

55(521.13)(084.32M50)(083)

地域地質研究報告

5万分の1地質図幅

秋田(6)第98号

仙 台 地 域 の 地 質

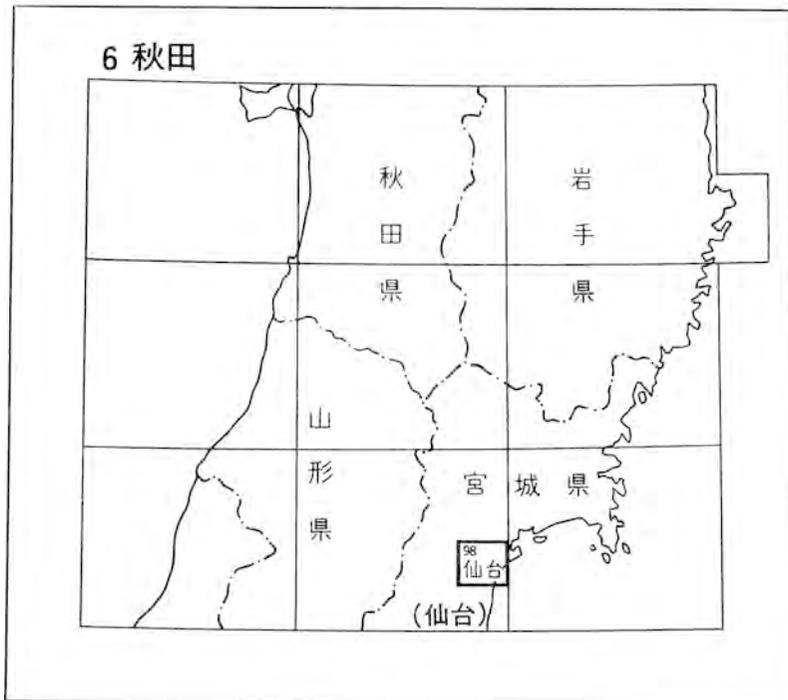
北村 信・石井武政

寒川 旭・中川久夫

昭 和 61 年

地 質 調 査 所

位置図



()は1:200,000図幅名

目 次

I . 地 形	1
I . 1 丘 陵	2
I . 2 台 地	5
I . 3 低 地	6
II . 地質概説	7
II . 1 層 序	7
II . 2 地質構造	10
III . 先新第三系	16
III . 1 利府層 (中部三疊系)	16
III . 2 ひん岩	17
IV . 新第三系	17
IV . 1 松島湾層群	17
IV . 1 . 1 塩釜層	17
IV . 1 . 2 佐浦町層	20
IV . 1 . 3 東宮浜層	22
IV . 2 名取層群	24
IV . 2 . 1 槻木層	25
IV . 2 . 2 高館層	27
IV . 2 . 3 茂庭層	32
IV . 2 . 4 旗立層	36
IV . 2 . 5 綱木層	38
IV . 3 志田層群	41
IV . 3 . 1 入菅谷層	41
IV . 3 . 2 番ヶ森山層	42
IV . 3 . 3 青麻層	45
IV . 3 . 4 七北田層	46
IV . 4 秋保層群	49
IV . 4 . 1 湯元層	50
IV . 4 . 2 梨野層	52
IV . 4 . 3 白沢層	55
IV . 4 . 4 三滝層	57
IV . 5 貫入岩	60

IV. 6	仙台層群	62
IV. 6. 1	亀岡層	63
IV. 6. 2	竜の口層	68
IV. 6. 3	向山層	70
IV. 6. 4	大年寺層	75
IV. 7	留ヶ谷層	77
V.	第四系	78
V. 1	青葉山層	78
V. 2	河岸段丘堆積物	80
V. 3	降下火山沢	80
V. 4	沖積層	81
V. 5	地すべり堆積物	84
V. 6	埋谷土一人的土地改変地	85
VI.	活構造及び地震災害	85
VI. 1	活構造	85
VI. 1. 1	長町-利府線・大年寺山断層・鹿落坂断層	85
VI. 1. 2	坪沼断層・村田断層	89
VI. 1. 3	愛子断層	90
VI. 2	1978年宮城県沖地震	91
VI. 3	歴史上の主な地震・地震災害の記録	94
VII.	応用地質	97
VII. 1	亜炭	97
VII. 2	カオリン粘土	97
VII. 3	砂鉄	99
VII. 4	地下水	99
VII. 5	温泉(鉱泉)	100
VII. 6	土木建築材料	100
VII. 7	地すべり	102
VII. 8	地盤沈下・陥没	104
文献		105
Abstract		126

図・表・付図・付表目次

第1図	「仙台」図幅地域の接峰面図	2
-----	---------------	---

第 2 図	「仙台」図幅地域の地形区分	3
第 3 図	「仙台」図幅地域の地質総括図	8
第 4 図	「仙台」図幅地域一帯の地質概略図	9
第 5 図	「仙台」図幅地域一帯の主要な地質構造	11
第 6 図	「仙台」図幅地域の模式層序断面図	12
第 7 図	鉤取 - 奥武士線と命名された単斜構造の表れの 1 例	14
第 8 図	番ヶ森山背斜東翼の宮城野撓曲による単斜構造の表れの 1 例	15
第 9 図	利府層産出の生痕化石 <i>Rhizocorallium</i>	16
第 10 図	塩釜層・佐浦町層の柱状図作成ルート図	18
第 11 図	塩釜層・佐浦町層の柱状図	19
第 12 図	塩釜層の軽石凝灰岩の露頭	20
第 13 図	塩釜層を覆う佐浦町層の火山円礫岩の露頭	21
第 14 図	佐浦町層の火山円礫岩の露頭	22
第 15 図	東宮浜層のデイサイト質角礫岩の露頭	23
第 16 図	「仙台」図幅地域及び周辺地域における新第三系の地層対比	24
第 17 図	槻木層の軽石凝灰岩の露頭	26
第 18 図	高館層の安山岩溶岩の露頭	29
第 19 図	高館層の安山岩溶岩の露頭	29
第 20 図	高館層を不整合に覆う茂庭層の露頭	32
第 21 図	岩の川下流における地質柱状図	33
第 22 図	茂庭層の動物化石産地	34
第 23 図	旗立層上部の極細粒砂岩の露頭	37
第 24 図	旗立層上部から綱木層中部にかけての柱状図	40
第 25 図	入菅谷層の凝灰質砂岩凝灰質シルト岩互層の露頭	42
第 26 図	番ヶ森山層の含礫粗粒砂岩から産出した鯨の肋骨及び椎骨の化石	44
第 27 図	青麻層に見られる小逆断層	45
第 28 図	七北田層の柱状図	47
第 29 図	七北田層の中位層準に挟在する 2 枚組の黒色硬質凝灰岩	48
第 30 図	湯元層の軽石凝灰岩の露頭	51
第 31 図	旗立層を不整合に覆う梨野層の露頭	53
第 32 図	綱木層を不整合に覆う梨野層の露頭のスケッチ	53
第 33 図	大小の異地性ブロックからなる梨野層の崩壊堆積物の露頭	54
第 34 図	湯元層を不整合に覆う梨野層の露頭	54
第 35 図	白沢層の葉理を示す凝灰質シルト岩の露頭	56
第 36 図	三滝層の溶岩・火山角礫岩・凝灰角礫岩の露頭	58
第 37 図	亀ヶ森の姿と採石場の様子	61

第38図	太白山を構成する安山岩貫入岩の柱状節理	61
第39図	亀岡層・竜の口層の柱状図	64
第40図	「仙台」図幅地域北西部の鮮新統の柱状図	65
第41図	白沢層を覆う仙台層群の露頭のスケッチ及び写真	67
第42図	亀岡層のクロスラミナを示す砂岩の露頭	68
第43図	竜の口層の貝化石層の1例	69
第44図	向山層・大年寺層の柱状図	72
第45図	広瀬川壺屋橋下流側で見られる珪化した化石木	73
第46図	向山層主部・広瀬川凝灰岩部層及び大年寺層の露頭	74
第47図	広瀬川凝灰岩部層の露頭	74
第48図	大年寺層のクロスラミナを示す砂岩の露頭	76
第49図	塩釜層を不整合に覆う留ヶ谷層の露頭	78
第50図	愛島火山沢の露頭	81
第51図	宮城野原平野の沖積層の地質断面図	82
第52図	宮城野原平野の浜堤分布図及び埋没谷基底等高線図	83
第53図	宮城霊園地すべり地の地すべり堆積物	84
第54図	仙台付近の段丘面の細分と活断層の分布	86
第55図	仙台市街地南東部の長町-利府線沿いの地域の空中写真	87, 89
第56図	鹿落坂断層による地形面の変位の1例	88
第57図	長町-利府線に沿って変位した段丘面の実測断面図	88
第58図	長町-利府線北東方延長部における地層の傾斜	90
第59図	坪沼断層に並走する逆断層の露頭	90
第60図	愛子断層に直交する方向の段丘面の実測断面図	91
第61図	1978年宮城県沖地震により倒壊したビル	92
第62図	仙台市緑ヶ丘三丁目における埋谷土の厚さと亀裂の発生位置	93
第63図	1978年宮城県沖地震に伴う仙台付近の推定最大加速度・震度階と地形との対応	94
第64図	旧亜炭鉱山分布図	98
第65図	温泉（鉱泉）分布図	101
第66図	放山地すべり地	103
第67図	地盤沈下等量線図	105
第1表	高館層の溶岩などの化学分析値及びノルム	31
第2表	茂庭層産出の動物化石	35
第3表	志田層群上半部の区分と対比	43
第4表	三滝層の溶岩の化学分析値及びノルム	59
第5表	太白山・亀ヶ森・愛宕山を構成する貫入岩の化学分析値	62

第6表	竜の口層産出の軟体動物化石	70
第7表	大年寺山断層(群)と長町-利府線に沿う段丘面の推定年代及びその最大垂直変位量	88
第8表	昭和25年頃の稼行亜炭鉱山の例	97
第9表	大竹地区カオリン粘土の化学分析値	99
第10表	高館層産砕石の骨材試験結果	102
付図第1図	有孔虫化石産地	118
付図第2図	珪藻化石産地	119
付表第1表	中新統産出の浮遊性有孔虫化石	120
付表第2表	新第三系産出の底生有孔虫化石	120-121
付表第3表	中新統産出の珪藻化石	121
付表第4表	鮮新統産出の珪薄化石	122
付表第5表	広瀬川凝灰岩部層及び白沢層についてのフィッシュントラック年代	123
付表第6表	ジルコン結晶1粒ごとの年代一覧表	124, 125

仙 台 地 域 の 地 質

北村 信*・石井武政**

寒川 旭**・中川久夫*

仙台地域の地質図幅の研究は、地震予知特定観測地域の地質図幅作成計画の一環として行われたものである。本研究報告は、長年にわたって蓄積された東北大学理学部地質学古生物学教室所蔵の手記論文（引用論文は文献欄に記載）の研究結果と北村・中川の未発表資料を基本とし、かつ昭和58-59年度に実施された野外と室内での調査研究の知見を加えてまとめられた。本研究報告のとりまとめは、活構造及び地震災害については寒川が、その他の部分については石井が担当し、北村と中川が総括並びに補足を行った。

本地域の調査研究の過程で、東北大学理学部地質学古生物学教室の方々から全面的な御支援を頂いた。また同学部地理学教室と教養部地学科の方々からも御協力を頂いた。特に地質学古生物学教室の高柳洋吉教授・尾田太良博士・長谷川四郎博士には有孔虫化石の、教養部地学科の丸山俊明博士には珪藻化石のそれぞれ同定をお願いするとともに、その群集組成並びに古環境について御教示頂くなど大変お世話になった。更に地質学古生物学教室の大槻憲四郎博士には新第三系層序について種々御検討頂き、極めて有益であった。筑波大学地球科学系の野田浩司教授及び地質調査所元東北出張所長の谷 正巳博士からは竜の口層産出の貝化石に関する未公表資料を提供された。

現地調査に際しては仙台市交通局高速鉄道建設本部建設部の富澤稔夫氏・高橋哲嗣氏・高橋秀道氏、応用地質株式会社の大久保 彪氏、東北電力株式会社土木部の橋本修一氏に諸般の便宜をお図り頂いた。

以上の方々から感謝の意を表する。

本研究に用いた岩石薄片は技術部の宮本昭正・安部正治・佐藤芳治・野神貴嗣・木村 朗各技官により作成された。岩石薄片の検鏡に際しては地質部の大沢 穠技官から多くの教えを受けた。岩石薄片の一部と岩石の化学分析値資料は元東北出張所の阿部智彦氏から借用し、鏡下の記載の参考にすることができた。利府層産出の生痕化石の同定は元地質部の田中啓策氏にお願いした。掲載写真の一部は北海道支所の山口昇一技官と環境地質部の佃 栄吉技官から提供された。環境地質部の森 和雄技官からは旧亜炭鉱山に関する資料の提供を、上記の谷 正巳氏からは宮城町付近の地質資料の提供を受けた。

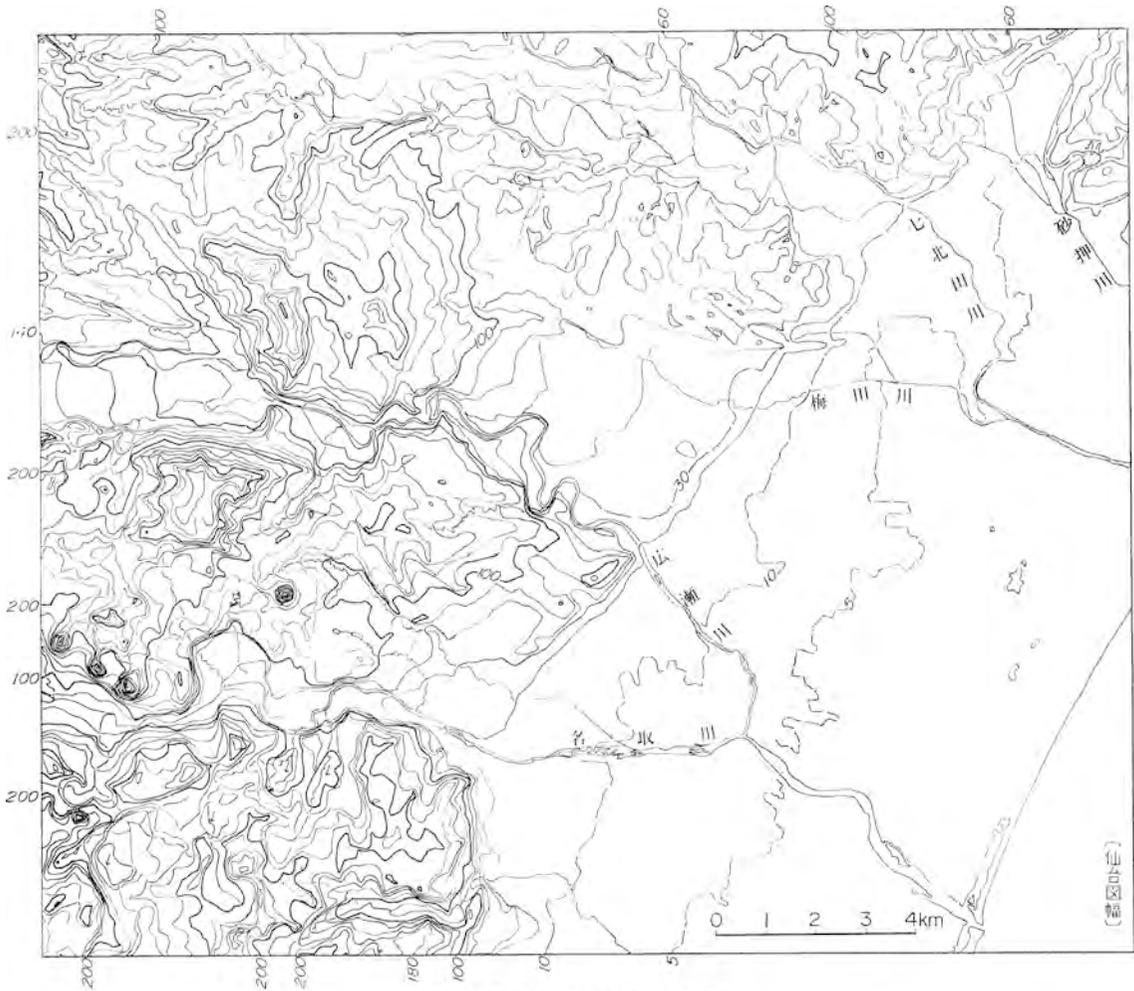
I. 地 形

「仙台」図幅地域は北緯 $38^{\circ} 10' - 38^{\circ} 20'$ 、東経 $140^{\circ} 45' - 141^{\circ} 0'$ の範囲にあり、宮城県の中央やや南寄りに位置している。地形的には仙台平野の南部に当たり、図幅地域南東部に仙台湾の海域を含んでいる。

本図幅地域の大半を占める陸域は、大きく丘陵・台地・低地に三分できる。そしてこれらの間を名取川・広瀬川・七北田川^{ななきた}などが南東流し、仙台湾に注いでいる（第1図）。

なお、東北地方の中核都市、人口約72万の仙台市を擁する本図幅地域には、実に宮城県総人口の約4割が集中している。昭和40年頃から仙台市街地を囲む丘陵の宅地化と東方の低地の商工業地化が急速に進み、これらの結果、地形は大きな改変を受けている。

* 東北大学理学部（昭和58-59年度地質調査所併任） ** 環境地質部



第1図「仙台」図幅地域の接峰面図

国土地理院発行5万分の1地形図「仙台」を基に、幅500m未満の谷を消去して作成。等高線間隔は20mおきで、太実線は100mの単位を示す。また補助線として破線(10mと30m)と短線(5m)を入れた。

以下、丘陵・台地・低地について簡単に述べる。本図幅地域の地形又は地盤の性質に関しては、田山(1933)、能・中村(1967)、奥津(1977)などが詳細に報告している。

I. 1 丘陵

丘陵は主要な河川の流路によって分断されているが、本図幅地域の北西半部に広く分布している。西部-南西部には、火山岩体からなる孤立峰や小沢に開析されて急斜面を呈する山地的な様相をなすものもあるが、本報告ではすべて丘陵として扱った。

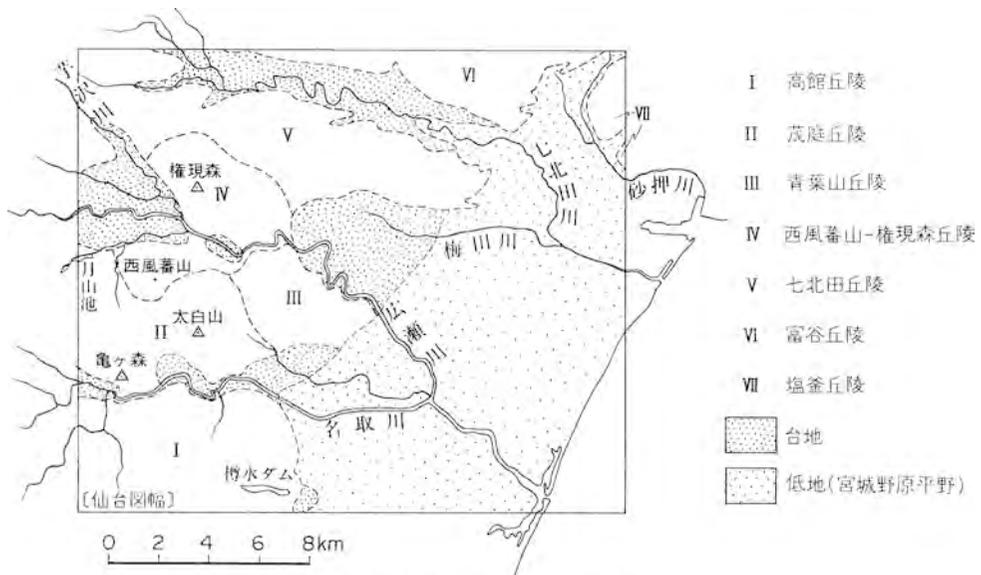
丘陵は地質や地質構造あるいは第四紀における海水準の変動などに支配されて、地域ごとに異なった

形態を示している。ここでは標高・開析の程度・平坦面の有無などから、丘陵を次の七つに地形区分し、仮の名称を付した。すなわち南部から北部へと、高館丘陵、茂庭丘陵、青葉山丘陵、西風蕃山-権現森丘陵、七北田丘陵、富谷丘陵、塩釜丘陵に区分した（第2図）。

高館丘陵は名取川以南の地域を占め、主に新第三系名取層群下部の高館層が分布している。小河川により著しく開析され、起伏量が比較的大きく、山地的な地形を呈している。火山岩分布地域のため標高は周囲より少し高い。稜線は標高が200-300mでほぼ一定し、大部分平坦面とも思われる丸味を帯びている。そしてこのような稜線には第四系^{めでしま}愛島火山灰が浸食されずに残っている。一方、仙台市坪沼・名取市中沢付近には北流する小河川沿いに沖積低地が小規模に展開し、その北縁はENE-WSW方向のリニアメントで画されている。これはリニアメントに沿って延びる北西上がりの坪沼断層（第VI章参照）の影響によると判断できる。なお本図幅地域の高館丘陵の最高点は坪沼西方の愛宕山（標高324m）で、新第三紀に貫入した火山岩体からなっている。

茂庭丘陵は名取川左岸側に位置し、主に名取層群中-上部の堆積岩類と、三滝層を除く秋保層群の火山砕層岩類とから構成されている。この丘陵も小河川による開析が著しく、特に西半部は深く下刻されている。また太白山（標高320.7m）、亀ヶ森（同344.5m）など新第三紀に貫入した火山岩体からなる小山が突出していて特色を与えている。これら残丘状の小山を除くと、稜線はほぼ標高100-300mの間にある。

青葉山丘陵は仙台市街地南西方に位置し、主に鮮新統仙台層群と第四系の青葉山層が分布している。この丘陵の第一の特徴は、標高約200mから100mまで東方に次第に高度を減ずる平坦面を伴っていることである。平坦面は青葉山層の下部を構成するニッ沢礫層の堆積面上を火山灰が覆って形成されたものである。第二の特徴は小河川による開析が余り進んでいない中で、竜ノ口溪谷だけが最大比高70mに達する深い峡谷をなしていることである。竜ノ口溪谷の成因は、かつては仙台市向山方面に流れ



第2図 「仙台」図幅地域の地形区分

ていた沢が広瀬川に争奪され、浸食基準面が急激に低下した結果とみなされている（田山，1933；地学団体研究会仙台支部，1980）。第三の特徴は東方に緩く傾斜する地形面であって、その南東縁部が大年寺山に代表されるNE-SW方向の地形的な高まりを作っていることである。これは長町-利府線と背後の大年寺山断層(活断層)による地形面の変位と考えられている（中川ほか，1961；中田ほか，1976；大槻ほか，1977）。

西風蕃山-種現森丘陵は仙台市と宮城町の境界地域に位置し、主に秋保層群三滝層が分布している。丘陵の真ん中を広瀬川が貫流して小規模な段丘地形も見られるが、川の南北両側の地域で類似点が多いので、あえて一つの地形区とした。この丘陵の西風蕃山南方の三角地点が本図幅地域内の最高点で、標高379.2mである。西風蕃山と種現森とはともに標高300mを越え、主として浸食に対する抵抗性の強い溶岩からなり、一種の残丘とみなされる。西風蕃山北斜面が比較的急傾斜を示すのは、露頭では確認しにくい¹⁾が、仙台市^{かぎとり}鉤取から宮城町^{かみあやし}上愛子北西へと続く単斜¹⁾構造の層理面に支配されているためであろう。一方、種現森の東方には三滝層にアバットする仙台層群とこれを覆う青葉山層が分布して独特な地形を呈している。すなわち宮城町^{よしなり}吉成北方の標高100m付近に遷急点をもつ小河川の上流側には幅広い谷底平野があり、また青葉山層分布地域が平坦面を形成している。

七北田丘陵は七北田川右岸側に広がり、主として仙台層群が分布している。七北田川と広瀬川に挟まれたこの丘陵の分水界は明らかに広瀬川寄りに偏っており、丘陵を開析する小沢の多くは七北田川の支流である。稜線部は緩く起伏しながらも、下流側の標高60-80mから上流側の200m以上へとほぼ一様に増加している。残存する青葉山層相当層の分布から、七北田丘陵の一部は恐らく高位の堆積面が開析されて形成されたのであろう。

富谷丘陵は七北田川左岸側の地域を占め、北隣「吉岡」図幅地域へと広がり、通称富谷地塊と呼ばれている。主に中新統志田層群の一般に固結度の高くない砂質堆積物で構成され、これが地形を大きく支配している。

本丘陵は樹枝状の小沢が発達し、稜線近くまで下刻されている。ただし稜線自体は標高100m前後の定高性を保っている。富谷丘陵の南東縁部には幾つか特徴的な地形が見られる。すなわちNE-SWもしくはENE-WSW方向の言わば半島状の地形と、同方向のリニアメントが卓越している。これらは長町-利府線に関連した新期の造構運動も反映しているが、そればかりではなく、新第三紀における堆積盆地の発達史をも反映した複雑なものである（石井，1985MS.）。新期の造構運動だけでは富谷丘陵南東縁部の地形、同時に新第三系の地層分布と堆積の特異性は説明できず、更に次に述べる塩釜丘陵の位置付けをも説明し切れぬ。

塩釜丘陵は利府町東部から塩竈市及び多賀城市北部を占め、大方標高80m未満の緩い起伏を示している。この丘陵には中新統松島湾層群と鮮新統のほかに、本図幅地域の基盤岩である三疊系利府層が露出している。利府層の分布や中新統の地質構造を概観すると、塩釜丘陵地域は少なくとも中期中新世以降は相対的に隆起の場であった（石井ほか，1983b；石井，1985MS.）。稜線部には鮮新統留ヶ谷層が薄く載っているが、その標高は一定ではなく、丘陵の地形面は留ヶ谷層を切る浸食面とみなされる。面形成に伴う堆積物はなく、代わりに稜線部の地層が著しく赤色土壌化している。赤色土壌の形成時期は、

1) JACKSON, J. A. and BATES, R. L. (1980) の "Glossary of geology, 2nd edition" による。

松井・加藤（1962）が述べたようにほぼ下末吉期に相当するが、新期・古期の2期あったとする意見（若生，1964）もある。

塩釜丘陵の南西方、後述する宮城野原平野の地下にはNNW-SSE方向の基盤構造—北村（1963）の「本荘-仙台構造線」の一部をなし、この地域では主に前期中新世に運動したと考えられるものが伏在することを推定できる。

なお、本丘陵の史蹟多賀城跡は、約1,000年前に降下したガラス質火山灰（多賀城火山灰と仮称、供給源は不明）に薄く覆われていることを補足しておく。

I. 2 台地

名取川・広瀬川・七北田川など主要な河川に沿う河岸段丘分布地域を台地とした。本図幅地域一帯の河岸段丘は田山（1933）により先駆的かつ総括的に研究され、流域ごとにあるいは分布地域ごとに段丘名が付されている。1図幅内で段丘名が多すぎると煩雑になるので、本報告では仙台市街地を載せる台地を標式的にとり、田山（1933）の命名に従い、高位面より台の原段丘・仙台上町段丘^{かみ}・仙台中町段丘・仙台下町段丘^{しも}と呼ぶことにする（原著では臺ノ原、仙臺の文字が使われているが、現在の慣用に従った）。この区分を地形面の標高・連続性・火山灰の有無などから判断して、本図幅地域内の段丘すべてに適用した。ただし各段丘面は更に小さな面に細分できるし、火山灰を載せていないものもあるので、流域ごとの段丘面の対比は必ずしも完全を期し得ない。また田山（1933）の区分と名称には修正すべき点があるとして、新しい区分と名称が若生（1965）により提唱されている。

各段丘の分布を概観すると、一般に流域の左岸側に発達が顕著でかつより高位の面が存在する。特に仙台市街地と七北田川流域でこれが著しく、河川が北方から南方へと移行しつつ堆積面を残したことを示している。

台の原段丘^{だいのほら}は仙台市台原付近に模式的に発達し、仙台市街地では標高約30-100mの範囲にわたっている。田山（1933）の七北田川沿いの「飛鳥原段丘」・「上ノ原段丘」、宮城町（愛子盆地^{あやし}）の「赤坂段丘」、名取川沿いの「上ノ原段丘」などは台の原段丘に相当する。

台の原段丘は仙台市街地北部では、4-5mの厚さの礫・砂・粘土からなる堆積物をもち、本図幅地域城南西部では一般に南方へ向かって厚くなる愛島火山灰^{めでしま}・永野火山灰（中川ほか，1960）を載せている。なお本報告では仙台市街地東部の榴ヶ岡の地形的高まりを台の原段丘に含めたが、安山岩礫の風化殻の厚さの測定を根拠にこれを仙台上町段丘に対比させる考えもある（大内，1973）。

仙台上町段丘は宮城県庁や東北大学教養部キャンパスなどが載る面で、仙台市街地では標高約30-80mの範囲にわたっている。田山（1933）の七北田川沿いの「花輪段丘」、愛子盆地の「中原段丘」、名取川沿いの「鉤取段丘」などは仙台上町段丘に相当する。仙台上町段丘は厚さ数mの礫層をもち、一部で愛島火山灰より新しい火山灰に覆われている。宮城県庁近くの仙台市錦町の仙台上町段丘の火山灰は、永野火山灰である（中川ほか，1960，1961）。愛島火山灰と永野火山灰との間には「平沢火山灰」（中川ほか，1960）があるが、本図幅地域ではまだ確認されていない。

2) 上町を「うわまち」、下町を「したまち」と読む論文もあるが、田山の原著では明らかでない。

仙台中段丘は仙台市一番町など仙台市の中心部が載る面で、仙台市街地では標高約25-60mの範囲にわたっている。本報告では仙台市街地北部の梅田川流域に認められる極めて緩く幅広い谷状地形も仙台中町段丘とした。田山（1933）の七北田川沿いの「花輪段丘」や「根ノ白石段丘」の一部、愛子盆地の「愛子段丘」、名取川沿いの「富澤段丘」などは仙台中町段丘に相当する。仙台中町段丘は厚さ数mの礫層をもち、一部で永野火山灰に覆われている。永野火山灰は「白石」図幅地域の蔵王町永野付近を模式地とする（中川ほか、1960）。

仙台下町段丘は現在の河川の流路に沿って分布し、仙台市街地では標高約20-45mの範囲にわたっている。田山（1933）の七北田川沿いの「岩切段丘」、愛子盆地の「^{おおがつかさ}大勝草段丘」などは仙台下町段丘に相当する。七北田川流域では本段丘の面は見掛け上、沖積面に連続している。

以上、本図幅地域の台地すなわち河岸段丘を都合4面に区分したが、Omoto（1976）や中田ほか（1976）が示した年代値及び中川（1961）・Nakagawa（1964）の編年に基づけば、台の原段丘は10-13万年前の下末吉期に、仙台上町段丘は武蔵野期に、仙台中町段丘は立川期に、仙台下町段丘は有楽町期にそれぞれ形成されたと判断できる。

また仙台市街地を載せる台地の南東縁がNE-SW方向の崖線で画されていることについて、Yabe（1926）はこの線を“Nagamachi=Rifu Line”と称したが、今日では一般にこの名称は活構造をさすものとして使われている（中川ほか、1961；中田ほか、1976；大槻ほか、1977；今泉、1980；活断層研究会、1980；石井ほか、1985；第VI章参照）。

I. 3 低地

低地は名取川・広瀬川・七北田川の下流域や丘陵を刻む小川沿いに分布する。主要河川の下流域に広がる低地は宮城野原平野あるいは宮城野海岸平野と呼ばれていて、田山（1933）の宮城野原面に相当する。

宮城野原平野は本図幅地域のおよそ南東半部を占め、その標高は20m未満である。本平野は現在の海岸線に平行して分布する砂浜海岸・浜堤及び浜堤間の後背湿地、更に複雑な分布を示す自然堤防・旧河道・後背湿地などで特徴づけられる。ただし市街地の拡大・土地区画整理、河道の付け替えなどが行われて、自然の形態を留める部分は少なくなっている。

低地の地下を構成する地層はボーリング試料や深井戸柱状図の解析によらなければならないが、仙台市街地に近い部分では地下鉄・電話線埋設など地下トンネルが最近掘削され、一時的な“露頭”も出現した。それらの露頭の情報や長谷浩明（1965）、長谷弘太郎（1967）ほかの研究で、低地下には仙台層群が伏在することやいわゆる沖積層の基底等高線の様子が明らかにされた。なお低地の後背湿地堆積物中には、先に述べた多賀城火山灰が挟まれている。

II. 地質概説

II. 1 層序

「仙台」図幅地域は、先新第三紀の地質区分上は、南部北上帯の西縁部もしくは南部北上帯と阿武隈帯との境界部に位置している。また新第三紀の地質区分上は、新第三系の下部を構成する火山岩類が非変質で、しかも陸上に堆積したものとみなされることから、恐らく東北日本弧外側の非グリーンタフ地域に属している。

なお本図幅地域及び周辺一帯は構造発達史的に重要な、又は特異な位置を占め、グリーンタフ地域との関連性など、これまで数多くの議論とそれに基づく構造線の提唱がなされている（大森, 1954; Tsuboi *et al.*, 1956; 北村, 1959, 1963; 生出・大沼, 1960; 八島・生出, 1966 など）。

本図幅地域には第3図に総括した地層・岩石が認められる。すなわち基盤岩類である中部三畳系⁹の利府層が北東部の塩釜丘陵に露出し、周辺の丘陵には新第三系と第四系の一部が、台地の表層部と低地には第四系が分布している（第4図）。

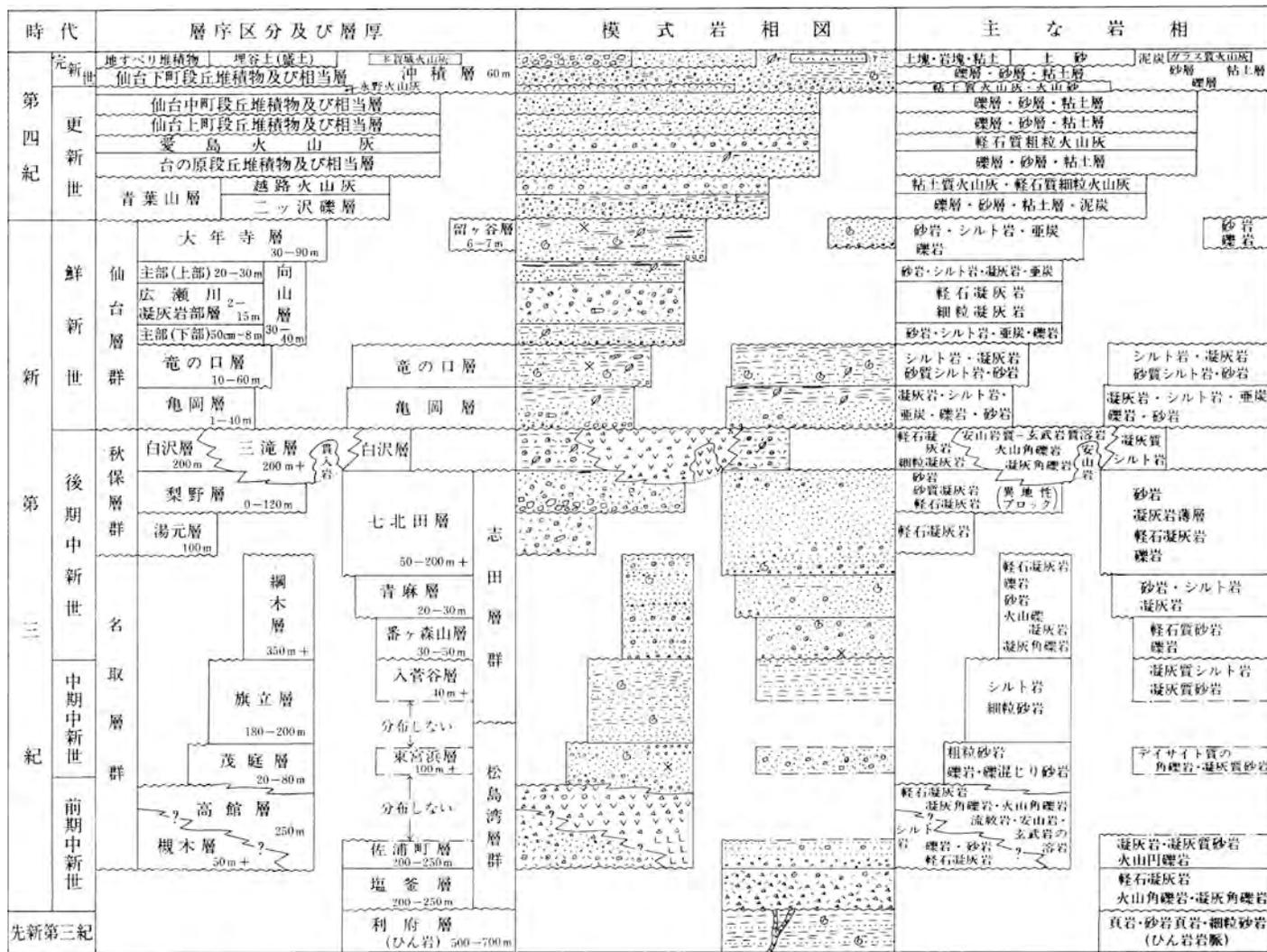
利府層は頁岩を主とする地層で狭い範囲に限られて露出している。その地下浅所での分布範囲は小川・瀬谷（1961MS., 1962MS.）や三品ほか（1981）の重力異常図からも読み取れるが、七北田川以南の地域に伏在しているかどうかは明らかでない。一方、南隣「岩沼」図幅地域以南には約90-100 Maの年代値を示す白亜紀に貫入した花崗岩類（河野・植田, 1965）と時代未詳の「割山層」（HANZAWA *et al.*, 1953）が露出しており、これらが本図幅地域内に伏在している可能性がある。

新第三系は中新統及び鮮新統からなる。中新統は松島湾層群・名取層群・志田層群・秋保層群の4つに大別され、鮮新統は仙台層群及び留ヶ谷層からなる。

松島湾層群は松島湾を囲む一帯に分布し、東隣「塩竈」図幅地域で塩釜層から大塚層までの6層に区分された（石井ほか, 1983 b）が、本図幅地域にはそのうちの塩釜層・佐浦町層・東宮浜層が狭小に分布している。塩釜層・佐浦町層は主として非変質の安山岩質火山噴出物とそれに由来する砕屑物からなる前期中新世の陸成層である。東宮浜層は火山物質に富む地層で、中期中新世初期の頃の“pyroturbidite”（後述）を主体としている。

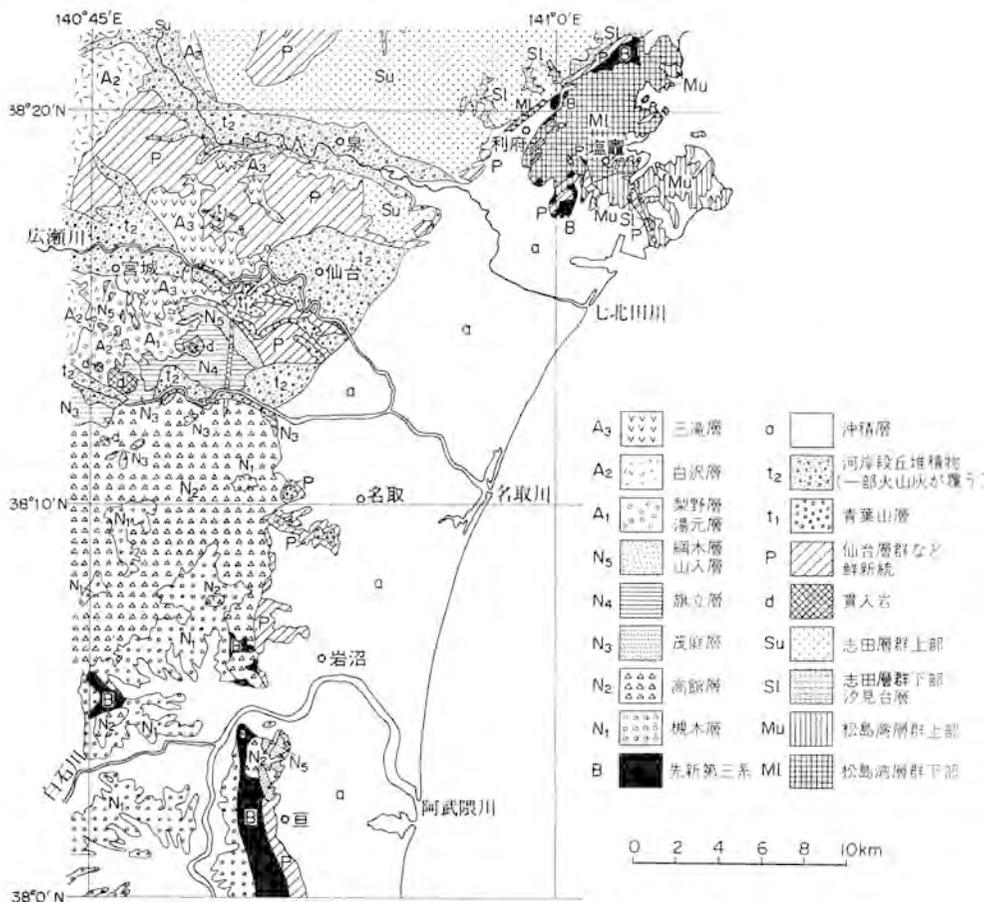
名取層群は本図幅地域南西部に分布する前期中新世から後期中新世にわたる地層で、基本的には海進・海退に伴う一堆积輪廻を示している。すなわち本層群下部は動植物化石を産する陸成-内湾成の堆积岩類（槻木層）と主に安山岩質-玄武岩質の陸上噴出した火山岩類（高館層）からなり、上位へ次第に浅海成で多様な動物化石を産する粗粒堆積物（茂庭層）に移化する。槻木層・茂庭層産出の化石は暖かい気候を指示しており、松島湾層群中下部のものと共通している。名取層群中部は微化石を多産する細粒堆積物（旗立層）で特徴づけられ、中期中新世に位置する。微化石の群集組成は旗立層が外部浅海帯から上部漸深海帯に堆積したことを示唆しており、中期中新世に仙台付近は最大海進を迎えたと判断できる。名取層群上部は火山物質に富む浅海成の粗粒堆積物（綱木層）で、後期中新世に位置づけられる。

志田層群は北東隣「松島」図幅地域で定義されたもの（石井ほか, 1982b）で、本図幅地域にはその



植物の葉
 珪化木など
 Y 泥炭
 G 軟体動物
 X 哺乳動物

第3図 「仙台」図幅地域の地質総括図



第4図「仙台」図幅地域一帯の地質概略図

(生田・藤田, 1975; 北村ほか, 1983; 石井ほか, 1982b, 1983b 及び本報告から作成)

南西縁部が分布している。全般に砂質堆積物からなるが、粒度・固結度・凝灰質の程度その他から、本図幅地域では下位より入菅谷層・番ヶ森山層・青麻層・七北田層に区分される。微古生物学的資料や岩相・鍵層の対比によって名取層群との地層対比が可能で、例えば番ヶ森山層から七北田層までの3層はほぼ綱木層に対比できる。

秋保層群は本図幅地域西部から西隣「川崎」図幅地域一帯に広く分布する陸成層で、後中新世における激しい火山活動によりもたらされたものである。本図幅地域では岩相上、本層群を4層に区分したが、それらの他の地層との層序関係は複雑である。大局的には本層群下部は軽石流堆積物（湯元層）からなり、上部は火山性崩壊堆積物（梨野層）、湖水成堆積物（白沢層）及び塩基性火山岩類（三滝層）からなる。

仙台層群は中位層準に不整合を伴い、2回の堆積輪廻を示す堆積物からなる。本層群下部は亜炭を挟む凝灰質及び砂質-シルト質の陸成層（亀岡層）が上方へシルト岩を主とする海成層（竜の口層）に移化する。上部は凝灰岩や亜炭を多く挟む陸成層（向山層）とそれを覆う砂岩シルト岩互層の海成層を主

とする地層（大年寺層）とからなる。

留ヶ谷層は本図幅地域北東部に狭小に分布する海成の砂岩層で、層序及び岩相上、大年寺層に対比できる。

以上の各層・各層群の中で、名取層群・秋保層群・仙台層群は東北日本太平洋側の新第三系の模式層序の一つとして、従来から数多くの研究者により様々な角度から調査研究されてきた。公表された論文は枚挙にいとまがない程であるが、それだけにまた多様な解釈と結論が報告されている。本報告では研究史的な意味あいを含めてそれら関連する論文はできる限り取り上げ、該当する項目で引用することにする。

第四系は仙台市街地南西方の青葉山丘陵や台地・低地に主として分布している。ほかの丘陵の一部にも第四系に属する礫層や火山灰が薄く分布している。第四系は大きく、青葉山層・河岸段丘堆積物・降下火山灰そしていわゆる沖積層に区分できる。

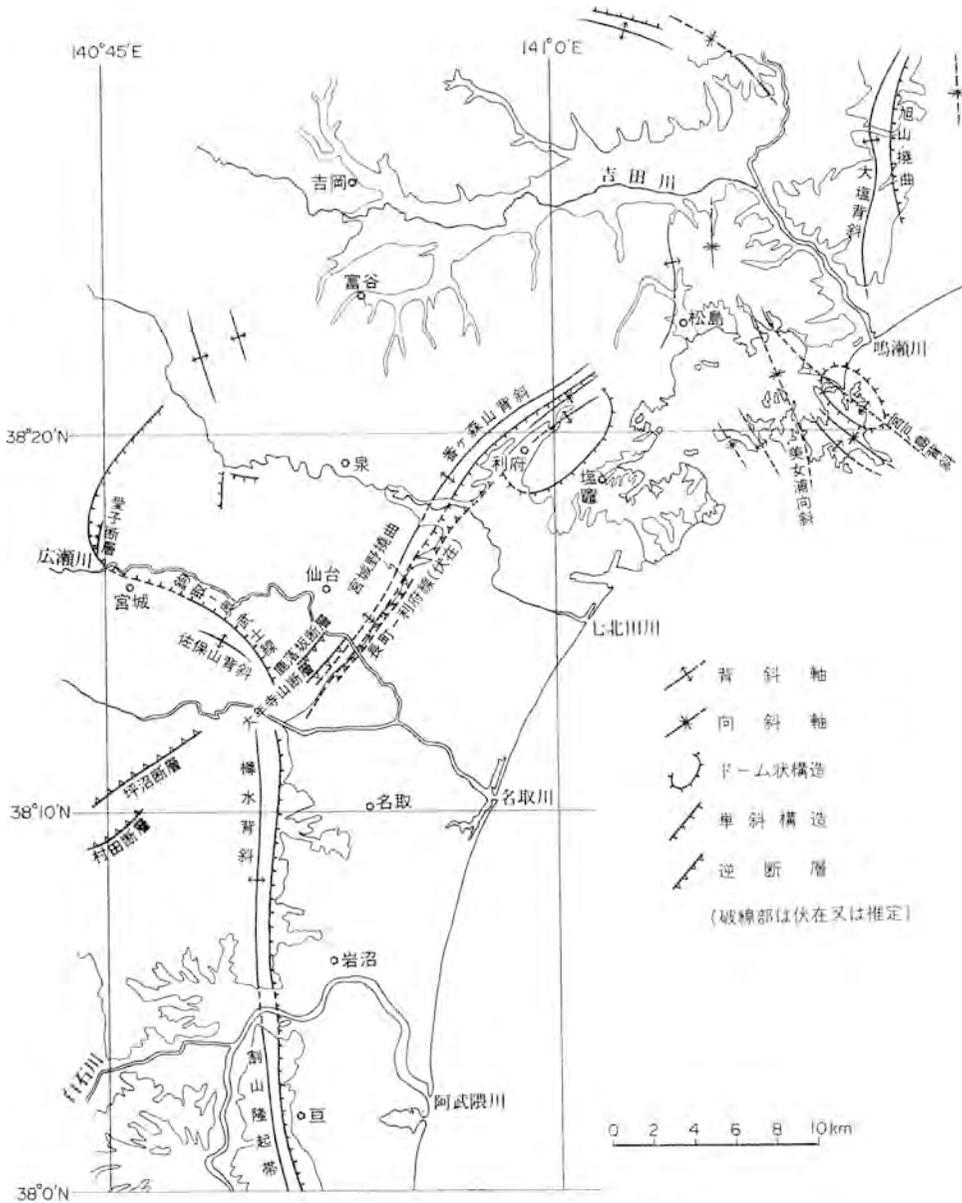
青葉山層は恐らく扇状地性の堆積物である下部と火山灰からなる上部に二分される。河岸段丘堆積物は半固結の礫層・砂層を主体にし、堆積面の高さや連続性などから台の原・仙台上町・仙台中町・仙台下町の各段丘堆積物及びその相当層に分けられる。青葉山層の火山灰を除く降下火山灰には愛島火山灰・永野火山灰と更に新期の火山灰とがあり、丘陵や河岸段丘堆積物の一部を覆っている。沖積層は低地に分布して宮城野原平野などを形成するもので、本報告では完新統ではなく、最低海水準期以降の海水準上昇に伴う海成及び河成の低地を構成する堆積物を指している。

第四系には以上のほかに地すべり堆積物があり、丘陵の一部に分布している。本図幅地域には更に便宜上、第四系に含められるものとして、人為的な埋谷土があり、主に丘陵を刻む小河谷沿いに比較的広い面積を占めている。

II. 2 地質構造

本図幅地域には、図幅北東部と南西部に下部中新統が、北部と西部に中-上部中新統が、そして主に北西部と中央部に鮮新統が分布している。これらの地層は一般には5°前後の緩い傾斜で重なり、本図幅地域中心部に向かってより若い地層が順に露出している。ただし、新第三系を構成する5つの層群を堆積させた堆積盆地の中心が互いにずれていることもあってか、それらの境界に沿う地域などに単斜構造や背斜構造が存在し、地質構造はかなり複雑になっている。また一部にはいわゆる活構造が認められる（第5図・第6図）。

まず本図幅地域の松島湾層群は図幅北東部に分布し、基盤の利府層を不整合に覆っている。本層群の大部分は基本的には南傾斜又は南東傾斜で重なっているが、富谷丘陵南東縁部では北西傾斜となっている。隣接地域に分布するものも含めてみると、本層群は利府町に分布する利府層を核とするドーム状構造をなしていることが分かる。本層群はドーム状構造の南東側を占める地域により厚く発達し、北西側には塩釜層・佐浦町層の2層のみしか分布していない。小断層解析の研究（藤田ほか、1965；佐藤ほか、1982）やその後の知見（石井ほか、1983b；石井、1985MS.）を加味すれば、このドーム状構造をなす地域は松島湾層群堆積時には既にゆっくりと上昇を開始し、上位の志田層群堆積時には地形的な高



まりをなして志田層群の堆積盆地を規制していた。

名取層群は図幅南西部に分布し、基本的には南から北へ向かってより上位の層準が重なっている。本層群は産出化石や岩相・鍵層の比較検討から松島湾層群と志田層群とを併せたものにほぼ対比できるが、それぞれの海成層の部分の厚さは松島湾・志田両層群に比べて名取層群が著しく薄くなっている³⁾。

3) 名取層群旗立層については示準微化石の出現・消滅を基準にして堆積速度の算定も行われている(尾田・酒井, 1977)。

秋保層群は大局的には西隣「川崎」図幅地域の宮城町白沢付近を中心とする大きな盆状構造をなしているが、その東縁部の地層・岩石だけが本図幅地域の西部及び北西部に分布している。盆状構造の内部は主に酸性火山砕屑岩類で占められ、その周縁部は三滝層や貫入岩など中-塩基性の火山岩類で縁どられている。本層群の主体は火山構造的陥没により生じた湖盆に堆積したものと考えられている（仙台団研グループ、1966）。

仙台層群は秋保層群・名取層群と志田層群とに挟まれた地域、すなわち図幅中央部と北西部に主として分布している。また秋保層群三滝層の存在のためか、仙台層群は仙台市街地付近と宮城町芋沢^{いもざわ}付近とを中心とする二つの堆積域に分かれているようにもみえる。本層群はこれら二つの中心に向かって緩く傾斜しているが、地質図上、名取層群・秋保層群との境界に沿う地域では急傾斜をなし、単斜構造を呈している。この単斜構造は仙台市鉤取⁴⁾ 付近から北西方の宮城町奥武士（「川崎」図幅地域内）へと延び、次いで北東方へ転じて「吉岡」図幅地域へと至る東傾斜のもので、生出（1955 a）により「鉤取-奥武士線」と命名されている。本単斜構造は南方へは樽水背斜東翼の単斜構造に続くであろう。なお泉市^{いづみ}実沢^{まいたせ}南西方には西傾斜の単斜構造があるが、これと鉤取-奥武士線との関連は明らかではない。いずれにしても単斜構造の前面側に仙台層群が分布しており、本図幅地域の鮮新統の堆積機構について議論されている（生出、1955 a）。

単斜構造との関連性で指摘できるのは、背後の中新統に少なからず背斜構造が認められることである。本図幅地域では佐保山背斜と樽水背斜とが顕著である。同様な背斜構造と単斜構造との並走は「松島」図幅地域（石井ほか、1982 b）や「涌谷」図幅地域（高橋・松野、1969）でも確認されており、また次に述べる長町-利府線沿いの地域にも共通している。

長町-利府線及びその北西側の副断層は河岸段丘面を変位させる活断層として認識され（中川ほか、1961；中田ほか、1976；大槻ほか、1977；今泉、1980など）、いずれも NE-SW 方向に延びている。長町-利府線の主断層は沖積面下に伏在しているが、その北西側に分布する鮮新統・青葉山層及び志田層群には NE-SW 方向の単斜構造と同方向の背斜構造とが存在する。この単斜構造は田山（1934）が「宮城野撓曲」と呼んだものと一連であり、背斜構造は「番ヶ森山背斜」（石井ほか、1982 b）として「松島」図幅地域にまで追跡できる。なお本図幅地域には、ほかに活断層として ENE-WSW 方向の坪沼断層があり、また同方向の村田断層の北東端部が本図幅地域に及んでいる。

以下、主要な褶曲構造・単斜構造・断層について簡単に説明する。

樽水背斜 本背斜は名取市樽水東方の樽水ダム付近を通る N-S 方向の軸をもち、軸部には榎木層と高館層が分布している。東翼部は 20° 前後の傾斜であるが、東方に向かってより急傾斜となり、高館丘陵東縁部では 40° 余りの傾斜をなす単斜構造（未命名）を呈している。一方、西翼部は軸部近くでは 20-30° の傾斜であるが、西方に向かって次第に緩傾斜となっている。

佐保山背斜 本背斜は仙台市佐保山付近を通る WNW-ESE 方向の軸をもち、軸部には旗立層と綱木層が分布している。湯元層や梨野層などの分布から秋保層群も本背斜の影響を受けているようにもみえるが判然としない。本背斜の北東翼の地層は 20° 以上の傾斜で、しかも仙台層群分布地域に向かって急傾斜になる。一部は 60-70° に達して「鉤取-奥武士線」を形成している。逆に南西翼は 5° 前後の

4) 旧版の地形図では鉤取となっていて、「鉤取-奥武士線」の名称もこの本字の鉤を使う。

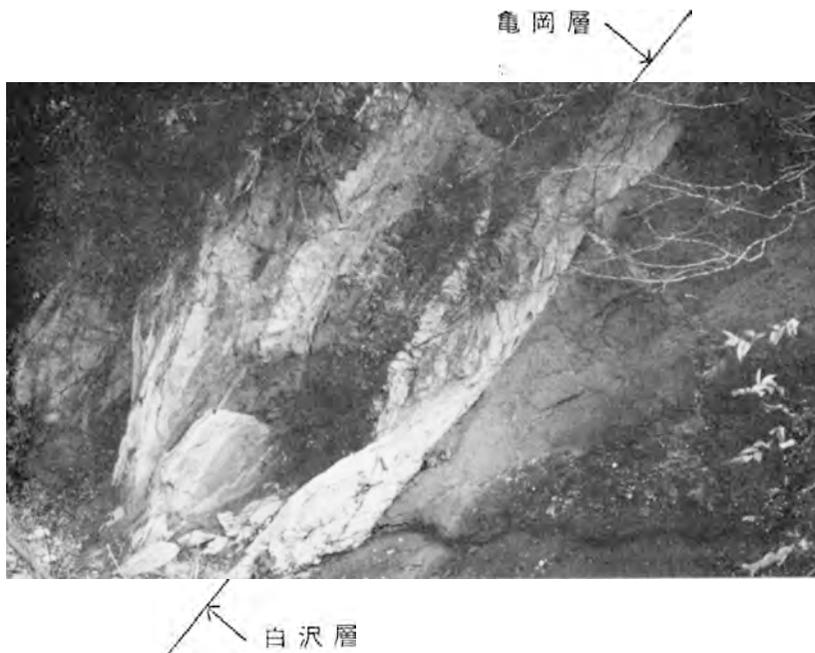
緩傾斜を示している。

番ヶ森山背斜 石井ほか (1982 b) が「松島」図幅地域で記述した背斜構造の南西延長部に相当する。本背斜は南西に向かってブランチした NE-SW 又は ENE-WSW 方向の軸をもち、軸部には志田層群・仙台層群・青葉山層が分布している。青葉山層よりも上位の第四系が本背斜の影響を受けているかどうかは明らかではない。また本背斜の南西端部では軸部付近に南東上がりの逆断層（大年寺山断層）がある。

番ヶ森山背斜の南東翼の地層の一部は最大80°に達する単斜構造（宮城野褶曲）をなし、同時に南東翼の地層のうち志田層群は北西翼のそれに比べ、厚さが極端に薄くなっている。北西翼の地層は一般に5°前後の緩傾斜である。本背斜は仙台活断層系（今泉，1980）をもたらした E-W 又は NW-SE 方向の第四紀における水平圧縮応力場の影響も一部を受けているが、志田層群など固結度の余り高くない砂質堆積物の変形をもみれば、基盤ブロックの垂直方向の運動も反映している。

鉤取-奥武士線 生田 (1955 a) の命名によるもので、名取層群・秋保層群・仙台層群の3者が調和的に単斜構造をなす部分をさしている。仙台市鉤取から同市綱木を経て宮城町上愛子北西方までが特に急傾斜で40-70°を示し、本図幅地域北西端部付近では20°前後の傾斜となっている（第7図）。

宮城野撓曲 田山 (1934) の命名であり、少なくとも仙台市鉤取東方から利府町沢乙付近まで NE-SW 方向に延びる単斜構造として追跡できる。この単斜構造により志田層群・仙台層群・青葉山層は20°から最大80°まで南東側に傾斜している（第8図）。地下鉄や電話線敷設のためのトンネル工事の際、仙台市街地の地下に分布する仙台層群も宮城野撓曲を構成して、南東傾斜の単斜構造をなしている



第7図 鉤取-奥武士線と命名された単斜構造の表れの1例
（宮城町上愛子北西方の広瀬川右岸側の崖）。この露頭では最大70°程の傾斜を示している。



第8図 番ヶ森山背斜東翼の宮城野撓曲による単斜構造の表れの1例
(利府町菅谷不動北東方約200mの民家の崖). この露頭では最大50°程の傾斜を示している. 七北田層の基底部には礫岩が認められる.

