

55(521.13)(084.32M50)(083)

地域地質研究報告

5万分の1図幅

秋田(6)第89号

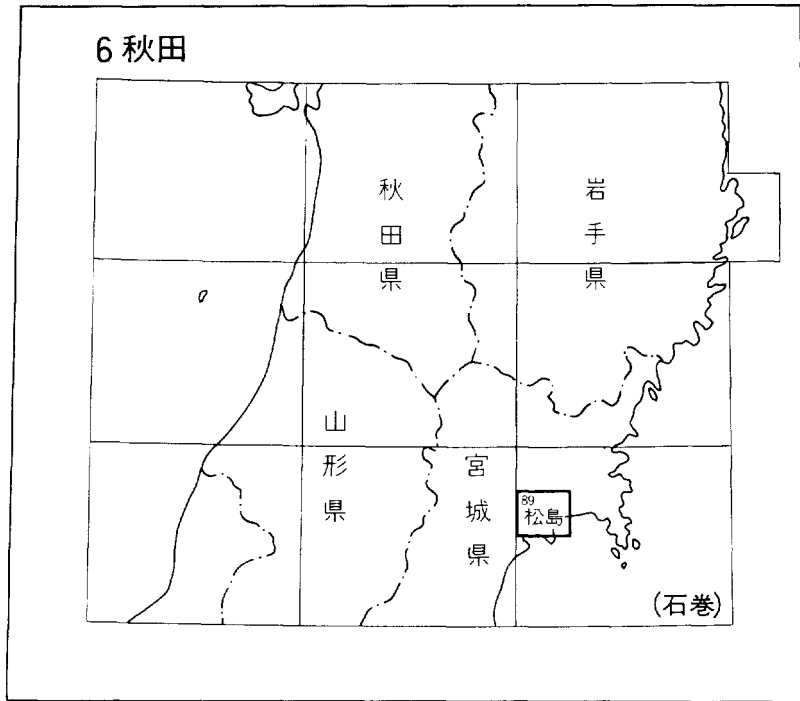
松 島 地 域 の 地 質

石井武政・柳沢幸夫
山口昇一・寒川 旭・松野久也

昭和 57 年

地 質 調 査 所

位置図



() は 1 : 200,000 図幅名

目 次

I. 地 形	1
II. 地質概説	4
II. 1 地質及び地質構造	4
II. 2 珪藻化石帯区分及び仙台地域との地層対比	12
III. 先新第三系	15
III. 1 利府層	15
III. 2 ひん岩	19
III. 3 利府花崗岩類	19
IV. 新第三系	20
IV. 1 松島湾層群	20
IV. 1. 1 塩釜層	20
IV. 1. 2 佐浦町層	24
IV. 1. 3 網尻層	27
IV. 1. 4 松島層	28
IV. 1. 5 大塚層	36
IV. 2 追戸層	42
IV. 3 志田層群	46
IV. 3. 1 根古層	46
IV. 3. 2 三ッ谷層	49
IV. 3. 3 幡谷層	55
IV. 3. 4 鹿島台層	62
IV. 3. 5 番ヶ森山層	65
IV. 3. 6 大松沢層	70
IV. 4 鮮新統	75
IV. 4. 1 亀岡層	79
IV. 4. 2 竜の口層	80
IV. 4. 3 放森層	81
IV. 4. 4 表沢層	82
IV. 4. 5 俵庭層	83
V. 第四系	85
V. 1 潤花層	85
V. 2 河岸段丘堆積物	86
V. 3 沖積層その他	86

V. 4 干拓地	90
VI. 地質構造	90
VI. 1 褶曲	92
VI. 2 断層	94
VII. 活構造	95
VII. 1 周辺地域の活構造	96
VII. 2 本地域の活構造	96
VII. 2. 1 変位地形と堆積物の変形	96
VII. 2. 2 本地域の活構造の特徴	101
VIII. 応用地質	101
VIII. 1 鉄	101
VIII. 2 亜炭	102
VIII. 3 土木建築材料	102
VIII. 4 地震による地盤災害など	103
文 献	104
Abstract	113

図・表・付表 目 次

第1図 松島図幅地域の埋谷面図及び地形面の分布	2
第2図 松島図幅地域の地質総括図	5
第3図 松島図幅地域中新統地質総括図	6
第4図 松島図幅地域周辺の地質概略図	7
第5図 松島図幅地域中新統の層序概念図	8
第6図 松島図幅地域中新統の分布概念図	8
第7図 松島図幅地域中新統の層序断面図	9
第8図 松島図幅地域鮮新統の分布概念図	10
第9図 主要な珪藻化石の層序的分布及び珪藻化石帯	12
第10図 珪藻化石帯区分による新第三系の対比	13
第11図 利府層の頁岩砂岩互層の露頭	16
第12図 塩釜層・佐浦町層・網尻層の柱状図作成ルート図	21
第13図 塩釜層・佐浦町層・網尻層の柱状図	22
第14図 塩釜層・佐浦町層・網尻層の層序概念図	23
第15図 塩釜層基底部の角礫岩の露頭	23
第16図 塩釜層主部の安山岩質凝灰角礫岩の露頭	24
第17図 佐浦町層の火山円礫岩及び凝灰質砂岩・シルト岩の露頭	26

第18図	松島層・大塚層の柱状図作成ルート図	28
第19図	松島層の模式柱状図	29
第20図	網尻層と松島層の境界のスケッチ	30
第21図	網尻層を覆う松島層下部軽石凝灰岩部層基底の角礫岩の露頭	31
第22図	松島層中部軽石凝灰岩部層のシルト岩偽礫を含む軽石凝灰岩の露頭	32
第23図	松島層上部軽石凝灰岩部層中の葉理の発達した軽石凝灰岩の露頭	36
第24図	大塚層の柱状図	37
第25図	大塚層シルト岩部層のシルト岩勝ち互層の露頭	39
第26図	大塚層シルト岩部層中に見られる小断層の露頭	39
第27図	大塚層凝灰質砂岩砂質シルト岩部層中の砂質シルト岩の露頭	41
第28図	迫戸層佳景山礫岩部層の礫岩の露頭	43
第29図	迫戸層旭山安山岩部層の安山岩溶岩の露頭	44
第30図	根古層・三ツ谷層・幡谷層の柱状図作成ルート図	47
第31図	根古層・三ツ谷層・幡谷層の柱状図	46
第32図	根古層の柱状図	48
第33図	根古層中の斜層理の発達した凝灰質砂岩の露頭	49
第34図	三ツ谷層の層序断面図	50
第35図	三ツ谷層下部層粗粒相の斜層理の発達した砂岩の露頭	52
第36図	三ツ谷層上部層細粒相の露頭	53
第37図	幡谷層白坂山凝灰岩部層の岩相図	57
第38図	松島層を不整合に覆う幡谷層白坂山凝灰岩部層の露頭	58
第39図	幡谷層主部の柱状図	59
第40図	白坂山凝灰岩部層最上部の細粒凝灰岩を覆う幡谷層主部凝灰質砂岩相の凝灰質砂岩の露頭	61
第41図	幡谷層主部凝灰質砂岩相中に見られる軽石凝灰岩の団塊を含む黒色砂岩の露頭	61
第42図	鹿島台層中の細粒砂岩及び凝灰岩薄層の露頭	63
第43図	鹿島台層Sn凝灰岩鍵層の柱状図	64
第44図	鹿島台層Os凝灰岩鍵層の柱状図	65
第45図	鹿島台層上部及び番ヶ森山層最下部の柱状図	66
第46図	番ヶ森山層の岩相分布概略図	68
第47図	番ヶ森山層上部層中の斜層理の発達した中一粗粒砂岩の露頭	69
第48図	大松沢層の模式柱状図	71
第49図	大松沢層の柱状図	72
第50図	鹿島台層・大松沢層の柱状図作成ルート図	73
第51図	大松沢層鍵層O1の柱状図	74
第52図	大松沢層凝灰岩鍵層O6・O8・O10の柱状図	75

第53図	大松沢層凝灰岩鍵層O15の露頭	75
第54図	大松沢層凝灰岩鍵層の柱状図	76
第55図	大松沢層のルートマップ	78
第56図	鮮新統の柱状図	79
第57図	放森層と幡谷層との不整合面のスケッチ	81
第58図	放森層の露頭柱状図	81
第59図	利府層を不整合に覆う放森層の露頭	82
第60図	俵庭層中に発達する礫岩の露頭	84
第61図	湧花層の露頭柱状図	85
第62図	石巻平野の地質断面図	87
第63図	石巻平野の浜堤分布図及び埋没谷基底等高線図	88
第64図	鳴瀬川・吉田川沿いの低地の埋没谷基底等高線図	89
第65図	鳴瀬川・吉田川沿いの低地の沖積層のボーリング柱状図	91
第66図	松島図幅地域新第三系の水平断面図	92
第67図	松島図幅地域の地質構造図	95
第68図	松島図幅地域周辺の地形及び活構造の分布	97
第69図	旭山撓曲沿いの埋谷面図	98
第70図	旭山東側斜面の景観	99
第71図	旭山撓曲沿いの地層の傾斜と小断層のスケッチ (Loc. 1)	99
第72図	旭山撓曲沿いに発達する小断層の断层面投影図 (Loc. 2)	98
第73図	旭山撓曲沿いの地層の傾斜 (Loc. 3)	100
第74図	旭山撓曲沿いの地層の傾斜 (Loc. 4)	101
第75図	旭山撓曲沿いに発達する小断層 (Loc. 4)	100
第76図	1978年宮城県沖地震によって発生した崖崩れ	103
第1表	松島図幅地域と仙台地域との新第三系対比表	14
第2表	利府層産出動物化石	17
第3表	中—上部三畳系の時代及び対比	18
第4表	利府花崗岩類の化学分析値及びノルム	19
第5表	塩釜層・松島層中の礫及び追戸層旭山安山岩部層の溶岩の化学分析値及びノルム	25
第6表	網尻層産出植物化石	28
第7表	三ツ谷産出軟体動物化石	51
第8表	根廻凝灰質砂岩部層の位置づけと地層対比	54
第9表	幡谷層産出軟体動物化石及びウニ化石	57
第10表	鹿島台層産出軟体動物化石	65
第11表	大松沢層産出軟体動物化石	76

第12表	鮮新統産出軟体動物化石	80
第13表	放森層産出珪藻化石	82
第14表	赤井鉦山の鉦石の品位	102
付表 第1表	松島図幅地域新第三系産出珪藻化石表	109

松島地域の地質

石井武政*¹⁾・柳沢幸夫*²⁾
山口昇一*³⁾・寒川 旭*¹⁾・松野久也*⁴⁾

松島地域の地質図幅の作成は、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。野外の調査研究は昭和55年度に実施され、石井・柳沢及び山口が主としてこれを担当した。寒川は地形及び活構造の調査研究を担当し、松野は周辺地域、特に北に接する「涌谷」及び「若柳」図幅地域の調査研究との関連という観点から、一部野外における調査研究を担当し、また軟体動物化石の同定を分担した。全体のとりまとめは石井・柳沢が行った。なお地質図上に併記した等重力線図は、昭和36・37年度に測定のものちまとめられた重力データ(小川・瀬谷, 1961, 1962)を用い、物理探査部広島俊男技官が編集したものである。緯度補正は1930年国際式を使用し、地形補正は密度を 2.0g/cm^3 と仮定して測定点から82kmまでの地形について計算した。

本図幅の調査研究の過程で、珪藻化石の同定については石油資源開発株式会社技術研究所の秋葉文雄氏、ウニ化石及び利府層産出の生痕化石の同定には地質部田中啓策技官、岩石薄片の作製については北海道支所谷津良太郎・渡辺真治・木村享技官の協力を得た。また東北大学の北村信教授、秋田大学の柴田豊吉教授、宮城教育大学の増田孝一郎教授及び上記秋葉文雄氏からは、それぞれ専門の立場からの御教示並びに御助言を頂いた。現地調査に際しては、七ヶ浜町企画課鈴木利夫氏並びに多賀城市都市計画課・塩竈市都市計画課・利府町水道課及び企画課・鹿島台町都市計画課・松島町建設課・鳴瀬町庶務課・矢本町計画課・河南町企画課更に陸上自衛隊多賀城駐とん地の各関係職員の方々に諸般の便宜をお図り頂いた。以上の方々に心から感謝の意を表したい。

I. 地 形

「松島」図幅地域は北緯 $38^{\circ}20'$ - $38^{\circ}30'$, 東経 $141^{\circ}0'$ - $141^{\circ}15'$ にあり、宮城県中部に位置している。地形的には北上山地南端部と奥羽山脈の間に南北方向をとって発達している仙台平野の南東縁に当たり、図幅南部に石巻湾及び松島湾の海域を含んでいる。

本地域の陸域には、図幅北西部の鹿島台丘陵、南西部—中央部にかけての松島丘陵、北東部の旭山丘陵、更に北東端の須江丘陵などの丘陵地が広く分布し、これらの間を流れる鳴瀬川・吉田川沿いには低地が、石巻湾に臨む所には石巻平野が発達している(第1図)。更に松島湾から外洋にかけて大小多数の島々が浮かび、日本三景“松島”の美しい景観を作り出している。

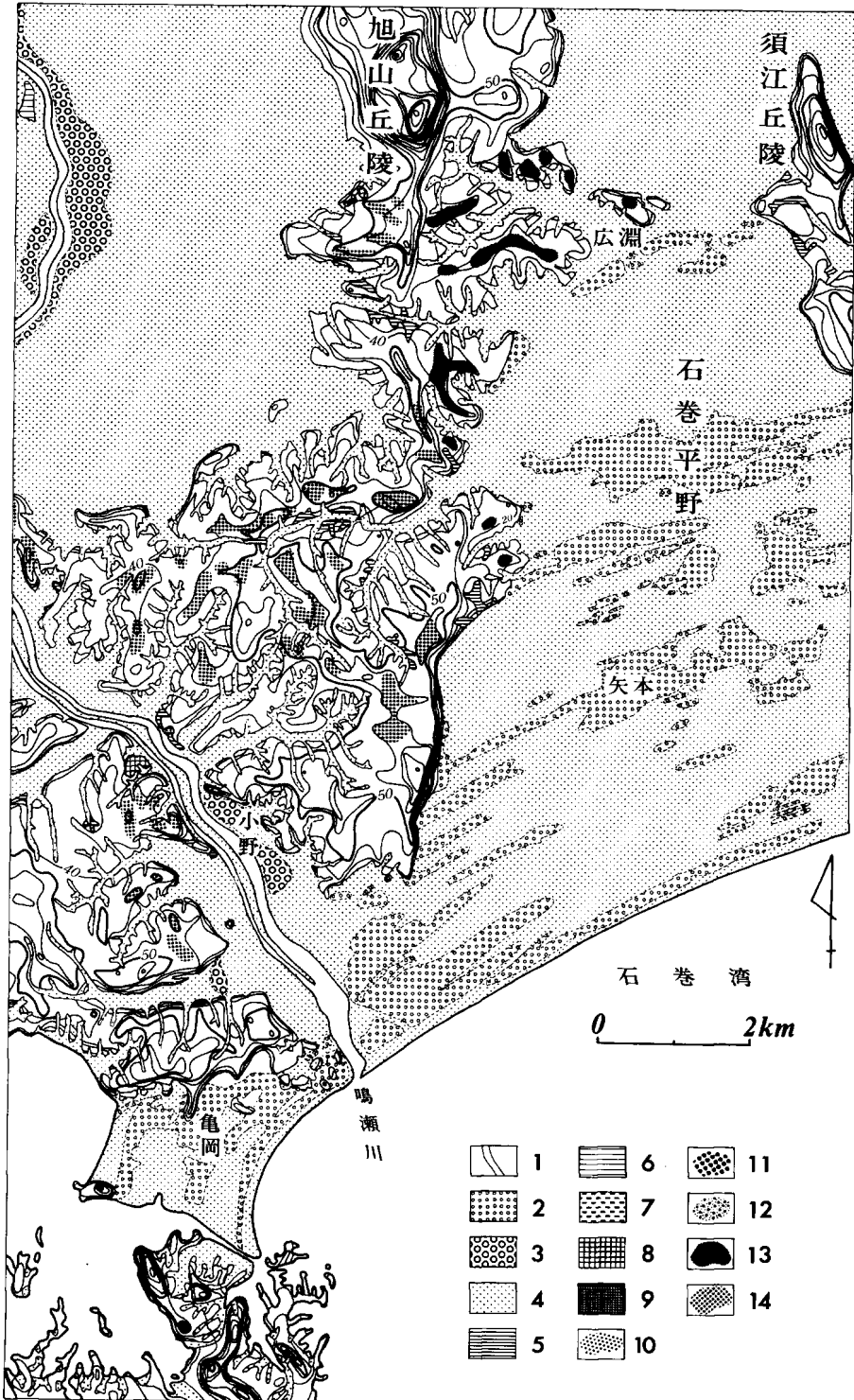
丘陵地は地形的特徴から更に細分される。松島丘陵のうち図幅南西部を占める先新第三系分布地域とその周辺地域、鹿島台丘陵の一部、及び、旭山丘陵北部の中新世初期の火山岩類よりなる旭山などは、

*¹⁾ 環境地質部 *²⁾ 地質部 *³⁾ 北海道支所 *⁴⁾ 第一航業株式会社



第1図 松島図幅地域の埋

- 1 河川 2 浜堤 3 自然堤防 4 沖積面 (2~3を除く) 5 u_1 面 6 u_2 面
 11 定高性を示す丘陵 (鹿島台丘陵・上位) 12 定高性を示す丘陵 (松島丘陵)



谷面図及び地形面の分布

7 t₁面 8 t₂面 9 t₃面 10 定高性を示す丘陵(鹿島台丘陵・下位)

13 定高性を示す丘陵(旭山丘陵・下位) 14 定高性を示す丘陵(旭山丘陵・上位)

開析が著しく山頂部の高度が100-210mの間で一定していない。その他の高度100m以下の丘陵は、平坦面は残存していないものの、稜線部が細長く連続しており、その高さも類似している例が多い。鹿島台丘陵では、高度82-91m・高度54-67mと少なくとも二つのレベルで定高性が認められる。また、松島丘陵北部一帯でも50m前後のレベルで定高性が認められる。そして、旭山丘陵でも一般に50-60mの高度で稜線部をつないだ線がよく連続している。このような地形の成因として、丘陵を構成する堆積物の層理面に支配された組織地形の要素もあるが、むしろ、高位の段丘面が開析されて定高性のある丘陵地形を呈しているものと考えられる。

丘陵地の下部には鳴瀬川・吉田川・北上川などの主要な河川に沿って数段の段丘面が分布している。これらは中川（1980）も指摘しているとおりに中位段丘面・低位段丘面に大別できる。

中位段丘面は吉田川両岸及び鳴瀬川右岸沿いに広く分布しており、更に二つの段丘面（ tm_1 面・ tm_2 面）に細分できる。大部分が tm_2 面に相当し、高度27-53mで連続的に分布している。段丘面はかなり開析を受けており、地表面もかなり丸味を帯びている。鹿島台丘陵東部では tm_2 面の10m程上位にわずかに tm_1 面が認められる。

低位段丘面は中位段丘面の周辺などに分布しており、細かくは3つの面に区分される（中川，1980）。これらの段丘面（ tl_1 面・ tl_2 面・ tl_3 面）は開析谷が多く入っているものの、原面は平坦でよく保存されている。大郷町長崎に好露頭が見られるが、そこでは約3.5mの厚さの段丘堆積物の下部2mが礫層で、それより上位は斜層理の発達した砂層となっており、ほとんど風化を受けていない。

鳴瀬川・吉田川に沿った地域及び石巻平野に沖積低地が広がっている。鳴瀬川・吉田川沿いの低地には自然堤防及びその背後の後背湿地が、石巻平野では砂浜・浜堤群及び浜堤間の後背湿地がそれぞれ発達している。

自然堤防は主に鳴瀬川両岸沿いに連続して分布しており、それより下流では鳴瀬町小野にわずかに見られる程度である。浜堤は石巻平野の河南町広淵から海岸付近に至るまで、海岸線と平行に多く認められる。更に宮戸島北方の鳴瀬町亀岡周辺にも認められる。これらの自然堤防・浜堤の上にはほとんど例外なく集落・畑地が立地し、自然堤防背後及び浜堤列間の後背湿地は、主に水田として利用されている。

石巻平野南縁の海岸が直線的な砂浜海岸を形成しているのと対照的に、松島湾一帯は日本三景“松島”の名にふさわしい複雑多岐に入りくんだ美しい海岸地形を呈している。このような海岸線の相異をもたらした要因の一つは、周辺地域からの堆積物の供給量の差と考えられる。すなわち前者は比較的大きな河川の河口に位置し、砂礫の供給が豊富なのに対し、後者は堆積物をもたらす有力な河川がほとんどなく、また海による浸食が卓越しているためと考えられる。

