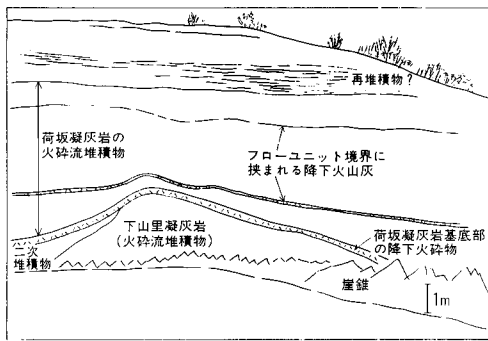
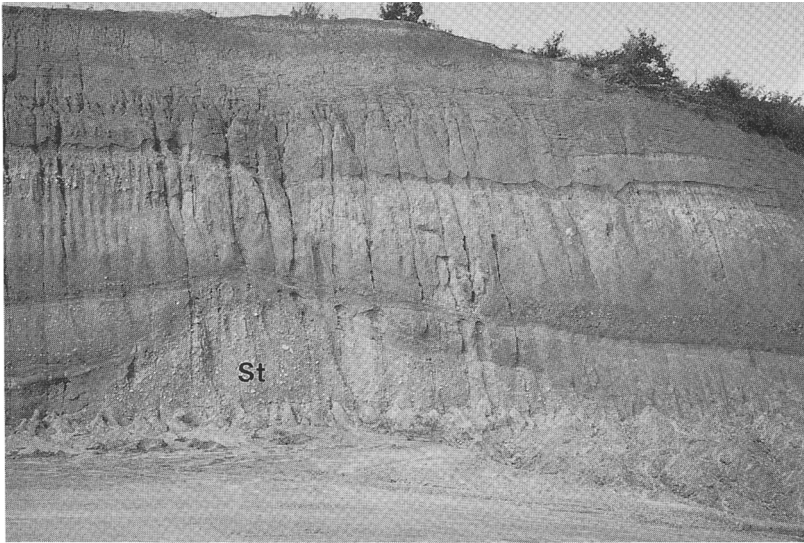
**噴出源** 早田(1989)は基底部の降下火山灰の層厚分布や粒径分布、火砕流堆積物に含まれる石質岩片の粒径分布から、本堆積物の給源が鳴子盆地にあると主張した。阪口・山田(1988)が示した基底部の降下堆積物の分布もこの主張を支持している。

### 岩石記載

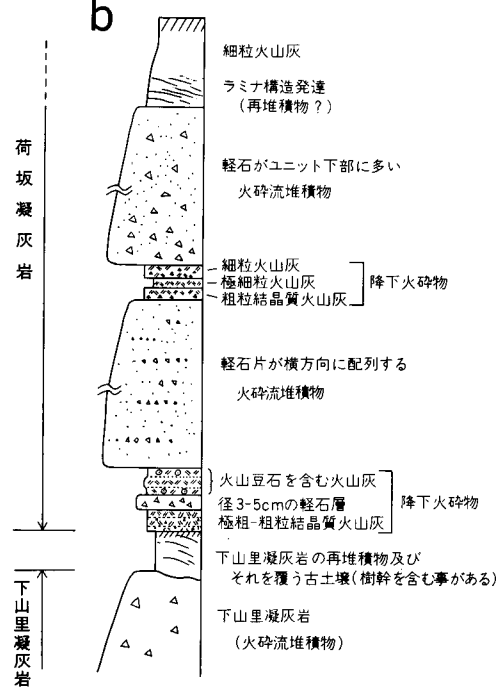
普通輝石紫蘇輝石デイサイト GSJ R 64056 (940612-3)

産地・産状: 岩出山町上真坂荷坂向。火砕流堆積物の本質岩片(軽石)。

a



b



第 35 図 荷坂凝灰岩の露頭写真 (岩出山町葛岡北部の採土場)

a: 下山里凝灰岩 (St) を覆う荷坂凝灰岩。崖の高さは約 15 m。 b: 柱状図

模式柱状図

斑晶：斜長石 (< 2.5mm, 不鮮明な累帯構造を示す), 石英 (< 1.5mm, 融食形を受呈する), 紫蘇輝石 (< 0.5mm), 普通輝石 (< 0.5mm), 鉄鈦 (0.15mm) .

石基：ガラス質・発泡.

**年代・対比** 荷坂凝灰岩の下位に洞爺テフラ (約10-12万年前：町田・新井, 1992), 御岳第1テフラ (8-10万年前：同), 上位に阿蘇4テフラ (約9万年前：松本, 1996) が存在する (早田, 1989) .

岩ヶ崎図幅地域及びその周辺の考古遺跡調査の際に, フィッション・トラック法やTL (熱ルミネッセンス) 法による年代測定値が報告され, およそ5-7万年前との結果が得られている (付表A-1) . これらの放射年代と広域テフラとの層序関係から, 荷坂凝灰岩の噴出年代は6-8万年と推定される .

### V. 3. 2 柳沢凝灰岩 (Yt)

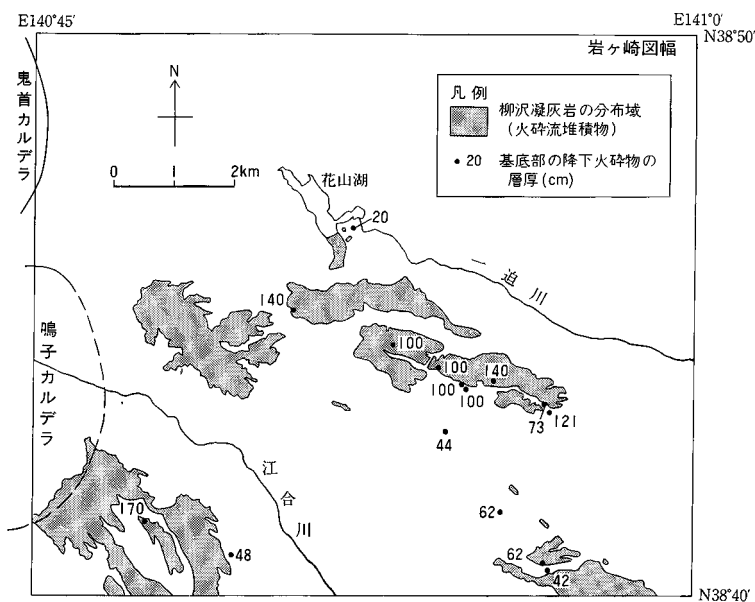
**命名** Ishida (1981), 北村ほか (1981) による . 北村 (1956) の北川石英安山岩の最上部層に当たる . また, 早田 (1989) の鳴子-柳沢テフラ層に対応する .

**模式地** 宮城県宮崎町柳沢付近 (古川図幅地域) . 岩ヶ崎図幅地域内では, 宮城県玉造郡岩出山町松程 .

**層序関係** 池月凝灰岩, 下山里凝灰岩, 荷坂凝灰岩を不整合で覆う . 本凝灰岩は阿蘇4テフラを覆い, 始良Tnテフラ (約2.2-2.5万年前：町田・新井, 1992) に覆われる (早田1989 ; 八木・早田, 1989) .

**分布・層厚** 本凝灰岩は堆積原面の保存が良く, 中新田町向山周辺や, 鳴子町上原から岩出山町大清水に台地面を形成している . 台地面の標高は向山や上原で350mで鳴子盆地から遠ざかる方向に向かって200m程度まで, などらかに下がっている .

本図幅地域内では, 南西部の中新田町, 鳴子町上原草木沢から一迫町金田, 清水にかけて広く分布する . このほか, 花山村登米, 一迫町片子沢周辺に不連続に分布が認められる (第36図) . 古川図幅地域の



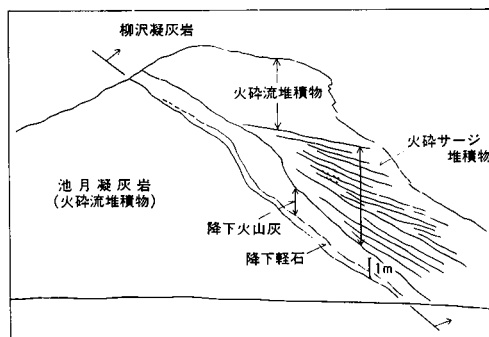
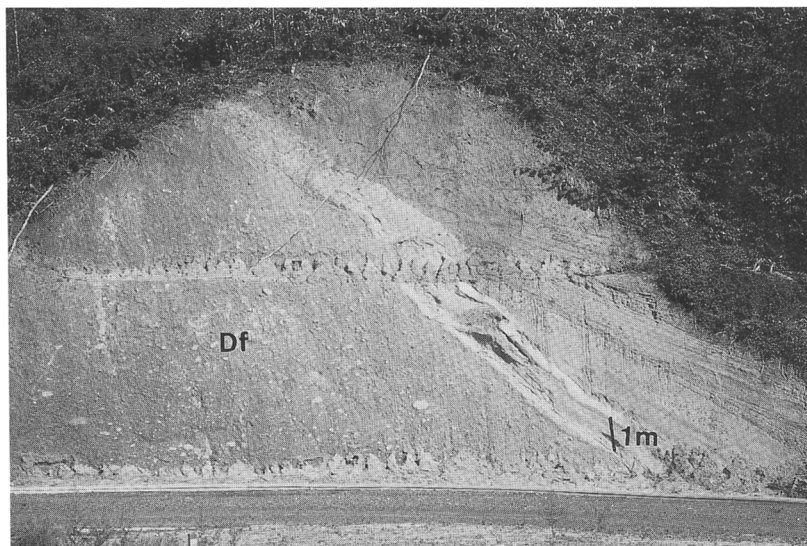
第36図 柳沢凝灰岩の分布(ハッチ部)と基底部の降下火山灰の層厚分布 (単位はcm)



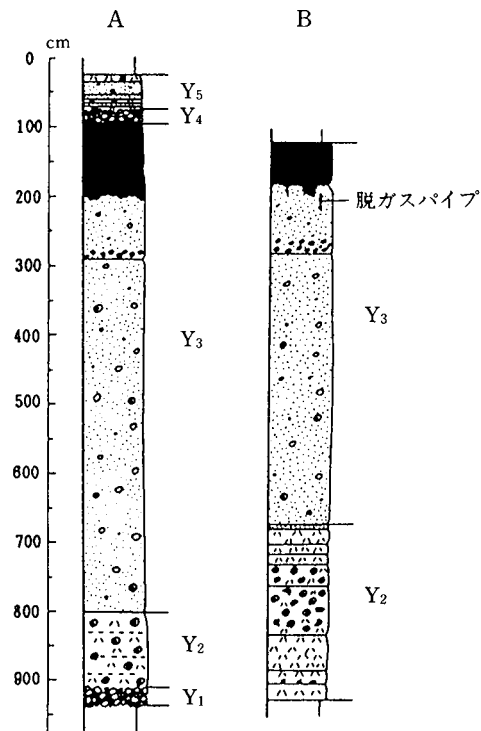
北部にも広く分布する。全体の分布域は阪口・山田（1988）が示したものとほとんど変わらない。層厚は岩ヶ崎図幅地域では、古川市清滝、一迫町長崎、中新田町南沢付近で30-40mであるが、模式地の宮崎町柳沢（南隣の古川図幅地域）付近では70-80mの層厚を示す。阪口・山田（1988）は現存堆積物の分布面積を約150km<sup>2</sup>、平均層厚を30mとし、浸食などを考え総噴出量は5-10km<sup>3</sup>とみなしている。

**岩相** 本凝灰岩は底部から降下火砕物、ベースサージ堆積物、火砕流堆積物及び降下火砕物からなる（第37、38図）。このうちベースサージ堆積物は鳴子カルデラに近い鳴子町上原や中新田町南沢周辺でのみ認められ、それより遠方では基底部の降下火砕物を火砕流堆積物が直接覆っている。

基底部の降下火砕物は、下部の軽石と上部の細粒火山灰に細分できる。早田（1989）は、基底部の軽石をY<sub>1</sub>ユニットとし、玉造郡上原で層厚50cm程度の降下軽石の存在を確認している（第38図）。本調査で基底部の軽石が確認できたのは花山村大平の西方だけで、そこでは層厚が16cm、構成する軽石の直径は約1.5-2.5cmであった。細粒火山灰は直径3cmにも達する火山豆石を多量に含み（第39図）、



第37図 池月凝灰岩を覆う柳沢凝灰岩の露頭写真（花山村大平の西方約500m）



第38図 柳沢凝灰岩の模式柱状図 (早田, 1989)

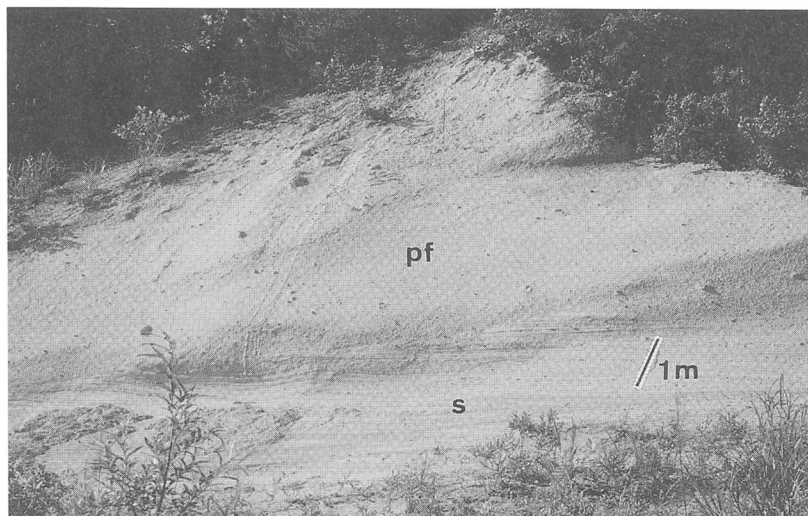
Y<sub>1</sub>: 降下軽石 Y<sub>2</sub>: 火山豆石を含む細粒火山灰 Y<sub>3</sub>: 火砕流堆積物 Y<sub>4</sub>: 降下軽石 Y<sub>5</sub>: 降下火山灰.  
 A: 鳴子町上原(推定される噴出源より約5 km) B: (推定される噴出源より約10 km)



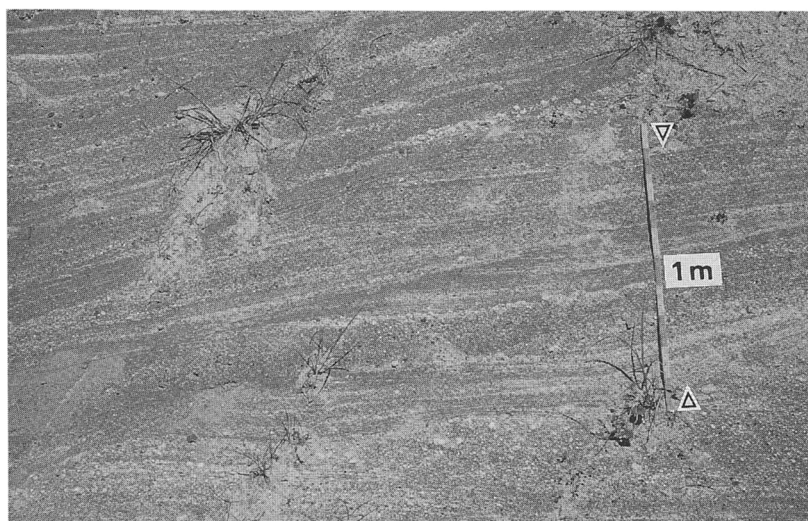
第39図 柳沢凝灰岩底部の火山豆石に富む降下火山灰の露頭写真  
 スケールは20 cm(5 cm 毎に色分け) (一迫町大川口芳沢)

粒度組成の違いや軽石片（径数mm）に富むなど構成物の違いから判断される複数のユニットからなる成層構造が認められることもある。下部の降下火砕物の層厚は岩ヶ崎図幅地域の南西部（岩出山町高野から一迫町長崎周辺）では1mを越える（第39図）。早田（1989）は鳴子カルデラを噴出源として東方に延び太平洋に到達する等層厚線図を示している。

ベースサージ堆積物は基底部の降下火山灰を覆う。火山豆石が全体に散在し、サンドウェーブ構造が



第40図 柳沢凝灰岩の火砕流及び火砕サージ堆積物の露頭写真  
スケールは1m。層厚約5m程度の火砕サージ(s)を、層理不明瞭な火砕流(pf)が覆う（岩出山町南沢北方、約2km）



第41図 柳沢凝灰岩の火砕サージ堆積物の露頭写真  
スケールは1m。流れの方向は写真向かって左から右（岩出山町南沢北部、約700m）

発達する。岩出山町松程の採土場では波長約 10m、波高約 2m のデューン構造（第 40, 41 図）や chute and pool 構造（Schmincke et al., 1973）が認められる。層厚は鳴子町上原や中新田町南沢周辺でも 10 m 程度で、岩出山町長崎付近では 1m 程度に薄層化する。これより東方ではベースサージ堆積物の分布は確認されていない。

火砕流堆積物は非溶結で乳白色を呈すが、場所によっては淡赤色を帯びる色調を示すこともある。軽石や異質岩片の粒度から認定されるフローユニットの層厚は数 m 程度である。軽石は白色から淡赤色で、繊維状に発泡しており、新鮮な破断面はガラス状光沢を示す。長さ 2mm 程度の白形柱状の角閃石斑晶を含むのが特徴である。阪口・山田（1988）が記載したように、粒径 3mm 程度のかんらん石斑晶を含む軽石も存在する。火砕流堆積物の基質部には少量の火山豆石（径 2cm 以下）のほか、異質礫として安山岩、変質を受けた緑色の安山岩及び花崗岩質の岩片を含む。ML 値（1 露頭に認められる石質岩片の最大 3 個の平均値）は 5cm 程度である。

早田（1989）は火砕流堆積物の直上に co-ignimbrite ash と思われるガラス質細粒火山灰、発泡の良い軽石及び火山豆石を含む平行葉理の発達した緑灰色火山灰を鳴子町上原で認めたが、本研究では確認できなかった。これらの降下火砕物の分布域は噴出源近傍に限られ、保存状態も必ずしも良くないのかもしれない。

**噴出源** 早田（1989）は本凝灰岩を構成する降下火砕物の層厚、粒径分布、火砕流堆積物に含まれる石質岩片の粒径分布から、給源を鳴子盆地内と想定した。阪口・山田（1988）が示した基底郡の降下火砕物の層厚分布、サージ堆積物の分布や流向は、この主張を支持している。

## 岩石記載

角閃石紫蘇輝石デイサイト GSJ R 64057 (940613-8)

産地・産状：宮崎町柳沢（南隣の古川図幅地域内）・火砕流堆積物の本質岩片（軽石）。

斑晶：斜長石（< 1.5mm, 集斑状を呈することもある）、石英（< 2.5mm）、紫蘇輝石（< 0.15mm）、角閃石（< 0.75mm, 褐色）、鉄鉱（< 0.25mm）。

石基：火山ガラス。繊維状に発泡している。

**年代・対比** 岩ヶ崎地域周辺で実施された考古遺跡調査で、本凝灰岩から採取された炭化木の  $^{14}\text{C}$  年代として 50,880 ± 2,150y. B.P.（中井, 1988）、軽石のフィッシュン・トラック年代として 40-63ka（ka は 1000 年前, 興水, 1983）、軽石に含まれる石英の TL（熱ルミネッセンス）年代として 41-57ka（市川・平賀, 1988）との結果が得られている（付表 A-1）。これらから判断すると、本凝灰岩はおおよそ 4-5 万年前に噴出したものと判断できる。

## V. 4 入沢層 (Ig, Is)

**命名** 通商産業省・資源エネルギー庁（1976）、小元（1966）などの鳴子湖成堆積物に相当する。

**模式地** 宮城県玉造郡入沢及び上ノ原周辺。

**分布・層厚** 鳴子町大口周辺の鳴子カルデラ内に分布し、標高 220-230m 付近までを埋積する。下限

は不明であるが、鳴子町馬場や要害周辺で実施された温泉ボーリング（宮城県衛生部，1973）の結果では、海面下200m付近まで砂礫層の存在が確認されている。

**層序関係** 花崗岩体及び第三系火山岩類をアバットで覆う。岩ヶ崎図幅地域の西隣の鳴子図幅地域では、鳴子火山の後カルデラ期に噴出した石英安山岩質の溶岩ドーム群に覆われる（宮城県，1993）。

**岩相** 本層は主として凝灰質シルト，凝灰質砂，礫岩とそれらの互層からなり（第42，43図），上位ほど礫層が優勢である。

**年代** 鳴子火山の後カルデラ期に噴出した溶岩ドームに覆われる入沢層最上部の礫層から採取された樹幹の<sup>14</sup>C年代として，11,830 ± 555y. B. P. との結果が報告されている（小元，1993）。

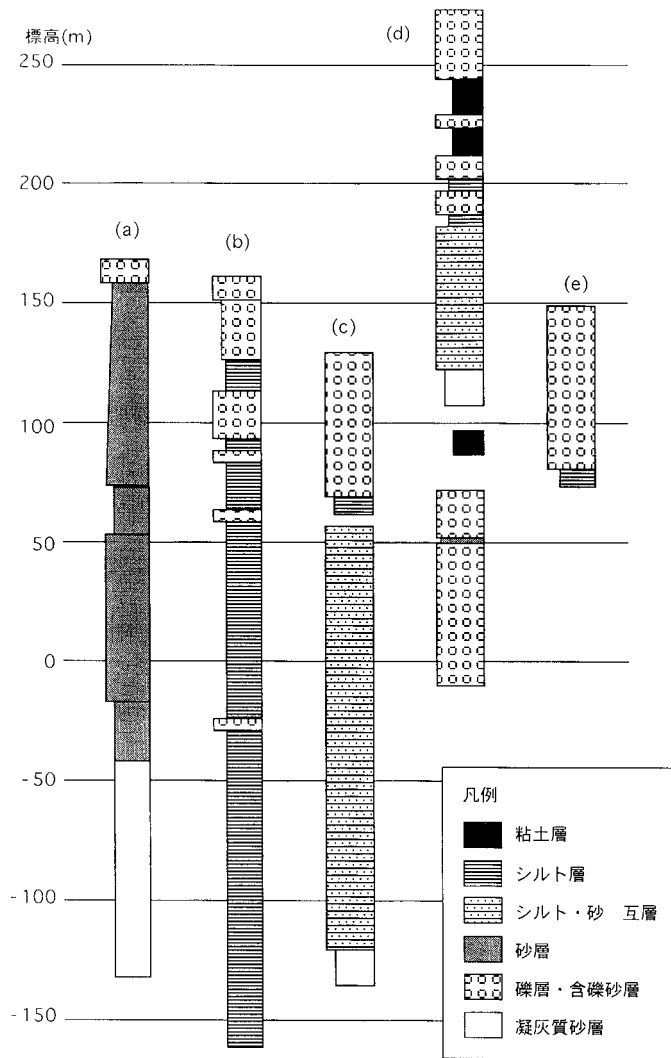
#### V. 5 第四紀テフラ群（地質図では省略）

岩ヶ崎図幅地域を含む宮城県北部の第四紀テフラ層序は石田（1978），Ishida（1981），豊島・石田（1983）や早田（1989，1993），早田・八木（1991）によってすでに詳細な研究がなされている。ここでは早田氏らの研究報告を整理し，記述するに留める。