ことが確認された.

長町-利府線 YABE (1926) が “Nagamachi=Rifu Line” と称して初めて提唱したものである. YABEは仙台市長町付近から宮城郡利府町にかけてNE-SW方向の “dislocation line” があり, 低地と台地の地形境界をなしていること, また同方向に青葉山 (礫) 層が撓曲していることなどを指摘した. 今日では長町-利府線は一般に河岸段丘面を変位させている活断層として認識されている. ただしその主断層の位置は沖積層に覆われて不明確であり, α トラック法などの地球化学的探査 (石井ほか, 1985) も行われている. 本断層及び背後の副断層の詳細は第VI章で述べることとする.

坪沼断層 仙台市坪沼付近を ENE-WSW 方向に延びる活断層 (活断層研究会, 1980の命名) である. 北西側上がりの逆断層で, 第四系愛島火山灰を切る副断層露頭が大八山共同牧場への道路切割で観察できる. 坪沼断層による変位地形は明瞭であり, 断層による累積変移量は約60mと見積もられている (活断層研究会, 1980). 詳細は第VI章で述べることとする. なお坪沼断層の南方約2.5kmにやはり ENE-WSW 方向の活断層である村田断層が存在し, その北東端部が本図幅地域内にわずかに及んでいる. また「川崎」図幅東縁部で, 本図幅との図廓線ごく近傍に河岸段丘面を変位させる愛子断層がある. これら二つの断層についても第VI章で触れることとする.

Ⅲ. 先新第三系

Ⅲ. 1 利府層 (Rf) (中部三畳系)

利府層は主として頁岩からなる中部三畳系で、本図幅地域第三系の基盤の一部を構成している。

地層名 市川 (1951) の「利府層」による。

模式地 利府町浜田北方約1kmの採石場一帯 (北東隣「松島」図幅地域内)

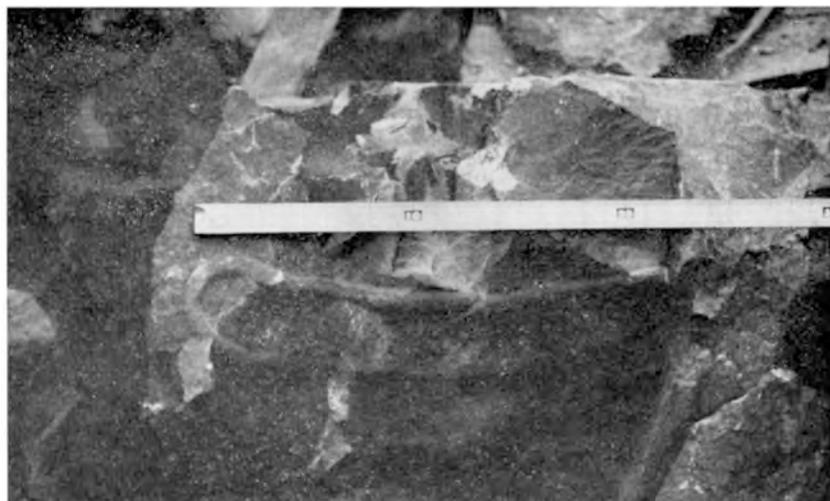
分布及び層厚 本図幅地域北東部の利府町森郷付近及び多賀城市高崎付近にわずかに分布する。本層の主たる分布地域は北東隣「松島」・東隣「塩竈」図幅地域にあり、本図幅地域のものを含めた全体の厚さは500-700m程である。

構造 本層は、ほぼNS-N40°Wの走向、20-45°Wの傾斜の同斜構造を示す。

層序関係 本層は本図幅地域の最下位層で下位層との関係は不明である。利府町森郷付近では中新統を欠いて直接鮮新統留ヶ谷層に、多賀城市周辺では中新統の佐浦町層・東宮浜層、更に鮮新統の各地層にそれぞれ不整合に覆われる。

岩相 本層は主として葉理の発達した暗灰色-黒色の頁岩からなり、砂質頁岩及び細粒砂岩を挟有する。これらはいずれも共通して雲母片を多く含んでいる。頁岩及び砂質頁岩は一般に緻密であるが、風化を受けたところでは緑色あるいは褐色を帯びて薄く板状に剝離する傾向があるほか、しばしば団塊状に突出しているのが観察できる。砂岩は数10cm-2m程度の厚さで頁岩・砂質頁岩と互層しているが、風化が進んでしばしばルースとなり、淡緑灰色ないし黄褐色を呈している。

化石 YABE and SHIMIZU (1927), SHIMIZU (1930), 坂東 (1958), 小貫・坂東 (1959), BANDO



第9図 利府層産出の生痕化石 *Rhizocorallium*

(登録番号: GSJ F7898, 産地は利府町浜田北方約1kmの採石場で「松島」図幅地域内、同定: 田中啓策)。展開構造の幅約45mm, U字状棲管の直径7-8mmで、顕著な挿痕が発達している。

(1963a,b, 1964), HAYASAKA (1966), 鹿間・村田 (1976), 石井ほか (1982b) などにより, 本層からは軟体動物化石・腕足動物化石・魚類化石・植物化石・生痕化石 (第9図) の産出することが知られている。

時代 BANDO (1963 b) によるアンモナイトを用いた研究によれば, 本層の時代は中期三畳紀のAnisian から Ladinian にわたっている。

III. 2 ひん岩 (地質図上では省略)

利府層中には, 場所により, 普通角閃石ひん岩あるいは斜長石ひん岩の岩脈が多数貫入している。ひん岩の岩脈は一般に幅1-3m程度の小規模なものである。ひん岩は利府層に貫入し, その礫が新第三系の特に基底部から多く見いだされることから, 先新第三系の一つとみなされる。なお利府町春日付近(「松島」図幅地域南西端部)には, 角閃石が目立つ白亜系の利府花崗岩類(石井・柳沢, 1983)が露出しており, ひん岩岩脈と同時代の可能性がある。

IV. 新第三系

IV. 1 松島湾層群

松島湾層群は, 本図幅地域北東部から東方の松島湾一帯にかけての地域に分布し, 利府層を不整合に覆い, 志田層群及び鮮新統に不整合に覆われる。本層群は松島湾を中心とする地域で, 下位より塩釜層・佐浦町層・網尻層・松島層・大塚層, そして大塚層下部と一部指交関係にある東宮浜層の計6層に区分された(石井ほか, 1983 b)が, 本図幅地域内ではそれらのうちの塩釜層・佐浦町層及び東宮浜層の3層が利府町から多賀城市に至る丘陵に分布している。

塩釜層は先新第三系を不整合に覆い, 主に安山岩質の凝灰角礫岩・火山角礫岩及び軽石凝灰岩からなる。

佐浦町はほ主に火山円礫岩・凝灰岩からなり, 凝灰質砂岩を挟有する。本層は一般に岩相変化が激しく, その側方への連続性に乏しい。

東宮浜層は本図幅地域ではその分布範囲は極めて狭小で, 主にデイサイト質の角礫岩からなる。本層の主体は当時の海底斜面を流れ下った一種の混濁流により形成されたpyroturbidite (FISHER and SCHMINCKE, 1984による。火砕混濁流堆積物と訳せるが, まだ適当な日本語訳はない)である。

以上の3層のうち, 塩釜層・佐浦町層は基盤の利府層を取り囲むように分布して, ドーム状の形態をなしている。また東宮浜層は分布地域全体を通じてみると, 下位の地層に対して構造的に斜交し, 非調和な分布を示している。

IV. 1. 1 塩釜層 (Sh, Sht)

塩釜層は主に安山岩質火砕岩 (Sh) 及び軽石凝灰岩 (Sht) からなり, 松島湾層群の最下部を占める。

地層名 石井ほか（1982 b）の「塩釜層」による。

模式地 塩竈市栄町（東隣「塩竈」図幅地域内）から利府町後楽西、すなわち東北本線利府駅へ至る道路沿い

分布及び層厚 模式地から南西方へ加瀬沼一帯まで、また北東方へは「塩竈」図幅地域を経て「松島」図幅地域南西部にまで分布する。一方、北隣「吉岡」図幅地域においても、その南東端部に狭小に分布することが知られている（北村ほか，1983）。層厚は本図幅地域内で約200-250mであり、北東へ向かって次第に薄くなる。

構造 本層は利府町に分布する利府層を核としたドーム状構造を呈している。

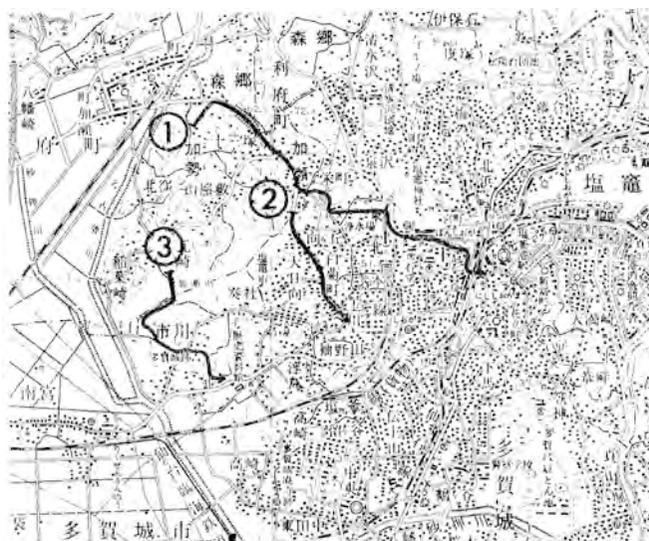
層序関係 「塩竈」・「松島」図幅地域で基底の角礫岩をもって利府層を不整合に覆っている。本図幅地域では利府層との境界部が鮮新統留ヶ谷層に被覆されていることもあり、基底部の詳細は不明である。上位の佐浦町層とは整合関係にある。また丘陵の稜線部では留ヶ谷層あるいは一部亀岡層に直接不整合に覆われている。

岩相 本層は火山角礫岩・凝灰角礫岩などからなる主部（Sh）と上部を占める軽石凝灰岩（Sht）とに分けることができる（第10図・第11図）。なお「塩竈」・「松島」図幅地域では、本層の基底部に淘汰不良な崖錐性の角礫岩（Shb）が存在するが、本図幅地域内では未確認である。

主部（Sh）

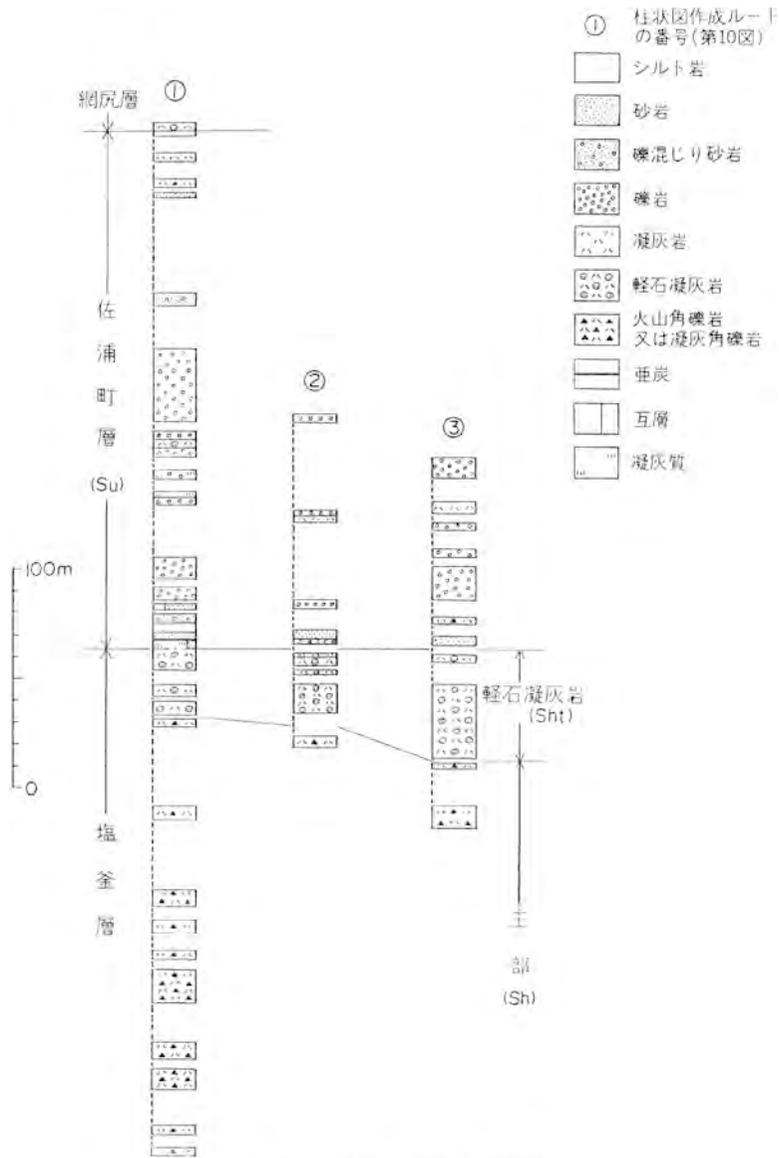
主として火山角礫岩・凝灰角礫岩からなり、「塩竈」図幅地域内では粗粒凝灰岩などが挟在する（石井ほか，1983 b）。一般に塊状無層理であるが、まれに flow unit の基底部が弱く溶結しては理を示すことがある。

火山角礫岩・凝灰角礫岩を構成する角礫の大部分は普通輝石紫蘇輝石安山岩で、これらには緻密なも



第10図 塩釜層・佐浦町層の柱状図作成ルート図

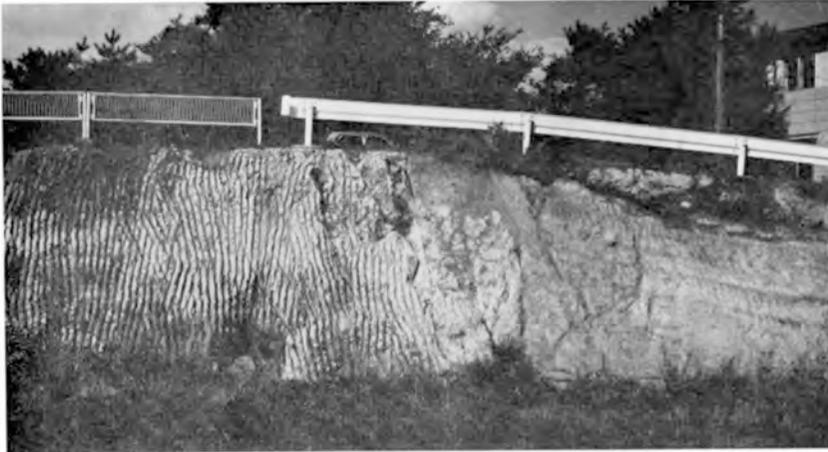
（国土地理院発行5万分の1地形図「仙台」・「塩竈」を使用）。①-③は第11図の柱状図に対応する。



第11図 塩釜層・佐浦町層の柱状図

のと多孔質なものがある。そのほかガラス質安山岩及び発泡の悪い軽石が混在し、また層序的に下方へ向かう程、頁岩・花崗岩質岩など先新第三系に由来する角礫が少量ながら含まれるようになる。安山岩礫は普通径10-20cm程度であるが、まれに50cm-1mに達するものもある。先新第三系由来の礫は径数cmのものが多い。

安山岩礫の外観は概して新鮮で、暗紫色-暗青灰色を呈する。しかし風化が進んだ部分では玉ねぎ状構造を示すほか、丘陵の稜線部に分布するものは赤色ないし褐色を帯び、礫も基質部も強く粘土化している。これは本層が赤色土壌化したもので、その生成時期は下末吉期に相当すると考えられている(松



第12図 塩釜層の軽石凝灰岩の露頭（塩釜市栄町の自動車学校脇、「塩竈」図幅地域内）
露頭左半部が軽石凝灰岩で、これと断層で接して右半部には佐浦町層の地層が露出している。露頭中の細かな縦縞は人為的な削り跡である。

井・加藤，1962）。

軽石凝灰岩（Sht）

本層の上部を占め、加瀬沼一帯から北東方へ、「塩竈」図幅地域内の塩竈市栄町付近まで帯状に分布している。層厚は最大50mで、塊状無層理である（第12図）。溶結相は認められない。灰白色～暗灰色を呈し、比較的堅固である。軽石は径数mm～2cm程度で、白色～黄灰色を呈し、径の大きなものは繊維状に発泡している。基質中には石英・有色鉱物及び安山岩質岩片が含まれている。またまれに火山豆石が認められる。

時代 本層の安山岩角礫について今田・植田（1980）はK-Ar法による全岩の放射年代として22.3Maを、また石井ほか（1983a）は軽石凝灰岩（Sht）から分離したジルコンのフィッシュントラック法による放射年代として23.1Maを報告した。林・藤井（1985）は23.1Maの年代値については統計的処理を行い、28.3Maに改めた。しかし上位の佐浦町層及び網尻層は台島型植物群を産し、28.3Maの年代値からより大きく離れることになる。ここでは本層の地質時代は前期中新世とする。

IV. 1. 2 佐浦町層（Su）

佐浦町層は塩釜層を整合に覆い、塩釜層と同質の火山碎屑物からなるが、水流の営力を受けて再移動し堆積したものがかなり含まれている。一部で利府層を直接覆っている。

地層名 HANZAWA *et al.*（1953）の“Sauramachi formation”による。藤田・小池（1953）の「浜田五層下部」及び柴田（1967）の「佐浦町層」にほぼ相当する。

模式地 塩竈市佐浦町から塩竈神社南西側を経て塩竈市栄町に至る道路沿い（「塩竈」図幅地域内）

分布及び層厚 加瀬沼南方の丘陵地及び利府町市街北側の丘陵地に分布する。層厚は200～250mである。

構造 全体としては塩釜層と同様に、利府町に分布する利府層を核としたドーム状の構造を呈している。

る。ただし利府町市街北方に分布する本層には、E-W性の軸をもつ1対の背斜・向斜構造が認められる。

層序関係 下位の塩釜層を整合に覆う。また多賀城市に分布する利府層に対しては、塩釜層を欠いてアバットする関係にある。なお本層は一部で塩釜層を削り込んで堆積しているように見える部分がある（第13図）。

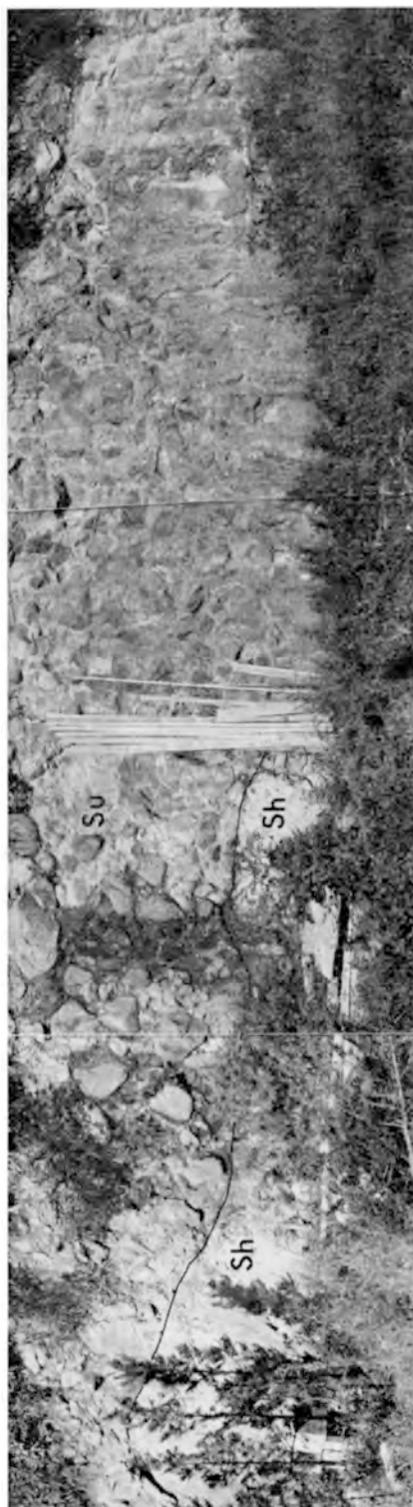
岩相 本層は主に火山円礫岩及び凝灰岩からなり、凝灰質砂岩などを挟有するが、加瀬沼南方の丘陵地に分布するものと利府町市街北方の丘陵地に分布するものとは少し岩相が異なっている。以下、地域ごとに岩相を述べる。

加瀬沼南方の丘陵地：この地域の本層は、主に火山円礫岩・細粒凝灰岩からなり、局所的に凝灰質砂岩を挟有している。全体としては分布地域の西方へ、層準的には上方へ向かって、細粒化する傾向がある。

火山円礫岩は主に安山岩質の円礫-亜円礫から構成され、それには斜長石の斑晶が目立つものと無斑晶質なものがある。通常、礫の大部分は新鮮で緻密であるが、風化が著しく進んだり、ハンマーで容易に削れる程粘土化しているものがある。また礫の種類としては少量ながら、頁岩の細角礫や花崗岩質岩の中円礫が含まれる。安山岩礫は一般に径10-30cm程度であるが、2mに達するものもある。基質は凝灰質な砂あるいは泥質な凝灰岩で、風化を余り受けていない部分は堅固である（第14図）。

細粒凝灰岩は本層の中部-上部に多く挟まれていて、それぞれの厚さは数m-10m、暗灰色-黄褐色を呈し、比較的よくしまっている。径数mm-2cmほどの灰白色軽石や径1cm以下の火山礫を含んでいる場合が多い。

凝灰質砂岩は細粒-粗粒の範囲にわたり、暗褐色を呈し、軽石片や安山岩の細礫を含んでい



第13図 塩釜層を覆う佐浦町層の火山円礫岩の露頭（加瀬沼東方の塩釜市大目向で、「仙台」図幅と「塩釜」図幅との図廓線付近）。Suは佐浦町層の火山円礫岩であるが、写真右端には凝灰質砂岩も見え、Shは塩釜層に含まれる凝灰岩で、ここでは凝石凝灰岩（Shr）の上位に位置している。



第14図 佐浦町層の火山円礫岩の露頭（塩竈市長沢町南部、「塩竈」図幅地域内）
基質は凝灰質な砂及び泥で、よく固結している。また層理と級化構造が認められる。

る。塊状もしくは弱い層理を示し、堅固である。砂岩の粒子は比較的良好に円磨されている。

利府町市街北方の丘陵地：この地域の本層は主に凝灰質砂岩からなり、火山礫凝灰岩・凝灰質シルト岩を挟有する。全体に風化が進み粘土化して赤褐色や赤紫色を呈するが、もろくはない。層理は明瞭である。

凝灰質砂岩は厚さ1-3m程度で、塊状である。径1cmくらいまでの火山礫や黄灰色あるいは白色の軽石片を含むことが多い。火山礫凝灰岩や凝灰質シルト岩は、いずれも厚さ10cm-1m程度で、凝灰質砂岩と互層している。なお北隣「吉岡」図幅地域との境界に近接した部分に、安山岩及び少量の花崗岩・頁岩からなる礫岩が認められ、これは下位の塩釜層からの漸移部に相当する。

本地域の本層は後述する七北田層の一部の岩相に類似するが、本層にはパイオターベーションの痕跡が全くない。

化石 「塩竈」・「松島」図幅地域に分布する本層からは植物化石が産出するが、本図幅地域内では化石は未発見である。

IV. 1. 3 ^{とうぐうはま}東宮浜層 (Tg)

東宮浜層はデイサイト質の角礫岩・凝灰質砂岩を主体とし、多賀城市から東方の七ヶ浜町にかけて分布している。本層は下位の地層を削り込んで舌状の分布形態をなし、堆積学的に興味深い対象であり、同時に構造発達史上、重要な位置を占めている（石井ほか, 1983b; 石井, 1985 MS.）。ただし本図幅地域内ではその西端部がわずかに分布しているにすぎない。

地層名 SHIBATA and FUJITA (1966) の“Toguhama Formation”によるが、地層の定義は石井ほか (1983 b) に従う⁵⁾。

5) 本層中の「葦山デイサイト部層」(石井ほか, 1983b) については問題点が残されている。

模式地 セツ浜町東宮浜から^{えきらく}赤楽南東方にかけての地域（「塩竈」図幅地域内）

分布及び層厚 主に「塩竈」図幅地域内の多賀城市からセツ浜町にかけての丘陵地及び松島湾から外洋に至る島々に分布する。本図幅地域内では、多賀城市高崎付近の東北本線沿いにわずかに露出している。層厚は深井戸柱状図（国土庁土地局国土調査課，1979，p. 335-339）をも参考にすると、少なくとも100m以上ある。

構造及び層序関係 本層は下位の地層の一般的な走向に斜交し、かつ分布地域東部では大塚層シルト岩部層と指交関係にある（石井ほか，1983 b）。ほぼE-W方向に延びる舌状もしくは細長い扇状の分布型態を示し、同方向の緩い背斜・向斜構造が認められる。これらのことは本層の堆積機構に深く関連している。

本図幅地域内の本層の分布範囲は極めて狭い。本層の堆積機構は分布地域全体を通じて考察する必要がある。既に石井ほか（1983 b）に詳しく述べられているように、本層はその岩相・分布・構造・周囲の地層との関係及び古環境などからみて、当時の海底斜面を西から東へと流下した混濁流により形成されたものである。そして本層の構成物質がほとんどすべて火山砕屑物と下位の地層を削剝して取り込んだ岩塊とからなることから、この混濁流による堆積物はpyroturbiditeと呼ぶことができる。更に本層分布地域内に点在するデイサイト溶岩（平面図上での最大径約300m、「蕪山デイサイト部層」と呼ばれたもの）の多くが、現地性の噴出岩ではなくメガブロックとして挙動したことも判明しつつある（石井，1985 MS.）。

岩相 本層の岩相の詳細は石井ほか（1983 b）に記されているので、ここでは本図幅地域内のものについて簡単に述べる。

本層はデイサイト角礫（一部亜円礫）を主要な構成要素とする。デイサイト礫は径2-5mmの斜長石斑晶が点在し、青灰色-紫灰色を呈する独特な外観を示す。礫径は最大1mに達する。礫の一部はくさり礫となっている。礫の間を充填する砂岩粒子も、大部分デイサイトの岩片であり、分級の程度は



第15図 東宮浜層のデイサイト質角礫岩の露頭（多賀城市伝上山、「塩竈」図幅地域内）
ここでは角礫の最大径は50cm程である。

低い (第15図).

化石 これまで本層からの化石産出の報告はない.

時代 本層中のデイサイト溶岩 (礫) について得られた15.5MaのK-Ar全岩年代値 (石井ほか, 1982 a) と, 本層が珪藻化石帯区分上, *Denticulopsis praelauta* ゾーンに属する (石井ほか, 1983 b の付表第1表に基づく) ことから, 本層の地質時代は中中新世の前期に位置づけられる. 本層の堆積機構とも関連させて補足すると, この時代, 本層分布地域の西方に地形的な高まりが存在していたことが示唆される.

IV. 2 名取層群

名取層群は本図幅地域南西部から南隣「岩沼」図幅地域にかけての丘陵ないし山地に広く分布し, 阿武隈山地北端部を占める先新第三系の割山層及び花崗岩類を不整合に覆い, 秋保層群・仙台層群に不整合に覆われる. 本層群は中新世における海進・海退に伴う陸成-海成の堆積岩類及び処々の層準に挟在する火山岩類とからなり, 松島湾層群と後述する志田層群とを併せたものにほぼ対比できる. 第16図

時代	「岩沼」図幅 (牛山・藤田 1975)	「仙台」図幅 (本報誌 2412p, 1996)	「古園」図幅 (北村ほか 1983)	「松島」図幅 (石井ほか 1982b)	「塩竈」図幅 (石井ほか 1983b)
鮮新世		大年寺層 留ヶ谷層	若畑層 小野田層	依庭層	“放森層” 等神層
	向山層	向山層	空木凝灰岩 向山層 二本木層	表沢層	
	竜の目層 (亀岡層)	竜の目層 亀岡層	竜の目層 亀岡層	竜の目層 亀岡層	“放森層” 竜の目層 亀岡層
後期中新世		白沢層 三滝層 白沢層	白沢層		
		梨野層 湯元層	七北田層	大松沢層	大松沢層
	山入層	綱木層	青麻層	番ヶ森山層上部層	番ヶ森山層下部層
中期中新世		旗立層	入菅谷層 大堤層 入菅谷層	鹿島台層	
			露出せず 下位層不明	橋谷層	
				ミツ谷層	追戸層
前期中新世		茂庭層 高館層 高館層 槻木層	東宮浜層	根古層	汐見台層
	高館層		露出せず	大塚層	大塚層 東宮浜層
	槻木層		佐浦町層	松島層	松島層
新第三紀	花崗岩類 割山層	塩釜層 利府層 (ひん岩)	塩釜火砕岩 利府層	網尻層 佐浦町層	網尻層 佐浦町層
			利府層 利府層 (ひん岩) 花崗岩類	塩釜層	塩釜層 利府層 (ひん岩)

第16図 「仙台」図幅地域及び周辺地域における新第三系の地層対比
「松島」図幅の追戸層の位置はその後の知見により石井ほか (1982 b) の見解を修正して示した.

に本図幅地域と周辺地域との地層対比を示す。

名取層群は下位より^{つきのき}槻木層・^{たかだて}高館層・^{もにお}茂庭層・^{はたて}旗立層・綱木層の5層に分けられる。研究史上、「名取層群」という名称は、恐らく稲井（1939）が最初に使用したと思われるが、それは茂庭層から綱木層までを一括したものであった。次いで本層群の名称は、岩井（1949）や HANZAWA *et al.* (1953) に踏襲されるが、この段階では高館層から綱木層までの4層に区分して定義された。その後、北村（1967）や地学団体研究会仙台支部（1967）では、高館層下位の槻木層を含め、上位の綱木層及びその相当層までをまとめて“名取層群”とした。本報告では地学団体研究会仙台支部（1980）に従い、上述の槻木層から綱木層までの5層をまとめて名取層群とする。なお宮城県南部の角田市・丸森町付近に分布し、槻木層と同層準にあるとみられる金山層及び総体的にそれよりも下位に位置する^{てんみょうざん}天明山集塊岩（北村ほか、1955；北村、1967）も、将来は名取層群最下部の一員に加えられるべきであろう。

槻木層は礫岩・砂岩・凝灰岩などの互層からなり、本図幅地域南西部の新第三系の最下部を占める。本層からは温暖な気候を指示する動植物化石が産出する。

高館層は玄武岩・安山岩・流紋岩など各種の溶岩とそれらの火山砕屑岩類からなる。槻木層と整合又は指交関係にあり、主に名取川以南の高館丘陵に分布している。

茂庭層は名取川沿岸などに高館層を取り巻くような形で分布し、礫岩・礫混じり砂岩・粗粒砂岩などからなる。本層は原生動物化石・軟体動物化石・腕足動物化石・哺乳動物化石・腔腸動物化石など、種々の化石が産出することで知られている。高館層とは一部不整合、一部整合（もしくは指交）の関係にある。

旗立層は仙台市南西部に分布し、茂庭層を整合に覆う。本層は細粒砂岩やシルト岩など海成の細粒堆積物で特徴づけられ、有孔虫・放散虫・珪藻・ナンノプランクトンなどの微化石を多産する。

綱木層は仙台市西部から宮城町にかけて分布し、旗立層を整合に覆う。本層は凝灰質砂岩・凝灰岩・礫岩などの互層からなり、下位の旗立層と比較して堆積物は粗く、また火山砕屑物が多くなっている。

以上の5層からなる名取層群は、ほぼ南から北に向かって漸次より上位の地層が重なり、岩相・産出化石などを併せ考えると、大局的に一つの堆積輪廻を示している。なお仙台市鉤取から北西方へと単斜構造が発達すること、また一部で断層による地層の繰り返し認められることなどが注目される。

IV. 2. 1 ^{つきのき}槻木層 (Tst, Ts)

槻木層は礫岩・砂岩・凝灰岩などの互層からなり、本図幅地域南西部の沢沿いに断片的に分布する。

地層名 加藤（1949）の「槻木凝灰岩層」によるが、この名称は原著に従えば、本報告の槻木層中部の凝灰岩層だけを指している。なお本層相当層を岩井（1949）は「茂庭層」に含め、仙台団体研究グループ（1958）は「高館層」に対比されるものとして扱っている。

模式地 柴田郡柴田町槻木西方の白石川沿いの丘陵地（南隣「岩沼」図幅地域内）

分布及び層厚 本図幅地域内では村田町菅生付近や名取市樽水ダムの湖岸沿いなどに狭小に分布する。層厚は最大230m（生出・藤田、1975）とも150m（地学団体研究会仙台支部、1980）とも見積もられている。本図幅地域内では本層の中-上部に当たる50m程が露出しているにすぎない。

構造 樽水ダム付近ではほぼN-S方向の軸をもつ樽水背斜を構成している。この背斜構造は南方へは



第17図 槻木層の軽石凝灰岩の露頭（名取市樽水ダムの北岸側道路沿い）。拳大の礫はデイサイト溶結凝灰岩である。

「割山隆起帯」（「岩沼」図幅地域内）に延びているようである。

層序関係 本図幅地域内では下位層との関係は見られない。本層は「岩沼」図幅地域で先新第三系をアバットの不整合関係で覆っている（生出・藤田，1975）。

岩相 本層は模式地一帯で下部・中部・上部に3区分されている（藤田・木野崎，1960；生出・藤田，1975）が，本図幅地域にはそのうちの中部（Tst）と上部（Ts）が分布している。

中部（Tst） は加藤（1949）の「槻木凝灰岩層」，藤田・木野崎（1960）の「中部凝灰岩層」，生出・藤田（1975）の「中部凝灰岩部層」に相当する。軽石凝灰岩及び細粒凝灰岩からなり，樽水ダム湖岸沿いに分布し，厚さは30m余りである。軽石凝灰岩は灰白色－黄灰色で，塊状もしくは弱い層理を示し，径1cm程の白色軽石を多く含んでいる。また径数cm-40cmのデイサイト及びデイサイト溶結凝灰岩の角礫（第17図）が密集状又は散点的に，そして同程度の大きさの安山岩角礫がまれに認められる。基質が透明な石英に富むことも特徴の一つである。細粒凝灰岩は灰白色で，軽石凝灰岩中に薄く挟在している。

中部を構成する凝灰岩は「岩沼」図幅地域で鍵層として広く追跡され，またその岩質が比較的堅固なことから一部で石材として利用されていた（藤田・木野崎，1960；生出・藤田，1975）。

上部（Ts） は藤田・木野崎（1960）の「上部砂岩泥岩互層」，生出・藤田（1975）の「上部砂岩・シルト岩部層」に相当する。本図幅地域内では砂岩・礫岩・火山礫凝灰岩・シルト岩の不規則な互層からなるが，北西方へ向かってより凝灰質となる傾向がある。厚さは20-30mで，全般に層理は明瞭である。

砂岩は凝灰質で細粒から粗粒の範囲にわたり，灰色を呈し，しばしば軽石質である。火山礫凝灰岩は礫径数mm-2cmの，ときに5-10cmの安山岩角礫とそれらの間を埋める白色軽石質の又は細粒の凝

灰岩とからなる。火山礫凝灰岩は一般に地域的には北西方へ、層準的には上方へ向かってより多く挟まれている。礫径が大きくかつ密集して含まれて凝灰角礫岩に移化する部分もある。

礫岩は礫径10-30cmの主に安山岩の円礫-角礫からなり、基質は軽石混じりの凝灰質な砂で満たされている。概して角ばった礫が多い。シルト岩は暗灰色で、砂岩と細互層をなすことが多く、葉理が発達する。

化石 本図幅地域内では化石は未発見である。模式地一帯では多くの植物化石 (HANZAWA *et al.*, 1953; OKUTSU, 1955; 生出・藤田, 1975) や軟体動物化石 (OGASAWARA and NODA, 1978; 小笠原, 1979) を産出する。また大型動物化石として船岡町から *Eostegodon pseudolatidens* YABE (YABE, 1950, 1956⁶⁾) 及び *Stegolophodon miyokoeae* HATAI (HATAI, 1959) が発見されている。

OKUTSU (1955) は本層産出の植物化石群を“Tsukinoki flora”と呼び、“*Comptoniophyllum-Liquidamber-Ficus*”で特徴づけられ、塩竈市付近産出の“Shiogama flora”と類縁なものであることを論じている。これらの群集はいわゆる台島型植物群 (藤岡, 1949) に相当する。

一方, OGASAWARA and NODA (1978) は「岩沼」図幅地域内の東北新幹線沿いの数地点から産出した軟体動物化石の詳細な検討を行い、それが“arcid-potamid fauna”に代表されることを指摘した。この群集は *Anadara (Hataiarca) kakehataensis*, *Cyclina (Cyclina) japonica*, *Hiatula minoensis*, *Striarca uetsukiensis*, *Crassosireia gravitesta*, *Dosinia (Phacosoma) nomurai*, *Vicarya sp.*, *Batillaria (Tateiwaia) sitoi* で特徴づけられており、タイプの門ノ沢動物群 (CHINZEI, 1978; 鎮西, 1979) に相当する。

時代 上記の動植物化石の産出報告から、本層の主たる時代は前期中新世の後期に位置づけられる。

IV. 2. 2 ^{たかだて} 高館層 (Tkr, Tkb, Tk)

高館層は流紋岩・安山岩・玄武岩の溶岩及び火山角礫岩・凝灰角礫岩・軽石凝灰岩からなり、主に名取川以南の高館丘陵に分布する。

地層名 稲井 (1939) の「高館層群」による。ただし、稲井の「高館層群」には本報告の三滝層相当層も含まれている。SHIMIZU in YABE and AOKI (1923) の“Natorigawa andesite Group”, YABE (1926) の“Natorigawa Andesite Group”, NOMURA (1938) の“Natorigawa andesite and its agglomerate”, YABE and HATAI (1941) の“Natorigawa andesite”, 岩井 (1949) の「高館安山岩」, HANZAWA *et al.* (1953) の“Takadate andesite”, 仙台団体研究グループ (1958) の「高館火山砕屑岩層」, 藤田・木野崎 (1960) の「高館累層」, 生出 (1961) の「高館層」, SHIBATA (1962) の“Takadate Andesite”, 北村 (1967) の「高館山火山岩類」, 地学団体研究会仙台支部 (1968, 1974, 1980) の「高館層」, 生出・藤田 (1975) の「高館層」のそれぞれは、地層の定義や層序関係は互いに多少の相異があるが、岩相上、ほぼ同じ内容のものを指している。

模式地 名取市高館⁷⁾ 熊野堂から仙台市南赤石に至る名取川沿いの地域

分布及び層厚 模式地から南方の「岩沼」図幅地域内の阿武隈川流域にかけて主として分布する。普

6) 産地については OKUTSU and MUTO (1959) に記されている。

7) 地層名は「高館層」であるが、地名は「高館」である。

た名取川以北の地域にもところどころに分布している。本層の正確な層厚は測れないが、沢沿いに分布する槻木層の上面と高館層からなる山地の頂部との比高から、仮に最大250mとしておく。生出・藤田（1975）は層厚を150-230m、地学団体研究会仙台支部（1980）は60-250mと見積もっている。

構造 安山岩・玄武岩の溶岩流の重なり具合や挟在する火山角礫岩の走向・傾斜からみて、槻木層と同じく、樽水ダム付近を通る軸をもつN-S方向の樽水背斜を呈している。また溶岩の厚く発達する地域が上記の背斜構造軸部一帯や仙台市北赤石以南の丘陵などに偏在しており、これと基盤の構造（断裂）との関連が議論されている（生出・大沼，1960；藤田・木野崎，1960；生出，1961）。なお仙台市坪沼付近で坪沼断層により切られている。

層序関係 本層と槻木層との層序関係はいまだに問題が残されている。海成の茂庭層との関係も含めて、研究者ごとに異なった見解が呈示されていると言っても過言ではない。

本図幅地域内では高館層は見掛け上、槻木層の上位に位置している。また本報告で槻木層に含めた火山礫凝灰岩の礫の多くは安山岩質であって、高館層の中-塩基性火山噴出物との関連性が想定される。このようなことから、本報告では槻木層と高館層とは本図幅地域内においては整合又は指交の関係にあるとみる。

かつて仙台市一帯の層序が総括され始めた頃には、槻木層は海成の茂庭層の同時異相に当たる陸成層を指すものとして考えられ、高館層は槻木層・茂庭層と部分的に指交関係にあるとみなされた（岩井，1949⁸⁾；HANZAWA *et al.*, 1953）。また藤田・木野崎（1960）は槻木層と茂庭層とは巨視的には上下関係にあることを示唆しつつ、槻木層は海域とは隔てられた潟湖に堆積したものと考え、槻木層と高館層下半部とは指交関係にあるとした。

一方、生出（1961）は槻木層・高館層・茂庭層の3層は「どこでも上下関係を有していることが明らか」であるとし、特に槻木層堆積時と高館層堆積時における火山活動の性質には大きな相異があることを指摘した。すなわち槻木層の堆積時は主に流紋岩の活動が、高館層の堆積時には主に玄武岩質マグマの活動が起こったことを述べている。

その後は高館層は槻木層と一部（又はごく局部的に）指交関係にあるとする意見が大勢を占めている（北村，1967；地学団体研究会仙台支部，1968，1974，1980；久保田，1982 MS.）。

なお高館層の火山岩試料について得られた4個のK-Ar年代値（宇都ほか，1984）は12.6Ma⁹⁾から22.0Maまでの幅のある値を示し、このことは高館層が単に槻木層と茂庭層との間に挟在するものではないことを示唆している。

いずれにしても高館層と槻木層との層序関係の解明は、茂庭層との関連も併せ、「岩沼」・「白石」・「川崎」図幅地域にわたる広域的かつ詳細な地質研究に待たなければならない。

岩相 既に述べたとおり、本層は流紋岩・安山岩・玄武岩の溶岩及び火山角礫岩・凝灰角礫岩・軽石凝灰岩からなる。量的には流紋岩質のものよりも安山岩質・玄武岩質のものの方が圧倒的に多い。安山岩・玄武岩の溶岩は樽水ダム付近を通る樽水背斜軸部一帯に厚く発達し、一方、流紋岩溶岩は仙台市北赤石以南の地域に限られて分布している。本層は流紋岩溶岩を除いて、背斜構造の東翼はやや急に、西

8) 岩井（1949）には「槻木層」の層名は使われず、茂庭層に含めて扱われている。

9) 12.6Maの値を示した試料は若干変質しており、年代値が若返っているらしい（宇都ほか，1984）。

翼は比較的緩く傾斜している。

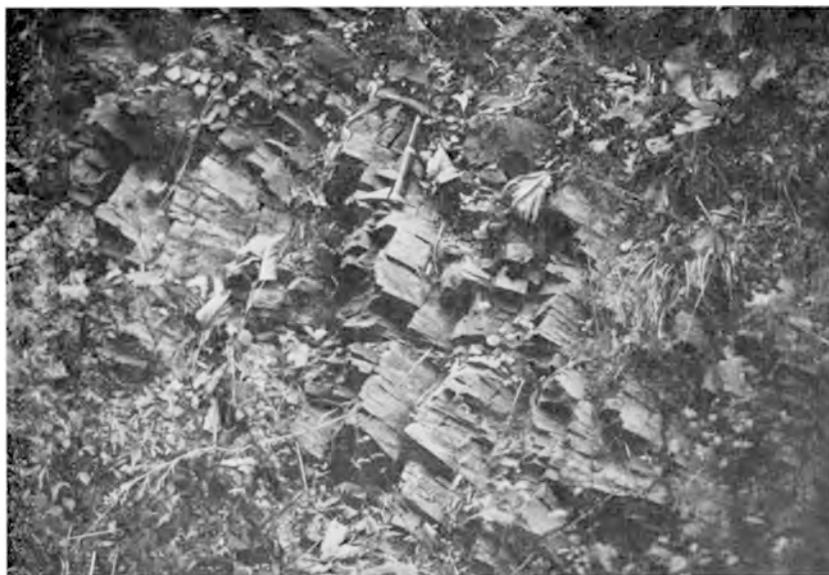
地質図上では流紋岩溶岩を (Tkr)、安山岩・玄武岩の溶岩を (Tkb)、火山碎屑岩類を (Tk) として示した。そのほかに本層中には安山岩質の貫入岩があるが、これについては第IV章 5 節に記述した。高館層をもたらした火山活動は、生出 (1961) によれば初めに流紋岩を、続いて玄武岩を、最後に安山岩を噴出させた。それら溶岩は岩石学的に9つの型に分類されている。しかし9つの型の噴出順序は明らかでなく、本層の詳細な火山層序はまだ確立されていない。

野外の観察では、流紋岩は明灰色又は暗灰色を呈し、ガラス質で流理構造がよく発達している。緻密堅硬なものを、径3-4mmのスフェルライトが多くてやや粗鬆な感じを与えるものがある。場所によって有色鉱物の量比が変化し、また角閃石・輝石のどちらか一方を欠くところもある。

安山岩・玄武岩は黒色-黒灰色で、緻密堅硬、一般に柱状又は板状の節理が発達している (第18図・



第18図 高館層の安山岩溶岩の露頭 (岩沼市南長谷の採石場、「岩沼」図幅地域内)。柱状節理が顕著である。



第19図 高館層の安山岩溶岩の露頭 (名取市高館熊野堂南方の沢)。板状節理が顕著である。

第19図)。斑晶が多いものと、無斑晶質なものがある。溶岩流の上部は細かく破碎して、火山角礫岩を呈する。まれに捕獲岩として径10cm程の花崗岩質岩を取り込んでいる。枕状溶岩の岩相は見いだされない。なお風化が進んだ部分では玉ねぎ状構造が認められる。また名取市棟沢から樽水にかけての地域には青色又は白色を呈して著しく粘土化したゾーンが存在する。

火山角礫岩・凝灰角礫岩は、高館層分布地域の中では最も広い面積を占めている。礫は安山岩質-玄武岩質のものが多く、礫径は一般に数cm-30cm程度であり、緻密なもの多孔隙なものがある。基質は暗褐色-黄褐色の発泡の悪い軽石を含み、よく膠結されている。ごくまれに凝灰質砂岩の薄層を挟む部分もある。

軽石凝灰岩は樽水西方約1.5kmの沢沿いにおいてのみ確認され、厚さは約20m、塊状無層理である。長径数cmの偏平な灰色軽石からなり、安山岩質岩片を散点的に含んでいる。

本層の溶岩については八島・生出(1966)、阿部・青木(1969)の化学分析値の報告がある(第1表)。流紋岩を除くと大部分がSiO₂ 53%前後である。

本層の溶岩は地域西部に流紋岩を伴うもののかんらん石玄武岩・かんらん石輝石玄武岩・(かんらん石)輝石安山岩を主とし、またその多くは新鮮である。以下、鏡下の観察結果を記す。

かんらん石玄武岩 (溶岩, 名取市樽水西方約1km)

斑晶: 斜長石・かんらん石

斜長石は曹灰長石-亜灰長石に属し、大きさ0.3-2.2mm、累帯構造を示す。新鮮であり、多量に含まれる。かんらん石は少量で、大きさ0.2-0.7mm、新鮮であり、単斜輝石の反応縁に囲まれている。なおごくまれに普通輝石と紫蘇輝石が認められる。

石基: 斜長石・単斜輝石・鉄鉱・ガラス

塊間状-間粒状組織を示し、新鮮である。

本岩の化学分析値を第1表の2に示す。

かんらん石普通輝石紫蘇輝石ビジオン輝石安山岩 (溶岩, 名取市今成の生出橋南側の採石場跡)

斑晶: 斜長石・ビジオン輝石・紫蘇輝石・普通輝石・かんらん石

斜長石は曹灰長石に属し、大きさ0.3-2.0mm、累帯構造を示し、新鮮である。またわずかに虫食状構造を呈している。有色鉱物はいずれも大きさ0.2-1.8mmで、新鮮である。

石基: 斜長石・単斜輝石・鉄鉱・ガラス

ガラス基液晶質組織を示し、新鮮である。

本岩の化学分析値を第1表の6に示す。なお本岩の産地と同じ地点から採集された安山岩試料について、22.0MaのK-Ar年代値が報告されている(宇都ほか, 1984)。

角閃石普通輝石紫蘇輝石含有流紋岩 (溶岩, 仙台市南赤石南東方約750mの道路沿い)