II. 地 質 概 説

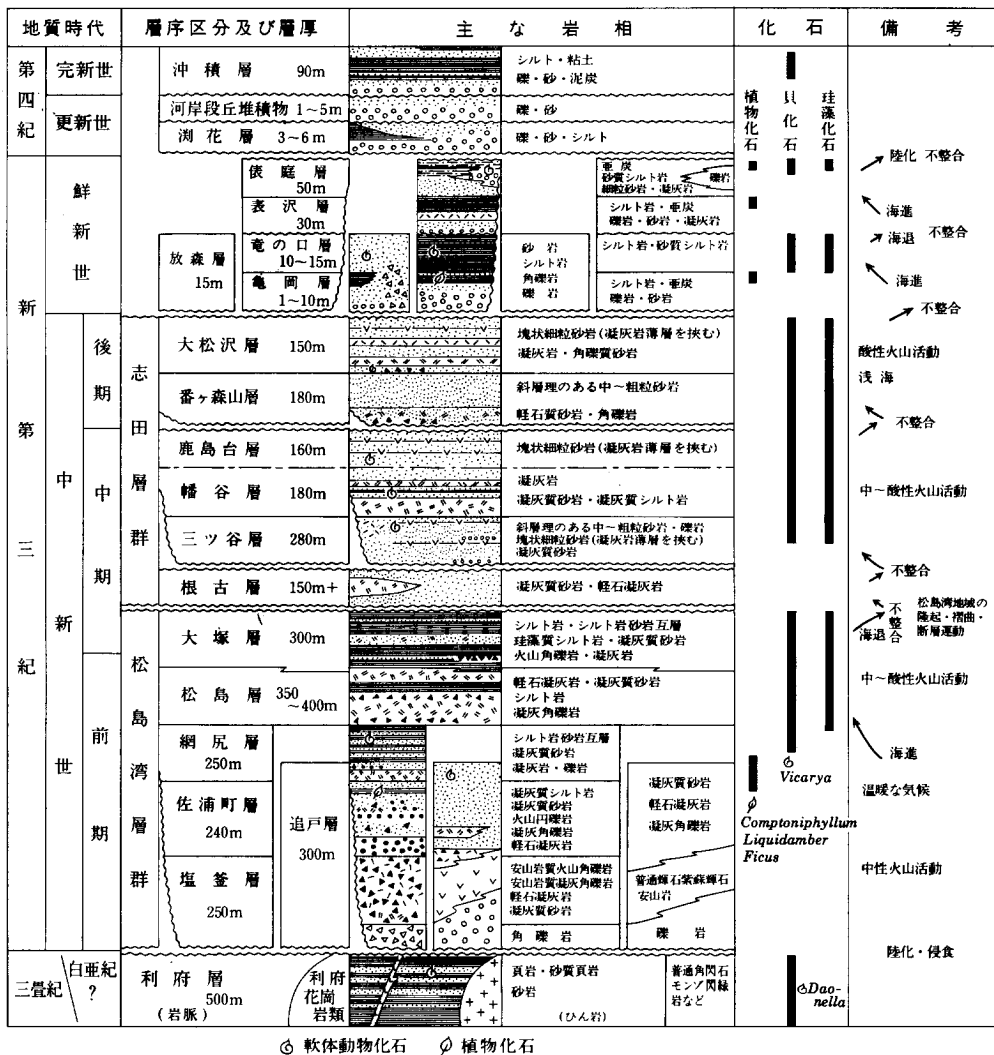
II. 1 地質及び地質構造

「松島」図幅地域は、先新第三紀の地質区区分上、東北日本の南部北上帯に属し、新第三紀の地質区

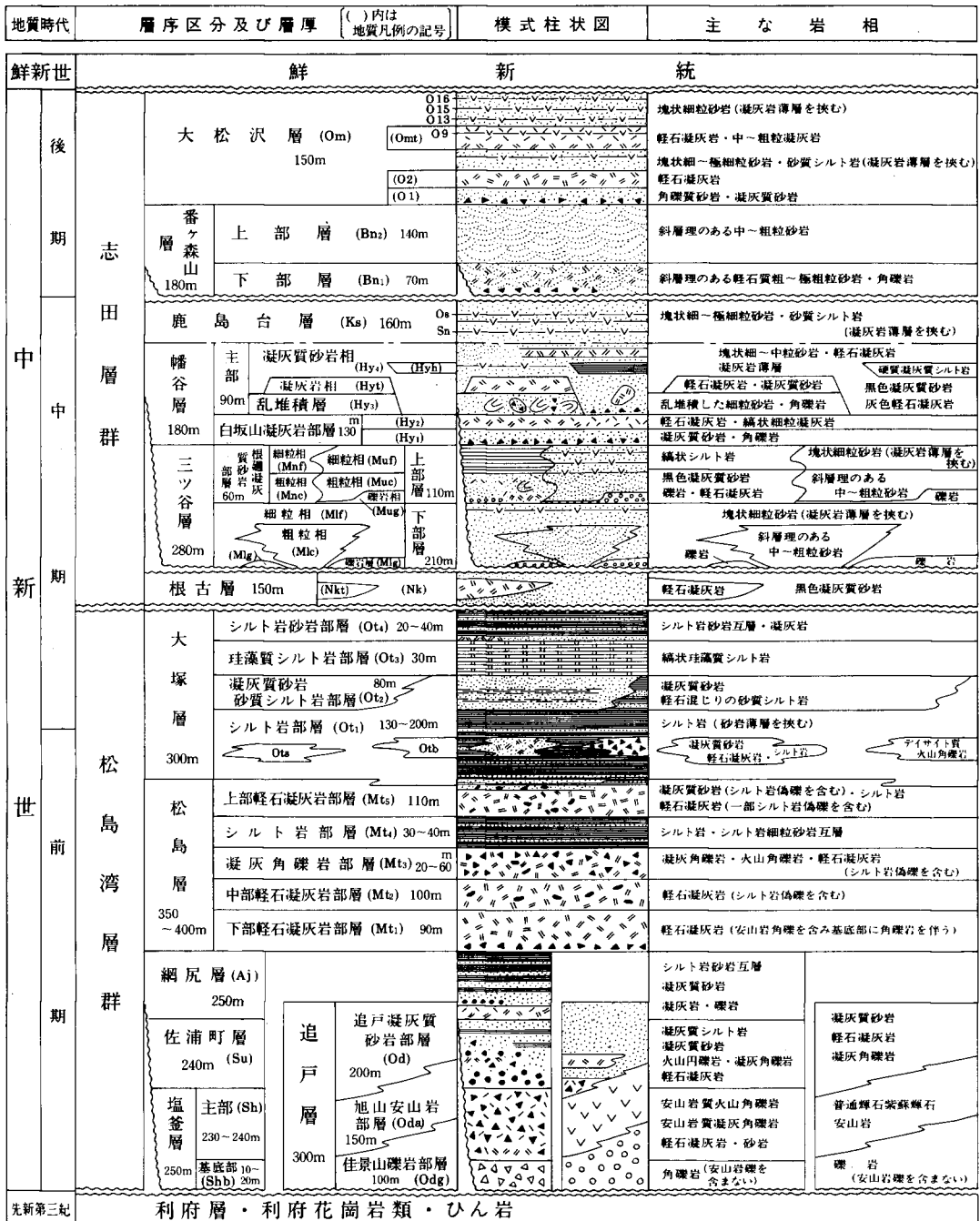
区分上は、いわゆるグリーンタフ地域の東北日本弧内帯と非グリーンタフ地域の外帯との境界部に位置している。

本地域には、第2図及び第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三疊紀利府層及び白亜紀の貫入とみられる利府花崗岩類が図幅地域南西部に露出し、周囲の丘陵地の大部分には新第三系が、丘陵地から低地にかけては第四系が分布している（第4図）。

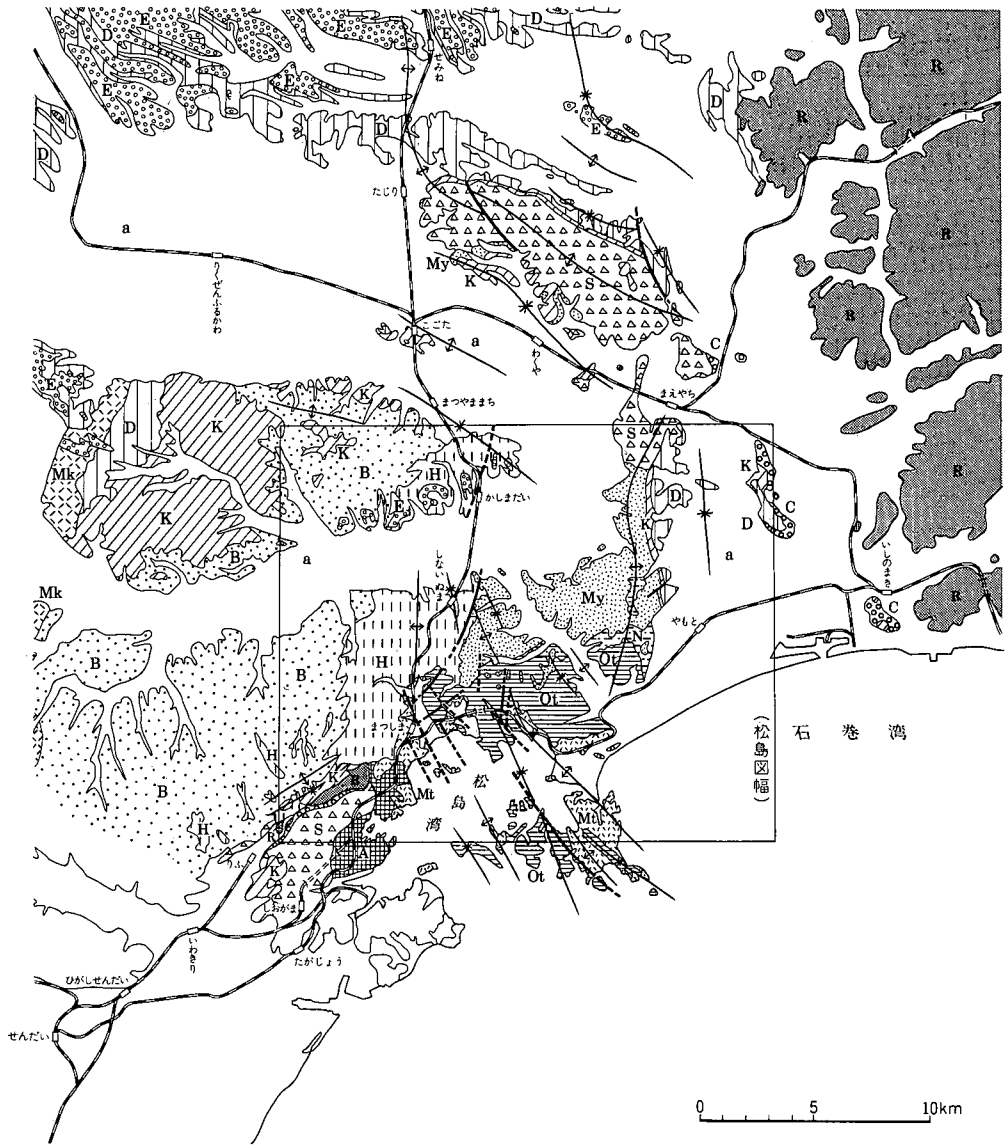
利府層及び利府花崗岩類は、極めて小地域に露出する地層・岩体であるが、東隣「石巻」図幅地域を初めとして北上山地に広く分布する中生界・古生界とともに、本地域の基盤として伏在しているであろう。なお本地域新第三系の基底礫岩中の礫より、白亜紀を示す化石が見いだされており（中沢，1963）、本地域にはかつて白亜系が存在した、あるいは現に潜在している可能性がある。



第2図 松島図幅地域の地質総括図(層厚は図幅内に認められる最大層厚を示す)



第3図 松島図幅地域の中新統地質総括図(層厚は図幅内に認められる最大層厚を示す)



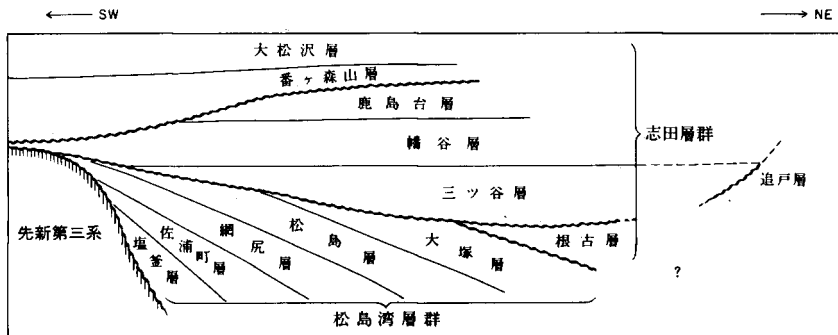
- | | | | |
|---|---------------------------|---|--------------|
| <p>a 沖積層・段丘堆積物</p> <p>E 潤花層及びその相当層</p> <p>Mk 宮床凝灰岩</p> <p>D 表沢層・俵庭層及びその相当層</p> <p>K 亀岡層・竜の口層・放森層</p> | <p>} 第四系</p> <p>} 鮮新統</p> | <p>B 番ヶ森山層・大松沢層</p> <p>H 幡谷層・鹿島台層</p> <p>My 三ツ谷層及びその相当層</p> <p>N 根古層</p> <p>Ot 大塚層</p> <p>Mt 松島層</p> <p>A 網尻層</p> <p>S 塩釜層主部・佐浦町層・追戸層*</p> <p>C 塩釜層下部・追戸層佳景山礫岩部層</p> <p>R 先新第三系</p> | <p>} 中新統</p> |
|---|---------------------------|---|--------------|
-
- | |
|-----|
| 背斜軸 |
| 向斜軸 |
| 断層 |

* 旭山安山岩部層・追戸凝灰質砂岩部層

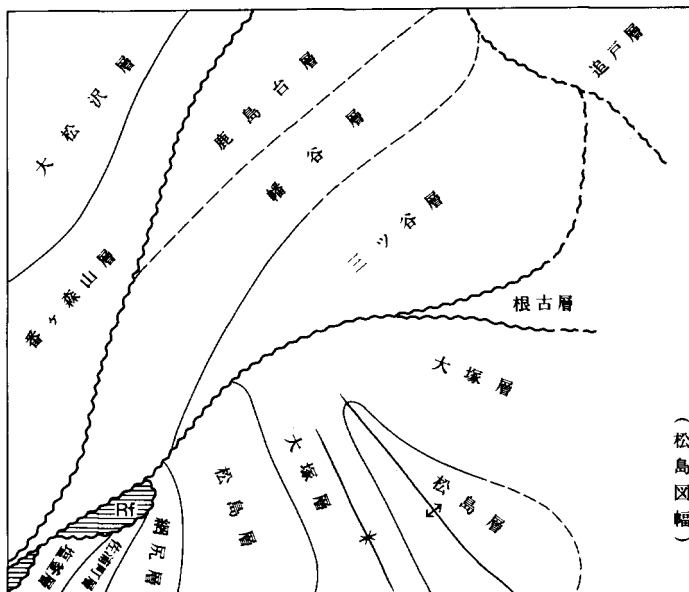
第4図 松島図幅地域周辺の地質概略図 (神戸, 1959: 北村, 1980 b: 北村ほか, 1981: 柴田, 1967: 高橋・松野, 1969: 本研究報告から編集)

新第三系は中新統及び鮮新統からなる。中新統は大きくその下半部の「松島湾層群」と上半部の「志田層群」に分けられる。また図幅地域北東部には、これらに属さない追戸層おいとが分布している（第5・6・7図）。

松島湾層群は、先新第三系を不整合に覆って、主に図幅地域南半部、松島湾を囲む地域に分布している。本層群下部は、主として非変質の中性火山噴出物とそれ由来する砕屑物からなる陸成層（塩釜層及び佐浦町層）であるが、上方に細粒化して（網尻層あじり下部）、次第にシルト岩からなる海成層（網尻層上部）に移化している。この直上、本層群中部には、水中堆積した多量の酸性凝灰岩（松島層）が挟まれる。更に本層群上部は、海成のシルト岩砂岩の互層（大塚層）から構成される。