宮城県北東部では肘折尾花沢テフラ，始良Tnテフラ，阿蘇4テフラ，御岳第1テフラ，三瓶木次テフラ，洞爺テフラを指標テフラとして火山灰層序が明らかにされている。岩ヶ崎図幅地域では，これら指標テフラの間に挟まれる火山灰及び軽石の大部分は鬼首カルデラあるいは鳴子火山を起源とするが，噴出源不明のテフラもある。第44図には，早田（1993）による岩ヶ崎図幅地域及びその周辺の代表的な露頭における柱状図を示し，第45図には総合柱状図を示す。第46図には代表的なテフラの等層厚線図を示す。

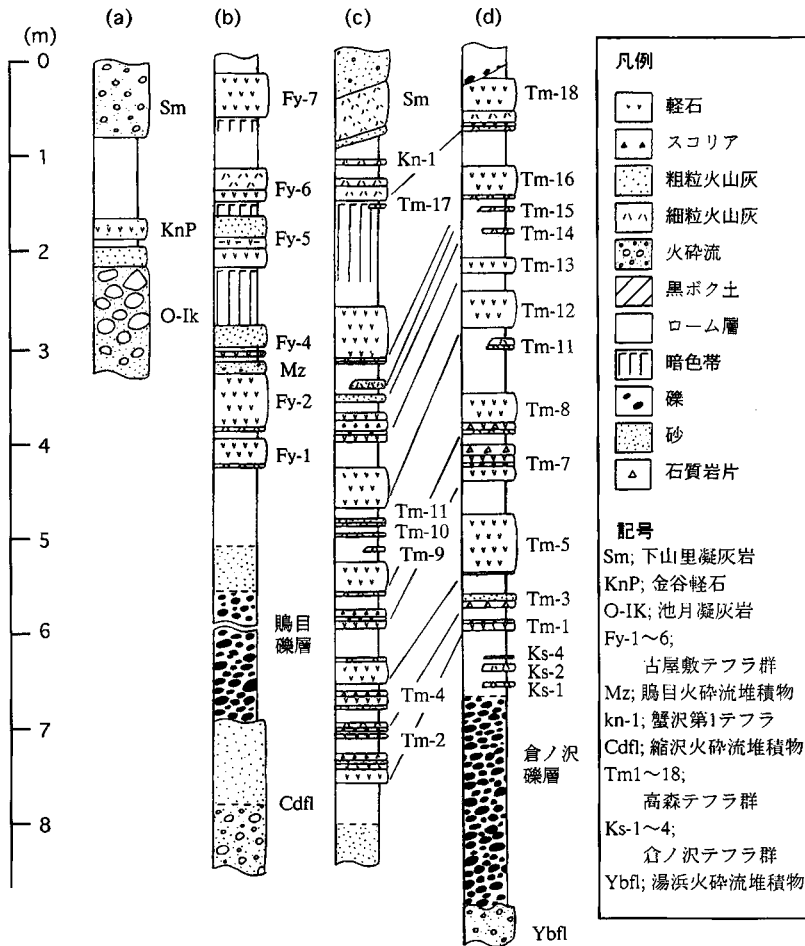


第42図 入沢層の露頭写真（鳴子町入沢東方500m）



第 43 図 鳴子カルデラ内のボーリング柱状図 (宮城県衛生部, 1973 による)  
 a: 二宮源泉 b: 馬場の湯 3 号 c: 情野源泉 d: 鳳鳴台, 西条源泉 1 号 e: ブロック工場試錐

岩ヶ崎図幅地域及びその周辺では、東北歴史資料館・石器文化談話会によって考古遺跡の発掘調査が精力的に実施され、<sup>ほぼだん</sup>馬場壇遺跡や高森遺跡の発掘調査では、日本の旧石器時代の研究に大きな成果を上げてきた。これらの発掘調査では、遺跡含有層の時代決定には火山灰編年学手法が取り入れられ、またその絶対年代を決定するために火山灰や軽石のフィッション・トラック年代測定、TL (熱ルミネッセンス) 年代測定や ESR (電子スピン共鳴) 年代測定が行われてきた。これらの研究成果として得られた年代値は付表 A-1 にまとめた。



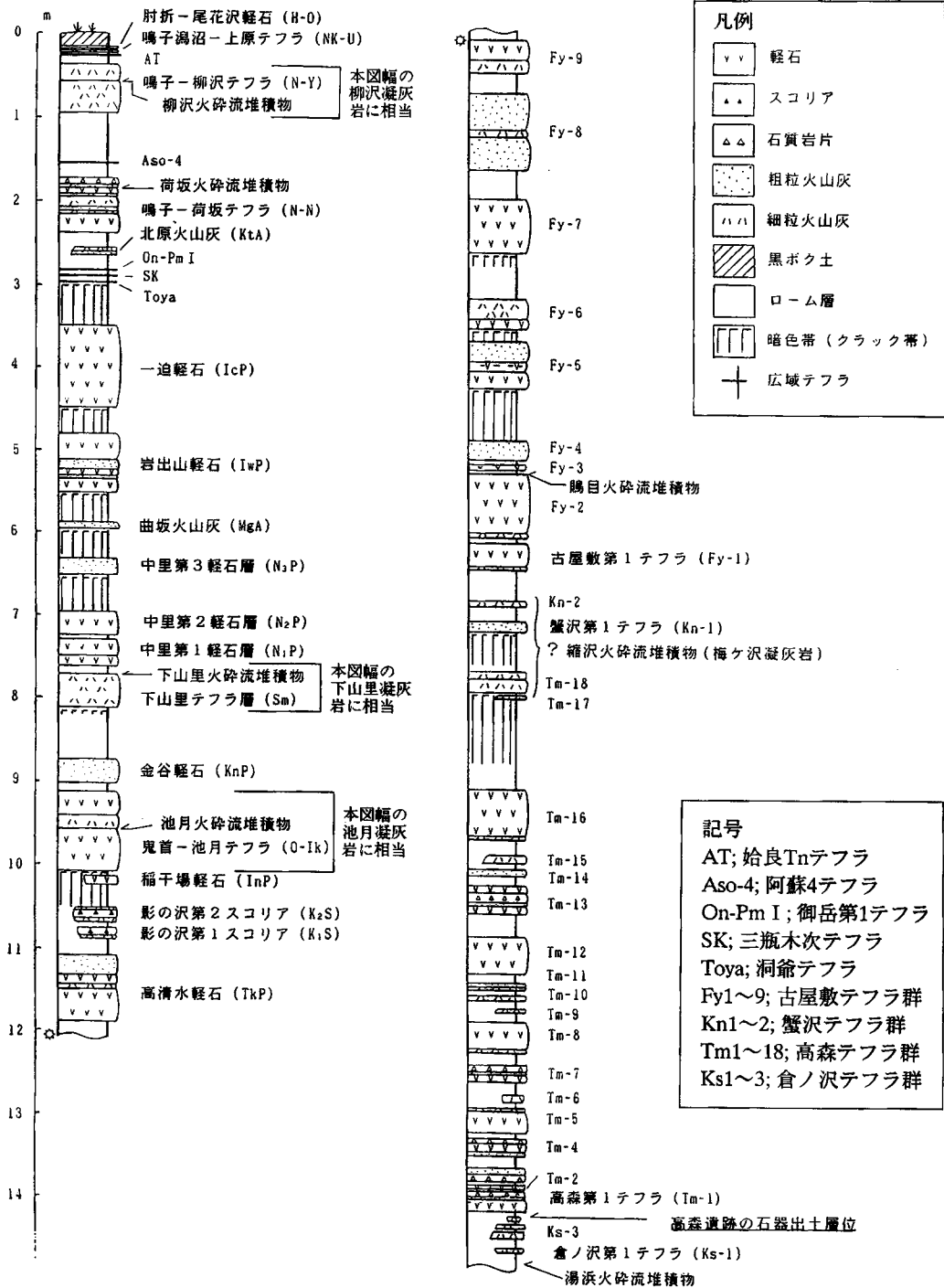
第 44 図 岩ヶ崎図幅地域及びその周辺で確認された火山灰柱状図（早田，1993 より，本報告の筆者が確認した露頭の柱状図のみを抜粋） a：岩出山町金谷 b：一迫町古屋敷 c：築館町高森 d：古川市倉ノ沢

## V. 6 段丘及び扇状地堆積物 (tu, tm, tl, f)

本図幅地域の段丘堆積物は江合川，一迫川，二迫川及び三迫川沿いに分布して高位，中位及び低位の三段の段丘面を形成している．各河川沿いごとに比高に基づき，三段の地形面区分を行ったが，各河川沿いの段丘面や堆積物同士の対比は資料が乏しく困難である．

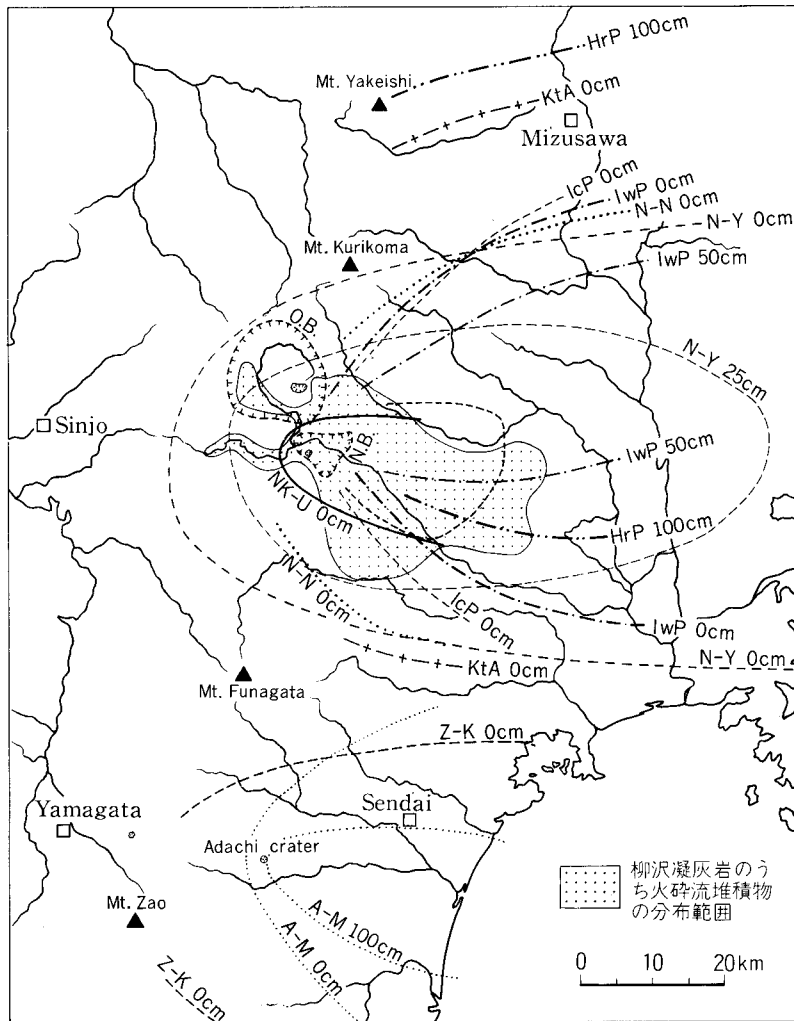
**高位段丘堆積物** (tu) は現河床からの比高は 30-40m で，分布が少ないが，花山湖北西の池月凝灰岩の台地を覆っているのをはじめ，花山湖より上流側の二迫川沿いに分布する．堆積物は花山湖北西では厚さ 1-2m かそれ以上，淘汰不良の中-小礫で，礫種は主として変質安山岩や花崗岩類で，池月凝灰岩を覆う．風化した火山灰に覆われるが，火山灰の同定はなされていない．

**中位段丘堆積物** (tm) は現河床からの比高が 10-20m 程度，各主要河川沿いに広く発達し，更に本図



第 45 図 宮城県東北部の火山灰総合柱状図 (早田, 1993 による)





第 46 図 宮城県北部の降下テフラ等層厚線図 (早田, 1989 を一部改変)

N-N: 荷坂凝灰岩基底部の降下火砕物 N-Y: 柳沢凝灰岩基底部の降下火砕物 IwP: 岩出山軽石 IcP: 一迫軽石  
NK-U: 鳴子濁沼-上原テフラ KtA: 北原火山灰 HrP: 平泉軽石 O.B.: 鬼首カルデラ N.B.: 鳴子カルデラ

幅地域北東部の丘陵地の小さな谷間にも分布している。中位段丘面は丘陵地の北側に発達することが多く、一迫川と二迫川間の丘陵地では、北側に緩く傾斜した段丘面が多数認められる。その堆積物は、栗駒町中野では厚さ2m、径30cm以下の垂円礫層からなり、厚さ1m程度の風化火山灰ないし土上に覆われている。鳴子町鶴田の江合川沿いの段丘堆積物は厚さ2m程度、径30cm以内の垂円礫層からなり、明瞭なインプリケーション覆瓦構造を呈し、現在の江合川と同じく北西から南東への古流向を示している(第47図)。小松川右岸では下山里凝灰岩を覆い、荷坂凝灰岩に覆われる。

**低位段丘堆積物** (t1) は現河床からの比高が10m以下、栗駒町稲屋敷、一迫町金田付近、及び池月以



第 47 図 江合川沿いの中位段丘堆積物中の礫層に見られるインプリケーション

南の江合川北岸に発達し、礫及び砂からなり、泥を挟む。低位段丘面は沖積面との断差が数 m 以内で、ところによっては断差がほとんどない。主要河川の自然堤防地形と区別困難で、地質図に示した低位段丘堆積物の一部には現河川の自然堤防堆積物が含まれている可能性がある。

扇状地堆積物(f)は本図幅地域南東部の鳴子町鍛冶谷沢から東北大学農場にかけて分布し、礫及び凝灰質砂からなっている。この堆積物は東北大学農場付近では扇状地としての形態が明確である。しかし、その東側の部分の地形は不規則な起伏を持った緩斜面をなしていて、扇状地としての地形は不明瞭だが、この部分の堆積物も扇状地堆積物に含めた。鳴子カルデラを埋積した入沢層と同時異相の関係にある部分も存在すると考えられるが、扇状地堆積物と入沢層同等層との区分は明確にはなされていない。東北大学農場付近の堆積物はやや淘汰不良の砂礫層で、池月凝灰岩起源と見られる溶纤凝灰岩の角礫を含み、ときに径数 10cm の岩片を含むことがある。鳴子町鍛冶谷沢付近の堆積物は凝灰質の砂礫からなり、池月凝灰岩の岩片に富む。これは鳴子カルデラ形成後、池月凝灰岩の崖の南側に堆積したものである。

## V. 7 沖積層 (a)

本地域の沖積層は主要河川沿いの低地、丘陵地の川谷底に分布している。主として礫・砂及び泥からなる。また、本地域東部の一迫川や二迫川の下流側では、比較的細粒の堆積物が多く、泥炭を挟む。宮城県 (1991) によれば、沖積層は更に自然堤防、後背低地、谷底平野、及び現河床の堆積物からなるが、本報告の地質図では示していない。

## V. 8 埋立地 (r)

本地域の埋立地は細倉鉱山周辺にあつて、鉱山採掘によって生じた鉱屑を廃棄し埋め立てるために、

3つの大きなダムが作られている。これらは、鶯沢町細倉鉱山の南側の藤沢沈澱池と入釜沈澱池、そして栗駒町放森東方の沈澱池である。これらの埋立地では細倉鉱山閉山後には、鉱屑の廃棄もほぼ終了し、一部は運動場などの施設が作られている。

## VI. 地 質 構 造

(土谷信之)

本地域では中新統が褶曲や断層によって変形し、一部には陥没構造が発達している。鮮新統小野田層の堆積物は中新統を不整合に覆っていて、ごく緩い褶曲構造を呈する。

### VI . 1 褶 曲

本図幅地域の中新統下部の細倉層は本地域北部で向斜及び背斜構造をなしている。細倉層には大土ヶ森南西部を軸にした北東-南西方向の向斜があり、この向斜は北東側が開いている。その南東側には緩い背斜構造があり、北東-南西に伸びた小規模なドーム状の形態を示す。また、花山村御駒山付近にも背斜があり、その背斜軸は南北に伸びていると推定される。

本地域東部の鶯沢丘陵付近では、小野田層が非常に緩い背斜と向斜構造をくり返していて、その軸は南北ないし北北東-南南西方向である。この丘陵付近の小野田層は地層の傾斜が10度以下で、変形量が小さいが、小野田層の時代は更新世に及ぶことが明らかなので、この褶曲は第四紀までに形成されたい。このような小野田層(若柳図幅地域の金沢層と築館層、または瀬峰層に相当)の褶曲構造は若柳図幅地域でも明瞭に認められていて(松野, 1967)、ほぼ南北方向の軸をもった緩い背斜と向斜がくり返している。松野(1967)はこれらの褶曲構造を形成した運動が第四紀に入っても微弱ながら引続いていることを述べた。

### VI . 2 断 層

大土ヶ森付近には細倉層を切る3つの小規模な断層があつて、それぞれ北西-南東方向に伸びている。柏木ほか(1971)によれば東側の断層は北東側へ突き上げた逆断層で、中央の断層は南西落ちの正断層、西側の断層は北東落ちの正断層である。また本地質図では変位量が小さいので記入していないが、相木ほか(1971)はこれらの断層の南西側に更に2本の正断層を記載している。大土ヶ森の北側の林道沿いの細倉層にも、ほぼ北東走向で北傾斜50度の断層があり、変位方向は不明だが幅数メートルの破碎帯を

伴っている。更に本図幅地域北西縁部の花山村岩ノ目沢では北東走向でほぼ垂直の断層が観察された。

花山湖の東側では、細倉層を切って陥没構造が推定され、陥没構造の中に陸成ないし湖成層の花山沢層が分布し、縁辺部に環状の正断層が推定される。本地域付近の重力異常図でも、花山湖東方を中心に明瞭な負異常があり（第5図）、陥没構造の存在が指摘されている（駒澤・村田1988）。通商産業省資源エネルギー庁（1976）は花山村清沢北方の試掘井（50MAKH-2）において、花山沢層が深度600mまで分布し、細倉層を不整合に覆っていることを確認している。したがって、この試掘井付近の陥没構造縁辺の正断層の総変位量は600m以上であろう。本地域西縁部の国見峠付近には鬼首カルデラの東縁が、鳴子町川渡付近の低地では鳴子カルデラの東部が及んでいるが、それぞれのカルデラ縁辺の断層は第四紀の被覆層に覆われているため、確認されていない。

## Ⅶ. 資 源

（関 陽児・巖谷敏光）

### Ⅶ. 1 金 属 鉱 床

#### Ⅶ. 1. 1 岩ヶ崎地域の金属鉱化作用の概要

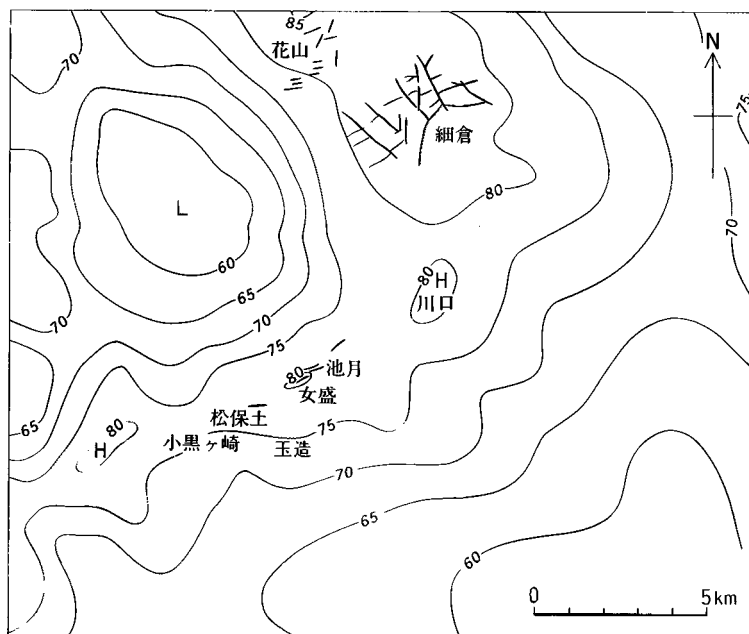
岩ヶ崎図幅を含む宮城県北西部地域は、NS系の盛岡－白河構造線とNW-SE系の本庄－仙台構造線との交会部に位置し（山岡，1976）、新第三紀後期の鉱脈鉱床が多数分布することから、鬼首－細倉鉱化帯（Narita，1963）とも呼ばれている。図幅地域内には、金・銀、銅・鉛・亜鉛などを産した大小10近くの金属鉱床が分布する（第48図）。このうち最大の鉱床である細倉鉱床は、総粗鉱出鉱量1850万トンに達する本邦屈指の鉱脈型の鉛・亜鉛鉱床であるが、1987年をもって閉山した。その他の鉱床はいずれも小規模で、現在はすべて休廃止鉱山となっている。