斑晶: 斜長石・石英・紫蘇輝石・普通輝石・角閃石

斜長石は大きさ0.3-2.0mmで、累帯構造を示し、新鮮である。石英は大きさ0.2-0.8mmで小型のものも多く、かつ少量である。有色鉱物はごく少量含まれ、大きさ0.2-1.3mmであるが、いずれも二次鉱物に変質している。

石基: 微晶質-パーライト組織を示す。

本岩の産地とはやや離れているが、仙台市南赤石で採集された同じく流紋岩溶岩の化学分析値を第1表の11に示す。

第1表 高館層の溶岩などの化学分析値及びノルム (阿部・青木, 1969, 第2表より)

	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12
SiO ₂	49.95	52.62	52.76	53.38	57.14	53.65	54.32	55.04	57.85	64.60	72.47	54.81
TiO ₂	0.52	0.75	0.75	0.88	1.01	0.69	0.82	0.63	0.67	0.55	0.21	0.65
Al ₂ O ₃	15.92	19.61	18.04	17.91	15.22	18.11	18.25	18.94	17.82	16.40	13.47	20.75
Fe ₂ O ₃	2.67	2.48	2.64	2.88	3.82	3.90	4.21	3.80	3.30	2.93	1.06	3.40
FeO	5.86	6.63	6.05	6.86	6.20	4.76	5.18	3.19	4.42	1.54	0.71	2.75
MnO	0.21	0.18	0.23	0.19	0.19	0.19	0.17	0.15	0.21	0.15	0.03	0.07
MgO	9.46	3.21	4.72	3.96	3.31	4.10	3.66	3.59	2.56	1.28	0.34	2.14
CaO	9.88	9.30	9.77	8.34	6.33	8.21	7.83	7.58	6.79	4.23	1.75	8.06
Na ₂ O	2.14	3.18	2.84	3.29	3.45	3.41	3.37	3.70	3.74	4.84	3.45	3.61
K ₂ O	0.39	0.54	0.53	0.95	1.58	0.54	0.64	0.81	0.98	1.11	2.50	0.80
H ₂ O+	1.75	0.47	0.65	0.73	0.39	1.09	0.56	0.94	0.72	0.98	3.37	1.83
H ₂ O-	0.97	0.32	0.52	0.25	0.53	1.05	0.47	1.21	0.56	0.88	0.40	0.51
P ₂ O ₅	0.14	0.21	0.23	0.30	0.61	0.20	0.24	0.24	0.24	0.32	0.06	0.26
Total	99.86	99.50	99.73	99.92	99.78	99.90	99.72	99.82	99.86	99.81	99.82	99.64
Q	0.78	5.39	5.89	5.53	12.44	8.14	9.53	9.61	13.49	22.63	40.30	10.83
Or	2.35	3.21	3.16	5.67	9.34	3.24	3.83	4.89	5.86	6.70	15.40	4.84
Ab	18.61	27.25	24.35	28.05	29.13	29.48	28.89	32.03	32.03	41.76	30.33	31.34
An	33.62	38.13	35.40	31.51	21.35	33.22	33.16	33.42	29.31	19.27	8.65	39.09
C										0.32	2.12	
Wo	6.64	3.03	5.14	3.46	2.55	2.99	1.94	1.47	1.37			0.17
En	24.34	8.13	11.97	9.98	8.27	10.49	9.27	9.13	6.49	3.27	0.89	5.50
Fs	8.32	9.33	8.21	9.19	6.90	4.84	5.06	2.00	4.73		0.16	1.33
Mt	3.98	3.65	3.89	4.22	5.54	5.79	6.18	5.63	4.85	3.93	1.59	5.06
Hm										0.28		
Il	1.02	1.45	1.45	1.68	1.92	1.34	1.57	1.23	1.30	1.07	0.42	1.28
Ap	0.35	0.51	0.55	0.72	1.44	0.48	0.58	0.58	0.58	0.79	0.14	0.64

(ノルムはH₂O+を除去し、100%に再計算の後算出した)

1. 普通輝石含有かんらん石玄武岩, 溶岩流, 角田市船岡山
2. 紫蘇輝石含有かんらん石玄武岩, 溶岩流, 名取市榎水の西2 km
3. かんらん石玄武岩, 溶岩流, 名取市五社山の西1.2 km
4. 紫蘇輝石含有かんらん石安山岩, 溶岩流, 宮城県栗田郡村田町小泉
5. 無珪晶安山岩, No. 4の溶岩中のパッチ
6. かんらん石普通輝石紫蘇輝石ヒジオン輝石安山岩, 溶岩流, 名取市今成生出橋南側石切場
7. 普通輝石紫蘇輝石かんらん石安山岩, 凝灰角礫岩中の本質輝石, 岩沼市猪倉山の南0.8 km
8. かんらん石紫蘇輝石普通輝石安山岩, 溶岩流, 岩沼市栗木平石切場
9. 紫蘇輝石普通輝石安山岩, 溶岩流, 岩沼市三色吉
10. 無珪晶安山岩, 溶岩流, 岩沼市南長谷
11. 普通角閃石普通輝石紫蘇輝石流紋岩, 溶岩流, 仙台市南赤石
12. かんらん石含有紫蘇輝石普通輝石安山岩, 岩脈, 仙台市生出北赤石道路切割

時代 本層の火山岩試料について、フィッシュトラック法により18.3Ma及び18.4Ma (TAMANYU, 1975に基づく土, 1979編, p.136による修正値) の、またK-Ar法により22.0Ma (柴田ほか, 1976; 今田・植田, 1980) 及び22.0, 20.7, 15.2, 12.6Ma (宇都ほか, 1984) の放射年代が報告されている。これらの値から、本層の主たる噴出時代は前期中新世に位置づけられる。

IV. 2. 3 ^{もにわ}茂庭層 (Mn)

茂庭層は主に礫岩・礫混じり砂岩・粗粒砂岩からなり、各種の動物化石を産出する。高館層とは一部不整合、一部指交の関係にある。

地層名 SHIMIZU in YABE and AOKI (1923) の“Moniwa Group”による。ただしこれには旗立層相当層も含まれている。SHIMIZU の設定した“Moniwa Group”は、YABE (1926) の“Moniwa Group”, NOMURA (1938) の“Moniwa beds”, YABE and HATAI (1941) の“Moniwa beds”へと引き継がれているようである。この間に稲井 (1939) は「茂庭 (含介化石) 砂岩」を提唱しているが、これは岩相層序区分上、本報告の茂庭層に最も近い内容となっている。その後提唱された HANZAWA *et al.* (1953) の“Moniwa formation”, 仙台団体研究グループ (1958) の「茂庭層」、青木 (1959) の「茂庭層」、SHIBATA (1962) の“Moniwa Member”, 小林 (1962 b) の「茂庭礫岩部層」は、岩相の上でほぼ同内容である。なお岩井 (1949) の「茂庭層」は槻木層相当層を含んでいる。

模式地 仙台市茂庭の東北電力茂庭発電所付近の崖

分布及び層厚 高館層を取り巻くような形で名取川の両岸沿い及びその支沢沿いに分布する。また名取市中沢や仙台市坪沼などに断片的に露出する。層厚は20-80mである。

構造 一般には東ないし北へ10-20°の傾斜を示すが、仙台市本郷西方では南へ40°前後の傾斜を示す部分もある。本郷西方には1対の背斜・向斜構造を推定できるが、軸の通る位置は確認できなかった。また名取市高館熊野堂付近に分布する本層も北東へ40°前後の急傾斜をなしているが、これは鉤取-奥武士線 (単斜構造) と一連の構造であるかもしれない。

層序関係 仙台市南赤石一帯や名取市高館熊野堂及び名取市今成付近では、基底礫岩をもって高館層を不整合に覆い (第20図)、その他の地域では高館層と指交関係にある (第21図)。すなわち高館層をもたらした火山活動が完全に終わらないうちに茂庭層が堆積し始めていたことを示している。茂庭層の初期の堆積環境は古地理学的には、外海に面した火山 (島又は岬) の汀線付近が想定される。

茂庭層と槻木層との直接の関係は、本図幅地域内では明らかでないが、間に高館層を挟んで上下関係



第20図 高館層を不整合に覆う茂庭層の露頭 (名取市今成の採石場跡)。茂庭層の基底部に大-巨礫からなる礫岩が認められる。

にあるとみるのが妥当かもしれない。しかし大塚 (1962 MS.), 黒丸 (1979MS.), 久保田 (1982MS.) らの調査結果を総合的に勘案すると, 茂庭層と槻木層は一連もしくは同時異相の関係にあるようにもみえる。かつて岩井 (1949) 及び HANZAWA *et al.* (1953) は, 茂庭層と槻木層は同時異相であり, 茂庭層が海成相を槻木層が陸成相を代表しているという見解を示した。高館層の火山岩について得られている放射年代値 (前出) と併せて, もう一度層序関係の見直しを迫られていると言える。

岩相 本層は主に礫岩・礫混じり砂岩・粗粒砂岩からなり, 一部は石灰質となっている。全般によく固結して堅固であるが, 部分的にルースなところもある。

礫岩は主に安山岩質の円礫からなり, その表面は滑らかなものが多い。礫径は通常数cm-10cm程度であるが, 基底礫岩には径50cm-2mに達するものもある。礫の表面にはしばしば穿孔孔の巣穴化石が認められる。礫岩の基質は粗い砂で満たされ, かつ種々の化石を含んでいる。

粗粒砂岩は本層の主体を占めるもので, 暗青灰色又は褐色を呈している。径数mm-2cm程度の円礫を含んで, 礫混じり砂岩となっている部分もある。一般に層理は不明瞭であるが, 名取市高館熊野堂付近の本層には顕著なクロスラミナが認められる。なお本層上部には細粒-中粒砂岩が挟まれている。礫岩と同様, 砂岩中にも各種の化石が含まれている。

化石 本層からは実に多くの種類の化石が産出し, それらについて古くから記載・報告がなされている。以下, 主要な文献を列挙しておく。

Nephrolepidina (大型有孔虫): 半澤 (1935), HANZAWA *et al.* (1953), MATSUMARU (1971)

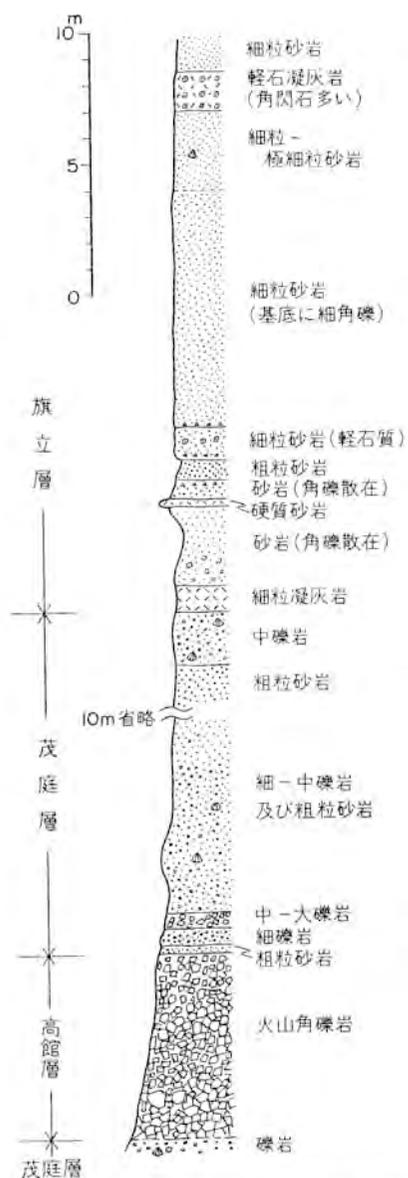
小型有孔虫: SAITO (1963), 尾田・酒井 (1977, 1979)

海綿: HATAI *et al.* (1973)

サンゴ: 江口 (1944), HANZAWA *et al.* (1953), HATAI *et al.* (1973), 地学団体研究会仙台支部 (1980)

コケムシ: HAYAMI (1976)

腕足動物: HAYASAKA (1922, 1933), HATAI (1936, 1940), HATAI *et al.* (1973)



第21図 岩の川下流 (仙台市茂庭) における地質柱状図

軟体動物 : MATSUMOTO (1930), NOMURA (1940), NOMURA and ONISI (1940), 岩井 (1949), HANZAWA *et al.* (1953), HATAI and MASUDA (1960), MASUDA (1960, 1962), 増田 (1969), HATAI *et al.* (1974 c)

貝形虫 : ISHIZAKI (1966)

フジツボ : HATAI *et al.* (1976)

カニ¹⁰⁾ : IMAIZUMI (1952)

ウニ : 西山 (1936), HATAI *et al.* (1973)

サメの歯 : ISHIWARA (1921), MATSUMOTO (1930), HATAI *et al.* (1974 b)

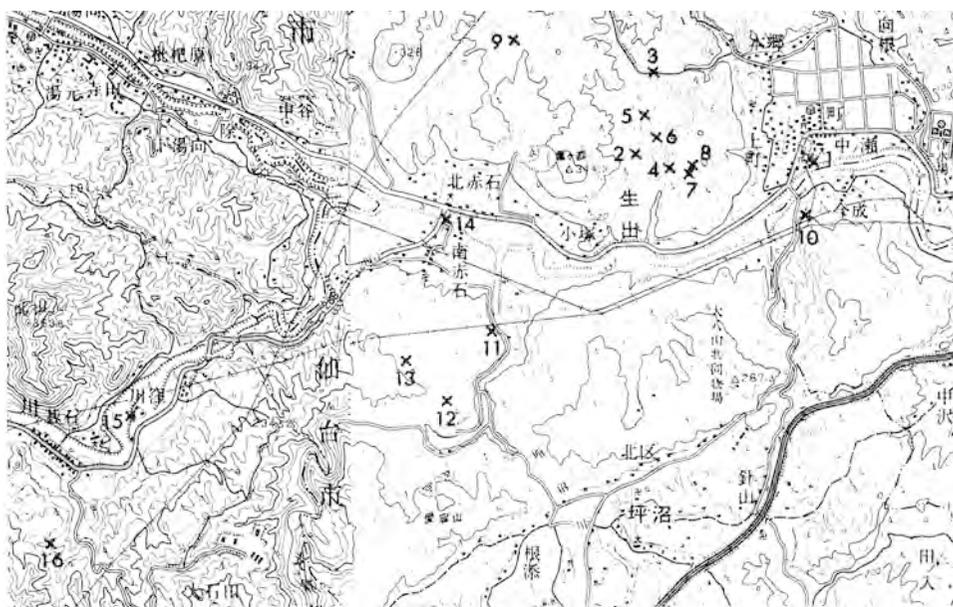
ウミヘビの卵 : HATAI *et al.* (1974 a)

Paleoparadoxia tabatai (TOKUNAGA) の臼歯 : 犬塚・村井 (1980)

穿孔貝の巣穴 : MASUDA (1968), 増田 (1977)

第2表に黒丸 (1979MS.) と久保田 (1982MS.) による化石リストを引用して示す. また付表第1表・付表第2表には, 筆者らの採集した試料から得た浮遊性及び底生の有孔虫化石を示す.

時代 浮遊性有孔虫化石の解析 (尾田・酒井, 1977) から, 茂庭層にはODA (1977) の *Globigerinoides sicanus* / *Globigerinatella insueta* ゾーンのあることが認められている. 本ゾーンはBLOW (1969) の浮遊性有孔虫化石帯のN.8に相当する. 筆者らの化石リストにおいても, 茂庭層からはN.8に出現する *Praeorbulina* 属が検出され, N.9の下限を規定する *Orbulina* 属は上位の旗立層から見いだ



第22図 茂庭層の動物化石産地 (第2表参照) (黒丸, 1979 MS.; 久保田, 1982 MS.による).

(国土地理院発行5万分の1地形図「仙台」・「川崎」を使用)

10) 原著では旗立層になっているが, HATAI *et al.* (1973) では茂庭層産として扱われている.

第2表 茂庭層産出の動物化石 (黒丸, 1979 MS.; 久保田, 1982 MS. による)
産地 1-9 は黒丸 (1979 MS.), 10-16 は久保田 (1982 MS.).

種 名	産 地	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13	14	15	16	
二 枚 貝																		
<i>Glycymeris</i> sp.																		
<i>Anomia</i> cf. <i>chinensis</i> PHILIPPI																		
<i>Chlamys</i> cf. <i>akitana</i> (YOKOYAMA)					+													
<i>C.</i> <i>arakawai</i> (NOMURA)																		
<i>C.</i> sp.																		
<i>Gloripallium</i> cf. <i>izurensis</i> MASUDA																		
<i>Nanaochlamys</i> <i>notoensis</i> (YOKOYAMA)																		
<i>Aequipecten</i> <i>yanagawaensis</i> (NOMURA and ZINBO)																		
<i>Kolorapecten</i> <i>kagamianus moniwaensis</i> (MASUDA)																		
<i>Placopecten</i> <i>nomurai</i> MASUDA																		
<i>Ostrea</i> sp.																		
<i>Lima</i> sp.																		
<i>Crassatellites</i> <i>paucillus</i> (YOKOYAMA)																		
<i>C.</i> ? sp.																		
<i>Megacardita</i> n. sp.																		
<i>Diplodonta</i> cf. <i>meisensis</i> (MAKIYAMA)																		
<i>D.</i> sp.																		
<i>Vasticardium</i> <i>ogurai</i> (OTUKA)																		
<i>V.</i> cf. <i>ogurai</i> (OTUKA)																		
<i>Oxyreris</i> <i>takadatsensis</i> (MATSUMOTO)																		
<i>O.</i> ? sp.																		
<i>Dosinia</i> sp.																		
<i>Mercenaria</i> sp.																		
<i>M.</i> ? sp.																		
<i>Pitar</i> cf. <i>itoi</i> (MAKIYAMA)																		
<i>P.</i> ? sp.																		
<i>Hiatula</i> <i>minoensis</i> (YOKOYAMA)																		
巻 貝																		
<i>Haliotis</i> <i>moniwaensis</i> HATAI, KOTAKA and NODA																		
<i>Acmaea</i> sp.																		
<i>Calyptraea</i> <i>tubura</i> (OTUKA)																		
<i>C.</i> n. sp.																		
<i>Trochus</i> sp.																		
<i>T.</i> ? sp.																		
<i>Turbo</i> ? sp.																		
<i>Protrotella</i> sp.																		
<i>Turritella</i> ? sp.																		
<i>Chelyconus</i> cf. <i>tokunagai</i> OTUKA																		
Gastropoda gen. et sp. indet.																		
腕 足 類																		
<i>Coptothyris</i> <i>grayi miyagiensis</i> HATAI, MASUDA and NODA																		
<i>C.</i> sp.																		
ウ 二 類																		
<i>Astriclypeus</i> <i>mannii minoensis</i> MORISHITA																		
<i>Echinolampas</i> <i>yoshiwari</i> LORIOI																		
そ の 他																		
Bryozoa (こけ虫)																		
<i>Flabellum</i> sp. (サンゴ)																		
<i>Balanus</i> sp. (フジツボ)																		

(産地は第22図に示す)

された。これらに基づけば、本層の時代は前期中新世の後期から中期中新世の前期に位置づけられる¹¹⁾。

古環境 本層の底生有孔虫化石を検討してみると、本層の主体は中-外部浅海帯に堆積したと判断できる。しかし円磨された火山岩巨礫が本層基底部に認められることや本層の粗粒な岩相、あるいはクロスミナの存在から、本層の一部は岩石海岸の汀線近くまたは内部浅海帯に堆積したと考えられる。

Nephrolepidina、広義の門ノ沢動物群、サンゴ、*Paleoparadoxia*などの産出は、本層の堆積環境が暖かな海流に支配されていたことを示している。なお*Paleoparadoxia*は*Desmstylus*よりも、一層暖かい地域に生息していたとされる（鎮西、1984など）。

IV. 2. 4 ^{はたて}旗立層 (Ht)

旗立層は主に細粒砂岩・シルト岩からなり、茂庭層を整合に覆う。本層の特に下半部からは海生の微化石が多産する。

地層名 稲井（1939）の「^{はたて}旗立砂岩¹²⁾」による。ただし本報告の^{はたて}旗立層は、同じく稲井（1939）が提唱した「本郷砂岩・頁岩互層」をも含んでいる。地層名は旧秋保電気鉄道の旗立駅¹³⁾又はその付近の当時の地名である山田旗立に由来する。岩井（1949）の「旗立層」、TAKAYANAGI（1952）の“Hatatate formation”、HANZAWA *et al.*（1953）の“Hatatate formation”、SHIBATA（1962）の“Hatatate Proper”、小林（1962 b）の「旗立シルト岩砂岩部層」、尾田・酒井（1977）の「旗立層」などはいずれもほぼ同じ内容である。本報告では茂庭層との境界を、岩の川（名取川の支流で、茂庭層の模式地を流れる川。岩の沢とも呼ばれる）下流で見られる茂庭層最上部の中礫岩を覆う厚さ80cm-1mの細粒凝灰岩の基底とする。これより上位には細角礫岩の薄層も見られるが、主に細粒の砂岩が重なり、急激な岩相変化を認めることができる（第21図）。茂庭層と旗立層の境界面は常に露出している訳ではないので、上方への急激な岩相変化（この場合は細粒化）に着目した方が、岩相層序区分上は認識しやすい。

模式地 従来の模式地である旧秋保電気鉄道旗立駅付近は人工的な土地改変が著しいので、本報告では仙台市水道局茂庭浄水場付近から仙台市佐保山^{さほやま}北方に至る東北自動車道沿いの地域を模式地とする。

分布及び層厚 主に模式地を中心にその東西両側に分布する。また仙台市梨野西方に内層層として狭く露出する。名取市高館熊野堂西方には、高館層の中に地溝状に落ち込んだ形で分布している。層厚は180-200mである。

構造 佐保山北方にWNW-ESE方向の軸をもつ佐保山背斜が存在する。その北翼で本層は30°前後の比較的急な傾斜を示している。また仙台市本郷付近ではN-S性の走向、15-20°Eの傾斜であるが、その他の地域では5°前後の傾斜で緩く波曲している。本層分布地域の東部には、N-S方向の2条の断層（未命名）があり、幅の狭い地溝状の構造を作っているが、この断層の性格はまだ不明である。

層序関係 茂庭層を整合に覆い、綱木層に整合に覆われる。なお太白山^{たいはくさん}付近及びその西方一帯では、秋保層群梨野層に不整合に覆われる。

岩相 本層は主に細粒砂岩・シルト岩からなり、凝灰岩の薄層を挟有する。本図幅地域の海成中新統

11) *Praeorbulina* 属の出現を基準として前期中新世と中期中新世の境とする。

12) TAKAYANAGI（1952）が“Hatatate formation”と呼称して以来、旗立は「ハタタテ」と呼び慣らわされている。

13) 現在の県立農業短大の北東約250mにあった。



第23図 旗立層上部の極細粒砂岩の露頭（仙台市綱木東方の沢）
径30cm前後のコンクリーションが層理に沿って並んでいる。

の中では最も細粒化した岩相を示す。海生浮遊性の微化石が多産することからみても、茂庭層堆積時よりも広くかつ深い海域に堆積したものであろう。

細粒砂岩は暗灰色－青灰色，風化面では黄褐色を呈し，塊状又は弱い層理を示す。一般に雲母の細片に富み，同時に凝灰質でよくしまっている。縦長の砂管が密集してあるいは散点的に認められるほか，海綿骨針や殻の溶脱した貝化石が含まれている。比較的上部の層準には海縁石砂岩の薄層と径10-40 cmのコンクリーションも認められる（第23図）。

シルト岩は新鮮面で暗灰色，風化面で灰白色を呈し，砂岩と同様凝灰質でよく固結している。塊状又は弱い層理を示す。泥管が多く認められるなど，バイオターベーションの痕跡が目立つ。

凝灰岩は一般に数10 cm-2 mの厚さで，ところどころの層準に介在している。軽石質のもの，みがき砂状のもの，有色鉱物に富み結晶質のものなど様々である。特に本層基底から15-20 m上の層準に挟まれる厚さ2 m余りの凝灰岩は，軽石質でかつ普通角閃石に富み，全体としては白っぽい色調を呈するという特徴を有し，茂庭層との境界を推定する際の良い鍵層となっている。

化石 本層からは軟体動物化石のほか，ウニ化石・海綿化石が産出する（HANZAWA *et al.*, 1953）。最近では，特に本層中-下部の微化石層位学的研究が進められ，以下のような報告がある。本層の試料から得た有孔虫化石リストを付表第1表・付表第2表に示す。

本層の微化石に関する研究は，

有孔虫：浅野（1937¹⁴⁾，TAKAYANAGI（1952），SAITO（1963），尾田・酒井（1977）

石灰質ナノプランクトン：HONDA（1981MS.）

珪藻：丸山（1981），MARUYAMA（1984 a, b）

14) 原著では茂庭層産となっているが，記載された化石産地の佐保山には旗立層が分布している。

放散虫：尾田・酒井（1977）

貝形虫：ISHIZAKI（1966）

なおODA *et al.*（1984）は貝形虫を除く4種の微化石について総括し、他地域の化石層序と比較検討を行っている。

以上の研究によれば、旗立層中には浮遊性有孔虫化石帯のN.9-N.14（Blow, 1969）、石灰質ナンブランクトン化石の分帯のCN4-CN6（Okada and Bukry, 1980）、珪藻化石帯の *Denticulopsis praedimorpha* ゾーン（Maruyama, 1984 b）、放散虫化石帯の *Dorcadospyris alata* ゾーン（Riedel and Sanfillippo, 1978）のあることが確認又は推定されている。

時代 上に引用した微化石層位学的研究に基づけば、本層中-下部の時代は中期中新世に位置づけられる。本層上部については時代を明確にする資料に乏しい。

古環境 本層がシルト質の細粒堆積物で特徴づけられることも考慮し、底生有孔虫化石の群集を検討すると、本層の下部と上部は外部浅海帯（outer neritic）に、中部は漸深海帯の上部（upper bathyal）に堆積したと判断される。このことは、下位の茂庭層から上位の綱木層までを通してみると、茂庭層堆積時から海進が次第に進行し、旗立層中部堆積時に最大海進を迎え、そして綱木層堆積時に向かつて再び海が浅くなっていったことを示している。

IV. 2. 5 ^{つな}綱木層（Tn）

綱木層は火山礫凝灰岩・軽石凝灰岩・砂岩・礫岩などの互層からなり、旗立層を整合に覆う。旗立層に比べて層相は粗粒であり、火山砕屑物に富んでいる。

地層名 稲井（1939）の「綱木凝灰岩」による。旗立層との境界は、本層最下部に存在する安山岩質凝灰角礫岩（後述）の基底とされ、これは稲井（1939）以来長く踏襲されている。ただし岩井（1949）の「綱木層」、HANZAWA *et al.*（1953）の“Tsunaki formation”、仙台団体研究グループ（1958）の「綱木層」、青木（1960）の「綱木層」、SHIBATA（1962）の“Tsunaki Proper”、小林（1962 a）の「綱木砂岩礫岩火砕岩部層」、小林（1962 b）の「綱木砂岩礫岩凝灰岩部層」、北村（1967）の「綱木層」、地学団体研究会仙台支部（1980）の「綱木層」など、いずれも“綱木”の地名を冠した地層名が使用されているが、それらの地層の定義及び秋保層群との層序関係については、互いに多少の相異がみられる。

模式地 仙台市綱木を通る^{すごう おりたて}県道菅生折立線に沿って北流する沢の崖及び河床。このルートで綱木層のほぼ全層準を観察できる。

分布及び層厚 綱木付近から南東方へ仙台市鉤取まで帯状に分布する。また仙台市と宮城町にまたがる^{ならい ほんざん}西風蕃山（標高372.5m）周囲に内座層として断片的に露出する。ほかに仙台市ひより台団地南部や仙台市国見南方の広瀬川沿いに局所的に分布する。層厚は350m以上に達する。

構造 一部で佐保山背斜を形ち作るが、一般には北又は北東へ20-60°の傾斜を示している。傾斜角は鮮新統との境界に近づく程大きくなり、「鉤取-奥武士線」（生出, 1955 a）と呼ばれる単斜構造の一部をなしている。なお東北自動車道東方にはN-S方向の2条の断層があり、下位の旗立層と同様な変位・変形を受けている。

層序関係 旗立層を整合に覆い、^{あきう}秋保層群梨野層・三滝層又は仙台層群亀岡層に不整合に覆われる。

本図幅地域西部では秋保層群湯元層^{ゆもと}とも不整合関係にあるとみられる。本層と湯元層とは同時異相であるという見解が生出(1955 b)以来暫くの間継承されてきたが、これは「湯元層」の地層定義の問題(後述)とも深く関連している。なお綱木層は層序及び岩相の類似性、更に鍵層の検討結果(浜田, 1981 MS.)などから、志田層群上半部(番ヶ森山層から七北田層又は大松沢層まで)にほぼ対比可能である。

岩相 本層は火山礫凝灰岩・軽石凝灰岩・砂岩・礫岩などの互層からなり、最下部に本層の下限を規定する凝灰角礫岩がある(第24図)。一般に火山砕屑岩は本層の下部と上部に多く、中部は砂質堆積物に富んでいる。

本層の最下部には、通常厚さ20-60cmの3枚の凝灰角礫岩があり、広く追跡され、その下限が旗立層との境界をなしている。凝灰角礫岩は非常に固く、露頭ではその部分だけが突出している場合が多い。凝灰角礫岩を構成する角礫は径5mm-1cm程度で、黒色無斑晶質な安山岩である。3枚の凝灰角礫岩の間には厚さ数10cmの淘汰の悪い凝灰質砂岩が挟まれているが、この部分にも黒色の安山岩質細角礫が密集状又は散点的に含まれている。

本層下部は、厚さ数m-10m余りの軽石凝灰岩と厚さ2-4mの細粒凝灰岩・凝灰質砂岩との互層からなる。単層ごとの層理は明瞭で、全般によく固結している。軽石凝灰岩は灰白色-青灰色で、径数mm-2cm程度の軽石からなり、最下部に小さな火山岩片を含むことがある。細粒凝灰岩は青灰色-明灰色で、一般に緻密である。凝灰質砂岩は細粒から粗粒の範囲にわたり、しばしば軽石片や火山岩片を含んでいる。

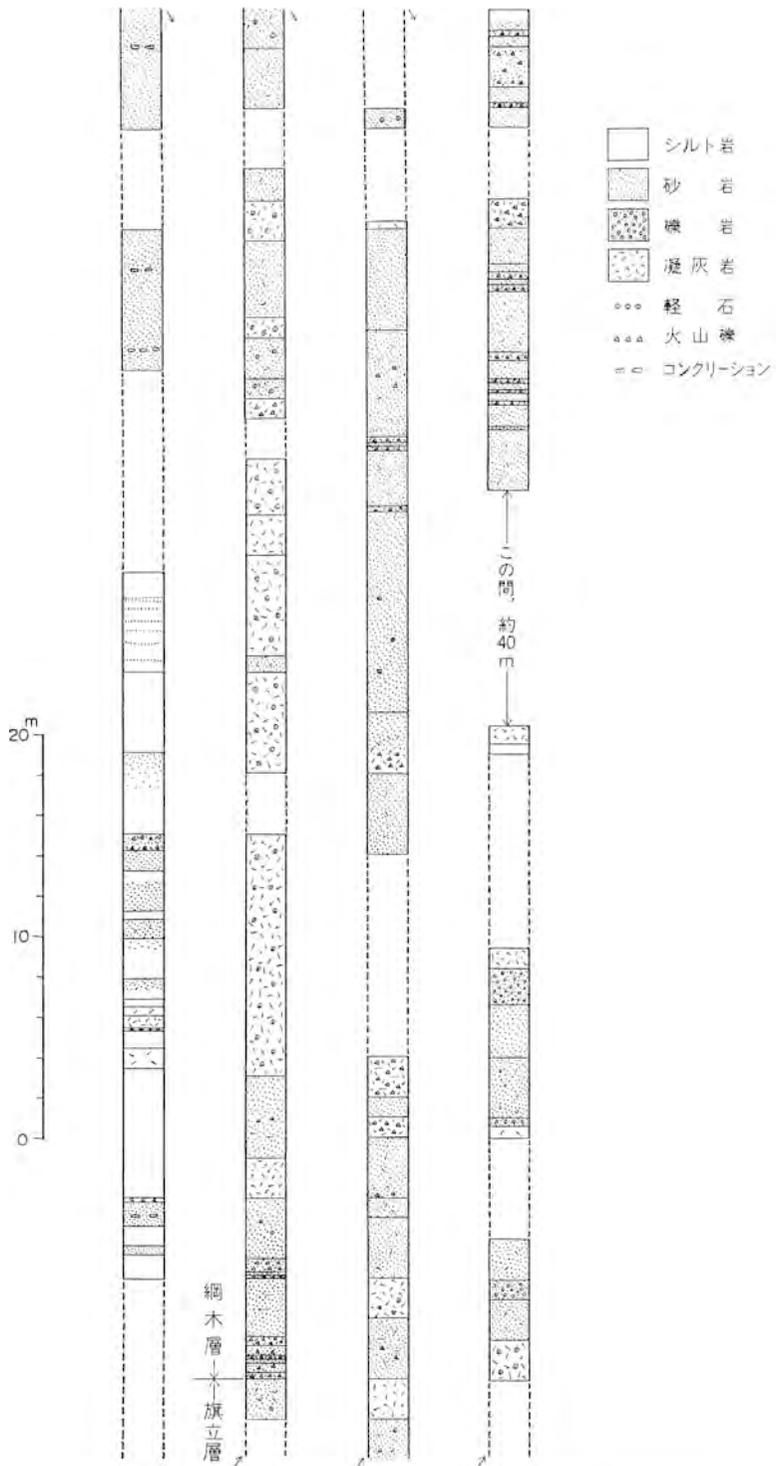
中部は主に凝灰質砂岩からなり、厚さ数10cmの火山礫凝灰岩を多く挟んでいる。またほぼ中位層準に厚さ2-4mの2枚の円礫岩が挟在し、鍵層として広く追跡される。凝灰質砂岩は青灰色又は褐色を呈し、細粒-粗粒で淘汰が悪く、まれに火山岩片を含んでいる。円礫岩は径2-3cmの安山岩礫からなり、よく固結している。この円礫岩には貝化石の破片が含まれる。層序学的に、あるいは貝化石を含むなどの岩相上の特徴から、本層の中位層準に介在する円礫岩は、増田(1957)の定義による「七北田層」の基底の礫岩、及び石井ほか(1982 b)の「大松沢層」最下部の角礫質砂岩に対比可能である。

綱木層の上部は火山礫凝灰岩と凝灰質砂岩の数10cm-数m単位の互層からなる。より上部に向かって軽石質となる傾向があり、軽石凝灰岩も挟在する。層理は明瞭で、また単層ごとに上方へ細粒化する級化構造を示している。凝灰質砂岩は細粒-中粒で暗灰色であるが、層準によっては鉄分の酸化のためか赤褐色を呈している。含まれる軽石は数cm-10cm大で、白色-灰色を呈し、よく発泡している。しばしば黒曜石の破片も認められる。軽石凝灰岩は厚さ数m-10mで、弱い層理を示し、比較的良好にしまっている。

化石 本層からは軟体動物化石(HANZAWA *et al.*, 1953)とごくまれに珪藻化石・底生有孔虫化石が産出する(付表第2表・付表第3表)。

時代 本層の時代を直接指示する資料はないが、後期中新世に位置する志田層群上部と本層との地層対比の観点から、本層は後期中新世に位置づけられる。

古環境 本層の比較的下部の層準の一試料から産出した底生有孔虫化石群集は、その産地の本層が中-外部浅海帯に堆積したことを示している。また本層は上方に向かってより浅海化した岩相を呈している。



第24図 旗立層上部から網木層中部にかけての柱状図（仙台市網木東方の沢沿い）

IV. 3 志田層群

志田層群は本図幅地域北部の七北田川に沿う丘陵地から北東隣「松島」図幅地域北部にかけて広く分布し、下位の先新第三系及び松島湾層群を不整合に覆う。志田層群は中位の不整合により下部と上部に二分され、「松島」図幅地域（石井ほか、1982 b）で下から上へ、下部の根古層・三ツ谷層・幡谷層・鹿島台層、上部の番ヶ森山層・大松沢層に層序区分された。「仙台」図幅地域にはこれらのうちの幡谷層と鹿島台層とを併せたものに相当する入菅谷層、及び上部を構成する番ヶ森山層・青麻層・七北田層が分布している。地層名が「松島」図幅地域のそれと異なるのは、後にも詳しく述べるが、七北田-富谷地域での慣用的な呼称に従ったためである。

入菅谷層は凝灰質砂岩と凝灰質シルト岩の互層からなり、本図幅地域北東部に狭小に分布している。

番ヶ森山層は主に凝灰質な粗粒砂岩からなり、軽石片や安山岩片を多く含んでいる。クロスラミナを示すことが多い。

青麻層は細粒-中粒砂岩を主とし、シルト岩や凝灰岩の薄層を挟有する。番ヶ森山層から漸移し、その境界は厳密には決め難い。

七北田層は細粒-粗粒の砂岩と凝灰岩・シルト岩の薄層とからなり、七北田川に沿う丘陵に広く分布する。分布地域西部の砂岩はクロスラミナが著しい。

以上の4層は一般に東から西に向かって緩い傾斜で重なるが、分布地域の南東部でNE-SW方向の番ヶ森山背斜及びこれに並走する単斜構造により変形している。先にも述べたとおり、番ヶ森山層から七北田層までは、名取層群の綱木層にほぼ対比可能である。

IV. 3. 1 入菅谷層 (Ir)

入菅谷層は凝灰質砂岩と凝灰質シルト岩の互層からなり、本図幅地域北東部の沢沿いに狭小に分布する。

地層名 菅原（1972MS.）及び北村ほか（1983）の「入菅谷層」による。層序及び岩相上、「松島」図幅地域で設定された石井ほか（1982 b）の「幡谷層」の上部と「鹿島台層」とを併せたものに相当する。ただし入菅谷層・幡谷層・鹿島台層はいずれも上位層に覆われて分布地域が隔てられているため、互いの詳細な関係は不明確である。

模式地 利府町入菅谷付近の砂押川沿岸（北隣「吉岡」図幅地域内）

分布及び層厚 利府町沢乙付近にわずかに分布する。層厚は40m余りである。

構造 番ヶ森山背斜を形成している。

層序関係 本図幅地域内では下位層との関係は不明であるが、周辺地域の状況から、本層は松島湾層群の塩釜層及び佐浦町層にアバットしているとみるのが妥当である。

岩相 本層は厚さ数10cm-5m余りの単位で互層した凝灰質砂岩・凝灰質シルト岩からなり（第25図）、まれに火山礫凝灰岩や軽石凝灰岩の薄層を挟有する。量的には凝灰質砂岩が卓越している。単層ごとの層理は明瞭であり、全般によく固結している。バイオターベーションの痕跡が著しく、特に垂直



第25図 入菅谷層の凝灰質砂岩凝灰質シルト岩互層の露頭
(利府町入菅谷南東方約500mの沢沿いで、「吉岡」図幅と「仙台」図幅との境界付近)。層理は明瞭であり、凝灰質砂岩中には泥管が多い。

又は斜めに延びた径1cm内外の泥管が多い。

凝灰質砂岩は灰色-黄褐色を呈し、一般に細粒かつ塊状無層理である。ところにより粗粒でクロスラミナを示す部分もある。白色又は黄色の円磨された軽石細片を普遍的に含んでいる。凝灰質シルト岩は白色-明灰色で、葉理を示す。

化石 模式地付近の本層から付表第3表のような珪藻化石を産出した。また *Buccinum?* sp., *Chlamys* cf. *kaneharai* (YOKOYAMA), *Macoma* sp. などの貝化石の産出が報告されている(北村ほか, 1983)。

時代 珪藻化石について付表第3表を北村ほか(1983, p.12)に掲載されたものも含めてみると、本層からは *Denticulopsis praedimorpha* と *Coscinodiscus yabei* が産出し、かつ *Denticulopsis dimorpha* は検出されていない。このことから一時代決定に重要な種の産出が稀薄であるが一応本層は MARYAMA (1984 b) の *D. praedimorpha* ゾーン又は *Coscinodiscus yabei* ゾーンに属し、中期中新世の後期から後期中新世の前期に位置づけられる。ほぼ同様な化石帯区分に基づいて、「松島」図幅地域の鹿島台層上部は *Denticulopsis praedimorpha* ゾーンに含められている(秋葉ほか, 1982) ので、本層は珪藻化石層序上、鹿島台層よりも若干新しい時代を占めているが、今後のより詳細な解析も必要である。

IV. 3. 2 ^{ばんがもり} 番ヶ森山層 (Bn)

番ヶ森山層は主として軽石質の砂岩からなり、本図幅地域北東部に分布する。

地層名 浜田(1981 MS.)及び北村ほか(1983)の「番ヶ森山層」による。地層定義もこれらに従

第3表 志田層群上半部の区分と対比

HANZAWA <i>et al.</i> (1953)	増田 (1957)	菅原 (1972MS.)	浜田 (1981MS)	石井ほか(1982b) 「松島」図幅	本報告 北村ほか(1986) 「仙台」図幅
Nanakita formation	七北田層	(未記載)	七北田層	大松沢層	七北田層
Aoso formation	Bangamori formation	青麻層	板谷砂岩	青麻層	番ヶ森山層
		(未記載)	中鈴層	番ヶ森山層	番ヶ森山層
				番ヶ森山層	上部層
				番ヶ森山層	下部層

う。柴田 (1967) の「番ヶ森層」の主部、北村 (1980 a, b) の「番ヶ森山層」の下半部、石井ほか (1982 b) の「番ヶ森山層下部層」は本報告の番ヶ森山層にほぼ相当する。

従来、利府町以北に分布するクロスラミナの顕著な砂岩は一括して青麻層と呼ばれ、一方、東方の番ヶ森山¹⁵⁾ 一帯の同様な砂岩は番ヶ森層として認識されてきた (HANZAWA *et al.*, 1953). この層序学的な曖昧さを避けるため、菅原 (1972 MS.) は粗粒な岩相を呈する下半部の地層を「中鈴層」、細粒-中粒でルースな岩相の上半部の地層を「板谷砂岩」として区分した。その後、浜田 (1981 MS.) は広範囲にわたる地質調査の結果、菅原の層序区分を少し訂正して、下半部を「番ヶ森山層」、上半部を「青麻層」とした。混乱を招かぬよう、対比表を示す (第3表)。

模式地 番ヶ森山 (標高210.6m) 周辺 (「松島」図幅地域内)

分布及び層厚 本図幅地域内では利府町沢乙付近に狭小に分布する。層厚は模式地から入菅谷東方の地域にかけて最も厚く最大120mに達するが、分布地域の西方及び東方へ向かって急激に薄くなる。本図幅地域での厚さは30-50mである。

構造 NE-SW方向の軸をもつ番ヶ森山背斜を形成している。

層序関係 「吉岡」・「松島」図幅地域を含めて検討すると、本層は下位の入菅谷層又は幡谷層と不整合関係にある。不整合による地層の欠損量は西方へ向かって小さくなっているようである。

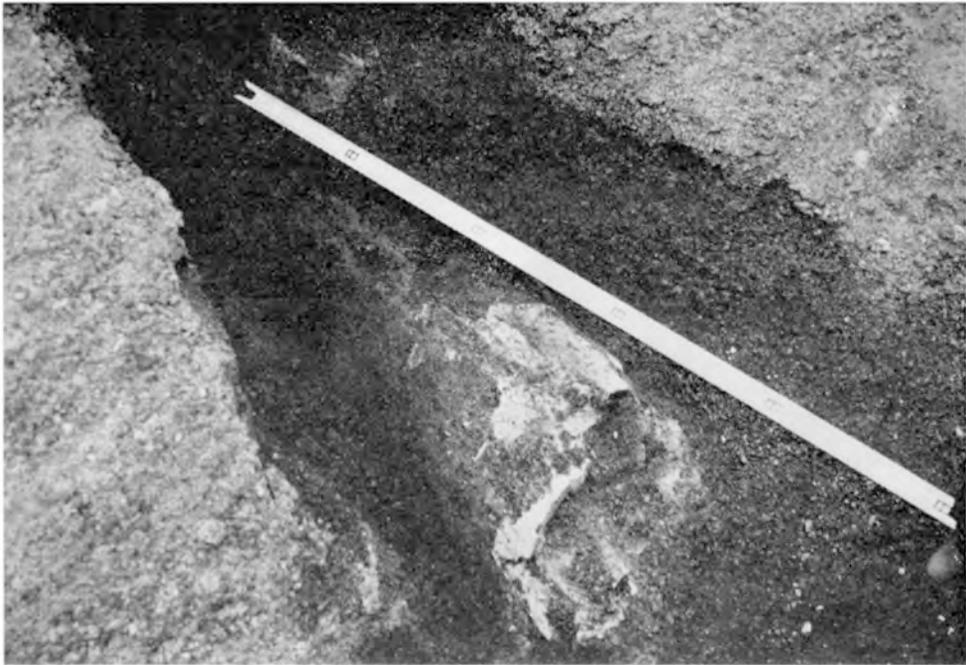
岩相 主にクロスラミナの発達した軽石質の粗粒-極粗粒砂岩からなる。安山岩粒子や有色鉱物片が多く、全体としては黒褐色を呈するが、軽石片の濃集した部分は灰白色の筋となっている。ルースで崩れやすい部分と比較的しまっている部分とがある。なお本層基底部には主に安山岩やシルト岩の角礫からなる礫岩が認められる。また層準によってはまれに灰白色のシルト岩薄層を挟んでいる。

本層中に発達するクロスラミナにはトラフ型と平面型とがあり、いずれも大型のものが多く、クロスラミナの単位の厚さは1-3m、ときに5m以上に達する。

化石 「吉岡」図幅地域で *Chlamys miyatokoensis* (NOMURA and HATAI) などの貝化石を、「松島」図幅地域で鯨の肋骨及び椎骨の化石 (第26図) を産出した。

時代 本層からは示準化石が産出しなかったが、下位・上位の地層の地質時代を考慮すると、本層は後期中新世に位置づけられる。

15) もともとこの地方では「森」の字に山の意味が込められている。正確には「番ヶ森」という山は存在するが「番ヶ森山」という山はない。



第26図 番ヶ森山層の含礫粗粒砂岩から産出した鯨の肋骨（上）及び椎骨（下）の化石
（産地は大郷町黒内沢で、「松島」図幅地域内）

IV. 3. 3 ^{あおそ}青麻層 (Ao)

青麻層は細粒-中粒砂岩を主とし、シルト岩や凝灰岩の薄層を挟有する。下位の番ヶ森山層と同様に、一般にクロスラミナが顕著である。

地層名 中村 (1941MS.) の「青麻層」、HANZAWA *et al.* (1953) の“Aoso formation”による。ただし上位の七北田層との境界については増田 (1957) に、下位の番ヶ森山層との岩相による区分については北村ほか (1983) に従う。

模式地 利府町西部の「県民の森」から利府町入菅谷に至る道路沿い。地層名はこの道路沿いにある青麻神社に由来している。「吉岡」・「松島」図幅地域の各所に好露出がある。

分布及び層厚 模式地から北東方、「吉岡」・「松島」図幅地域へと広く分布する。「吉岡」図幅地域南東部で最も厚く最大220mに達し、これより北東方へは次第に、南方へは急激に薄くなる。本図幅地域内ではわずか20-30mの厚さである。

構造 大局的には NE-SW 方向の走向で、5°前後の北西側への傾斜を示しているが、本図幅地域では番ヶ森山背斜を形成している。一部で小逆断層が認められる (第27図)。

層序関係 下位の番ヶ森山層から整合漸移する。分布地域南部では松島湾層群にアバットしている。このために本層は南方へ向かって急に薄くなっている。

岩相 主としてクロスラミナの発達した砂岩からなり、シルト岩や凝灰岩を挟有する。

砂岩は黄色-黄褐色で、一般に細粒-中粒、部分的に粗粒である。また松島湾層群にアバットしたところでは安山岩の巨角礫をも含み、著しく硬質となっている。砂岩は磨滅した石英に富み、やや凝灰質でルースな場合が多い。ところにより白色の軽石を多量に含んでいる。粗粒で淘汰の悪い岩相を呈する



第27図 青麻層に見られる小逆断層

(利府町森郷の浄水場建設の際現れた露頭で、「吉岡」図幅南東縁部に含まれる.)。ここでは見かけ上の落差10cm-1m程度の南上りの逆断層が認められる。

ところには、通常径数mmの岩片や砕かれた貝化石が混じっている。クロスラミナはトラフ型又は一帯平面型であり、それらの個々の単位ごとに上方へ細粒化する級化構造が認められる。

シルト岩や細粒凝灰岩は厚さ数10cm-1m、ときに3m程度で、白色-灰白色を呈し、葉理を示しているものが多い。

化石 本層からは軟体動物化石や有孔虫化石が産出する (HANZAWA *et al.*, 1953; 北村ほか, 1983)。筆者らの試料からは付表第1表・付表第2表に示した浮遊性及び底生の有孔虫化石が見いだされた。

時代 青麻神社南方約100mの道路沿いから浮遊性有孔虫化石の*Globorotalia cf. plesiotumida*が産出した。また同地点から浜田 (1981MS.) は *G. acostaensis* の産出を報告している。*G. acostaensis* はBLOW (1969) の浮遊性有孔虫化石帯のN.16の下限を、*G. plesiotumida*はそのN.17の下限を規定する種である。これと秋葉ほか (1982) による珪藻化石帯区分を総合すると、本層は明らかに後期中新世に位置づけられる。

古環境 底生有孔虫化石の群集組成から本層は恐らく中-外部浅海帯に堆積したものである。

IV. 3. 4 ^{ななきた}七北田層 (Nnl, Nnu)

七北田層は主に細粒-粗粒の砂岩からなり、凝灰岩・シルト岩を挟有する。本層はほぼ中位層準に介在する特徴的な凝灰岩により、下部 (Nnl)・上部 (Nnu) に二分できる。

地層名 中村 (1941MS.) の「七北田層」、HANZAWA *et al.* (1953) の“Nanakita formation”による。本層の下限は増田 (1957) の定義に従う。

模式地 利府町西部の「県民の森」付近から泉市七北田を経て泉市根白石^{ねしろいし}方面に至る七北田川沿いの丘陵

分布及び層厚 七北田川に面する南北両側の丘陵に分布する。これより北方の「吉岡」図幅地域にも広く分布する。層厚は本図幅地域内で最大200m以上であるが、分布地域の東部で松島湾層群を直接覆うところでは急激に薄くなってわずか50m程である。

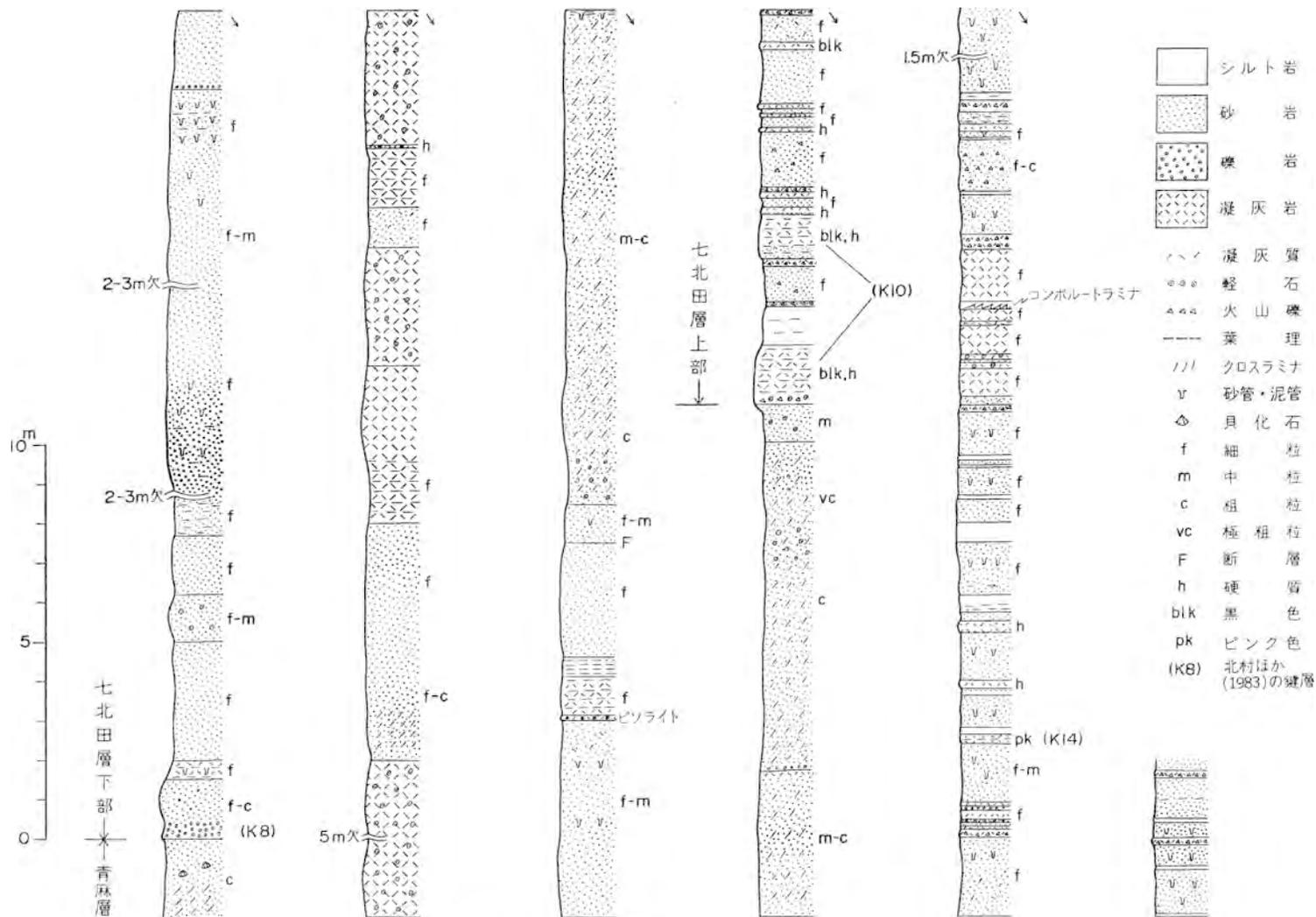
構造 本層は一般に南西から北西側へ2-8°の緩い傾斜を示しているが、分布地域南東部では番ヶ森山背斜を構成している。またその背斜南東翼には単斜構造が認められる (第8図)。