第5図 松島図幅地域中新統の層序概念図



Rf：利府層(三疊系)及び利府花崗岩類

~~~~~ 不整合境界      - - - 推定  
 ——— 整合境界      - - - 推定

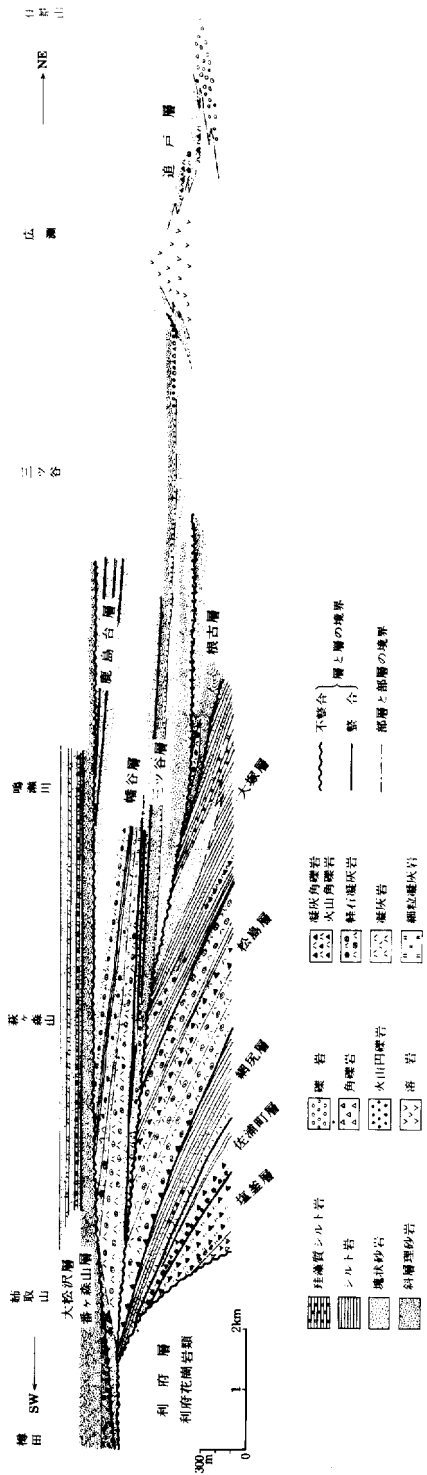
第6図 松島図幅地域中新統の分布概念図

追戸層は、礫岩・非変質の中性火山噴出物及び凝灰質砂岩などからなる。本地域内ではその主体は陸成層と判断されるが、北隣「涌谷」図幅地域内においては明らかに海成層を含んでいる。本層は岩相上、松島湾層群下部の塩釜層からおよそ網尻層下部までに対比される。本層の主たる分布域は「涌谷」図幅地域内にあり、松島湾層群とは隔てられている。

志田層群は、松島湾層群及び追戸層を著しい傾斜不整合関係で覆い、主に図幅地域北半部、鳴瀬川及び吉田川に沿った丘陵地に広く分布している。本層群は、全層準を通じてほとんど砂質の海成堆積物から構成されるが、中位に存在するやや著しい不整合により、更に下部及び上部に二分される。下部は、下位から凝灰質に富んだ砂岩（根古層）、凝灰質に乏しい砂岩（三ツ谷層）、厚い凝灰岩を挟有し凝灰質に富んだ砂岩（幡谷層）、そして凝灰質に乏しい砂岩（鹿島台層）の順に重なる。上部は、下位から粗粒砂岩（番ヶ森山層）、凝灰岩を挟有する細粒砂岩（大松沢層）で構成される。

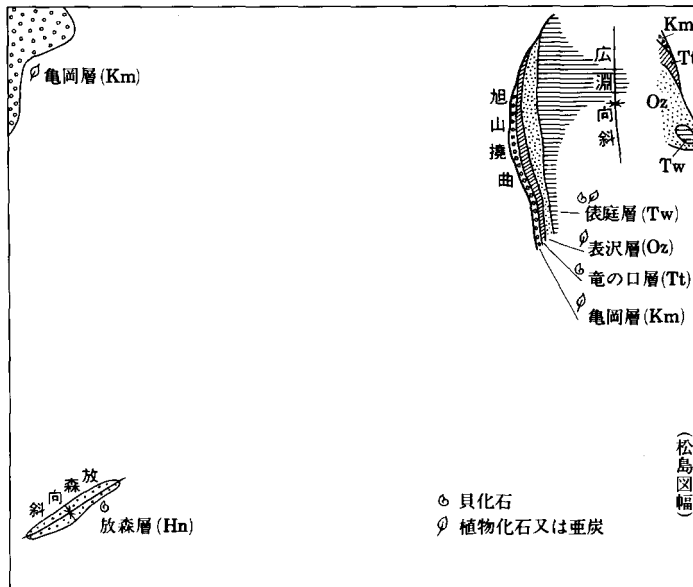
鮮新統は、図幅地域北東部・北西部及び南西部など限られた地域に分布しそれぞれ丘陵の一部を占め、先新第三系や中新統のさまざまな層準を不整合に覆っている（第8図）。鮮新統は、2回の海進・海退を示しており、中位の不整合によって下部及び上部に二分される（第56図参照）。下部は、主に礫岩からなる陸成層（亀岡層）が、上方へと次第にシルト岩の海成層（竜の口層）に移化する。上部は、主にシルト岩砂岩の陸成層（表沢層）から、海成の砂岩（俵庭層下部）へ移化し、最上部で再び陸成層が主体（俵庭層上部）となる。鮮新統のうち、図幅地域南西部に分布するもの（放森層）は砂岩を主とし、ほぼ下部に相当するであろう。

第四系には、丘陵地上に平坦面を伴って分布する湧花層及び河岸段丘堆積物、主要な河川に沿った低地あるいは石巻平野などに分布する沖積層がある。これらはいずれも礫層・砂層・泥層などの半固結一



第7図 松島図幅地域中新統の層序断面図 松島図幅のNE-SW方向の対角線に沿った断面図である。大松沢層を水平になおし、他の層はこれに応じて相対的位置を修正してある





第8図 松島湾地域鮮新統の分布概念図

未固結の堆積物からなる。

測花層は、更新世下末吉期の河成-沼沢地成の堆積物と推定される。河岸段丘堆積物は、低位段丘を作る更新世立川期の河成堆積物である。沖積層は、最終氷期の海水準最降下期以降の埋谷堆積物であり、下位からは、河成の砂礫、海成の砂・粘土、現在の低地表層部を形成する砂・粘土の順に重なっている。

その他、旭山の周囲に崖錐堆積物がわずかに分布し、また人工的な土地改変として干拓地が比較的に広い地域を占めている。

本地域新第三系の地質構造<sup>1)</sup>は、大局的にみて、北上山地南部の中・古生界西縁を画するNS方向及び本地域先新第三系の北縁を規制するENE-WSW方向の斜交する2方向の基盤構造に支配され、周辺地域のそれに比べて非常に複雑である(第4・66・67図参照)。

北上山地南部の中・古生界は、ほぼ旧北上川に沿って南北に分布する。中新統追戸層がこれに対してアバットするものと考えられるが、沖積平野に隔てられ両者の直接の関係は不明である。地質図上に示したとおり、<sup>じまう</sup>定川河口から須江丘陵を通過して更に北方へと、NS方向の著しい西傾斜の重力異常が認められ、これが北上山地南部の中・古生界西縁の構造を表していると考えられる。

一方、利府層及び利府花崗岩類は、新第三系に覆われ極めて限られた露出であるが、図幅地域南西部にENE-WSW方向をとって分布している。この方向はいわゆる長町-利府線の方に一致し、これに沿って姉取山北方まで重力値の北傾斜の急変が認められる(三品ほか、1981の図2)。その南側の高重力域は、先新第三系の分布あるいはその地下浅所での存在を示唆している。

新第三系の地質構造を概観すると、前述の松島湾層群と志田層群との間の不整合を境に、その上下で

<sup>1)</sup> より広域的な構造発達史あるいは地質構造については、大森(1954)、北村(1958、1959)、磯田(1960)、生田・大沼(1960)、八島・生田(1966)などの論文がある。

顕著な差異が認められる。松島湾層群は、基本的には長町一利府線及びその延長方向の南側の地域に分布を限られ、全体として先新第三系上に下位から順に東傾斜で重なっている。これをより詳細にみると、塩釜層から網尻層下部にかけての層準は、見掛け上北東方へと先新第三系にオーバーラップし、南東に向かった同斜構造を示している。更に網尻層上部から松島層にかけては東方に、より上位の大塚層においては北東方から北方へと全体の傾斜方向を転じている。

この松島湾層群は、松島湾周辺地域でNNW-SSE方向<sup>2)</sup>の褶曲構造に支配されている。この構造方向は更に、宮戸島を中心とするドーム状構造の宮戸島背斜によって特徴づけられる。すなわち宮戸島背斜の南西方には、互いに平行な褶曲軸を有する美女浦向斜、野々島背斜及び桂島向斜などが配列するが、これらは大局として、宮戸島地域を東翼とし、網尻層以下の地層分布地域を西翼とする南に開いた複向斜を形成している。一方、宮戸島背斜とあたかもこれから北方へ派生したかのように見える大塩背斜とは、北方へ沈降する地質構造を形作っている。大塩背斜は、その東翼で走向がNS方向に変化しかつ急傾斜となり、後述の旭山撓曲を構成している。

松島湾層群の主部を支配するNNW-SSE方向の褶曲構造に伴って、同方向の断層群が発達するが、いずれも正断層である。これらのほかに、松島湾層群中には長町一利府線の北東方延長上に、それと同方向の正断層が認められる。

志田層群は、長町一利府線及びその延長方向のほぼ北側の地域に分布を限られ、大局的には北西へと傾斜する。また本層群の各地層は、見掛け上西方もしくは南方へ向かって、順次より上位の層準が、松島湾層群以下の地層をオーバーラップしている。本層群は、松島湾層群を推積させた沈降域が隆起に転じた後、その北側に新たに形成された沈降域に堆積したものと考えられる。

志田層群は、一般に、旭山撓曲・大塩背斜・品井沼向斜・高城川背斜などのNS方向の軸をもつ褶曲構造に支配される。これに対して図幅地域南西部、長町一利府線北側の地域では、ENE-WSW方向をとって分布する先新第三系が抵抗体となるためか、これと同方向の軸をもつ番ヶ森山背斜及び放森向斜が認められる。

上述のNS方向の褶曲構造は、図幅地域北部鹿島台丘陵付近から急に、NW-SE～WNW-ESE方向に転じている。この方向は、北隣「涌谷」図幅地域内に特有な褶曲構造の方向である。

志田層群中、番ヶ森山層基底のやや顕著な不整合は、NS方向及びENE-WSW方向の2方向の基盤運動によって、本地域のほぼ東南半部一帯が隆起した結果形成されたものであろう。これら2方向は、前述したとおり本地域周辺の基盤構造の基本的な方向である。

鮮新統の地質構造は、志田層群のそれとほぼ調和的である。したがって本地域志田層群以上の褶曲構造は、最終的には鮮新統堆積以後に形成されたものと考えられる。ただしその運動は鮮新統堆積中から引き続き、一部は現在にまで及んでいることが、本地域北方「若柳」図幅地域内で指摘されている（松野、1967）。なお、本地域においても、後述のとおり、鮮新統を變形させる褶曲構造のいくつかは、活構造の可能性がある。

<sup>2)</sup> 本荘松島帯（生田・大沼、1960）の方向に一致する。

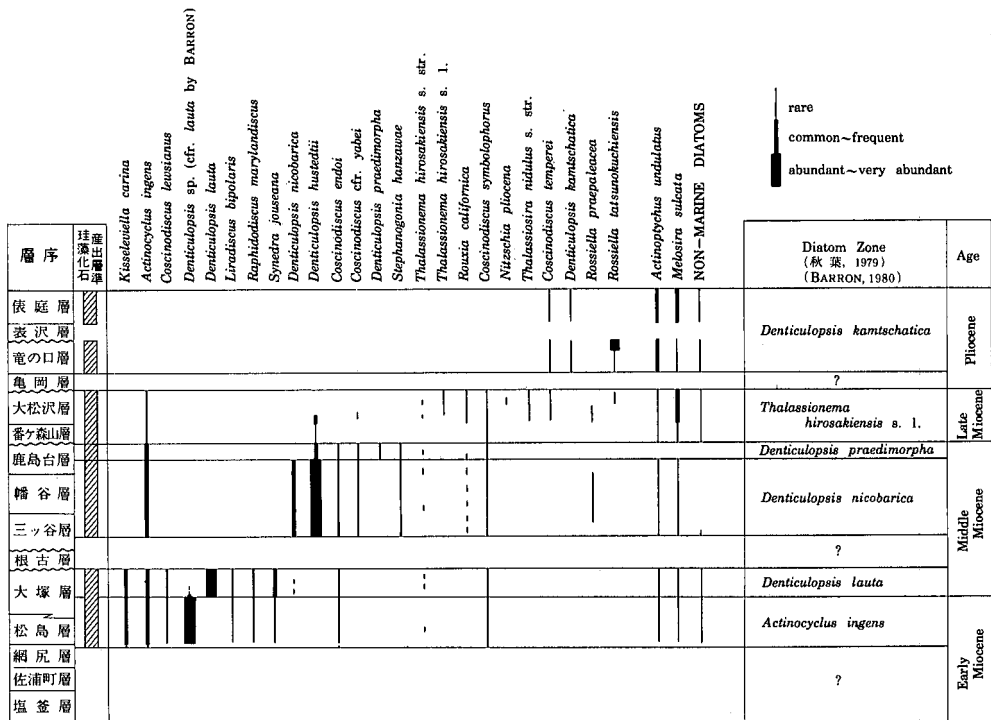
## II. 2 珪藻化石帯区分及び仙台地域との地層対比

本地域の新第三系は、珪藻化石群集の検討から、第9図のようなゾーン（化石帯）に区分される<sup>3)</sup>。

珪藻化石は全層準に普遍的に産出するものではないが、網尻層最上部から大塚層下部までは *Actinocyclus ingens* ゾーンとして特徴づけられ、大塚層上部は *Denticulopsis lauta* ゾーンに含められる。両者の境界は *D. lauta* s. str. が初めて産出する層準である。北海道及び岩手県のいくつかのルートでは、*D. lauta* ゾーン最上部に *D. hyalina* を多産する区間が認められる（秋葉，1979）が、本地域では確認されていない。珪藻化石を産しない根古層がこの区間に相当するのか、あるいはその基底の不整合により削剝され欠如しているのか、いずれとも決定できない。

三ツ谷層中下部から鹿島台層下部までは *D. nicobarica* ゾーン、鹿島台層上部は *D. praedimorpha* ゾーンに含められる。両ゾーンの境界は、*D. praedimorpha* が連続して産出する層準の下限におかれるが、本地域では鍵となる種の産出がまれであって厳密な境界を設定できない。

番ヶ森山層及び大松沢層は、*Thalassionema hirosakiensis* s. l. ゾーン（仮称<sup>4)</sup>）に含められる。このゾーンの下限は、*Denticulopsis hustedii* が大量に産出する層準の上限とされるが、本地域では大松沢層下部の一



第9図 主要な珪藻化石の層序的分布及び珪藻化石帯

<sup>3)</sup> 秋葉 (1979) 及び BARRON (1980) に基づく。

<sup>4)</sup> これはおよそ *Coscinodiscus marginatus* ゾーン (秋葉, 1977) に相当する。

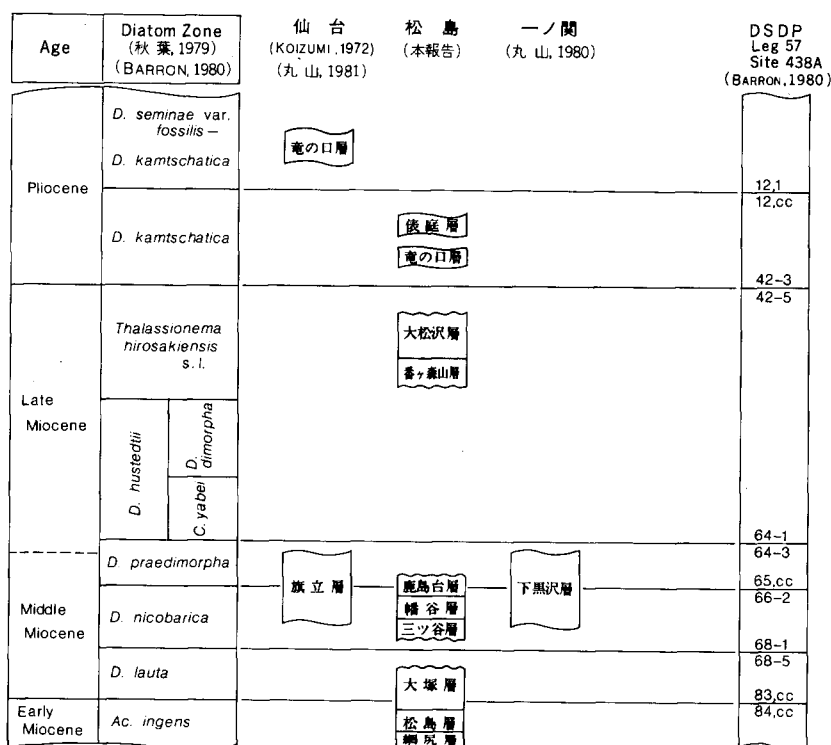
部を除いて *D. hustedtii* を多産する区間はない。しかもその下位の番ヶ森山層を *D. hustedtii* ゾーン<sup>5)</sup> には認定し難いことから、結局、本地域では番ヶ森山層と鹿島台層との間で *D. hustedtii* ゾーンが欠如していると考えられる。

竜の口層及び俵庭層は、*D. kamschatica* ゾーンに含まれる。本ゾーンの下限は、*Thalassionema hiro-sakiensis* s.l. が産出しなくなる層準、上限は、*Denticulopsis seminae* var. *fossilis* が初めて産出する層準でそれぞれ規定される。本地域の鮮新統からは *D. seminae* var. *fossilis* は未発見である。

以上のような珪藻化石帯区分を、周辺の新第三系における同様な区分と比較してみると、第10図のとおりである。この中で注目されるのは、鹿島台層中部に出現する *D. praedimorpha* ゾーンである。このゾーンは、仙台市周辺の旗立層<sup>はたなて</sup>の中部に知られているほか、下位の *D. nicobarica* ゾーンとの境界が、一関付近の下黒沢層の中に確認されている(丸山, 1980, 1981)。

また仙台市周辺及び福島県浜通り地域に発達する竜の口層及びその相当層は、*D. kamschatica* とともに *D. seminae* var. *fossilis* を産出し、*D. kamschatica*-*D. seminae* var. *fossilis* ゾーン<sup>6)</sup> に含まれている(KOIZUMI, 1972 ; KOIZUMI *et al.*, 1980)。

このような珪藻化石帯区分からは、本地域中新統の松島湾層群から志田層群の下半部までは、仙台地



第10図 珪藻化石帯区分による新第三系の対比

<sup>5)</sup> このゾーンは *D. praedimorpha* ゾーンと *Coscinodiscus marginatus* ゾーンの間にあつて、その群集は、*D. hustedtii* の多産出で特徴づけられる(秋葉, 1979)。

<sup>6)</sup> *D. kamschatica* ゾーンの直上位である。

第1表 松島図幅地域と仙台地域との新第三系対比表

| 地質時代                               | 仙 台 地 域             |         |                                                                                                                    |                                                                  | 「松 島」 図 幅 地 域                                                                                                                                 |         |                                             |                 |                                                                                                          |                            |      |                                                                                                                           |                                                      |                                             |                                                                                                    |                                                                      |                   |                                                                      |                                           |   |                                      |   |
|------------------------------------|---------------------|---------|--------------------------------------------------------------------------------------------------------------------|------------------------------------------------------------------|-----------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------|---------|---------------------------------------------|-----------------|----------------------------------------------------------------------------------------------------------|----------------------------|------|---------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------|------------------------------------------------------|---------------------------------------------|----------------------------------------------------------------------------------------------------|----------------------------------------------------------------------|-------------------|----------------------------------------------------------------------|-------------------------------------------|---|--------------------------------------|---|
|                                    | 地 層 名 <sup>1)</sup> | 主 要 化 石 | 珪藻化石帯<br>(坂本, 1979)<br>(BARRON, 1980)                                                                              | 絶 対 年 代<br>(Ma)                                                  | 地 層 名                                                                                                                                         | 主 要 化 石 | 珪藻化石帯<br>(坂本, 1979)<br>(BARRON, 1980)       | 絶 対 年 代<br>(Ma) |                                                                                                          |                            |      |                                                                                                                           |                                                      |                                             |                                                                                                    |                                                                      |                   |                                                                      |                                           |   |                                      |   |
| 鮮<br>新<br>世                        | 仙<br>台<br>層<br>群    | 大年寺層    | ♁ <i>Fortipecten takahashii</i> <sup>2)</sup>                                                                      | <i>Denticulopsis</i><br><i>seminae</i> v. <i>D. kamtschatica</i> | 依庭層                                                                                                                                           |         | <i>Denticulopsis</i><br><i>kamtschatica</i> |                 |                                                                                                          |                            |      |                                                                                                                           |                                                      |                                             |                                                                                                    |                                                                      |                   |                                                                      |                                           |   |                                      |   |
|                                    |                     | 向山層     |                                                                                                                    |                                                                  | 表沢層                                                                                                                                           |         |                                             |                 |                                                                                                          |                            |      |                                                                                                                           |                                                      |                                             |                                                                                                    |                                                                      |                   |                                                                      |                                           |   |                                      |   |