地域内に知られる金属鉱床のほとんどは、中新世中期の安山岩類及び泥岩などからなる細倉層を母岩とする浅熱水性鉱脈型鉱床であり、鉱化年代は女川－船川期と考えられている（山岡，1976；鹿園・綱川，1982）。本地域には、花山ダムの西方約6kmを中心とする直径約10kmの顕著な低重力異常部が存在するが、鉱床はこの低異常部の東側を取り巻く幅3-6kmの高重力異常域内に分布する細倉層中に胚胎される（通商産業省資源エネルギー庁，1976）。

現在いずれの鉱山も入坑不可能なため、本稿では、現況調査の結果と未公表資料を含む既存文献に基づいて記述する。

#### Ⅶ. 1. 2 細倉鉱山

細倉鉱山は図幅北東部、宮城県栗原郡鶯沢町内に位置する。

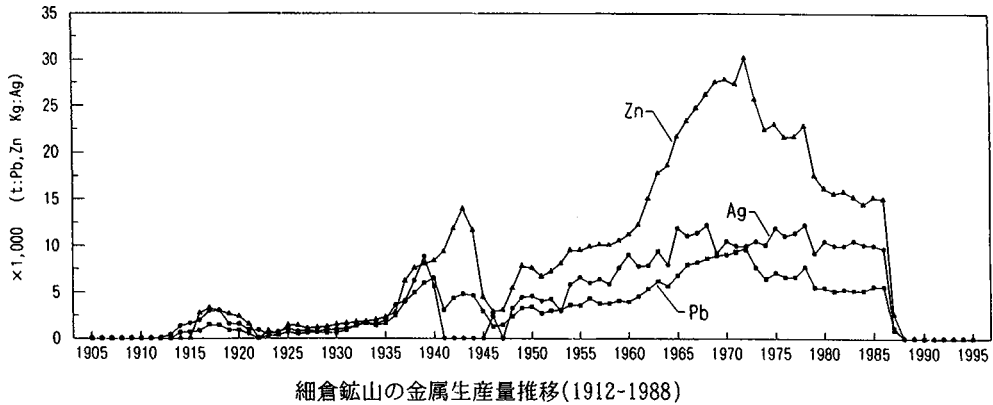


第 48 図 岩ヶ崎図幅地域内のプーゲー異常分布と鉱床位置

鉱山の発見は、大同年間（9世紀初頭）と伝えられている。その後、仙台藩の直轄鉱山となり、当初銀山として、のち鉛山として発展した。1934年より三菱鉱山（株）経営となり、1936年に選鉱場が、1937年に鉛・亜鉛精練所が完成、鉛・亜鉛鉱山として急速に規模を拡大した。生産量は第二次大戦末期及び終戦直後に低迷したものの、1950、60年代を通じて順調に増加し、1972年頃にピークを迎えた。1969年には北側に隣接していた大土森鉱区（旧大土森鉱山）を買収するなどして鉱量の確保を図ったが、1980年代半ばからの急速な円高に伴う市況の悪化及び鉱量の枯渇とにより、1987年に1100年に及ぶ採掘を終え、閉山した。1916年から閉山までに記録された総粗鉱出鉱量は1850万トン、主産物である鉛と亜鉛出鉱量がそれぞれ28万トン及び77万5000トン、副産物である銅、金と銀がそれぞれ9500トン、1トン、400トンに達する（重松ほか、1971；山田ほか、1980；鉱業便覧等に基づく）。この間の生産の推移を第49図に示す。細倉鉱山の坑道延長は500kmを越すといわれ（付表A-2）、坑口は主要なものだけでも50を超えるが（第50図）、現在では、テーマパーク（細倉マインパーク）として一般に開放されている一部の坑道を除いて、鉱山関連施設には危害防止措置がなされており、入坑はできない。

細倉鉱床は新第三系中新統の細倉層に胚胎する。細倉層は台島-西黒沢階に対比され、安山岩質溶岩、火砕岩からなる下部層と、デイサイト質火砕岩、溶岩を主とし安山岩質溶岩や凝灰質泥岩を挟有する上部層からなる。鉱床付近にドーム状に広く分布する細倉層の上位には、女川階の葛峰層が東部に分布し、更にその上位には、これらを不整合に覆い上部船川階の小野松沢層が分布する。細倉層は、先第三紀の基盤に載ると考えられているが、鉱床周辺では基盤は確認されていない。

鉱床は、裂かを充填した熱水性の鉱脈型鉛・亜鉛鉱床であり、その稼行範囲は南北4km、東西5kmに



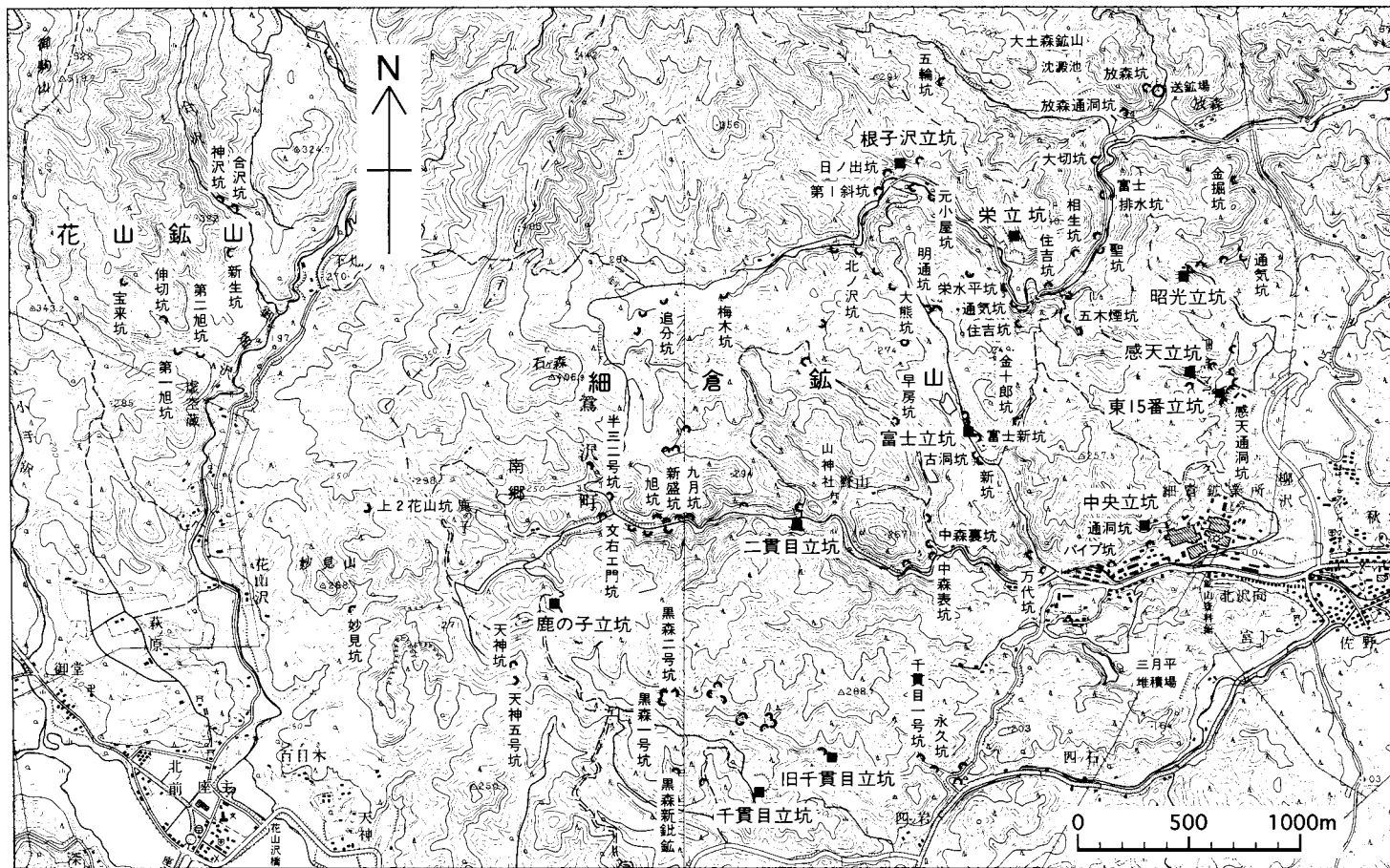
第 49 図 細倉鉱山の生産量推移  
本邦鉱業の趨勢，鉱業便覧，地質調査所(1955)，地質調査所(1956)，山田ほか(1980)に基づき産出。  
1902年から1911年の間は休山。

及ぶ。稼行対象となった鉱脈の総数は、160 条以上（高橋，1988）に達する（付表 A-3，第 51 図）。走向延長は平均約 400m，最大の富士本口で約 2200m，傾斜延長は平均約 200m，最大の昭光口で約 480m，脈幅は平均約 1.3m，最大で 15m である（松永ほか，1976）。これらの鉱脈の大部分は細倉層下部層中に発達し，上部層中に入ると網状，粘土脈状，細脈状となり，劣化，消滅する。

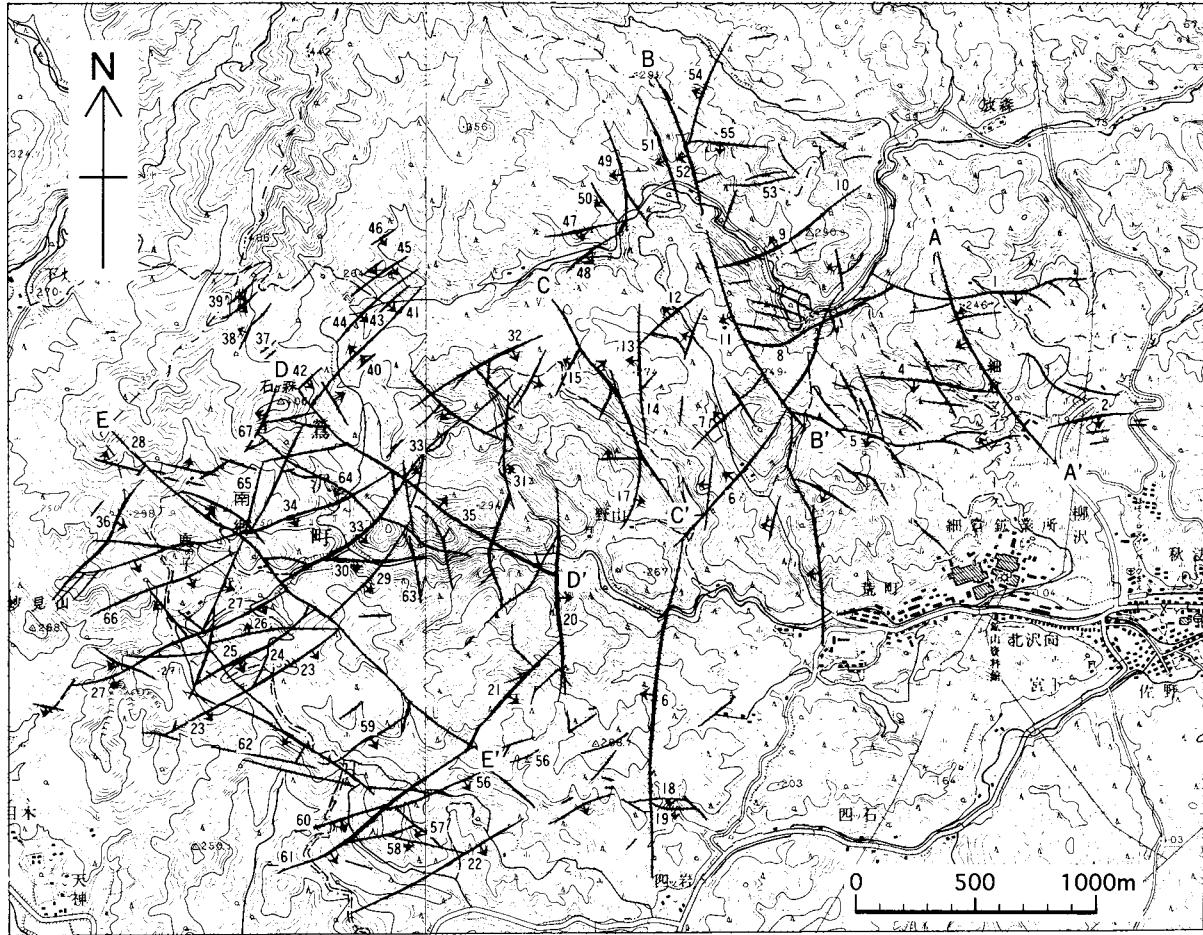
細倉鉱床の裂か系は，NW-SE 系の低角度断層群と，それらに発達する NE-SW 系，NW-SE 系，E-W 系，N-S 系の 4 系統からなる急傾斜鉱脈群からなる（柏木ほか，1971；川上ほか，1986）。NE-SW 系は細倉鉱床の主要鉱脈を形成し，特に西部の南東傾斜の鉱脈は有力な稼行対象となった。NW-SE 系鉱脈の多くは低品位のため稼行されていない。E-W 系鉱脈は鉱床全域にわたり稼行された。東半部では走向・傾斜方向ともによく連続するのに対し，西半部では小規模で断続した平行脈となる。N-S 系鉱脈は鉱床中央部付近によく発達するが，稼行対象部は小さい。これらの鉱脈は，一般に 60-80° 傾斜し，膨縮，屈曲分枝は普通に見られる。規模の大きな断層の大部分は NW-SE 系に属し，それらの断層の傾斜は一般に 50° 前後で，すべて正断層であって NW-SE 系のより急傾斜の鉱脈に切られている（川上ほか，1986）。

鉱石鉱物は，方鉛鉱，閃亜鉛鉱，繊維状閃亜鉛鉱，黄鉄鉱を主とし，少量の黄銅鉱，四面銅鉱，濃紅銀鉱，磁硫鉄鉱を伴うほか，輝安鉱，白鉄鉱，磁鉄鉱，赤鉄鉱，銅藍，フライベルグ鉱，輝銅鉱，自然銅，自然銀を産する。脈石鉱物は，石英，緑泥石，粘土鉱物（セリサイト，カオリン，モンモリロナイト）を主とし，方解石，螢石，重晶石，石膏を伴う（地質調査所，1955，1956：日本鉱業協会，1968：長沢ほか，1976）。

鉱脈の一般的な産状は，少量の粘土鉱物を伴う石英脈中に閃亜鉛鉱が鉱条をなすかあるいは散在するとともに，それよりやや少量の方鉛鉱が点在し，更にその間に少量の黄鉄鉱が散在する。縞状構造を示すものもあるが，脈の構造は単純なものが多い。鉱脈のスケッチの一例を付図 A-3 に示す。Narita（1963）は，鉛亜鉛の鉱化作用が，縞状石英，緑泥石-亜鉛，石英-亜鉛，硫化鉄，塊状石英の 5 相からな



第 50 図 細倉鉾山及び花山鉾山坑口位置図 通商産業省資源エネルギー庁(1976), 松永ほか(1976), 地質調査所鉾物資源部保管資料による。国土地理院発行 2万5千分の1地形図「岩ヶ崎」及び「花山湖」を使用。



第51図 細倉鉱床主要鉱脈分布図 松永ほか(1976)、川上ほか(1986)、高橋(1988)に基づき、海拔0mレベルの主要鉱脈の分布を示す。  
 図中の番号の1から55までは、第8表に対応、56：黒森鍾 57：黒森新鍾 58：黒森新鍾 上警鍾 59：寿鍾 60：天神本鍾  
 61：天神1号鍾 62：西黒森2号鍾 63：半三別鍾 64：石ヶ森3号鍾 65：金星鍾 66：妙見鍾 67：石ヶ森本鍾。国土地理院  
 発行2万5千分の1地形図「岩ヶ崎」及び「花山湖」を使用。



るひとつの鉍化ステージで行われたとしたが、大窪鍾の-3Lなどで認められる鉍脈の切り合い関係に基づくと、少なくとも2回の鉍化時期があったものと考えられる(付図A-4)。

鉍床周辺の母岩は、広域変質と脈際の鉍化変質を重複して被っている。広域変質は図幅内の細倉層全般に認められ、アルバイト化斜長石-緑泥石-石英-方解石-(モンモリロナイト)の組合せからなるプロピライト変質で特徴づけられる(通商産業省資源エネルギー庁, 1976; 高橋, 1988)。鉍脈の周辺で見られる鉍化変質は、高橋(1988)による富士本鍾周辺の観察により、鉍脈側から外側に、A帯、B帯、C帯の3帯が識別されている。A帯は鉍脈に直接し脈から最大20mの範囲で見られる変質帯で、カリ長石-石英-緑泥石-セリサイト-黄鉄鉍の組合せからなる。B帯はA帯の外側最大数10mの範囲で見られ、石英-カリ長石-アルバイト化斜長石-緑泥石-セリサイト-方解石-(モンモリロナイト)の組合せからなる。C帯は最も外側に見られ、アルバイト化斜長石-石英-緑泥石-セリサイト-方解石の組合せからなる。これらの変質に伴う元素移動として、CaOのABC帯での増加、Na<sub>2</sub>OのAB帯での減少とC帯での増加、K<sub>2</sub>OのAB帯での増加などが認められる。通商産業省資源エネルギー庁(1994)によると、細倉鉍床の鉍石中には、アンチモン(最高2300ppm)、ツリウム(最高122ppm)、イットリウム(最高300ppm)などの微量元素が比較的多く含まれ、また総レアアース量も最高473ppmと国内の他鉍山と比較して高い(付図A-5)。

細倉鉍床の鉍化年代については、山岡(1976)、松永ほか(1976)などにより、女川-船川階と考えられてきたが、その後、氷長石のK-Ar法により5.8±0.2Ma(鹿園・綱川, 1982)、氷長石化した石英安山岩のK-Ar法により9.7±0.5Ma(金属鉍業事業団, 1982)などの測年値が得られている。また、川上ほか(1986)は、細倉鉍床の南約4kmの川口地区に露出する、9MaのK-Ar測年値(通商産業省資源エネルギー庁, 1976)を示す石英斑岩が鉍脈裂かを形成した隆起をもたらした可能性を指摘している。

### Ⅶ. 1. 3 花山鉍山

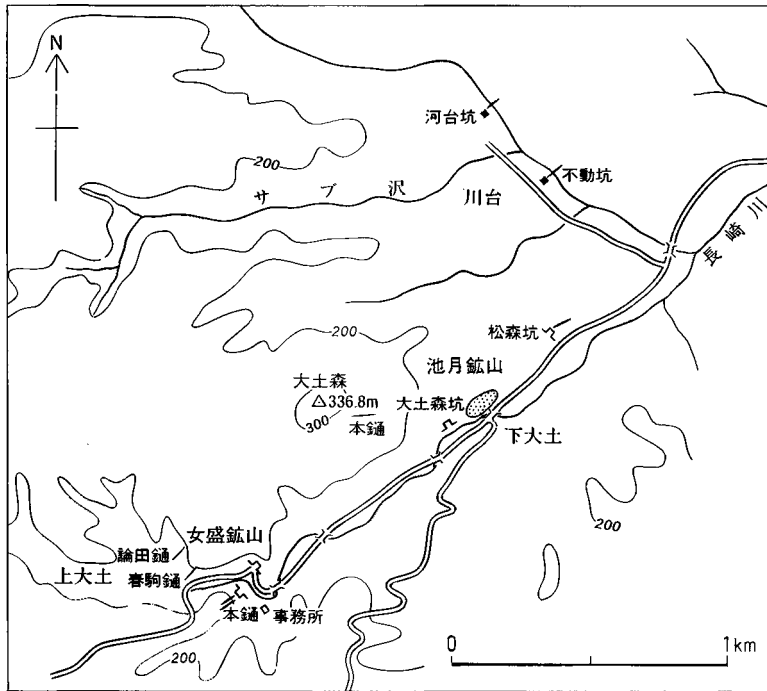
花山村虚空蔵及び合ノ沢周辺に位置し、旧坑口とズリ堆積場が残っている(第50図)。1938年から41年の間、日本曹達(株)により稼行され亜鉛184トン、鉛45トンを出鉍した。

地質調査所(1956)、通商産業省資源エネルギー庁(1976)によれば、鉍床の概要は以下のとおりである。鉍脈は、細倉層の安山岩及び凝灰岩中の裂かを充填する10数条の石英脈で、優勢なものは3条程度である。代表的な脈は、走向EW、傾斜70-80°SないしN、脈幅1.0-3.0m、品位は鉛+亜鉛7%前後である。鉍石鉍物は、方鉛鉍、閃亜鉛鉍、黄鉄鉍、黄網鉍、四面銅鉍。脈石鉍物は、石英、方解石からなる。

### Ⅶ. 1. 4 池月鉍山

一迫町下大土付近の車道北側、大土森南東斜面上にズリ堆積場と坑口跡らしき崩落地形が認められる(第52図)。慶長年間の開発と伝えられ、一時カワセ金山とも呼ばれた。戦時中は銅鉍山として金山整備令を免れ、日曹鉍業(株)等により経営された。1954年当時は、女盛坑(女盛鉍山)と合わせて月産粗鉍量1000t(銅0.8%、亜鉛1.5%)を記録している。

地質調査所(1955, 1956)、通商産業省資源エネルギー庁(1976)によれば、鉍床の概要は以下のとおりである。周辺母岩は、細倉層の安山岩質凝灰岩、砂岩、頁岩とこれら貫く石英安山岩、石英粗面岩