層序関係 下位の青麻層を整合に覆う。ただし基底部の礫岩が青麻層を局所的に削り込んで堆積している。分布地域の東部では松島湾層群の佐浦町層にアバットしており、このために本層は利府町の方に向かって急激に層厚を減じている。なお上位の秋保層群白沢層には整合に、仙台層群亀岡層には不整合に被覆される。

岩相 本層はほぼ中位層準に介在する特徴的な2枚組の黒色硬質凝灰岩の下底をもって、下部・上部に二分できる (第28図)。

下部 (Nnl) は主に細粒-中粒の砂岩と軽石凝灰岩との互層からなり、最下部に円礫岩が存在する (節8図)。

円礫岩は厚さ1-2mで、安山岩・花崗岩質岩・ひん岩・頁岩・シルト岩など様々な種類の礫からなり、よく固結している。礫径は2-10cmで、表面が磨かれて滑らかになっているものもある。基質は粗粒な砂で凝灰質であり、貝化石の破片を含む場合が多い。基底面に沿って縞状に褐鉄鉱が濃集してい



第28図 七北田層の柱状図 (利用町西部「農民の森」道路沿い)

ることもある。本円礫岩は北方「吉岡」図幅地域へと追跡され、北村ほか（1983）ではこれを鍵層K8として表現してある。先にも述べたが、本円礫岩は綱木層中位層準の円礫岩、「松島」図幅地域の石井ほか（1982 b）の「大松沢層」最下部を占める礫質砂岩、また「吉岡」図幅地域の滝口（1975MS.）の「長尾砂岩部層」最下部の礫岩にそれぞれ追跡される可能性が高い。

下部の主体をなす細粒-中粒砂岩は黄褐色を呈し、一般に小さな軽石片を含んで凝灰質である。一部安山岩やシルト岩の細礫を混じえて著しく粗粒となっている。層準によっては砂管や泥管が密集して、入菅谷層と同様に、バイオターベーションの影響を強く受けている。塊状無層理なところとクロスラミナが顕著なところがある。クロスラミナは各単位の厚さが数cmから2-3mにまで達するトラフ型のものが多い。特に上部の下底から5-20m下位までの層準に大型のクロスラミナが発達していて、ひとつの層序学的な鍵をなしている。

軽石凝灰岩は厚さ1-10mのものが数枚ある。白色でよく発泡し、丸味を帯びた軽石からなる。基質は細粒凝灰岩又は砂質凝灰岩で、砂質の場合には軽石は特に円磨されている。

砂岩中にはほかに細粒凝灰岩や凝灰質シルト岩、あるいは火山豆石の密集した凝灰岩などの薄層が挟まれている。

上部（Nnu）は主としてクロスラミナの顕著な細粒-粗粒砂岩からなるが、下部に近い層準には数多くの火山砕屑岩が挟まれている。これら火山砕屑岩のうち最下部の2枚組の黒色硬質細粒凝灰岩はよく追跡でき、これをもって上部の下限とした（第29図）。

上部の下限を規定する黒色硬質細粒凝灰岩は、通常厚さ1-5m及び80cm程の2枚組となっている。ただしこれらの厚さは平均的なものであり、場所によって変化している。またこれより上位の層準にも同様な凝灰岩の薄層が何枚か挟在する。凝灰岩は緻密で硬く、風化露頭ではこの部分だけが突出してい



第29図 七北田層の中位層準に挟在する2枚組の黒色硬質凝灰岩（泉市堰場南東方の造成地）

る。更に凝灰岩内部には黒色の火山細礫が層状に挟まれていることもあり、薄層理又は葉理を示す場合が多い。

砂岩は新鮮面で暗灰色、風化面で黄褐色を呈し、細粒 - 粗粒の範囲にわたる。本図幅地域内では地域的に西方に向かって、層準的には上方に向かって粗粒化し、かつクロスラミナがより顕著になる傾向がある。一般に凝灰質で白色 - 黄色の軽石と少量の火山礫が混じっている。また部分的に著しく雲母片に富むところがあるほか、安山岩の礫岩を薄く挟むところもある。全体にバイオターベーションの痕跡が著しく、多数の生痕が認められる。

上部の下半部の層準に数多く挟まれる火山砕屑岩は、「県民の森」の道路の切り割りや仙台市鶴ヶ谷の宅造地の崖でよく観察できる。火山礫凝灰岩や軽石凝灰岩・細粒凝灰岩など多様であり、それぞれの厚さは数 cm から 1m 未満である。これらのうち細粒凝灰岩には暗灰色や白色を呈するもののほかに、厚さ 3-15cm で淡桃色の色調を示す独特なもの（場所によって厚さ 2-3cm の細粒砂岩と互層して数枚に分かれている）があり、広域的に追跡できる。この淡桃色細粒凝灰岩は「吉岡」図幅（北村ほか、1983）では鍵層 K14、「松島」図幅（石井ほか、1982 b）では鍵層 O9c として記載されている。また同様な淡桃色細粒凝灰岩は綱木層上部にも認められ、浜田（1981 MS.）によって対比されている。なお綱木層上部には、通称“volcanic silt”と呼ばれている黒色硬質凝灰岩の薄層があり、本報告の七北田層上部の基底部の凝灰岩に対比される可能性が高い。

化石 本層からは軟体動物化石・腕足動物化石・有孔虫化石・珪藻化石が産出し、それらについて NOMURA and HATAI (1937), NAKAMURA (1940), 増田 (1957), SHIBATA (1962), 三浦 (1972MS.), 糟谷 (1982MS.) などの記載・報告がある。これらのうち糟谷 (1982MS.) は本層から軟体動物化石の *Miyagipecten matsumoriensis*, *Mercenaria?* sp. 及び腕足動物化石の *Terebulatulina* sp. を、三浦 (1972MS.) は本層最下部より有孔虫化石の *Globorotalia conomiozea*, *G. plesiotumida*, *G. linguaensis* を報告した。一方、筆者らの 4 試料からは付表第 3 表に示す珪藻化石が見いだされた。

時代 付表第 3 表に示した珪藻化石については、MARUYAMA (1984 b) の珪藻化石帯による *Denticulopsis dimorpha* ゾーンあるいは *D. katayamae* ゾーンを認めることができ、本層の時代は後期中新世に位置づけられる。ただし、下位の青麻層に対する浮遊性有孔虫化石帯区分、及び秋葉ほか(1982)の「大松沢層」主部に認められた珪藻化石帯の *Thalassionema schraderi* ゾーンと幾分非調和となっている。これは本層からの指標となる珪藻化石種の産出が極めて散発的なことと二次化石混入の可能性があることによる。

IV. 4 ^{あきう}秋保層群

秋保層群は本図幅地域西部から西隣「川崎」図幅地域を中心にして、「吉岡」・「関山峠」・「白石」図幅地域にまで広く分布している。本層群は主に陸成の火山岩・火山砕屑岩類からなり、海成層を主体とした名取層群中 - 上部や志田層群とは対照的である。秋保層群は、西方のいわゆるグリーンタフ地域の脊梁山脈と東方の非グリーンタフ地域に当たる宮城県太平洋沿岸地域とのほぼ中間の位置に分布している。概念的には、かつて HANZAWA (1950) が“Paleo-Sendai Lake”（古仙台海）と呼んだ地域に堆積

した地層の一部に相当する。

「秋保層群」という名称は、恐らく SHIMIZU in YABE and AOKI (1923) が “Akiu Group” として初めて使用した。その後，“Akiu Group” (YABE, 1926), “Akiu beds” (NOMURA, 1938; YABE and HATAI, 1941), 「秋保層群」(稲井, 1939; 岩井, 1949), “Akyu group” (HANZAWA *et al.*, 1953) というように「秋保」の地名を冠した地層名が継承されていった。しかし、その層序学的な位置づけについては、二つの大きく対立する見解が提起されていた。すなわち「秋保層群」は「佐保山層群」又は「佐保山統」(本報告の名取層群の中-上部にほぼ相当する)の中位に挟まれているという見解と、名取層群を不整合に覆い明らかにその上位に位置するという見解であった。

HANZAWA *et al.* (1953) により仙台市一帯の層序が総括された後、また別の見解が示された。すなわち、鮮新統に含められて「秋保層群」からは除外されていた三滝層相当層が「秋保層群」の一部と指交関係にあり、同時に「秋保層群」の一部は名取層群の特に綱木層とも指交関係(又は同時異相)にあるというものであった(生出, 1955b; 仙台団体研究グループ, 1958; 青木, 1960; 小林, 1962a, b; 仙台団研グループ, 1966; 地学団体研究会仙台支部, 1968, 1974)。

研究史上、「秋保層群」は、言わば研究者ごとに異なった定義を与えられ、また他の地層との層序関係についても異なる解釈がなされてきた。その最大の理由の一つは、本層群が陸成の火山砕屑岩類を主体とし、初生的な堆積物ばかりではなく二次的な(例えば火山性崩壊による)堆積物をも含んでいる点にある。このことは秋保層群の下部を代表する「湯元層」のとらえ方などに表れている。

いずれにしても秋保層群の層序と岩相変化の把握は分布の中心域である西隣「川崎」図幅地域の地質精査によらなければならないが、本報告では名取層群・志田層群と仙台層群との間に見掛け上挟まれた陸成層を一括して秋保層群と呼び、湯元層・梨野層・白沢層・三滝層の4層に区分する。以上の4層のうち湯元層は秋保層群の下部を占め、梨野層・白沢層・三滝層は秋保層群の上部を構成している。

湯元層は主に火山岩片を含む軽石凝灰岩からなる。最大200mに達する厚さを有するが、ほぼ全体的に塊状無層理である。

梨野層は下位の地層に由来するブロックをも大量に含む渾然とした軽石凝灰岩を主とする地層で、名取層群中-上部の地層を削り込んで堆積している。

白沢層は軽石凝灰岩と凝灰質シルト岩との互層からなり、大型植物化石や珪藻化石を産出する。

三滝層は主に安山岩-玄武岩の溶岩・火山角礫岩・凝灰角礫岩からなる。三滝層は梨野層の一部及び白沢層と指交又は同時異相の関係にある。

IV. 4. 1 ^{ゆもと}湯元層 (Ymt, Ym)

湯元層は主に軽石凝灰岩からなるが、本図幅地域内では最下部の青灰色でやや軟質な軽石凝灰岩 (Ymt) と主部を占める堅固な軽石凝灰岩 (Ym) とに区分できる。

地層名 岩井 (1949) の「湯元層」、HANZAWA *et al.* (1953) の “Yumoto formation” による。その後、一時期、本報告の梨野層相当層を含めて「湯元層」が定義されたことがあり、混乱していた。

模式地 名取郡秋保町湯元の^{らいらいきょう}磊々峡(名取川の溪谷で、西隣「川崎」図幅地域内)

分布及び層厚 模式地を中心に広く分布するが、本図幅地域では図幅西縁部にわずかに露出している。

層厚は模式地付近で150-200mに達する（岩井，1949；HANZAWA *et al.*，1953；地学団体研究会仙台支部，1980）が，本図幅地域では約100mである。

層序関係 名取層群の高館層・茂庭層・旗立層及び綱木層を不整合に覆う。茂庭層との不整合の露頭は仙台市北赤石西方約500mの南流する沢沿いで見られる。ここでは安山岩の角礫を含む軽石凝灰岩が明瞭な浸食面をもって茂庭層を覆い，茂庭層に由来する砂岩のブロックが取り込まれている。

高館層・旗立層・綱木層との直接の関係は露頭条件が悪く未確認であるが，地域一帯の層序及び地層分布から不整合関係にあると判断できる。

岩相 本図幅地域内の本層をやや軟質な軽石凝灰岩からなる最下部（Ymt）と堅固な軽石凝灰岩を主とする主部（Ym）とに分ける。

最下部は本図幅地域西縁部の宮城町月山池（溜池）南東方約1kmの沢沿いにおいてのみ観察され，ここでは下位の綱木層との直接の関係は明らかではない。塊状無層理の軽石凝灰岩からなり，やや軟質で，全体としては青灰色を呈する。軽石は径数mmと小さく，粘土化して白色又は緑色を帯びた灰色を呈している。まれに異質な細粒凝灰岩のブロックや安山岩の礫を含んでいる。岩相の類似性という観点からは北村（1967）の「小沢凝灰岩」に対比できるが，それとは分布地域が大きく離れているため断定はできない。また本層最下部より相対的に下位の層準に当たり，SHIBATA（1962）が“Hayama tuff Member”，小林（1962 a）が「羽山青緑色凝灰岩部層」及び「谷津青緑色凝灰岩砂岩部層」と呼んだ地層が月山池東方にわずかに分布しているが，本報告ではこの地層を砂質堆積物に富むということと，模式地の綱木層の地質構造を無理なく延長できるということから綱木層の一部に含めた。

主部は主に軽石凝灰岩からなるが，茂庭層との不整合面に近い層準には凝灰角礫岩や火山礫凝灰岩も認められる。軽石凝灰岩は塊状無層理で，新鮮面では暗灰色-暗青灰色，風化面では黄褐色-黄灰色を



第30図 湯元層の軽石凝灰岩の露頭（仙台市北赤石北西方の沢，「川崎」図幅との境界付近）。
軽石の多くは粘土化して抜け，空隙を残している。

呈する（第30図）。軽石は白色-黄褐色を呈し径1-3cmであるが、その多くは粘土化して脱落し、空隙となっている。基質は細粒で堅い。

主部の軽石凝灰岩には、一般にデイサイト質-安山岩質の火山角礫（径1-2cm）が多く含まれ、ほかに凝灰質シルト岩や砂岩のブロック、珪化あるいは炭化した木片がしばしば取り込まれている。

化石 珪化木や炭化木を産するが、その種名は明らかでない。

時代 本層については17.1Ma及び17.5Maのフィッシュトラック年代が報告されている（TAMANYU, 1975に基づく土, 1979編による修正値）。また本層は旗立層上部及び綱木層と同時異相の関係にあるという見方もあった（生出, 1955 b）。しかし先にも述べたとおり、本層は綱木層から高館層までを不整合に覆う地層であり、後期中新世の後期に位置づけるのが最も妥当である。

IV. 4. 2 ^{なしの}梨野層 (Ns)

梨野層は軽石凝灰岩・砂質凝灰岩・砂岩からなり、大小の異地性のブロックあるいは同時偽礫を大量に取り込んでいる。本層は湯元層及び茂庭層から綱木層までの地層を不整合に被覆する。

地層名 新妻（1967MS.）及び北村（1967）の「梨野凝灰岩」による。本層は凝灰岩のほか砂岩も含んでおり、地層名の統一という観点からも、本報告では梨野層と呼ぶことにする。

模式地 仙台市梨野東方から^{たいはくきん}太白山西麓に至る林道の崖

分布及び層厚 本図幅地域では西風蕃山の西・南・東側に主として分布する。また仙台市綱木付近から南東方へ帯状に分布するほか、太白山の周囲及び仙台市石山東方の広瀬川の崖の一部にも認められる。層厚は西風蕃山南西側で最も厚く約120mに達するが、東方に向かって次第に薄くなり、東北自動車道東側に分布するものでは厚さ10-30mであり、更に仙台市鉤取北方ではついに尖滅する。

構造 水平もしくは北側に10-20°の傾斜を示すが、綱木北方及び東方ではNW-SE方向の単斜構造を呈する。

層序関係 湯元層・綱木層・旗立層・茂庭層及び高館層を不整合に覆う。その不整合面は一般に明瞭かつ平滑で、不整合面上に基底円礫岩は伴わない（第31図・第32図）。本層は三滝層と一部指交関係にある。また層序学的に、本層は七北田層の上部の一部と同時異相の関係にある。

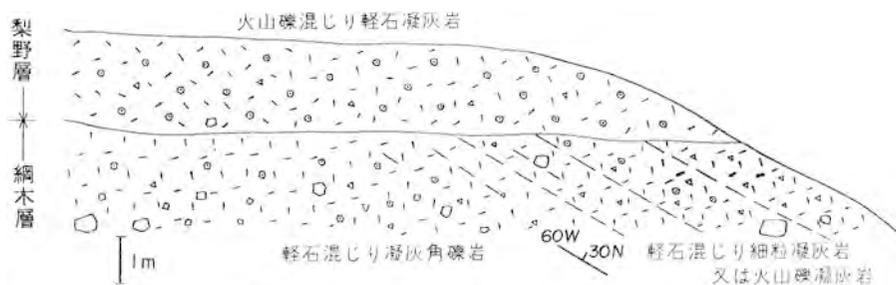
岩相 本層は主として軽石凝灰岩・砂質凝灰岩・砂岩からなり、最上部に亜炭の薄層を挟むことがある。下位の地層に由来するブロックをとところどころ大量に含むことが一つの特徴で、しばしば異常な堆積構造も認められる。

下位の地層に接する不整合面は観察した限りにおいていずれも明瞭かつ平滑で、下位層の走向・傾斜に斜交している。基底部にはごくまれに径数cmの円礫も見られるが、多くの場合は火山岩片や径数10cmから最大10m以上の軽石凝灰岩・細粒凝灰岩・凝灰角礫岩・シルト岩などのブロックを伴い、その基質は砂質である。ブロックの大部分は既に固結した岩塊として取り込まれ、角ばった形や少し丸味のある紡錘形を呈しているが、一部は不定形で他のブロックや基質部と癒着し、同時偽礫の産状を示している（第33図・第34図）。

軽石凝灰岩は暗灰色-黄灰色で、堅固であり、径数cmの発泡した白色軽石を多く含んでいる。塊状無層理なところと、やや砂質で弱い層理を示すところがある。基底部と同様に、凝灰岩や砂岩・シルト



第31図 旗立層を不整合に覆う梨野層の露頭 (太白山西方約350mの道路切削).
ここでは梨野層にA・B・Cの三つのユニットが認められる。Htは旗立層の細粒砂岩を示す。



第32図 網木層を不整合に覆う梨野層の露頭のスケッチ (西風蕃山西方の沢)

岩などの異地性の大小のブロックが認められるほか、流紋岩質-安山岩質の火山岩片を密集状あるいは散点的に含んでいる¹⁶⁾。軽石凝灰岩の一部には、それ自体がブロック化し、一旦堆積した後再移動したことを示唆する部分もある。

砂質凝灰岩は上述の軽石凝灰岩の基質がより砂勝ちとなったものである。通常、軽石細片や火山角礫を含み、またまれにシルト岩などの大きなブロックや溶結凝灰岩の破片を取り込んでいる。一般に弱く不明瞭な層理（一部はクロスラミナ）が認められる。

砂岩は本層分布地域の東部に卓越し、層準的には本層の最上部のもしくは本層の縁辺の岩相を代表している。砂岩は凝灰質で細粒-粗粒の範囲にわたり、安山岩や円磨された軽石の細礫-中礫を含み、ややルースである。砂岩中にはシルト岩や亜炭の薄層も認められる。砂岩は規模の小さなクロスラミナが

16) 三滝層と指交関係にある西風蕃山の周囲では特に火山角礫が多く含まれている。ただし基質部に白色軽石も多く含まれており、この点で三滝層と区別できる。



第33図 大小の異地性ブロックからなる梨野層の崩壊堆積物の露頭（太白山西方約1kmの道路沿い）



第34図 湯元層を不整合に覆う梨野層の露頭（宮城町月山池北方約500mの林道切割）

梨野層には大小のボール状や紡錘状の異地性の異地性ブロックが含まれ、その一部は基質部と癒着又は漸移して偽層の産状を呈している。湯元・梨野両層の境界付近にあるスケールの長さは1mである。

発達し、先に述べた七北田層の一部の岩相に類似している。ただし七北田層が浅海成の地層であるのに対して、本層は垂炭層を挟むなど全体として陸成層である。

以上述べてきたとおり、本層は周囲の固結した地層をも削り取り込む複雑な堆積物であり、数次にわたる崩壊性の岩層の移動による二次的な擾乱¹⁷⁾を受けている。

IV. 4. 3 白沢層 (Sr)

白沢層は軽石凝灰岩・細粒凝灰岩・凝灰質シルト岩などの互層からなる。本層の主体は湖水域に堆積したもので、大型植物化石や淡水生珪藻化石・昆虫化石が産出する。

地層名 岩井 (1949) の「白澤層」による。稲井 (1939) の「馬場-白澤層群」と「秋保凝灰質頁岩」を併せたもの、HANZAWA *et al.* (1953) の“Shirasawa formation”，仙台団体研究グループ (1958) の「白坂峠層」，青木 (1960) の「白坂峠層」・「馬場層」・「板嵐峠層」・「大堀層」・「北根層」を併せたもの、小林 (1962 a) の「白沢累層」，仙台団研グループ (1966) の「白沢層群」は本層にほぼ相当する。

模式地 宮城郡宮城町白沢一帯 (西隣「川崎」図幅地域内)。なお模式地を中心とする地域では、本層は層序及び岩相上、「白坂峠シルト岩部層」・「馬場凝灰岩部層」・「板嵐峠シルト岩部層」などに細分されている。

分布及び層厚 主として本図幅地域北西隅と七北田川流域の泉市実沢付近に分布する。ほかに泉市上谷刈、宮城町吉成、西風蕃山南西方の稜線部など数箇所^{いたおろし}に断片的に分布する。層厚は「川崎」図幅地域では300m以上に達するが、本図幅地域では約200mである。

構造 本図幅地域北西隅や泉市実沢南西方、宮城町上愛子北西方に分布する本層は上位の鮮新統とともに単斜構造 (第7図) をなすという特徴がある。この構造は生出 (1955 a) により「鉤取-奥武士線」と呼ばれている。

層序関係 本図幅地域では七北田層を整合に覆い、三滝層と指交関係にある。すなわち泉市実沢付近の七北田川畔では、下位の七北田層が上方に向かって次第に粗粒化しかつ軽石の量を増し、また部分的に火山岩片を多く混じえるようになり、やがて軽石凝灰岩・細粒凝灰岩・シルト岩などの互層 (白沢層) が重なる。この中間部分ではクロスラミナのある砂岩と凝灰岩との互層部が見られるが、本報告では凝灰岩の卓越する層準をもって白沢層と七北田層との境界とした。

白沢層と三滝層との指交関係は泉市実沢南東方の東北自動車道と新興宅地造成地との間の沢沿いで観察できる。ここでは三滝層は黒褐色の安山岩質火山礫凝灰岩からなり、これと白沢層の灰白色を呈する酸性軽石凝灰岩とが数m単位の互層をなしている。地域一帯の地層観察や既存文献に基づけば、層序学的に本層は全体として三滝層と指交又は同時異相の関係にある。

梨野層との関係については不十分な点も残されているが、西風蕃山南西方の稜線上には梨野層の上位に白沢層に含まれる葉理の発達したシルト岩が分布している。このシルト岩は白沢層下部の「白坂峠シルト岩部層」に相当するものであり、梨野層との間に特に大きな堆積間隙は認められず、両者は整合関係にあると判断する。

17) 直接の因果関係は明らかでないが、本層分布地域にはごく新期の地すべりが認められる。

岩相 本層は軽石凝灰岩・細粒凝灰岩・凝灰質シルト岩などの互層からなる。また火山礫凝灰岩や細粒凝灰質砂岩の薄層を挟むが、量的には少ない。単層ごとの層理は明瞭であり、凝灰質シルト岩には特に葉理が発達する。本図幅地域内の本層には、湯元層・梨野層及び上位の仙台層群の各地層とは対照的に、石英の混入がほとんど認められない。更に秋保層群の他の地層に比較して本層はその固結度が低い。

軽石凝灰岩は一般に塊状無層理で、暗灰色－明灰色を呈し、多くは粗鬆である。径数 cm 程度の良く発泡した白色－灰色の軽石を多量に含み、しばしば黒曜石やデイサイトの小岩片、まれにシルト岩の小塊を混じえている。

細粒凝灰岩はみがきずな状のものが多く、やヤルースである。層準によっては火山豆石を密集して含んでいる。葉理が発達して、板状に剝離するものもある。

凝灰質シルト岩は一般に灰白色で、葉理が発達する（第35図）。植物化石やまれに昆虫化石が含まれている。

化石 大型植物化石を多産し、古くから注目されていた（YABE and AOKI, 1923；稲井, 1939；岩井, 1949；OKUTSU, 1950, 1955, 1961；HANZAWA *et al.*, 1953；小林, 1962a；北村ほか, 1983）。OKUTSU（1950, 1955）は白沢層下部産出のものを“Lower Nenoshiroishi flora”，白沢層上部産出のものを“Upper Nenoshiroishi flora”と呼び、それらの群集組成は寒冷気候を指示するとした。OKUTSU（1961）によれば、白沢層の大型植物化石は *Alnus miomaximowiczii*, *Betula miomaximowicziana*, *Fagus paleocrenata*, *Liriodendron honsyuensis*, *Sassafras yabei*, *S. oishii*, *Acer miorufinerve* の産出で特徴づけられる。

珪藻化石については OKUTSU（1950, 1955）、小林（1962a）などの報告があり、いずれの種も淡水生のものである。また HANZAWA *et al.*（1953）は淡水生魚類の産出も報告している。ほかに本層中から



第35図 白沢層の葉理を示す凝灰質シルト岩の露頭（宮城町月山池南方約2kmの丘陵の稜線部）

は昆虫化石が産出する（北村ほか，1983）。

時代 本層についてはフィッシュントラック法により 10.6Ma 及び 11.3Ma（TAMANYU, 1975 に基づく土，1979 編による修正値），K-Ar 法により 8Ma 及び 10Ma（柴田ほか，1976）の放射年代が報告されている。今回，筆者らは泉市焼河原^{やけかわら}西方約 1km の軽石凝灰岩から得たジルコン結晶について，フィッシュントラック法による年代測定を行った（付表第 5 表）。本質結晶と判断される鈹物量が少なく，信頼性は低いが，測定に供したすべてのジルコン結晶の自発及び誘導トラック数からは 9.4 ± 0.8 Ma の値が求められた。また最も若い年代値を示す結晶のグループからは 6.9 ± 0.7 Ma が試算された。

以上の放射年代でみる限り，本層は中期中新世の後期から後期中新世の間を占めている。しかし下位の七北田層及び大松沢層（秋葉ほか，1982）について得られた微古生物学的資料をも考慮すれば，白沢層は後期中新世の後期に位置づけるのが妥当である。

IV. 4. 4 ^{みたき}三滝層 (Mt)

三滝層は安山岩 - 玄武岩の溶岩及び同質の火山砕屑岩類からなり，梨野層と一部指交し，白沢層と同時異相の関係にある。

地層名 YABE (1926) の “Mitaki Group” による。NOMURA (1938) の “Mitaki andesite and its agglomerate”，YABE and HATAI (1941) の “Mitaki andesite and its agglomerate”，岩井 (1949) の「三滝安山岩」，HANZAWA *et al.* (1953) の “Mitaki andesite” に同じである。なおここまでは NOMURA (1938) 以外の文献においては，三滝層相当層は「仙台層群」の一員として扱われている。

また三滝層は仙台団体研究グループ (1958) の「蕃山安山岩層」，青木 (1960) の「三滝安山岩」，仙台団研グループ (1966) の「三滝玄武岩」，北村 (1967) の「三滝玄武岩」，地学団体研究会仙台支部 (1968, 1974, 1980) の「三滝玄武岩」に相当する。

以上のように仙台市と宮城町の境界にかけて分布する塩基性火山岩体に対しては，従来，安山岩又は玄武岩の岩石名が与えられてきた。記載岩石学的には，根本 (1930) は安山岩質玄武岩，河野・青木 (1959) は玄武岩，青木 (1967) はソレアイト及びソレアイト質安山岩，阿部ほか (1976) は低アルカリソレアイト系列の玄武岩 - 苦鉄質安山岩としている。

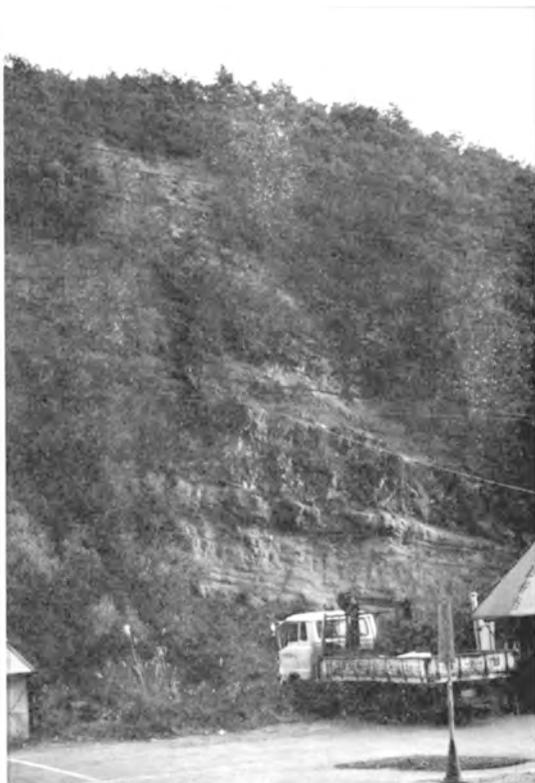
本報告では混乱を避けるために，また既に小林 (1962 a, b) が「三滝累層」，奥津 (1967) が「三滝層」と使用しているので，三滝層を踏襲する。

模式地 仙台市石山北側の三滝温泉付近

分布及び層厚 西風蕃山と権現森（標高 313.7m）の二つの山を中心に，広瀬川の南北両側に広く分布する。層厚は権現森の規模から推定して少なくとも 200m 以上である。

構造 広瀬川沿いの崖などで見られる重なり具合から，権現森一帯の本層は成層火山をなしている。また周囲の地層の走向・傾斜から，本層は権現森一帯のものの方が西風蕃山一帯のものよりも上位に位置している。

層序関係 本層は西風蕃山南西側で梨野層と，泉市実沢南東方で白沢層とそれぞれ指交関係にあるのが観察できる。また層序学的には，白沢層とは全体として同時異相の関係にあるということが出来る。更に本層に対して仙台層群の各地層がアバットの関係で接している。



第36図 三滝層の溶岩・火山角礫岩・凝灰角礫岩の露頭
(仙台市石山付近の広瀬川右岸側の崖). 崖中腹の溶岩の厚さは5-6mである.

岩相 本層は主に安山岩-玄武岩の溶岩・火山角礫岩・凝灰角礫岩からなる(第36図). 一般的な傾向としては, 分布地域の中央部に溶岩と火山角礫岩の互層があり, 周辺に向かって溶岩の量は減少し, 代わりに礫径の小さな凝灰角礫岩が卓越するようになる.

溶岩は新鮮なところでは黒色で, 緻密堅硬である. やや不規則なブロック状の割れ目もしくは弱い柱状節理を有するほか, 部分的に細かく割れている. また一部には明瞭な板状節理が認められる. 風化露頭では赤褐色で玉ねぎ状構造を示し, 特に粘土化して湿り気を帯びた露頭では非常に粘着感を与える. 第4表に阿部ほか(1976)による化学分析値を示す.

火山角礫岩や凝灰角礫岩は溶岩と同質であり, 互層して層理を示している. 礫径は数mmから最大1m以上である. 多くは緻密であるが, 礫径の小さなものには多孔質のスコリアが認められる. 火山角礫岩や凝灰角礫岩が溶岩の直下に位

置する場合には, 溶岩の熱による変質のためか赤茶けた色を呈していることが多い.

以上のほかに, 三滝層中には溶岩の上位や火山角礫岩などに挟まれた形で, 細粒の(砂質)凝灰岩の薄層も見られる.

本層の火山岩の最大の特徴は, 普通径4-5mm, 最大3cmに達する大型自形の斜長石(灰長石)斑晶を多量に含んでいることである(根本, 1930). 特にやや風化した岩石では白濁した色で目立っている. なお斜長石斑晶の量という点では, 西風蕃山一帯に分布するものより権現森を中心とする一帯のものの方が多く, かつより大型である.

以下, 検鏡結果を記す. 本層の火山岩は(かんらん石)輝石玄武岩を主とし, 輝石安山岩を伴っている. またそれらの斑晶の有色鉱物は一般には小型かつ少量であるが, 場所によっては大型で多量に含まれている. なお第4表の岩石名は阿部ほか(1976)によるもので, H_2O 土を除去して100%に換算の後求められた SiO_2 量53%を境に玄武岩と安山岩とが区別されている.

かんらん石古銅輝石玄武岩(溶岩, 仙台市笹ヶ森南で三滝温泉の北方約250m)

斑晶: 斜長石・古銅輝石・かんらん石

第4表 三滝層の溶岩の化学分析値及びノルム (阿部ほか, 1976, 第3表より)

Sp. No.	ME-01	ME-02	ME-03	ME-04	ME-05	ME-06	ME-07	ME-08	ME-09	ME-10
SiO ₂	51.96	52.36	50.96	51.47	51.24	52.21	53.26	52.66	50.64	52.17
TiO ₂	0.67	0.73	0.56	0.56	0.60	0.76	0.82	0.66	0.68	0.66
Al ₂ O ₃	20.64	20.94	20.69	22.28	21.87	19.38	19.38	19.87	23.35	20.20
Fe ₂ O ₃	5.48	4.71	3.40	2.64	2.86	4.71	3.88	4.56	3.97	3.71
FeO	4.17	5.40	4.98	4.79	5.09	5.01	5.43	5.11	4.09	5.10
MnO	0.09	0.12	0.15	0.18	0.17	0.16	0.17	0.16	0.14	0.13
MgO	2.24	1.71	3.90	3.01	2.86	2.42	2.67	2.56	2.20	2.99
CaO	10.57	8.93	11.45	11.82	11.90	10.76	10.66	10.81	11.54	11.43
Na ₂ O	1.79	1.71	1.46	1.32	1.53	1.76	1.76	1.68	1.71	1.72
K ₂ O	0.43	0.36	0.29	0.26	0.36	0.34	0.34	0.30	0.28	0.32
P ₂ O ₅	0.08	0.07	0.08	0.07	0.09	0.09	0.12	0.10	0.09	0.10
H ₂ O+	1.06	1.43	1.24	1.04	0.66	0.82	0.73	0.67	0.61	0.71
H ₂ O-	0.70	1.19	0.62	0.47	0.65	1.11	0.65	0.69	0.54	0.55
Total	99.88	99.66	99.78	99.91	99.88	99.53	99.87	99.83	99.84	99.79
Q	14.20	17.25	10.21	11.32	10.03	14.18	14.38	14.40	10.65	11.86
Or	2.54	2.13	1.71	1.54	2.13	2.01	2.01	1.77	1.65	1.89
Ab	15.15	14.47	12.35	11.17	12.95	14.89	14.89	14.22	14.47	14.55
An	47.01	43.84	49.04	54.10	51.74	43.98	43.98	45.79	55.21	46.45
C		1.67								
Wo	2.05		3.02	1.70	2.80	3.68	3.39	3.00	0.61	4.01
En	5.58	4.26	9.72	7.49	7.13	6.02	6.65	6.38	5.48	7.44
Fs	2.19	5.04	5.69	6.02	6.31	4.35	5.73	4.82	3.37	5.45
Mt	7.95	6.83	4.93	3.83	4.15	6.83	5.63	6.61	5.76	5.38
Il	1.27	1.39	1.06	1.06	1.14	1.44	1.56	1.25	1.29	1.25
Ap	0.19	0.16	0.19	0.16	0.21	0.21	0.28	0.23	0.21	0.23

ME-01. かんらん石古銅輝石玄武岩, 仙台市笹ヶ森南

ME-02. 古銅輝石含有安山岩, 仙台市笹ヶ森南

ME-03. 古銅輝石玄武岩, 仙台市山屋敷

ME-04. 古銅輝石含有玄武岩, 仙台市山屋敷

ME-05. 古銅輝石含有玄武岩, 仙台市山屋敷

ME-06. 古銅輝石安山岩, 仙台市笹ヶ森南

ME-07. 普通輝石含有古銅輝石安山岩, 仙台市笹ヶ森南

ME-08. 普通輝石含有古銅輝石安山岩, 仙台市国見, 仙台女子商業高校前

ME-09. 古銅輝石玄武岩, 仙台市三滝温泉

ME-10. ビジオン輝石普通輝石古銅輝石安山岩, 仙台市石山西方, 国道48号線北側石切場

斜長石は, 大きさ0.3-3.0mmで累帯構造を示し, 新鮮である。古銅輝石は少量で, 大きさ0.2-0.4mmと小型である。かんらん石はごく少量で, 大きさ0.2-0.5mmであるが, 緑泥石などに完全に置換されている。

石基: 斜長石・単斜輝石・鉄鉱・ガラス

毛氈状 (-ガラス基流晶質) 組織を示し, 新鮮である。

本岩の化学分析値を第4表のME-01に示す。

古銅輝石玄武岩 (溶岩, 仙台市山屋敷付近で三滝温泉の北西方約400mの仙山線沿い)

斑晶: 斜長石・古銅輝石

斜長石は大きさ0.3-3.0mmで累帯構造を示し、新鮮である。古銅輝石は大きさ0.3-1.8mmであるが大型のものが多く、新鮮である。

石基：斜長石・単斜輝石・鉄鉱・ガラス

毛氈状（-ガラス基流晶質）組織を示し、新鮮である。

本岩の化学分析値を第4表のME-03に示す。

ピジオン輝石普通輝石古銅輝石安山岩（溶岩，仙台市石山西方約300mの国道48号線沿いの採石場跡）

斑晶：斜長石・古銅輝石・普通輝石・ピジオン輝石

斜長石は大きさ0.3-4.0mmであるが、大型のものが多く、累帯構造を示し、新鮮である。輝石類はいずれも大きさ0.3-2.0mmで、新鮮である。

石基：斜長石・単斜輝石・鉄鉱・ガラス

毛氈状（-ガラス基流晶質）組織を示し、新鮮である。

本岩の化学分析値を第4表のME-10に示す。

古銅輝石安山岩（溶岩，仙台市中山の中山不動）

斑晶：斜長石・古銅輝石

斜長石は大きさ0.3-2.8mmで累帯構造を示し、新鮮である。古銅輝石は大きさ0.2-0.5mmと小型で、新鮮である。

石基：斜長石・単斜輝石・鉄鉱・ガラス

毛氈状（-ガラス基流晶質）組織を示し、新鮮である。

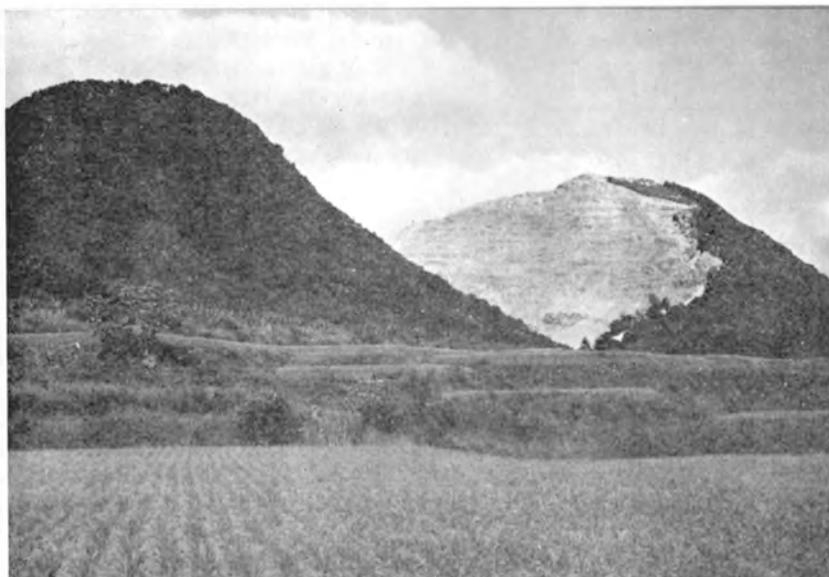
時代 宇都ほか（1984）により、7.68Ma、7.88Ma及び8.21MaのK-Ar年代が報告されている。測定誤差がやや大きいと述べられているがこの年代値に基づけば本層は後期中新世に位置づけられる。この時代の玄武岩質の火山岩は、西方の宮城町白沢付近の岩脈とともに「表日本ではこの付近だけに分布が限られ、特殊な存在」として注目されている（生出・大沼，1960）。

IV. 5 貫入岩 (An)

本図幅地域には岩床状に進入した安山岩と、現在では孤立した山体をなす火山岩頸状の安山岩が分布する。岩床状の安山岩は仙台市本郷付近の旗立層分布地域の中に見られ、岩頸状の安山岩は太白山・亀ヶ森・愛宕山などを構成している（第37図）。これらのうち少なくとも太白山・亀ヶ森などの安山岩貫入岩は湯元層又は梨野層を貫いている。一方、愛宕山の安山岩貫入岩は高館層分布地域の中にあり、太白山・亀ヶ森の岩石に比較してより変質を受けており、時代的には高館層をもたらした火山活動の時期にむしろ一致する可能性が高い。

火山岩頸状の貫入岩からなる山は地形図においてほぼ同心円状の等高線で示され、独特な形態である。一般に冷却面に垂直と思われる方向に明瞭な柱状節理が発達し、例えば太白山の登山道で観察できる（第38図）。

なお、仙台団研グループ（1966）は、秋保層群をもたらした主に酸性の火山活動と湖盆の形成、そして三滝層・貫入岩などの中性-塩基性の火山活動について考察し、白沢層（原著では「白沢層群」）が



第37図 亀ヶ森（右側の山）の姿と採石場の様子（仙台市北赤石北方）。左側の山とともに貫入岩からなる。



第38図 太白山を構成する安山岩貫入岩の柱状節理（太白山登山道）

火山構造的陥没による湖盆に堆積したものと論じている。

以下、鏡下の観察結果について記載する。第5表には岩石の化学分析値を示す。

無斑晶質安山岩（仙台市太白山山頂）

斑晶：斜長石

第5表 太白山・亀ヶ森・愛宕山を構成する貫入岩の化学分析値

	太白山	亀ヶ森	愛宕山
SiO ₂	55.28	54.18	55.70
TiO ₂	0.89	0.68	0.39
Al ₂ O ₃	17.60	18.58	19.40
Fe ₂ O ₃	4.06	3.43	2.82
FeO	4.84	5.28	4.88
MnO	0.16	0.17	0.25
MgO	2.80	3.79	2.45
CaO	8.31	8.06	7.81
Na ₂ O	3.47	3.21	3.31
K ₂ O	0.30	0.63	0.45
P ₂ O ₅	0.13	0.23	0.15
H ₂ O+	1.24	1.15	0.96
H ₂ O-	1.48	0.35	0.98
Total	100.56	99.74	99.55

太白山の分析値は河野 (1935, 第一表) に、亀ヶ森の分析値は阿部・青木 (1969, 第2表の12) による。愛宕山の分析値は新報告 (分析: 阿部智彦) である。

斜長石は曹灰長石に属し、大きさ0.3-1.0mmと小型で、累帯構造及び虫食状構造を示す。完全に緑泥石に置換された輝石の微斑晶が少量認められる。

石基: 斜長石・輝石・鉄鉱・ガラス

ガラス基流晶質-毛氈状組織を示し、新鮮である。

河野 (1935) による化学分析値を第5表に示す。

かんらん石紫蘇輝石普通輝石安山岩 (仙台市亀ヶ森西麓の採石場)

斑晶: 斜長石・普通輝石・紫蘇輝石・かんらん石

斜長石は曹灰長石に属し、大きさ0.3-2.8mmで累帯構造及び虫食状構造を示し、新鮮である。普通輝石は大きさ0.2-0.6mmと小型で、ときに双晶を示し、新鮮である。紫蘇輝石及びかんらん石は大きさ0.2-0.8mmの小型のものが少量認められるが、緑泥石などに置換されている。

石基: 斜長石・輝石・鉄鉱・ガラス

ガラス基流晶質組織を示す。

本岩の化学分析値を第5表の「亀ヶ森」の欄に示す。

かんらん石紫蘇輝石普通輝石安山岩 (仙台市愛宕山北麓採石場)

斑晶: 斜長石・普通輝石・紫蘇輝石・かんらん石

斜長石は曹灰長石に属し、大きさ0.3-2.0mmで累帯構造及び虫食状構造を示す。普通輝石は大きさ0.2-1.7mmで、ときに双晶を示し、新鮮である。紫蘇輝石及びかんらん石は大きさ0.2-1.0mmのものが少量認められるが、緑泥石や炭酸塩鉱物に完全に置換されている。

石基: 斜長石・輝石・鉄鉱・ガラス

塊間状 (-ガラス基流晶質) 組織を示す。変質している。

本岩の化学分析値を第5表の「愛宕山」の欄に示す。

IV. 6 仙台層群

仙台層群は東北日本南部の太平洋側の鮮新統を代表する地層で、その中位層準に不整合をもち、2回の堆積サイクルを示している。仙台層群相当層は福島県の浜通り地方から岩手県中南部の和賀川流域にかけて広く分布している。この地域の特に仙台層群の海成竜の口層及び同相当層が堆積した海域を「竜の口の海」、あるいはその当時の海進を「竜の口海進」と呼ぶ場合もある。

「仙台層群」という名称は岩井 (1949) の命名によるが、現在ではそのうちの「三瀧安山岩」を除き、かつ「北山層」・「廣瀬川凝灰岩」・「八木山層」を「向山層^{むかいやま}」として一括し、仙台層群と呼んでいる。すなわち仙台層群は下位から亀岡層・竜の口層・向山層及び大年寺層^{たいねんじ}の4層で構成され、仙台市街地周囲の丘陵に分布している。

仙台層群は稲井 (1939) の「下部仙臺層群」・「中部仙臺層群」・「上部仙臺層群」を併せたもの、No-MURA (1938) の“Sendai Umoregi series”に相当する。岩井 (1949) と HANZAWA *et al.* (1953) 以

後、「仙台層群」の定義や下位層との関係など種々討論され、また「仙台層群」中の個々の地層を層群に含めるか除外するか、あるいは同一地層でも分布地域ごとに異なる地層名を与えるか元に戻すかなど相当混乱していた。

本報告では本図幅地域内の秋保層群と青葉山層とに挟まれた鮮新統を仙台層群と呼ぶ。ただし本図幅地域北東端部に分布し、松島湾層群を不整合に覆い、大年寺層上部に対比できる海成砂岩は「留ヶ谷層」として区別する（第IV章7節参照）。

亀岡層は主に砂岩・凝灰岩・亜炭からなり、仙台層群の最下部に位置する。本層は本図幅地域内の松島湾層群・名取層群・志田層群・秋保層群と不整合関係にある。

竜の口層は主にシルト岩・砂岩及び凝灰岩からなる。内湾生寒冷型の「竜の口動物群」を産すること知られている。

向山層は主に砂岩・シルト岩・凝灰岩・亜炭からなる。下部に近い層準に挟まれる比較的厚い軽石凝灰岩は広瀬川凝灰岩部層として区別する。本部層は広く追跡され、有効な鍵層になっている。

大年寺層は砂岩及びシルト岩からなり、一部に亜炭を挟んでいる。

以上4層のうち竜の口層と大年寺層の大部分とが海成層で、その他のものは陸成層である。各層は一般に極めて緩い傾斜を示すが、秋保層群又は名取層群との境界に沿う地域そして後述の「長町-利府線」に近接した地域では急傾斜になり、単斜構造を形成している。

IV. 6. 1 ^{かめおか} 亀岡層 (Km)

亀岡層は主に砂岩・凝灰岩・亜炭からなり、仙台市街地北方の七北田丘陵を中心に分布する。

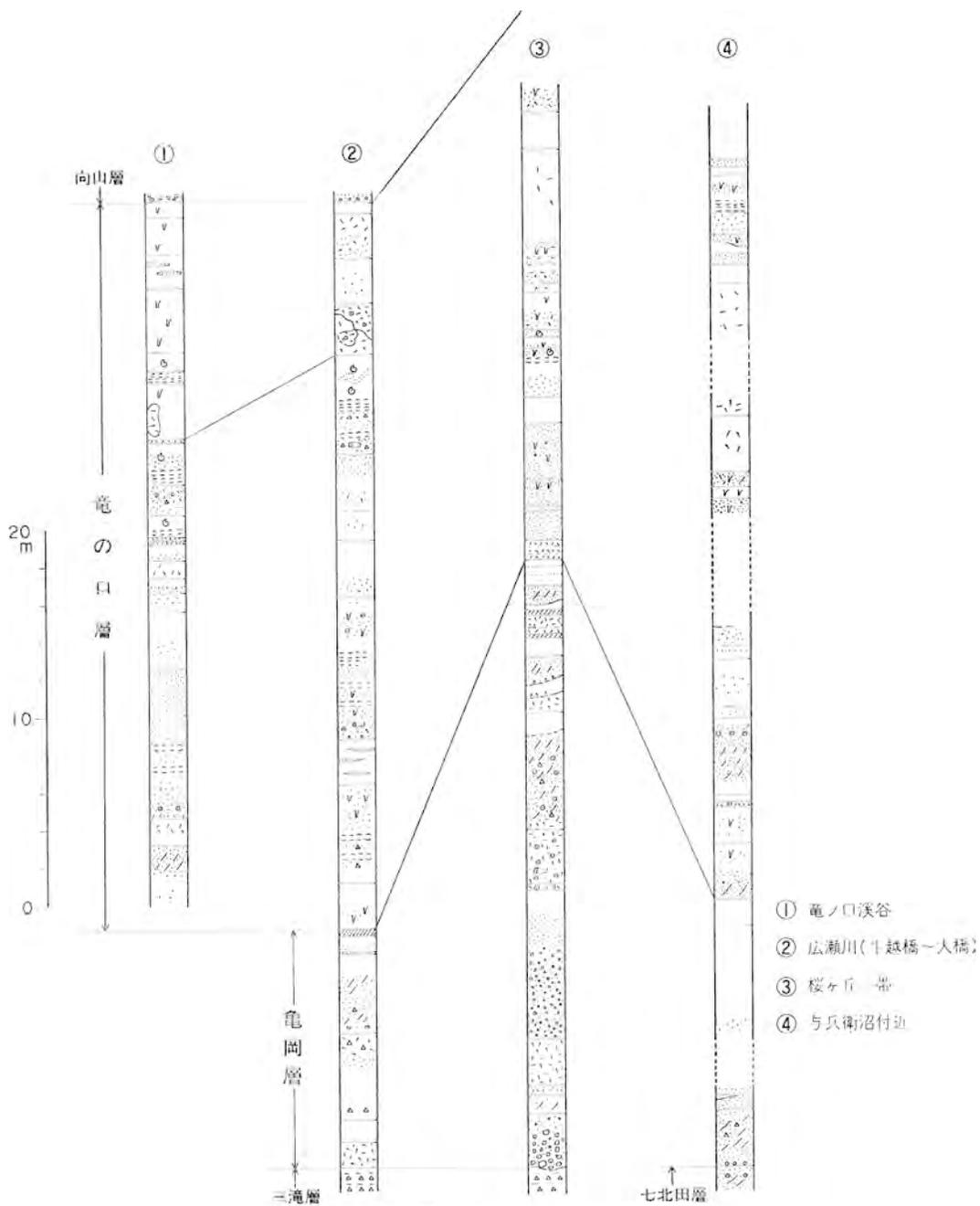
地層名 岩井（1949）の「亀岡層」による。YABE and AOKI（1923）及びYABE（1926）の“Lower Umoregi Group”，NOMURA（1938）の“Lower Umoregi beds”の下部、稲井（1939）の「下部夾亜炭層」、YABE and HATAI（1941）の“Lower Umoregi beds”，HANZAWA *et al.*（1953）の“Kameoka formation”は本層にほぼ相当する。また青木（1960）の「北根層」と「大堀層」^{おおほり}を併せたもの、小林（1962 b）の「亀岡累層」と「大掘累層」^{うしごえ}を併せたものも本層に相当する。

模式地 従来、仙台市国見南方の広瀬川牛越橋下流付近の崖を模式地とし、近くの川内亀岡町又は亀岡八幡宮に由来して「亀岡層」と呼ばれてきた。しかし牛越橋下流の崖では本層の分布は限られ、地層全体の把握は困難であり、模式地としては余り適当ではない。本報告では亀岡層の模式地を泉市上谷刈と仙台市桜ヶ丘とに挟まれた三共堤^{さんきょう}（溜池）一帯とする。