|                                    |                     | 電の口層    |                                                                                                                    |                                                                  | 電の口層                                                                                                                                          |         |                                             |                 |                                                                                                          |                            |      |                                                                                                                           |                                                      |                                             |                                                                                                    |                                                                      |                   |                                                                      |                                           |   |                                      |   |
|                                    |                     | 亀岡層     |                                                                                                                    |                                                                  | 亀岡層                                                                                                                                           |         |                                             |                 |                                                                                                          |                            |      |                                                                                                                           |                                                      |                                             |                                                                                                    |                                                                      |                   |                                                                      |                                           |   |                                      |   |
| 中<br><br>新<br>取<br>層<br><br>世<br>群 | 秋<br>保<br>層<br>群    | 白沢層     | ♁ <i>Globorotalia acostaensis</i> の出現 <sup>7)</sup><br>* <i>Cyrtocapsella tetrapera</i> の下位の<br>急減層準 <sup>7)</sup> | <i>Denticulopsis</i> <sup>5)</sup><br><i>praedimorpha</i>        | 三滝<br>玄武岩                                                                                                                                     |         |                                             |                 |                                                                                                          |                            |      |                                                                                                                           |                                                      |                                             |                                                                                                    |                                                                      |                   |                                                                      |                                           |   |                                      |   |
|                                    |                     | 湯元層     |                                                                                                                    |                                                                  |                                                                                                                                               |         |                                             |                 | 上<br>志<br>田<br>層<br>群                                                                                    | 大松沢層                       |      |                                                                                                                           |                                                      |                                             |                                                                                                    |                                                                      |                   |                                                                      |                                           |   |                                      |   |
|                                    | 綱木層                 | 旗立層     |                                                                                                                    |                                                                  | ♁ <i>Orbulina</i> spp. の出現 <sup>7)</sup><br>♁ <i>Nephrolepidina japonica</i> <sup>1)3)</sup><br>* <i>Paleoparadoxia tabatai</i> <sup>1)</sup> |         |                                             |                 | ♂ <i>Liquidamber-Comptoniophyllum</i><br>♁ <i>Vicarya</i> sp. <sup>8)</sup> - <i>Ficus</i> <sup>9)</sup> | ♁ 20 (F.T.) <sup>11)</sup> | 鹿島台層 | ♁ 22.0 (K-Ar) <sup>5)</sup>                                                                                               | <i>Thalassionema</i><br><i>hirosakiensis</i><br>s.l. | <i>Denticulopsis</i><br><i>praedimorpha</i> |                                                                                                    |                                                                      |                   |                                                                      |                                           |   |                                      |   |
|                                    |                     |         |                                                                                                                    |                                                                  |                                                                                                                                               |         |                                             |                 |                                                                                                          |                            | 茂庭層  |                                                                                                                           |                                                      |                                             | 下<br>部                                                                                             | 幡谷層                                                                  |                   |                                                                      |                                           |   |                                      |   |
|                                    |                     |         |                                                                                                                    |                                                                  |                                                                                                                                               |         |                                             |                 |                                                                                                          |                            | 高館層  |                                                                                                                           |                                                      |                                             | 三ッ谷層                                                                                               |                                                                      |                   |                                                                      |                                           |   |                                      |   |
|                                    |                     |         |                                                                                                                    |                                                                  |                                                                                                                                               |         |                                             |                 |                                                                                                          |                            | 槻木層  |                                                                                                                           |                                                      |                                             | ♁ <i>Eostegodon pseudolatidens</i> <sup>8)</sup><br>* <i>Stegolophodon miyokoeae</i> <sup>8)</sup> | ♁ 22 (F.T.) (槻木層) <sup>11)</sup><br>♁ 24 (F.T.) (高館層) <sup>11)</sup> | 根古層               | ♁ 22 (F.T.) (槻木層) <sup>11)</sup><br>♁ 24 (F.T.) (高館層) <sup>11)</sup> | <i>Denticulopsis</i><br><i>nicobarica</i> | ? | <i>Denticulopsis</i><br><i>lauta</i> | ? |
|                                    |                     |         |                                                                                                                    |                                                                  |                                                                                                                                               |         |                                             |                 |                                                                                                          |                            |      |                                                                                                                           |                                                      |                                             |                                                                                                    |                                                                      | 松島<br>湾<br>層<br>群 |                                                                      |                                           |   |                                      |   |