第 52 図 池月鉱山及び女盛鉱山坑口位置図 地質調査所鉱物資源部保管資料による

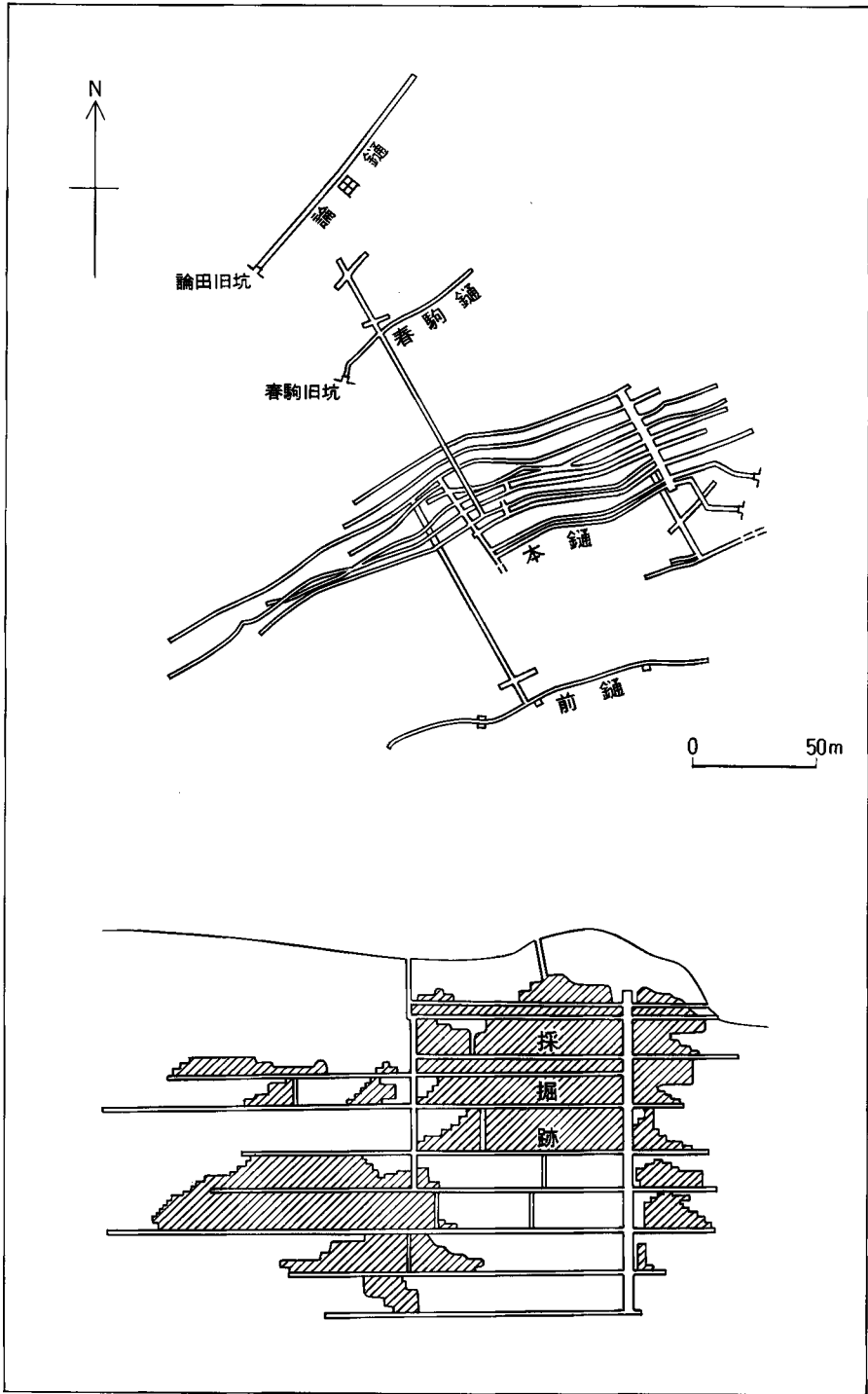
からなる。本鑛と前鑛の2条の主脈及びそれらに平行する数条の石英脈からなり、走向N50-70°E、傾斜60°N-70°S、主脈の走向延長450m、傾斜延長120m、脈幅最大0.7mである。上部の酸化金銀鉱と下部の銅鉛亜鉛鉱が採掘された。

鉱石鉱物は、方鉛鉱、閃亜鉛鉱、黄銅鉱を主とし、酸化部では緑鉛鉱、白鉛鉱、自然銅、自然金を産する。脈石鉱物は、石英、方解石、緑泥石からなる。銅鉛亜鉛鉱は、銅約1%、鉛1-5%、亜鉛5-15%の、金銀鉱は、金8-10g/tの脈品位をもつ。また渡辺(1950)によれば、大土森1、2号銀の脈品位が、金30-40g/t、銀150-300g/tとされている。

### Ⅶ. 1. 5 <sup>めもり</sup>女盛鉱山

一迫町上大土付近の車道北側に面して、本鑛を押ししたと思われる、N75°Eへ向かうコンクリート閉塞された坑口が残されている(第53図)。女盛鉱山の開発は明治27年に始まり、戦時中は日東鉱業(株)により銅・鉛・亜鉛鉱山として稼行された。大土森金山、池月鉱山女盛坑と呼ばれた時期もある。

渡辺(1950)、地質調査所(1955、1956)によれば、鉱床の概要は以下のとおりである。主脈は、緑色凝灰岩中に胚胎される本鑛、前鑛、春駒鑛、論田鑛の4条の石英脈からなる。上部では金銀鉱が、下部では銅、鉛、亜鉛の硫化物からなる“雑鉱”が主として採掘された。このうち本鑛は、走向N70°E、傾斜70°N、走向延長450m、傾斜延長120m、脈幅0.6mで、その品位は金2g/t、銀20g/t、銅1.0%、



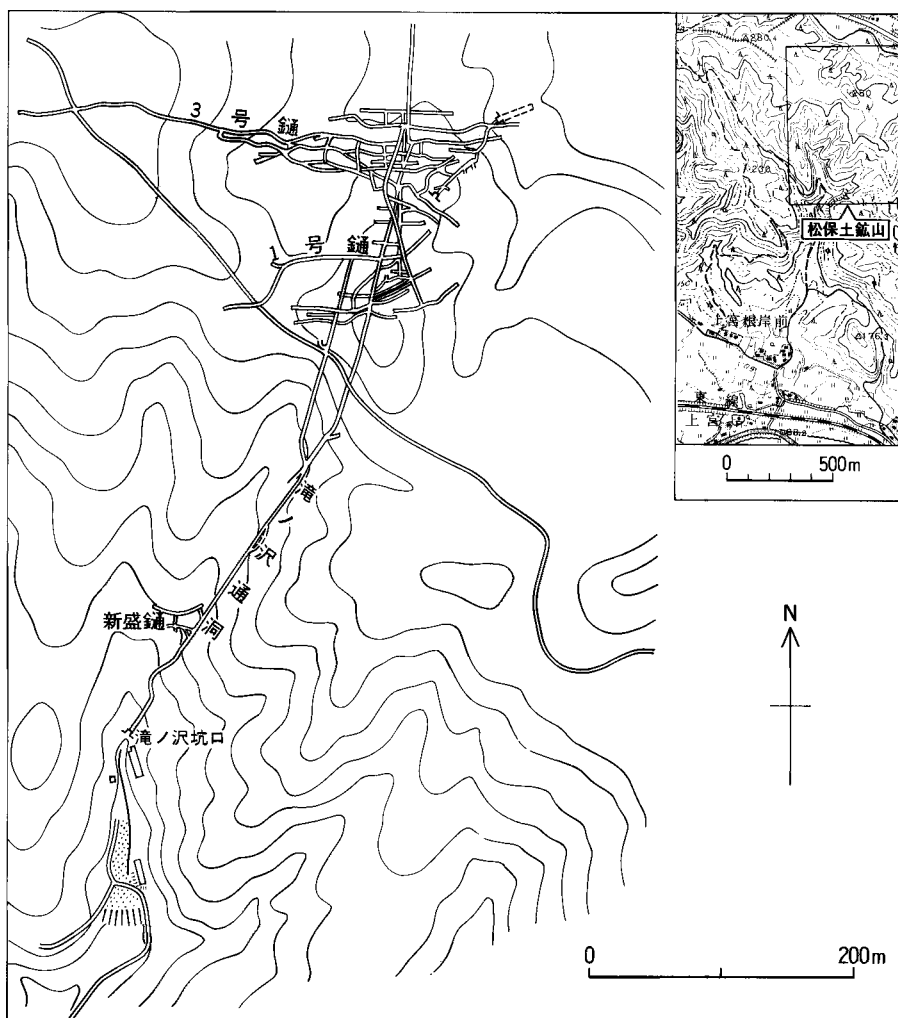
第53図 女盛鉱山平断面図 磯部(未公表資料)による

鉛 1.0%，亜鉛 5.0%である。脈の膨縮，品位の上下変動が激しい。

### Ⅶ. 1. 6 <sup>まつほど</sup>松保土鉱山

岩出山町上官北方 1.3km 付近に位置する。林道のヘアピンカーブに挟まれた沢の下流に堆積場がある。車道の約 70m 北には“滝の沢通洞”と示された坑口があり，施錠されている。坑口と堆積場の間には，1989 年頃の採鉱の際に使われたと思われる作業小屋が残っている（第 54 図）。

渡辺（1950），磯部（未公表資料）によれば，天保年間に稼行されていたと言われ，明治 39 年に採掘鉱区となってからは，金を主体に採掘されたが，戦時下には銅鉱山として存続した。戦後は鉱業権者が度々変わりつつ休山，採鉱，稼行を繰り返した。



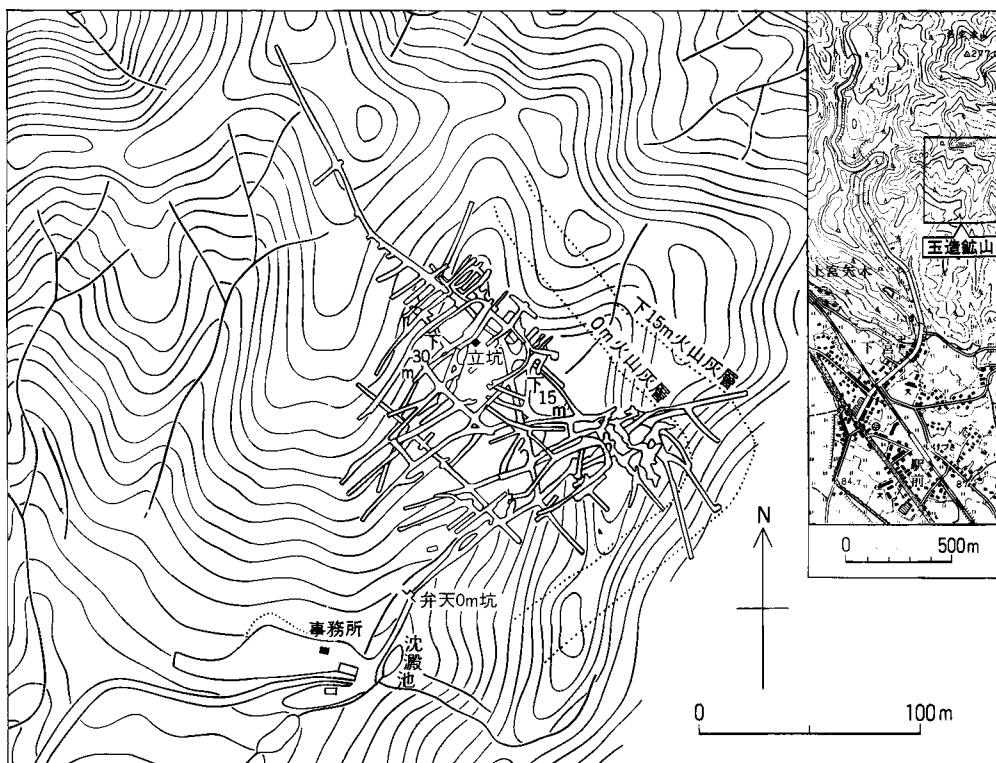
第 54 図 松保土鉱山坑内外図 磯部(未公表資料)による

地質調査所（1955，1956），通商産業省資源エネルギー庁（1976）によれば，鉱床の概要は以下のとおりである．母岩は第三紀凝灰岩とこれを覆う石英安山岩からなり，鉱脈周辺では珪化，緑泥石化，カオリン化などの変質が認められる．鉱脈は凝灰岩中に5条認められ，それらの走向は種々，走向延長は100-250m，幅は0.1-0.5mである．鉱石鉱物は黄銅鉱，閃亜鉛鉱，方鉛鉱，緑鉛鉱．脈石鉱物は重晶石，石英からなる．鉱石品位は銅：0.5-3.0%，金：8-15g/t，銀：50-100g/t．昭和10-19年の間に平均年間粗鉱出鉱量350tが記録されている．

### Ⅶ. 1. 7 玉造鉱山

岩出山町名生法山南方に位置する．名生法山の南方，国道457号線の東側の沢の中にズリ堆積場が認められる（第55図）．

地質調査所（1955），磯部（未公表資料）によれば，1936-43年にかけて合計約8000トンの金銀鉱の粗鉱出鉱記録があるが，1943年に金山整備令により休止した．鉱脈は細倉層の凝灰岩及びデイサイト中に胚胎する含金石英脈で，NE走向，走向延長50-80m，幅約0.1mの主脈3条のほか，約10条の平行脈とそれらにほぼ直交する脈からなる．鉱石鉱物は，自然金，黄鉄鉱，重晶石からなる．鉱石品位は，平均で金約10g/t，銀約9g/t，富鉱部では金100g/tを超えることもある．



第55図 玉造鉱山坑内外図 磯部(未公表資料)による

その他

小異崎山の南側に小分布する細倉層の変質安山岩中に金銀鉱徴があり、大正年間に探鉱されたが失敗に終わった(渡辺, 1950)。川口の細倉層小分布域にも鉱徴が知られ、探鉱の形跡がある(通商産業省資源エネルギー庁, 1976)。

## VII. 2 採石

岩ヶ崎図幅地域内には、花山村河原町付近に採石場があって、葛峰層の安山岩溶岩が池月砕石株式会社によって採石されていて、平成8年現在、約214万トンの安山岩の採石が認可されている。採石現場は暗灰色紫蘇輝石普通輝石安山岩が分布し、塊状ないし破碎された溶岩で、20m以上の厚さをもつ。この採石場内では、溶岩の上部は火山角礫岩へ移化し、更に円磨された安山岩礫からなる礫岩が覆っている。更に、安山岩溶岩及び火砕岩を小野田層の凝灰岩と柳沢凝灰岩が覆っている。

## VII. 3 温泉及び鉱泉

岩ヶ崎図幅地域には鳴子町川渡付近に多数の温泉源が分布している。この付近の温泉は歴史が古く、平安時代より湯治場として利用されていた。以下、宮城県衛生部(1973)による報告をもとに概要を述べる。

本図幅地域内の鳴子町川渡付近では川渡の旅館街と、その東方の江合川沿いとに20箇所の温泉源が分布し、特に川渡旅館街に9箇所の泉源がある。また温泉の湧出地点は川渡南方の鳴子カルデラ東縁を流れる湯川に沿っても分布する。これらの温泉は温度が34-56℃のものがほとんどで、60℃以上の源泉は2箇所であり、湧出量は毎分30リットルから100リットル程度である。泉質は中性から微アルカリ性の単純温泉が多い。川渡付近の温泉の賦存層準は入沢層、小野田層、及び後期中新統の鳴子峡凝灰岩層であり、特に湖沼堆積物が多い部分に賦存し、礫層が湖沼性シルトや凝灰岩に挟まれているところが良好な賦存帯をなす。

## VIII. 地質災害

(伊藤順一)

### VIII. 1 地震

岩ヶ崎地域内に震央をもつ地震で大きな災害を起こした事例はこれまでのところ見い出されていない。

い.しかし周辺地域では被害を及ぼした地震がいくつか発生している.1900(明治33)年5月12日に若柳図幅地域内の宮城県迫町伊豆沼付近を震源地とするM(マグニチュード)7.0の地震が発生し,遠田郡を中心に死傷者17人,家屋全壊44戸の被害があった.また,1962(昭和37)年4月30日に伊豆沼北東を震源地とするM6.5の地震(宮城県北部地震)が発生し,古川市と迫町を中心に死者3名,家屋全壊340戸,貨車脱線転覆などの被害があった.1976(昭和51)年7月5日には,鳴子図幅地域内の宮城県鳴子町付近を震央とするM=4.9の地震により,鳴子町宮沢付近で家屋の壁の亀裂・剥落,墓石転倒,道路の亀裂などの被害があった.

近年では,宮城・秋田・山形県境付近で,しばしば群発地震が発生しており,その震源域が岩ヶ崎地域に特定されるものもある.最近では平成8年4月5日-4月10日の栗駒図幅地域南西部の群発地震と同年8月11日-8月14日頃に鬼首カルデラ北西部(鳴子及び秋ノ宮図幅内)で群発地震が発生した.第8表には,岩ヶ崎図幅地域周辺で発生した群発地震の一覧を示した.

平成8年8月11日の地震は午前3時12分のM5.9の地震を皮切りとして,宮城・秋田・山形県境付近を震源域とする地震活動が始まり,8月14日までにM5クラスの地震4回,有感地震93回を含め3679回の地震が観測された.この地震活動は8月11日以降漸次減衰し,本震-余震型(久保寺,1979)の推移を示した.栗駒町沿倉では,震度Vの揺れを感じ,国道108号線では道路の亀裂や橋桁の一部落下,法面の崩壊が起こった.また,山崎地区では墓石の70-80%が転倒した(気象庁資料).

宮城県下では,日本海溝に沿った海域に震央を持つ巨大地震により被害が発生することがある.江戸時代には仙台城の石垣・石壁が地震によって崩壊する被害が6度(1616,1646,1668,1717,1835,1855年)起こったことが記録に残されている.明治時代にも1897(明治30)年2月20日に仙台湾で発生した地震,1938(昭和13)年11月5日の福島県東方沖地震,1978(昭和53)年6月12日の宮城県沖地震により,震度IV-Vの揺れが観測され家屋損壊等の被害が発生した.このうち特に被害が大きかったのは1978年の宮城県沖地震で,牡鹿半島沖約70kmに震央を持つM7.4の地震により仙台市を中心に死者

第8表 宮城県北部(岩ヶ崎図幅地域周辺)で発生した群発地震の一覧表

No.	期 間	日数	有感地震の回数 (マグニチュード>3)	Ml	Dl	I	型	震 央 域	最大地震の震源の 緯度,経度,深度(km)
1	1932.3.11 - 3.13	2	6 (6f)				S	宮城県鳴子町鬼首付近	
2	1933.3.24 - 4. 2 ?	9 ?	>20 (>20f)				S	宮城県栗駒町岩ヶ崎付近	
3	1939.9.19 - 9.24 ?	5 ?	>30 (>30f)			4	S	宮城県鳴子町蟹沢付近	
4	1942.4.5 - 4.22 ?	17 ?	14 (14f)			5	S	宮城県鳴子町	
5	1950.9.14 - 9.17	3	27 (27f)				S	宮城県花山村山内・鳴子町	
6	1957.8.11 - 8.15 ?	4 ?	>64 (>64f)			4	S	秋田・宮城県境栗駒山付近	
7	1963.1.22 - 1.28	6	23 (23f)				S	宮城県鳴子町鬼首付近	
8	1978.2.15 - 3.18	31	8 (2)	3.4	0.3		S	宮城県鳴子町川渡付近	37.78N, 140.73E, 7
9	1985.3.28 - 6.18	82	87 (13)	4.7	0.9	4	F	宮城県鳴子町荒尾岳付近	38.89N, 140.71E, 0
10	1996.4.5 - 4.10 ?	5 ?	5 (10)	3.8		2		宮城県栗駒町	
11	1996.8.11 - 9.(?)	20 ?	131 (94)	5.9	0.2	5	M	宮城県沼倉・秋田県・山形県境	38.9N, 140.6E, 10

f: マグニチュード3以上の有感地震 Ml: 最大地震のマグニチュード Dl: 最大地震のマグニチュードと2番目に大きい地震のマグニチュードの差, I: 最大震度 S: 群発地震型 F: 前震-本震-余震型 M: 本震-余震型.

文献: No.10は東北大学理学部(1996), No.11は気象庁資料による. 他は久保寺ほか(1980), 植木・高木(1989), 植木ほか(1980), 群発地震研究会データベース編集グループ(1993)による.