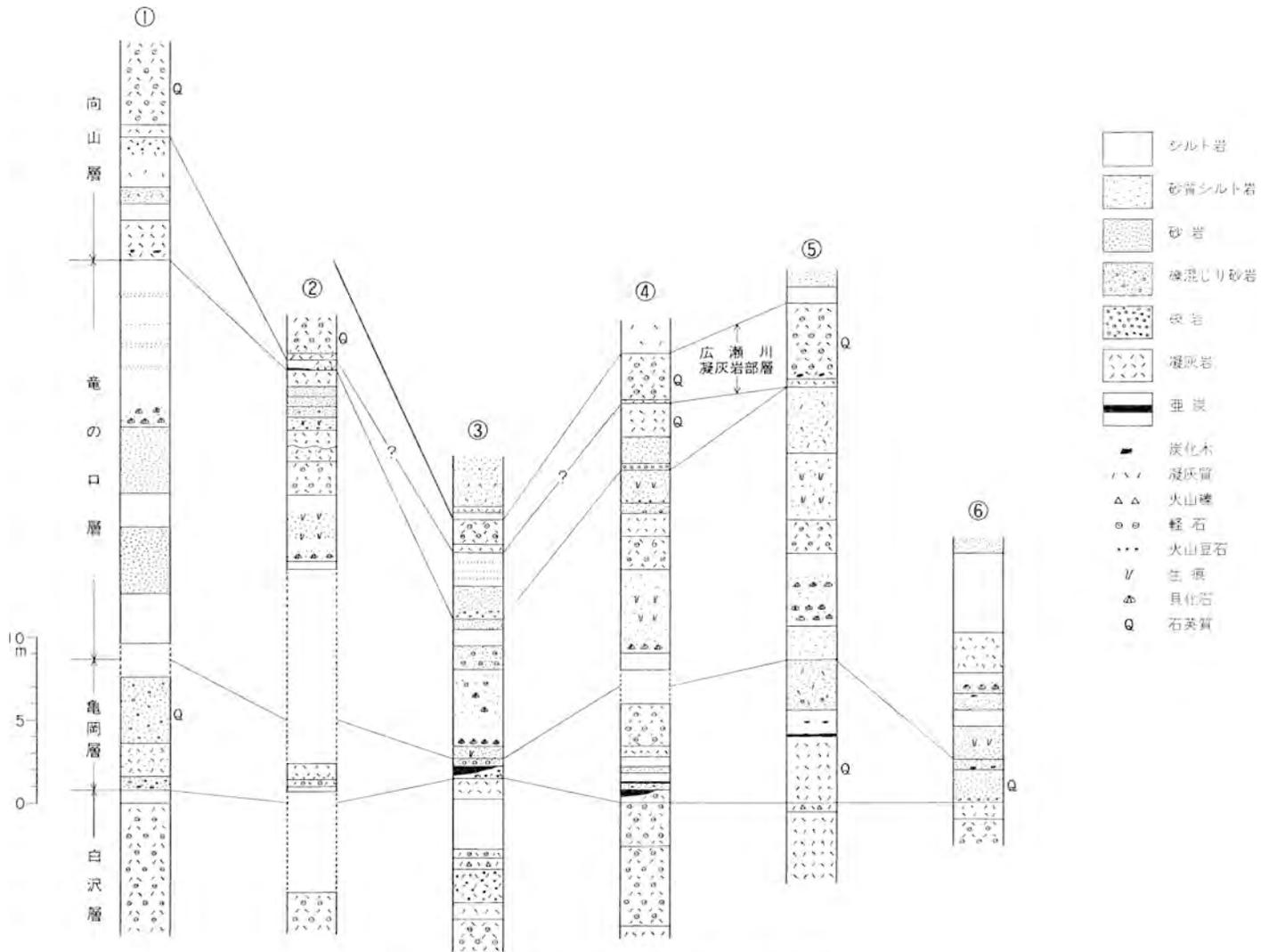
分布及び層厚 仙台市と泉市にまたがる丘陵に主として分布する。この地域で最も厚く、層厚は約30-40mである（第39図）。ほかに利府町西部の「県民の森」東方や仙台市鉤取北方に分布する。これらの地域では層厚は数m-20mである。また本図幅地域北西端部の白沢層の上位にも認められるが、層厚がわずか数mと極めて薄く（第40図）、地質図上には表現されていない。亀岡層は秋保層群直上では一般に発達が悪く、ところによっては欠落している部分さえある。

構造 本層は一般に仙台市街地に向かって緩く傾斜しているが、分布地域東部では番ヶ森山背斜を構成し、名取層群や秋保層群の一部に接するところでは単斜構造を呈し急傾斜となっている（第7図）。

層序関係 本層は綱木層・七北田層・梨野層・白沢層及び三滝層を不整合に被覆する。塩釜丘陵では



第39図 亀岡層・竜ノ口層の柱状図 (凡例は第40図と同じ)



第40図 「仙台」図幅地域西北部の鮮新統の柱状図

①宮城町大堀の広瀬川沿い、②宮城町奥武士南東方約500mの道路沿い、③宮城町奥武士北東方約1kmの沢沿い、④宮城町奥武士北東方約1.2kmの林道沿い、⑤泉市焼河原西方約1kmの沢沿い、⑥泉市大満寺南方の沢沿い

分布範囲は狭いが、塩釜層を直接不整合に覆っている。不整合面上には礫岩又は礫混じり砂岩が存在し、下位層との境界は明瞭である。ただし泉市早坂下の七北田川沿いの崖では白沢層との境界が不明瞭で整合的に見えるところもある。

岩相 本層は主に砂岩・凝灰岩・シルト岩・亜炭からなり、基底部には一般に礫岩又は礫混じり砂岩を伴っている。砂岩や凝灰岩は石英に富み、特に凝灰岩には透明な石英が目立っている。

七北田層に対する基底礫岩（一部礫混じり粗粒砂岩）は厚さ数10cm-5m程度で、礫の多くは径2cm未満の円礫-亜円礫である。礫種は花崗岩質岩・チャート・頁岩・砂岩など先新第三系に由来するものが多く、ほかに安山岩及びシルト岩も含まれ多様である。基質は石英に富む粗粒砂で、部分的にルースである。綱木層及び梨野層と接する地域ではむしろ花崗岩質岩の細礫混じり粗粒砂岩が卓越している。

三滝層にアバットする不整合面上の基底礫岩は厚さ1-4m程度で、三滝層に由来する径20cm前後、最大径1mの火山岩の円礫-亜円礫（一部は溶岩塊のブロック）からなる。なおアバットの不整合面上に常に礫岩が見られる訳ではない。塩釜層を覆う基底礫岩は厚さ2m余りで、塩釜層由来の径10-20cmの安山岩角礫からなり、炭化木片を混じえている。

白沢層を覆う不整合面上にはシルト岩の角礫又は火山岩の細-中門礫が認められるが、一般に礫岩としての発達が悪く、極めて薄いものである（第40図・第41図）。

亀岡層の砂岩は層準的には下部に、地域的には東部に卓越している。砂岩は細粒-粗粒の範囲にわたり、石英質であり、クロスラミナが顕著でルースである（第42図）。細礫をレンズ状又は散点的に含み、場所によってはシルト岩薄層を挟んでいる。

本層の上部もしくは分布地域の西部は凝灰岩及びシルト岩が卓越し、3-4枚の亜炭又は亜炭質シルト岩を挟有する。凝灰岩には軽石質なものや細粒みがき砂状のものがある。細粒凝灰岩はいわゆる降下火山灰と火山灰流（ash flow）堆積物との組み合わせになったものが数枚あり、それらの中には礫岩・砂岩・シルト岩・亜炭などが挟まれている。細粒凝灰岩には粘土質岩脈が認められるほか、まれに径1mを越す珪化木を含んでいる。これら凝灰岩は分布域の東方に向かって次第に砂質となっている。

シルト岩は暗灰色-淡緑灰色、炭質物が多い場合はこげ茶色-黒色で、湿るとべたつき、乾くと細かくひび割れるという特徴がある。

化石 本層からは植物の葉・球果・材などが産出し、次のような報告がある。

葉：OKUTSU (1950, 1955)

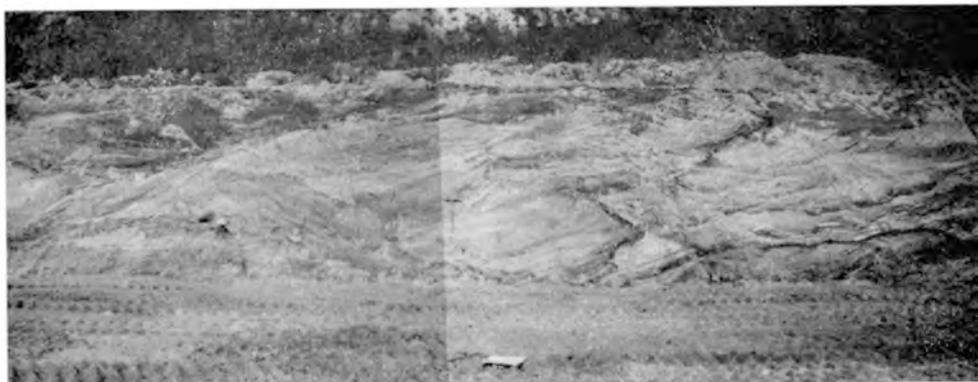
球果：ENDŌ and OKUTSU (1936, 1939)

材：島倉 (1936), HANZAWA *et al.* (1953)

花粉：SOHMA (1956)

OKUTSU (1955) は仙台層群から産出する植物化石を“Sendai flora”と呼び、そのうちの亀岡層及び竜の口層産出のものは現在よりも冷涼な気候の影響を受けているとした。

時代 MANABE (1979-1980) の古地磁気層序の研究によれば、本層はギルバート逆磁極期に属し、前期鮮新世に位置づけられる。



第42図 亀岡層のクロスラミナを示す砂岩の露頭（泉市北浦屋敷南西方約200mの砂取場）

IV. 6. 2 竜の口層 (Tt)

竜の口層は主にシルト岩・砂岩・凝灰岩からなり、多くの動植物化石を産出する。

地層名 YABE and AOKI (1923) の “Tatsunokuchi Group” による。NOMURA (1938) の “Tatsunokuti shell bed”, 稲井 (1939) の 「龍ノ口 (含介化石) 砂質頁岩」, YABE and HATAI (1941) の “Tatsunokuti beds”, 岩井 (1949) の 「龍ノ口層」, HANZAWA *et al.* (1953) の “Tatsunokuchi formation”, 谷・斎藤 (1954) の 「萱場貝化石層」, 青木 (1960) の 「竜の口層」, 小林 (1962 b) の 「竜の口累層」 に同じである。

模式地 広瀬川の支流、竜ノ口溪谷の崖

分布及び層厚 模式地のほか、仙台市北部の丘陵、仙台市鉤取付近、本図幅北西部の泉市^{だいまんじ}大満寺付近、泉市焼河原西方、本図幅西縁部の宮城町上愛子北西方、本図幅東縁部の多賀城市高崎付近に分布する。層厚は分布の中心域で厚く 40-60 m であるが、多賀城市高崎付近のものは薄く 10 m 程である。また本図幅北西隅と西縁部でも薄く 15m 前後である (第39図・第40図)。

構造 亀岡層と同様、一般に極めて緩く傾斜するが、分布地域の北西部・南西部・南東部ではそれぞれ単斜構造を呈して急傾斜となっている。

層序関係 亀岡層を整合に覆う。

岩相 本層はシルト岩・砂質シルト岩を主とする海成層で、凝灰岩及び細粒砂岩を互層状に挟んでいる。

シルト岩及び砂質シルト岩は暗青灰色-暗灰色で、塊状無層理のものが多く、よくしまっている。特に緻密で固結した部分は不規則破片状に碎けやすい。また風化露頭ではブロック状の割れ目が入ったり、露頭表面に黄色の粉をふくという特徴がある。仙台市台原付近では径 1-2 m の砂岩塊を偽礫状に含むところがある。

砂岩はシルト岩と互層する細粒のものが多く、下部に近い層準には中粒-粗粒のものもあり、クロスラミナを呈している。亀岡層を覆う部分の砂岩中には細礫も認められる。砂岩やシルト岩は全般的にバイオターベーションの痕跡が著しい。

凝灰岩は軽石に富むもの、火山礫を含むもの、細粒みがき砂状のもの、火山豆石を含むものなどがある。本層上部には厚さ 5 m 程の乱堆積した軽石質細粒凝灰岩があり、模式地から仙台市北部にかけて比

較的よく追跡できる。またこの乱堆積した凝灰岩の5-15m下の層準には、細粒凝灰岩・火山礫凝灰岩・軽石凝灰岩及びシルト岩の厚さ0.5-1.5mの細互層が認められ、これもよく追跡できる。

本層中の砂岩又は砂質シルト岩には数枚の貝化石層が挟在し、本層のひとつの特徴となっている。貝化石層には、極めて多くの貝殻が密集して化石床の産状をなすものと、散点的に二枚貝が合弁の状態であった産状を示すものがある(第43図)。広瀬川沿いの崖ではこのような貝化石層が8層認められる。

化石 本層からは多種類の動植物化石が産出し、これまで多くの記載・報告がある。NOMURA (1938) は本層の内湾浅海生寒冷型の貝化石群集を“Tatunokuti fauna” (竜の口動物群) と命名している。今回、新たに得た珪藻化石のリストは付表第4表に示した。

植物化石については次の論文がある。

葉及び材：島倉 (1933), OKUTSU (1955)

球果：ENDŌ and OKUTSU (1939)

花粉：SOHMA (1956)

珪藻：KOIZUMI (1973)

動物化石としては貝化石が代表的であるが、ほかに有孔虫や節足動物・脊椎動物の化石が知られている(第6表)。

底生有孔虫：TAKAYANAGI (1950)

軟体動物：NOMURA (1938), HANZAWA *et al.* (1953)

貝形虫：ISHIZAKI (1966)

カニ：NAGAO (1940)

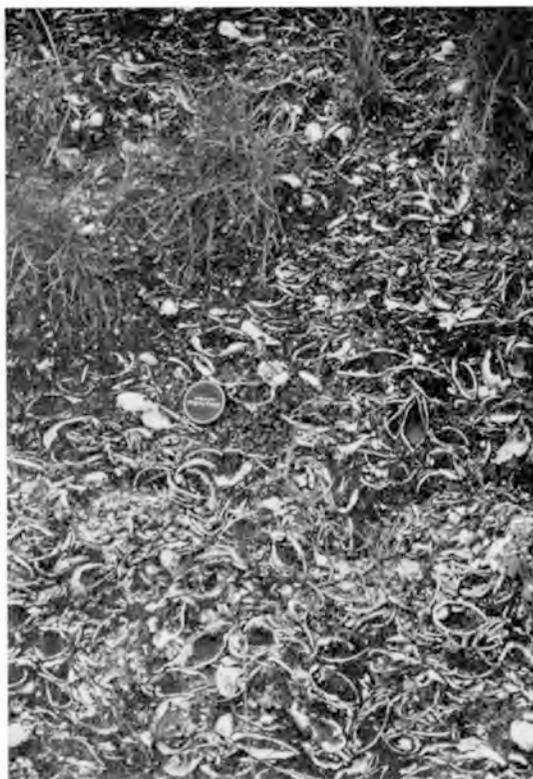
サメの歯：ISHIWARA (1921), HATAI *et al.* (1963)

赤えい(魚類)の尾骨及びとびえい(魚類)の歯：HATA *et al.* (1965), HATAI (1966)

鯨の肋骨・脊椎骨・頭骨・耳骨：HATAI *et al.* (1963)

マイルカ *Delphinus* sp. : HANZAWA *et al.* (1953)

Trilophodon sendaicus MATSUMOTO (象) の歯：HATAI and MASUDA (1967)



第43図 竜の口層の貝化石層の1例(泉市虹の丘の宅地造成地)
合弁のもと碎かれて破片となったものが密集している。

第6表 竜の口層産出の軟体動物化石

(産地1-5は糟谷, 1982 MS. の"竜場層"の記載による。産地6は野田浩司・谷正巳両氏の提供資料による)

種名 \ 産地	1	2	3	4	5	6
<i>Anadara (Anadara) tatunokutiensis</i> (NOMURA and HATAI)		+				+
A. (A.) cf. <i>tatunokutiensis</i> (NOMURA and HATAI)	+					
A. sp.			+			
<i>Modiolus</i> sp.	+					
<i>Fortipecten takahashii</i> (YOKOYAMA)	+	+	+		+	+
F. ? sp.					+	
<i>Lucinoma annulata</i> (REEVE)		+				+
L. sp.			+			
<i>Clinocardium</i> sp.	+					
<i>Macoma (Rexithaerus) secta</i> CONRAD						+
<i>Dosinia (Phacosoma) tatunokutiensis</i> NOMURA		+	+		+	
<i>Pitar sendaica</i> NOMURA						+
<i>P. sendaica monstrosa</i> NOMURA						+
<i>P. spp.</i>	+					+
<i>Ezocallista brevisiphonata</i> (CARPENTER)						+
E. cf. <i>brevisiphonata</i> (CARPENTER)	+					
<i>Meretrix</i> cf. <i>parameretrix</i> NOMURA		+				
<i>Pseudoamiantis sendaica</i> (NOMURA)			+			
<i>Mya (Mya) japonica</i> JAY			+	+		+
<i>Panopea japonica</i> A. ADAMS						+

産地 1: 泉市焼河原西方約 750 m

2: 泉市豊島北東方約 300 m

3: 宮城町奥武土北東方約 1 km

4: 宮城町奥武土南東方約 500 m

5: 宮城町大瀬, 発電所の向いの崖

6: 仙台市本町, 仙台第 2 合同庁舎建設工事の跡地下 7-10 m から採集

時代 MANABE (1979-1980) は古地磁気層序学的に竜の口層をギルバート逆磁極期からガウス正磁極期に位置づけた。また KOIZUMI (1973) の記載に基づいて、従来、竜の口層には珪藻化石帯の *Denticulopsis seminae* v. *fossilis* - *D. kamtschatica* ゾーンのあることが認識されてきた (土, 1979 編)。最近提唱された KOIZUMI (1985) の珪藻化石層序に従えば, *Rossiella tatsunokuchiensis* の産出 (付表第 4 表参照) により、竜の口層には *Thalassiosira oestrupii* ゾーンも認めることができる。これらの古地磁気層序・化石層序により、竜の口層は鮮新世に位置づけられる。

IV. 6. 3 向山層 (Mk, Mkt)

向山層は主に砂岩・シルト岩・凝灰岩・亜炭の互層からなり、下位層を不整合に覆う。本報告では本層を主部 (Mk) と挟在する広瀬川凝灰岩部層 (Mkt) とに分ける。

地層名 本地層名は柴田 (1953) が初めて使用したもので、笠原 (1974MS.) がその内容を詳しく記載した。地学団体研究会仙台支部 (1974) が紹介した後は、一般にこの名称が用いられている。ただしこれより先、北村ほか (1953) は「向山層」と全く同じ内容の「八木山層」を提唱している。

YABE (1926) の “Middle Umoregi Group”, 稲井 (1939) の「中部夾亞炭層」から「上部夾亞炭層」まで, YABE and HATAI (1941) の “Middle Umoregi beds” から “Upper Umoregi beds” まで, 岩井 (1949) の「北山層」から「八木山層」まで, HANZAWA *et al.* (1953) の “Kitayama formation” から “Yagiyama formation” まで, 谷・斎藤 (1954) の「下田凝灰岩層」, 青木 (1960) の「北山層」・「広瀬川層」・「下田層」・「八木山層」を併せたもの, SHIBATA (1962) の “Shionosawa formation” の一部は本層に相当する。

模式地 仙台市向山北方の広瀬川の崖

分布及び層厚 仙台市街地南西方及び北西方の丘陵地, 泉市焼河原付近, 宮城町塩ノ沢付近, 宮城町上愛子北方の広瀬川の崖や芋沢川沿いに分布する。ほかに仙台市台原北方の丘陵と名取市高館熊野堂東方の名取川河床にわずかに分布する。層厚は30-40mである。

構造 竜の口層同様, 一般に極めて緩く傾斜するが, 泉市実沢南西方, 泉市焼河原西方, 宮城町上愛子北西方, 仙台市鉤取北方及び青葉山丘陵南東部ではそれぞれ単斜構造を呈している。

層序関係 竜の口層を不整合に覆う。三滝層に直接アバットするところもある。不整合による竜の口層の欠損量は6m以上と見積もられている (柴田, 1953)。不整合面上には通常, 基底礫岩を伴うが, 広瀬川沿いの崖や仙台市亀岡八幡宮北西方の沢 (三居沢) などでは基底礫岩がほとんど見当たらない。

岩相 本層は主部 (Mk) と挟在する広瀬川凝灰岩部層 (Mkt) とに分けられる (第44図)。広瀬川凝灰岩部層より下位の主部は従来「北山層」, 上位のそれは「八木山層」と呼ばれていた。

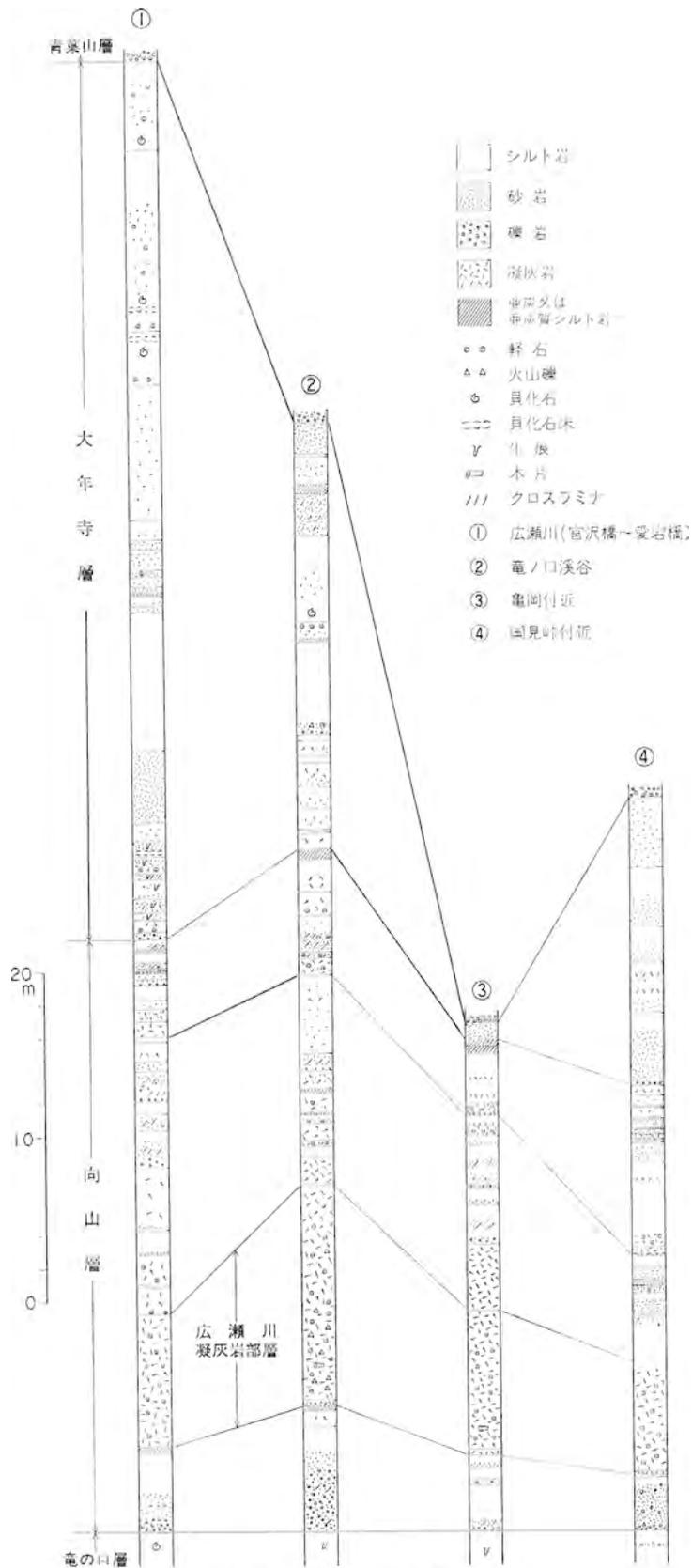
主部 (Mk)

ここでは主部を下部 (従来の「北山層」) と上部 (従来の「八木山層」) に分けて記述する。

下部は主に砂岩・シルト岩・亜炭からなり, 通常, 基底部に礫岩を伴う。下部の厚さは場所によって変化し, わずか50cmから8m程度までである。竜ノ口溪谷付近では8m余りの厚さがあるが, その他の地域では4mに満たないところが多く, 特に薄い部分は地質図上での表現を省略してある (第40図)。

基底礫岩は厚さ30cm前後で, 径5-10cm程の安山岩・シルト岩などの円礫-亜円礫からなる。発達の悪い部分では細礫-中礫が基底部に散在している。なお三滝層にアバットする不整合面上には三滝層に由来する大礫-巨礫を含む礫岩が認められることがある。基底礫岩の上位には一般に礫混じり砂岩又は凝灰質砂岩が, 更にその上位には亜炭を挟むシルト岩が重なっている。砂岩はルースで, クロスラミナを示すものが多い。シルト岩は暗灰色で, 乾くと灰白色を呈して細かく碎ける。亜炭は厚さ5-20cmで層状をなすものとチップ状に挟在するものがある。なお広瀬川凝灰岩部層との境界部には炭化又は珪化した直立樹幹 (化石木) が一部で認められる (第45図)。

上部はシルト岩・砂岩・凝灰岩・亜炭の互層からなり, その厚さは20-30mである。シルト岩及び砂岩は下部のそれらと同様な岩質あるいは層相を示すが, 一部不規則な互層をなしたり, 側方へ互いに漸移したりする層準がある。凝灰岩は軽石質のもの, 細粒なもの, 石英に富む砂質なものなどがあるが, 個々の厚さは1m未満の薄いものが多い。これらのうち大年寺層基底から5-6m程下位の層準には, 細粒凝灰岩と軽石凝灰岩の組み合わせ (個々の厚さは50cm-1mで, 2枚合わせて1-2m) があり, 鍵層として追跡できる。なお宮城町の広瀬川沿いの崖には大年寺層の直下に厚さ数m-10m余りの軽石凝灰岩 (最下部に火山角礫岩を伴うことがある) とその下位に位置する厚さ数10cm-数mの細粒



第44図 向山層・大年寺層の柱状図



第45図 広瀬川壺屋橋下流側で見られる珪化した化石木（仙台市指定天然記念物）

凝灰岩（軽石や火山豆石を含む）とがある。このような厚い凝灰岩は本層中では次に述べる広瀬川凝灰岩部層を除くと、宮城町の広瀬川沿いの崖にだけ分布している。

亜炭は連続性の悪いものや側方へ亜炭質シルト岩に移り変わるものも含めて6-7枚数えられる。大年寺層との境界に近い層準には厚さ80cm-1m、最大2mの本鍾^{ほんび}と呼ばれる亜炭層があり、かつて各所で採掘されていた。

広瀬川凝灰岩部層 (Mkt)

地層名 YABE (1926) の“Hirosegawa tuff”による。稲井 (1939) の「広瀬川凝灰岩」、岩井 (1941) の「広瀬川凝灰岩」と HANZAWA *et al.* (1953) の“Hirosegawa tuff”のうち宮床凝灰岩相当層を除いたもの¹⁸⁾、北村ほか (1953) の「広瀬川凝灰岩部層」、青木 (1960) の「広瀬川層」に同じである。

模式地 仙台市向山北方の広瀬川右岸側の崖 (第46図)。

層厚 平均7-8mの厚さを有するが、泉市実沢南方及び南西方の一部では12m余り、宮城町上愛子北方の広瀬川沿いでは14-15mと厚く、逆に本図幅北西部の地域では2-6mと薄くなっている。

層序関係 向山層の主部の下部を整合に覆う。一部で三滝層にアバットしている。

岩相 本部層は岩相上、最下部の薄い細粒凝灰岩とその上位の厚い軽石凝灰岩の二つに区分できる。

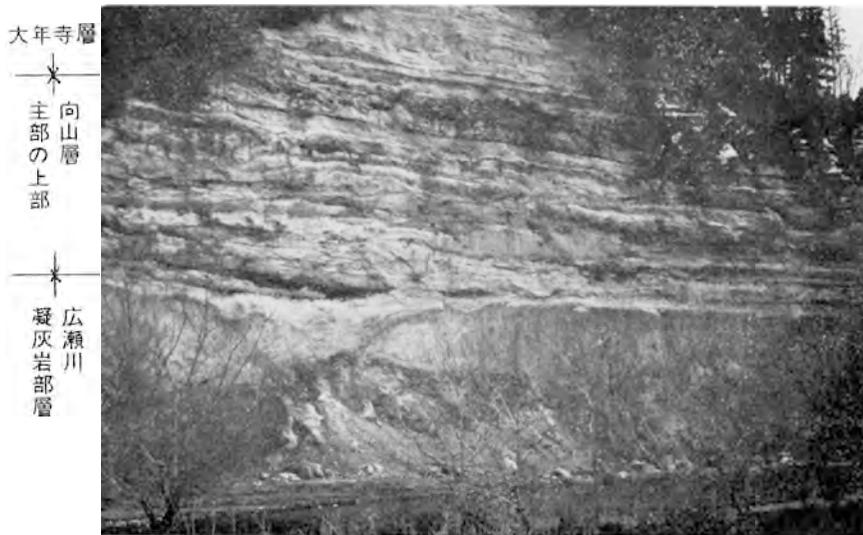
最下部の細粒凝灰岩は厚さ50-70cmで灰白色を呈する。軽石の細片や径1cm程の火山豆石を含むことが多い。この細粒凝灰岩は上位の軽石凝灰岩噴出直前の降下火山灰と考えられる。

主体をなす軽石凝灰岩は、灰色の基質に白い軽石がまだら状に散った外観を示している。粗粒-粗鬆であり、凝灰岩としては軟質である。ほぼ塊状無層理であるが、上部に弱い不明瞭な層理が見られることもある。また宮城町上愛子北方の広瀬川の崖に露出する本軽石凝灰岩は、間に火山豆石を多く含む細

18) ただし広瀬川凝灰岩部層と宮床凝灰岩とは層準的にほぼ同じ位置にある。

粒凝灰岩を挟んで二つのユニットに区分できる（第47図）。このうちの上部のユニットが仙台市内の方へ分布している。

軽石はよく発泡し、丸味を帯びた形で、最大径40cmに達する。軽石中には石英や輝石・角閃石などが含まれている。一方、基質には軽石と同様な重鉱物と多量の石英及び花崗岩質岩片やデイサイト質の火山角礫、そして炭化木片が認められる。炭化木片にはまれに径50cm-1mのものがある。軽石と火



第46図 向山層主部・広瀬川凝灰岩部層及び大年寺層の露頭（仙台市評定河原から見た広瀬川の崖）。向山層の最上部付近に本鍾と称する亜炭層が挟在する。



第47図 広瀬川凝灰岩部層の露頭（宮城町上愛子北方の広瀬川右岸側の崖）。ここでは本部層は間に細粒凝灰岩を挟んで二つのユニットに区分できる。崖の高さは12mで、上部3m程は河岸段丘堆積物が占めている。

山岩片の最大粒径を示す部分は一般に基底から1m程上の層準に集中し、これより上方に向かって細粒化している。

本部層の軽石凝灰岩は陸上の火砕流堆積物と判断される。ただし溶結相は認められない。なおガスの抜けた跡やベースサージ相が仙台市内の広瀬川の崖で観察できる。

化石 本層からは植物化石を産し、島倉(1936)、HANZAWA *et al.* (1953)、OKUTSU (1955)、SOHMA (1956)などにそれぞれ記載・報告されている。また亜炭層については北村ほか(1953)の報告がある。

本層中の化石木は仙台市向山北東方の広瀬川^{おたまや}霊屋橋付近の河床で主なものが見られる。かつては河床に30本余りの化石木が分布していたが、その後の洪水で荒らされ、現在では4-5本のみしか観察できない。これらは「霊屋下セコイヤ類化石林」として仙台市の天然記念物に指定されており(第45図)、その説明板によれば、大きなもので年輪800本を数えられるという。

時代 広瀬川凝灰岩部層の軽石凝灰岩の軽石から分離したジルコン結晶のフィッシュトラック年代として、 $4.7 \pm 0.6\text{Ma}$ 、 $5.0 \pm 0.6\text{Ma}$ 、 $5.3 \pm 0.7\text{Ma}$ の値が得られた(付表第5表参照)。これらの値は、先に述べた下位の竜の口層の微化石層位・古地磁気層位に基づく年代と重複しているが、年代値としての集中度はよい。いずれにしても本層は鮮新世に位置づけられる。

IV. 6. 4 ^{だいにんじ}大年寺層 (Dnl, Dnu)

大年寺層は主に砂岩・シルト岩・亜炭からなるが、砂岩を主とする岩相(Dnl)と、シルト岩砂岩互層で亜炭を挟む岩相(Dnu)とに区分できる。

地層名 YABE (1926)の“Dainenji Shell Bed”による。NOMURA (1938)の“Dainenziyama shell bed”，稲井(1939)の「大年寺(含介化石)砂質頁岩」，岩井(1949)の「大年寺層」，HANZAWA *et al.* (1953)の“Dainenji formation”，谷・斎藤(1954)の「芋沢川貝化石層」と「銅谷原層」を併せたもの，青木(1960)の「芋沢川層」・「銅谷原層」・「大年寺層」を併せたもの，SHIBATA (1962)の“Dainenji Formation”，“Doyabara Formation”，“Kayaba Formation”の一部を併せたものは本層に相当する。

模式地 本層の模式地は従来、仙台市門前町(この北側の標高100m程の丘陵を大年寺山という)東方の広瀬川宮沢橋付近の崖とされてきたが、亀岡層の模式地について述べた内容と同様な理由で、次の地点に変更する。すなわち本報告では、その模式地を宮城町塩ノ沢から同町芋沢にかけての丘陵一帯とする。

分布及び層厚 仙台市街地南西方の青葉山丘陵から泉市と宮城町との境界沿いの丘陵に広く分布する。また宮城町の芋沢川河床や広瀬川沿いの崖，名取市高館熊野堂東方の名取川河床，樽水ダム東方の台地にも分布する。層厚は模式地の西方一帯で最も厚く約90m，仙台市街地南西方の丘陵では30-55mの厚さとなっている。

層序関係 基底部にしばしば礫岩を伴って下位の向山層を被覆している。権現森一帯では三滝層に，樽水ダム東方では高館層にそれぞれアバットしている。

向山層との関係については、これまで不整合とする見解(YABE, 1926; NOMURA, 1938; 稲井, 1939; YABE and HATAI, 1941)と整合とする見解(岩井, 1949; HANZAWA *et al.*, 1953)とがあった。これ

らに対して北村ほか（1953）及び北村（1967）は、浸食の形跡はあっても、陸成層から海成層へ移行する際のオーバーラップによる同時浸食程度のもと考え、向山層と大年寺層とは整合関係とした。また MASUDA and TAKEZAWA（1961）は、大年寺層基底から向山層中に延びる穿孔貝の巢穴化石を見だし、両層の間には一時的な堆積の中断とそれに伴う時間間隙のあることを予想したが、やはり陸成層から海成層への移行過程におけるダイアステムの一つとみなした。

本報告では大年寺層と向山層との境界に見られる浸食面を局所的ないし同時浸食的なものと考え、両層は整合関係にあると判断した。

岩相 本層は砂岩を主とする岩相（Dnl）とシルト岩砂岩互層を主とする岩相（Dnu）とに区分できる。シルト岩砂岩互層を主とする岩相は亜炭を挟有し、地域的には北西部に卓越する。この岩相は砂岩を主とする岩相と互いに側方へ移化する関係もあるが、大局的には本層の上部を占めている。シルト岩及び亜炭薄層の挟みは、仙台市街地南西方の丘陵に分布する本層中にも認められるが、北西部地域に比べれば発達が貧弱なので、地質図上には表現していない。

砂岩を主とする岩相（Dnl）：細粒～粗粒の範囲にわたる砂岩を主とし、基底部に礫岩を伴うことが多い。また下部に近い層準にシルト岩を挟むことがある。

砂岩は黄色～黄褐色で、磨滅した石英と少量の雲母片を主体にし、粒子間に膠結物が少ないのでルースである。また米粒大の軽石を含んで凝灰質となっている部分もある。塊状無層理なところもあるが、全体的にはクロスラミナが顕著である（第48図）。砂岩中には円磨された細礫や貝化石の印象が散在し、ほかに泥管などパイオターベーションの痕跡が見られる。

基底の礫岩は安山岩やシルト岩などの円礫～亜角礫からなり、礫径は数cm～10cm、最大50cmである。厚さは30cm～3mと変化する。その下面は緩く起伏した形状を示し、礫岩中には下位層に由来



第48図 大年寺層のクロスラミナを示す砂岩の露頭（宮城町みやぎ台東部の道路切割）

する亜炭片が取り込まれていることから浸食面とみなすことができる。なお三滝層にアバットする不整合面上には大礫-巨礫が認められる。

シルト岩は青灰色を呈し、やや軟質で、弱い葉理がある。砂岩と同じく貝化石の印象が散在している。

シルト岩砂岩互層を主とする岩相 (Dnu): この岩相は数10cmから2-3mの単位で互層したシルト岩及び砂岩からなり、亜炭及び亜炭質シルト岩の薄層を挟み、まれに凝灰岩を挟有する。量的にはシルト岩勝ちである。

シルト岩には灰色-明灰色で、炭質物を混じえたり、細かくひび割れたりした陸成的なものと、青灰色-暗灰色で、貝化石の印象を含み、またはバイオターベーションの著しい明らかに海成のものがある。砂岩は細粒-粗粒で、ややルースである。層準によってはやはり貝化石やバイオターベーションの痕跡が認められる。亜炭及び亜炭質シルト岩は20cmから1.5mの厚さで、少なくとも6枚はある。

全体的にみると本岩相は、陸成層と海成層とが指交あるいは交互に繰り返したような累垂を示し、古地理学的にみても、大年寺層分布地域の中ではより浅くかつ内湾的な環境に堆積したものと判断できる。

化石 本層から検出した底生有孔虫化石・珪藻化石のリストを付表第2表・付表第4表に示す。底生有孔虫化石はシルト岩砂岩互層を主とする岩相の1地点のみからカキ化石とともに産出したが、群集組成上、その産地は内部浅海帯にあったことを支持している。本群集は大量の *Elphidiella hannai* と少量の *Buccella* spp. からなり、AOKI (1961) によればそれらは冷たい水域に生息したものである。

本層から産出する動植物化石については次の記載・報告がある。

大型植物化石: 岩井 (1949), OKUTSU (1955)

珪藻化石: HANZAWA *et al.* (1953)

底生及び浮遊性有孔虫化石: AOKI (1961)

軟体動物化石: 岩井 (1949), HANZAWA *et al.* (1953)

Stegodon insignis FALCONER & CAUTLEY (象) の歯: SHIKAMA (1963)

穿孔貝及びその巢穴化石: MASUDA and TAKEZAWA (1961)

時代 本層は MANABE (1979-1980) の古地磁気層序によれば、下位の向山層とともにマツヤマ逆磁極期のオールドヴァイ亜期よりも前期に属し、鮮新世に位置づけられる。本層の上部については更新世に入る可能性も指摘されており (AOKI, 1961; 土, 1979編), 今後の検討課題である。

IV. 7 留ヶ谷層 (Tm)

留ヶ谷層は本図幅地域北東部から「松島」・「塩竈」図幅地域にかけての塩釜丘陵に分布する。石井ほか (1982 b, 1983 b) の記載で混乱が生じていたので、本報告で新たに命名し、修正する。

地層名 新称である。石井ほか (1982 b) の「放森層」のうち、県道仙台-松島線以北に分布するものは今回の調査で亀岡層の延長部と判明した。すなわち「放森層」の模式地とした利府町放森付近に分布する地層は亀岡層に属し、「放森層」の模式層そのものが失われたので県道以南に分布するものを留ヶ谷層として新称する。

模式地 多賀城市留ヶ谷付近 (東隣「塩竈」図幅地域内)



第49図 塩釜層を不整合に覆う留ヶ谷層の露頭（利府町山屋敷の道路沿い）

分布及び層厚 本図幅地域北東部の利府町十三塚や多賀城市高崎付近の丘陵に分布する。層厚は最大6-7mである。

層序関係 下位の地層を不整合に覆う。本層分布地域には向山層に相当する地層はなく、本層は大年寺層（の上部？）に対比できる。

岩相 石英に富む砂岩を主とし、基底部に薄い礫岩を伴う（第49図）。基底部の礫岩は径数cm-数10cmの安山岩・デイサイト・頁岩などの円礫-垂円礫からなり、厚さは数cm-1mである。

砂岩は細粒-粗粒で、淡黄褐色を呈するが、丘陵頂部に分布するものは赤褐色を帯びている。無層理なところとクロスラミナの顕著なところがあるが、いずれも極めてルースである。

化石 二枚貝やフジツボ・珪藻の化石を産する（石井ほか，1982 b，1983 b；秋葉ほか，1982）。

V. 第四系

本図幅地域の第四系は、扇状地堆積物の礫層とそれを覆う火山灰とからなる青葉山層、河岸段丘堆積物、降下火山灰、低地を構成する沖積層、地すべり堆積物に区分できる。また人為的なものであるが、近年の宅地開発に伴う丘陵の谷を埋める埋谷土も便宜上、第四系に含める。

青葉山層及び台の原・仙台上町・仙台中町の各河岸段丘堆積物と一部の火山灰、そして沖積層の下部が更新世に属し、その他は完新世に位置づけられる。

V. 1 青葉山層 (Ab)

青葉山層は仙台市街地南西方の青葉山丘陵に主として分布し、下部のニッ沢礫層と上部の越路火山灰

とからなる。

地層名 YABE (1921) の“Aobayama Group”による。中川ほか (1960) により、「ニッ沢礫層」と「越路火山灰」の二部層に区分された。

模式地 中川ほか (1960) はニッ沢礫層の模式地を仙台市ニッ沢 (大年寺山の西側の沢) に、越路火山灰のそれを仙台市越路野球場付近 (現在は仙台市立八木山動物公園) に置いた。本報告もこれに従う。

分布及び層厚 青葉山丘陵に広く分布する。ほかに本層の相当層は権現森の東方、宮城町銅谷原の北方、更に七北田川右岸側の七北田丘陵の一部に分布する。層厚は20-25mである。

層序関係 下位の新第三系を不整合に覆う。青葉山ゴルフ場南方の東北工業大学グラウンドの露頭では、本層が下位層を傾斜不整合関係で覆っているのが観察できる。

岩相 以下、ニッ沢礫層と越路火山灰とに分けて記述するが、両者は密接な関係にあつて、地質図上では一括してある。

ニッ沢礫層

本礫層は厚さ15-20mで、よく円磨された安山岩礫を主としている。礫径は5-30cmであり、一部はくさり礫となっている。礫種としてはほかにシルト岩・凝灰岩などがある。礫の間を埋める基質は凝灰質な砂あるいは粘土で、上方に向かってより粘土質となる。部分的に砂層や粘土層の薄層を挟み、一部でクロスラミナが認められる。

青葉山層が作る平坦面は標高の違いにより3-4面に細分できるが、その中の最も低い面 (時代的には恐らく最も新しい面) を構成するニッ沢礫層の最上部は礫がまばらで大部分粘土層となり、まれに泥炭を挟んでいる。

越路火山灰

本火山灰は厚さ2-4mで、ニッ沢礫層を整合に覆う。数枚の降下火山灰からなるが、暗赤褐色粘土質火山灰を主としている。青葉山層が作る3-4面の平坦面との関係では、本火山灰は高位の面に分布するものほど厚く、逆に低位の面に向かっては下位層準が順に欠落するので薄くなっている。したがって最も高位の面が位置する青葉山ゴルフ場南西方の標高約200m以上の地域で、最も下位層準からの本火山灰に関する情報が得られる。

本火山灰は模式的には下から上へ、淡赤色又は暗褐色の粘土質火山灰 (厚さ1m程)、一部オレンジ色を呈する軽石混じり細粒火山灰 (同1m弱)、暗赤褐色又はこげ茶色の粘土質火山灰 (同数10cm) の順に重なっている。軽石混じり細粒火山灰には火山礫と少量の花崗岩質岩片が含まれている。粘土質火山灰は乾いた露頭では縦の割れ目が入ったり、細かくひび割れたりしている。なお本火山灰の重鉱物組成については中川ほか (1961) に記載されている。

化石 本層の泥炭の花粉分析が行われ、*Picea*, *Abies*, *Pinus* などの針葉樹種が概して優勢なことが報告されている (中川ほか, 1961)。

ほかに“化石”ではないが、日本では考古学上最古の人類遺物としての旧石器が、青葉山の東北大学理葉キャンパスにおける越路火山灰の赤色土化した層準から出土している (OGAWA *et al.*, 1985)。なお大和町吉岡西方の中峯遺跡 (北隣「吉岡」図幅地域内) においても、青葉山層相当層から多数の旧石器

が発見され、その出土層は東北大学理葉キャンパスの越路火山灰と同層準と考えられている (OGAWA *et al.*, 1985).

時代 本層の時代は、地形学的及び第四紀学的な視点から、更新世中期のいわゆる多摩期に位置づけられる。

V. 2 河岸段丘堆積物 (t_1 , t_2 , t_3 , t_4)

河岸段丘堆積物は本図幅地域内では2-7mの厚さを持ち、主要な河川や丘陵を刻む一部の支沢沿いに分布している。本堆積物は堆積面の新旧に応じて4層に細分され、本報告では仙台市街地を載せる台地を基準として、台の原(t_1)・仙台上町(t_2)・仙台中町(t_3)・仙台下町(t_4)の各河岸段丘堆積物及びそれぞれの相当層とした。河岸段丘堆積物相当層の一部は低地下に埋没礫層として伏在している。奥津(1967, 1977)はこれを「蒲生層」と呼び、扇状地成のものとしている。しかし、長谷浩明(1965)及び長谷弘太郎(1967)を参考にすれば、「蒲生層」は広義の沖積層に含まれるものである。

河岸段丘堆積物は固結度の低い礫層を主とし、砂層・粘土層をレンズ状に挟んでいる。礫層は河川上流部の地質を反映して安山岩・デイサイト・凝灰岩など火山岩類の円礫-垂円礫が多く、礫径は5-30cmである。礫の間は砂や泥で満たされている。

化石としては台の原段丘堆積物から*Alunus*の優勢な花粉が、仙台上町段丘堆積物からは青葉山層産出のものに似て*Pocea*, *Abies*の優勢な花粉が検出されている(中川ほか, 1961: 地学団体研究会仙台支部, 1980)。これら花粉分析や日本各地の段丘面との対比と産出化石に基づいて、台の原段丘堆積物と仙台下町段丘堆積物の堆積時は温暖な、仙台上町・中町段丘堆積物の堆積時は冷涼な気候下にあったと一般に考えられている。

一方、Omoto(1976)は仙台市向山の仙台中町段丘堆積物からの木片の ^{14}C 年代として約25,600年を、宮城町の仙山線作並駅付近(西隣「川崎」図幅地域内)の仙台中町段丘堆積物相当層からの木片の同じく ^{14}C 年代として約19,200年を報告している。

河岸段丘堆積物の時代は、台の原段丘堆積物がいわゆる下末吉期に、仙台上町段丘堆積物が武蔵野期に、仙台中町段丘堆積物が立川期に、そして仙台下町段丘堆積物は有楽町期に位置づけられる。この観点からは、仙台下町段丘堆積物は完新世に、その他のものは更新世に属している。

V. 3 降下火山灰(地質図では省略)

降下火山灰のうち、既述の越路火山灰を除く愛島^{めでしま}火山灰と永野火山灰について記述する。両火山灰は河岸段丘堆積物や丘陵の青葉山層及び新第三系のそれぞれ一部を被覆しているが、地質図上では省略している。

愛島火山灰は中川ほか(1960)の命名で、名取市愛島十三塚付近(南隣「岩沼」図幅地域内、現在の名取市名取が丘付近)を模式地とする。台の原段丘堆積物を整合に覆い、層厚は最大7mに達する(第50図)。当時の地形的凹所に、より厚く堆積している傾向があるが、高館丘陵の稜線上や一部の斜面上



第50図 愛島火山灰の露頭（名取市台の道路切削）。本火山灰は降下前の地形斜面に沿って堆積している。

にも2m余りの厚さを残しており、降下火山灰としてはかなりの厚さを示している。仙台市台原から南西側に分布し、これ以北についてはこれまでのところ確認されていない。

本火山灰は軽石質の粗粒な岩相を主とし、オレンジ色を呈している。模式地一帯や高館丘陵では最下部に粘土化した乳白色帯を伴うという特徴がある。乳白色帯は厚さ20-50cmであり、この直下の地層はしばしば黒色土壌化している。なお仙台市坪沼付近ではこの乳白色帯が2枚認められるところがある。2枚の乳白色帯の間には、やはりオレンジ色を呈する粗粒火山灰が挟まれているが、この部分には石英が含まれないか、あっても少ない。

本火山灰の主体は大量の軽石片・石英・石質岩片で特徴づけられる。特に下部が粗粒で、上方へ向かって細粒化し、粘土質となる。軽石片と石質岩片の大きさは数mm-2cmで、石英は2mm程度で透明なものが多い。礫としてほかに1-2cm大の花崗岩質岩片が比較的多く認められる。また結晶片としてほかに斜長石・角閃石・磁鉄鉱などが含まれている。

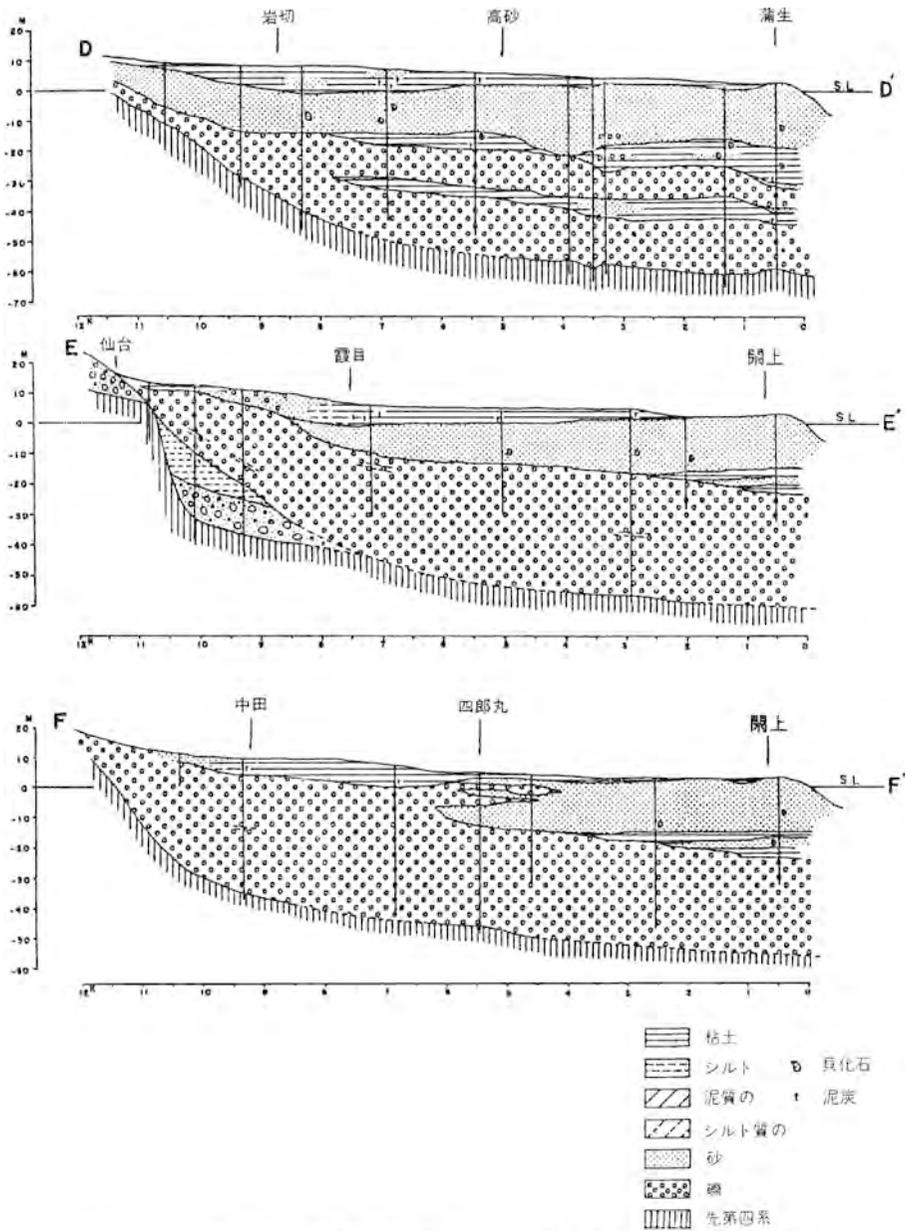
蟹澤（1985）は本火山灰中の花崗岩質岩片には K_2O に極めて乏しいトータル岩が認められ、岩石学的あるいは化学組成上特異な性質をもつと論じ同時に岩片及び軽石の粒径・堆積物の厚さと距離の関係から、愛島火山灰の噴出源を川崎町安達付近（「川崎」図幅地域内）と推定している。

永野火山灰は中川ほか（1960）の命名で、蔵王町永野付近（「白石」図幅地域内）を模式地とする。仙台中町段丘堆積物相当層を整合に覆い、本図幅地域では1m程の厚さで、仙台市茂庭付近や村田町菅生^{すごう}付近及び青葉山丘陵などに分布している。本火山灰は最下部の厚さ20cm程が青緑色火山砂層で、その上位が厚さ1m以上の茶褐色の細粒粘土質火山灰となっている。粘土質火山灰の中位層準には、厚さ20-30cmの明るい色調を望する部分がある。

そのほか本図幅地域内には約1000年前の降下火山灰の多賀城火山灰が分布する。本火山灰はガラス質火山灰で、多賀城市の史蹟多賀城跡を覆い、あるいは沖積層上部の粘土層や泥炭層に挟まれている。この火山灰の供給源はまだ判明していない。

V. 4 沖 積 層

沖積層は低地を構成する堆積物であり、本報告では約2万年前の最低海水準期以降の河成-海成の堆積物（仙台下町段丘堆積物は除く）を指している。沖積層最上部については微地形の特徴によりその構