|                                    |                     |         |                                                                                                                    |                                                                  |                                                                                                                                               |         |                                             |                 |                                                                                                          |                            |      |                                                                                                                           |                                                      |                                             |                                                                                                    |                                                                      |                   |                                                                      | 松島層                                       |   | <i>Actinocyclus</i><br><i>ingens</i> |   |
|                                    |                     |         |                                                                                                                    |                                                                  |                                                                                                                                               |         |                                             |                 |                                                                                                          |                            | 網尻層  | ♁ <i>Desmostylus hesperus japonicus</i> <sup>10)</sup><br>♁ <i>Vicarya yokoyamai</i> <sup>2)</sup>                        | ♁ 22.3 (K-Ar) <sup>5)</sup>                          |                                             |                                                                                                    |                                                                      |                   |                                                                      |                                           |   |                                      |   |
|                                    |                     |         |                                                                                                                    |                                                                  |                                                                                                                                               |         |                                             |                 |                                                                                                          |                            | 佐浦町層 | ♁ <i>Liquidamber-Comptoniophyllum</i><br>- <i>Ficus</i> <sup>9)</sup><br>* <i>Eostegodon pseudolatidens</i> <sup>8)</sup> |                                                      |                                             |                                                                                                    |                                                                      |                   |                                                                      |                                           |   |                                      |   |
|                                    |                     |         |                                                                                                                    |                                                                  | 塩釜層                                                                                                                                           |         |                                             |                 |                                                                                                          |                            |      |                                                                                                                           |                                                      |                                             |                                                                                                    |                                                                      |                   |                                                                      |                                           |   |                                      |   |

♁ Mollusca, ♁ Foraminifera, \* Radiolaria, \* Mammal, ♂ Plant, (K-Ar)カリウムアルゴン法, (F.T.)フィシヨントラック法,

(文献) 1) 地学団体研究会仙台支部(1980), 2) HANZAWA et al.(1953), 3) 北村(1967), 4) KOIZUMI (1980), 5) 今田・植田(1980), 6) 丸山(1981),

7) 尾田・酒井(1977), 8) 小笠原(1979), 9) OKUTSU(1955), 10) SHIKAMA(1966), 11) TAMANYU(1975)

域の名取層群旗立層中部以下に対比される。また本地域の竜の口層以上の鮮新統は、珪藻化石層序上、仙台地域のそれよりもやや古い地質時代を示しているが、単に堆積環境の相違によるものかもしれない。

本地域と仙台地域との間の地層対比は、必ずしも明確ではないが、両地域の地質層序・岩相・含有化石その他の検討から、一応第1表のようにまとめられる。すなわちな取層群下部の槻木層から茂庭層までは、本地域の塩釜層から大塚層までの間に相当するであろう。旗立層は、根古層から鹿島台層までを含む層準に対応すると考えられる。これらより上位に位置する仙台地域の綱木層及び秋保層群と本地域の番ヶ森山層及び大松沢層については、対比を明確にする資料に乏しい。

本地域の中新統は、仙台地域のそれと異なり、地層が著しく厚く、褶曲構造を呈し、かつ顕著な不整合関係が松島湾層群と志田層群との間及び志田層群中に認められる。このようなことは、本地域が周辺地域と比べて、中新世を通じて異なった造構的環境の下にあったことを示すものであろう。

一方、本地域鮮新統は、仙台市周辺に広く分布する亀岡層から大年寺層までの仙台層群にほぼ相当する。このうち図幅地域北東部に分布する鮮新統は、かつて広淵層及び須江介層と呼ばれていた（島倉・土田, 1939）が、本報告のように亀岡層から俵庭層まで4区分され、岩相上仙台層群の4層それぞれに対比できる<sup>7)</sup>。

### III. 先新第三系

#### III. 1 利府層 (Rf)<sup>8)</sup>

利府層は主として頁岩からなる中部三疊系で、本図幅地域南西部に分布し、後述する利府花崗岩類とともに、本地域新第三系の基盤を構成している。

**地層名** 市川 (1951) による。

当初、本層は、二枚貝化石 *Pseudomonotis ochotica* を産ずるとして注目されていた（神保, 1898 ; 伊木, 1900）。矢部 (1918) は、これら二枚貝化石を *Daonella* と認め、本層を *Daonella Bed* と呼び、YABE and SHIMIZU (1927a) は、更に種々の化石の記載を行い、本層を *Daonella Beds* と改めた。続いて、YABE and SHIMIZU (1933) は、本層の岩相が北上山地南部の三疊系稲井層群に近似し、産出化石にも類縁のものがあることから、*Daonella Beds* を「稲井統」に含めて扱った。これに対して、市川 (1951) は、本層が稲井層群とは岩相が酷似するものの、直接の関係が不明であり、化石も共通種がないことから、一応別個のものとして、本層を利府層と命名した。

**模式地** 利府町浜田北方約1kmの採石場周辺

**分布及び層厚** 模式地一帯から姉取山西方に主として分布し、長町一利府線以北には露出しない。一方、本地域との連続は断たれているが、南隣「塩竈」図幅地域の多賀城市内にも分布する。

<sup>7)</sup> 鮮新統の上半部すなわち表沢層と俵庭層は、仙台地域との対比上若干の問題が残されている。また図幅地域南西部に分布する放森層については、仙台層群中どの層準に位置づけられるか積極的な証拠がない。よってこれらは地層名として地域的な名称を使用することにした。

<sup>8)</sup> 地質図凡例の記号、以下同様である。

OKUTSU and HASE (1958) によれば、松島町磯崎の松島ヘルスセンターのさく井で、深度596mにおいて硬質砂岩及び礫岩に到達し、それが岩質的に利府層に類似したものとしている。

本層の層厚は、下限が不明であるが、地表に露出する範囲内で少なくとも500m以上に達する。

**構造** 模式地一帯に分布する本層は、N20° W-N30° Eの走向で、20° -40° Eの傾斜である。一方、図幅地域南西端利府町春日南方の小地域に分布するものは、ほぼNSの走向で、約50° Wの傾斜である。この西傾斜の傾向は、南隣「塩竈」図幅地域内の利府層にも認められる。したがって本層は全体として、NS方向の軸をもつ背斜構造を呈していると考えられる。

**層序関係** 本層は本地域の最下位層で、下限は不明である。利府町春日から樽田東方にかけては塩釜層に、これより東方では佐浦町層更に網尻層によって不整合に覆われる。また鮮新統放森層に直接覆われる場所もある。

**岩相** 本層は主として、薄くラミナの発達した暗灰色ないし黒色の頁岩<sup>9)</sup> からなり、砂質頁岩及び細粒砂岩を挟有している。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もろく板状に剥離し、風化面は緑色あるいは褐色を帯びている。砂岩は多くの場合、頁岩・砂質頁岩と数10cmからときに2m程度の厚さで互層している。砂岩も風化を受け易く、しばしばルーズとなり、淡緑灰色ないし黄褐色を呈している（第11図）。

**化石** 本層からは多くの軟体動物化石が産出するほか、腕足動物化石、魚類化石（鹿間・村田、1976）も知られている。YABE and SHIMIZU (1927b), SHIMIZU (1930), 板東 (1958), 小貫・板東 (1959), BANDO (1963a, b, 1964), HAYASAKA (1966) などの報告をまとめると、次のとおりである（第2表）。なお、このほか、模式地の採石場において、砂質頁岩中より生痕化石 *Rhizocorallium*（展開構造の幅約45mm, U字状棲管の直径7-8mm, 顕著な搔痕が発達）が産出した。



第11図 利府層の頁岩砂岩互層の露頭（利府町春日、撮影地点は第12図に示す）露頭最上部には、利府層を不整合に覆う鮮新統放森層の礫岩及び砂岩が見られる

<sup>9)</sup> 従来「粘板岩」と記載されることが多かったが、本層では Slaty cleavage が発達せず剥離性も弱いことから、本報告では頁岩とした。

第2表 利府層産出動物化石 (塩竈図幅地域内をも含む)

Ammonoidea

- Ptychites compressus* YABE and SHIMIZU  
*P. compressus hamadaensis* ONUKI and BANDO  
*P. rifunus* YABE and SHIMIZU  
*P. yabei* SHIMIZU  
*P. aff. cognatus* (OPPEL)  
*P. nipponicus* BANDO  
*P. miyagiensis* BANDO  
*P. sp. cf. P. trochaeiformis* (LINDSTROEM)  
*P. spp.*  
*Flexoptychites matsushimaensis* BANDO  
*Beyrichites chitanii* YABE and SHIMIZU  
*Arpadites?* sp. indet.  
*Hollandites nipponicus* (SHIMIZU)  
*Gymnotoceras paucicostatus* (YABE and SHIMIZU)  
*Protrachyceras reitzi* (BOECKH)  
*P. sp.*  
*Kellnerites cf. bosnensis* HAUER  
*K. sp.*  
*Paraceratites aff. trinodosus* (MOJSISOVICS)  
*P. cf. trinodosus* (MOJSISOVICS)  
*P. cf. wardi* (SMITH)  
*P. orientalis* (YABE and SHIMIZU)  
*P. cf. clarkei* SMITH  
*Monophyllites wengensis* (KLIPSTEIN)  
*M. cf. wengensis* (Klipstein)  
*M. sphaerophyllus* (HAUER)  
*M.?* sp. indet.  
*Japonites aff. ugra* (DIENER)  
*J. cf. dieneri* (MARTELLI)  
*Epigymnites aff. jollyanus* (OPPEL)  
*Anagymnites aff. acutus* HAUER  
*Tropigastrites aff. halli* (MOJSISOVICS)  
*T.?* sp. indet.  
*Hungarites nipponicus* BANDO  
*Danubites* sp. indet.  
*Nevadites? angusticostatus* YABE and SHIMIZU  
*N.?* japonicus YABE and SHIMIZU

Nautiloidea

- Syringonautilus japonicus* YABE and SHIMIZU  
*Pleuronautilus (Holconautilus) yabei* BANDO  
*Pleuronautilus?* sp. indet.  
 Nautiloidea gen. et sp. indet.



Coleoidea

*Atractites hataii* BANDO

Bivalvia

*Daonella kotoi multistrata* YABE and SHIMIZU

*D. densisulcata* YABE and SHIMIZU

*Myoconcha hamadaensis* YABE and SHIMIZU

*Pecten* sp.

*Pedalion* sp.

*Megalodosus* sp.

*Nucula*? sp.

Castropoda

*Mellarium*? sp. aff. *M. nodulosum* WATERHOUSE

*Pleurotomaria* (*Eymarella*?) sp. aff. *P. (E.) praebaucis* KRUMBECK

*Lepodotrichus*? *hataii* HAYASAKA

*Coelostylyna* (*Coelostylyna*?) sp. aff. *C. (C.) abbreviata* KOKEN

Gastropoda gen. et sp. indet.

Brachiopoda

*Spiriferina kaneharai* YABE and SHIMIZU

*S. cf. lilangensis* STOLICZKA

第3表 中一上部三疊系の時代及び対比

| 地域       |          | 東北日本              |               | 西南日本内帯   |         | 西南日本外帯  |           |          |
|----------|----------|-------------------|---------------|----------|---------|---------|-----------|----------|
|          |          | 南部<br>北上山地        | 利府            | 舞鶴       | 成羽      | 那賀川     | 佐川        | 魚成       |
| 三疊紀後期    | Rhaetian | ↑ ? ↑             |               |          | ↑ ? ↑   | F       | F         |          |
|          | Norian   | 皿貝層群              |               | F        | 成羽層群    | 河内ヶ谷層群  | 河内ヶ谷層群    | F        |
|          | Carnian  |                   |               | 難波江層     |         |         |           |          |
| 三疊紀中期    | Ladinian |                   |               | F        |         | ?       | F         | F        |
|          | Anisian  | 伊里前層<br>及び<br>風越層 | 利府層           | F        |         | 蔵法院層    | 蔵法院層      |          |
|          |          |                   | ?             |          |         |         |           |          |
|          |          |                   | 夜久野層群<br>福本層群 |          |         |         |           |          |
| 先三疊紀中~後期 |          | Scythian          | Scythian ?    | Scythian | Permian | Permian | Permian ? | Scythian |

F : 断層関係

BANDO (1963b) を簡略化

またBANDO (1963a) は、本層から *Lepidodendron* に類似した植物化石の産出を報告している。

**時代** BANDO (1963b) は、アンモナイトによる国内の中—上部三畳系の時代及び対比を試み (第3表)、利府層の時代を AnisianからLadinian にわたるとしている。

### III. 2 ひん岩<sup>10)</sup>

利府層には、場所により、普通角閃石ひん岩及び斜長石ひん岩の岩脈が多数貫入している (第59図参照)。それらは幅1-3m程度の小規模なものである。それらの貫入方向は、およそN45° EないしN70° Eである。一般に緻密堅硬であるが、不規則なクラックを生じていることがある。

本岩脈は利府層中に貫入し、その礫が新第三系中特に基底部に見いだされることから、本地域の先新第三系の一つとみなされる。

### III. 3 利府花崗岩類 (Gr)

利府花崗岩類は、利府町春日の県道沿いの極めて小地域に露出する岩体であり、片田ほか (1971) の利府岩体に相当する。本岩類は粒度や組成が一樣ではなく、花崗閃緑岩、アダメロ岩、石英閃緑岩、モンゾ閃緑岩などの範囲にわたっている<sup>11)</sup>。また薄桃色のアプライト脈も見られる。しかし一般的には粗粒で、色指数は30前後、有色鉱物のほとんどは角閃石である。