28人、全壊家屋1383戸等の被害が発生した。岩ヶ崎図幅地域でも震度IV程度の揺れが観測され、住宅の一部破損等の被害があった(宇佐美, 1987)。

岩ヶ崎地域で震度IV程度の揺れが観測された内陸性地震としては、1896(明治29)年8月31日に秋田・岩手県境付近で起こった陸羽地震(M=7.2±0.2)が挙げられる。この地震は顕著な地震断層(千屋断層と川舟断層)を出現させ、秋田県南部を中心に死者209名、全壊家屋5700戸以上の被害が発生した(宇佐美, 1987)。

## VIII. 2 鳴子火山の有史の活動

鳴子火山の噴火活動史を早田(1984)に基づいて簡潔に記述すると以下ようになる。鳴子火山におけるカルデラ形成以前の活動はよく判らないが、岩出山軽石(15-17万年前)や一迫軽石(11-12万年前)を噴出した活動の後、7万年前の荷坂火砕流の噴火により鳴子カルデラが形成された。およそ4万年前には荷坂火砕流とほぼ同規模(あるいはそれ以上)の柳沢火砕流を噴出したがこの活動では火砕流噴火に先立ち、火山豆石を大量に含む降下火山灰やベ-スサ-ジを噴出するマグマ水蒸気爆発の発生が認められる。その後、カルデラ内には湖成堆積物(入沢層)が堆積したが、約1万年前からは溶岩円頂丘群から成る中央火口丘が形成された。小規模ながら火山灰を放出するマグマ噴火が発生しており、その内比較的規模が大きな活動により放出されたものが、鳴子沼清-上原テフラとして鳴子カルデラ周辺で確認されている(第56図)。溶岩円頂丘群には10個近い小規模な爆裂火口が確認され、溶岩円頂形成以降にも小規模な噴火活動があったものと想像できる。

村山(1978)によると有史以降、鳴子火山で知られている火山活動は、下記の古文書に記録された9世紀の地変だけである。

承和四年(西暦837年)

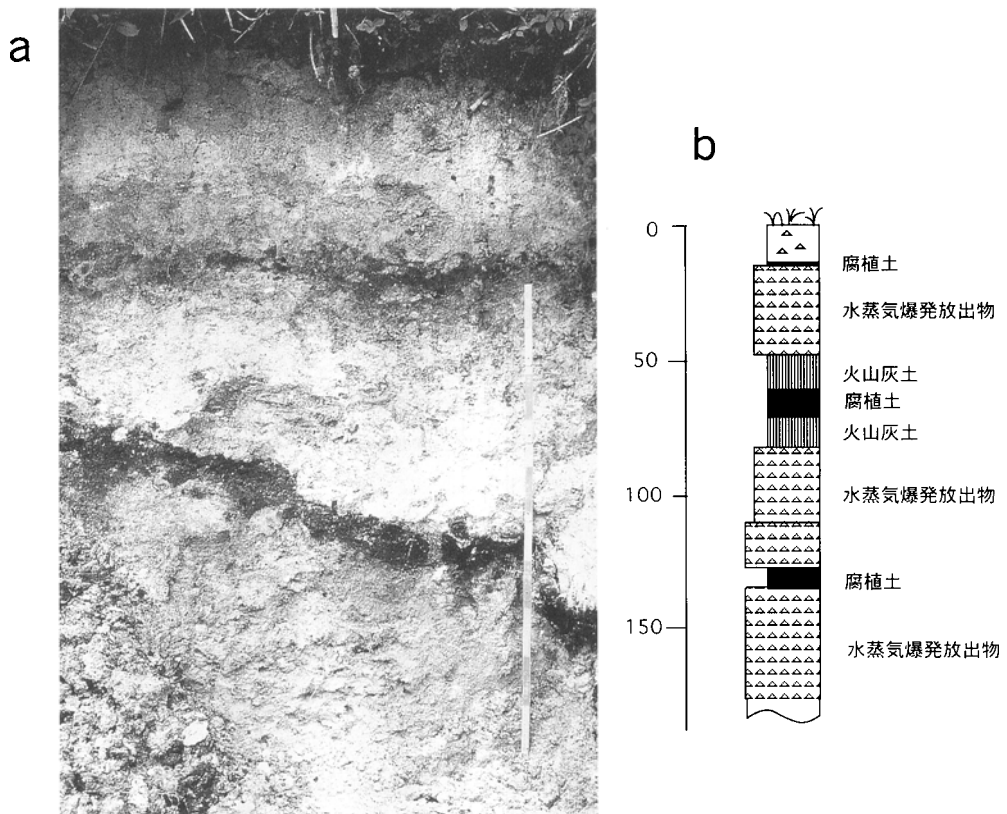
「夏四月戊申。陸奥国言。玉造塞温泉石神。雷響震動。昼夜不止。温泉流河。其色如漿。加以山燒谷塞。石崩折木。更作新沼。沸声如雷。如此奇恠不可勝計。仍仰国司。鎮謝災異。教誘夷狄」

(続日本後紀第六)

『続日本後紀』は貞観十一年(西暦869年)に成立した勅撰の正史で、史料自体の信憑性は高い。記述内容が示す地変についての地質学的な解釈は、その記述が簡潔であるために必ずしも明確ではないが、爆発音を伴った新たな火口の形成と周辺の植生(樹林)の破壊が起こったと解釈できる。地表地質調査ではこの活動によると思われる放出物は確認されていないが、溶岩ドーム群の周辺では、熱水変質を被った溶岩の破片を多量に含む粘土質火山灰層が確認されており(第56図)、西暦869年の地変はそれらと同様の温泉・地熱地域での爆発活動(たとえば具多楽火山、地獄谷における昭和26年の爆発[福富・藤木, 1953]など)が発生したものと考えられる。

上田(1929)と村山(1978)は続日本後紀における9世紀の記録が濁沼の形成を示す可能性を示唆したが、山田ほか(1978)は濁沼北岸の湖成堆積物から採取した炭化木片から2.610±100y. B. P. との<sup>14</sup>C年





第 56 図 鳴子火山東麓で確認された粘土質火山灰 a:露頭写真, スケールは 1m b:柱状図

代を得ており、潟沼が 9 世紀の地変によって形成された可能性は低い(小元, 1993)。鳴子溶岩円頂丘には潟沼の他にも複数の爆裂火口の痕跡が認められるので、これらのうちのいずれかが続日本後紀に記述された 9 世紀の地変で形成された可能性がある。

## 文 献

阿部智彦・吉田武義・谷口政碩・谷 正己・舟山裕士 (1991) 東北本州弧火山フロント側に分布する新生代火山岩類の主成分化学組成. 地質調査所研究資料集, no. 165.

Akiba, F. (1986) Middle Miocene to Quaternary diatom biostratigraphy for Deep Sea Drilling Project Leg 87 in the Nankai Trough and Japan Trench, and modified Lower Miocene through Quaternary diatom zones for middle to high latitudes of the North Pacific. Initial Report of DSDP, vol. 87, p. 393-481.

青木守弘 (1972) 宮城県川渡産蛇紋岩について. 地質雑, vol. 78, p. 687-694.

地質調査所 (1955) BI-a 主として金属原料となる鉱石 - 金・銀その他 -. 日本鉱産誌, 253p.

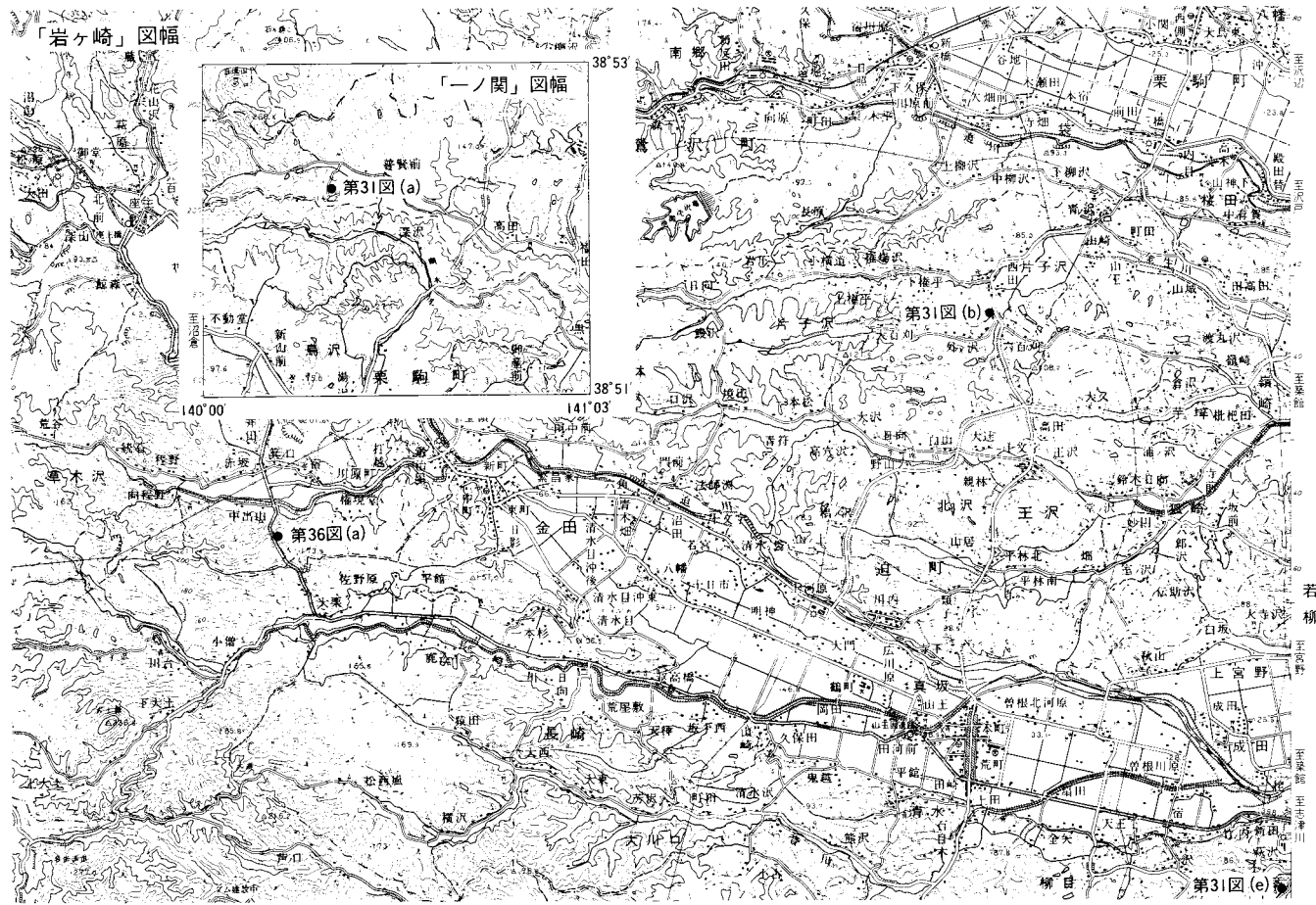
- 地質調査所 (1956) BI-b 主として金属原料となる鉱石—銅・鉛・亜鉛—. 日本鉱産誌, 395p.
- 福富孝治・藤木忠美 (1953) 昭和26年11月から27年3月頃の登別温泉地獄谷の活動状況. 北大地球物理学研究報告, vol. 3, p. 23-40.
- 群発地震研究会データベース編集グループ (1993) データベース 日本の群発地震. 群発地震研究会. 半沢正四郎 (1954) 東北地方 (日本地方地質誌). 朝倉書店, p. 167-183.
- 橋本哲夫・能登屋信・白井更知 (1993) 高森遺跡関連地層からの石英粗粒子を用いた赤色熱蛍光 (RTL) 年代測定. 高森遺跡II, 東北歴史資料館資料集, no. 35, 東北歴史資料館, p. 43-52.
- ・小嶋素志・坂井 正 (1991) 石英粒子からの赤色域熱蛍光による旧石器関連地層の年代測定について. 日本文化財科学会誌 (考古学と自然科学), no. 23, p. 13-25.
- 服部富雄・高橋 綱 (1953) 宮城県大土ヶ森鉱山鉛・亜鉛鉱床調査報告. 地調月報, vol. 4, p. 531-540.
- 早川典久 (1956) 宮城県文字花山地域の地質構造と鉱床との関係について. 東北鉱山, vol. 2, no. 3, p. 63-68p.
- ・船山裕士・斉藤邦三・北村 信 (1954) 岩手県北上山地西縁より脊梁山地に亘る地域の新第三系の地質. 東北鉱山, vol. 10, p. 1-97.
- 市川米太 (1983) 座散乱木遺跡とその周辺の熱ルミネッセンス年代. 座散乱木遺跡, 石器文化談話会, p. 95-96.
- (1986) 馬場壇A遺跡関連のTL年代. 馬場壇A遺跡I, 東北歴史資料館資料集, no. 16, 東北歴史資料館・石器文化談話会, p. 131-132.
- (1988) 馬場壇A遺跡関連のTL年代. 馬場壇A遺跡II, 東北歴史資料館資料集, no. 23, 東北歴史資料館・石器文化談話会, p. 53-54.
- ・平賀幸三 (1988) 宮城県下の旧石器時代遺跡の熱ルミネッセンス年代. シンポジウム「東アジアにおける中・後期更新世の人類と環境」, 第四紀学会講演予稿集, no. 18, p. 46-47.
- Imai, N., Shimokawa, K., Sakaguchi, K. and Takada, M. (1992) ESR dates and thermal behaviour of Al and Ti centers in quartz for the tephra and welded tuff in Japan. *Quaternary Sci. Reviews.*, vol. 11, p. 257-265.
- 井上礼之助 (1903) 細倉鉱山. 地質要報, vol. 16, no. 3, p. 1-18.
- (1905) 20万分の1地質図幅「新庄」及び同説明書.
- 石田琢二 (1978) 座散乱木および安沢遺跡周辺の地形と地質. 宮城県玉造郡岩出山町座散乱木遺跡発掘調査報告書 I, 石器文化談話会編, p. 32-38.
- Ishida, T. (1981) Pliocene and Quaternary history of the northern part of Sendai Lowland area, a Study of structural and geomorphic development. *Saito Ho-on Kai Mus. Nat. Hist. Res. Bull.*, no. 49, p. 19-35.
- 石田琢二 (1986) 宮城県北東部江合川・鳴瀬川流域の上部更新統の火山灰層序と地形. 北村 信教授地学論文集, p. 123-131.
- 石井賢一・吉田武義・生田慶司・青木謙一郎 (1987) 東北日本弧, 鳴子火山および鬼首火山の地球化学的研究. 東北大核理研報告, vol. 20, p. 99-113.

- 柏木高明・鈴木 強・脇田健治 (1971) 細倉鉾山の地質構造と鉾脈系について. 鉾山地質, vol. 21, p. 70-83.
- 片山信夫・梅沢邦臣 (1958) 鬼首図幅地質説明書. 7.5 万分の 1 地質図幅, 地質調査所, 27p.
- 加藤磐雄・島田昱郎 (1953) 栗駒火山西麓緑色凝灰岩相地域の地質及び特に三途川・鬼首盆地の湖成堆積物について. 岩鉾, vol. 37, p. 178-190.
- 川上和男・石川広治・蘇武正平・平谷元典 (1986) 細倉鉾床の北部開発: 特に鉾脈形成の場について. 鉾山地質, vol. 36, p. 163-178.
- 北村 信 (1956) 東北地方脊梁山脈(岩手・秋田・宮城県境)に発達する石英安山岩類の層位学的問題について. 地球科学, no. 28, p. 14-22.
- (1967) 20 万分の 1 宮城県地質図及び同説明書.
- ・大槻憲四朗・増田孝一郎 (1986) 島弧横断ルート no. 20 (鬼首-細倉-花泉). 北村 信編 新生代東北本州孤地質資料集, 第 2 巻, その 8, 8p.
- ・大沢 纈・石田琢二・中川久夫 (1981) 古川地域の地質. 地域地質研究報告 (5 万分の 1 地質図幅), 地質調査所, 32p.
- 金属鉾業事業団 (1982) 昭和 56 年度精密調査報告書-栗原地域-. 37p.
- 駒澤正夫・村田泰章 (1988) 栗駒地熱地域の重力解析. 地調報告, no. 268, p. 285-313.
- 興水達司 (1983) 座散乱木遺跡とその周辺遺跡のフィッション・トラック年代. 座散乱木遺跡, 石器文化談話会, p. 97-99.
- (1986) 馬場壇 A 遺跡の火山灰のフィッション・トラック年代. 馬場壇 A 遺跡 I, 東北歴史資料館資料集, no. 16, 東北歴史資料館・石器文化談話会, p. 133-138.
- (1988) 馬場壇 A 遺跡およびその周辺のテフラのフィッション・トラック年代. 馬場壇 A 遺跡 II, 東北歴史資料館資料集, no. 23, 東北歴史資料館・石器文化談話会, p. 55-64.
- 久保寺章・内池浩生・本谷義信・植木貞人・茅野一郎 (1980) 群発地震に関する資料収集解析 (第 2 報). 自然災害資料解析, vol. 7, p. 67-78.
- Kuno, H. (1953) Formation of calderas and magmatic evolution. Trans. Amer. Geophys. Union, vol. 34, p. 449-462.
- 町出 洋・新井房夫 (1992) 火山灰アトラス. 東大出版会, 東京, 276p.
- 丸山修司・森 和雄・高橋兵一 (1951) 宮城県文字地区垂炭田調査報告. 地調月報, vol. 2, p. 377-397.
- 松本哲一 (1996) 若い火山岩の K-Ar 年代測定-初生比補正とその応用例-. 地質ニュース, no. 501, p. 12-17.
- 松永栄勇・伊藤和男・前田孝雄 (1976) 細倉鉾床北西部の開発について. 鉾山地質, vol. 26, p. 77-92.
- 松野久也 (1967) 若柳地域の地質. 地域地質研究報告 (5 万分の 1 地質図幅), 地質調査所, 24p.
- 宮 城 県 (1984) 土地分類基本調査「若柳・一関」. 5 万分の 1, p. 25-32.
- (1991) 土地分類基本調査「岩ヶ崎」. 5 万分の 1, p. 22-34.
- (1992) 土地分類基本調査「栗駒山・秋ノ宮」. 5 万分の 1, p. 19-38.
- (1993) 土地分類基本調査「鳴子・葉菜山」. 5 万分の 1, p. 24-44.

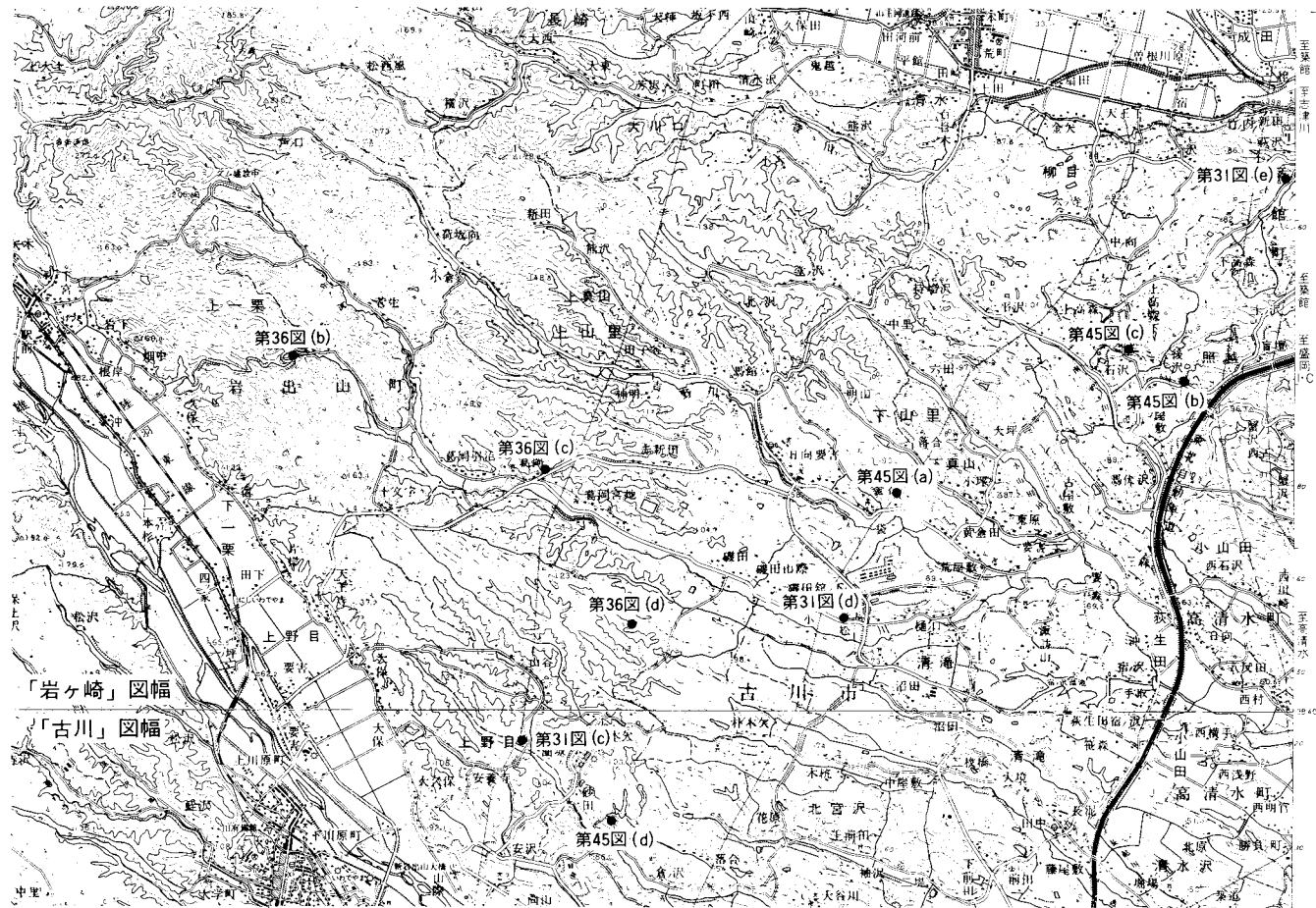
- 宮城県衛生部 (1973) 宮城県鳴子町温泉源基盤整備調査報告書「川渡地区」. 115p.
- 村山 馨 (1978) 鳴子, 日本の火山 (I). 大明堂, 東京, p. 239.
- 長沢敬之助・白水晴雄・中村 威 (1976) 鉱脈鉱床中に産する粘土鉱物. 鉱山地質特別号, vol. 7, p. 75-84.
- 長友恒人 (1993) 高森遺跡関連テフラの熱ルミネッセンス年代測定. 高森遺跡 II, 東北歴史資料館資料集, no. 35, 東北歴史資料館, p. 39-42.
- ・宇野 稔・藤本 研 (1995) 高森第1テフラ (Tm-1) の熱ルミネッセンス年代. 高森遺跡 III, 東北歴史資料館資料集, no. 39, 東北歴史資料館, p. 17-22.
- 中井信之 (1988) 放射性炭素年代測定結果の報告. 馬場壇 A 遺跡 II, 東北歴史資料館資料集, no. 23, 東北歴史資料館・石器文化談話会, p. 52.
- Narita, E. (1963) Geology and ore deposits of the Onikobe-Hosokura district, North Eastern Honshu, Japan. Jour. Fac. Sci. Hokkaido Univ., Ser. IV, XI, p. 651-681.
- 日本鉱業協会 (1968) 日本の鉱床総覧 (下巻). 941p.
- 生出慶司・大沼晃助 (1960) 東北地方を中心とした“グリーン・タフ時代”の火成活動. 地球科学, no. 50・51, p. 36-55.
- 小元久仁夫 (1966) 宮城県鳴子盆地の地形発達史. 地理評, vol. 39, p. 521-537.
- Omoto, K. (1983) Radiocarbon dating using a low-back ground liquid scintillation counting system. Sci. Rep. Tohoku Univ., Seventh Ser (Geograph), vol. 33, p. 23-43.
- 小久元仁夫 (1993) 宮城県鳴子盆地の<sup>14</sup>C年代資料. 第四紀研究, vol. 32, p. 227-229.
- 大森晶衛 (1954) 東北日本の第三系の構造の特性—とくに石巻—鳥海山構造線について—. 地球科学, no. 18, p. 1-8,
- 大沢 纈・広島俊男・駒澤正夫・須田芳朗 (1988) 20万分の1地質図幅「新庄及び酒田」. 地質調査所.
- 阪口圭一・山田宮三 (1982) 鬼首カルデラ周辺の溶結凝灰岩類および同カルデラ内の火山岩類の化学組成・K-Ar年代. 昭和56年度サンシャイン計画研究開発成果中間報告書, 地熱探査技術等検証調査そのII 栗駒地域, p. 143-157.
- ・——— (1988) 鬼首カルデラ周辺の火砕流堆積物—いわゆる北川石英安山岩—の再検討. 地調報告. no. 268, p. 37-59.
- 笹田政克 (1984) 神室山—栗駒山地域の先新第三紀基盤岩類—その1 鬼首—湯沢マイロナイト帯—. 地質雑, vol. 90, p. 865-874.
- 佐藤比呂志 (1986) 東北地方中部地域(酒田—古川間)の新生代地質構造発達史. 東北大理学部地質学古生物学研究邦文報告 (第1郡), no. 88, p. 1-32.
- ・山路 敦・石井武政・田口一雄 (1986) 島弧横断ルート no. 21 (酒田—新庄・真室川—鳴子—岩出山—笹岳). 北村 信編 新生代東北本州弧地質資料集, 第2巻, その9, 8p.
- Schmincke, H. U., Fisher, R. V. and Water, A. C. (1973) Antidune and chute and pool structures in the base surge deposits of the Laacher See area, Germany, Sedimentology, vol. 20, p. 553-574.