第 51 図 宮城野原平野の沖積層の地質断面図 (長谷, 1967, Fig. 11 より)。切断線は第 52 図に示す。

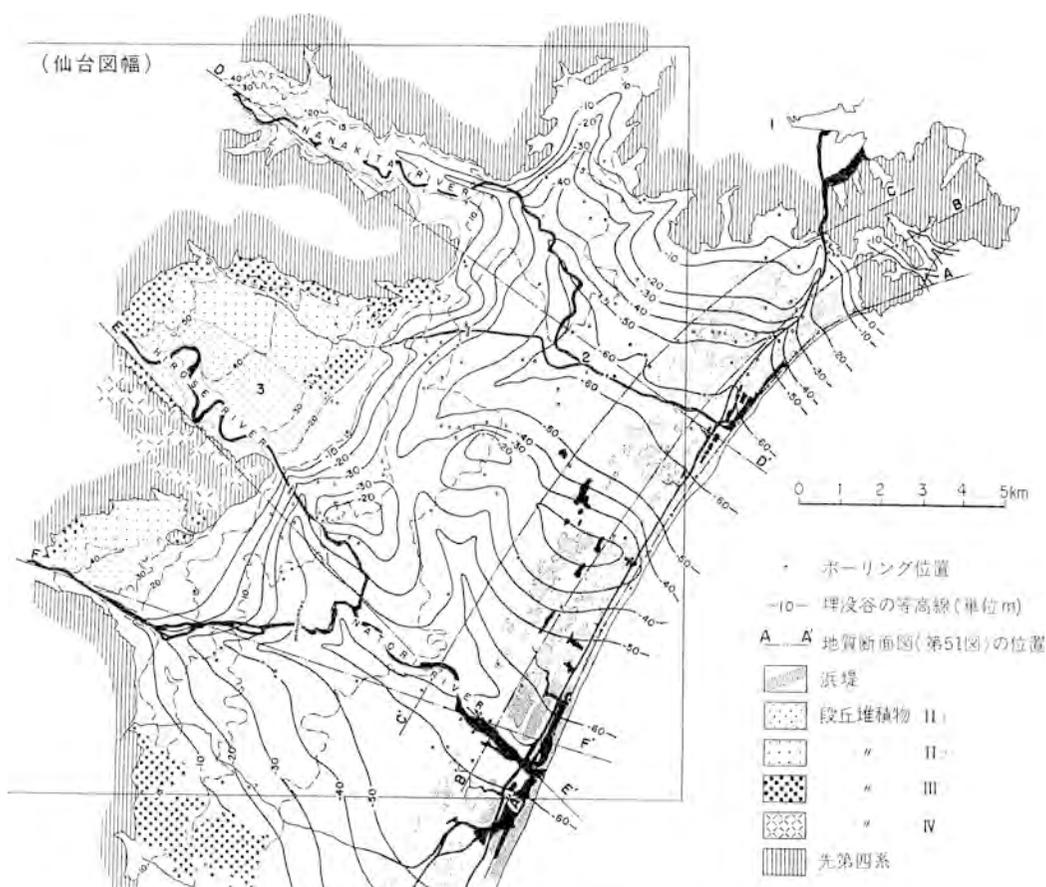
成物を推定することが可能であるが、それ以下の部分についてはボーリング試資料の解析によらなければならない。

ボーリング試資料その他を用いた研究には、Okutsu (1963), 長谷浩明 (1965), 長谷弘太郎 (1967), 奥津 (1967, 1977), Matsumoto, Hideaki (1981), 宮城県 (1985) などの論文・報告がある。なお海底下の沖積層については Hattori (1966) の研究がある。

長谷（1967）は七北田川下流部の沖積層を下位より，最下部砂礫層（厚さ15m±），下部粘土層（同0-10m+），下部砂礫層（同5-15m），中部粘土層（同0-10m），上部砂層（同12-20m），上部砂・粘土層（同3-10m）に，広瀬川・名取川下流部の沖積層を下位より，下部砂礫層（厚さ40m±），中部粘土層（同4-5m），上部砂層（同0-20m），上部砂・粘土層（同0-8m）にそれぞれ区分した（第51図）．これらのうち，七北田川下流部の最下部砂礫層から下部砂礫層までと，広瀬川・名取川下流部の下部砂礫層とは，奥津（1967, 1977）の「蒲生層」に相当している．

奥津（1967, 1977）の「岩切層」に相当する中部粘土層と，「深沼層」に相当する上部砂層は海成層で浅海生の貝化石を産出する．また同じく「福田町層」に相当する上部砂・粘土層には泥炭が挟まれ，花粉化石を産出する（奥津・竹内，1972）．また珪藻化石についての報告もなされている（小元・大内，1978）．

本報告では長谷（1967）の区分の上部砂層に当たる砂浜堆積物（b）と浜堤堆積物（d），及び上部砂・粘土層に当たる自然填防堆積物（l）と後背湿地堆積物・谷床平野堆積物¹⁹⁾（a）を地質図上に表現した．



第52図 宮城野原平野の浜堤分布図及び埋没谷基底等高線図（長谷，1967，Fig. 9より）

19) (a) には旧河道・現河道堆積物を含む。

第52図に、沖積層の基底等高線を長谷（1967）から引用して示す。最近、新たに編集した基底等高線が宮城県（1985）に図示されたので参照されたい。ほかに沖積層産出の貝化石・泥炭・木片の¹⁴C年代がOmoto（1976）、小元・大内（1978）、MATSUMOTO, Hideaki（1981）により報告され、併せて完新世の海水準変化について言及されている。

砂浜堆積物及び浜堤堆積物は淘汰のよいルースな砂層からなり、現在の海岸線にほぼ平行して帯状に分布している。自然堤防堆積物は砂層及び粘土層からなり、現河道・旧河道の流路に沿って、宮城野原平野に広く分布している。後背湿地堆積物は主として粘土層からなり、浜堤間や自然堤防間の地形的凹所を占めている。谷床平野堆積物は主に粘土層・砂層からなり、丘陵や台地を刻む谷に小規模に分布している。

V. 5 地すべり堆積物 (s)

本図幅地域内には比較的規模の大きな地すべり地が3-4箇所ある。地質図ではそのうちの仙台市石山（はなれやま放山）と仙台市大年寺山（野草園）及び宮城町宮城霊園北方の地すべり地の地すべりによる移動岩塊（土塊）（第53図）を、**地すべり堆積物 (s)**として表現した。また西風蕃山南麓の急斜面直下には崖錐堆積物が存在するが、これも地質図での表現上は地すべり堆積物として表現してある。これらの概略は第七章7節に述べてある。



第53図 宮城霊園地すべり地の地すべり堆積物（宮城町宮城霊園の北斜面）

V. 6 埋谷土 (r) 一人為的土地改変地

東北地方第一の人口を擁する仙台市が中央に位置する本図幅地域は、丘陵の宅地化等の土地改変が急速に進んでいる。大規模な改変は主に水田地域の排水と盛土、丘陵の稜線部の切り取りとその土砂による谷の埋立てに分けられる。地質図では、水田地域の改変については低地下の表層地質把握のために過去の徴地形をそのまま残してあり、丘陵の谷を埋めた部分だけを埋谷土 (r) として表現してある。

埋谷土の分布は、2万5千分の1縮尺で同じ図化法を用いた旧版の地形図と最新版の地形図を重ね合わせて抽出し、これに若干の現地調査を加えてまとめたものである。したがってその境界は必ずしも厳密なものではない。また古い宅地造成地やゴルフ場の一部については土地改変の様子が明らかでないものもある。逆に現在造成中の地域については地質図に盛り込まれていない。

地質図に示したように埋谷土の分布地域は、志田層群・仙台層群の分布地域に集中している。

丘陵稜線部の切り取りと谷筋の埋立てを伴う宅地造成は、その地層がもつ固有の性質、つまり硬軟の程度や地盤としての安定性、掘削の容易さなどに大きく影響される。しかし、最終的な産物である埋谷土の厚さは最大30mにも達している。このような埋谷土の厚い部分では、埋谷斜面をベンチカットするなどの工法が用いられている。ただし、1978年宮城県沖地震の際、被害の著しかった埋谷土地域の調査によれば、埋谷土の構成物は“逆転型”であって問題点として指摘された（東北大学理学部地質学古生物学教室、1979；宮城県、1980；中川、1982）。逆転型の埋谷土とは、埋土材料を付近の丘陵に求めた際、植物→風化土壌→土砂あるいは岩塊の順に谷を埋めていった時に作られるものを指している。この場合には、埋谷土の最下部及び埋谷斜面直上の部分が最も粗雑で不安定な材料から構成されることになり、留意しなければならない。

VI. 活構造及び地震災害

VI. 1 活構造

本図幅地域にはNE-SW方向に延びる複数の顕著な活断層が認められる。すなわち長町-利府線・大年寺山断層・^{ししおちさか}鹿落坂断層・坪沼断層及び村田断層で、今泉（1980）はこれらを一括して「仙台活断層系」と称している。また「川崎」図幅と本図幅との図廓線付近にN-S方向の活断層である^{あやし}愛子断層が存在する。これらは第四紀の堆積物や河岸段丘面を変位・変形させており、第四紀中-後期に累積的な活動を行っていることが明らかである。

VI. 1. 1 長町-利府線・大年寺山断層・鹿落坂断層

長町-利府線は仙台市長町から宮城郡利府町にかけて延びるもので、YABE（1926）の命名による。大年寺山断層と鹿落坂断層は青葉山丘陵に認められ、長町-利府線の副断層をなしている（第54図）。

長町-利府線に沿う変位地形は沖積低地と丘陵・台地（段丘）を境しており、空中写真（第55図）



第54図 仙台付近の段丘面の細分と活断層の分布 (中田ほか, 1976, Fig. 3より)

で読み取ることができる。本断層の上盤側は丘陵・台地の縁を画する撓曲崖の地形を呈しているが、その主断層は沖積面下に伏在している。大年寺山断層は長町-利府線に並走し、NE-SW方向に延びている。大年寺山断層と長町-利府線との間は、幅1km弱、長さ約10kmにわたって大年寺山などの地形的な高まりを形成している。鹿落坂断層は大年寺山断層の北西方約1kmにおいて、同じくNE-SW方向に延びている。第56図に鹿落坂断層による段丘面の変位の1例を示す。また第57図に長町-利府線に沿って変位した段丘面の実測断面図を中田ほか(1976)から引用して示す。この図では長町-利府線と大年寺山断層とに挟まれた地域の地形的な高まりを認めることができる。

上述の断層による段丘面の変位量を第7表に示す。長町-利府線についてはその下盤側が沖積面下に没しているので最小変位量しか求められないが、形成時期の古い段丘面ほど変位量が大きく、変位の累

積性が認められる。長町-利府線の平均垂直変位速度は0.5mm/年以上で、Bクラスの活動度を示している。大年寺山断層についても同様に変位の累積性が認められ、その平均垂直変位速度は0.1mm/年、辛うじてBクラスに位置づけ得る活動度である。鹿落坂断層については青葉山層の作る平坦面を基準として0.03mm/年の平均垂直変位速度が求められ、Cクラスの活動度を示している（中田ほか，1976；今泉，1980）。

長町-利府線の主断層露頭は確認されていないが、背後の鮮新統は最大45°、青葉山層は約22°の傾斜を示している。この急傾斜部南東側では鮮新統を基盤とする沖積層が急に厚くなり（第51図），“前縁凹地”的な構造も認められることから、沖積層下にNE-SW走向で北西側隆起の逆断層（すなわち長町-利府線）

が伏在することはほぼ確実と考えられている（中田ほか，1976）。ただし長町-利府線が沖積層までも変位させているかどうかは明らかでない。少なくとも広瀬川宮沢橋付近の地下鉄工事の際の露頭では沖積層の変位は認められなかった。

大年寺山断層はNE-SW方向で南東に傾斜した逆断層の集合体となっており、例えば大年寺山西側のニッ沢における露頭ではN73°E、25°Sの断層（SHIBATA, 1962の芦ノ口断層）が観察され、鮮新統の見掛け上の落差は約30mとなっている。鹿落坂断層は広瀬川^{おたまや}霊屋橋下流約400mの崖（霊屋橋を渡って仙台市向山に通ずる急坂を鹿落坂という）で、幅60cmの断層粘土を伴うN63°E、40°Sの断層が観察されている（中田ほか，1976）。

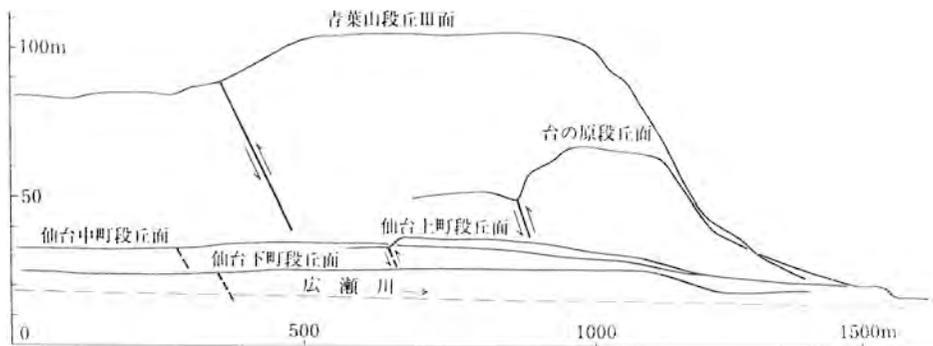
長町-利府線の北東方延長部は利府層と中新統との分布上の境界付近にはほぼ一致している。少なくとも中-後期中新世を通じて利府層分布地域は相対的に隆起（長町-利府線の北東方延長部では南東側隆起となる）の傾向にあったが、第四紀における長町-利府線の活動は北西側隆起の運動を示し、中新世の造構運動とは性格を異にしている。ところで広瀬川宮沢橋付近で得られた長町-利府線の活動によると思われる地層の垂直総変位量は約250mで、上述の約0.5mm/年の平均垂直変位速度などから逆算して、本断層は約45万年前に活動を開始したと考えられている（大槻ほか，1977）。また長町-利府線付近の小断層はおおむねNE-SW方向の逆断層で、長町-利府線・大年寺山断層・鹿落坂断層及び



第55図(A) 仙台市街地南東部の長町-利府線沿いの地域の空中写真（1948年4月4日米軍撮影，M517，133）第55図(B)とともに実体視できる。



第56図 鹿落坂断層による地形面の変位の1例(仙台市西の平二丁目)
本断層は比高1.5m余りの坂道(断層崖) 脚部附近を写真の左右方向に通っていると思われる。



第57図 長町-利府線に沿って変位した段丘面の実測断面図(中田ほか, 1976, Fig. 4より)

第7表 大年寺山断層(群)と長町-利府線に沿う段丘面の推定年代及びその最大垂直変位量
(中田ほか, 1976, Table 1より)

段丘面区分	推定年代 ($\times 10^4$ 年)	変位量 (m)	
		大年寺山断層(群)	長町-利府線
仙台下町I面	1.9	1.6	> 8.6
仙台中町I面	2.6	3.4	>13.0
仙台上町面	5-6	5-6	>15.0
台の原面	10-13	15.0	>50.0
青葉山III面		19.0	>82.0

付近の小逆断層群はNW-SE方向に最大圧縮応力軸をもつ応力場で形成されているとされる(中田ほか, 1976; 大槻ほか, 1977)。

長町-利府線の断層上盤側は仙台市鶴ヶ谷付近から榴ヶ岡を経て大年寺山南西方へと、北西側隆起の撓曲崖となって現れている。しかし撓曲崖の基部が沖積層に覆われているため、主断層の正確な位置は不明である。一方、仙台市岩切から北東方には、沖積低地と丘陵を境するNE-SW方向のリニアメントと小逆断層(第27図)が認められ、活断層としての長町-利府線の活動による変位地形を反映している可能性がある。このため α トラック法による地球化学的断層探査も行われ、その測線上では主断層の存在位置を示すとみられる α トラック密度のピークが観測されている(石井ほか, 1985)。なお

利府町宮ノ前(「吉岡」図幅南東縁部)では亀岡層相当層が最大 30° Eの傾斜を示している(第58図)。このことも併せ考えると、仙台市岩切北東方においても、活動度は低いものの長町-利府線の新期活動が及んでいる可能性が高い。

VI. 1. 2 坪沼断層・村田断層

坪沼・村田両断層は本図幅地域南西部に認められ、北西側隆起の明瞭な変位地形が追跡される。ただし村田断層はその北東端部がわずかに本図幅地域内にまで延びているにすぎない。なお大槻ほか(1977)は両断層を併せて円田断層と呼んでいる。

坪田断層の断層露頭は数箇所確認されている。新妻(1967MS.)は村田町足立北方(「白石」図幅北東部)で幅2mの破碎帯を伴う 60° N傾斜の断層面を、大槻ほか(1977)は名取市中沢付近で高館層と茂庭層とが 50° Nの傾斜の逆断層で接する断層面をそれぞれ認めている。また仙台市坪沼北方の大八山共同牧場に至る道路切割では坪沼断層に並走する $N58^{\circ}$ E, 40° Nの逆断層が存在し、愛島火山灰と高館層とが接している(第59図)。村田断層については、村田町無刀関(「白石」図幅北東縁部)で中新統の沼田凝灰岩が $N83^{\circ}$ E, 70° Sの急傾斜を呈している。

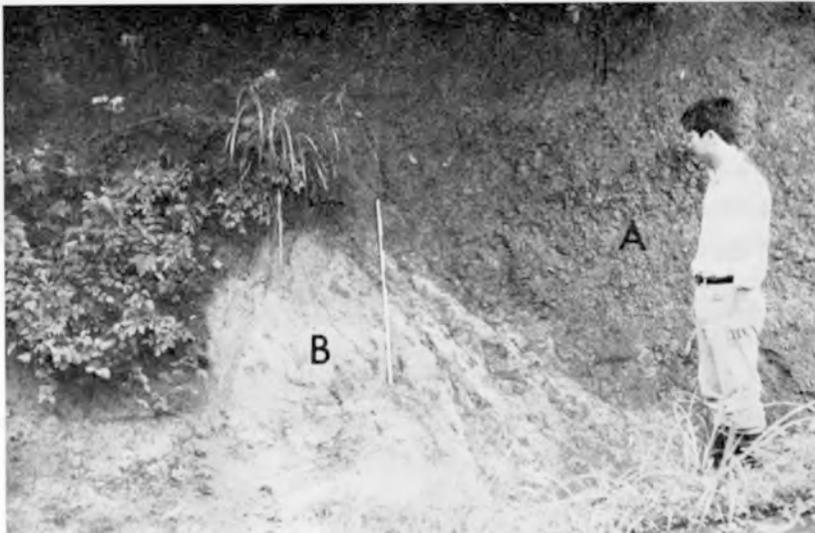
坪沼・村田両断層はNE-SW方向で北西に傾斜した逆断層の形態をとっている。これら二つの断層



第55図(B) 仙台市街地南東部の長町-利府線沿いの地域の空中写真(1948年4月4日米軍撮影, M517, 133)第55図(A)とともに実態視できる。



第58図 長町-利府線北東方延長部における地層の傾斜（利府町宮ノ前の利府街道沿い、「吉岡」図幅南東端部）



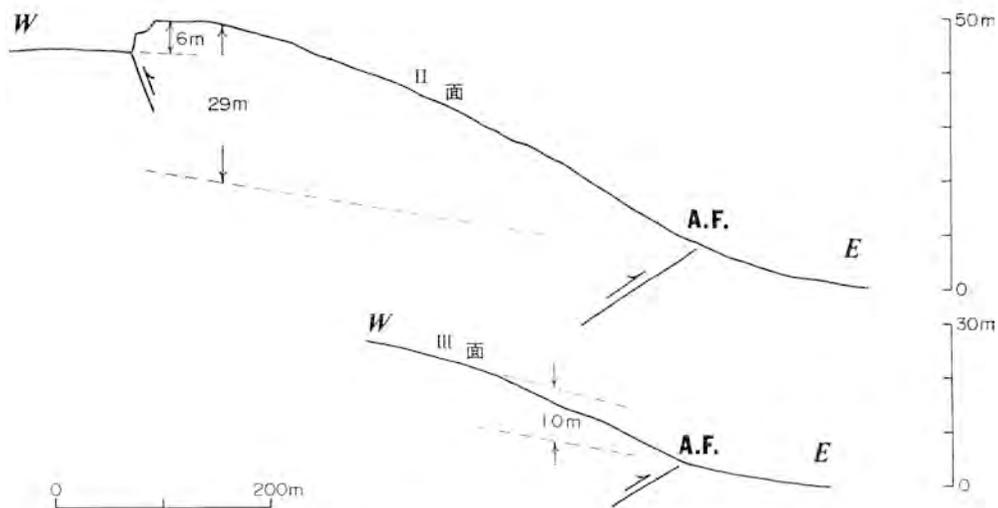
第59図 坪沼断層に並走する逆断層の露頭（仙台市坪沼北方の大八山共同牧場への道路切割）
Aは高館層，Bは愛島火山灰

はそれぞれ4-5kmの長さを持ち、雁行状に配列している。

大槻ほか（1977）は高位浸食平坦面及び沼田凝灰岩の変位から、両断層の平均垂直変位速度を0.3-0.4mm/年と求めている。

VI. 1. 3 ^{あやし}愛子断層

本図幅地域西部の宮城町には広瀬川流域に台地が展開し、そこは丘陵や山地で囲まれているので愛子盆地とも称される。愛子盆地には広瀬川及び支流の大倉川に沿って新旧の段丘面群が広がるが、大内（1973）はこれら段丘面群の詳細な区分と対比を行い、段丘面を切るN-S性の断層の存在を認めた。



第60図 愛子断層に直交する方向の段丘面の実測断面図（寒川・平野・八木，原図）

A.F.：愛子断層. 矢印間の数字は変位量（m）を示す.

この断層は活断層研究会（1980）により、愛子断層と命名された。

愛子断層は「川崎」図幅東縁部に含まれるが、本図幅との図廓線ごく近傍に位置しているので、以下、簡単に記載しておく。

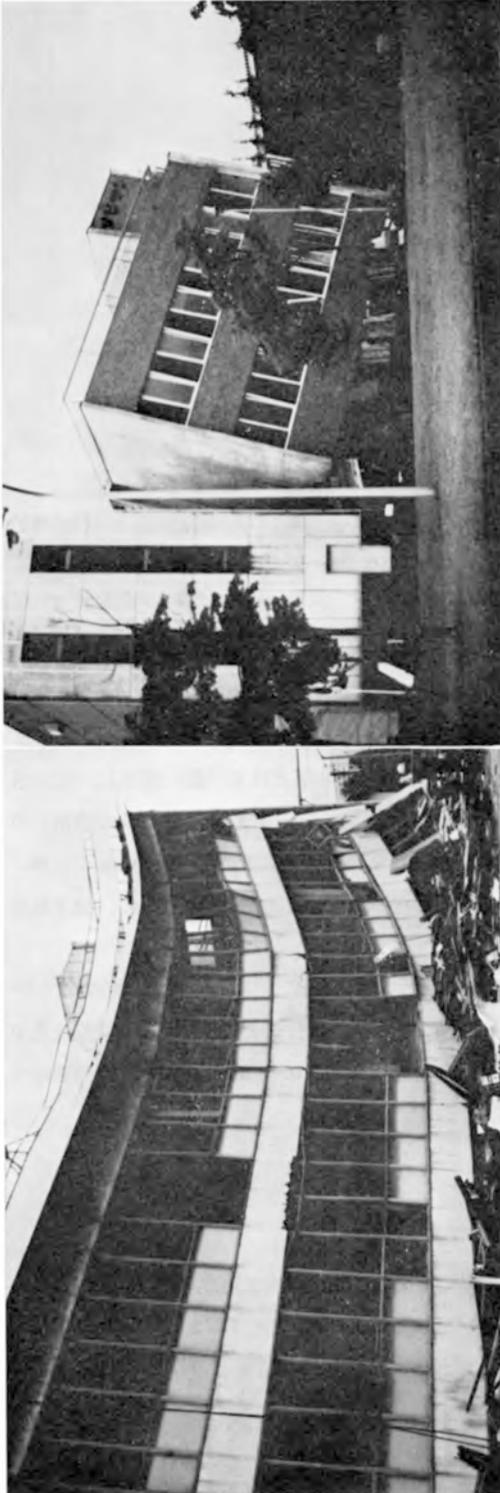
第60図に愛子断層に直交する方向の地形断面図を示す。河岸段丘のⅡ面は東へ緩く撓曲し、その最大垂直変位量は約29mである。撓曲部の西方は地形的な高まりをなし、同時に落差約6mの西落ちの断層（副断層）が認められる。Ⅲ面も東へ緩く撓曲しており、その最大垂直変位量は約10mである。このように段丘面の東方への撓曲と、撓曲部西方の副断層を伴う地形的な高まりの存在から、愛子断層は西上がり逆断層と考えられる。

上記の段丘面のうちⅡ面は仙台市街地の台の原段丘（10-13万年前）に、Ⅲ面は仙台上町段丘（5-6万年前²⁰⁾に対比される（大内，1973）。段丘面の形成年代と垂直変位量とから平均垂直変位速度を求めると、Ⅱ面については主断層で0.2-0.3mm/年、副断層で0.05-0.06mm/年となり、Ⅲ面については主断層で約0.2mm/年の値が得られる。

VI. 2 1978年宮城県沖地震

1978年6月12日17時14分頃に宮城県沖を震央として発生した地震は東北地方を中心に甚大な被害をもたらした。この地震は宮城県沖約100km（東経142°14′，北緯38°10′）の深さ約30kmの地点を震源とし、M（マグニチュード）7.4、主要動の継続時間約20秒で、気象庁により「1978年宮城県沖地震」と命名された。

20) 段丘面の推定年代は中田ほか（1976）による。



第61図 1978年宮城県沖地震により倒壊したビル 左:仙台市苦竹地内、右:仙台市御町地内

本地震に伴う被害については多くの研究・行政機関及び大学などにより詳細な調査が実施された。以下、東北大学理学部地質学古生物学教室（1979）に記された被害の一部について紹介しておく。

仙台市の強震地域で最も悲惨な被害はコンクリートブロック・石の塀・門柱の倒壊でもたらされ、多くの方がそれらの下敷きとなり死亡した。建物外装の剝落、窓ガラスの破損、商品や資材の荷崩れ、家具・本棚・置物類の転倒はごく一般的に起こった。

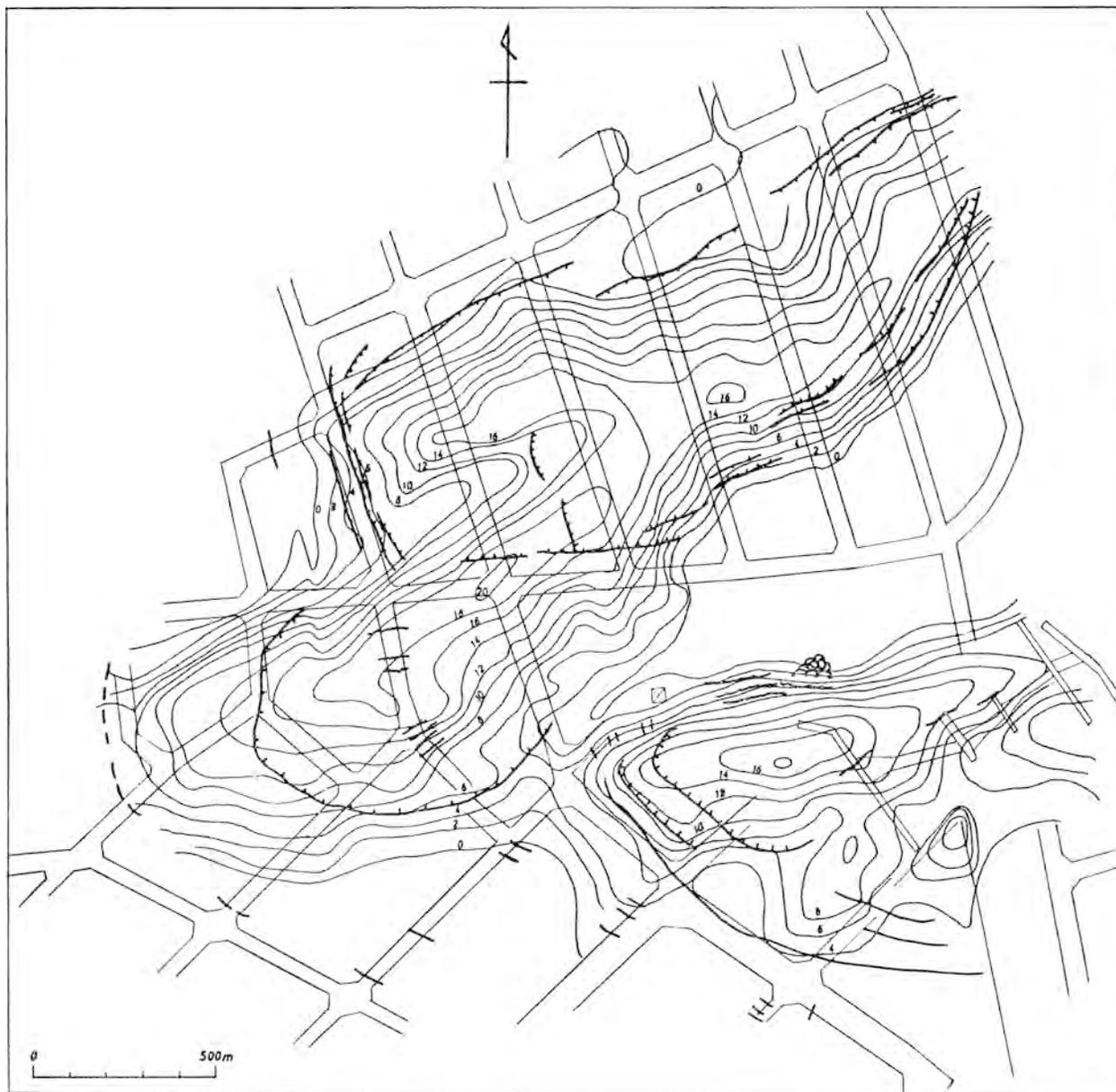
低地部では仙台市東部の商工業団地の鉄筋コンクリート建物の倒壊が顕著であり、西濃運輸営業所・パロマ営業所・オピサン支店などの建物は1階の柱が折れて大きく傾いたりあるいは潰れた（第61図）。また名取川河口近くの閑上大橋は橋脚に亀裂が生じ、橋下の河原には地割れ・噴砂が見られた。仙台港付近の工業地域では石油タンク6基が破損し、約6,800klの重油が仙台港に流れ出した。

国鉄仙台駅東方一帯でも被害が著しく、古い木造家屋が全壊したり、函南高校の校舎が大破した。

一方、仙台市向山付近では段丘崖の上部が小規模に崩壊した。七北田川沿いの河岸段丘上では、野村小学校・泉高校の校舎が大破した。泉市鹿島の東北電力仙台変電所では変圧器が転倒した。梅田川北岸側の河岸段丘上では東照宮の石燈籠が大部分転倒した。

青葉山丘陵南東部の仙台市緑ヶ丘一帯は丘陵の切り取りと谷埋めで人工的に整地した住宅地であるが、この地域の被害も著しかった。緑ヶ丘一丁目南部では急斜面下部の盛土が幅約70mにわたって円弧すべりを起こし、その上にあった住宅4棟が全壊し、3棟以上が大破した。緑ヶ丘三丁目中央部はニッ沢の支谷を埋め立てた地域で、ここではかつての谷頭部に沿って円弧すべりによる半円形の亀裂と滑落崖（落差50cm）が生じ、滑落土塊の末端部は隆起した（第62図）。この主亀裂は地震後も開き続け、数日後には幅1m以上になった。

七北田丘陵にも住宅地が広く造成されているが、ここでは丘陵斜面を切盛して小規模に造成した階段状の宅地で盛土の部分的崩壊が頻発した。また国道4号線沿いで家屋の全壊や大破、擁壁・塀などの崩壊、道



第 62 図 仙台市緑ヶ丘三丁目
における埋谷土の厚さ
(m)と亀裂の発生位置

(東北大学理学部地質学古生物学教室, 1979, Fig. 27 より)

太実線及び破線; 亀裂の位置
(短線は落下側を示す)。波線;
圧縮隆起部。縮線; 崩土先端。☒
印; 高压線鉄塔

路・敷地面の変形，埋設物の抜上がりなどが集中した。国道4号線東側の泉市黒松・南光台，仙台市鶴ヶ谷一帯でも人工地盤が変形し，住宅・道路・埋設物に多様の被害が生じた。丘陵内部の埋谷土地域で特に被害の著しかったのは鶴ヶ谷一帯で，埋谷斜面上の埋谷土の厚さが2-4mの付近に亀裂が生じ，また埋谷土表層部が円弧すべりや地塊すべりを起こした。

伯野ほか（1979）による土木建築物の被害調査報告によれば，道路橋の被害が目立っている。一方，水道施設の被害も広範囲にわたり，仙台市内での断水戸数は7,000を数えた。またガス供給工場や都市ガス導管も大きな被害を受け，ガス供給は全面的に停止されるに至った。

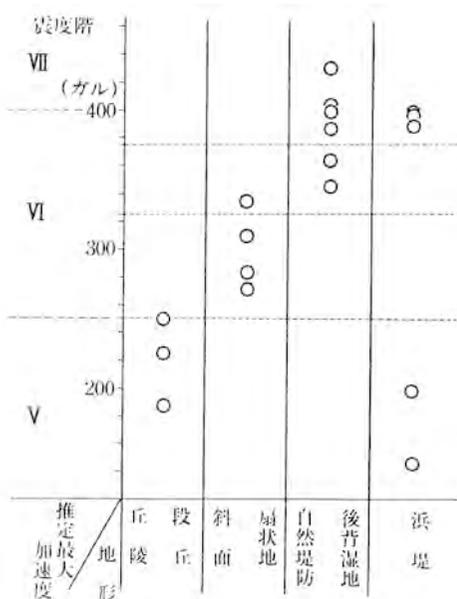
べるもので，人口と建造物が稠密な地域での大きな地震による様々な被害及びそれと同時に発生する都市機能の混乱など，今後に多くの教訓を残している。

さて本地震による被害については，ほかに地形・地質的な背景との関連性が中田（1978），中田ほか（1979），東北大学理学部地質学古生物学教室（1979），村山（1980）などにより指摘されている。これらの報告はおおよそ以下のようにまとめられる。

地盤が軟弱な低地部では一般には地震動が激しかったが，震動の強弱には微地形に対応した地域差が認められた。すなわち震動は後背湿地上で最も大きく，逆に浜堤上では最も小さかった。家屋のタイプからみると，被害が大きかったのは屋根に重い瓦を載せ，かつ柱が少なく一部屋の面積が広い構造の古い大きな農家であった。これに対して，新しく比較的小さな構えの住宅はどちらかと言えば被害は小さかった。

仙台市緑ヶ丘などでは厚い埋谷土に関連した被害が著しかった。一般に丘陵での被害は埋谷土部と切土部との境界に沿って帯状又は線上に集中する傾向があった（第62図）。これは二つの異なる地盤の性質により，異なる揺れを受けたため被害が集中したものと考えられる。同時に埋谷土が“逆転型”（第V章6節参照）であったことが被害をより大きくしたと考えられる。なお丘陵地内での大きな亀裂は埋谷土部と切土部との境界でかつての谷頭を復元するような方向に多く発生していた。

中田（1978）は仙台市付近における転倒又は移動した墓石を調べ，地震時の各地の推定最大加速度を求めている。微地形に対応させた場合（第63図），浜堤上では内陸側で400ガル前後，海岸寄りでは200ガル前後，自然堤防上や後背湿地上では350-400ガル以上となっている。また台地・丘陵上では250ガル以下と推定されている。これらの推定最大加速度をもとにすると，台地・丘陵の埋谷土分布地域以外では震度5，沖積低地では震度6，そして特に地盤の条件が悪いところでは震度7に達する震度階が得られている。



第63図 1978年宮城県沖地震に伴う仙台付近の推定最大加速度・震度階と地形との対応
〔中田，1978，図7より〕

VI. 3 歴史上の主な地震・地震災害の記録

本図幅地域北東部の塩釜丘陵には8世紀頃に多賀城が築かれ，陸奥国府と鎮守府とを兼ねていたが，室町時代に廃止された。その後，1602年に伊

達政宗が玉造郡岩出山から荒地であった仙台の地に移り、城下町を建設した。これ以後、仙台の地は東北地方の政治・経済の拠点のひとつとなった。このような歴史的背景を反映してか、本図幅地域一帯の地震の記録は大部分1600年以降のものである。

記録された地震も多くは日本海溝周辺にその震央が推定されているが、内陸の活断層に関連すると考えられる地震も幾つか存在する（宇佐美，1975；大槻ほか，1977；今泉，1980）。以下、本図幅地域一帯に被害を及ぼした歴史上の主な地震を年代の古いものから順に記載する。なお地震の規模及び震央位置は宇佐美(1975)に基づき、引用史料は文部省震災豫防評議会（1941）、宇佐美（1975）、東京大学地震研究所（1981-1984）によった。地震の日付の後の括弧内は推定された震央とマグニチュードを示している。

1) 869年（貞観11年）7月13日（東経143.8°，北緯38.5°，M8.6）

『三代実録』に「陸奥国地大震動，流光如晝隱映。（中略），城廓倉庫，門櫓垣壁，頽落顛覆，不知其數，海口哮吼，聲以雷霆，驚濤涌潮，沂洄張長，忽至城下」とあり，発光現象や多賀城周辺の被害及び城下に津波が襲来したことが述べられている。

2) 1616年（元和2年）11月9日午後3時（東経142.0°，北緯38.1°，M7.0）

『東藩史稿』に「仙台地大ニ震ス，城壁樓櫓悉ク破ル」との記述がある。『Diary of Richard Cocks, August 30, 1616』には“About 3 a'clock in the after nowne there hapned an exceading earthquake in this city of Edo in Japan”とあり，江戸でも地震を感じている。

3) 1646年（正保3年）6月9日（東経141.7°，北緯37.7°，M7.6）

『大猷院実紀』に「この日の地震，奥羽の辺ことに甚しく，仙台の城破損せしとぞ」あるいは「日光山瑞垣井石垣破損せしかば」などの記述がある。ほかに白石城の被害や江戸での震動について記している。

4) 1668年（寛文8年）8月28日（M5.9）

『青山公治家記録』に「去ル七月廿一日，仙台大地震，本丸石垣破損ノ書立絵図，及修補ノ事，上達セラル，御口状書，且先年老中方ノ奉書共ニ公儀使ヲ以テ申次衆マデ達セラル」とあり，以下，石垣の破損について詳細な記述がある。破損した石垣は9箇所，835坪余りに被害の及んだことが記されている。

5) 1677年（延宝5年）4月13日（東経144.0°，北緯38.7°，M8.1）

陸中国南部で強い地震を感じ，その後，大槌浦・宮古浦・鯨ヶ崎浦に津波が押し寄せた。仙台に関しては『延宝日記』に「私領内去十二日之戌刻より地震，同夜中廿四五度，其内強地震，戌之刻，寅之刻両度，同十三日巳刻強めり申候，同十五日迄晝夜度々地震仕候」の記述がある。

6) 1731年（享保16年）10月7日（東経140.6°，北緯37.9°，M6.6）

この地震は桑折で被害が著しく，『有徳院実記』に「松平玄蕃守忠暁が封地奥の桑折，大に地震して，仙台山形に行かふ橋梁八十四落，家数三百余くづれしといえり」の記述がある。また『東藩史稿』には「仙台地震被害多シ，白石城破壊ス」と記され，『片倉代々記』には白石城破損の詳細が述べられている。

7) 1736年（享保21年）4月30日（東経140.8°，北緯38.3°，M6.2）

『東藩史稿』に「仙台地震數十回，所々破損アリ」の記述がある。仙台市史に集録された『獅山公治家記録』には「於仙台去廿日酉刻ヨリ曉二聲テ数十回地震城中所々石塁等，府下所々，及澗橋破壊，其余神社仏閣無恙」と記され，仙台付近がこの地震による被害の中心地域であった可能性が高い。津軽藩の『御日記（江戸）』には「廿日甲寅，快晴，戌刻地震」とあり，江戸でも地震を感じていたことが分かる。

8) 1772年（明和9年，安永1年）6月3日（東経142.7°，北緯39.3°，M7.4）

陸中・陸前両国で強い地震を感じ，沢内・大槌・山田などで山崩れが生じた。仙台藩内では『東藩史稿』に

「封内地大二震ス、墻屋壞取多シ」と記された被害を受けている。ほかに宮城県内の文書としては『米谷郷土史年表』、『花山村史』、『近世日誌（元和元年より歳之吉凶留帳）』に本地震の記述がある。

9) 1835年（天保6年）7月20日（東経141.9°、北緯37.9°、M7.6）

磐城・陸前・羽前3国を中心に強い地震を感じている。『十三朝紀聞』には「陸奥国仙台ノ地大二震ヒ城墨壞レ且ツ海溢レ民家数百ヲ破リ溺死スルモノ算ナシ」と記されている。ほかに『泰平年表』、『校正王代一覽』、『慶弘紀聞』、『地震記』などに仙台城の被害や津波の記述がある。

10) 1836年（天保7年）9月5日（M5.9）

『天保雑記』に「御城下表数多破損」と、『東藩史稿』には「仙台地方大地震アリテ牙城ノ石垣崩レ民家数百ヲ破リテ溺死者多シ」と記されている。宇佐美（1975）はこの地震を前年の地震と混同している可能性があると述べている。

11) 1861年（文久1年）10月21日（東経141.6°、北緯37.7°、M6.4）

陸前・磐城両国を中心に被害を受け、特に陸前国遠田郡・登米郡・桃生郡に被害が集中している（武者，1951；宇佐美，1975）。仙台付近の被害については、『気象集誌』に「家屋破損シ、土蔵破ル」との記述がある。この地震の震央は仙台北東方約40kmの内陸域に求められている。

12) 1897年（明治30年）2月20日（東経141.5°、北緯38.1°、M7.8又は7.3）

岩手・山形・宮城・福島各県に被害が及び、仙台では煉瓦作り2階建て建物のほとんどすべてに亀裂が入った。宇津（1979）はこの地震の震度分布が1978年宮城県沖地震のそれと類似していると述べている。

13) 1897年（明治30年）8月5日（東経143.7°、北緯38.0°、M7.7又は7.2）

震央は仙台沖で、釜石では波高1.2mの、北上川河口では波高0.3-0.6mの津波が押し寄せた。

14) 1897年（明治30年）10月2日（東経142.8°、北緯40.0°、M7.7又は7.2）

震央は仙台沖で、金華山燈台周辺で小規模な被害を受けた。

15) 1900年（明治33年）5月12日（東経141.1°、北緯38.8°、M7.3又は6.8）

宮城県遠田郡で被害が最も大きく、桃生・登米・志田の各郡でも強い振動を感じた。宇津（1979）は、この地震は後述の宮城県北部地震（1962年）の震源に近い場所で発生し、震度分布からみるとそれよりもかなり大きな地震であったと述べている。

16) 1962年（昭和37年）4月20日、宮城県北部地震（東経141.08°、北緯38.44°、M6.5）

田尻町・南方村を中心に被害を受け、国道・鉄道の盛土部分の被害が顕著である。古川市北部の江合橋の橋桁は水平15cm、上下5cmのズレを起こした（佐藤ほか，1962；宇佐美，1975）。家屋の被害や地鳴りの方向についての詳細な調査を基にした震央の決定や、墓石の転倒などの考察が佐藤ほか（1962）、音田（1962）、宮城県（1985）により報告されている。

以上述べた16の地震のうち内陸の活断層に関連すると考えられるものは、1731年、1736年、1861年、1900年の地震及び1962年の宮城県北部地震である。中でも1736年の地震は長町-利府線の活動による可能性が高いと指摘されている（大槻ほか，1977；今泉，1980）。一方、1962年の宮城県北部地震及び推定された震央位置が宮城県北部地震のそれに近接した1861年と1900年の地震の三つは、主たる被害域から判断して、一関-石越撓曲線（松野，1967）に関連する活構造に由来する可能性が強い。なお1731年の地震は、1956年の白石地震とともに、白石-福島活断層系（FUJIWARA，1958；松田，1975；今泉，1980；渡辺，1985；新屋，1985）の活動によるとみられる（大槻ほか，1977）。

Ⅶ. 応用地質

本図幅地域の応用地質に関わる事項として、以下、亜炭・カオリン粘土・砂鉄・地下水・温泉（鉱泉）・土木建築材料・地すべり・地盤沈下及び陥没について簡単に述べる。地震災害については第Ⅵ章に記述してある。

Ⅷ. 1 亜炭

仙台層群の亀岡層・向山層・大年寺層に挟在する亜炭がかつて採掘されていた（以下、北村ほか、1953；奥津，1967の記述による）。特に向山層上部の本鍾^{ほんび}、大年寺層上部の上鍾^{うわび}と呼ばれた亜炭層が主要な稼業対象となっていた。主な炭鉱は仙台市の青葉山地区と宮城町の愛子地区にあつて（第64図）、第2次世界大戦終戦前後の燃料不足の時代には、月産600-1000t級の炭鉱は5鉱を下らなかった。

昭和25年頃の青葉山地区の稼行状況は第8表に示すとおりであるが、数名-10数名の人員が従事して、最大の龍ノ口炭礦では月産450tを出炭していた。しかし同炭礦も昭和40年代初めには月産50t程度となり、現在ではいずれの炭鉱も稼行されていない。

本鍾と称する亜炭層は炭質部も挟むものの大半は木質で、発熱量は4,000-4,500cal、灰分は8-15%である。なおこの木質部のうち木目のはっきりした巨大な幹の部分は埋木細工の材料に用いられていた。

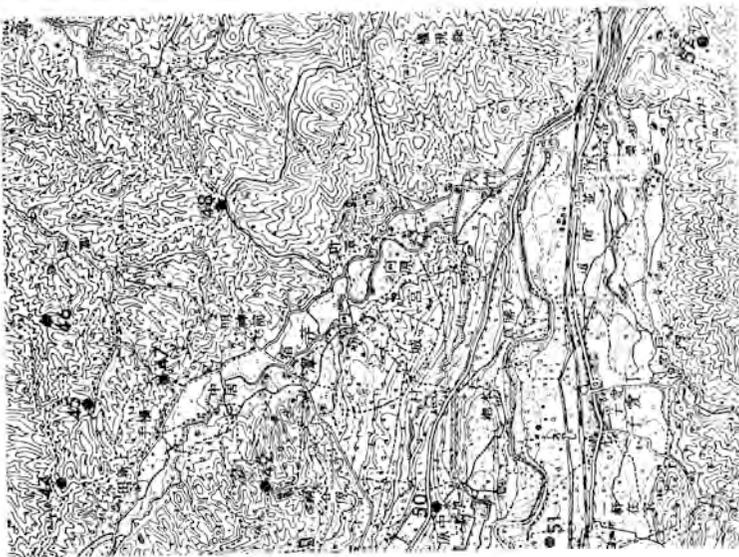
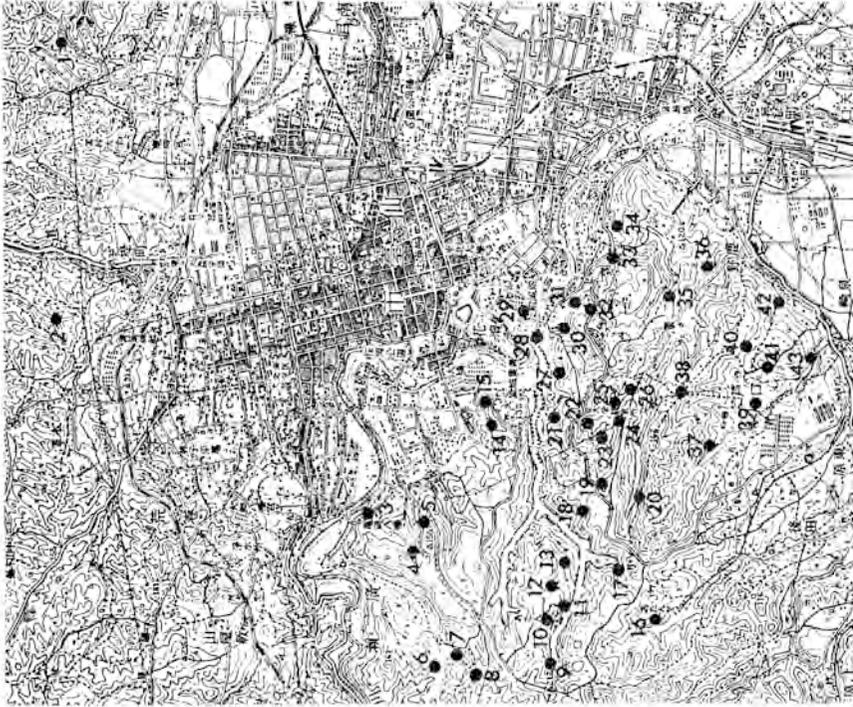
Ⅷ. 2 カオリン粘土

仙台市鶴ヶ谷の七北田層や宮城町大竹付近の仙台層群にはカオリン粘土が挟まれている（以下、岡田ほか、1961の記述による）。もともとこの種の粘土はつつみ人形の原料として徳川時代から利用されていたが、その産地は窯元に近い仙台市台原一帯にあった。また同質の粘土は瓦や陶管の製造及びボーリングの泥水用としても利用された。しかし台原一帯の住宅地化などから採取困難となり、昭和35年頃

第8表 昭和25年頃の稼行亜炭鉱山の例

炭 鉱 名	鉱区番号	出炭状況（月産）	坑内従業員
雲屋炭礦大友礦業所	採登第 319	65 t	
東 炭 礦		（開発中）	2
二平炭礦小野礦業所	採登第 220	10 t	3
丸 八 炭 礦	採登第 103	12 t	2
巳 張 炭 礦	試登第4804	37 t	6
龍ノ口炭礦	採登第 163	450 t	15
千代炭礦	採登第 310	100 t	9
阿部炭礦	採登第 187	20 t	3

北村ほか（1953）による



第64図 旧面旗山分布図 ●印は旗山集落跡又は旧口のはおよその位置を示す。旧口・旗山は復讐数ある。図示されていないものも相当ある。

(昭和30年5月国土地理院発行5万分の1地形図「仙臺」を使用)

- 1：大鶴宮集落，2：丸田沢集落，3：仙崎集落，4：亀崎集落，5：亀崎集落，6：東尾集落，7：松倉集落，8：阿路集落，9：堂ヶ澤集落，10：乾沼集落，11：(不明)，12：赤巻集落，13：白鳥集落，14：千代集落，15：龍ノ口集落，16：金剛沢集落，17：(不明)，18：新屋及清々，19：面掛沢集落？，20：多賀集落，21：丸八集落，22：狸沢集落，23：巴張集落，24：上二ツ沢集落，25：丸八集落，26：二ツ沢集落，27：南大沢集落，28：志麻集落跡木講業所，29：志麻集落跡木講業所，30：日蓮集落？，31：東集落，32：二平集落跡小野講業所，33：二平集落，34：八郎社集落，35：長峯集落，36：鹿野集落，37：芦ノ口集落，38：旭不動集落，39：高沢集落，40：長崎集落，41：六本松集落，42：仙崎集落，43：釜山集落，44：片倉大沢集落，45：(不明)，46：第一曹場集落，47：北光大沢集落，48：新大沢集落，49：首大沢集落，50：赤坂集落，51：中尾集落，52：生田集落

の調査当時、瓦・陶管製造業者及びさく井業者は、仙台市鶴ヶ谷、七北田村（当時）堰場、宮城村（当時）大竹など次第に遠方から原料を搬入するようになっていた。

大竹地区の粘土層ほ田畑から 10-30cm 下位にあり、厚さは 50 cm-1m で、砂質分が少なく微粒、粘着力大である。灰白色-淡褐色で、陶管原料として良質な粘土である。その化学分析値を第9表に示す。

第9表 大竹地区カオリン粘土の化学分析値

SiO ₂	60.92
Al ₂ O ₃	24.60
Fe ₂ O ₃	2.52
CaO	0.88
MgO	0.50
K ₂ O	1.24
Na ₂ O	0.80
灼減	8.12

〔岡田ほか、1961による〕

VIII. 3 砂 鉄

砂鉄鉱床は仙台市梨野鉄山と宮城町芋沢の蒲沢鉄山のいわゆる山砂鉄がある（以下、渡辺、1950；奥津、1967の記述による）。梨野鉄山の砂鉄鉱床は名取層群に含まれているもので、層厚は2-3m、暗緑色-暗褐色を呈する。鉱石の中には鉄・チタンのほかにバナジウムを含むものがある。第2次世界大戦終戦まで不二越鉱業が採掘していたが、それ以降は休山している。

なお山砂鉄のほかに海岸沿いの浜堤堆積物中に、厚さ1-20cm程の海砂鉄がある。

VII. 4 地 下 水

仙台市を中心とする一帯の地下水は、主要な河川の河床下を流れる伏流水と浅層・深層地下水とがある。浅層地下水と深層地下水とは深度30mを境に区分するのが一般的であり、本図幅地域の場合には、大まかに言って、浅層地下水は河岸段丘堆積物や沖積層の上部に、深層地下水は仙台層群や沖積層下部に帯水しているものが対象となる。なお伊達家の居城であった仙台城では、青葉山層と大年寺層との境界から湧き出る「御清水」^{おすず}を飲料水などに利用していた。以下、奥津（1967、1977）、菅原（1980）、環境庁水質保全局（1983）の記述による。

伏流水のうち例えば広瀬川下流部では良質のものは深度10m以浅に分布し、これより深いと鉄分が多くなる傾向がある。水温は10月に最高値が、2-3月に最低値が現れるが、その年較差は8.5℃位である。

浅層地下水は河岸段丘堆積物の礫層中から揚水されている。このうちリン酸・カルシウム分に富むものは仙台市内で酒造用に利用されている。段丘礫層中の地下水は河川沿いを除いて量的には余り豊富ではなく、特に市街地にあっては地表部が人工的に被覆され降水の浸透を妨げているので減少しつつある。ただし藩政時代には清水小路、鹿の子清水の地名が物語るように豊富な浅層地下水が涵養されていた。低地の沖積層上部の浅層地下水は、ごく表層部の砂層中のものは水質は良いが量的に乏しく、それより深いものでは塩分や鉄分が多いという欠点がある。

深層地下水は仙台層群の砂岩や沖積層下部の砂礫層を主な帯水層としている。現在では地下水利用の大半はこの深層地下水に頼っている。昭和56年度の実態調査では仙台市と周辺の4市2町で約26万m³/日の地下水が揚水され、そのうちの3分の2強を農業用水が占めている。残りの3分の1弱は工業