鏡下では、角閃石は緑色—淡褐色の多色性を呈する普通角閃石で、長径3-5mmに達する。しばしば単純双晶が見られる。また不透明鉱物を包有することがある。その他の主成分鉱物としては斜長石が多く、石英・カリ長石・単斜輝石が少量含まれている。斜長石は中性長石で自形卓状—長柱状を示し、長径1-3mm、集片双晶の著しいものが多い。累帯構造を示すものもある。また径0.1mm前後の微晶として、普通角閃石中にも認められる。石英は弱い波動消光を示す。カリ長石は斜長石及び石英の間隙を充填し、一般にパーサイト構造を示す。なお副成分鉱物としては、スフェン・燐灰石などが認められる。

北上山地に分布する多くの花崗岩質岩類の絶対年代については、K-Ar法により、一部を除いて110-120×10<sup>6</sup>年の値 (白亜紀) が得られている (SHIBATA and MILLER, 1962; 河野・植田, 1965)。利府花崗岩類についての直接の年代測定資料はな

第4表 利府花崗岩類の化学分析値及びノルム (片田ほか, 1971, Table 1 の no. 13, 14 より)

| No.                            | 1             | 2             |
|--------------------------------|---------------|---------------|
| SiO <sub>2</sub>               | 52.30         | 67.46         |
| TiO <sub>2</sub>               | 0.75          | 0.30          |
| Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub> | 18.47         | 15.71         |
| Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub> | 4.37          | 1.99          |
| FeO                            | 4.61          | 1.31          |
| MnO                            | 0.16          | 0.03          |
| MgO                            | 4.07          | 1.37          |
| CaO                            | 8.92          | 3.96          |
| Na <sub>2</sub> O              | 3.37          | 2.90          |
| K <sub>2</sub> O               | 1.94          | 4.11          |
| H <sub>2</sub> O <sup>+</sup>  | 1.19          | 0.80          |
| H <sub>2</sub> O <sup>-</sup>  | 0.17          | 0.28          |
| P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>  | 0.32          | 0.22          |
| <b>Total</b>                   | <b>100.64</b> | <b>100.44</b> |
| Q                              | 1.90          | 25.03         |
| Or                             | 11.46         | 24.29         |
| Ab                             | 28.51         | 24.54         |
| Ne                             | —             | —             |
| An                             | 29.56         | 17.71         |
| C                              | —             | —             |
| Wo                             | 5.34          | 0.27          |
| En                             | 10.14         | 3.26          |
| Fs                             | 3.91          | 0.33          |
| Fo                             | —             | —             |
| Fa                             | —             | —             |
| Mt                             | 6.34          | 2.88          |
| Il                             | 1.42          | 0.57          |
| Ap                             | 0.70          | 0.48          |

No. 1 単斜輝石普通角閃石モンゾ閃緑岩  
No. 2 普通角閃石アダメライト

<sup>10)</sup> 極めて小規模なものであり、地質図上には表現されていない。

<sup>11)</sup> STRECKEISEN (1967) の分類に基づく。

いが、やはり白亜紀の貫入であると考えられる。

片田ほか(1971)は、利府花崗岩類の化学分析値として、次の2例を報告している(第4表)。

## IV. 新 第 三 系

### IV. 1 松島湾層群

松島湾層群は、本地域中新統の下半部である。松島湾周辺に分布し、利府層を不整合に覆い、志田層群に不整合に覆われる。本層群は下位より、塩釜層・佐浦町層・網尻層・松島層及び大塚層の5層に区分される(第3図)。網尻層上部から大塚層までは海成層であり、その他は陸成層と判断される。

塩釜層は基底の角礫岩をもって利府層を不整合に覆い、主に安山岩質の凝灰角礫岩及び火山角礫岩からなる。基底の角礫岩には、先新第三系に由来する砂岩・頁岩・花崗岩質岩などの大一巨礫が含まれている。

佐浦町層は主に凝灰質砂岩及び火山円礫岩からなり、凝灰角礫岩・凝灰質シルト岩などを挟有する。本層の岩相は、垂直的にも水平的にも激しく変化し、その連続性に乏しい。

網尻層は、その下部は凝灰岩及び凝灰質砂岩の互層からなり礫岩を含み、上部はシルト岩及び砂岩の互層からなっている。本層は全体として上方へ細粒化し、また分布域の南方程厚くなる傾向がある。本層は植物化石及び軟体動物化石を多産する。

松島層は水中堆積した多量の火砕流堆積物で特徴づけられ、岩相及び層序上、5部層に区分される。本層は主に軽石凝灰岩からなり、一部にシルト岩及び凝灰質砂岩を挟有する。

大塚層は厚い海成シルト岩に代表される地層で、凝灰質砂岩を挟有する。本層は岩相及び層序上、4部層に区分される。

これら5層からなる松島湾層群は、全体として先新第三系上に下位から順に東傾斜で重なるが、松島湾を中心とする地域でNNW-SSE方向の褶曲構造に支配されている(第4・5・6・7図参照)。

#### IV. 1. 1 塩釜層 (Sh, Shb)

塩釜層は、本図幅地域南西部に分布し、主に安山岩質火砕岩(Sh)及び基底に発達する角礫岩(Shb)からなる。後述する追戸層とともに、本地域新第三系の最下部を占める。

**地層名**<sup>12)</sup> 田山(1934)によれば、本層にほぼ相当する地層は、「鹽釜集塊岩」(尾崎, 1932MS)と呼ばれていた。その後、塩竈市周辺の中新統を調査した藤田・小池(1953)は、これを「鹽竈火砕岩層」と改称し、更に柴田(1967)は、その中でも火山角礫岩が優勢な岩相を「塩釜火砕岩層」と定義した。本報告で扱う塩釜層は、主に柴田(1967)の定義に従っている。かつてNOMURA(1935)は、塩竈市一帯に分布する中新統の中下部を“Shiogama formation”<sup>13)</sup>のもとに一括したが、この区分は現在では全く用いられない。本報告では地層名の統一を得るためにも、基底の角礫岩を含めて塩釜層の名称を用いる

<sup>12)</sup> ここでは行政地名あるいは地層名などの固有性と先取権を尊重し、塩と鹽、釜と竈を使い分けた。

<sup>13)</sup> 本報告の佐浦町層及び網尻層を併せたものに相当するようである。

こととする。

**模式地** 塩竈市塩竈神社西方一帯（南隣「塩竈」図幅地域内）

**分布及び層厚** 模式地一帯から、本図幅地域南西部塩竈市清水沢を経て、利府町樽田南東方の道路沿いへと帯状に分布している。これより北東方へは上位の佐浦町層に被覆されるため露出しない。また長町—利府線以北には分布しない。

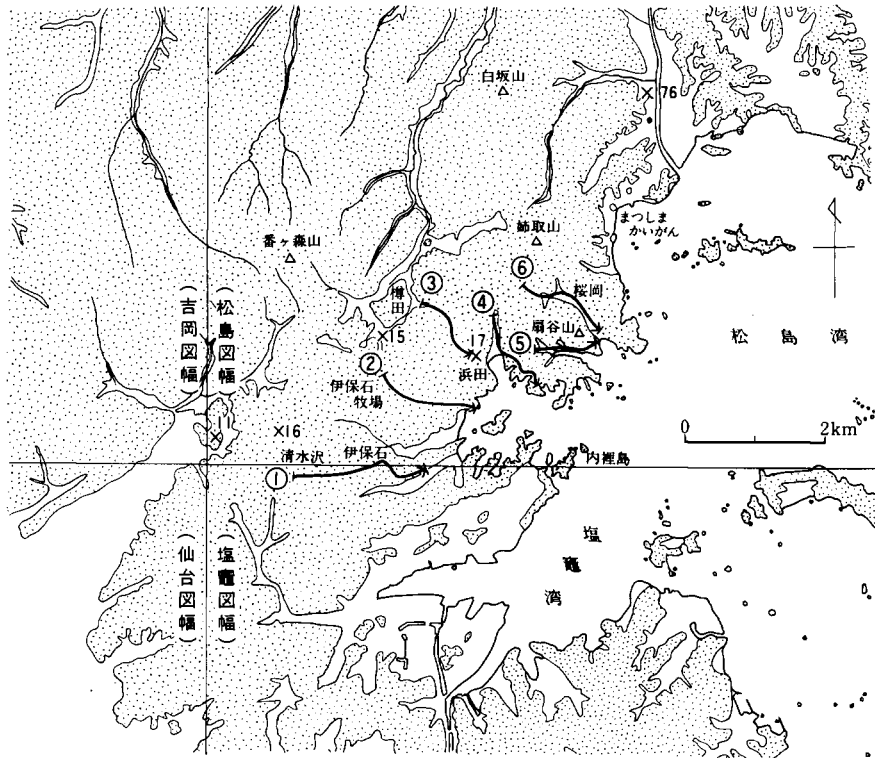
層厚は「塩竈」図幅地域内で約200-250m、塩竈市清水沢から利府町春日付近で約150m、そして東方へ次第に薄くなる。

**構造** 本層の一般的層厚はNSないしN30°Eで、傾斜は10°-15°Eである。

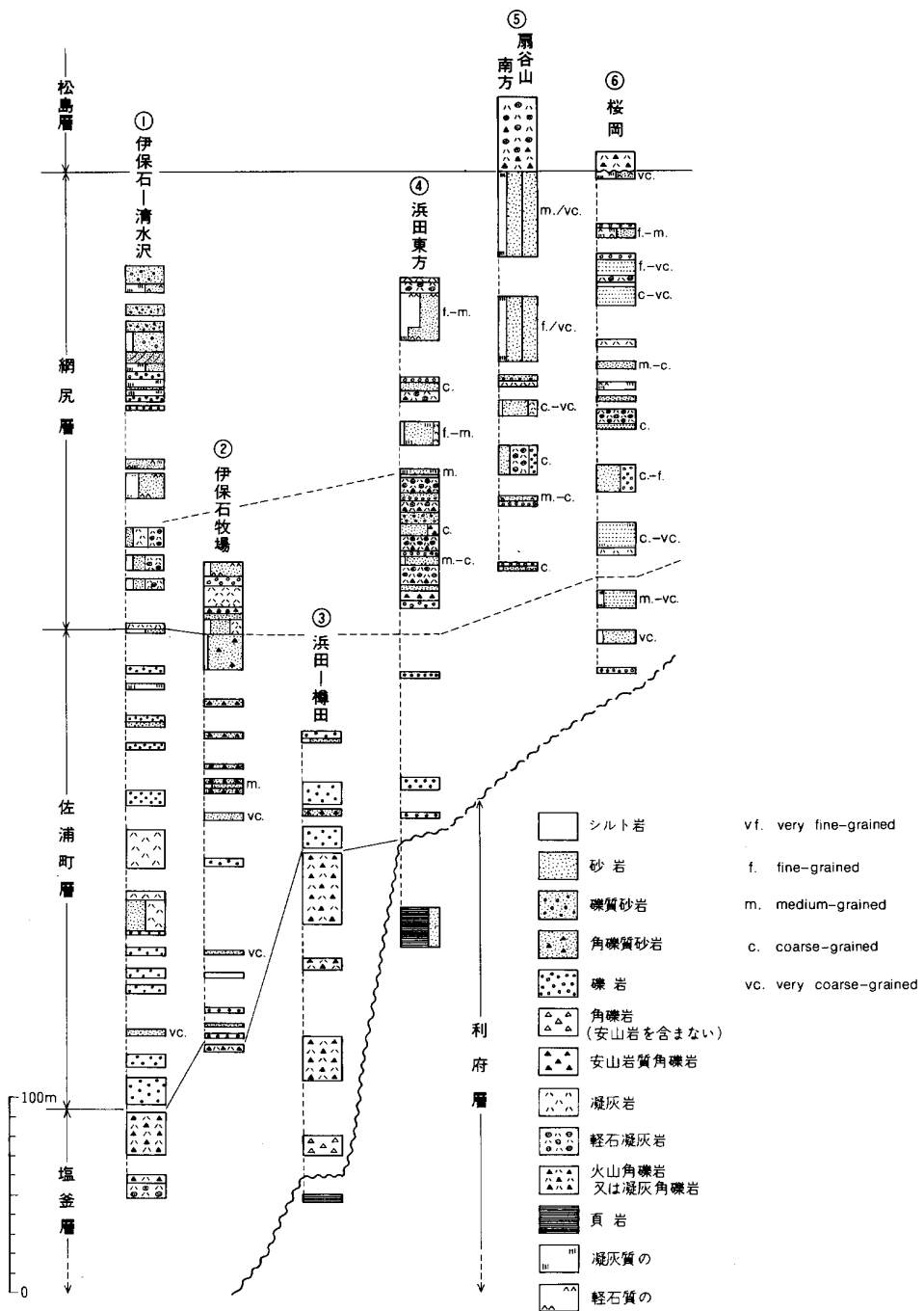
**層序関係** 利府層の異なる層準を覆っており、明らかに不整合関係である。露頭条件が悪いため、基底部の詳細は不明である。上位の佐浦町層とは整合漸移する（第12・13・14図）。

**岩相** 本層は、基底の崖錐性角礫岩からなる基底部（Shb）と、火山角礫岩・凝灰角礫岩・軽石凝灰岩などからなる主部（Sh）に分けることができる。

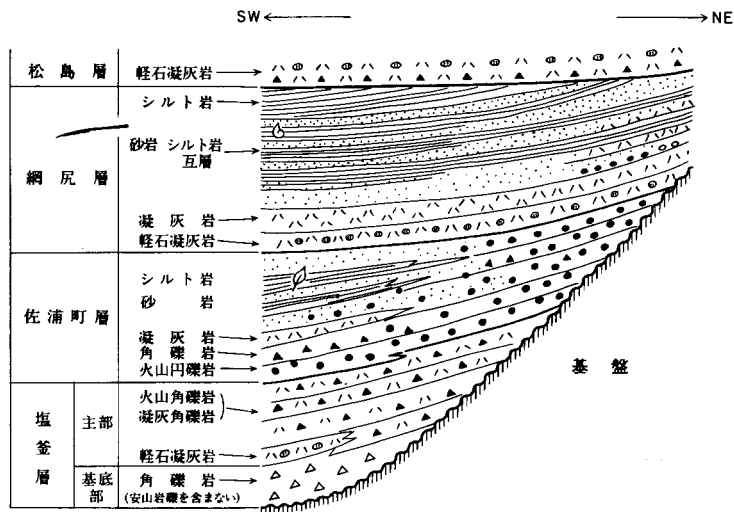
**基底部（Shb）**：利府町樽田より南西方向に狭長に分布する。層厚は10-20mである。主に砂岩・礫質砂岩・ひん岩・花崗岩質岩及び頁岩など先新第三系に由来する角礫から構成され、上部にわずかに安山岩角礫を混じえる。角礫は拳大から人頭大の大きさのものが多く、まれに径数mの巨礫も含まれる（第15図）。基質は赤茶色を帯びたやや凝灰質な砂及び泥からなるが、露頭においてはその固結度が低い



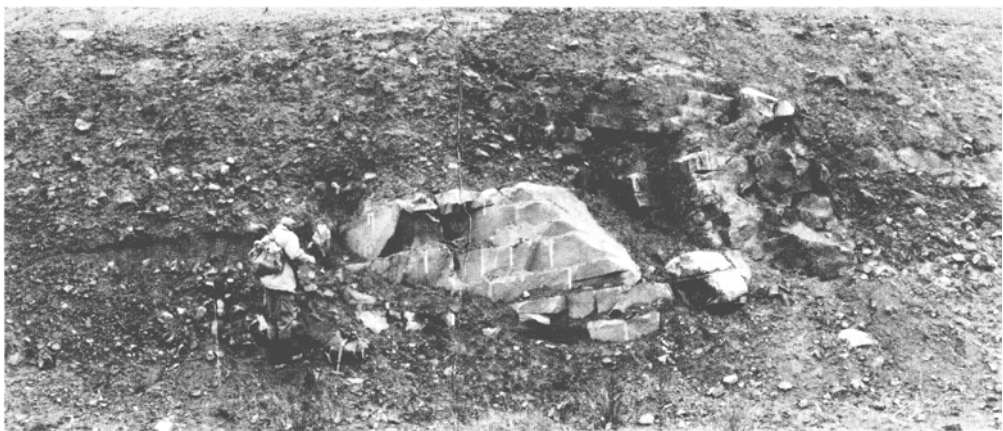
第12図 塩釜層・佐浦町層・網尻層の柱状図作成ルート図 ①-⑥：柱状図番号（第13図） ×：写真撮影地点、数字は図の番号を示す



第13図 塩釜層・佐浦町層・網尻層の柱状図 (柱状図作成ルートは第12図に示す)



第14図 塩釜層・佐浦町層・網尻層の層序概念図



第15図 塩釜層基底部の角礫岩の露頭（利府町横田南東赤沼付近、撮影地点は第12図に示す）すべて先新第三系由来の角礫からなり、安山岩角礫は含まれない。中央の巨礫は砂岩礫

ために、一見新期の崖錐堆積物に見誤り易い。

砂岩角礫の多くは外観上新鮮かつ緻密で、明瞭なラミナを伴っている。この種の砂岩は、前述の利府層中には認められない。これに関連して中沢（1963）は、明らかに基底部の砂岩角礫から、ほぼ前期白亜紀を示す多数の *Nipponitrigonia* の産出を報告している。

基底部から主部への移り変わりは急激である。すなわち先新第三系に由来する角礫の占める割合は極めて少量となり、同時にほとんど安山岩角礫からなる堅固な火山角礫岩ないし凝灰角礫岩へと移化する。この関係は、利府町樽田南方の道路沿いで観察される。

基底部は、塩釜層主部の堆積に先立つ、本地域新第三系の基底礫岩層とみなされる。

**主部 (Sh)**：主として火山角礫岩・凝灰角礫岩及び凝灰岩からなり、それらは露頭においてしばしば不規則な互層を呈している。また淘汰の悪い凝灰質砂岩を挟有する。全体としては下部に火山角礫岩が優



第16図 塩釜層主部の安山岩質凝灰角礫岩の露頭（塩竈市清水沢，撮影地点は第12図に示す）

勢で，上部に凝灰角礫岩及び凝灰岩が多くなる。

主部は一般に塊状無層理であるが，互層する部分では弱い層理が，また凝灰質砂岩には比較的明瞭な層理が発達している。凝灰質砂岩上に角礫岩層が載る場合，後者が前者を削って堆積しているところもある。

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，その他ガラス質安山岩及び発泡の悪い軽石が混在し，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の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近いものもある（第16図）。阿部ほか（1976）は，本層の安山岩礫の化学分析値として6例を報告している（第5表）。先新第三系に由来する礫は，ほとんど径数cm以下である。これら角礫に混じって，量的には多くはないが，安山岩の円礫も認められる。

安山岩礫はしばしば玉ねぎ状風化を示すが，外観は概して新鮮で，暗紫色ないし暗青灰色を呈する。ただし塩竈市清水沢から北東の丘陵の稜線部に分布する主部は，赤色ないし赤褐色を帯び，礫はもろく粘土化している。これは更新世下末吉期に生成された古赤色土と考えられている（松井・加藤，1962）。

なお利府町春日南方及び「塩竈」図幅地域内利府町十三本塚付近の本層の比較的下部に近い部分には，厚さ数mの灰色軽石凝灰岩が介在している。この軽石凝灰岩は比較的固く，上方へ向かって一部砂質となる。軽石の発泡の程度は低く，またまれに火山豆石が含まれている。

**年代** 本層の安山岩角礫について，今田・植田（1980）はK-Ar法により $22.3 \times 10^6$ 年の絶対年代を報告している。これから本層の地質時代は中新世初期と考えられる。

#### IV. 1. 2 佐浦町層（Su）

佐浦町層は塩釜層主部から漸移し，これと同質の火山砕屑物から構成されるが，水の営力によって再移動し堆積したものがかなり含まれている。本図幅地域南西部に分布し，一部で利府層を直接覆っている。

第5表 塩釜層・松島層中の礫及び追戸層旭山安山岩部層の溶岩の化学分析値及びノルム

| No.                            | 塩釜層   |       |       |       |       |       | 松島層   |       | 追戸層   |
|--------------------------------|-------|-------|-------|-------|-------|-------|-------|-------|-------|
|                                | 1     | 2     | 3     | 4     | 5     | 6     | 7     | 8     | 9     |
| SiO <sub>2</sub>               | 54.85 | 54.36 | 55.86 | 57.14 | 59.34 | 55.75 | 57.89 | 56.40 | 57.46 |
| TiO <sub>2</sub>               | 0.67  | 0.66  | 0.96  | 0.79  | 0.69  | 0.72  | 0.69  | 0.88  | 0.77  |
| Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub> | 18.98 | 19.86 | 18.14 | 19.33 | 17.86 | 16.98 | 16.68 | 18.81 | 18.42 |
| Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub> | 5.22  | 5.05  | 2.20  | 2.52  | 3.35  | 2.34  | 3.01  | 2.90  | 1.77  |
| FeO                            | 2.10  | 2.75  | 5.46  | 4.47  | 3.16  | 5.60  | 4.03  | 4.45  | 5.09  |
| MnO                            | 0.10  | 0.09  | 0.18  | 0.14  | 0.12  | 0.12  | 0.16  | 0.13  | 0.12  |
| MgO                            | 3.72  | 3.45  | 4.11  | 3.15  | 2.45  | 4.92  | 4.69  | 3.48  | 2.80  |
| CaO                            | 8.48  | 8.62  | 8.43  | 7.73  | 6.98  | 8.92  | 8.25  | 8.26  | 6.69  |
| Na <sub>2</sub> O              | 2.90  | 2.48  | 2.38  | 2.78  | 3.28  | 2.64  | 2.60  | 2.28  | 2.87  |
| K <sub>2</sub> O               | 0.89  | 0.64  | 0.88  | 0.95  | 0.85  | 0.77  | 0.69  | 0.80  | 1.02  |
| P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>  | 0.16  | 0.17  | 0.19  | 0.18  | 0.28  | 0.15  | 0.11  | 0.16  | 0.09  |
| H <sub>2</sub> O <sup>+</sup>  | 0.90  | 1.02  | 0.72  | 0.63  | 0.90  | 0.69  | 0.61  | 0.93  | 1.53  |
| H <sub>2</sub> O <sup>-</sup>  | 0.58  | 0.61  | 0.18  | 0.10  | 0.42  | 0.20  | 0.30  | 0.20  | 1.30  |
| Total                          | 99.55 | 99.76 | 99.69 | 99.91 | 99.68 | 99.80 | 99.71 | 99.68 | 99.93 |
| Q                              | 12.36 | 14.46 | 12.77 | 14.27 | 18.50 | 10.45 | 15.73 | 15.82 |       |
| Or                             | 5.26  | 3.78  | 5.20  | 5.61  | 5.02  | 4.55  | 4.08  | 4.73  |       |
| Ab                             | 24.54 | 20.99 | 20.14 | 23.52 | 27.75 | 22.34 | 22.00 | 19.29 |       |
| An                             | 36.14 | 41.17 | 36.21 | 37.17 | 31.50 | 32.21 | 31.80 | 38.73 |       |
| C                              |       |       |       | 0.11  |       |       |       |       |       |
| Wo                             | 2.04  | 0.20  | 1.82  |       | 0.54  | 4.62  | 3.51  | 0.50  |       |
| En                             | 9.26  | 8.55  | 10.25 | 7.85  | 6.10  | 12.26 | 11.68 | 8.67  |       |
| Fs                             |       |       | 6.96  | 5.08  | 2.12  | 7.38  | 4.08  | 4.56  |       |
| Mt                             | 5.15  | 7.24  | 3.19  | 3.65  | 4.86  | 3.39  | 4.36  | 4.20  |       |
| Hm                             | 1.67  | 0.05  |       |       |       |       |       |       |       |
| Il                             | 1.27  | 1.25  | 1.82  | 1.50  | 1.31  | 1.37  | 1.31  | 1.67  |       |
| Ap                             | 0.37  | 0.39  | 0.44  | 0.42  | 0.65  | 0.35  | 0.25  | 0.37  |       |

- No. 1. かんらん石普通輝石紫蘇輝石安山岩, 宮城県利府町油の木  
 No. 2. かんらん石普通角閃石含有普通輝石紫蘇輝石安山岩, 宮城県利府町野中  
 No. 3. 普通輝石紫蘇輝石安山岩, 塩竈市塩竈神社境内崖  
 No. 4. 普通輝石紫蘇輝石安山岩, 塩竈市後楽  
 No. 5. 普通輝石紫蘇輝石安山岩, 塩竈市藤田  
 No. 6. 普通輝石紫蘇輝石安山岩, 宮城県松島町小石浜  
 No. 7. 普通輝石紫蘇輝石安山岩, 桃生郡鳴瀬町宮戸島  
 No. 8. 普通輝石紫蘇輝石安山岩, 桃生郡鳴瀬町宮戸島  
 No. 9. 普通輝石紫蘇輝石安山岩, 桃生郡河南町旭山公園  
 No. 1-6: 塩釜層の火砕岩中の本質礫. 阿部ほか (1976), p. 140, 第2表の1-6.  
 No. 7, 8: 松島層凝灰角礫岩部層の凝灰角礫岩中の礫. 阿部ほか (1976), p. 140, 第2表の7, 8.  
 No. 9: 追戸層旭山安山岩部層の溶岩. 八島 (1979), p. 193, Table 1 の(12).

る。

**地層名** HANZAWA *et al.* (1953) の“Sauramachi formation”による。ただし原著には詳しい記載はなく、本層を仙台地域の「槻木層」及び「茂庭層」の一部に対比している。本層は藤田・小池 (1953) の「浜田互層下部」、柴田 (1967) の「佐浦町層」にほぼ相当する。本報告では、後述の網尻層との境界を、軽石凝灰岩が卓越する層準の下に設定している。

**模式地** 塩竈市佐浦町付近 (南隣「塩竈」図幅地域内)。なおこの地名は、現在の5万分の1地形図「塩竈」(昭和55年4月発行)には記入されていない<sup>14)</sup>。

<sup>14)</sup> 2万5千分の1地形図「塩竈」には記入されている。



**分布及び層厚** 模式地付近一帯から、塩竈市伊保石を経て、利府町浜田付近まで分布する。これより東方には、上位の網尻層にオーバーラップの関係で被覆されるため露出しない。

層厚は塩竈市伊保石から清水沢付近で約240m、利府町浜田付近で約110m、東方へ次第に薄くなる（第13図参照）。

**構造** 本地域では全般にNS-N20° Eの走向、20°-25° Eの傾斜を示している。

**層序関係** 下位の塩釜層主部から整合漸移するが、本報告では、火山円礫岩を挟有し始める層準以上を佐浦町層とする。上位には網尻層が整合に被覆する。利府町浜田北方では、塩釜層上部をオーバーラップして、利府層を直接覆っている（第14図参照）。

**岩相** 本層は凝灰質砂岩・火山円礫岩を主として、凝灰角礫岩・凝灰岩及び凝灰質シルト岩を挟有する。これらは互いに互層するが、岩相の側方変化が著しく、連続性に乏しい。

火山円礫岩・凝灰角礫岩は、ともに安山岩礫によって構成される。基質は凝灰質砂岩あるいは泥質凝灰岩でよく膠結されている。礫径は一般に数cmから10cm程度のものが多いが、火山円礫岩には径50cmを越すものがしばしば含まれる（第17図）。利府町浜田付近では、特に火山円礫岩が発達するが、その南西方の沢沿いでは、凝灰質砂岩を基質とした角礫岩が卓越している。また塩竈市伊保石付近では、凝灰質砂岩・凝灰質シルト岩・礫岩などの岩相変化の激しい互層からなっている。これら互層を呈する岩相は、「塩竈」図幅地域内で顕著となり、南方へ次第に凝灰質砂岩や凝灰質シルト岩の挟みが多くなる。本層中には、いろいろな層準に、厚さ2-3mの細粒凝灰岩あるいは軽石凝灰岩が挟まれている。

本層はこのような様々な岩相から構成されるが、全体として層準的には上方へ、地域的には南方へそれぞれ細粒化する傾向がある（第14図）。なお凝灰角礫岩及び火山円礫岩の一部を除くと、本層は全般に層理明瞭である。