- 重松喜一・伴 智・高橋英夫・阿部昌夫・久米敏夫・鈴木 強・脇田健治 (1971) 細倉鉱山の地質と探査について. 鉱山地質, vol. 21, p. 337-347.
- 鹿園直建・綱川秀夫 (1982) 細倉・佐渡鉱床のK-Ar年代. 鉱山地質, vol. 32, p. 479-482.
- 島倉己三郎・土田定次郎 (1937) 北上川流域の新生代層 特に夾亜炭層の基底について. 東北大学理学部地質学古生物学教室邦文報告, no. 32, p. 1-37.
- 庄司力偉 (1958) 宮城県北西部亜炭田地域の地質-鮮新統に発達する堆積輪廻の生成に関する研究- . 東北鉱山, vol. 5, p. 1-25.
- 庄子貞雄・山田一郎・高橋 正 (1983) 座散乱木遺跡を中心とした遺跡土壌の土壌学的研究. 座散乱木遺跡, 石器文化談話会, p. 80-94.
- 早田 勉 (1984) 鳴子火山から噴出した第四紀後期のテフラ. 火山, vol. 29, p. 338.
- (1985) 鳴子火山起源, 柳沢テフラ層の噴火. 火山, vol. 30, p. 122.
- (1986) 宮城県北西部のテフラ層序 (中間報告). 馬場壇A遺跡 I, 東北歴史資料館資料集, no. 16, 東北歴史資料館・石器文化談話会, p. 113-117.
- (1988) 馬場壇A遺跡のテフラと宮城県北西部の示標テフラ層. 馬場壇A遺跡 I, 東北歴史資料館資料集, no. 23, 東北歴史資料館・石器文化談話会, p. 33-41.
- (1989) テフロクロノロジーによる前期旧石器時代遺跡包含層の検討-仙台平野北部の遺跡を中心に-. 第四紀研究, vol. 28, p. 269-282.
- (1993) テフロクロノロジーによる築館町高森遺跡の石器出土層位の検討. 高森遺跡 II, 東北歴史資料館資料集, no. 35, 東北歴史資料館, p. 25-38.
- (1996) 鳴子カルデラから噴出した中規模火砕流堆積物群と降下テフラ. 第四紀露頭集-日本のテフラ, 日本第四紀学会第四紀露頭集編集委員会, p. 156.
- ・八木浩司 (1991) 東北地方の第四紀テフラ研究. 第四紀研究, vol. 30, 369-378.
- Taguchi, K. (1962) Basin architecture and its relation to the petroleum source rocks development in the region bordering Akita and Yamagata Prefectures and adjoining areas, with the special referenhe to the depositional environment of the petroleum source rocks in Japan. Sci. Rep. Tohoku Univ., ser. 3, vol. 7, p. 293-324.
- 高橋 洋 (1988) 細倉鉱床の鉱化変質分帯と生成モデル. 鉱山地質, vol. 38, p. 335-346.
- 東北大学理学部 (1996) 1996年4月に栗駒山南方で発生した群発地震について. 地震予知連絡会会報, vol. 56, p. 83-88.
- 豊田 新 (1993) ESR (電子スピン共鳴)による高森遺跡関連火山灰の年代測定. 高森遺跡 II, 東北歴史資料館資料集, no. 35, 東北歴史資料館, p. 57-58.
- ・岡部師才 (1995) ESR (電子スピン共鳴)による高森遺跡関連火山灰噴出物の年代測定 (2). 東北歴史資料館資料集, no. 39, 東北歴史資料館, p. 23-28.
- 豊島正幸・石田琢二 (1983) 座散乱木遺跡周辺の地形・地質および火山灰. 座散乱木遺跡第3次発掘調査報告書, 石器文化談話会, p. 72-79.
- 土谷信之・伊藤順一 (1996) 5万分の1地質図幅「岩ヶ崎」地域の火山層序. 日本火山学会1996年度秋

- 期大会講演要旨集, no, 2, p. 169.
- 通商産業省資源エネルギー庁 (1976) 昭和50年度広域調査報告書「栗原地域」. 52p.
- (1994) 希少金属鉱物資源の賦存状況調査報告書—ポテンシャル評価調査—. 62p.
- 上田潤一 (1929) 鳴子火山概報. 岩鉱, vol. 1, p. 21-22.
- 植木真人・立花憲司・高木章雄 (1980) 東北地方における群発性地震とその特性. 東北地域災害研究報告, vol. 16, p. 44-47.
- ・高木章雄 (1989) 東北地方内陸部に発生した群発性地震活動のカタログ. 月刊地球, vol. 11, p. 190-194.
- 宇佐美龍夫 (1987) 新編日本被害地震総覧. 東京大学出版会, 東京. 434p.
- 渡辺万次郎 (1950) 宮城県の地下資源. 140p.
- Yabe, H. and Aoki, R. (1923) A Summary of the stratigraphical and palaeontological studies of the Cenozoic of Japan, 1920 to 1923. Proc. Pan-Pacific Sci Congr., Australia, vol. 1, p. 954-969.
- 八木浩司・早田 勉 (1988) 広域テフラから見た宮城県北西部に分布する火山灰の年代観. 馬場壇A遺跡II, 東北歴史資料館資料集, no. 23, 東北歴史資料館・石器文化談話会, p. 43-47.
- ・——— (1989) 宮城県中部および北部に分布する後期更新世広域テフラとその層位. 地学雑誌, vol. 98, p. 872-885.
- Yamada, E. (1972) Study on the stratigraphy of Onikobe area, Miyagi Prefecture, Japan, with Special reference to the development of the Onikobe basin. Bull Geol. Surv. Japan, vol. 23, p. 217-231.
- (1981) Volcanism and tectonism in the Onikobe caldera, with special reference to the evolution of the magma reservoir. 1981 IAVCEI Symposium on Arc Volcanism, Abstracts, p. 421-422.
- (1988) Geologic development of the Onikobe caldera, Northeast Japan, with special reference to its hydrothermal system. Rept. Geol. Surv. Japan, no. 268, p. 61-190.
- 山田當三・岡田 博・西村 進・谷口政碩・名取博夫 (1978) 宮城県玉造郡片山・鳴子地熱地域の熱水変質帯. 地調報告, no. 259, p. 341-376.
- 山田一郎・庄子貞雄 (1988) 宮城県の前期旧石器遺跡の土壌. シンポジウム「東アジアにおける中・後期更新世の人類と環境」, 第四紀学会講演予稿集, no. 18, p. 72-73.
- 山田敬一・須藤定久・佐藤壮郎・藤井紀之・沢 俊明・服部 仁・佐藤博之・相川忠之 (1980) 全国金属鉱山基礎資料集 第1巻 東北日本 (鉱物資源予測手法の開発別冊). 地調報告, no. 260, p. 171-172.
- 山岡一雄 (1976) 東北日本内帯の新第三紀鉱脈鉱床に関する成因的諸問題. 鉱山地質 特別号, vol. 7, p. 59-74.

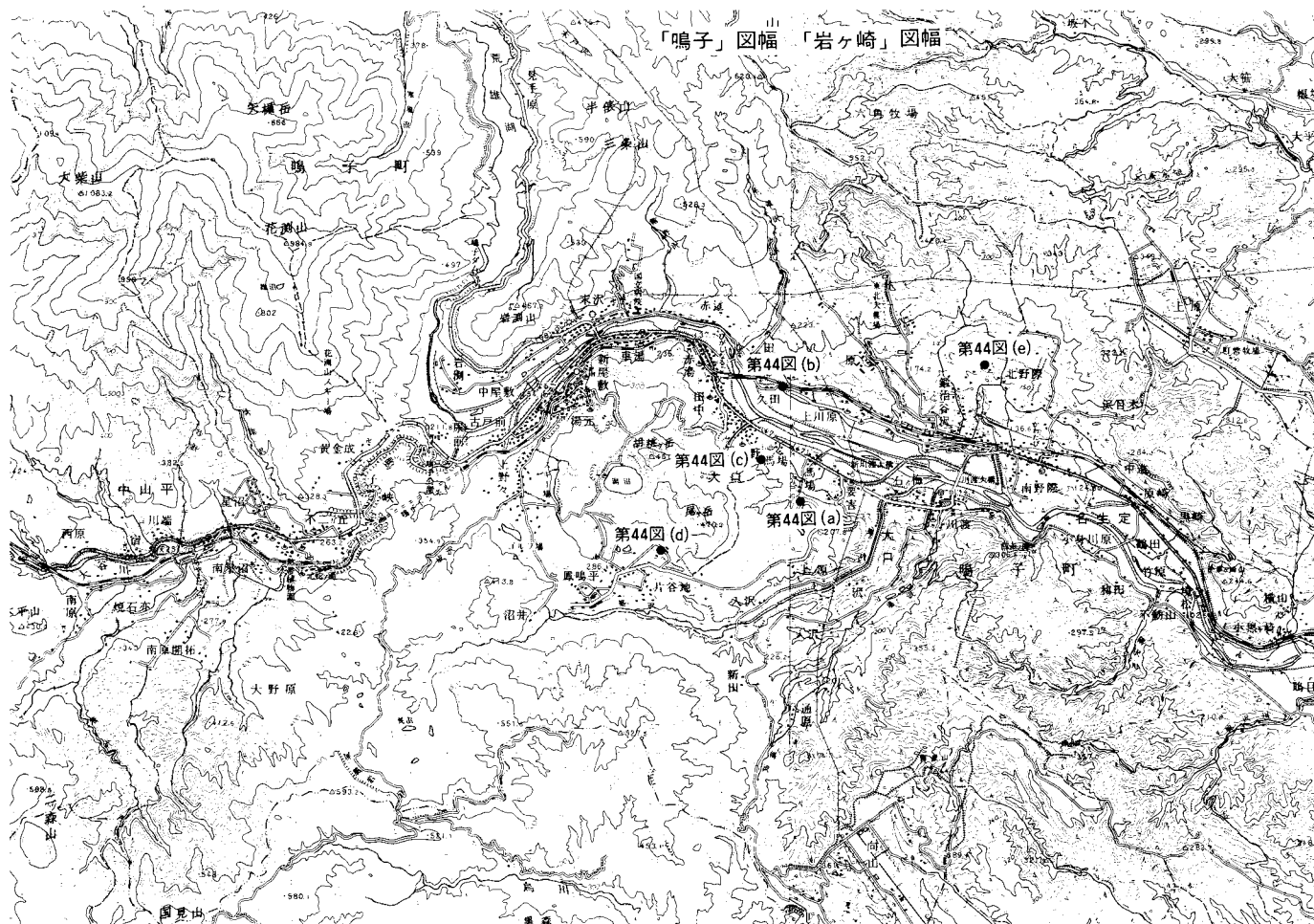


付図 A-1 柱状図作成地点の位置図(その 1)



付図 A-1 (その2)



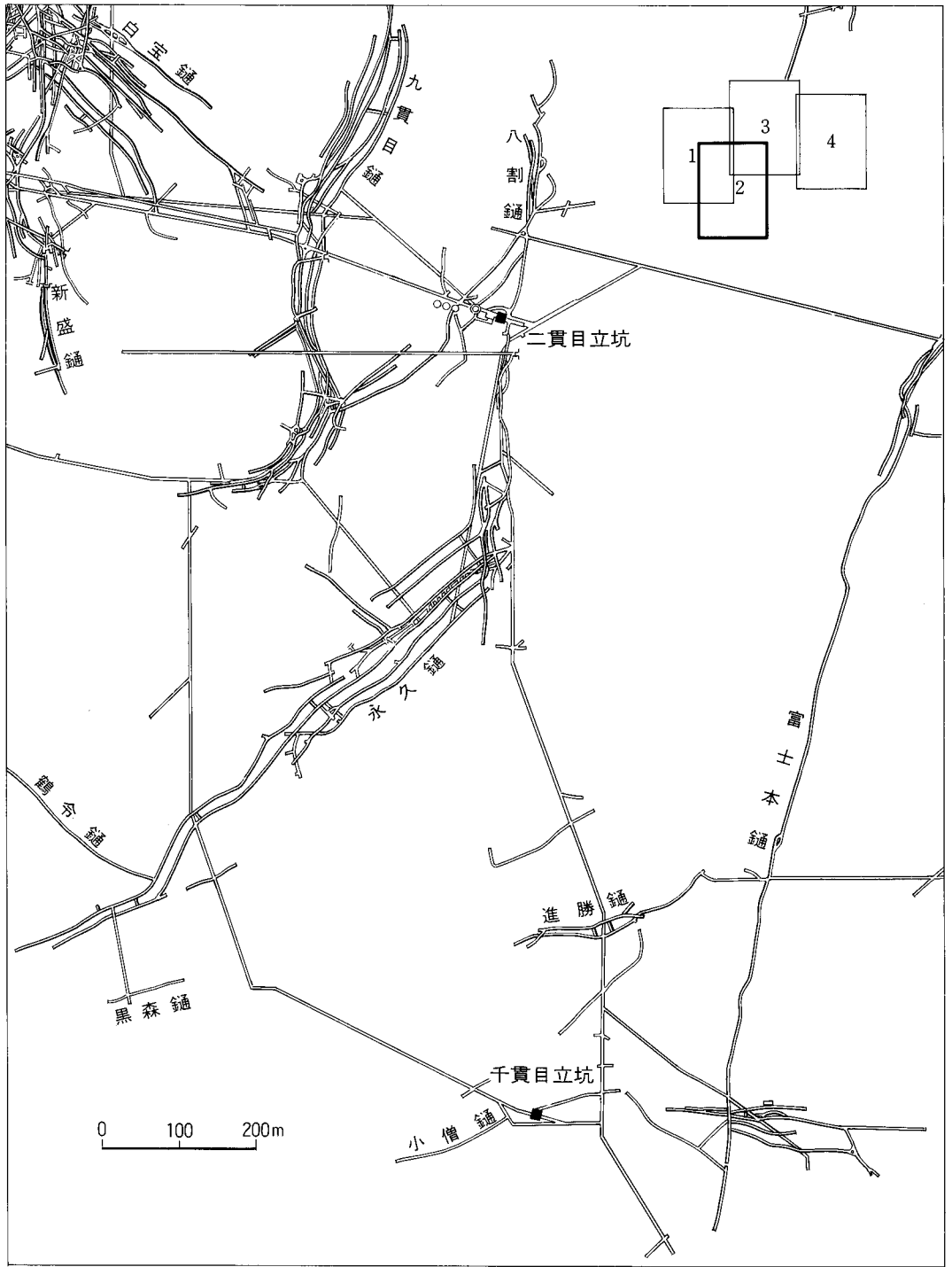


付図 A-1 (その3)

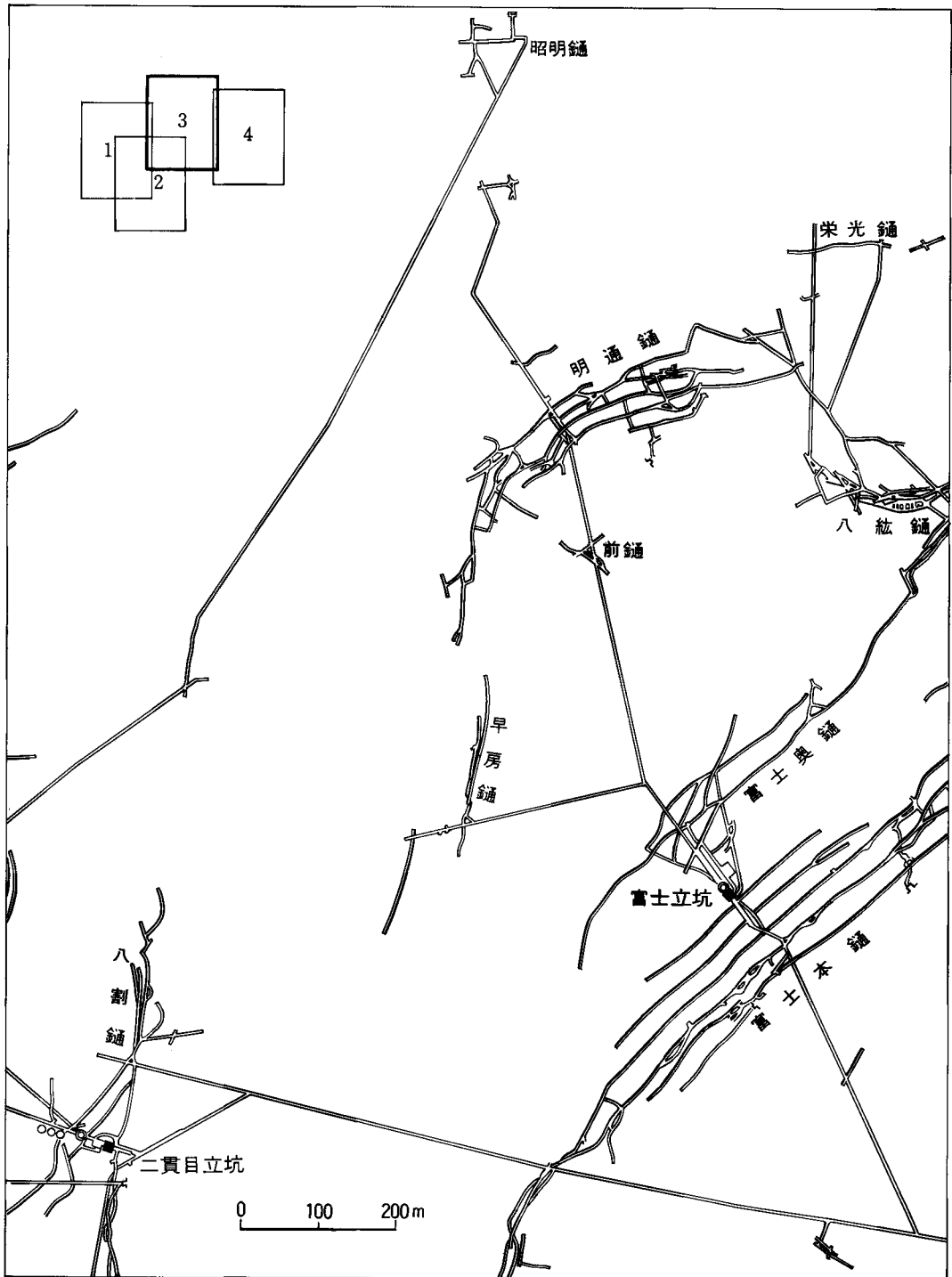


付図 A-2 細倉鉾山主要坑道展開図(その1)

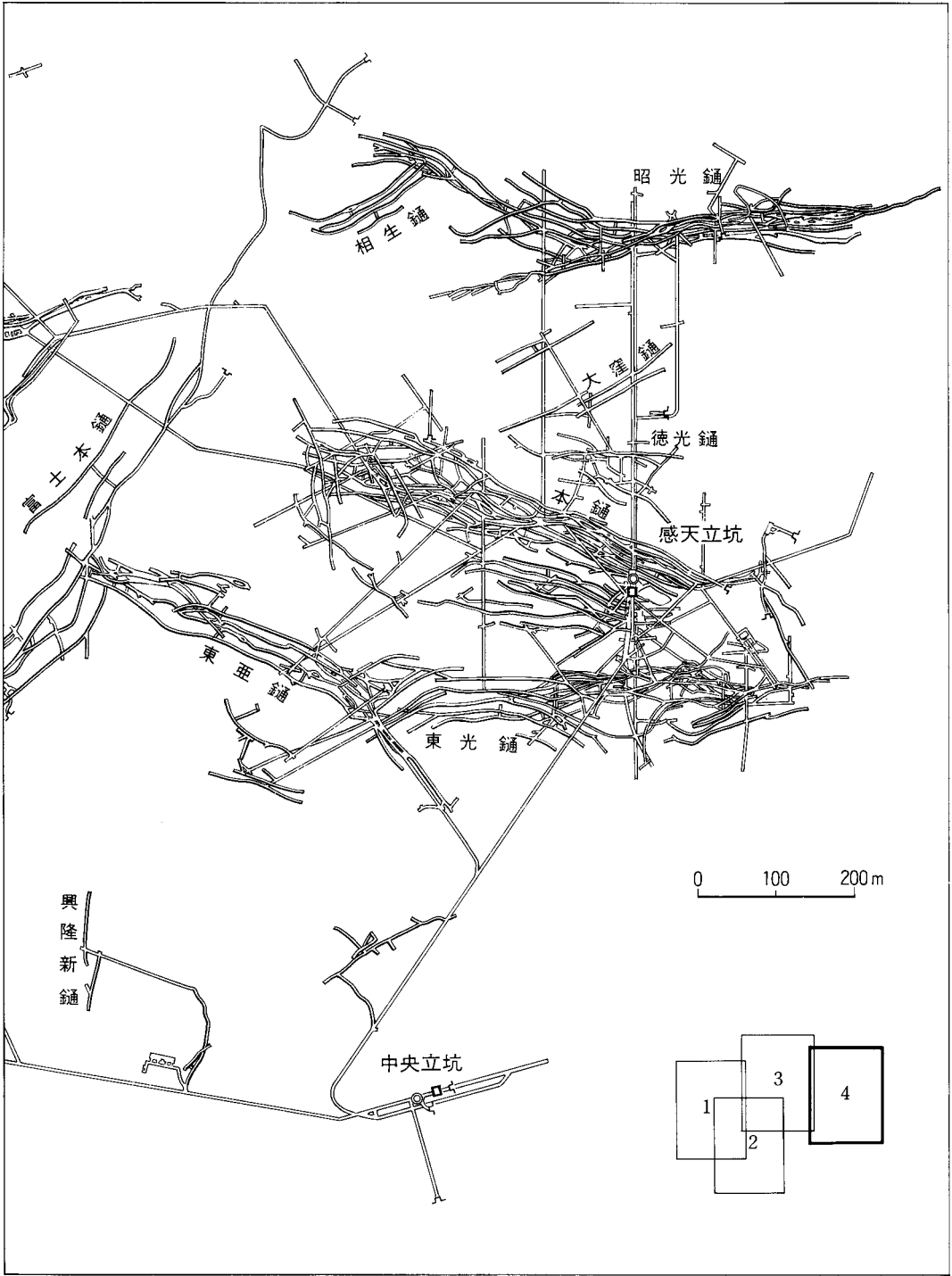
1950年当時の展開状況。地質調査所鉾物資源部保管資料による。この後、鹿の子鉾脈群、追分鉾脈群などの開発に伴い、北西部を中心に新たな坑道が掘削された。