用水・ビル用水・水道用水として利用されている。

深井戸が集中した仙台市の台地では昭和30年代から50年頃までに自然水位が局所的に30-50mも低下し、一方、低地では脱水圧密により地盤沈下を引き起こす事態となっている。

VII. 5 温 泉 (鉱泉)

本図幅地域内には10箇所程の温泉(鉱泉)がある(第65図)。大部分は動力揚湯であり、自然湧水しているのは少ない。温泉(鉱泉)は三滝層分布地域付近と活構造に関連した地域とに所在するが、相互の関係ははっきりしない。以下、奥津(1967)、宮城県衛生部薬務課(1972)、角(1975)を参照し、若干の補足をした。

①道仲坊温泉：詳細不明、建物あり。

②実沢鉱泉：含炭酸食塩泉である。かつてはドライアイス用に利用したほか、沢水に炭酸を圧入して「ユニック炭酸水」として県外にも移出した。昭和19年以来休止し、現在は荒れ果てているが、残された井戸から自然湧出している。

③荒巻温泉：詳細不明、建物あり。

④権現森温泉：詳細不明、建物あり。

⑤三滝温泉：詳細不明、建物あり。

⑥折立温泉：ほとんど無色透明でかすかに炭酸味をもつ単純温泉である。現状は不明だが、開発当時は動力揚湯で、泉温28℃、pH 8.3である。

⑦茂庭温泉：かすかな硫化水素臭と甘味をもつ含芒硝食塩泉である。動力揚湯で、泉温19℃、pH 6.25である。

⑧名取川温泉：単純泉である。動力揚湯で、泉温25℃未満、pH 6.54である。

⑨熊野堂温泉：食塩泉である。動力揚湯で、泉温21.3℃、井戸の深さは400mに達する。

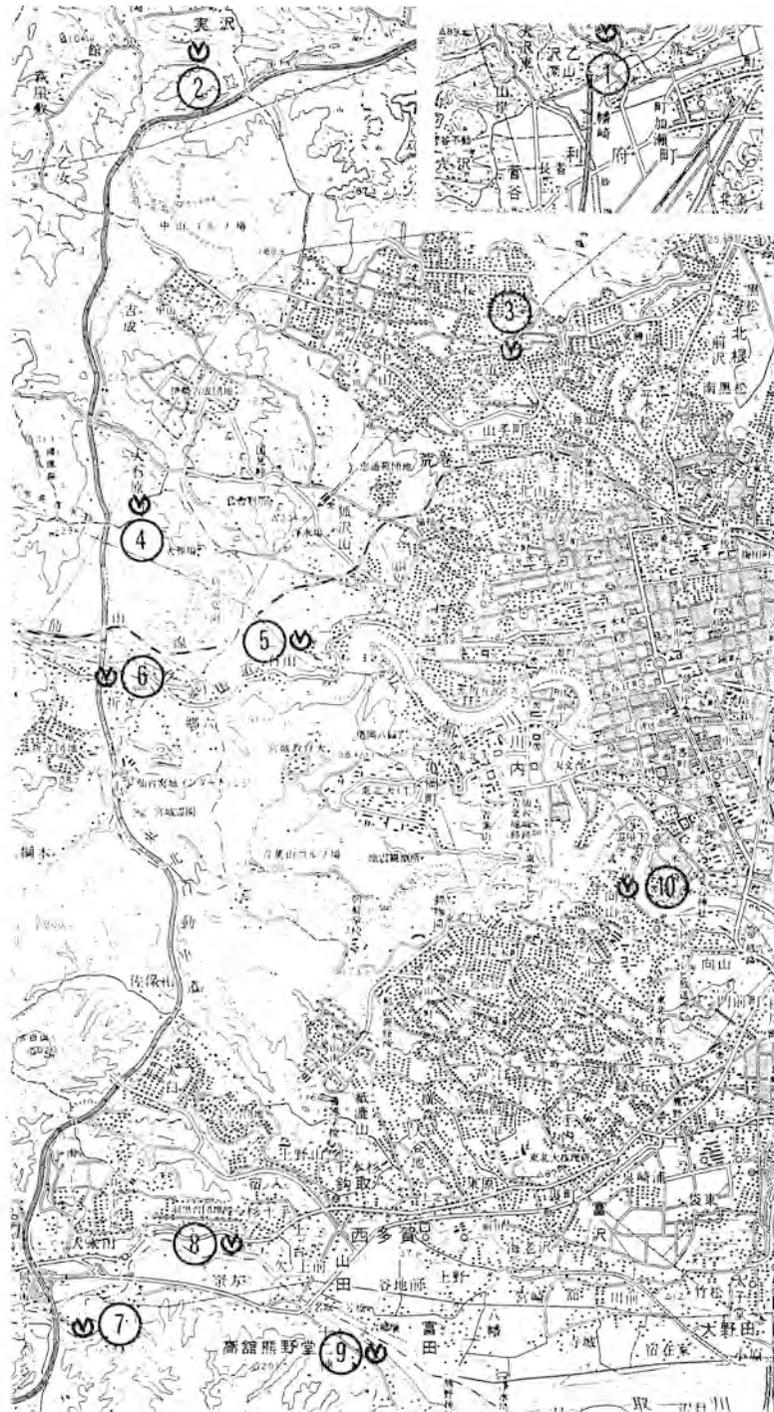
⑩ししおろ鹿落鉱泉：詳細不明、建物あり。

VII. 6 土木建築材料

高館層・三滝層の溶岩、新第三紀の貫入岩、湯元層の凝灰岩及び川砂・川砂利が土木建築材料としての採取対象となる。以下、小貫(1963)、奥津(1967)、山田・阿部(1977)を参照した。

高館層の溶岩及び亀ヶ森と愛宕山の貫入岩が現在盛んに採取され(第37図)、碎石として利用されている。これらは赤石碎石工業(亀ヶ森)、朝陽産業(愛宕山)、仙台碎石(高館熊野堂)、渡幸高館工場(高館川上の大館山)、東京石灰石工業(高館吉田の館山)などの手により年間数万tから50万t程度採取され、道路用やコンクリート用の骨材に供されている。第10表に骨材試験結果の一例を示す。

三滝層の溶岩は古くは仙台城の石垣など築城用材に多量に使われ、また一般には墓石・土台石・敷石・石垣などに利用された。近年は碎石として東北スーパーが50m³/日程度(昭和37年頃)採取したが、現在休止中である。ほかにも数箇所、碎石場の跡がある。



第65図 温泉（鉱泉）分布図 番号は本文の番号に対応する。（国土地理院発行5万分の1地形図「仙台」を使用）。

第10表 高館層産砕石の骨材試験結果

岩石名	比重	単位重量 (t/m ³)	吸水率 (%)	ふるい粗粒率 (%)	洗い試験 (%)	すりへり減量(%) (ダブル試験)	安定性試験 (%)
安山岩	2.70	1.63	2.90	6.68	0.09	11.4	7.4
安山岩	2.58	1.59	1.82	7.32	0.09	6.78	—

(小貫, 1963による)

湯元層の凝灰岩は「川崎」図幅地域で産する秋保石と称するものがあるが、本図幅地域内には月山池南方約500mの地点に石切場の跡が残されているのみである。

川砂・川砂利は七北田川・広瀬川・名取川の現河床から採取されている。採取対象となっている砂利層の厚さは3-5mであるが、七北田川では“死に石”（軟岩）が多く、主に川砂を採取している。

VIII. 7 地すべり

本図幅地域内には数箇所の地すべりが知られている。また1978年宮城県沖地震の際には住宅地の人工地盤（埋谷土地域）に亀裂が入り、小規模な地すべりも発生している。以下、奥津（1967, 1977）、東北大学理学部地質学古生物学教室（1979）、地学団体研究会仙台支部（1980）を参照した。地すべりの名称と箇所は次のとおりである。

放山地すべり：仙台市石山付近の名取川両岸沿い

宮城霊園地すべり（仮称）：宮城町宮城霊園北側の斜面

金剛沢地すべり：東北工業大学グラウンド東側の沢

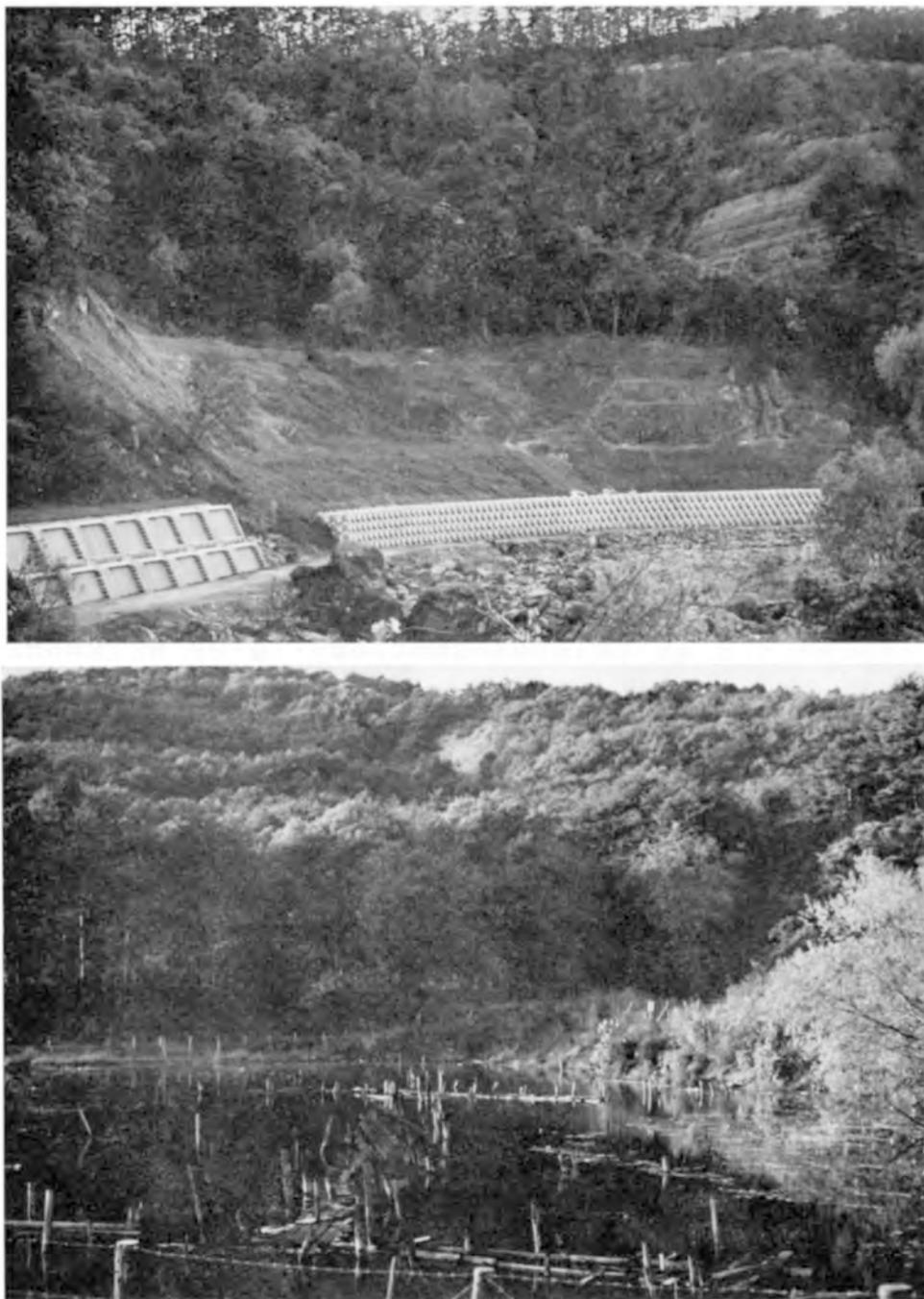
野草園地すべり：仙台市大年寺山北斜面の地すべりで、南斜面の小規模な画扇園地すべりと併せて大年寺地すべりとも言う。

放山地すべりは三滝層及び梨野層中に発生しているもので、空中写真や地形図上でその地すべり地形を明瞭に読むことができる。この地すべりは明治42年頃発生し、現在もわずかながら進行しているので、傾斜計やひずみ計で監視されている。放山の名称は広瀬川左岸側にある地すべりの移動岩塊が小高い山をなしていることに由来するとされる。昭和16年・43年に仙山線を通じた地すべりも放山地すべりの外帯をなす部分を占めている。

放山地すべりの直接の被害は石垣の亀裂・膨み、道路のずれ、家屋の柱の浮き上がりに表れている。地すべりの原因は層理面に沿って浸透した地下水によるすべり粘土の形成に求められるが、地域一帯が広瀬川に向かって急斜面をなしていることも一因である。なお広瀬川右岸側の地すべり地は、現在斜面保護の工事が行われている（第66図）。

宮城霊園地すべりは三滝層にアバットの関係で接する仙台層群中に認められるものである。ここでは幾つかの階段状にクリーブした土塊が見られるが、現在の動きは明らかではない（第53図）。

金剛沢地すべりは青葉山層と大年寺層の境界に沿って昭和26年9月の豪雨時に発生し、この時は住宅2棟を押しつぶし、死者2人の被害を出した。地すべりの全長は約150-300m、幅は約100-150mである（盛合・佐々木, 1975）。雨水を通しやすい青葉山層の礫層の地下水位が高くなると発生する可



第66図 放山地すべり地（仙台市石山）

上の写真が広瀬川右岸側，下が左岸側で，いずれも後方の地肌に見える部分が滑落崖である。

能性があり、実際昭和26年以来、何度かすべりを繰り返していた。水平ボーリングによる水抜き工法や防護柵が施され、現在では動きがほとんど止まっている。

野草園地すべりは金剛沢地すべりと同様、青葉山層と大年寺層との境界に沿って発生したもので、その発端は昭和20年に始まっている。この地域はもともと縦の林であったが、軍用材として切り出されたため、雨水の浸透が促進されて小さな地すべりの発生につながった。そして昭和23年のアイオン台風の大雨の時に東西幅300mにわたって大きな地すべりが起こった。この地すべり斜面上に現在の野草園があり、昭和40年頃は年間0.5-1mの移動量を示していた。現在はひずみ計や地盤伸縮計で監視されている。

大年寺山一帯の地質の特徴の一つは、北西側に青葉山層を切る逆断層（大年寺山断層）があることと地層が背斜構造をなしていることであり、これも地すべりが起こりやすい条件となっている。野草園地すべりのすべり面の深さは10-20mで、そこに10-25cmの厚さのすべり粘土が存在する。

以上のほかに、名取市大沢の地すべりと仙台市人來田^{ひときた}東方の国道286号線沿いの崖崩れがある。人來田における昭和57年の事例については橘（1983）の報告がある。人來田東方の崖崩れの現場は比高の大きい急斜面で、現在はコンクリートが吹きつけられている。

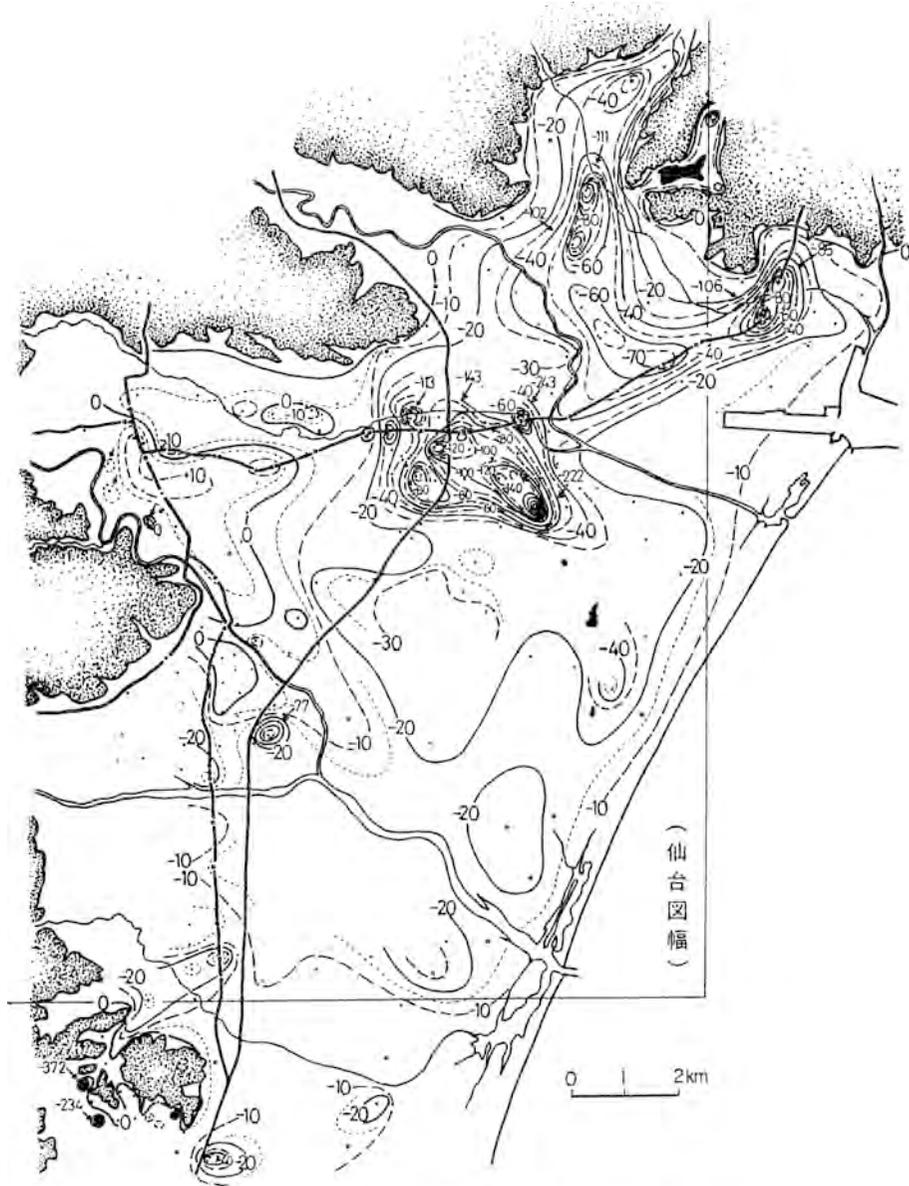
1978年宮城県沖地震の際には丘陵の住宅地の埋谷土の亀裂・崩壊が発生した（第62図）。崩壊は円弧すべりや地塊すべりの形態を示したものと擁壁などの崩れとがある。被害を受けた地域は明らかに埋谷土の部分に集中している。亀裂・崩壊は埋谷斜面や谷底のもとの植生・土壌・形状、埋谷土材料の質と締めり具合など様々な要素が複合して発生した。なお本地震による様々な被害については第IV章2節に記述してある。

Ⅶ. 8 地盤沈下・陥没

本図幅地域では低地、特に泥炭分布地域の地盤沈下と旧亜炭坑道の崩壊による地盤の陥没が問題になっている。また仙台市の台地部にも地盤沈下の徴候がある。以下、奥津（1967, 1977）、環境庁水質保全局（1983）、仙台市衛生局環境公害部（1984）を参照した。

地盤沈下は地表部に重量物を設置した場合や地下水を大量又は急激に抜いた時に起こり得るが、仙台市東部の低地のように泥炭層が地下に発達するところではその条件が備わっている。広瀬川。名取川以北の低地は工業用水法の地域指定を受け、またその一部は宮城県の地盤沈下防止対策要綱が適用されて地下水採取には規制が設けられている。しかし、昭和49-58年の測量期間では、累計最大20cm余りの沈下が観測され（第67図）、その後も場所によって沈下は進行している。

旧亜炭坑道の崩壊による地面の陥没は、特に本鍾と称する向山層中の亜炭採掘跡の直上に発生している。坑道天盤側のかぶりが薄いところでは顕著であり、これにより仙台市向山・ニッ沢・八木山動物公園付近では亀裂の発生と陥没をみている。



第67図 地盤沈下等量線図 (仙台市衛生局環境公害部, 1984, 図-403より)

数字は昭和49年7月-58年9月までの累積沈下量 (mm) を示す。

文 献

- 阿部智彦・青木謙一郎 (1969) 東北日本の新第三紀塩基性火山岩類の岩石学, 2 高館高アルミナ玄武岩. 岩石鉱物鉱床学会誌, vol. 62, p. 177-190.

- 阿部智彦・青木謙一郎・舟山裕士 (1976) 仙台周縁地域の新第三紀火山岩類の化学組成について. 岩石鉱物鉱床学会誌, vol. 71, p. 137-146.
- 秋葉文雄・柳沢幸夫・石井武政 (1982) 宮城県松島周辺に分布する新第三系の珪藻化石層序. 地調月報, vol. 33, p. 215-239.
- 青木謙一郎 (1967) 東北日本の新第三紀塩基性火山岩類の岩石学, 1 三滝ソレアイト. 岩石鉱物鉱床学会誌, vol. 58, p. 180-187.
- 青木直昭 (1960) 仙台地方の第三系の層序について. 地質学雑誌, vol. 66, p. 17-26.
- AOKI, N. (1961) Foraminifera from the Imozawagawa Formation in Sendai, Japan. *Trans. Proc. Palaeont. Soc. Japan, N. S.*, no. 41, p. 15-20.
- 浅野 清 (1937) 仙臺附近茂庭層の有孔蟲化石. 附新種の記載 (英文). 地質学雑誌, vol. 44, p. 28-35.
- 坂東祐司 (1958) 利府層から *Protrachyceras* の発見とその意義について. 地質学雑誌, vol. 64, p. 348-350.
- BANDO, Y. (1963a) A dibranchiate cephalopod from the Rifu Formation (Triassic) near Hamada, Shiogama City, Miyagi Prefecture, Japan. *Trans. Proc. Palaeont. Soc. Japan, N. S.*, no. 50, p. 46-50.
- (1963b) On some Middle Triassic fossil cephalopods from Japan, With a note on the Middle Triassic formations in Japan. *Japan. Jour. Geol., Geogr.*, vol. 35, p. 123-137.
- (1964) The Triassic stratigraphy and ammonite fauna of Japan. *Sci. Rep. Tohoku Univ., 2nd ser. (Geol.)*, vol. 36, p. 1-137.
- BLOW, W. H. (1969) Late Middle Eocene to Recent planktonic foraminiferal biostratigraphy. In BRÖNNIMANN, P. and RENZ, H. H. eds., *Proc. 1st Int. Conf. Planktonic Microfossils. Geneva, 1967*, E. J. Brill, Leiden, vol. 1, p. 199-421.
- 地学団体研究会仙台支部 (1968) 仙台の地学. 東北教育図書, 仙台, 100 p.
- (1974) 新版仙台の地学. 東北教育図書, 仙台, 152 p.
- (1980) 新編仙台の地学. きた出版, 仙台, 178 p.
- CHINZEI, K. (1978) Neogene molluscan faunas in the Japanese Islands: an ecologic and zoogeographic synthesis. *The Veliger*, vol. 21, p. 155-170.
- 鎮西清高 (1979) 門ノ沢-三戸地域(1). 土 隆一編, 日本の新第三系の生層序及び生代層序に関する基本資料, 静岡大学, 静岡, p. 50-52.
- (1984) デスモスチルス類の産状と時代的・古地理的分布. 地団研専報, no. 28, p. 13-23.
- 江口元起 (1944) 仙南地方茂庭介層の扇子貝. 地質学雑誌, vol. 51, p. 132-134.
- ENDŌ, S. and OKUTSU, H. (1936) *Glyptostrobus* cone from the *Liriodendron* Bed near Sendai. *Proc. Imp. Acad.*, vol. 12, p. 138-140.
- and ——— (1939) Fossil cones of balsam fir from Sendai. *Jour. Geol. Soc. Japan*, vol. 46, p. 461-463.

- FISHER, R. V. and SCHMINCKE, H.-U. (1984) Submarine volcanoclastic rocks. *Pyroclastic rocks*, Springer-Verlag, Berlin, p. 265-296.
- 藤岡一男 (1949) 東北日本内帯臺島期植物群の2型. 地質学雑誌, vol. 55, p. 177.
- 藤田至則・木野崎せつ子 (1960) 槻木層の検討—阿武隈山地北縁の第三系(その6)—. 地質学雑誌, vol. 66, p. 297-304.
- ・小池 清 (1953) 宮城縣鹽竈市付近の中新統. 地質学雑誌, vol. 59, p. 420-423.
- ・沓沢 新・三梨 昂 (1965) 堆積盆地の境界部に発達する断層の研究(1). 地球科学, no. 76, p. 1-14.
- FUJIWARA, K. (1958) Some considerations of recent faulting in the western fringe of the Fukushima Basin. *Sci. Tohoku Univ., 7th ser. (Geogr.)*, vol. 7, p. 1-19.
- 伯野元彦・藤野陽三・片田敏行・松原勝巳 (1979) 1978年宮城県沖地震被害調査報告—土木関係を主として—. 地震研究所彙報, vol. 54, p. 351-398.
- 浜田康史 (1981) 宮城県黒川郡富谷町周辺の地質. 東北大学理学部地質学古生物学教室卒業論文 (M.S.).
- 半澤正四郎 (1935) 仙臺市附近より *Lepidocyclus* の発見. 地質学雑誌, vol. 42, p. 533-534.
- HANZAWA, S. (1950) Tertiary paleogeography of north Japan. *Short Papers, I. G. P. S.*, no. 2, p. 74-98.
- , HATAI, K., IWAI, J., KITAMURA, N. and SHIBATA, T. (1953) The geology of Sendai and its environs. *Sci. Rep. Tohoku Univ., 2nd ser. (Geol.)*, vol. 25, p. 1-50.
- 長谷浩明 (1965) 仙台付近海岸平野下の埋積地系と第四系. 東北地理, vol. 17, p. 158-163.
- 長谷弘太郎 (1967) 宮城県沖積平野の地質学的研究. 東北大学理学部地質学古生物学教室研究邦文報告, no. 64, p. 1-45.
- HATAI, K. (1936) Neogene Brachiopoda from Japan. *Japan. Jour. Geol. Geoger.*, vol. 13, p. 283-324.
- (1940) Cenozoic Brachiopoda of Japan. *Sci. Rep. Tohoku Imp. Univ., 2nd ser. (Geol.)*, vol. 20, p. 1-413.
- (1959) Discovery of a Miocene elephant molar from the Sen-nan district, Miyagi Prefecture, northeast Japan. *Saito Ho-on Kai Mus. Res. Bull.*, no. 28, p. 1-5.
- (1966) Some fossil stingrays from northeast Japan. *Saito Ho-on Kai Mus. Res. Bull.*, no. 34, p. 15-18.
- , HAYASAKA, S. and MASUDA, K. (1963) Some fossil tympanics from the Mizuho Period of northern Japan. *Saito Ho-on Kai Mus. Res. Bull.*, no. 32, p. 5-17.
- and MASUDA, K. (1960) A new Miocene *Myadora* from Sendai, Miyagi Prefecture, northeast Honshu, Japan. *Saito Ho-on Kai Mus. Res. Bull.*, no. 29, p. 32-34.
- and (1967) The stratigraphic position of *Trilophodon sendaicus* MATSUMOTO in the Mizuho-tô of Sendai City, Miyagi Prefecture. *Saito Ho-on Kai Mus. Res. Bull.*,

no. 35, p. 1-10.

- HATAI, K., MASUDA, K. and NODA, H. (1973) Marine fossils from the Moniwa Formation distributed along the Natori River, Sendai, northeast Honshu, Japan. Part 1, Brachiopoda from the Moniwa Formation. *Saito Ho-on Kai Mus. Res. Bull.*, no. 42, p. 9-19.
- , ——— and ——— (1974a) Marine fossils from the Moniwa Formation along the Natori River, Sendai, northeast Honshu, Japan. Part 2, Problemation from the Moniwa Formation. *Trans. Proc. Palaeont. Soc. Japan, N. S.*, no. 95, p. 364-370.
- , ——— and ——— (1974b) Marine fossils from the Moniwa Formation distributed along the Natori River, Sendai, northeast Honshu, Japan. Part 3, shark teeth from the Moniwa Formation. *Saito Ho-on Kai Mus. Res. Bull.*, no. 43, p. 9-25.
- , ——— and ——— (1974c) Marine fossils from the Moniwa Formation distributed along the Natori River, Sendai, northeast Honshu, Japan. Part 4, a new species of Chlamys. *Saito Ho-on Kai Mus. Res. Bull.*, no. 43, p. 35-41.
- , ——— and ——— (1976) Marine fossils from the Moniwa Formation distributed along the Natori River, Sendai, northeast Honshu, Japan. Part 5, some balanomorphs from the Moniwa Formations. *Saito Ho-on Kai Mus. Res. Bull.*, no. 44, p. 9-21.
- , MURATA, M. and MASUDA, K. (1965) A sting ray and eagle ray from the Tatsunokuchi Formation (Pliocene) in Sendai City, Miyagi Prefecture, Japan. *Trans. Proc. Palaeont. Soc. Japan, N. S.*, no. 57, p. 34-37.
- HATTORI, M. (1966) A preliminary report on the internal structures of some unconsolidated marine sediments from Sendai Bay. *Saito Ho-on Kai Mus. Res. Bull.*, no. 34, p. 19-27.
- HAYAMI, T. (1976) Cheilostomatous Bryozoa from the Moniwa Formation. *Saito Ho-on Kai Mus. Res. Bull.*, no. 44, p. 39-51.
- HAYASAKA, I. (1922) On the Tertiary Brachiopoda from Japan. *Sci. Rep. Tohoku Imp. Univ.*, 2nd ser. (Geld.), vol. 6, p. 139-164.
- , (1993) *Coptothyris grayi aomoriensis* fossils. *Japan. Jour. geol. Geogr.*, vol. 10, p. 125-128.
- HAYASAKA, S. (1966) Four Triassic gastropods from the Rifu Formation near Hamada, Shio-gama Cty, Miyagi Prefecture, Japan. *Sci. Rep. Kagoshima Univ.*, no. 15, p. 25-33.
- 林 正雄・藤田 誠 (1985) Grain by grain 法による年代測定データから異質粒子を推定する統計的手法. *地質学雑誌*, vol. 91, p. 403-409.
- HONDA, N. (1981) Upper Cenozoic calcareous nannofossil biostratigraphy of the Pacific side of Japan. Dissertation, Tohoku Univ. (MS.).
- 市川浩一郎 (1951) 宮城縣利府附近の三疊紀層. *地質調査所報告特別号 A*, p. 23-25.
- IMAIZUMI, R. (1952) *Mursia takahashii* n. sp. (Brachyura) from Goishi in the Sendai area. *Short Papers, I. G. P. S.*, no. 4, p. 88-95.

- 今泉俊明 (1980) 東北地方南部の活断層. 西村嘉助先生退官記念地理学論文集, p. 21-26.
- 稲井 豊 (1939) 仙臺附近新生代層の層序に就きて. 矢部長克教授還暦記念論文集, vol. 1, p. 351-370.
- 犬塚則久・村井武文 (1980) 茂庭層産 *Paleoparadoxia tabatai* の下顎左側第3大白歯について. 地球科学, vol. 34, p. 105-108.
- 石井武政 (1985) 北上河谷地域南部の地質学的研究. 東北大学理学部地質学古生物学教室 (MS.).
- ・加藤 完・寒川 旭 (1985) α トラック法による長町-利府線の断層調査 (予報). 地調月報, vol. 36, p. 111-118.
- ・柳沢幸夫 (1983) 利府花崗岩類の岩石記載と K-Ar 年代. 地調月報, vol. 34, p. 561-565.
- ・———・山口昇一 (1983a) 松島湾周辺に分布する中新世軽石凝灰岩のフィッショソ・トラック年代. 地調月報, vol. 34, p. 139-152.
- ・———・——— (1983b) 塩竈地域の地質. 地域地質研究報告 (5 万分の 1 地質図幅). 地質調査所, 112 p.
- ・———・———・阿部智彦 (1982a) 塩竈地域の中新世火山岩の K-Ar 年代 - *Actinocyclus ingens* ゾーンと *Denticulopsis lauta* ゾーンの境界の年代に関連して-. 地調月報, vol. 33, p. 425-431.
- ・———・———・寒川 旭・松野久也 (1982b) 松島地域の地質. 地域地質研究報告 (5 万分の 1 地質図幅), 地質調査所, 121 p.
- ISHIWARA, Y. (1921) On some fossil shark-teeth from the Neogene of Japan. *Sci. Rep. Tohoku Imp. Univ., 2nd ser. (Geol.)*, vol. 5, p. 61-74.
- ISHIZAKI, K. (1966) Miocene and Pliocene ostracodes from the Sendai area, Japan. *Sci. Rep. Tohoku Univ., 2nd ser. (Geol.)*, vol. 37, p. 131-163.
- 伊藤 信・佐藤房二 (1979) 仙台市. 竹内理三他編, 角川日本地名大辞典, 4, 宮城県, 角川書店, 東京, p. 567-596.
- 岩井淳一 (1949) 仙台附近の新生代層. 地球科学, no. 1, p. 23-27.
- 蟹澤聡史 (1985) 仙台周辺に分布する愛島火山灰層と, その中に含まれる特異な石質岩片について. 日本地質学会第 92 年学術大会講演要旨集, p. 309.
- 環境庁水質保全局 (1983) 全国の地盤沈下地域の状況 (昭和 56 年度) 資料集. 109 p.
- 笠原泰子 (1974) 宮城県泉市根白石周辺の地質. 東北大学理学部地質学古生物学教室卒業論文 (MS.).
- 槽谷正雄 (1982) 宮城県泉市板白石付近の地質. 東北大学理学部地質学古生物学教室卒業論文 (MS.).
- 加藤磐雄 (1949) 岩石の磁方位による地質現象の二三の解析に就て (1) - 宮城県槻木附近の凝灰岩層に就て-. 岩石鉱物鉱床学会誌, vol. 33, p. 27-33.
- 活断層研究会 (1980) 日本の活断層一分布図と資料. 東京大学出版会, 東京, 363 p.
- 河野義禮 (1935) 太白山火山岩の化学岩石学的研究. 岩石鉱物鉱床学会誌, vol. 14, p. 177-185.
- ・青木謙一郎 (1959) 2, 3 の斑晶灰長石及び含灰長石塩基性火山岩類について. 岩石鉱物

- 鉱床学会誌, vol. 43, p. 275-281.
- 河野義禮・植田良夫 (1965) 本邦産火成岩の K-A dating(Ⅲ) —阿武隈山地の花崗岩類—. 岩石鉱物鉱床学会誌, vol. 54, p. 162-172.
- 北村 信 (1959) 東北地方における第三紀造山運動について—(奥羽脊梁山脈を中心として)—. 東北大学理学部地質学古生物学教室研究邦文報告, no. 49, p. 1-98.
- (1963) グリーンタフ地域における第三紀造山運動. 化石, no. 5, p. 123-137.
- (1967) 宮城県の地質. 宮城県20万分の1地質図及び同説明書, 宮城県商工労働部中小企業課, 32 p.
- (1980a) 表層地質図「松島」及び同説明書. 5万分の1土地分類基本調査, 宮城県, p. 20-28.
- (1980b) 表層地質図「吉岡」及び同説明書. 5万分の1土地分類基本調査, 宮城県, p. 21-31.
- ・丸山修司・森 和雄・高橋兵一・高橋 稠 (1953) 仙台市周縁部地質調査報告 (第1報). 地調月報, vol. 4, p. 569-576.
- ・大沢 穠・中川久夫 (1983) 吉岡地域の地質. 地域地質研究報告 (5万分の1地質図幅), 地質調査所, 50 p.
- ・柴田豊吉・上田 朗 (1955) 松川浦周辺地域の地質及び構造. 東北大学理学部地質学古生物学教室研究邦文報告, no. 45, p. 84-96.
- 小林巖雄 (1962a) 宮城県仙台市西方における新第三系“白沢層”の層相変化とその堆積環境. 地質学雑誌, vol. 68, p. 141-151.
- (1962b) 宮城県仙台地方の新第三系に関する新知見. 地質学雑誌, vol. 68, p. 181-189.
- KOIZUMI, I. (1973) Marine diatom flora of the Pliocene Tatsunokuchi Formation in Miyagi Prefecture. *Trans. Proc. Palaeont. Soc. Japan, N. S.*, no. 79, P. 126-136.
- (1985) Diatom biochronology for late Cenozoic northwest Pacific. *Jour. Geol. Soc. Japan*, vol. 91, p. 195-211.
- 国土庁土地局国土調査課 (1979) 全国地下水(深井戸)資料台帳東北編. 740 p.
- 今田 正・植田良夫 (1980) 東北地方の第三紀火山岩の K-Ar 年代. 岩石鉱物鉱床学会誌特別号, no. 2, p. 343-346.
- 久保田光明 (1982) 宮城県柴田郡川崎町村田町付近の地質について. 東北大学理学部地質学古生物学教室卒業論文 (MS.).
- 黒丸惟光 (1979) 仙台西南部大沢山周辺地域の地質. 東北大学理学部地質学古生物学教室卒業論文 (MS.).
- MANABE, K. (1979-1980) Magnetostratigraphy of the Yamato Group and the Sendai Group, northeast Honshu, Japan (I), (II). *Sci. Rep. Fukushima Univ.*, no. 29, p. 51-65, no. 30, p. 49-71.
- 丸山俊明 (1981) 仙台地域. 土 隆一編, 日本の新第三系の生層序及び年代層序に関する基本資料

- 「続編」, 静岡大学, 静岡, p. 28-29.
- MARUYAMA, T. (1984 a) Miocene diatom biostratigraphy of onshore sequences on the Pacific side of northeast Japan, with reference to DSDP Hole 438 A (part 1). *Sci. Rep. Tohoku Univ., 2 nd ser. (Geol.)*, vol. 54, p. 141-164.
- (1984b) Miocene diatom biostratigraphy of onshore sequences on the the Pacific side of northeast Japan, with reference to DSDP Hole 438A (Part 2). *Sci. Rep. Tohoku Univ., 2 nd ser. (Geol.)*, vol. 55, p. 77-140.
- 増田孝一郎 (1957) 仙台北部, 七北田層下部についての一考察. 地質学雑誌, vol. 63, p. 704-710.
- MASUDA, K. (1960) On the Miocene Pectinidae from the environs of Sendai : part 17, Summary. *Trans. Proc. Palaenont. Soc.. Japan, N. S., no. 39, p. 293-300.*
- (1962) Tertiary Pectinidae of Japan. *Sci. Rep. Tohoku Univ., 2 nd ser. (Geol.)*, vol. 33, p. 177-238.
- (1968) Sandpipes penetrating igneous rocks in the environs of Sendai, Japan. *Trans. Proc. Palaenont. Soc.. Japan, N. S., no. 72, p. 351-362.*
- 増田孝一郎 (1969) 茂庭層の貝化石群集. 化石, no. 17, p. 29-40.
- (1977) 硬質岩中のカモメガイ属の巢穴化石. 藤岡一男教授退官記念論文集, p. 355-365.
- MASUDA, K. and TAKEZAWA, R. (1961) On an interesting sand-pipe from the environs of Sendai, Miyagi Prefecture, northeast Horshu, Japan. *Saito Ho-on Kai Mus. Res. Bull.*, no. 30, p. 39-46.
- 松田時彦 (1973) 福島盆地西縁活断層系. 日本地質学会第80年学術大会講演要旨集, p. 281.
- 松井 健・加藤芳朗 (1962) 日本の赤色土壌の生成時期・生成環境にかんする二, 三の考察. 第四紀研究, vol. 2, p. 161-179.
- MATSUMARU, K. (1971) Studies on the Genus *Nephrolepidina* in Japan. *Sci. Rep. Tohoku Univ., 2 nd ser. (Geol.)*, vol. 42, p. 97-185.
- MATSUMOTO, Hideaki (1981) Developmental process of alluvial coastal plain related to the Holocene sea-level change. *Sci. Rep. Tohoku Univ., 7 th ser. (Geogr.)*, vol. 31, p. 155-171.
- MATSUMOTO, Hikoshichiro (1930) On the marine fauna of three fossil zones of the upper Miocene of the Natori district, Province of Rikuzen. *Sci. Rep. Tohoku Imp. Univ., 2 nd ser. (Geol.)*, vol. 13, p. 95-110.
- 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, 24 p.
- 三品正明・増田 徹・高木章雄・広島俊男・須田芳朗・小川健三 (1981) 仙台平野の重力異常について (2). 物理探査学会昭和56年春季講演会講演予稿集, p. 78-79.
- 三浦光生 (1972) 宮城県黒川郡富谷町付近の地質. 東北大学理学部地質学古生物学教室聴講生論文 (MS.).
- 宮城県 (1980) '78年宮城県沖地震災害の教訓=実態と課題=. 406 p.

- 宮城県 (1985) 宮城県地震地盤図 (宮城県地震地盤図作成調査報告書, 257 p.) 全34葉.
- 宮城県衛生部薬務課 (1972) 宮城県の温泉第二版, 184 p.
- 文部省震災豫防評議會 (1941) 増訂大日本地震史料. 鳴鳳社, 東京, 第一巻, 945 p. 第二巻, 754 p., 第三巻, 945 p.
- 盛合禱夫・佐々木康二 (1985) 仙台附近の地すべりと不整合についての研究. 応用地質, vol. 16, p. 195-203.
- 村山良之 (1980) 宮城県沖地震による仙台周辺の住宅地における被害—住宅地の地震に対する土地条
件—. 東北地理, vol. 32, p. 1-10.
- 武者金吉 (1951) 日本地震史料. 毎日新聞社, 東京, 350 + 12 p.
- NAGAO, T. (1940) On a new Brachyura crab from the Tatunokuti bed of Sendai, Miyagi
prefecture. *Jour. Fac. Sci. Hokkaido Imp. Univ.*, ser. 4, vol. 6, p. 69-73.
- 中川久夫 (1961) 本邦太平洋沿岸地方における海水準静的変化と第四紀編年. 東北大学理学部地質学
古生物学教室研究邦文報告, no. 54, p. 1-61.
- NAKAGAWA, H. (1964) Assemblage of graded plains in the lowland areas of the Tohoku
region, Japan, part 1. *Saito Ho-on Kai Mus. Res. Bull.*, no. 33, p. 43-47.
- 中川久夫 (1982) 宮城県沖地震と地盤災害. 日本科学者会議編, 現代の災害, 水曜社, p. 99-114.
- ・小川貞子・鈴木養身 (1960) 仙台付近の第四系および地形(1). 第四紀研究, vol. 1, p. 219
-227.
- ・相馬寛吉・石田琢二・竹内(小川)貞子 (1961) 仙台付近の第四系および地形(2). 第四紀
研究, vol. 2, p. 30-39.
- NAKAMURA, M. (1940) On some Pectinidae fossils from the Miocene deposits of the Tomiya
block, Miyagi-ken, northeast Honsyū, Japan. *Japan. Jour. Geol. Geogr.*, vol. 17, p. 1-15.
- 中村万次郎 (1941) 富谷地塊の地史の研究. 東北帝国大学理学部地質学古生物学教室卒業論文 (MS.).
- 中田 高 (1978) 宮城県沖地震による仙台市周辺の家屋被害と地形 (速報) —地震環境の把握のため
に—. 地理, vol. 23, no. 9, p. 87-97.
- ・村山良之・菅沼 健 (1979) 地震環境の量的把握に関する一提案. 地理, vol. 24, no. 9,
p. 73-83.
- ・大槻憲四郎・今泉俊文 (1976) 仙台平野西縁・長町一利府線に沿う新期地殻変動. 東北地
理, vol. 28, p. 111-120.
- 根本忠寛 (1930) 仙臺市外三瀧附近に發達せる安山岩質玄武岩に就て(1), (2), (3). 岩石鉱物鉱床学会
誌, vol. 3, p. 383-390, vol. 4, p. 17-28, p. 68-80.
- 新妻信明 (1967) 宮城県仙南地方の層位学および構造地質学的研究. 東北大学理学部地質学古生物学
教室修士論文 (MS.).
- 西山省三 (1936) 日本産化石 *Echinolamps*. 地質学雑誌, vol. 43, p. 423-425.
- 能 登志雄・中村嘉男 (1967) 地形各論仙台 (5 万分の 1). 経済企画庁, 国土調査, 土地分類基本
調査第 70 号, 29 p.

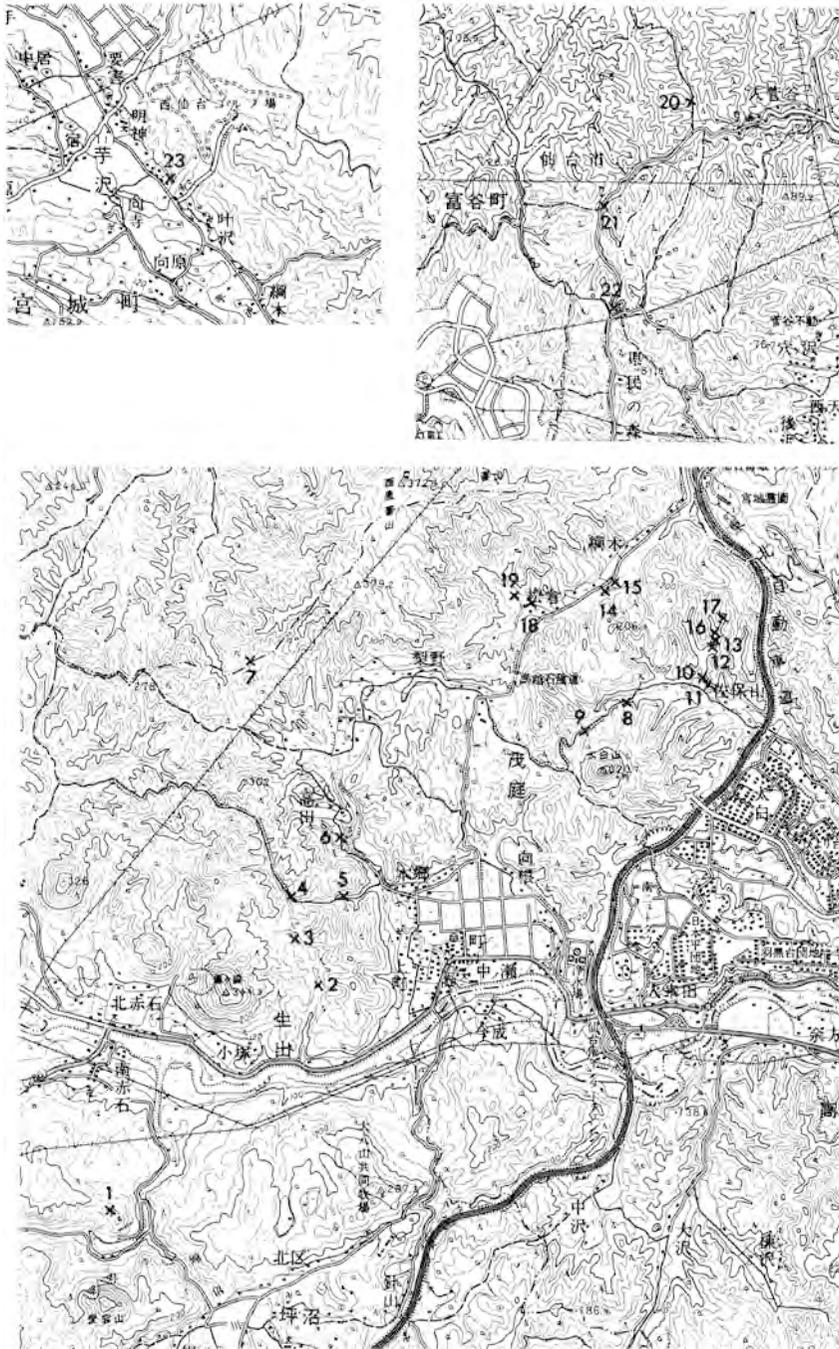
- NOMURA, S. (1938) Molluscan fossils from the Tatunokuti Shell Bed exposed at Gōroku cliff in the western border of Sendai. *Sci. Rep. Tohoku Imp. Univ., 2nd ser. (Geol.)*, vol. 19, 235-275.
- (1940) Molluscan fauna of the Moniwa Shell Bed exposed along the Natori-gawa in the vicinity of Sendai, Miyagi Prefecture, Japan. *Sci. Rep. Tohoku Imp. Univ., 2nd ser. (Geol.)*, vol. 21, p. 1-46.
- and HATAI, K. (1937) A list of the Miocene Mollusca and Brachiopoda collected from the region lying north of the Nanakita River in the vicinity of Sendai, Rikuzen Province, Japan. *Saito Ho-on Kai Mus. Res. Bull.*, no. 13, p. 121-145.
- and ONISI, H. (1940) Neogene Mollusca from the Sennan district, Miyagi Prefecture, Japan. *Japan. Jour. Geol. Geogr.*, vol. 17 p. 181-194.
- ODA, M. (1977) Planktonic foraminiferal biostratigraphy of the late Cenozoic sedimentary sequence, Central Honshu, Japan. *Sci. Rep. Tohoku Univ., 2nd ser. (Geol.)*, vol. 48, p. 1-72.
- , HASEGAWA, S., HONDA, N., MARUYAMA, T. and FUNAYAMA, M. (1984) Integrated biostratigraphy of planktonic foraminifera, calcareous nannofossils, radiolarians and diatoms of middle and upper Miocene sequences of central and northeast Honshu, Japan. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, vol. 46. p. 53-69.
- 尾田太良・酒井豊三郎 (1977) 旗立層中・下部の微化石層位—浮遊性有孔虫・放散虫—。藤岡一男教授退官記念論文集, p. 441-456.
- ・——— (1979) 仙台地域。土 隆一編, 日本の新第三系の生層序及び年代層序に関する基本資料, 静岡大学, 静岡, p. 46-47.
- 小笠原憲四郎 (1979) 宮城県仙南地域。土 隆一編, 日本の新第三系の生層序及び年代層序に関する基本資料, 静岡大学, 静岡, p. 44-45.
- OGASAWARA, K. and NODA, H. (1978) Arcid-potamid fauna (Mollusca) from the Tsukinoki Formation, Sennan district, Miyagi Prefecture, northeast Japan. *Saito Ho-on Kai Mus. Res. Bull.*, no. 46, p. 21-47.
- OGAWA, I., KAJIWARA, H. and NAKAGAWA, H. (1985) Discovery of Early Paleolithic artifacts from Nakamine and Aobayama sites, northeast Honshu, Japan. *Proc. Japan. Jour. Acad.*, vol. 61, ser. B, p. 200-203.
- 小川健三・瀬谷 清 (1961) 宮城県北部地域重力探査報告。地質調査所資料 (MS.)
- ・——— (1962) 宮城県北部地域重力探査報告 (その二)。地質調査所資料 (MS.)
- 生出慶司 (1955 a) 「鉤取—奥武士線」の意義について。地球科学, no. 25, p. 12-20.
- (1955 b) 仙台市付近の地質—3つの問題点について—。地質学雑誌, vol. 61, p. 387-395.
- (1961) 仙台周辺の新第三紀火山活動の研究 (I) —高館層について—。岩石鉱物鉱床学会誌, vol. 45, p. 149-154.

- 生出慶司・藤田至則 (1975) 岩沼地域の地質. 地域地質研究報告 (5 万分の 1 地質図幅), 地質調査所, 27p.
- ・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, nos. 50-51, p. 36-55.
- 岡田 久・丹野晴夫・野田素子 (1961) 仙台市台ノ原および宮城村落合のカオリン粘土. 東北地方工業用鉱物資源開発調査委員会事務局編, 東北の工業用鉱物資源, 第 1 輯, p. 99-102.
- OKADA, Hisatake and BUKRY, D. (1980) Supplementary modification and introduction of code numbers to the low-latitude coccolith biostratigraphic zonation (BUKRY, 1973 ; 1975). *Marine Micropaleontology*, vol. 5, p. 321-325.
- OKUTSU, H. (1950) A summary of the Cenozoic flora of Sendai and the environs. *Saito Ho-on Kai Mus. Res. Bull.*, no. 20, p. 1-20.
- (1955) On the stratigraphy and paleobotany of the Cenozoic plant beds of the Sendai area. *Sci. Rep. Tohoku Univ., 2nd ser. (Geol.)*, vol. 26, p. 1-114.
- (1961) Discovery of seed and large leaf of *Liriodendron* from the upper Miocene Akyu Plant Bed near Sendai. *Saito Ho-on Kai Mus. Res. Bull.*, no. 20, p. 1-3.
- (1963) On some problems of applied geology of the Quaternary lowland deposits in the Sen-en (Sendai-Shiogama) coastal industrial area. *Saito Ho-on Kai Mus. Res. Bull.*, no. 32, p. 46-50.
- 奥津春生 (1967) 表層地質各論仙台 (5 万分の 1). 経済企画庁, 国土調査, 土地分類基本調査第 71 号, 43 p.
- (1977) 大仙台圏の地盤・地下水. 宝文堂, 仙台, 319 p.
- OKUTSU, H. and MUTO, A. (1959) On the stratigraphy of the *Eostegodon* fossil locality and low land deposits in Funaoka near Sendai. *Saito Ho-on Kai Mus. Res. Bull.*, no. 28, p. 58-60.
- 奥津春生・竹内貞子 (1972) 仙台平野の沖積層上部には含まれる泥炭層の花粉分析. 地質学雑誌, vol. 78, p. 59-64.
- 大森昌衛 (1954) 東北日本の第三系の構造の特性—とくに石巻—鳥海山構造帯について—. 地球科学, no. 18, p. 16-23.
- OMOTO, K. (1976) Tohoku University radiocarbon measurements III. *Sci. Rep. Tohoku Univ., 7th ser. (Geogr.)*, vol. 26, p. 135-157.
- 小元久仁夫・大内 定 (1978) 仙台平野の完新世海水準変化に関する資料. 地理学評論, vol. 51, p. 158-175.
- 音田 功 (1962) 1962 年 4 月 30 日宮城県北部地震調査報告—1900 年 5 月 12 日陸前北部地震との比較—. 地震研究所彙報, vol. 40, p. 613-623.
- 小貫義男 (1963) 東北地方の砕石資源に関する土木地質学的調査研究—第 1 年度報告—. 東北開発研究, vol. 3, no. 1, p. 136-140.