**化石** 本層下部の凝灰質シルト岩（「塩竈」図幅地域内）から植物化石を産する。Okutsu (1950, 1955) は、本層及び網尻層から産出する植物化石群を「塩釜植物群 (Shiogama flora)」と呼び、それらが *Comptoniophyllum-Liquidamber-Ficus* で特徴づけられることを報告している。

また *Eostegoden pseudolatidens* YABE の産出が報告されている (YABE, 1950 ; 柴田, 1967)。ただし原著



第17図 佐浦町層の火山円礫岩及び凝灰質砂岩・シルト岩の露頭（利府町浜田、撮影地点は第12図に示す）

には産地が明記されていないため、その産出層準が確実に本層中であるか吟味し得ない。

#### IV. 1. 3 網尻層 (Aj)

網尻層は、本図幅地域南西部の松島湾岸沿いに分布し、佐浦町層に整合に重なる。下部は凝灰質砂岩・凝灰岩・礫岩の互層からなり、上部へとよく成層したシルト岩細粒砂岩の互層に移化する。

**地層名** HANZAWA *et al.* (1958) の“Ajiri formation”による。藤田・小池 (1953) の「浜田互層上部」、柴田 (1967) の「網尻層」にほぼ相当する。本報告では本層と佐浦町層との境界を、軽石凝灰岩が卓越する層準の基底とする。

**模式地**<sup>15)</sup> 塩竈市尾島町から新富町を経て貞山通りに至る地域 (南隣「塩竈」図幅地域内)

**分布及び層厚** 本地域内では、塩竈市伊保石周辺から松島町姉取山東方まで分布する。これより東方では、松島層によって被覆され、地表には露出しない。

層厚は、模式地周辺で約250m、浜田東方で約240m、北東方へ次第に薄くなる (第14図)。

**構造** 本地域では全般に、NS-N20° Eの走向、15-30° Eの傾斜を示している。なお本層中には多数の小断層が認められ、それらはNS性の走向のものが卓越する。

**層序関係** 伊保石から浜田北方にかけては佐浦町層を整合に覆い、これより北方では利府層を直接被覆する。上位には松島層が整合に重なる。なおこれについて一部不整合とする意見もある (柴田, 1967)。筆者らは、網尻層は更に上位の大塚層と一連の堆積物であり、軽石凝灰岩で特徴づけられる松島層がその間に介在するものと判断している。

**岩相** 本層は、その下部は主に凝灰質砂岩・凝灰岩及び礫岩の互層からなり、最下部に軽石凝灰岩が発達する。上部はシルト岩及び細粒砂岩のよく成層した互層で、凝灰岩層を挟有している。更に最上部はシルト岩となっている。また本層は一般に、層準的には上方ほど、地域的には南方ほど細粒化する傾向がある (第13・14図)。

本層の最下部には、厚さ数mから10m程の暗灰色軽石凝灰岩が発達し、佐浦町層との境界をなしている。この部分の軽石凝灰岩は、間に凝灰質砂岩あるいは砂質シルト岩などの薄層を挟んで、数枚の単位に区分できることもある。ところにより、安山岩角礫を多数含み、凝灰角礫岩に移化する部分もある。またまれに炭化木片を含んでいる。

下部は、主に暗灰色の凝灰質砂岩・凝灰岩及び礫岩の互層からなり、上方へ次第にシルト質の挟みが多くなる。礫岩は、径2-3cmの丸味を帯びた安山岩礫から構成され、凝灰岩の基底部あるいは凝灰質砂岩中にレンズ状に介在している。下部は、全体に側方への岩相変化が激しい。

上部は、数10cmから2m程度の単位で互層した暗黄褐色の細粒砂岩及びシルト岩からなり、一部凝灰岩を挟有する。粗粒の堆積物はほとんど認められない。全体に著しく凝灰質で、火山豆石や円磨された軽石片を含んでいる。

最上部は、主に暗青灰色のシルト岩からなり、凝灰質砂岩を挟有する。本層中、最も細粒化した岩相を示す。シルト岩はやや珪質で堅く、海棲珪藻化石を含み、後述の大塚層下部のそれに酷似している。

<sup>15)</sup> 地層名の由来となった「網尻」及び「網尻浦」は、すでに土地改変されあるいは埋立てられて存在しないが、それは現在の塩竈市貞山通二丁目-三丁目周辺に当たる。

最上部に相当する岩相は、本地域内では仙石線松島海岸駅付近及び図幅地域南端部内裡島岡辺のみに分布する。

**化石** 本層の比較的下部に近い部分のシルト岩から植物化石（第6表）が、最上部のシルト岩から珪藻化石（付表第1表）が産出する。

「塩竈」図幅地域内の本層は多くの貝化石を含んでおり、HANZAWA *et al.* (1953) は、*Siratoria siratoriensis* (OTUKA)・*Turritella shataii* NOMURA・*Vicarya yokoyamai* TAKEYAMA・*Batillaria tateiwai* MAKI-YAMA などの産出を報告している。これらは中新世前期の代表的種である。

このほか、塩竈市中の島付近（「塩竈」図幅地域内）の本層から、*Desmostylus hesperus japonicus* TOKUNAGA and IWASAKI の産出が報告されている（SHIKAMA, 1966）。

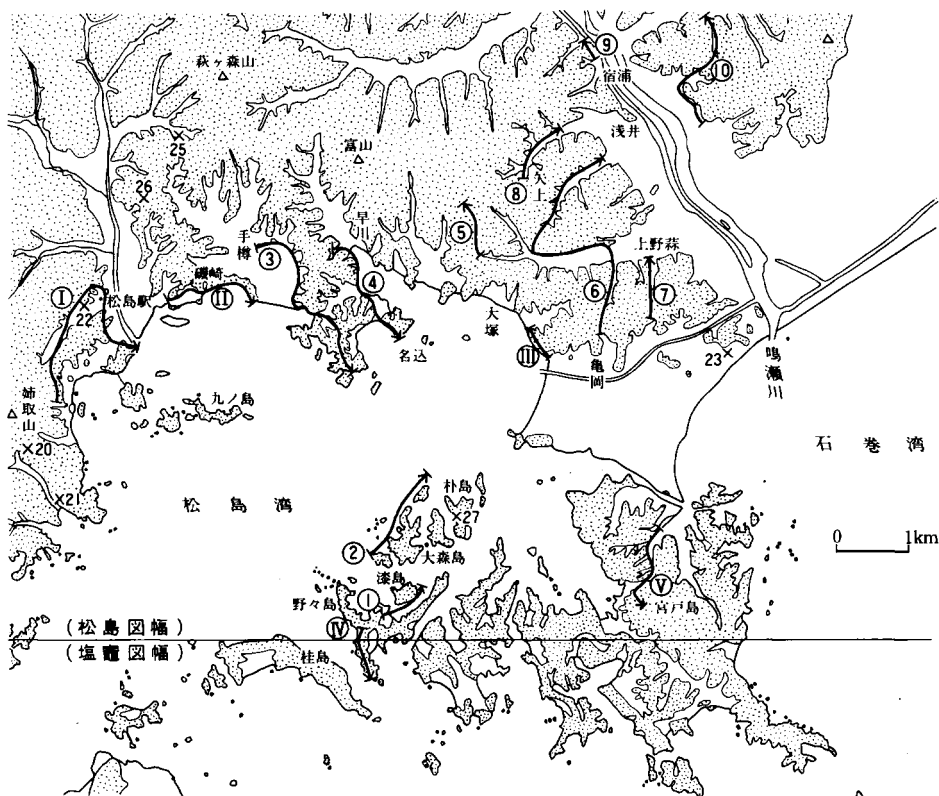
#### IV. 1. 4 松島層 (Mt<sub>1</sub> - Mt<sub>5</sub>)

松島層は網尻層を整合に覆い、松島湾周

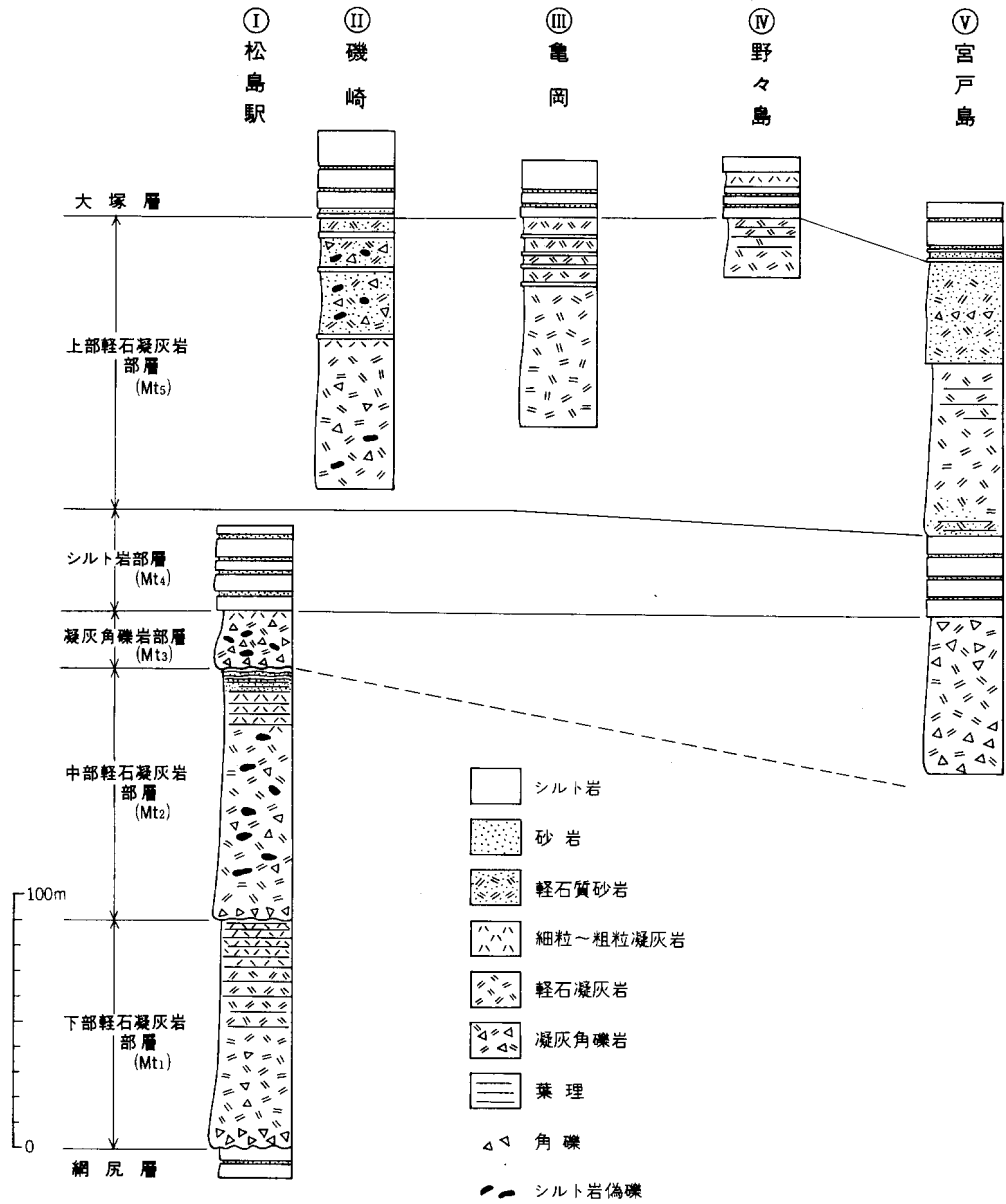
第6表 網尻層産出植物化石

|                                                  |
|--------------------------------------------------|
| 利府町須賀東方約400mの国道沿い                                |
| <i>Sequoia sempervirens</i> ENDELICHER           |
| <i>Liquidamber formosana</i> HANCE               |
| 仙石線陸前浜田駅南方約500m                                  |
| <i>Pterocarya rhoifolia</i> SIEBOLD et ZUCCARINI |
| <i>Fagus americana</i> SWEET                     |
| <i>Dryophyllum</i> sp.                           |
| <i>Liquidamber formosana</i> HANCE               |
| <i>Ilex</i> sp.                                  |

OKUTSU (1955)



第18図 松島層・大塚層の柱状図作成ルート図 ①-⑩：松島層柱状図ルート（第19図） ①-⑩：大塚層柱状図ルート（第24図） ×：写真撮影又はスケッチ地点、数字は図の番号を示す



第19図 松島層の模式柱状図 (柱状図作成ルートは第18図に示す)

辺及び宮戸島・野々島などに分布する。軽石凝灰岩を主とし、シルト岩・凝灰質砂岩を挟有する。本層は層序及び岩層上、次の5部層に区分される(第19図参照)。

- 上部軽石凝灰岩部層 (Mt<sub>5</sub>)
- シルト岩部層 (Mt<sub>4</sub>)
- 凝灰角礫岩部層 (Mt<sub>3</sub>)
- 中部軽石凝灰岩部層 (Mt<sub>2</sub>)
- 下部軽石凝灰岩部層 (Mt<sub>1</sub>)

本層は網尻層と大塚層の間であって、特に軽石凝灰岩が卓越する層準である。

**地層名** 新称である。柴田（1967）の「松島凝灰岩」・「野蒜凝灰岩」の大部分・「<sup>かつぎがうら</sup>潜ヶ浦火砕岩層」・「室浜層」・「里浦凝灰岩」・「陸前大塚層」の一部及び「浦戸層」の一部を併せたものである。HANZAWA *et al.*（1953）の“*Matsushima tuff member*”，藤田・小池（1953）の「松島凝灰岩層」は、本地域西部に分布する本層の一部である。

**模式地** 松島湾西部に面した双観山から松島町磯崎東方に至る海岸沿いの地域。

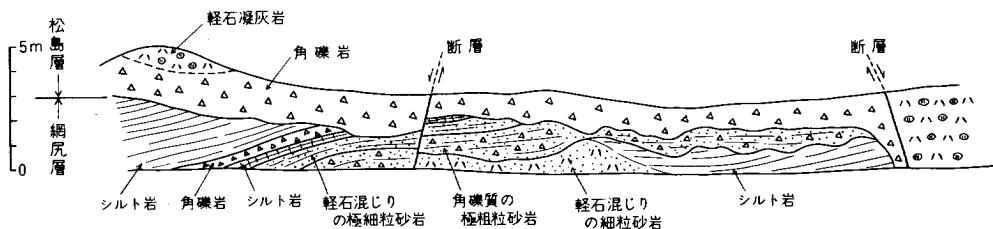
**分布及び層厚** 本図幅地域南部の松島湾西部周辺の地域、及び石巻湾西部宮戸島周辺の地域に分布する。層厚は、全体で350-400mである。

**構造** 本層は大局的にはNS性の走向で、東に傾斜している。ただし宮戸島周辺では宮戸島背斜によりドーム状構造を呈している。また松島湾北部では古浦断層群、松島湾北西部では高城川断層群により、地層がブロック化している。この他にも小規模な断層あるいは褶曲構造が認められる。これら断層の走向及び褶曲軸の方向は、ほとんどNNW-SSEである。

**層序関係** 本層と下位の網尻層との関係は、本層最下部の下部軽石凝灰岩部層が分布する松島湾西方の双観山周辺及び姉取山周辺において観察される。ここでは、本部層は網尻層を5°-30°の角度で、一見傾斜不整合のように覆っている（第20図）。斜交する角度は、分布域の北方ほど大きく、南方へは小さくなる。また姉取山西方では網尻層が極めて薄いために、本部層は利府層のほとんど直上に位置している。更に本部層基底に発達する角礫岩中には、先新第三系に由来する礫が多く、少数ながら網尻層由来と考えられるシルト岩の礫も含まれている。

このような松島層と網尻層との関係について、柴田（1967）は、一部不整合であり、東ないし南東へ整合関係に移行するとしている。一方、本層と下位層との斜交関係を、本層をもたらした火山活動による局部的浸食面と解釈し、両者の間に大きな時間的間隙を認めないとする意見もある（藤田・小池、1953）。

本層は露頭観察結果からも分布上からも、明らかに網尻層の異なる層準を覆っており、一見傾斜不整合関係にある。しかしながら本報告ではより広域的な観点に立ち、網尻層上部から大塚層までがシルト岩の卓越する一連の堆積物であり、大規模な火山活動の産物である松島層をたまたま挟有するものと判断している。更に、網尻層及び佐浦町層のいずれも下位層を見掛け上東方へオーバーラップしており、その傾向が松島層にも引き続いていると考えられるのである。このようなことから、本報告は基本的には藤田・小池（1953）の意見に従い、本層と下位層の間には大きな時間的間隙はないもの（整合関係）と考える。なお双観山北方においては、本層は網尻層と一部NNW-SSE方向の断層で接している。



第20図 網尻層と松島層の境界のスケッチ（松島町姉取山南麓松島パノラマライン切割，スケッチ地点は第18図に示す）

本層と上位層との関係は、姉取山北方で幡谷層と、松島町城内西方から根廻にかけての地域で三ツ谷層と不整合関係にある。その他の地域では一般に大塚層によって整合に覆われるが、断層で接するところもある。

**岩相** 本層は一般に安山岩角礫及び石英片を含む塊状の軽石凝灰岩からなるが、層序及び岩相上5部層に細分されることは既に述べたとおりである。本層は水中に堆積したと判断される火砕流堆積物を主体としている。

**化石** 上部軽石凝灰岩部層最上部の凝灰質砂岩中より、保存不良の *Pectinidae* などの貝化石を産出する（産地松島町古浦南方，Loc 051<sup>16)</sup>）。またシルト岩部層から珪藻化石を産出する（付表第1表）。

#### 下部軽石凝灰岩部層 (Mt<sub>1</sub>)

**地層名** 藤田・小池（1953）が「松島凝灰岩層」としたものの大部分は、本部層に含まれる。

**模式地** 松島町双観山付近から五大堂に至る国道沿い

**分布及び層厚** 模式地一帯から姉取山周辺及び松島湾西部の島々に分布する。層厚は約90mである。

**層序関係** 下位層との関係については既に詳しく述べた。すなわち網尻層とは整合関係にあると考えられる。上位には中部軽石凝灰岩部層が整合に重なり、五大堂東方ではこれと断層で接している。また姉取山北方では、幡谷層に不整合に覆われる。

**岩相** 本部層は主に安山岩角礫を含む淡黄色ないし淡灰色の軽石凝灰岩からなり、基底部には角礫岩が発達する（第21図）。角礫岩は、一般に厚さ3-6m、姉取山北麓では20m以上に達するものとみられる。普通輝石紫蘇輝石安山岩礫を主とし、先新第三系のひん岩・花崗岩質岩・頁岩・砂岩、網尻層由来と考えられるシルト岩などの角礫ないし岩塊を混じえている。場所によっては、先新第三系に由来する角礫の方が、安山岩角礫を量的に上回っている。礫径は最大2mに達するが、多くは数cmから数10



第21図 網尻層を覆う松島層下部軽石凝灰岩部層基底の角礫岩の露頭（松島町姉取山南方松島バノラマライン入口、撮影地点は第18図に示す）

<sup>16)</sup> 地質図上に示した化石産地番号

cmである。基質は、泥質な軽石凝灰岩あるいは軽石片及び岩片を含む凝灰質砂岩で、膠結度は高くない。上方へ急激に角礫の量を減じ、本部層の主岩相である軽石凝灰岩に移化する。なお、松島町姉取山付近の標高80-100m以上に分布する角礫岩は赤色ないし赤褐色を帯び、安山岩礫は粘土化して柔らかくなっている。

軽石凝灰岩は、軽石及び基質に石英・斜長石を含み、また松島層の他の部層に比較して圧倒的に多くの普通角閃石を含んでいる。軽石はかなりよく発泡し、その形は不規則で、基質との区別が判然としにくい。含まれる安山岩片は径数mmから数cm程度で、角礫ばかりではなく円磨されたものも多い。また散点的にシルト岩礫を含んでいる。本部層は一般に塊状無層理であるが、上方へ向かうにつれ軽石は丸味を帯びかつ小さくなり、同時に薄層理あるいは葉理が発達するようになる。このような明らかに水中での堆積物と判断される岩相は、雄島から五大堂にかけての地域に見られる。本部層の軽石凝灰岩のうち、塊状無層理の部分は厚さ約50m、層理が認められる部分は約40mである。本部層は間に時間的間隙を示す証拠はなく、1回の噴出活動により形成されたものと判断される。

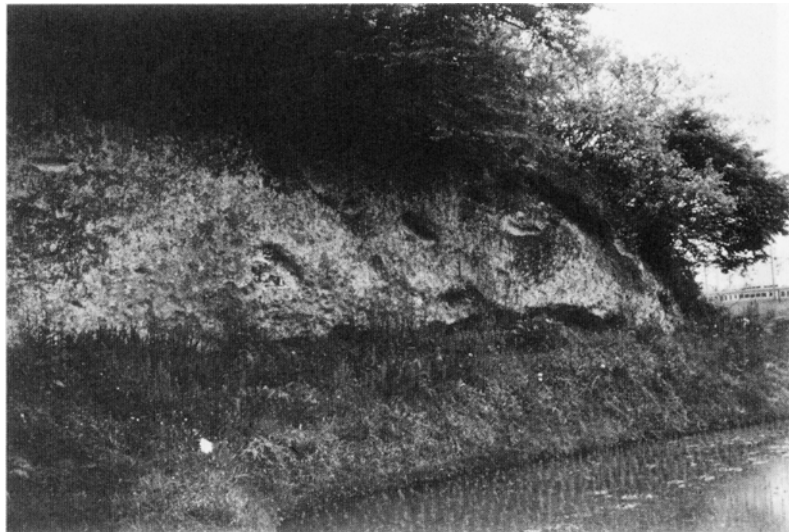
#### **中部軽石凝灰岩部層 (Mt<sub>2</sub>)**

**模式地** 国鉄東北本線松島駅南東方から松島町城内付近までの線路沿い。

**分布及び層厚** 模式地一帯及び松島湾北西部の福浦島周辺に分布する。層厚は約100mである。

**層序関係** 下位の下部軽石凝灰岩部層とは整合、一部断層関係で接している。上位の凝灰角礫岩部層に整合に覆われ、かつ一部断層で接している。また本層のシルト岩部層・上部軽石凝灰岩部層及び大塚層に、一部断層で接している。更に分布域の西方では、三ツ谷層あるいは幡谷層にそれぞれ不整合関係で覆われている。

**岩相** 本部層は、シルト岩偽礫が多く含まれ、普通角閃石の量が減少し、軽石がより発泡するなどの特徴から、下部軽石凝灰岩部層と区別される。



第22図 松島層中部軽石凝灰岩部層のシルト岩偽礫を含む軽石凝灰岩の露頭（東北本線松島駅西方、撮影地点は第18図に示す） 凹みになっている部分がシルト岩偽礫

本部層は厚さ約80mの塊状の軽石凝灰岩を主体とし、最上部に厚さ数m-20mの凝灰質砂岩を伴っている。軽石凝灰岩は灰白色ないし黄灰色を呈し、固結の程度は余り高くない。ごくまれに弱い層理を示す。軽石は最大径50cmに達するが、不定形でよく発泡し、石英・普通角閃石を含む。

本部層の軽石凝灰岩は、径数cmの安山岩角礫及び特徴あるシルト岩偽礫の大礫を含んでいる（第22図）。シルト岩偽礫は特に中部層準に多く取り込まれ、枕木状あるいは紡錘状の形を呈している。大きさは長径2mに達するものもある。城内南方あるいは東北本線松島駅西方に見られるシルト岩偽礫は、暗灰色を呈しかつ硬質となり、細片となって破碎する、このような枕木状のシルト岩偽礫の多い部分の観察結果から、これらの配列方向は層理の方向を示すものと考えられる。

東北本線松島駅周辺及び福浦島南部、焼島西部などには、本部層最上部の細—粗粒凝灰質砂岩が見られる。層理は明瞭で、軽石片・火山岩片及びシルト岩礫を含み、凝灰質シルト岩薄層を挟む。焼島西端部などでは、粗粒砂岩ないし細—中礫岩が卓越している。また焼島北部には乱堆積が認められる。

本部層の各層準に含まれるシルト岩偽礫は、火山活動に伴う粗粒堆積物の移動により網尻層が再食されて取り込まれたものと考えられる。これによっても、一見不整合関係にある松島層と網尻層とは、その間に時間的間隙はないものと判断される。

#### **凝灰角礫岩部層 (Mt<sub>g</sub>)**

**地層名** 宮戸島北東部に分布するものについては、柴田（1967）の「潜ヶ浦火砕岩」に相当する。

**模式地** 鳴瀬町宮戸島北東部県道沿い。

**分布及び層厚** 本図幅地域南部の宮戸島北東部に主として分布し、その他、高城川下流西岸地域及び福浦島に分布する。層厚は宮戸島地域で約60m以上（下限不明）、高城川下流西岸地域から福浦島で20mである。

**層序関係** 中部軽石凝灰岩部層を整合に覆うほか、一部は断層で接する。上位のシルト岩部層に整合に覆われ、また一部は断層で接する。

**岩相** 本部層は、火山岩礫を著しく多く含むことにより、下位の中部軽石凝灰岩部層と区別される。

宮戸島地域に分布する本部層は、地層を構成する粒子の大きさと組成の違いにより、およそ下部・中部・上部に3区分できる。

下部は、径数cmの角礫からなる凝灰角礫岩及び火山角礫岩を主体とし、シルト岩・凝灰質砂岩の薄層を挟む。凝灰角礫岩及び火山角礫岩は一般に塊状で、流紋岩や安山岩の角礫のほか、10-50cm大の珪質シルト岩礫をまれに含んでいる。基質は発泡の悪い暗黄褐色の軽石からなる。シルト岩は青緑灰色を呈し、珪質で非常に硬く、細片に破碎する。厚さは2m以下である。凝灰質砂岩は中—粗粒で、軽石片を含み、わずか数cm - 10cm余りの厚さである。

中部は、最大径1-1.5m、一般に2-10cm程度の角礫からなる火山角礫岩を主体とする。弱い層理が認められるほか、粒度がおおむね上部へ向かって細粒化する。角礫ばかりではなく、亜円礫程度にまで丸味を帯びたものも含まれる。礫種は、普通輝石及び紫蘇輝石を含む黒色の安山岩及びガラス質安山岩が卓越し、それらにはまた顕著な流理構造を呈するものがある。ほかに径数cmの流紋岩及びシルト岩礫が散在する、シルト岩礫はまれに径1mに達することがある。基質は、白色ないし灰白色の凝灰岩あるいは凝灰質砂岩で、発泡の悪い軽石が混じる。



上部は中部から漸移し、火山礫凝灰岩ないし凝灰角礫岩からなる。中部に比べて基質の占める割合が増加するとともに礫径はより小さくなる。最上部は、小さな火山岩片を含む軽石凝灰岩となる。一般に淡緑灰色から淡黄灰色であるが、新鮮な部分では暗灰色を示す。礫は径数mmから3cm程度の安山岩・ガラス質安山岩・シルト岩などである。軽石は淡灰色から白色で、発泡が悪い。

上述のような本部層の3区分は、宮戸島背斜のドーム状構造に従ってほぼ同心円状に追跡できる。

一方、高城川西岸地域から福浦島にかけて狭長に分布するものは、岩相及び上下の地層の累重関係から、本部層に含まれる。この地域では、最大径1m、一般に数cmから20cm程度までの角礫からなる軽石質の凝灰角礫岩を主とし、最上部に凝灰質砂岩を伴っている。礫種は黒色あるいは赤茶色の多孔質安山岩・ガラス質安山岩・シルト岩が多く、ほかに縞状の流紋岩が含まれる。礫径の大きなものはむしろシルト岩礫で、扁平な形をしたものが多く、特に断層に近接した部分では、あたかも引き伸ばされたように細く紡錘状を呈している。基質は最下部では凝灰質粗粒砂岩ないし細角礫岩で、上方へ軽石質となる。礫が少量かつ小さい部分では軽石凝灰岩と呼べる。最上部には厚さ2-5mの凝灰質砂岩があり、細礫岩及びシルト岩の薄層を挟有する。この部分は、上位のシルト岩部層への漸移部である。

阿部ほか(1976)は、本部層中の安山岩角礫の化学分析値として2例を報告している(第5表)。

**対比** 宮戸島北東部に分布する本部層を、柴田(1967)は「潜ヶ浦火砕岩層」と命名し、塩釜層に対比した。しかし塩釜層主部が、いわゆる monolithic な安山岩質火砕岩であるのに対し、本部層は礫種の変化に富むのが特徴である。この特徴及び大塚層から下方への累重順序から、本部層は松島層の一員として扱うのが妥当であろう。

#### **シルト岩部層 (Mt<sub>4</sub>)**

**地層名** 宮戸島北東部に分布するものについては、柴田(1967)の「室浜層」に等しい。また高城川下流西岸に分布する藤田・小池(1953)の「松島凝灰岩層互層部」は、本部層に含まれる。

**模式地** 鳴瀬町宮戸島大高森北方の県道沿い

**分布及び層厚** 宮戸島北東部においては、凝灰角礫岩部層を取り囲む形で帯状に分布し、その延長部は、宮戸島東方の島々に認められる。また高城川下流西岸及び焼島東部に分布し、福浦島北端部などにも小さく露出する。層厚は30-40mである。

**層序関係** 下位の凝灰角礫岩部層を整合に覆う。高城川下流西岸から絵島にかけては、一部、凝灰角礫岩部層あるいは中部軽石凝灰岩部層と断層で接している。宮戸島では上位の上部軽石凝灰岩部層に整合に覆われ、松島湾北西部ではこれと断層で接すると考えられる。

**岩相** 本部層は松島層の中でシルト岩が卓越する唯一の層準であり、暗灰色の凝灰質シルト岩あるいは砂質シルト岩と帯緑灰色の凝灰質砂岩との互層からなる。風化面では黄褐色ないし灰白色を呈する。互層の単位は通常10-50cmで、ところにより1-5cm程度の細互層となる。シルト岩は全般に硬く、宮戸島においては珪質のものも見られ、風化部は小角片状に破碎する。砂岩の粒度は細粒から粗粒まで広い範囲にわたるが、高城川下流西岸地域では細粒のものが、宮戸層では中-粗粒のものが卓越する。単層の厚さはシルト岩に比べ、砂岩のほうが薄い場合が多い。粒径5mm前後の灰白色の軽石が多数混じる軽石質砂岩も認められる。

**対比** 宮戸島に分布する本部層を柴田(1967)は「室浜層」と命名し、佐浦町層から網尻層までに対

比した。しかし本部層と佐浦町層及び網尻層とは、層厚が著しく異なるだけでなく、凝灰角礫岩部層の項でも触れたように、大塚層から下方へ累重順序を追えば、本部層は松島層に含めるのが妥当である。

#### 上部軽石凝灰岩部層 (Mt<sub>5</sub>)

**地層名** 柴田 (1967) の「里浦凝灰岩」・「野蒜凝灰岩」及び宮戸島地域で「浦戸層」とされた部分の最下部は、本部層に含められる。

**標式地** 分布地域ごとに岩相が若干異なる。したがって標式地として、宮戸島大高森周辺、鳴瀬町亀岡周辺及び松島町磯崎周辺を設定する。

**分布及び層厚** 標式地一帯のほか、松島湾北部の松島町古浦付近、高城川沿いの地域、及び松島湾北西部の島に分布する。層厚は約110mである。

**層序関係** 下位のシルト岩部層を整合に覆う。上位の大塚層に整合に覆われ、一部で断層で接する。なお根廻西方では、三ツ谷層に直接不整合に覆われる。

**岩相** 本部層は層理の乏しい軽石凝灰岩を主体とし、凝灰質砂岩あるいはシルト岩を伴う。

宮戸島地域：この地域の本部層は、下部の軽石凝灰岩と上部の軽石質凝灰質砂岩からなる。軽石凝灰岩はやや緑色を帯びた淡灰色ないし淡黄灰色を呈する。軽石は一般に粒径1-2cmで、発泡は余り良くない。石英が多く含まれるほか、中性長石・紫蘇輝石などが目立つ。岩片は概して少ないが、基底に近い層準では径1-3cm程度の安山岩礫や丸味を帯びたシルト岩礫が含まれる。またしばしば珪質シルト岩の巨礫が含まれる。全般に塊状であるが、ところにより層理を示す部分がある。いくつかのフローユニットからなるようであるが、詳細は不明である、層厚は60-70mと推定される。

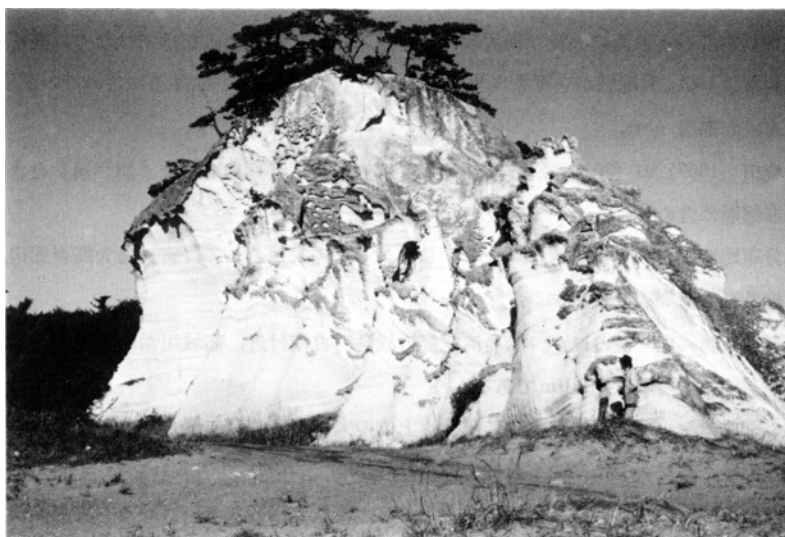
上部の軽石質凝灰質砂岩は、暗灰色の凝灰質中一粗粒砂岩と軽石片を多量に含む軽石質砂岩を主体とし、ところにより砂質シルト岩と互層する。これら砂岩はよく膠結し、堅固である。しばしば、先新第三系に由来する砂岩・頁岩・ホルンフェルス、あるいは安山岩・軽石などからなる角礫岩を不規則に挟む。また径10cm-1m前後の安山岩礫からなる淘汰の悪い礫岩をレンズ状に挟有する。このような粗粒相の発達する部分では、乱堆積を示すことがある。

鳴瀬町亀岡周辺：この地域の本部層は、軽石凝灰岩を主体とし、ところにより硬質シルト岩と互層し、また上方へ向かって砂質となる傾向がある。

この地域のほぼ東部一帯では、一般に淡黄灰色一灰白色を呈する塊状ないし葉理の発達した軽石凝灰岩が分布し (第23図)、上部に凝灰質砂岩及びシルト岩を挟有する。軽石は粒径数mm-2cm程度、層準によっては5-20cm程度で、大きなものほど発泡が良い。逆に粒径の小さな軽石は発泡が悪い。石英のほか、斜長石 (灰曹長石一中性長石)・普通輝石・少量の紫蘇輝石が含まれる。また大きさ数mm程度の岩片がわずかに含まれるほか、まれにシルト岩礫が散点して認められる。なお本部層の中部層準に相当する国鉄仙石線沿いの地域では、特に発泡が悪くかつ黄色ないし緑色に変質した堅固な軽石凝灰岩が発達する。

上部の凝灰質砂岩及びシルト岩は層理が明瞭であり、一部軽石凝灰岩と互層する。

一方、鳴瀬町亀岡周辺の西部一帯では、単層の厚さ数10cmから10mの軽石凝灰岩と数10cmから1m程度の硬質シルト岩との互層が見られる。層理は明瞭であり、かつ全般に堅固である。軽石凝灰岩は一般に黄褐色を呈し、粒径数mm-2cmの発泡の悪い軽石を含んでいる。硬質シルト岩は珪質で、暗灰



第23図 松島層上部軽石凝灰岩部層中の葉理の発達した軽石凝灰岩の露頭（鳴瀬町野蒜海岸  