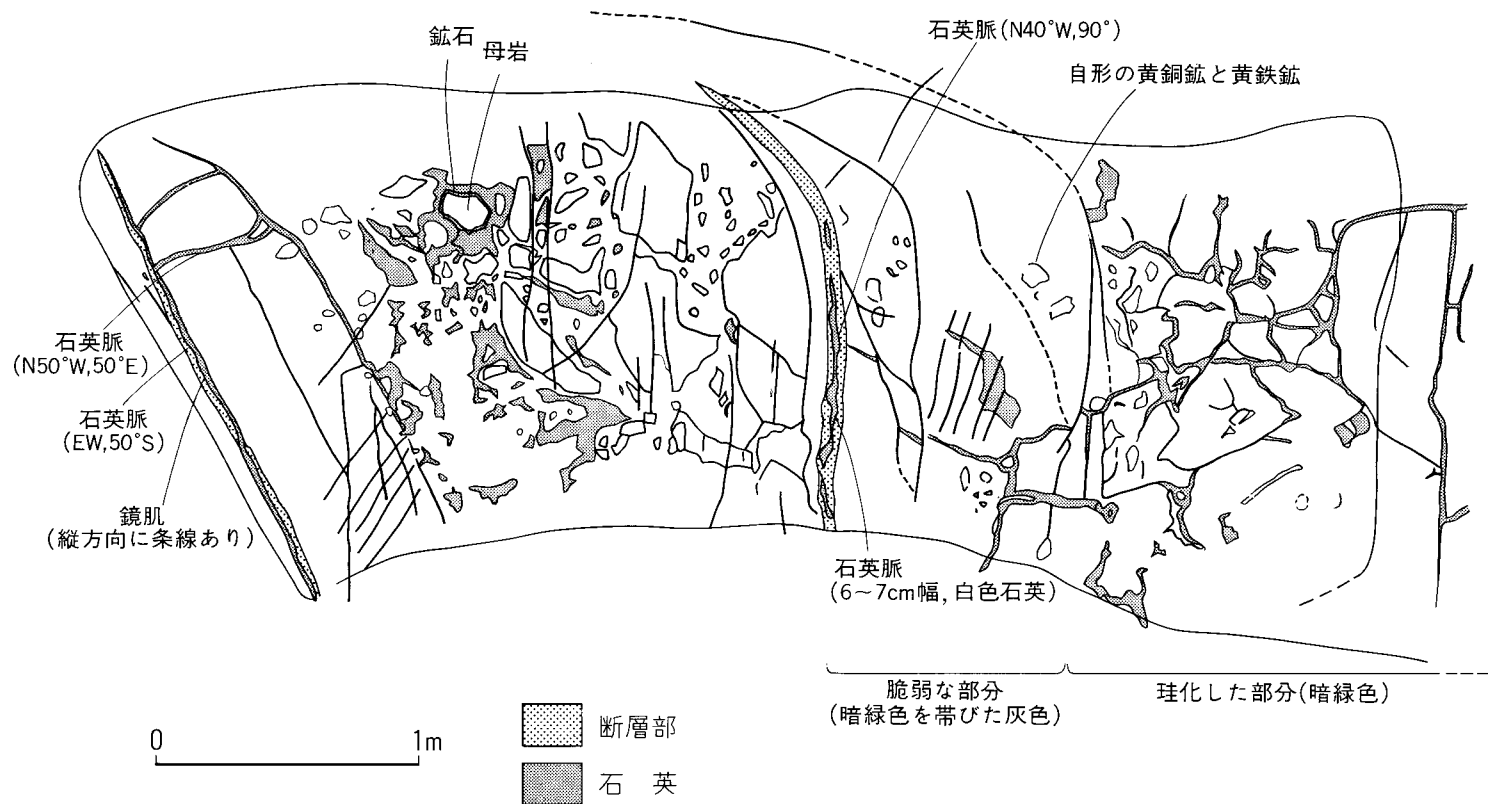
付図A-2 (その2)



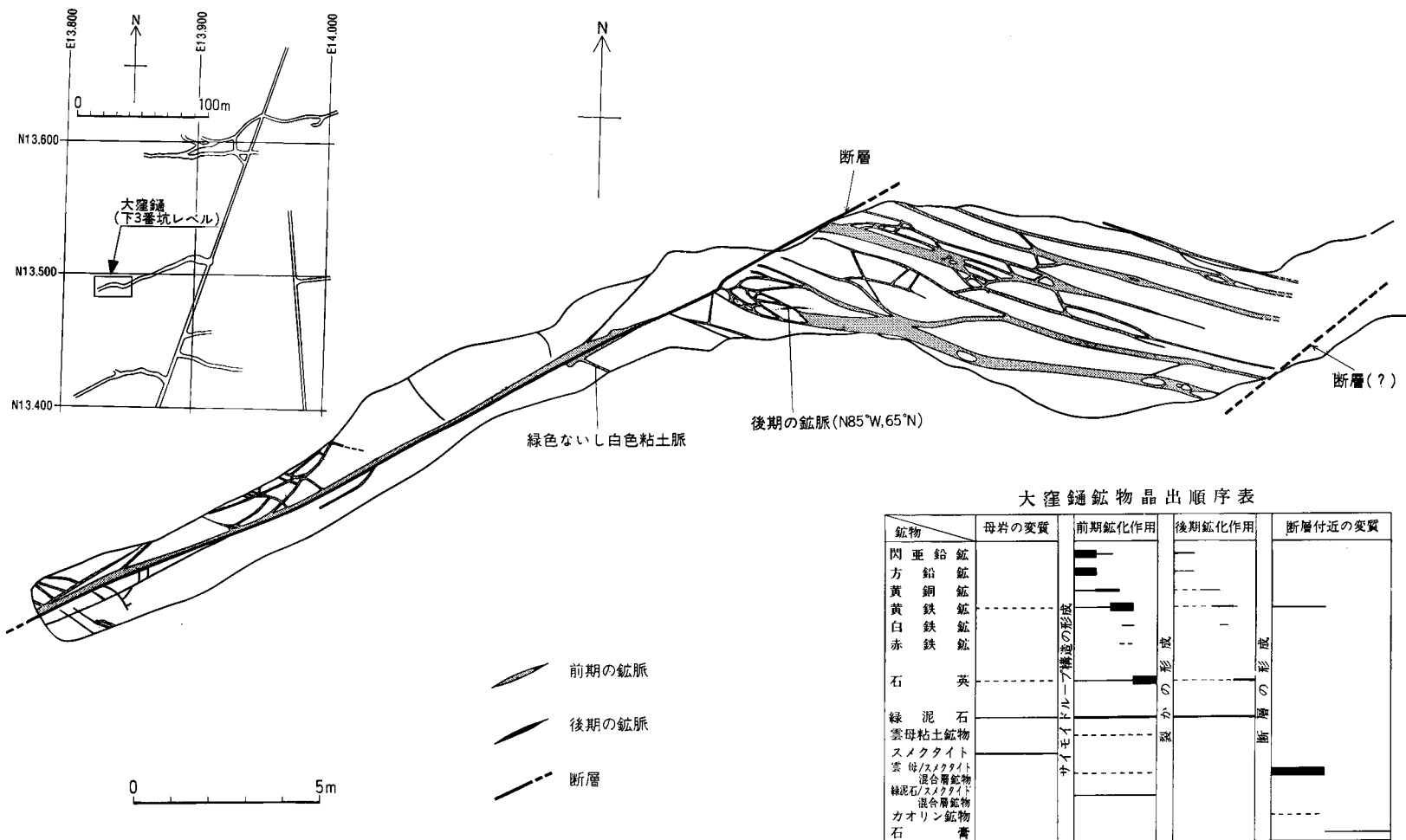
付図 A-2 (その 3)



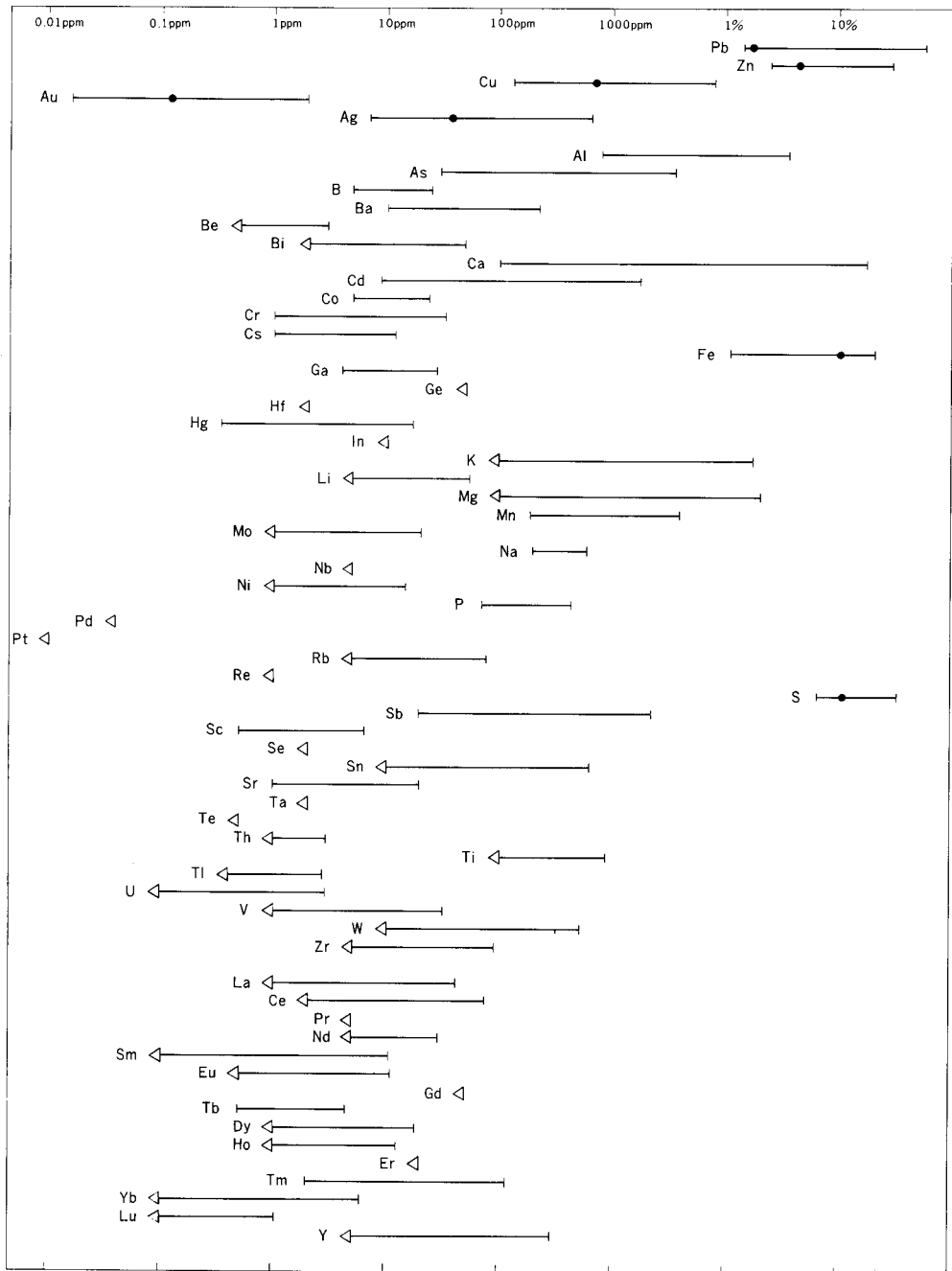
付図 A-2 (その4)



付図 A-3 細倉鉍床昭光-10 L 26 番階段引立スケッチ



付図 A-4 細倉鉱床大窪-3L 鉱脈スケッチ



付図 A-5 細倉鉍山産鉍石中の微量元素濃度  
 元素記号を付した横線は、通商産業省資源エネルギー庁(1994)による細倉鉍山産鉍石標本の分析値の範囲を、黒丸は地質調査所(1956)による細倉鉍山粗鉍の分析値の平均を示す。左端の三角印は分析下限値以下を示す。



付表 A-1 岩ヶ崎図幅地域周辺に分布する第四紀テフラの放射年代一覧表

地層岩体名	年代値	手法 <sup>1)</sup>	測定対象 <sup>2)</sup>	産地	文献	原著岩体名(試料番号)
	(Ma)					
高森第1テフラ	0.43-0.61	ESR <sup>*3</sup>	Qz(Ti)	記載無し	豊田(1993)	高森第1 (Tm-1)
〃	0.406-0.484	TL	Qz	築館町 高森遺跡	長友ほか(1995)	高森第1テフラ (Tm-1)
〃	1.03 <sup>+0.33</sup> <sub>-0.26</sub>	ESR <sup>**</sup>	Qz(Al)	築館町 高森D遺跡	豊田・岡部(1995)	(Tm-1-m)
〃	0.69 <sup>+0.68</sup> <sub>-0.30</sub>	ESR <sup>*5</sup>	〃	〃	〃	〃
〃	1.76 <sup>+0.27</sup> <sub>-0.24</sub>	ESR <sup>**</sup>	Qz(Ti)	〃	〃	〃
〃	1.19 <sup>+0.74</sup> <sub>-0.36</sub>	ESR <sup>*5</sup>	〃	〃	〃	〃
〃	1.12 <sup>+0.48</sup> <sub>-0.31</sub>	ESR <sup>**</sup>	Qz(Al)	〃	〃	(Tm-1-c)
〃	0.74 <sup>+0.93</sup> <sub>-0.35</sub>	ESR <sup>*5</sup>	〃	〃	〃	〃
〃	2.6 <sup>+0.6</sup> <sub>-0.5</sub>	ESR <sup>**</sup>	Qz(Ti)	〃	〃	〃
高森第5テフラ	0.38	TL	Qz	築館町 高森遺跡	橋本ほか(1993)	高森第5テフラ層
〃	0.52	〃	〃	〃	〃	〃
縮沢火砕流	0.34±0.045	〃	〃	記載無し	長友(1993)	縮沢火砕流
〃	0.79 <sup>+0.29</sup> <sub>-0.20</sub>	ESR <sup>**</sup>	Qz(Al)	岩出山町鷓目	豊田・岡部(1995)	(Chijimisawa-m)
〃	0.54 <sup>+0.59</sup> <sub>-0.29</sub>	ESR <sup>*5</sup>	〃	〃	〃	〃
〃	1.30 <sup>+0.36</sup> <sub>-0.26</sub>	ESR <sup>**</sup>	Qz(Ti)	〃	〃	〃
〃	1.26 <sup>+0.37</sup> <sub>-0.29</sub>	ESR <sup>*5</sup>	〃	〃	〃	〃
〃	0.75 <sup>+0.19</sup> <sub>-0.14</sub>	ESR <sup>**</sup>	Qz(Al)	〃	〃	(Chijimisawa-c)
〃	0.46 <sup>+0.56</sup> <sub>-0.21</sub>	ESR <sup>*5</sup>	〃	〃	〃	〃
〃	1.19 <sup>+0.18</sup> <sub>-0.15</sub>	ESR <sup>**</sup>	Qz(Ti)	〃	〃	〃
池月凝灰岩	2.3	FT	Zr	花山村軽井沢集落南方	山田ほか(1978)	北川溶結凝灰岩 (KS73101507)
〃	2.2	〃	〃	鳴子町沢目木集落南方	〃	〃 (KS73101612)
〃	2.4	〃	〃	鳴子町屏風岩	〃	〃 (KS73101616)
〃	1.7±0.9	K-Ar	全岩	花山村湯浜温泉南方	Yamada(1981)	Kitagawa tuff (YUBA-1)
〃	0.6±0.7	〃	〃	花山村大滝	阪口・山田(1982)	〃 (81081701)
〃	0.26±0.04	ESR <sup>**</sup>	Qz(Ti)	記載無し	Imai <i>et al.</i> (1992)	〃
〃	0.16±0.02	〃	Qz(Al)	一迫町小僧	豊田・岡部(1995)	Ikezuki welded
〃	0.15±0.06	〃	Qz(Ti)	〃	〃	〃
〃	0.20 <sup>+0.06</sup> <sub>-0.05</sub>	〃	Qz(Al)	〃	〃	Ikezuki lower, 降下軽石
〃	0.30±0.03	〃	Qz(Ti)	〃	〃	〃

付表 A-1 つづき

地層岩体名	年代値	手法 <sup>1)</sup>	測定対象 <sup>2)</sup>	産地	文献	原著岩体名(試料番号)
以下(ka)						
下山里凝灰岩	88.6	TL	Qz	岩出山町曲坂 日東電工裏露頭	市川(1988)	下山里火砕流 (1986, Smpfl)
〃	89	〃	〃	〃	〃	〃
〃	238	〃	〃	〃	〃	下山里火砕流 (1988, Smpfl)
〃	171±12	〃	〃	〃	橋本ほか(1991)	下山里火砕流
〃	290 <sup>+230</sup> <sub>-40</sub>	ESR* <sup>3</sup>	Qz(Ti)	記載無し	豊田(1993)	下山里火砕流
〃	75	TL	Qz	安沢大露頭	橋本ほか(1993)	下山里層
〃	260	〃	〃	〃	〃	〃
中里第3軽石	290±50	FT	Zr	岩出山町曲坂 日東電工裏露頭	興水(1988)	中里第三軽石
〃	218.6	TL	Qz	〃	市川(1988)	中里第3軽石 (1988, N <sub>3</sub> P)
曲坂軽石	220±20	FT	Zr	〃	〃	曲坂火山灰
〃	380±20	ESR* <sup>3</sup>	Qz(Ti)	記載無し	豊田(1993)	曲坂(MgA)
岩出山軽石	154	FT	Zr	岩出山町 馬場壇 A 遺跡	興水(1986)	岩出山軽石層
〃	192±17	TL	Qz	岩出山町曲坂 日東電工裏露頭	市川・平賀(1988)	岩出山軽石
〃	185±19	〃	〃	〃	〃	〃
〃	160±20	FT	Zr	岩出山町曲坂	興水(1988)	〃
〃	103±8	TL	Qz	岩出山町曲坂 日東電工裏露頭	橋本ほか(1991)	岩出山軽石層
〃	240 <sup>+30</sup> <sub>-20</sub>	ESR* <sup>3</sup>	Qz(Ti)	記載無し	豊田(1993)	岩出山(IwP)
一迫軽石	146	FT	Zr	岩出山町 馬場壇 A 遺跡	興水(1986)	一迫軽石層
〃	124.3	TL	Qz	〃	市川(1986)	19f層(1986, IcP)
〃	122.4	〃	〃	〃	〃	19b層(1986, IcP)
〃	122±11	〃	〃	〃	市川・平賀(1988)	(馬場壇 A 19f)
〃	123±12	〃	〃	〃	〃	(馬場壇 A 19f)
〃	112±11	〃	〃	岩出山町曲坂 日東電工裏露頭	〃	一迫軽石
〃	130±20	FT	Zr	〃	興水(1988)	一迫軽石層
〃	112.2	TL	Qz	〃	市川(1988)	一迫軽石 (1988, Icp)
〃	86±4	〃	〃	〃	橋本ほか(1991)	一迫軽石層
〃	190 <sup>+120</sup> <sub>-30</sub>	ESR* <sup>3</sup>	Qz(Ti)	記載無し	豊田(1993)	一迫(IcP)
北原火山灰	70±7	TL	Qz	岩出山町 馬場壇 A 遺跡	市川・平賀(1988)	(馬場壇 A13)
〃	70.3	〃	〃	日東電工裏	市川(1988)	北原火山灰, 13層 (188, PtA)
荷坂凝灰岩	41.4	<sup>14</sup> C	炭化木	岩出山町下野目大沢	Omoto(1983)	荷坂火砕流
〃	55.16±2.05	〃	〃	岩出山町安沢北大露頭	中井(1988)	荷坂火砕流中の 炭化木 (NUTA-591)
〃	58.5	TL	Qz	岩出山町曲坂 日東電工裏露頭	市川(1988)	荷坂上部火山灰 (1988, N-N <sub>3</sub> )
〃	52.4	〃	〃	〃	〃	荷坂火砕流 (1988, N-N <sub>3</sub> )
〃	64±24	FT	Zr	〃	興水(1988)	荷坂火砕流
〃	73±8	TL	Qz	岩出山町 馬場壇 A 遺跡	市川・平賀(1988)	(馬場壇 A17層)
〃	73±7	〃	〃	〃	〃	(馬場壇 A18層)