- 小貫義男・坂東祐司 (1959) 下部および中部三疊系稲井層群について. 東北大学理学部地質学古生物学教室研究邦文報告, no. 50, p. 1-66.
- 大塚義之 (1962) 仙台西南部宮城県柴田郡川崎町附近の地質に就いて. 東北大学理学部地質学古生物学教室卒業論文 (MS.).
- 大槻憲四郎・中田 高・今泉俊文 (1977) 東北地方南東部の第四紀地殻変動とブロックモデル. 地球科学, no. 31, p. 1-14.
- 大内 定 (1973) 広瀬川の河岸段丘の変位. 東北地理, vol. 25, p. 84-90.
- RIEDEL, W. R. and SANFILLIPPO, A. (1978) Stratigraphy and evolution of tropical Cenozoic radiolarians. *Micropaleontology*, vol. 23, p. 61-96.
- SAITO, T. (1963) Miocene planktonic Foraminifera from Honshu, Japan. *Sci. Rep. Tohoku Univ.*, 2nd ser. (*Geol.*), vol. 35, p. 123-209.
- 佐藤比呂志・大槻憲四郎・天野一男 (1982) 東北日本弧における新生代応力場変遷. 構造地質研究会誌, no. 27, p. 55-79.
- 佐藤泰夫・松田時彦・柴野陸郎 (1962) 昭和37年4月30日宮城県北部地震調査報告. 地震研究所彙報, vol. 40, p. 591-612.
- 仙台団研グループ (1966) 東北地方における後期中新世の火山構造的陥没—仙台市西方の白沢層群の地質構造—. 地団研専報, no. 12, p. 112-126.
- 仙台団体研究グループ (1958) 仙台市付近の第三系の再検討 (予報). 地球科学, no. 37, p. 60-66.
- 仙台市衛生局環境公害部 (1984) 昭和59年版仙台市公害白書. 145 p.
- 柴田豊吉 (1953) ”仙台層群”の層序からみた2, 3の問題 (演旨). 地質学雑誌, vol. 59, p. 352.
- SHIBATA, T. (1962) Geology of the Sendai and Nanakita-Sanbongi areas, Miyagi Prefecture. *Sci. Rep. Tohoku Univ.*, 2nd ser. (*Geol.*), vol. 34, p. 239-301.
- 柴田豊吉 (1967) 松島湾周辺に分布する中新統の層序について. 東北大学理学部地質学古生物学教室研究邦文報告, no. 63, p. 41-59.
- SHIBATA, T. and FUJITA, H. (1966) Preliminary report on the stratigraphy in the Shichigahama-machi and its environs, Miyagi Prefecture. *Sci. Rep. Tohoku Univ.*, 2nd ser. (*Geol.*), vol. 37, p. 165-172.
- 柴田豊吉・植田良夫・玉生志郎 (1976) 仙台付産火山岩類の絶対年代と層序区分との関係について. 日本地質学会第83年学術大会講演要旨集, p. 174.
- SHIKAMA, T. (1963) Note on a Stegodon tooth from Sendai. *Sci. Rep. Yokohama National Univ.*, sec. II, no. 10, p. 67-69.
- 鹿間時夫・村田正文 (1976) 宮城県利府の中部三疊紀層産魚類化石 (日本脊椎動物化石資料-3). 地質学雑誌, vol. 82, p. 69-71.
- 島倉巳三郎 (1933) 化石木に関する研究雑記 I. 地質学雑誌, vol. 40, p. 473-479.
- (1936) 化石木雑記(4). 地質学雑誌, vol. 43, p. 269-302.
- SHIMIZU, S. (1930) Two new species of Ladinic ammonites from the *Daonella* Beds of Rifu

- province of Rikuzen. *Sci. Rep. Tohoku Imp. Univ., 2 nd ser. (Geol.)*, vol. 14, p. 75-77.
- 新屋浩明 (1984) 白石-福島活断層系の断層変位地形と最新活動期. 東北地理, vol. 36, p. 219-231.
- SOHMA, K. (1956) Pollenanalytische Untersuchungen der Pliozänen Braunkohlen der Sendai-Gruppe. I Übersichtliches. *Ecol. Review*, vol. 14, p. 121-132.
- 菅原 啓 (1980) 仙台市街地および周辺地域の地下水の現況と経年変化について. 西村嘉助先生退官記念地理学論文集, p. 292-298.
- 菅原啓子 (1972) 宮城県松島町北西地域の地質および構造. 東北大学理学部地質学古生物学教室卒業論文 (MS.).
- 角 清愛 (1975) 日本温泉・鉱泉一覧. 地質調査所, 134 p.
- 橋 行一 (1983) 台風 18 号 (昭和 57 年) による, 仙台市山田町名取川沿いの国道 286 号線の崩壊. 文部省自然災害特別研究(1), 東北地区部会, 東北地域災害科学研究報告, vol. 19, p. 19-20.
- 高橋兵一・松野久也 (1969) 涌谷地域の地質. 地域地質研究報告 (5 万分の 1 地質図幅), 地質調査所, 26 p.
- TAKAYANAGI, Y. (1950) Pliocene smaller Foraminifera from western Sendai. *Short Papers, I. G. P. S.*, no. 2, p. 23-28.
- (1952) Foraminifera from the Hatatate Formation in the Sendai Basin. *Short Papers, I. G. P. S.*, no. 4, p. 52-64.
- 滝口仰士 (1957) 宮城県志田郡鹿島台町付近の地質. 東北大学理学部地質学古生物学教室卒業論文 (MS.).
- TAMANYU, S. (1975) Fission-track age determination of accessory zircon from the Neogene-Tertiary tuff samples, around Sendai City, Japan. *Jour. Geol. Soc. Japan*, vol. 81, p. 233-246.
- 谷 正己・斎藤洋彦 (1954) A 大沢地区 (蒲沢鉱山およびその周辺). 1 地質調査. 未利用鉄資源, 第 1 輯, p. 163-168.
- 田山利三郎 (1933) 北上山地の地形學的研究. 其一河岸段丘. A 仙臺近傍の河岸段丘. 斎藤報恩貝會學術研究報告, no. 17, p. 1-83.
- (1934) 仙臺近傍最近地質時代の地盤運動に就て. 地震研究所彙報, vol. 12, p. 77-94.
- 東北大学理学部地質学古生物学教室 (1979) 1978 年宮城県沖地震に伴う地盤現象と災害について. 東北大学理学部地質学古生物学教室研究邦文報告, no. 80, p. 1-97.
- 東京大学地震研究所 (1981-1984) 新収日本地震史料. 日本電気協会, 東京, 第一巻, 193 p. 第二巻, 575 p., 第三巻, 961 p., 第四巻, 870 p.
- TSUBOI, C., JITSUKAWA, A. and TAJIMA, H. (1956) Gravity survey along the lines of precise levels throughout Japan means of a WORDEN Gravimeter. Part VII, Tōhoku District. *Bull. Earthq. Res. Inst., Univ. Tokyo*, supp. vol. 4, part 6, p. 311-406.
- 土 隆一 (1979 編) 日本の新第三系の生層序及び年代層序に関する基本資料. 静岡大学, 静岡, 156 p.

- 宇佐美龍夫 (1975) 資料日本被害地震総覧. 東京大学出版会, 東京, 335 p.
- 宇都浩三・柴田 賢・内海 茂 (1984) 宮城県仙台地域周辺の新第三紀火山岩類の K-Ar 年代. 日本地質学会第 91 年学術大会講演要旨集, p.126.
- 宇津徳治 (1979) 1885 年～1925 年の日本の地震活動－M6 以上の地震および被害地震の再調査－. 地震研究所彙報, vol.54, p.253-308.
- 若生達夫 (1964) 東北日本における地形面と赤色風化殻との関係. 第四紀研究, vol.3, p.197-211.
- (1965) 仙台上町段丘の構造. 東北地理. vol.17, p.164.
- 渡辺万次郎 (1950) 宮城県の地下資源. 宮城県商工部, 140p.
- 渡辺満久 (1985) 奥羽脊梁山脈と福島盆地の分化に関する断層モデル. 地理学評論, vol. 58, Ser.A, p. 1-18.
- YABE, H. (1921) Recent stratigraphical and paleontological studies of the Japanese Tertiary. *Spec. Publ., Bernice P. Bishop Mus.*, no.7, p.775-796.
- (1926) Excursion to Matsushima and Sendai; geological guide. *Pan-Pacific Sci. Congr., Tokyo, 1926, Guid Book, Excursion C-3*, p.1-18.
- (1950) Three alleged occurrences of *Stegolophodon latidens* (Clift) in Japan. *Proc. Japan Acad.*, vol.26, p.61-65.
- (1956) Stratigraphical position of *Eostegodon psuedolatidens* Yabe and *Desmostylus japonicus* Tokunaga and Iwasaki. I. *Proc. Japan Acad.*, vol.32, p.270-275.
- and AOKI, R. (1923) A summary of the stratigraphical and palaeontological studies of the Cainozoic of Japan, 1920 to 1923. *Proc. Pan-Pacific Sci. Congr., Australia*, vol. 1, p.954-969.
- and HATAI, K. (1941) The Cenozoic formations and fossils of northeast Honsyū. Japan. *Sci. Rep. Tohoku Imp. Univ.*, 2 nd ser. (Geol.), vol.22, p.1-86.
- and SHIMIZU, S. (1927) The Triassic fauna of Rifu, near Sendai, *Sci. Rep. Tohoku Imp. Univ.*, 2 nd ser. (Geol.), vol. 11, p. 101-136.
- 山田啓一・阿部智彦 (1977) 仙台・岩沼地区砕石資源調査. 昭和 51 年度砕石資源調査報告書 (骨材 拠点開発モデル調査報告, 通商産業省生活産業局・地質調査所, p. 30-52.
- 八島隆一・生出慶司 (1966) 東北表日本における中新世初期の火山作用と変質作用－グリーンタフ地域と非グリーンタフ地域の対立に関連して－. 地団研専報, no.12, p.103-111.



付図第1図 有孔虫化石産地（付表第1表・付表第2表参照）

（国土地理院発行5万分の1地形図「仙台」・「吉岡」を使用）
 数字は産地の地点番号で付表第1表・付表第2表の番号に対応する。

付表第3表 中新統産出の珪藻化石(同定:丸山俊明)

種名	地層名及び産地				青麻層					
	立層		入菅谷層		七北田層					
	H1	Tn1	I1	I2	I3	I4	N1	N2	N3	N4
Marine Species										
<i>Actinocyclus ellipticus</i> GRUN.										+
<i>A. ingens</i> RATT.				+	+	+				+
<i>Actinoptychus splendens</i> (SHAD.) RALFS										+
<i>A. undulatus</i> (BAIL.) RALFS			+	+		+				+
<i>Amphora costata</i> W. SM.	+									
<i>Cocconeis costata</i> GREG.										+
<i>C. scutellum</i> EHR.										+
<i>C. vitrea</i> BRUN										+
<i>C. spp.</i>							+			+
<i>Coscinodiscus endoi</i> KANAYA				+	+					+
<i>C. marginatus</i> EHR.				+	+	+				+
<i>C. cf. nodulifer</i> SCHMIDT								+		+
<i>C. symbolophorus</i> GRUN.				+						
<i>C. temperei</i> BRUN								+		
<i>C. yabei</i> KANAYA				+	+					
<i>C. cf. yabei</i> KANAYA								+		
<i>Denticulopsis dimorpha</i> (SCHRADER) SIMONSEN										+
<i>D. hustedtii</i> (SIMONSEN and KANAYA) SIMONSEN				+	+					
<i>D. katayamae</i> MARUYAMA								+	+	
<i>Goniothecium odontella</i> EHR.										+
<i>G. tenue</i> BRUN				+	+			+		
<i>Grammatophora</i> spp.								+	+	
<i>Melosira sol</i> (EHR.) KÜTZ.					+					
<i>Navicula</i> spp.				+						
<i>Paralia sulcata</i> (EHR.) CL.				+	+	+				+
<i>Rhaphoneis</i> spp.						+				
<i>Rhizosolenia barboi</i> (BRUN) TEMP. and PERAG.										+
<i>R. cf. styliformis</i> BRIGHTW.						+				
<i>Rossiella tatsunokuchiensis</i> (KOIZUMI) GERSONDE										+
<i>Rouxia californica</i> PERAG.				+	+					
<i>Stephanogonia hanzawae</i> KANAYA						+				
<i>Stephanopyxis turris</i> (GREVILLE and ARNOTT) RALFS						+	+			
<i>S. spp.</i>				+			+			
<i>Thalassionema hirosakiensis</i> (KANAYA) SCHRADER							+			
<i>T. nitzschioides</i> GRUN.				+	+			+	+	
<i>T. cf. schraderi</i> AKIBA							+			
<i>Thalassiosira leptopus</i> (GRUN.) HASLE and FRYXELL								+		
<i>T. spp.</i>										
<i>Thalassiothrix logissima</i> CL. and GRUN.				+						
Fresh Water Species										
<i>Denticula</i> sp.	+									
<i>Fragilaria</i> sp.		+			+					
<i>Pinilaria</i> spp.		+								

(産地は付図第2図に示す)

付表第4表 鮮新統産出の珪藻化石(同定:丸山俊明)

種名	竜の川層													大年寺層									
	T1	T2	T3	T4	T5	T6	T7	T8	T9	T10	T11	T12	T13	D1	D2	D3	D4	D5	D6	D7	D8	D9	D10
Marine Species																							
<i>Actinocyclus ehrenbergii</i> RALFS and var.	+											+		+	+			+				+	
<i>Actinoptychus splendens</i> (SHAD.) RALFS		+												+	+			+				+	+
<i>A. undulatus</i> (BAIL.) RALFS	+	+			+		+	+	+	+	+	+	+	+	+							+	
<i>Arachnoidiscis ehrenbergii</i> BAIL.																							
<i>Auliscus caelatus</i> BAIL.																							+
<i>A. spp.</i>														+				+					+
<i>Cocconeis costata</i> GREG.																	+			+			+
<i>C. scutellum</i> EHR.																		+			+	+	
<i>C. vitrea</i> BRUN	+																						
<i>Coccinodiscus asteromphalus</i> EHR.	+																						
<i>C. cf. curvatus</i> GRUN.		+																					
<i>C. temperei</i> BRUN								+															
<i>C. spp.</i>											+												
<i>Diploneis smithii</i> (BREB.) CL.														+									
<i>D. spp.</i>	+																						
<i>Grammatophora spp.</i>																		+					
<i>Hyalodiscus oboletus</i> SHESHUK.																					+		
<i>H. spp.</i>																							
<i>Melosira sol</i> (EHR.) KÜTZ.	+							+	+														+
<i>Navicula spp.</i>																					+		
<i>Nitzschia granulata</i> GRUN.																	+	+		+	+		
<i>N. punctata</i> (BREB.) GRUN.																	+	+		+	+		
<i>N. spp.</i>												+									+	+	
<i>Opephora spp.</i>																							+
<i>Paralia sulcata</i> (EHR.) CL.	+	+				+			+	+				+	+	+	+					+	+
<i>Plagiogramma staurorophorum</i> (GREG.) HEIB.																		+					+
<i>P. spp.</i>	+																						
<i>Pseudopodosira spp.</i>	+																						
<i>Rhaphoneis amphiceros</i> EHR.									+														
<i>R. surirella</i> (EHR.) GRUN.											+			+									
<i>Rossiella paleacea</i> var. <i>paleacea</i> (GRUN.) GERSONDE														+									
<i>R. tatsunokuchiensis</i> (KOIZUMI) GERSONDE						+	+	+		+								+					
<i>Stephanopyxis spp.</i>														+				+				+	
<i>Thalassionema nitzschioides</i> GRUN.					+					+	+	+		+								+	
<i>Thalassiosira antiqua</i> (GRUN.) CL.	+				+		+				+											+	
<i>T. leptopus</i> (GRUN.) HASLE and FRYXELL																							+
<i>T. spp.</i>											+	+											
<i>Thalassiothrix longissima</i> CL. and GRUN.				+			+	+			+	+											
<i>Trachyneis aspera</i> (EHR.) CL.												+	+	+								+	
<i>Triceratium condecorum</i> BRIGHTW.														+	+								
<i>Trochosira spp.</i>														+									
Fresh Water Species																							
<i>Aulacosira granulata</i> (EHR.) SIMONSEN						+	+			+	+	+		+	+			+	+			+	
<i>Cyclotella comta</i> (EHR.) KÜTZ.												+	+								+		
<i>C. meneghiniana</i> KÜTZ.																							
<i>Epithemia cf. sorex</i> KÜTZ.																		+					
<i>Gomphonema sp.</i>																		+					
<i>Gylosigma sp.</i>																		+					
<i>Pinilaria cf. gibba</i> EHR.																		+					
<i>P. spp.</i>						+																	

(産地は付図第2図に示す)

付表第5表 広瀬川凝灰岩部層及び白沢層についてのフィッシュトラック年代

Mkt 3, Mkt 2, Mkt 1: 広瀬川凝灰岩部層の軽石凝灰岩

Srt 1: 白沢層の軽石凝灰岩

(測定: 京都フィッシュ・トラック)

試料名	鉱物名	自発核分裂飛跡数 ΣN_s		誘導核分裂飛跡数 ΣN_i		フラックス ϕ		注1 年代値 T (Ma)	注2 誤差 ±e (Ma) (e/T%)	結晶数 n (個)	結晶 面積 ΣS (cm ²)	注3 ウラン 濃度 U (ppm)
		飛跡数 = ΣN_s	$\rho_s =$ $\Sigma N_s / \Sigma S$	飛跡数 = ΣN_i	$\rho_i =$ $\Sigma N_i / \Sigma S$	中性子線量 $\phi = n / \text{cm}^2$	飛跡数 = $\Sigma N\phi$					
Mkt 3 * No.30 粒子を除外	Zircon	87	6.26×10^4	658	4.73×10^5	6.01×10^{14}	1422	4.7	0.6 11.7%	35	1.39×10^{-3}	39
Mkt 3 * 全粒子	Zircon	100	6.62×10^4	769	5.09×10^5	6.01×10^{14}	1422	参考値 4.7	0.5 11.0%	36	1.51×10^{-3}	42
Mkt 2 * No.19, 23 粒子を除外	Zircon	79	5.34×10^4	566	3.82×10^5	5.99×10^{14}	1417	5.0	0.6 12.3%	34	1.48×10^{-3}	32
Mkt 2 * 全粒子	Zircon	100	5.99×10^4	692	4.14×10^5	5.99×10^{14}	1417	参考値 5.2	0.6 11.0%	36	1.67×10^{-3}	35
Mkt 1 * No.15 粒子を除外	Zircon	61	4.77×10^4	408	3.19×10^5	5.96×10^{14}	1411	5.3	0.7 14.0%	35	1.28×10^{-3}	27
Mkt 1 * 全粒子	Zircon	69	5.19×10^4	437	3.29×10^5	5.96×10^{14}	1411	参考値 5.6	0.7 13.2%	36	1.33×10^{-3}	28
Srt 1 * T=11Ma 以上を除外	Zircon	117	1.87×10^5	612	9.76×10^5	6.04×10^{14}	1428	参考値 6.9	0.7 10.4%	19	6.27×10^{-4}	81
Srt 1 * 全粒子	Zircon	211	2.27×10^5	806	8.68×10^5	6.04×10^{14}	1428	参考値 9.4	0.8 8.2%	33	9.29×10^{-4}	72

注 1. $T = 5.96 \times 10^{-8} \phi \times \Sigma N_s / \Sigma N_i$ 注 2. $e = [(1/\sqrt{\Sigma N_s})^2 + (1/\sqrt{\Sigma N_i})^2 + (1/\sqrt{\Sigma N\phi})^2]^{1/2}$ 注 3. $U = 5 \times 10^{10} \times \rho_i / \phi$ (但し, シルコン結晶中でエッチングされる最大飛跡長を12 μm と仮定)測定方法: Grain by grain+re-etching, エッチング条件: HF: H₂SO₄=1:1 (220°C, 3時間10分)熱中性子照射量測定方法: NBS-SRM 612 glass+Mica, 線量定数: $kf = 7.03 \times 10^{-17} / \text{y}$

各試料の産地 Mkt 3 - 仙台市竜ノ口溪谷 (GEMS R 33537)

Mkt 2 - 泉市大満寺南方約500m (GEMS R 33538)

Mkt 1 - 泉市焼河原西方約500m (GEMS R 33539)

Srt 1 - 泉市焼河原西方約800m (GEMS R 33540)

付表第6表(その1)

Mkt 3 試料のジルコン結晶1粒ごとの年代一覧表

No.	Ns	Ni	S	ρ_s	ρ_i	T
1	1	13	2.88	3.47	0.45	2.76
2	1	10	1.60	6.25	0.63	3.58
3	4	23	6.96	5.75	0.33	6.23
4	3	19	3.84	7.81	0.49	5.66
5	0	5	2.12	0.00	0.24	0.00
6	0	7	5.40	0.00	0.13	0.00
7	3	21	5.12	5.86	0.41	5.12
8	0	5	2.45	0.00	0.20	0.00
9	0	2	2.40	0.00	0.08	0.00
10	4	28	2.72	14.71	1.03	5.12
11	3	16	3.20	9.38	0.50	6.72
12	5	17	2.19	22.83	0.78	10.54
13	2	38	7.55	2.65	0.50	1.89
14	0	9	4.37	0.00	0.21	0.00
15	7	31	5.48	12.77	0.57	8.09
16	6	42	4.89	12.27	0.86	5.12
17	5	31	5.48	9.12	0.57	5.78
18	3	19	3.11	9.65	0.61	5.66
19	1	10	3.04	3.29	0.33	3.58
20	3	33	7.11	4.22	0.46	3.26
21	5	28	3.32	15.06	0.84	6.40
22	1	12	3.31	3.02	0.36	2.98
23	4	16	3.36	11.90	0.48	8.95
24	0	10	3.41	0.00	0.29	0.00
25	2	10	2.29	8.73	0.44	7.16
26	4	29	4.00	10.00	0.73	4.94
27	0	8	4.44	0.00	0.18	0.00
28	1	10	1.88	5.32	0.53	3.58
29	4	12	1.65	24.24	0.73	11.94
30	13	111	11.26	11.55	0.99	4.20
31	3	11	2.88	10.42	0.38	9.77
32	1	31	8.59	1.16	0.36	1.16
33	2	46	3.52	5.68	1.31	1.56
34	2	18	5.33	3.75	0.34	3.98
35	2	16	3.52	5.68	0.45	4.48
36	5	22	6.03	8.29	0.36	8.14

No. : 結晶番号
 Ns : 自発トラック数 (個)
 Ni : 誘導トラック数 (個)
 S : 結晶面積 ($\times 10^{-6} \text{cm}^2$)
 ρ_s : 自発トラック密度 ($\times 10^4 / \text{cm}^2$)
 ρ_i : 誘導トラック密度 ($\times 10^6 / \text{cm}^2$)
 T : 結晶1粒ごとのみかけ年代 (Ma)

付表第6表(その2)

Mkt 2 試料のジルコン結晶1粒ごとの年代一覧表

No.	Ns	Ni	S	ρ_s	ρ_i	T
1	2	9	3.36	5.95	0.27	7.93
2	1	11	4.64	2.16	0.24	3.25
3	2	13	1.71	11.70	0.76	5.49
4	1	8	4.05	2.47	0.20	4.46
5	0	7	5.63	0.00	0.12	0.00
6	0	4	2.40	0.00	0.17	0.00
7	3	17	4.48	6.70	0.38	6.30
8	3	15	3.04	9.87	0.49	7.14
9	4	23	4.32	9.26	0.53	6.21
10	2	11	3.52	5.68	0.31	6.49
11	6	54	8.00	7.50	0.68	3.97
12	0	11	4.74	0.00	0.23	0.00
13	2	15	3.68	5.43	0.41	4.76
14	2	32	3.47	5.76	0.92	2.23
15	7	51	8.44	8.29	0.60	4.90
16	5	10	2.08	24.04	0.48	17.85
17	1	4	2.93	3.41	0.14	8.93
18	1	7	4.89	2.04	0.14	5.10
19	11	48	8.00	13.75	0.60	8.18
20	4	28	7.11	5.63	0.39	5.10
21	0	15	7.55	0.00	0.20	0.00
22	3	30	4.96	6.05	0.60	3.57
23	10	78	4.85	20.62	1.61	4.58
24	1	15	1.71	5.85	0.88	2.38
25	0	10	5.63	0.00	0.18	0.00
26	0	3	2.67	0.00	0.11	0.00
27	3	22	7.33	4.09	0.30	4.87
28	5	14	3.31	15.11	0.42	12.75
29	5	32	5.78	8.65	0.55	5.58
30	2	9	1.57	12.74	0.57	7.93
31	4	25	10.22	3.91	0.24	5.71
32	1	13	2.40	4.17	0.54	2.75
33	2	8	2.77	7.22	0.29	8.93
34	1	5	6.72	1.49	0.07	7.14
35	4	14	5.07	7.89	0.28	10.20
36	2	21	4.00	5.00	0.53	3.40

No. : 結晶番号
 Ns : 自発トラック数 (個)
 Ni : 誘導トラック数 (個)
 S : 結晶面積 ($\times 10^{-6} \text{cm}^2$)
 ρ_s : 自発トラック密度 ($\times 10^4 / \text{cm}^2$)
 ρ_i : 誘導トラック密度 ($\times 10^6 / \text{cm}^2$)
 T : 結晶1粒ごとのみかけ年代 (Ma)

付表第6表(その3)

Mkt 1 試料のジルコン結晶1粒ごとの年代一覧表

No.	Ns	Ni	S	ρ_s	ρ_i	T
1	2	13	6.67	3.00	0.19	5.46
2	1	11	5.04	1.98	0.22	3.23
3	4	15	6.22	6.43	0.24	9.47
4	2	5	2.24	8.93	0.22	14.21
5	0	4	2.08	0.00	0.19	0.00
6	0	14	2.35	0.00	0.60	0.00
7	2	12	3.68	5.43	0.33	5.92
8	1	7	2.36	4.24	0.30	5.07
9	2	8	2.24	8.93	0.36	8.88
10	3	9	3.20	9.38	0.28	11.84
11	1	8	3.84	2.60	0.21	4.44
12	3	20	4.32	6.94	0.46	5.33
13	4	24	2.88	13.89	0.83	5.92
14	0	7	2.03	0.00	0.34	0.00
15	8	29	4.85	16.49	0.60	9.80
16	5	16	2.56	19.53	0.63	11.10
17	1	4	2.40	4.17	0.17	8.88
18	2	10	2.44	8.20	0.41	7.10
19	1	6	2.45	4.08	0.24	5.92
20	1	4	3.52	2.84	0.11	8.88
21	2	11	3.09	6.47	0.36	6.46
22	2	12	3.31	6.04	0.36	5.92
23	1	17	5.44	1.84	0.31	2.09
24	1	9	3.79	2.64	0.24	3.95
25	2	7	3.25	6.15	0.22	10.15
26	1	15	4.96	2.02	0.30	2.37
27	0	3	2.13	0.00	0.14	0.00
28	1	8	2.08	4.81	0.38	4.44
29	2	14	2.83	7.07	0.49	5.07
30	3	17	3.20	9.38	0.53	6.27
31	0	14	5.07	0.00	0.28	0.00
32	4	22	6.96	5.75	0.32	6.46
33	2	19	4.48	4.46	0.42	3.74
34	2	23	5.23	3.82	0.44	3.09
35	3	8	5.65	5.31	0.14	13.32
36	0	12	3.68	0.00	0.33	0.00

No. : 結晶番号

Ns : 自発トラック数(個)

Ni : 誘導トラック数(個)

S : 結晶面積 ($\times 10^{-6} \text{cm}^2$) ρ_s : 自発トラック密度 ($\times 10^4/\text{cm}^2$) ρ_i : 誘導トラック密度 ($\times 10^6/\text{cm}^2$)

T : 結晶1粒ごとのみかけ年代 (Ma)

付表第6表(その4)

Srt 1 試料のジルコン結晶1粒ごとの年代一覧表

No.	Ns	Ni	S	ρ_s	ρ_i	T
1	1	7	1.71	5.85	0.41	5.14
2	5	31	1.71	29.24	1.81	5.81
3	6	10	2.19	27.40	0.46	21.60
4	2	6	2.83	7.07	0.21	12.00
5	8	46	4.21	19.00	1.09	6.26
6						(状態不良)
7	3	8	1.49	20.13	0.54	13.50
8	7	45	7.55	9.27	0.60	5.60
9	0	8	3.15	0.00	0.25	0.00
10	1	5	0.91	10.99	0.55	7.20
11	5	25	1.60	31.25	1.56	7.20
12	6	35	2.24	26.79	1.56	6.17
13	2	12	2.88	6.94	0.42	6.00
14	12	17	1.92	62.50	0.89	25.41
15	4	17	2.72	14.71	0.63	8.47
16	24	108	5.39	44.53	2.00	8.00
17	13	44	3.84	33.85	1.15	10.64
18	3	10	4.89	6.13	0.20	10.80
19	4	9	1.71	23.39	0.53	16.00
20	6	29	2.24	26.79	1.29	7.45
21	5	15	3.04	16.45	0.49	12.00
22	5	12	2.80	17.86	0.43	15.00
23	4	15	4.96	8.06	0.30	9.60
24	13	73	4.16	31.25	1.75	6.41
25	3	24	2.93	10.24	0.82	4.50
26	7	50	2.88	24.31	1.74	5.04
27						(状態不良)
28	11	21	1.44	76.39	1.46	18.86
29	4	9	2.35	17.02	0.38	16.00
30	4	13	1.92	20.83	0.68	11.08
31	5	28	2.72	18.38	1.03	6.43
32	9	21	2.35	38.30	0.89	15.43
33	6	11	1.92	31.25	0.57	19.64
34	17	29	2.93	58.02	0.99	21.10
35	6	13	1.28	46.88	1.02	16.61

No. : 結晶番号

Ns : 自発トラック数(個)

Ni : 誘導トラック数(個)

S : 結晶面積 ($\times 10^{-6} \text{cm}^2$) ρ_s : 自発トラック密度 ($\times 10^4/\text{cm}^2$) ρ_i : 誘導トラック密度 ($\times 10^6/\text{cm}^2$)

T : 結晶1粒ごとのみかけ年代 (Ma)

QUADRANGLE SERIES**SCALE 1:50,000****Akita (6) No. 98****GEOLOGY****OF THE****SENDAI DISTRICT**

By

Nobu KITAMURA, Takemasa ISHII
Akira SANGAWA and Hisao NAKAGAWA

(Written in 1985)

**(Abstract)**

The Sendai Sheet map covers the area from lat. $38^{\circ} 10'$ to $38^{\circ} 20'$ N. and long. $140^{\circ} 45'$ to $141^{\circ} 0'$, including a part of Sendai Bay. The Sendai district faces the Pacific coast in northeast Honshū and is geographically situated in the southern part of the Sendai Plain. The land areas of the district belongs to Sendai City for the most part. The city has a population of about 720,000 and is the capital of Miyagi Prefecture.

The land area consists of hills, river terraces and alluvial low lands. The hills occupies the northwestern half of the district and is characterized by the accordant summit level ranging in altitude from 100 to 300 meters. Dominant summits are Narai-banza (372.5 m), Kamega-mori (344.5 m), Taihaku San (320.7 m) and Atago Yama (324m), which are composed of andesitic to basaltic effusive or intrusive rocks in Miocene time.

River terraces are distributed along main rivers, such as the Natori, Hirose and Nanakita Rivers. The river terraces are divided into the Dainohara, Sendai-kamimachi, Sendai-nakamachi and Sendai-Shimomachi Terraces, from higher to lower level, based on each surface altitude and presence of key volcanic ash.

The alluvial low lands, less than 20 meters in altitude, extend southeastwards along the lower reaches of the rivers, facing Sendai Bay. The lowlands are marine and fluvialite

origin after the lowest sea level time in the latest Pleistocene and is characterized by natural levee, back marsh, old river channel, sand dune and sand beach. Several rows of sand dunes are developed roughly parallel to the simple linear coast.

One of the conspicuous features in the district is that artificial changes of land-use have been highly developed. Particularly in the hills, earthworks have been largely operated for preparation of residences during these 30 years, on the other hand, the lowlands have been modified by construction of factories and traffic terminals.

GEOLOGY

The mapped district is underlain by Neogene and Quaternary Systems and their bed rocks. The geological succession is summarized in Figure 1.

PRE-NEOGENE

The Rifu Formation of Middle Triassic age is the bed rocks in the district, which crops out in small areas of the northeastern district. It is composed mainly of laminated shale and is intercalated thin beds of fine-grained sandstone. The ammonite fauna reported by several authors indicates that the formation is of Anisian to Ladinian age. Small-scale porphyrite dikes are observable in the formation.

NEOGENE

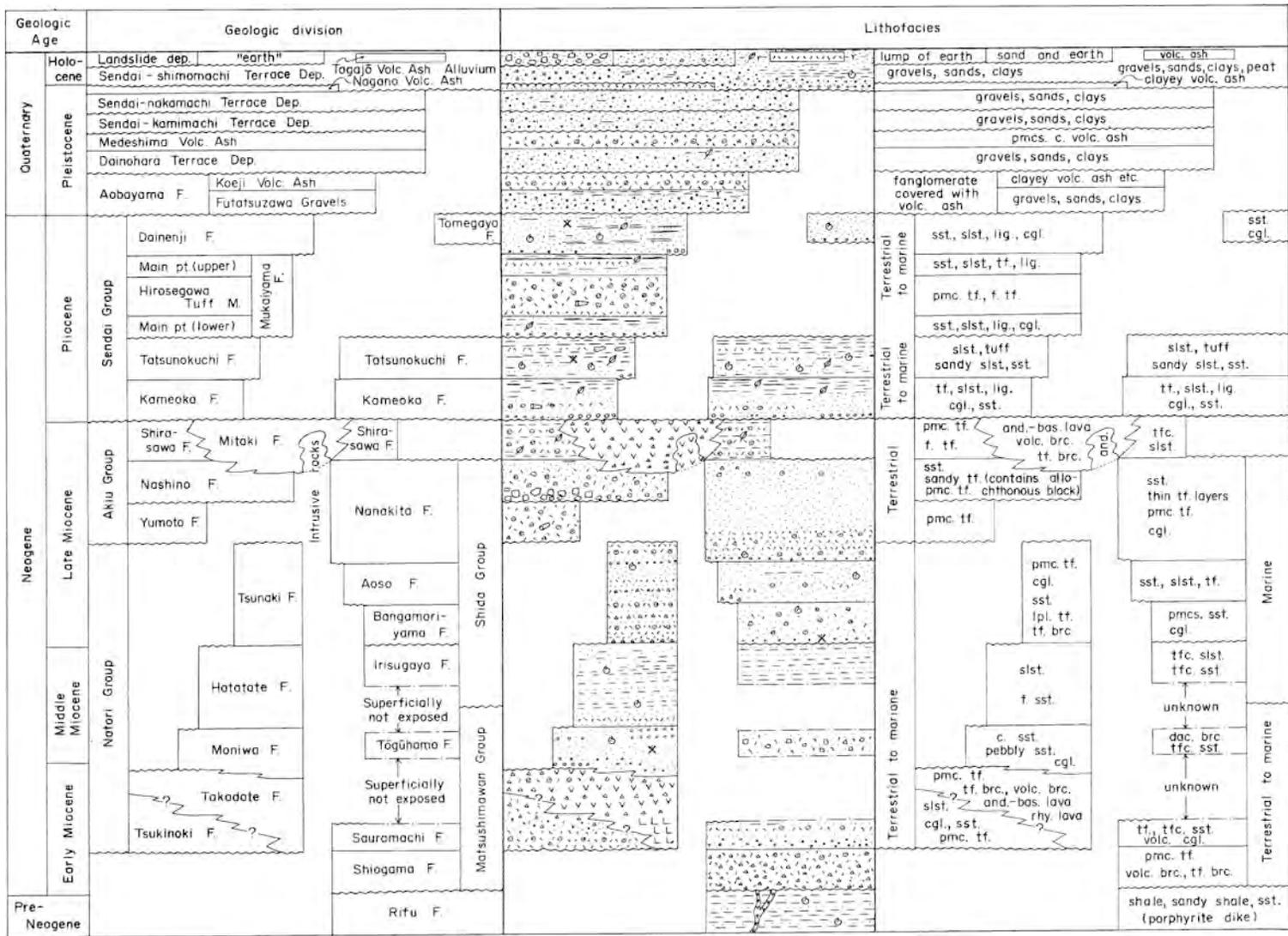
The Neogene System is composed of the Miocene and Pliocene Series. The Miocene Series of the district was deposited during marine transgression to regression associated with occasional volcanic eruptions, forming the Matsushimawan, Natori, Shida and Akiu Groups. The Pliocene Series was deposited during two times of marine transgression and are grouped up to the Sendai Group excluding the Tomegaya Formation which is exposed in a narrow area of the northeastern district.

Matsushimawan Group

The Matsushimawan Group is exposed in the northeastern district and unconformably overlies the Rifu Formation. The group consists of six formations in the neighboring Shiogama district, such as the Shiogama, Sauramachi, Ajiri, Matsushima, Tōgūhama and Ōtsuka Formations in ascending order. The Shiogama, Sauramachi and Yōgūhama Formations are distributed in the Sendai district.

The Shiogama Formation unconformably rests on the Rifu Formation and is composed mainly of terrestrial andesitic volcanic breccia and tuff breccia and intercalates massive pumice tuff in the upper part. K-Ar and fission-track age determinations were carried out on two samples from these pyroclastic rocks, which indicate that the formation is of early Early Miocene age.

The Sauramaehi Formation is made up chiefly of volcanic conglomerate, tuff and tuffaceous sandstone, which were deposited on land or in shallow water. The lithology changes irregularly both laterally and vertically. The formation yields the "Shiogama



∅: Plant leaf, ⊕: Silicified wood, γ: Peat, ⊙: Shell, ×: Mammal

Fig. 1 Summary of the stratigraphy of the Sendai District

F. : Formation, M. : Member, Dep. : Deposits, pt. : part, slst. : siltstone, sst. : sandstone, cgl.: conglomerate, brc. : breccia, lig. : lignite, tf. : tuff, tfc. : tuffaceous, pmc.: pumice, pmcs. : pumiceous, lpl. : lapilli, volc.: volcanic, rhy. : rhyolite, dac. : dacite, and. : andesite, bas. : basalt, f. : fine-grained, c. : coarse-grained

flora”, including warm climate species, in the Shiogama district (OKUTSU, 1955). *Eostegodon pseudolatidens* YABE was found in the formation (YABE, 1950).

The Tōgūhama Formation crops out in the hills from the eastern boundary of the Sendai district to Shichigahama Town in the Shiogama district. It has an interfingering relationship with the siltstone member of the Ōtsuka Formation (ISHII *et al.*, 1983). The formation is composed mainly of dacitic breccia and tuffaceous sandstone, containing large boulders derived from the underlying formations and dacite “mega-blocks”. The formation is typified by “pyroturbidite” which was formed by submarine pyroclastic flows, mainly supplied from the west.

Natori Group

The Natori Group is exposed in the southwestern district, which unconformably overlies the pre-Tertiary granitic and sedimentary rocks in the south neighboring Iwanuma district. The group consists of the Tsukinoki, Takadate, Moniwa, Hatatate and Tsunaki Formations in ascending order. The group roughly corresponds to the sedimentary sequence from the Matsushimawan Group to the Shida Group. The Tsukinoki and Takadate Formations were accumulated on land or in shallow water and the overlying three formations were in marine environment.

The Tsukinoki Formation is distributed sporadically along small rivers. It is composed of alternating beds of conglomerate, sandstone, siltstone and tuff. Pumice tuff of the middle part of the formation can be traced as a key bed into the Iwanuma district. The formation yields the “Tsukinoki flora” which resembles the Shiogama flora in generic composition (OKUTSU, 1955). It also yields shallow marine molluscan fossils characterized by acid-potamid fauna, including typical species of the “Kadonosawa Fauna” (OGASAWARA and NODA, 1978; CHINZEI, 1978).

The Takadate Formation is exposed mainly in mountainlike hills south of the Natori River and is partially interfingering with the Tsukinoki and Moniwa Formations. It is made up of rhyolite lava and andesitic to basaltic lava, volcanic breccia, tuff breccia and pumice tuff. K-Ar ages of andesitic to basaltic lava sample show 15 to 22 Ma (UTO., *et al.*, 1984).

The Moniwa Formation crops out along the Natori River and is composed of conglomerate, pebbly sandstone and coarse-grained sandstone. The formation is famous for yielding various kinds of marine fossils, for example, foraminifers including *Nephrolepidina*, sponges, coral, bryozoa, brachiopods, molluscs, ostracods, crab, echinoids, shark-teeth and *Paleoparadoxia tabatai* TOKUNAGA were found out up to now.

The Hatatate Formation consists mainly of fine-grained sandstone and siltstone with some intercalations of thin tuff layers. Recently, micropaleontological analyses have been done in detail and an important information about the geologic age and the sedimentary environment is obtained (ODA and SAKAI, 1977; MARUYAMA, 1984a,b). The formation

was deposited under the outer neritic or upper bathyal based on benthonic foraminiferal assemblage. It is noticeable that *Orbulina* spp. first appeared at the lower horizon of the formation and *Praeorbulina* spp. appeared in the underlying Moniwa Formation. The existence of N.9 – N.14 (planktonic foraminifers), CN4 – CN6 (nanno fossils), *Dorcadospyrus alata* Zone (radiolarians) and *Denticulopsis praedimorpha* Zone (diatoms) is confirmed or inferred in the formation (ODA *et al.*, 1984).

The Tsunaki Formation consists of alternating beds of lapilli tuff, pumice tuff, sandstone and conglomerate. The lithofacies, compared with the Hatatate Formation, is coarse-grained and rich in pyroclastic materials. From lithologic similarity and trace of key beds, the formation nearly corresponds to the upper part of the Shida Group.

Shida Group

The Shida Group is exposed in the hills along the Nanakita River and unconformably rests on the Matsushimawan Group. The group is characterized by the thick sequence of neritic arenaceous deposits and is divided into lower and upper parts. The Irisugaya Formation of the lower part and the Bangamorlyama, Aoso and Nanakita Formations of the upper part are distributed in the mapped district.

The Irisugaya Formation is made up chiefly of tuffaceous sandstone and tuffaceous siltstone and is exposed in a very small area of the northeastern district. Based on the diatom biostratigraphy (AKIBA *et al.*, 1982; MARUYAMA, 1984a,b), the formation corresponds to the upper part of the Hatatate Formation.

The Bangamoriyama Formation unconformably overlies the lower part of the Shida Group with basal conglomerate. The formation is made up mainly of coarse-grained pumiceous sandstone which shows cross-bedding of trough type or planer type. Fossils of whale rib and spine were found out from the formation in the neighboring Matsushima district.

The Aoso Formation is composed mainly of fine- to medium-grained sandstone and intercalated thin tuff beds and thin siltstone beds. The sandstone shows trough cross-bedding and yields micro-fossils. *Globorotalia acostaensis* and *G. cf. plesiotumida* were obtained, which indicates that the formation is of Late Miocene age.

The Nanakita Formation consists mainly of fine- to coarse-grained sandstone and some intercalations of tuff and siltstone, and is accompanied with basal conglomerate. The formation subdivided into the lower and upper parts based on a pair of thin tuff layers which are black-colored, fine-grained, hard and compact and are intercalated at the middle horizon. Either of the characteristic tuff beds and the conglomerate at the base are traceable to the area of the Tsunaki Formation.

Akiu Group

The Akiu Group is exposed in the western district and unconformably overlies the Natori Group. The group is made up chiefly of terrestrial volcanic and pyroclastic materials supplied by intense volcanism occurred in the Late Miocene. The terrestrial lithofacies of the group presents a striking contrast to the marine facies of the middle to upper part of the Natori Group and the Shida Group. The group consists of the Yumoto, Nashino, Shirasawa and Mitaki Formations.

The Yumoto Formation is composed of thick sequence of pumice tuff and is distributed in the western part of the district. The lowermost part of the formation is blue-colored clayey pumice tuff and the main part is massive solid pumice tuff which yields silicified woods.

The Nashino Formation is made up of pumice tuff, sandy tuff and tuffaceous sandstone which characteristically contains numerous large irregular blocks derived from the underlying formations. The basal surface of the formation is sharp and rather flat. The lithofacies gradually changes finer to the northeast. It is likely that the formation was formed by large gravitational mass-movements, in other words, a complex of translational slide, block glide, slump and avalanche.

The Shirasawa Formation is alternating beds of pumice tuff, tuffaceous siltstone and fine-grained tuff deposited in a lake. The laminated tuffaceous siltstone yields abundant plant leaves, fresh-water diatoms and rarely yields insect fossils. The plant leaves from the formation are called the "Nenoshiroishi flora" (OKUTSU, 1955).

The Mitaki Formation is made up of andesitic to basaltic lava, volcanic breccia and tuff breccia and is distributed in and around Gongen-mori (313.7m) and Narai-banzan (372.5m). The formation has contemporaneous heterotopic lithologies to that of the Shirasawa Formation. The volcanic rocks have a conspicuous feature containing large anorthite phenocrysts (maximum diameter 3 cm).

Intrusive rocks

Andesitic intrusive rocks are observable in the distributed area of the Natori and Akiu Groups. Upstanding cone-shaped hills, such as Taihaku San, Kamega-mori and Atago Yama, are composed of volcanic necks which show monadnocks rising conspicuously above the general height. Furthermore, volcanic sheet is observable between Taihaku San and Kamega-mori, which is slightly discordant to the general structure of the Hatatate Formation.

Sendai Group

The Sendai Group unconformably rests on the underlying formations and crops out mainly in the central part of the district. The group is representative of the Pliocene Series on the Pacific side of northeast Honshū. The group consists of the Kameoka, Tatsunokuchi, Mukaiyama and Dainenji Formations in ascending order and the lithofacies shows two sedimentary cycles of transgression and regression.

The Kameoka Formation is made up of basal conglomerate, sandstone, tuff, siltstone and contains interbedded lignite. It is regarded that the formation was accumulated on back marsh or on deltaic environment. The formation yields plant leaves, silicified woods and pollen (HANZAWA *et al.*, 1953; OKUTSU, 1955; SOHMA, 1956).

The Tatsunokuchi Formation is alternating beds of siltstone, sandstone and tuff deposited in inner neritic marginal sea. The formation is famous for yielding various kinds of plant and animal fossils, including plant leaves, cones, pollen, diatoms, benthonic foraminifers, molluscs, ostracods, crab, shark-teeth, stingrays, eaglerays, tympanics of whale and *Trilophodon sendaicus* MATSUMOTO. Molluscan fauna of the formation is a representative of shallow sea assemblage in cold temperate and named the "Tatunokuti

fauna” by NOMURA (1938). Based on the paleomagnetic stratigraphy of MANABE (1979 – 1980), the formation extends from the Gilbert reversed polarity epoch to the Gauss normal polarity epoch.

The Mukaiyama Formation unconformably overlies the Tatsunokuchi Formation and is composed of alternating beds of sandstone, siltstone, tuff and lignite, accompanied with basal conglomerate. The formation contains interbedded pumice-flow deposits named the Hirosegawa Tuff Member. Petrified forest just below the member can be observed in the Hirose River in Sendai City. Sedimentary environment of the formation probably resembles to that of the Kameoka Formation.

The Dainenji Formation occupies the upper part of the Sendai Group and is subdivided into the sandstone facies and the alternating facies of siltstone and sandstone. The sandstone facies is mainly composed of loose-packing sandstone and the alternating facies is of sandstone and siltstone with some intercalations of lignite seams. The formation yields plant leaves, diatoms, molluscs and foraminifers. *Stegodon insignis* FALCONER and CAUTLEY was obtained from the formation (SHIKAMA, 1963). According to MANABE (1979 – 1980), the formation was deposited before the Olduvai event of the Matuyama reversed polarity epoch.

Tomegaya Formation

The Tomegaya Formation is exposed in small areas in the northeastern district and is composed of thin basal conglomerate and loose-packing sandstone. From the lithologic similarity and the stratigraphic position, the formation corresponds to the Dainenji Formation. The formation yields diatoms, molluscs and *Balanus* sp. Burrows of boring shells are observable at the basal part.

QUATERNARY

The Quaternary System of the mapped district consists of the Aobayama Formation, river terrace deposits (partially covered with volcanic ash), the Alluvium and landslide deposits. Artificial earthwork materials are also dealt as a member of Quaternary System.

The Aobayama Formation is exposed mainly in the central part of the district and is made up of fanglomerate covered with volcanic ash. The lower fanglomerate is named the Futatsuzawa Gravels and the upper volcanic ash is named the Koeji Volcanic Ash. It is remarkable that the Early Paleolithic artifacts were discovered from the Middle Pleistocene Koeji Volcanic Ashi (OGAWA *et al.*, 1985).

River terrace deposits are subdivided into four units, that is, the Dainohara, Sendai-kamimachi, Sendai-nakamachi and Sendai-Shimomachi Terrace Deposits, including correlatives respectively. River terrace deposits are distributed mainly along the Natori, Hirose and Nanakita Rivers and is composed of gravels, sands and clays. The Dainohara Terrace Deposits are partially covered with the Medeshima Volcanic Ash and the Sendai-nakamachi Terrace Deposits are partially covered with the Nagano Volcanic Ash. It is inferred that time interval during which the Dainohara Terrace Deposits were formed about 100,000 – 130,000 years ago, was under the semi-tropical climate (MATSUI and KATO, 1962). Red soil or red loam was probably made at that time.

The Alluvium is made up mainly of marine and fluvial sediments deposited from the lowest sea level time of the latest Pleistocene to recent. The sediments weakly consolidated form lowlands. It is clarified that the sediments are, from the base upward, composed of gravels, marine sands and clays, and fluvial sands and clays intercalating peat. The Tagajō Volcanic Ash, an air-fall deposits of about 1,000 years ago, is partially interbedded with the upper part of the Alluvium.

The landslide deposits are recognized at several parts around the hills. The deposits are resulted from rotational or planer slides and have a possibility of moving rapidly at the time of intense rain-fall, earthquake or human activities.

The earthwork materials are widely distributed in the hills, which have been prepared for the construction of residences. Maximum thickness of the materials is over 30 meters.

GEOLOGIC STRUCTURE

The Neogene System is fundamentally composed of five groups, that is, the Matsushimawan, Natori, Shida, Akiu and Sendai Groups. General bedding of these groups is comparatively gentle. In the northeastern and southwestern districts is the lower Miocene, in the northern and western districts is the middle to upper Miocene, and in the northwestern and central districts is the Pliocene Series distributed, respectively. Those sedimentary sequence seems to dip towards the center of the district.

However, several monoclines are distinct along the boundary zone between the Sendai Group and the Natori or Akiu Group. The monoclines are accompanied with anticlines deforming the Miocene strata. It is interesting that the Pliocene Sendai Group is commonly developed in front of the monoclines.

Furthermore, NE-SW trending active faults are detected in the district. Most conspicuous active fault is the Nagamachi-Rifu Line named by YABE (1926), which dislocates the river terrace surface in Sendai City. Although the line has a sense of a reverse fault dipping northwestward, exact positioning of the fault line has unfortunately been unknown yet, because the Alluvium is distributed in the assumed area.

ECONOMIC AND ENVIRONMENTAL GEOLOGY

Andesite lava of the Takadate Formation and the Miocene intrusive rocks have been quarried at several places to supply crushed stone for concrete aggregate and road metal. Production of the crushed stone at each quarry reaches 500,000 ton/year in maximum.

No working mine exists in the mapped district at present. Iron sand ores occurring in the Natori Group were once mined before World War II. Kaoliniferous ores intercalated in the Shida and Sendai Groups had been mined from early times for production of roof tiles and clay pipes and for drilling mud. Lignite within the Sendai Group had been also mined for domestic use until 1960's.

Groundwater has been pumping up in large quantities at many points in the alluvial lowlands and in the river terraces for agricultural and industrial use. Consequently, land-subsidence has appeared especially in the area where the alluvial soft silts and peats are interbedded underneath, though groundwater development has been controlled by a law

or a prefectural ordinance.

The Miyagiken-oki Earthquake (M 7.4) of June 12, 1978, did great damage to the mapped district. Sendai City, very thickly populated, suffered most from the earthquake which caused mass movements, liquefaction and destruction of many buildings, houses and stone walls. Over 20 peoples were pressed under the broken walls and died. The earthquake seriously attacked public utility such as water supply, fuel gas and oil and electrical or traffic facilities as well as to factories and shops, so the great deal of damage by the earthquake is called the “disaster of city type”. It is emphasized that the mass movements occurred mainly in the newly developed residencial areas in which the earthwork materials are filled broadly and thickly. It has been pointed out by several authors that problems are to be solved to minimize geologic hazard, referring to thickness, compactness and materials of artificial foundation, including how to operate the earthworks, and old landforms before the land transformation.

文献引用例

北村 信・石井武政・寒川 旭・中川久夫(1986) 仙台地域の地質. 地域地質研究報告
(5万分の1地質図幅), 地質調査所, 134p.

BIBLIOGRAPHIC REFERENCE

KITAMURA, N., ISHII, T., SANGAWA, A. and NAKAGAWA, H. (1986) *Geology of the
Sendai district*. With Geological Sheet Map at 1:50,000, Geol. Surv.
Japan, 134p. (in Japanese with English abstract 9 p.).

昭和61年3月20日印刷

昭和61年3月24日発行

通商産業省工業技術院 地質調査所

〒305 茨城県筑波郡谷田部町東1丁目1-3

印刷所 泰成印刷株式会社

〒130 東京都墨田区両国3-1-12

© 1986 Geological Survey of Japan