付表 A-1 つづき

地層岩体名	年代値	手法 <sup>1)</sup>	測定対象 <sup>2)</sup>	産地	文献	原著岩体名(試料番号)
荷坂凝灰岩	58±6	〃	〃	岩出山町曲坂 日東電工裏露頭	〃	荷坂上部火山灰
〃	52±5	〃	〃	〃	〃	荷坂火砕流
〃	75±3	ESR* <sup>3</sup>	Qz(Ti)	記載無し	豊田(1993)	鳴子-荷坂 (N-N)
柳沢凝灰岩	31.6	TL	Qz	岩出山町 安沢 A 遺跡	市川(1983)	安沢下成層
〃	45.3	〃	〃	〃	〃	安沢下成層, 上部
〃	53.4	〃	〃	〃	〃	安沢下成層, 中部
〃	53.7	〃	〃	〃	〃	安沢下成層, 下部
〃	43.9	〃	〃	岩出山町 座散乱木遺跡	〃	(座散乱木12層)
〃	41.8	〃	〃	〃	〃	(座散乱木13層)
〃	40.6	〃	〃	〃	〃	(座散乱木15層)
〃	43.6	〃	〃	〃	〃	(座散乱木16層)
〃	42.6±7.7	FT	v. glass	〃	奥水(1983)	(stratum-13-1)
〃	40.3±7.6	〃	〃	〃	〃	(stratum-13-2)
〃	44.3±7.5	〃	〃	〃	〃	(stratum-15-1)
〃	63.4±13.3	〃	〃	〃	〃	(stratum-16-1)
〃	50.9±2.2	<sup>14</sup> C	炭化木	岩出山町安沢入口	中井(1988)	柳沢火砕流中の 有機物 (NUTA-592)
〃	44.0±5.0	TL	Qz	岩出山町 座散乱木遺跡	市川・平賀(1988)	安沢下部 (座散乱木12層)
〃	42.0±5.0	〃	〃	〃	〃	安沢下部 (座散乱木13層)
〃	41.0±4.0	〃	〃	〃	〃	安沢下部 (座散乱木15層)
〃	44.0±7.0	〃	〃	〃	〃	柳沢火砕流 (座散乱木16層)
〃	57.0±8.0	〃	〃	〃	〃	柳沢火山灰

<sup>1)</sup> 手法；ESR\*<sup>3</sup>：電子スピン共鳴法（試料の総被曝線量の回帰方法が明記されていないもの）

ESR\*<sup>4</sup>：電子スピン共鳴法（試料の総被曝線量が直線回帰で求められたもの）

ESR\*<sup>5</sup>：電子スピン共鳴法（試料の総被曝線量が飽和回帰で求められたもの）

TL：熱ルミネッセンス法 FT：フィッシュン・トラック法 K-Ar：カリウムアルゴン法 <sup>14</sup>C：炭素14年代測定法

<sup>2)</sup> 測定対象；Qz：石英 Zr：ジルコン v. glass：火山ガラス Qz(Al)：石英のアルミ中心の ESR 信号を測定 Qz(Ti)：石英のチタン中心の ESR 信号を測定

付表 A-2 鳴子火山噴出物の全岩分析値

No.	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12
SiO <sub>2</sub> (wt%)	56.09	69.20	69.43	69.92	70.08	70.56	70.67	70.86	71.11	72.14	72.43	72.87
TiO <sub>2</sub>	0.88	0.45	0.47	0.45	0.48	0.41	0.41	0.42	0.37	0.37	0.11	0.27
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	17.22	15.03	15.00	15.22	15.24	14.50	14.84	14.91	14.72	14.81	13.61	13.15
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	3.40	1.88	1.49	1.84	2.05	1.48	1.43	1.47	1.15	0.99	0.46	0.75
FeO	5.70	1.98	2.23	1.81	1.63	1.73	1.80	1.90	1.71	1.54	0.63	1.36
MnO	0.19	0.11	0.11	0.11	0.10	0.10	0.10	0.10	0.09	0.08	0.05	0.08
MgO	4.05	1.08	1.14	1.08	1.06	0.81	0.86	0.89	0.69	0.67	0.13	0.42
CaO	7.58	3.89	4.01	3.86	3.80	3.27	3.55	3.50	3.21	3.18	1.12	2.26
Na <sub>2</sub> O	3.07	4.18	4.11	4.20	4.14	4.16	4.32	4.35	4.28	4.41	3.04	4.11
K <sub>2</sub> O	0.49	1.11	1.10	1.12	1.11	1.20	1.15	1.19	1.22	1.23	3.54	1.55
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0.10	0.07	0.07	0.06	0.06	0.05	0.06	0.05	0.05	0.04	0.00	0.02
H <sub>2</sub> O <sup>+</sup>	0.96	0.94	0.66	0.26	0.20	1.65	0.55	0.29	1.24	0.44	4.22	2.96
H <sub>2</sub> O <sup>-</sup>	0.27	0.07	0.18	0.06	0.06	0.08	0.26	0.07	0.16	0.09	0.66	0.20
total	100.0	99.99	100.0	99.99	100.01	100.00	100.00	100.00	100.00	99.99	100.00	100.00
Ba (ppm)	170					330	360				815	332
Ce	9.3					20	20.3				41.4	21.7
Co	23.5					3.8	4.1				1.1	1.8
Cr	15.3					—	1.6				3.2	1.6
Cs	0.12					0.92	0.90				3.15	1.50
Nb	1.4					4.3	4.6				7.1	4.4
Ni	7.6					4.2	2.2				0.5	2.7
Rb	10.3					26.1	27				68.6	34.1
Sc	22.0					11.5	8.1				3.6	7.2
Sr	251					188	191				56.9	135
Y	21.7					29.6	31.6				43.8	30.1
Zn	73					48	41				31	39
Zr	54.0					124	119				85.9	128
F	284					203	235				295	121
原著の試料番号	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12
産状 <sup>1)</sup>	LD	LD	T	T	LD	LD	LD	LD	LD	LD	LD	P

<sup>1)</sup>LD: 溶岩ドーム T: 転石 P: 火砕流堆積物の軽石. 分析値は石井・生出(1987)による

付表 A-3 細倉主要鉱床鉱脈一覧表

No	鉱脈名	平均走向	平均傾斜	走向延長 (m)	傾斜延長 (m)	平均脈幅 (m)	平均品位	
							Pb (%)	Zn (%)
1	昭光鍾	N80° E	75° S	900	450	1.60	3.13	7.86
2	大竹鍾	N74° E	75° S	400	170	1.50	4.06	8.16
3	東光鍾	N80° W	70° S	550	250	1.20	2.21	6.46
4	本鍾	N70° W	70° S	500	300	1.10	2.67	7.11
5	東亜鍾	N70° W	70° S	250	230	—	2.0	4.3
6	富士本鍾	N40° E	75° N	2200	330	1.30	1.90	6.20
7	富士奥鍾	N45° E	70° N	700	200	1.5	1.60	4.00
8	八紘鍾	EW	80° S	300	250	—	2.1	6.6
9	栄光鍾	N75° E	70° N	200	130	—	1.6	6.9
10	栄本鍾	N60° E	60° N	340	220	1.5	4.6	11.0
11	瑞兆鍾	N40° W	60° W	1000	250	1.80	1.62	5.44
12	明通鍾	N65° E	65° N	480	300	1.00	2.56	7.20
13	明通南北鍾	N 5° W	70° W	430	230	—	1.3	4.1
14	早房鍾	N 5° W	80° W	450	250	—	1.4	4.2
15	泰明鍾	N35° E	75° W	240	190	—	—	—
16	千鳥鍾	EW	70° N	200	60	—	1.2	3.9
17	ちとせ鍾	N15° E	70° N	300	120	—	2.6	6.7
18	千貫目前鍾	EW	75° S	210	100	—	1.1	3.2
19	千貫目奥鍾	N80° W	75° S	200	100	—	1.5	4.3
20	八割鍾	NS	80° W	750	210	1.4	1.29	6.36
21	永久鍾	N50° E	65° S	1200	220	1.50	1.64	5.08
22	大栄鍾	N55° E	65° S	500	100	2.80	1.47	3.55
23	鹿の子奥鍾	N65° E	75° S	350	140	—	1.5	4.2
24	鹿の子本鍾	N25° E	80° E	150	170	—	3.1	6.4
25	鹿の子前鍾	N60° E	75° S	460	150	—	1.2	3.4
26	鹿の子一号鍾	EW	70° N	360	90	—	1.0	3.7
27	半三南鍾	N65° E	75° S	900	150	1.60	1.43	4.87
28	鶴令鍾	N55° W	65° E	800	100	—	1.3	3.1
29	旭鍾	N40° E	75° E	520	180	1.4	1.30	3.95
30	文右エ門鍾	EW	65° S	550	150	—	1.6	4.0
31	九貫目鍾	NS	75° E	750	190	—	1.3	4.0
32	夏山鍾	EW	S	550	—	1.3	1.66	5.32
33	半三鍾	N45° E	75° S	1200	190	1.30	1.82	6.10
34	石ヶ森1号鍾	N70° E	70° S	900	160	1.40	1.68	6.15
35	白宝鍾	N45° W	W	570	—	1.4	1.00	2.83
36	花山鍾	N45° E	60° S	800	190	1.80	1.63	4.89
37	鳳5号鍾	N60° E	80° N	160	110	1.50	1.26	3.63
38	鳳6号鍾	N25° E	75° W	410	100	1.20	1.07	3.68
39	鳳10号鍾	N42° E	70° E	260	90	2.60	1.05	4.41
40	北進鍾	N40° E	75° W	190	145	0.60	0.76	3.35
41	追分1号鍾	N43° E	80° W	650	230	1.50	1.19	3.99
42	追分2号鍾	N42° E	85° E	200	120	1.00	1.22	3.83
43	追分4号鍾	N45° E	75° E	570	210	0.90	1.08	3.32

付表 A-3 つづき

No	鉱脈名	平均走向	平均傾斜	走向延長 (m)	傾斜延長 (m)	平均脈幅 (m)	平均品位	
							Pb (%)	Zn (%)
44	追分 5 号鍾	N42° E	70° E	610	195	0.70	1.34	3.53
45	追分 6 号鍾	N55° E	65° E	620	165	0.90	1.28	3.73
46	追分 9 号鍾	N50° E	80° E	360	135	1.10	1.31	4.27
47	第一本鍾	N85° W	50-70° S	400	125	1.3	1.5	5.0
48	第二本鍾	N60-70° E	60-70° S	380	90	1.5	2.0	6.0
49	第一石英鍾	NS	70-80° W	300	100	2.0	0.7	4.3
50	第二石英鍾	N40° W	60° W	130	110	1.2	1.0	4.5
51	根子沢鍾	N10° W	60° W	470	180	2.0	1.0	4.4
52	元小屋鍾	N15° W	68° W	380	380	1.52	1.31	4.06
53	新生鍾	EW	50-60° N	250	40	1.2	1.0	4.5
54	東 2 号鍾	N27° E	65° W	540	350	2.06	1.30	3.90
55	曙鍾	N20° W	60° W	270	—	1.0	1.2	4.3

渡辺 (1950), 地質調査所 (1956), 日本鉱業協会 (1968), 川上ほか (1986), 地質調査所鉱物資源部保管資料に基づき, 走向延長おおむね200m以上の鉱脈を記す。Noは, 第52図に対応。

## **QUADRANGLE SERIES**

SCALE 1:50,000

**Akita (6) No.68**

---

## **GEOLOGY**

### **OF THE**

## **IWAGASAKI DISTRICT**

By

Nobuyuki TSUCHIYA, Jun'ichi ITOH, Yohji SEKI, and Toshimitsu IWAYA

(Written in 1991)

---

(ABSTRACT)

### **OUTLINE**

The Iwagasaki district is located in the central part of the Tohoku province in northeast Japan. The northwestern portion of the map area consists of the eastern margin of the Ou Backbone Mountains, and the remaining area is characterized by hilly and flat land.

In the district (Fig.1), Neogene volcanic and sedimentary rocks overlie serpentinite and Cretaceous granitic rocks. Volcanic and sedimentary rocks of Miocene age are distributed mainly in the northern part of the map area. Pliocene to early Pleistocene sediments occur predominantly in the hilly land of the eastern and southern parts of the map area. Late Pleistocene pyroclastic flow deposits are widely distributed in the area and are divided into the Onikobe Caldera Volcanic Products and Narugo Volcanic Products. The Onikobe Caldera Volcanic rocks are subdivided into the Ikezuki Tuff and Shimoyamasato Tuff, and the Narugo Volcanic Products are subdivided into the Nizaka Tuff and Yanagisawa Tuff, respectively. Pleistocene to Holocene sediments are distributed along major rivers in the district.

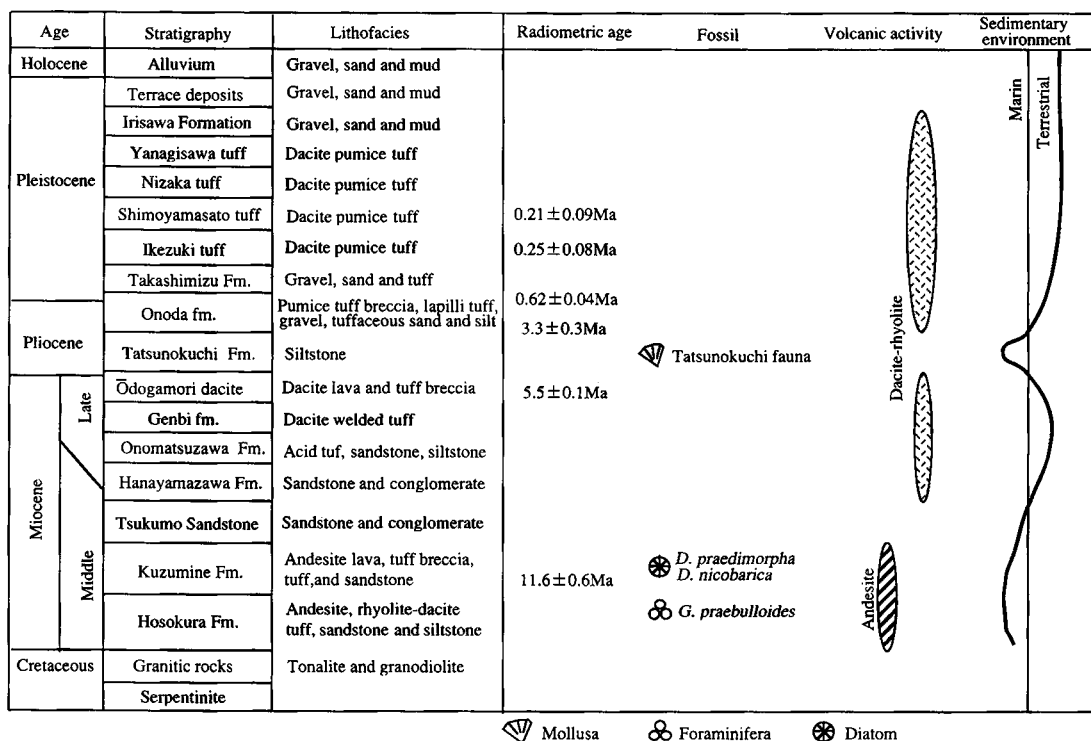


Fig. 1 Summary of the geology of the Iwagasaki district.

## PRE-NEOGENE

Serpentinite outcrops are restricted to the eastern margin of the district and the age of the rocks is unknown. The Cretaceous granitic rocks are distributed in the northeastern portion of the map area and consist of biotite-hornblend granodiorite and tonalite. The granitic rocks are fractured and yield an age of 100Ma (Sasada, 1985).

## NEOGENE

The Neogenese sequence of the map area is divided into the followings formations in ascending order : Hosokura Formation, Kuzumine Formation, Tsukumo Sandstone Member of Shimokurosawa Formation, Hanayamazawa Formation, Onomatsuzawa Formation, Genbi Formation, Odogamori dacite, Tatsunokuchi Formation and Onoda Formation.

The Early to Middle Miocene Hosokura Formation occurs mainly in the northern part of the district. The formation is a marine sequence consisting of andesite, dacite-rhyolite, acid tuff, sandstone, siltstone and mudstone. The andesite is composed of hypersthene augite andesite lava and volcanoclastic rocks which are altered and greenish in color. The sandstone and siltstone of yield shallow marine molluscan and foraminiferal fossils.

The Middle Miocene Kuzumine Formation is a shallow marine sequence and is distribut-



ed sporadically in the map area. The formation consists of andesite and dacite-rhyolite lava, tuff breccia, sandstone and siltstone. The andesite lava is hypersthene augite in composition and was dated at 10.1 Ma.

The Tsukumo Sandstone Member of Shimokurosawa Formation consists of yellowish-brown colored coarse sandstone. It outcrops only in the northeastern part of the district.

The Middle to Late Miocene Hanayamazawa Formation is restricted within the caldera in the north western part of the district. The formation consists of caldera filling sediments composed of conglomerate, tuffaceous sandstone and siltstone.

The Onomatsuzawa Formation occurs on the northern margin of the map area. It is composed of conglomerate, acid tuff, tuffaceous sandstone and siltstone with beds of lignite.

The Genbi Formation occurs on the northeastern margin of the map area. It consists mainly of a hypersthene-hornblende dacite welded tuff yielding an age of 5.7 Ma (Sakaguchi and Yamada, 1988).

The Odogamori Dacite occurs in the northern part of the district, and forms a hypersthene-augite dacite lava dome. The dacite has a (K-Ar) age of 5.5 Ma.

The Pleistocene Tatsunokuchi Formation outcrops sporadically in the central and northeastern part of the district, and consists of bluish-gray siltstone. The formation yields abundant shallow marine molluscan fossils.

The Onoda Formation consists of Pliocene to early Pleistocene terrestrial deposits and is distributed mainly in the northeastern part of map area. The formation is composed of pumice tuff, gravel, sand, silt and lignite. The pumice tuff was dated at 3.3 Ma in the lower portion and 0.62 Ma in the upper portion of the formation.

## QUATERNARY

The Early to Middle Pleistocene terrestrial Takashimizu Formation is distributed in the southeastern part of the district. It consists of gravel, sand, mud and hornblende pumice tuff.

### Onikobe caldera volcanic products

The Ikezuki Tuff, a hornblende-bearing hypersthene-augite dacite formed at about 0.25 Ma. The Tuff unit is subdivided into a basal fallout deposit and a pyroclastic flow deposit. The lower part of pyroclastic flow deposit is welded and is restricted to within an area of 20 km from the center of the Onikobe caldera. The upper part is nonwelded and has a greater spatial distribution from the Onikobe caldera.

The Shimoyamasato Tuff is a hornblende-bearing hypersthene-augite dacite, which was deposited at about 0.21 Ma. The Shimoyamasato Tuff is composed of a basal fallout deposit, consisting of a pisolite ash, and an overlying nonwelded pyroclastic flow deposit. The largest exposure occurs in the southeastern part of the district. Thickness distribution of the basal fallout deposit suggests that the source vent of the Shimoyamasato Tuff has located within the Onikobe caldera.

### Narugo volcanic products

The Nizaka Tuff is a hypersthene dacite formed at about 60 to 80 ka. It consists of a

basal fallout deposit composed of alternating pumice and ash beds, and an overlying nonwelded pyroclastic flow deposit.

The Yanagisawa Tuff was deposited at about 40 to 50 ka and consists of a hypersthene-hornblende dacite. The Tuff unit is composed of a basal fallout deposit and an overlying nonwelded pyroclastic flow deposit, which is interlayered with pyroclastic surge deposit near the Narugo Basin. Thickness distribution of the basal fallout deposits of the Nizaka and Yanagisawa Tuffs suggest that the source vent for both tuffs has located in the Narugo Basin.

The Irisawa Formation fills the Narugo Basin. The formation is of Late Pleistocene age and consists mainly of alternations of sand, silt and tuffaceous sand with minor amounts of fluvial sediments, including gravel and gravel sand.

#### Terrace and alluvial deposits

Terrace and alluvial deposits are distributed along main rivers in the map area and consist of gravel, sand, and mud. The terrace deposits are divided into three groups. The Upper terrace deposit is mainly distributed along the Nihasama River, and overlies the Ikezuki Tuff. The Middle and Lower terrace deposits are distributed along the main rivers.

## ECONOMIC GEOLOGY

Several base and precious metal mines and showings are known in the Iwagasaki district. All are of epithermal vein type and are hosted in the Hosokura Formation. The largest was the Hosokura Pb-Zn deposit, which produced 775,000 tons of Zn, 280,000 tons of Pb, 95,000 tons of Cu, 400 tons of Ag and 1 ton of Au from 18.5 million tons of crude ore. The Hosokura deposit has more than 160 veins in an area of  $4 \times 5$  km. The largest vein, Fuji Honpi, strikes for 2200 m towards  $N40^\circ E$  and dips  $75^\circ N$ , with average thickness of 1.3m. Major ore minerals in the deposit are sphalerite, galena and pyrite, with minor amount of chalcopyrite, tetrahedrite, pyrrargyrite and pyrrotite. Gangue minerals consist mainly of quartz and chlorite. The age of mineralization is thought to be late Miocene. Mining operations began in the 9th century as a silver mine, peaked in the 1970's, and ceased in 1987. All of the other metal mining operations are also closed.

文献引用例

土谷信之・伊藤順一・関 陽児・巖谷敏光 (1997) 岩ヶ崎地域の地質, 地域地質研究  
報告 (5万分の1地質図幅), 地質調査所, 96p.

BIBLIOGRAPHIC REFERENCE

Tsuchiya, N., Itoh, J., Seki, Y. and Iwaya, T. (1997) *Geology of the Iwagasaki district*. With Geological Sheet Map at 1:50,000, Geol. Surv. Japan, 96p. (in Japanese with English abstract 4p.).

---

---

平成 9 年 3 月 21 日 印 刷

平成 9 年 3 月 27 日 発 行

通商産業省工業技術院 地 質 調 査 所

〒305 茨城県つくば市東1丁目1-3

印刷者 前 田 典 千 代

印刷所 前田印刷(株)筑波支店

茨城県つくば市東新井14-3

---

---

©1997 Geological Survey of Japan