鷲ノ巣岩，撮影地点は第18図に示す） 葉理を切る斜めの線は小断層である

色を呈し，一部は薄層理に沿って板状に剝離する。

松島町古浦周辺：この地域は，上述した亀岡周辺の西部一帯からの延長部であり，全体的に岩相の変化は認められない．この地域ではしばしば硬質シルト岩の巨礫が含まれている．なお宮戸島の本部層上部の軽石質凝灰質砂岩，亀岡周辺仙石線沿いの軽石凝灰岩，及び古浦周辺の一部の軽石凝灰岩は，緑色ないし黄色を帯びた色調を呈し，かつ堅固であり，いずれも同様な変質作用を被っているようである．

松島町磯崎周辺・根廻南方一帯及び九ノ島周辺：この地域に分布する本部層は，発泡の良い軽石凝灰岩と凝灰質砂岩からなり，シルト岩偽礫及び安山岩礫を多く含んでいる．軽石はしばしば径50cm程度に達するものまであり，白色で，石英に富み，斜長石・少量の普通角閃石を含む．シルト岩偽礫は紡錘状からボール状で丸味を帯び，長径1mに達するものもまれではない．安山岩礫は径数cm程度であり，特に下部に多く，ところにより密集して火山角礫岩状を呈する．礫としては，ほかに黒曜石が含まれる．シルト岩偽礫は，下部では無淘汰で乱雑に取り込まれ，上部では層理に沿って配列する傾向がある．

凝灰質砂岩は，層準的には最上部，地域的には松島町磯崎西部一帯に発達する．中一粗粒で，シルト岩偽礫の巨礫・円磨された軽石礫を含む．

野々島西部：この地域の本部層は，宮戸島地域における下部の軽石凝灰岩に類似する．ただし軽石はそれに比べて発泡が良く，また上部へ向かう程細粒化し，層理が明瞭となる．

以上述べたように，本部層は地域ごとに岩相が異なるが，大別すれば，松島湾北西部一帯に分布するものと，松島湾北東部から宮戸島にかけて分布するものとに分けられ，それぞれが共通の要素を持っている．野々島西部の軽石凝灰岩は，それらの中間的性格を有するのであろう．いずれにしても，各地域の軽石流堆積物は松島層の中にあつて，ほぼ同層準（松島層最上部）にあると判断される．

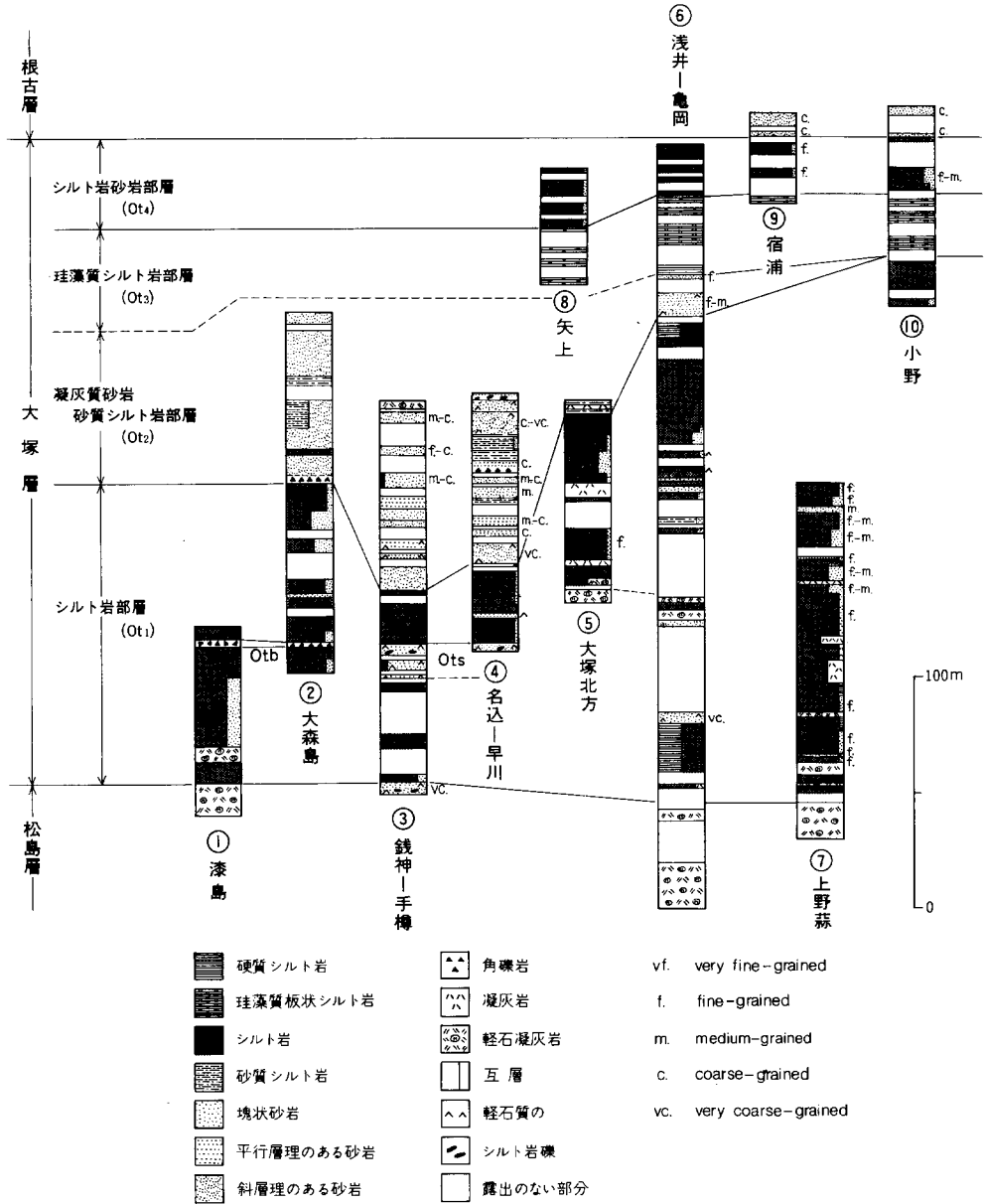
#### IV. 1. 5 大塚層 (Ot<sub>1</sub>, Ot<sub>s</sub>, Oth, Ot<sub>2</sub>-Ot<sub>4</sub>)

大塚層は松島層を整合に覆い，本図幅地域中央部の南部に分布する．本層は層序及び岩相上，次の4

部層に区分される（第24図参照）．すなわち上位から下位へ、

- シルト岩砂岩部層 (Ot<sub>4</sub>)
- 珪藻質シルト岩部層 (Ot<sub>3</sub>)
- 凝灰質砂岩砂質シルト岩部層 (Ot<sub>2</sub>)
- シルト岩部層 (Ot<sub>1</sub>)

なおこれらのうち最下部のシルト岩部層中には、次の岩相が挟まれる．



第24図 大塚層の柱状図 (柱状図作成ルートは第18図に示す)

- ┌ 凝灰質砂岩砂質シルト岩部層 (Ots)
- └ デイサイト質火山角礫岩 (Otb)

本層は、全体としてシルト岩に代表される細粒堆積物が卓越する層準とみることができる。

**地層名** 北村 (1980a) の「大塚層」に由来するが、同じく「矢上層」とされたもの及び「宿浦層」・「高城層」・「野蒜凝灰岩」とされたものの一部は本層に含まれる。柴田 (1967) の「陸前大塚層」及び「浦戸層」を併せたものは、本層のほぼ下半部に相当する。今回の調査により、地層の分布と構造が海域にわたっても明瞭に把握されたので、松島層と根古層との間にあるシルト岩主体の堆積物を、大塚層として一括する。

松島層と大塚層との境界は、軽石凝灰岩あるいは凝灰質砂岩が含まれる層準までを松島層とし、シルト岩あるいはシルト岩勝ちの互層になる層準からを大塚層とする。

**模式地** 鳴瀬町大塚から宿浦に至るルート

**分布及び層厚** 高城川下流から鳴瀬川下流にかけての地域、及び松島湾の島々に分布する。層厚は約300mである。萩ヶ森山西方で、上位層に被覆されるため、これより以西では露出しない。

**構造** 本層は全体として東方ないし北方へ傾斜する。ただし美女浦向斜により松島湾中央部に向斜構造を、大塩背斜により小野東方で背斜構造を呈している。これらのほかにもいくつかの背斜・向斜構造が認められる。また古浦断層群・高城川断層群などにより、地層がブロック化している。

**層序関係** 下位の松島層から整合漸移し、一部で断層で接している。上位層との関係は不整合で、東から順に根古層・三ツ谷層・幡谷層に被覆される。

**岩相** 本層はシルト岩を主とし、凝灰質砂岩・軽石凝灰岩などを挟有する。層序及び岩相上4部層に細分されることは既に述べたとおりである。

**化石** 本層のシルト岩からは、ほぼ全層準にわたって珪藻化石が多産する (付表第1表)。

**シルト岩部層** (Ot<sub>1</sub>, Otb, Ots)

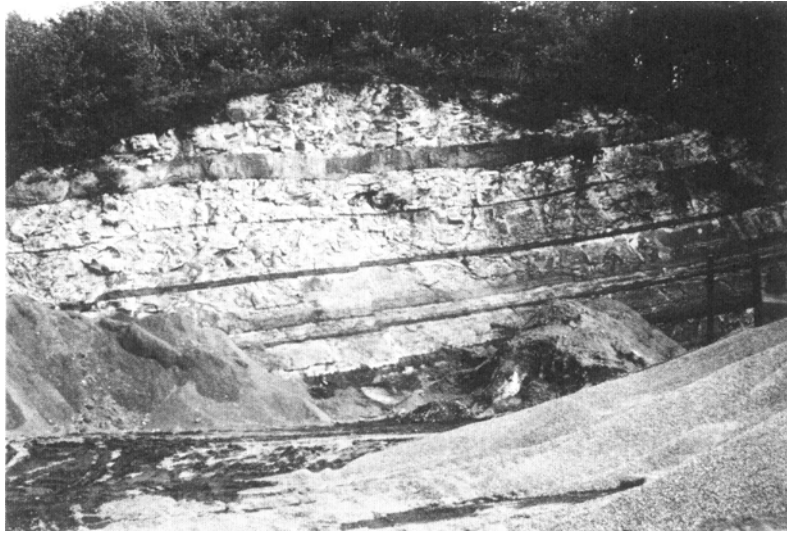
**模式地** 鳴瀬町大塚周辺

**分布及び層厚** 松島湾周辺地域から鳴瀬川下流東岸にかけての地域、及び松島湾の野々島東部、寒風沢島南西部一帯、宮戸島西部と中央部の一部などに分布する。大塚層の中で最も広範囲に分布する。層厚は約130mから200mである。

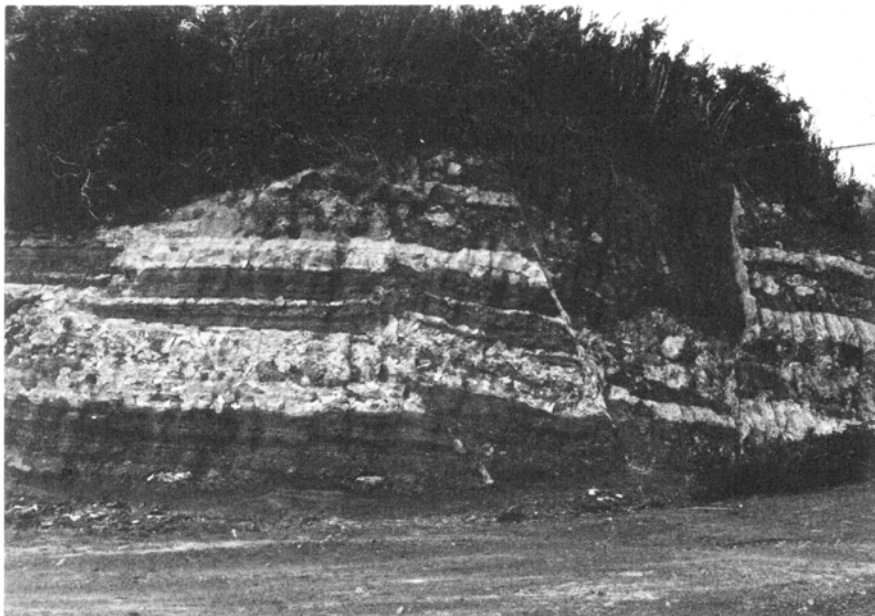
**層序関係** 下位の松島層に整合に重なり、上位の凝灰質砂岩砂質シルト岩部層に整合に覆われる。凝灰質砂岩砂質シルト岩部層が欠如する小野周辺では、更に上位の珪藻質シルト岩部層が直接重なる。分布地域の北部にあっては、三ツ谷層及び幡谷層に不整合に覆われる。本部層は、上位層と下位層とに対して、一部断層で接する。

**岩相** 本部層は一般に塊状のシルト岩を主とし、しばしば厚さ5-20cm程度の細粒砂岩の薄層を挟む。細粒砂岩の薄層を挟んで互層となる部分でも、一部を除いて常にシルト岩勝ちである。本部層の中部層準には、かなりまとまった凝灰質砂岩及び軽石凝灰岩 (Ots)、あるいはデイサイト質火山角礫岩 (Otb) が挟まれる。

シルト岩は暗灰色で固く、小さな軽石片及び炭質物が散点する。風化部の表面は丸味を帯び、灰白色を呈する。鳴瀬町大塚北方や宮戸島では、本部層下部のシルト岩は硬質で板状に剝離する。挟在する細



第25図 大塚層シルト岩部層のシルト岩勝ち互層の露頭（松島町一ノ渡撮影，地点は第18図に示す）



第26図 大塚層シルト岩部層中に見られる小断層の露頭（松島町松島高校付近，撮影地点は第18図に示す）  
ここでは砂岩勝ちの互層となっている

粒砂岩の薄層は，灰白色—黄褐色で，シルト岩に比べ著しくルーズであり，風化部ではこの部分だけが凹んでいる．シルト岩と細粒砂岩が互層する部分（第25図）では，単層の厚さは，シルト岩が50cm-2m，ときに数mで，細粒砂岩が5-20cmのことが多い．シルト岩中にはところにより砂管などの生痕化石が認められる．

**凝灰質砂岩及び軽石凝灰岩（Ots）** 松島町早川周辺には，本部層の中部層準に厚さ20-30mの凝灰質

砂岩及び軽石凝灰岩が挟在する。これらは断層による繰り返しのため、いくつかの地域に分かれて分布する。これらのうち早川西方及び南東方に分布するものは、軽石凝灰岩と中一粗粒凝灰質砂岩を主とする。よく発泡し円磨された径数cmの白色の軽石と径数cm-20cm程度のシルト岩礫を含む。早川北方に分布するものは、細一粗粒凝灰質砂岩を主とし、厚さ数10cm-1m前後のシルト岩を挟む。凝灰質砂岩は黄褐色から茶褐色を呈し、単層ごとの分級の程度は比較的良好、しばしば円磨された軽石片とシルト岩礫を含む。

**デイサイト質火山角礫岩 (Otb)** 一方、松島湾の島々では、本部層の中部層準には特徴的な火山角礫岩が挟在する。柴田 (1967) はこれを「桂島角礫岩部層」と呼んでいる。本火山角礫岩は、南隣「塩竈」図幅地域内の七ヶ浜町南部、あるいは寒風沢島南方の船入島などの数ヶ所に突出するドーム状のデイサイト溶岩<sup>17)</sup> へとその噴出源が追跡される。本火山角礫岩の本地域内での厚さは3-8mで、北方ないし東方へと薄くなる傾向がある。「塩竈」図幅地域内においては、噴出口に近いとみられる部分では厚さが15-20mに達する。角礫の構成は、デイサイト礫が多数を占め、ほかに黒色の安山岩<sup>18)</sup> 及びシルト岩の礫が含まれる。デイサイト礫は青灰色から暗紫色を帯び、径数mmの斜長石斑晶 (中性長石) が目立って多く、鏡下では紫蘇輝石斑晶が少量認められる。角礫から亜円礫までの外形を示し、その最大径は2mに及ぶ。安山岩礫及びシルト岩礫は、径10-20cmのものが多い。これら岩塊は基底部では、下位のシルト岩層に食い込んでいる部分がある。

本部層の中部層準には、このように分布地域の北部では凝灰質砂岩及び軽石凝灰岩 (Ots) が発達し、南部ではデイサイト質火山角礫岩が (Otb) が挟まれる。しかし、両者が直接関連するものかどうかは不明である。

#### **凝灰質砂岩砂質シルト岩部層 (Ot<sub>2</sub>)**

**模式地** 松島町名込周辺

**分布及び層厚** 模式地周辺、美女浦向斜の軸部にあたる松島湾の島々、及び鳴瀬町畑中周辺から大塚北方にかけての地域に分布する。層厚は約80mであるが、東方へ向かって薄くなり、丸塚西方で尖滅する。

**層序関係** 本部層は下位のシルト岩部層を整合に覆い、上位の珪藻質シルト岩部層に整合に覆われる。畑中周辺の丘陵地頂部では、三ツ谷層が不整合関係に直接する。一部の地域では、下位の地層に対して断層で接している。

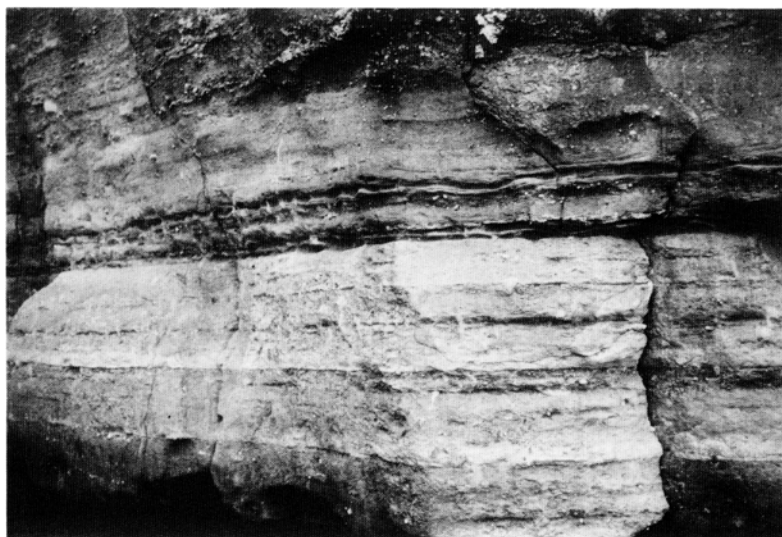
**岩相** 本部層は、暗灰色の中一粗粒凝灰質砂岩あるいは暗色の砂質シルト岩からなり、径数mm以下の軽石片を多数含んでいるのが特徴である。凝灰質砂岩は模式地周辺及び畑中周辺に発達し、松島湾の島々では主として砂質シルト岩が見られる。

凝灰質砂岩は、黒色または青色の安山岩片及び白色—黄色の概して発泡の悪い軽石片からなるほか、少量の石英片を含んでいる。各粒子は比較的良好に円磨されている。全般に斜層理が発達する。ところにより砂質シルト岩の薄層を挟み、また軽石片が卓越して軽石質砂岩となる部分がある。

砂質シルト岩 (第27図) は、上に述べた凝灰質砂岩のシルト質基質部が卓越したもののみることがで

<sup>17)</sup> SHIBATA and FUJITA (1966) は “Nirayama andesite” (釜山安山岩) と呼んでいる。

<sup>18)</sup> 高アルミナ玄武岩系の安山岩で、その本体は「塩竈」図幅地域内の多賀城市鶴ヶ谷などの数ヶ所にある。



第27図 大塚層凝灰質砂岩砂質シルト岩部層中の砂質シルト岩の露頭（塩亀市朴島，撮影地点は第18図に示す）

きる。この岩相では暗灰色のシルト岩を主体とし、砂粒が不規則な形状で斑点状に密集して含まれる。また薄層理が発達するが、その面はしばしば不規則にかつ小さく波曲している。これらはいずれも、バイオターベーションが一部関与したものであろう。軽石片はよく円磨された米粒大のものが多く、各部分に散在している。

下位のシルト岩部層との移り変わりは、凝灰質砂岩の発達する地域では急激で、かつ基底面に起伏があるが、砂質シルト岩の発達する地域では漸移する傾向がある。なお鷲島南部の本部層最下部に近い層準には、厚さ6-7mで、径数cmから30cmの安山岩礫及びシルト岩礫からなる円礫岩が認められる。

#### **珪藻質シルト岩部層 (Ot<sub>3</sub>)**

**模式地** 鳴瀬町浅井付近

**分布及び層厚** 鳴瀬町長根南方から宿浦を経て小野東方へと、S字状に分布する。層厚は分布地域による変化が少なく、約30mである。

**層序関係** 下位の凝灰質砂岩砂質シルト岩部層を整合に覆い、上位のシルト岩砂岩部層に整合に覆われる。凝灰質砂岩砂質シルト岩部層が欠如する浅井南方から小野東方にかけての地域では、更に下位のシルト岩部層を直接整合に覆う。宿浦西方の丘陵地頂部では、三ツ谷層に不整合に覆われる。

**岩相** 本部層は灰白色ないし黄褐色の珪藻質シルト岩のみからなる。葉理が発達し、特に風化部では薄板状に剥離する特徴がある。普遍的に珪藻化石に富み、ルーペで多数のそれらを識別することができる。乾燥した岩片は重量が軽い感じを与える。ただしいわゆる珪藻土とは異なり、基質は凝灰質なシルト成分が主である。ところにより、まれに硬質シルト岩の薄層を挟む。本部層は上述のような特徴から、上位層及び下位層とは明瞭に区分される。

#### **シルト岩砂岩部層 (Ot<sub>4</sub>)**

**模式地** 鳴瀬町浅井北方一帯

**分布及び層厚** 鳴瀬町宿浦西方一帯から鳴瀬川を越えて、小野東方へと分布する。層厚は宿浦西方が



最も厚く約40m, 東方へ次第に薄くなり, 小野北方で約30m, 牛網池東方で約20mである。

**層序関係** 下位の珪藻質シルト岩部層を整合に覆い, 上位の根古層に不整合に覆われる。宿浦西方の丘陵地頂部では, 三ツ谷層に直接不整合に覆われる。

**岩相** 本部層は, 単層の厚さが10cmから50cm程度, ときに数mのシルト岩・砂岩・凝灰岩の互層からなる。しかしながら概して下位の層準ほど, また地域的には西方ほど, 塊状ないし厚層理のシルト岩が卓越する。

本部層の下部を占めるシルト岩は, 暗灰色でよく固結し, まれに炭質物あるいは軽石片を含む。細一中粒砂岩及び細粒凝灰岩の薄層を挟むほか, シルト岩自体がしばしば凝灰質となる。層準によっては砂管などの生痕化石が認められる。

本部層の上部は, 暗灰色—暗青色のシルト岩・黒色の細—粗粒砂岩・軽石凝灰岩及び細—粗粒の凝灰岩から構成され, 層理は明瞭である。互層の比率ではシルト岩が最も多く, 次いで砂岩, 凝灰岩の順である。シルト岩及び細粒凝灰岩は堅固であり, 砂岩も比較的よくしまっている。まれにシルト岩中にはノジュールが, 砂岩中にはシルト岩の巨礫が含まれる。軽石凝灰岩の軽石は, 黒色あるいは灰色を呈するものが多い。

#### IV. 2 <sup>おいと</sup>追戸層 (Od, Odg, Oda)

追戸層は, 本図幅地域北東部から北隣「涌谷」図幅地域及び東隣「石巻」図幅地域にかけて分布する。本層は佳景山礫岩部層 (Odg)・旭山安山岩部層 (Oda) 及び追戸凝灰質砂岩部層 (Od) に3分される。塩釜層とともに, 本地域新第三系の最下部を占める。

**地層名** 「追戸層」の名称は, 「涌谷」図幅地域内において, 和淵礫岩, <sup>ののだけ</sup>笈嶽火砕岩及び追戸砂岩の3部層からなる地層に対して与えられた (高橋・松野, 1969)。これらとの直接の関係が不明であるため, 本報告では, 和淵礫岩に相当すると考えられるものを佳景山礫岩部層, 笈嶽火砕岩に対応する本地域内の安山岩溶岩を旭山安山岩部層, 追戸砂岩相当層を追戸凝灰質砂岩部層と呼ぶ。

**模式地** 涌谷町追戸付近 (北隣「涌谷」図幅地域内)

**分布及び層厚** 本地域内では佳景山礫岩部層が須江丘陵東部一帯に, 他の2部層が旭山丘陵北部に分布する。本層の全層厚は, これら二つの分布地域が大きく隔てられているため正確には算定できないが, 少なくとも300m以上に達すると推定される。

**構造** 須江丘陵に分布する佳景山礫岩部層は, 全体にNS性の走向で, 15°-20° Wの傾斜を示している。旭山丘陵北部では, ほぼNS方向の軸を有する大塩背斜を形成している。

**層序関係** 本地域内では, 下位層との関係は不明である。「石巻」図幅地域内, 石巻市日和山付近において, 三畳系稲井層群を不整合に覆うと考えられている (増田, 1953)。

旭山丘陵では上位の三ツ谷層上部層に不整合に覆われ, またこの丘陵の一部と須江丘陵とでは, 鮮新統に直接覆われている。

**岩相** 本層最下部の佳景山礫岩部層は, 先新第三系に由来する礫から構成される。この上位の旭山安山岩部層と追戸凝灰質砂岩部層とは, 安山岩溶岩及びこれと同質の碎屑物からなる, 本層は全体とし

て、塩釜層から網尻層下部までに共通した層相を有している。

**化石** 模式地周辺では、粗粒の凝灰質砂岩中に貝化石の破片が豊富に含まれている<sup>19)</sup>ほか、有孔虫化石も認められる。しかしながら本地域では化石は未発見である。

#### **佳景山礫岩部層 (Odg)**

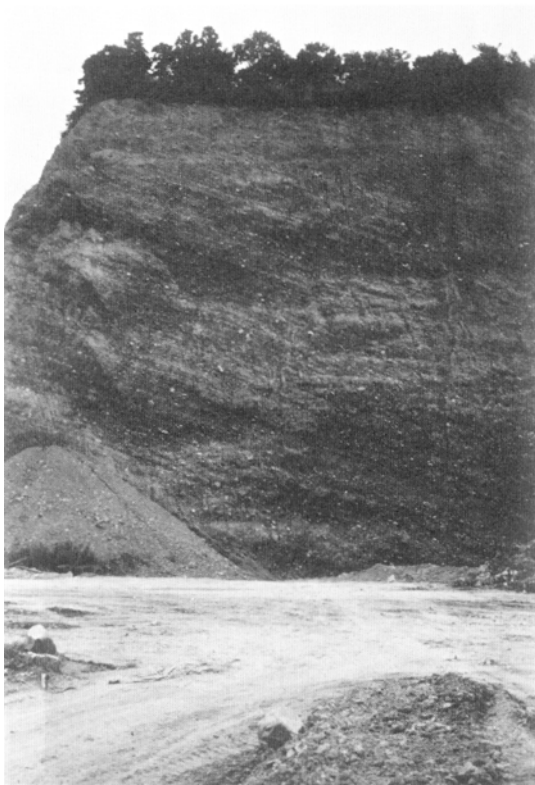
**地層名** 島倉・土田 (1939) による。

**模式地** 河南町須江丘陵欠山 (標高92.1m) 一帯。「佳景山」は同丘陵北端部の山名であり、模式地欠山は、更にその南方に位置する。

**分布及び層厚** 模式地周辺を初めとして、主に須江丘陵の東半部に分布する。また「石巻」図幅地域内の石巻市日和山付近にも認められる<sup>20)</sup>。

本部層の層厚は、少なくとも100m以上に達する。

旭山丘陵東部の河南町草田付近に分布する円礫岩は、従来、佳景山礫岩部層の一部として扱われてきたが、本報告のとおり鮮新統俵庭層に含まれる (IV. 17俵庭層参照)。



第 28 図 追戸層佳景山礫岩部層の礫岩の露頭 (河南町須江の採石場、撮影地点は第 30 図に示す)

**層序関係** 前述のとおり、石巻市日和山付近で三疊系稲井層群を不整合に覆うと考えられている (増田, 1953)。

本部層と旭山安山岩部層及び追戸凝灰質砂岩部層とは、分布が隔てられているため、その直接の関係は明らかではない。しかし、本部層中には旭山安山岩部層あるいは箕嶽火砕岩 (高橋・松野, 1969) に特有な普通輝石紫蘇輝石安山岩の礫が認められないことから、これらに先立つ堆積物と考えられる。

なお上位の鮮新統亀岡層から表沢層までに不整合に覆われる。

**岩相** 本部層は、主として北上山地に分布する中・古生界から由来したとみられる黒色縞状頁岩・砂岩・花崗岩質岩の礫からなり、チャート・ひん岩・凝灰岩などの礫を少量含んでいる。砂層あるいは凝灰岩のレンズ状の薄層をまれに挟有する。本部層に含まれる礫は、径10-30cm程度、ときに1mを越す。一般によく円磨されている

<sup>19)</sup> 模式地周辺から産出する貝化石 (HATAI, 1941; MASUDA, 1956; 高橋・松野, 1969などの報告による) の多くは、増田 (1973) の貝類化石層序による中新世中期を代表している。このことは追戸層が塩釜層から網尻層までではなく、より上位の層準に対比される可能性を示している。

<sup>20)</sup> 日和山礫岩層と呼ばれる (増田, 1953)。

が、礫径の大きなものの円磨度は低い。また河南町館付近では、ほとんど角礫からなる。花崗岩礫の一部がくさり礫となっているほかは、礫そのものは概して新鮮である。

本部層は比較的明瞭な層理を示し（第28図）、礫の覆瓦構造がしばしば認められる。またその基質は細一粗粒砂岩からなるが、一部地域を除いて全般にややルーズである。なお本部層最上部は、礫に乏しくよく成層した細一粗粒砂岩となっていることがある。

本部層は、北上山地西縁に位置して三畳系を不整合に覆い、図幅地域南西部付近の塩釜層最下部の礫岩とともに、本地域新第三系の基底礫岩と者えられる。

#### **旭山安山岩部層 (Oda)**

**地層名** SHIMAKURA and HATAI (1939) の“Asahiya agglomerate beds”による。

**模式地** 河南町旭山（標高173.8m）

**分布及び層厚** 模式地のほかには、河南町草田の採石場付近に認められる。いずれも下限が不明であるが、旭山の規模と形状から、層厚は150m以上と推定される。

**層序関係** 前述したとおり、本部層は佳景山礫岩部層堆積以後の火山噴出物であって、これを被覆するのである。

上位には、本地域内では追戸凝灰質砂岩部層が重なると考えられる、更に一部では鮮新統俵庭層に不整合に覆われる。なお「涌谷」図幅地域内では、篁嶽火砕岩と追戸砂岩とは一部指交関係にある（高橋・松野，1969）。

**岩相** 本部層は、普通輝石紫蘇輝石安山岩溶岩からなる。一般に暗灰色ないし灰色を呈し、緻密堅硬である。肉眼で、多数の輝石及び斜長石の斑晶が認められる。河南町北村から旭山山頂に至る道路沿い及び河南町草田の採石場の露頭では、著しい柱状節理の発達が見られる（第29図）。また、草田採石場



第29図 追戸層旭山安山岩部層の安山岩溶岩の露頭（河南町草田の採石場，撮影地点は第30図に示す）

付近道路沿いでは、やや細かに破碎して、火山角礫岩状を呈する部分がある。その一部は角礫と基質とが同質でかつ完全に固結しており、自破碎溶岩と呼べる。

鏡下で見ると、次のとおりである。斑晶は斜長石・普通輝石・紫蘇輝石からなり、しばしば黒色の不透明鉱物も斑晶に匹敵する大きさを有している。斜長石は中性長石―曹灰長石で、自形卓状―長柱状、長径最大4mmに達し、累帯構造を示すものが多い。普通輝石は自形短柱状又は四角形を呈し、長径1-2mm、しばしば双晶を示す。紫蘇輝石は自形長柱状で、長径1-2mm、まれに3mmに達する、斜長石も輝石類も2次鉱物に置換されていない。石基は斜長石・輝石類及び不透明鉱物からなり、ガラス基流晶質―毛氈状組織を示す。石基中にはクリストバル石及び褐色のガラスが認められる。以上のように本岩は、鏡下で非常に新鮮な印象を与える。

模式地の安山岩溶岩について、八島（1979）が化学分析値を報告している（第5表）。

### **追戸凝灰質砂岩部層（Od）**

**地層名** 島倉・土田（1939）の「追戸介層」による。

**模式地** 涌谷町追戸周辺（北隣「涌谷」図幅地域内）

**分布及び層厚** 旭山安山岩部層を囲むようにして、旭山丘陵北部に分布する。層厚は200m以上と推定される。

**層序関係** 本地域内では、旭山安山岩部層を整合に覆うと考えられる。「涌谷」図幅地域内では、旭山安山岩部層とほぼ同層準と考えられる箕嶽火砕岩と一部指交関係にある（高橋・松野，1969）。

本部層は分布地域の南西部では三ツ谷層上部層に、また東部では鮮新統表沢層及び俵庭層に、それぞれ不整合に覆われる。

**岩相** 本地域の本部層は、主として凝灰質砂岩からなり、局所的に砂質シルト岩あるいは軽石凝灰岩を挟有する。凝灰質砂岩にはしばしば軽石片あるいは安山岩角礫が含まれ、角礫が卓越して凝灰角礫岩状を呈する部分もある。本部層の岩相は、上下にも側方にもかなり変化する。

本地域における本部層の最下部の層準は、河南町踏返から中沢にかけての地域に分布している。この層準では分級度の悪い中―粗粒の凝灰質砂岩を主として、軽石混じりの火山礫凝灰岩を挟んでいる。凝灰質砂岩は黒色から暗褐色を帯び、径数cmから50cm程度までの安山岩角礫を含み、一般に不明瞭な層理を示している。砂岩粒子は安山岩質の火山岩片と少量の斜長石・有色鉱物から構成される。粒子の円磨度は低く、火山砂に近い性状を有している。

これらの上位に位置する箱清水から小崎周辺にかけての本部層は、やや緑色を帯びた暗褐色の中―粗粒砂岩を主とし、暗灰色の硬質シルト岩薄層を挟んでいる。砂岩粒子はやはり火山岩起源のものである。砂岩中には安山岩角礫が密集して含まれる部分がある。本部層中の安山岩礫は、一般に紫蘇輝石普通輝石安山岩で、基質にトラキティック組織が認められる。斑晶は有色鉱物のほかは斜長石であり、長径最大3mmに達し、中性長石から亜灰長石の範囲にわたっている。旭山安山岩部層に比べてやや変質しており、斜長石が虫食状構造を呈するほか、輝石類が一部緑泥石などに置換されているものがある。

軽石凝灰岩は、砂岩中にまれに挟在し、黄褐色を呈し塊状である。一般に安山岩角礫を少量含んでいる。また軽石は発泡が悪い。

### IV. 3 志田層群

志田層群は、本地域中新統の上半部である。図幅北半部の地域、鳴瀬川及び吉田川に沿った丘陵地に広く分布し、下位の先新第三系・松島湾層群及び追戸層を不整合に覆う。本層群は海成の細一粗粒砂岩の卓越した岩相で特徴づけられるが、中位のやや著しい不整合により下部及び上部に二分される。更に下部は下位より、根古層・三ツ谷層・幡谷層・鹿島台層に、上部は番ヶ森山層及び大松沢層にそれぞれ区分される（第3図）。

根古層は大塚層を不整合に覆い、主に凝灰質砂岩からなり、分布地域の西部に軽石凝灰岩を挟んでいる。凝灰質砂岩は細一粗粒で、黒色、厚層理を呈するが、一部に斜層理が認められる。

三ツ谷層は志田層群下部を代表する地層である。根古層及び松島湾層群を不整合に覆い、主に斜層理の顕著な細一粗粒砂岩からなる、本層は3部層から構成され、それぞれが粒度の相異に基づいて更に岩相区分される。

幡谷層は全体に著しく凝灰質で、特に下部には厚い軽石凝灰岩が発達する。上部は凝灰質砂岩と凝灰岩との互層からなり、岩相上三つに細分される。

鹿島台層は主に極細一細粒砂岩からなり、凝灰岩を挟有する。

番ヶ森山層は主に斜層理の顕著な中一粗粒砂岩からなるが、下部は著しく凝灰質な粗一極粗粒砂岩となっている。本層は岩相上2部層に区分され、いずれも分布地域の南西程厚くなる。

大松沢層は、厚層理ないし塊状を示す極細一細粒砂岩と鍵層として広く追跡される凝灰岩との互層からなる。

これら6層から構成される志田層群は、全体として北西へと傾斜し、また図幅地域内では基本的にはNS方向の軸をもつ緩い褶曲構造に支配されている。ただし図幅地域北西部及び南西部では、褶曲軸はそれぞれNW-SE及びENE-WSW方向に転じている（第4・5・6・7図参照）。

#### IV. 3. 1 根古層 (Nk, Nkt)

根古層は大塚層を不整合に覆い、図幅地域中央部東寄りに分布する。黒色の凝灰質砂岩 (Nk) を主とし、軽石凝灰岩 (Nkt) を挟有する。

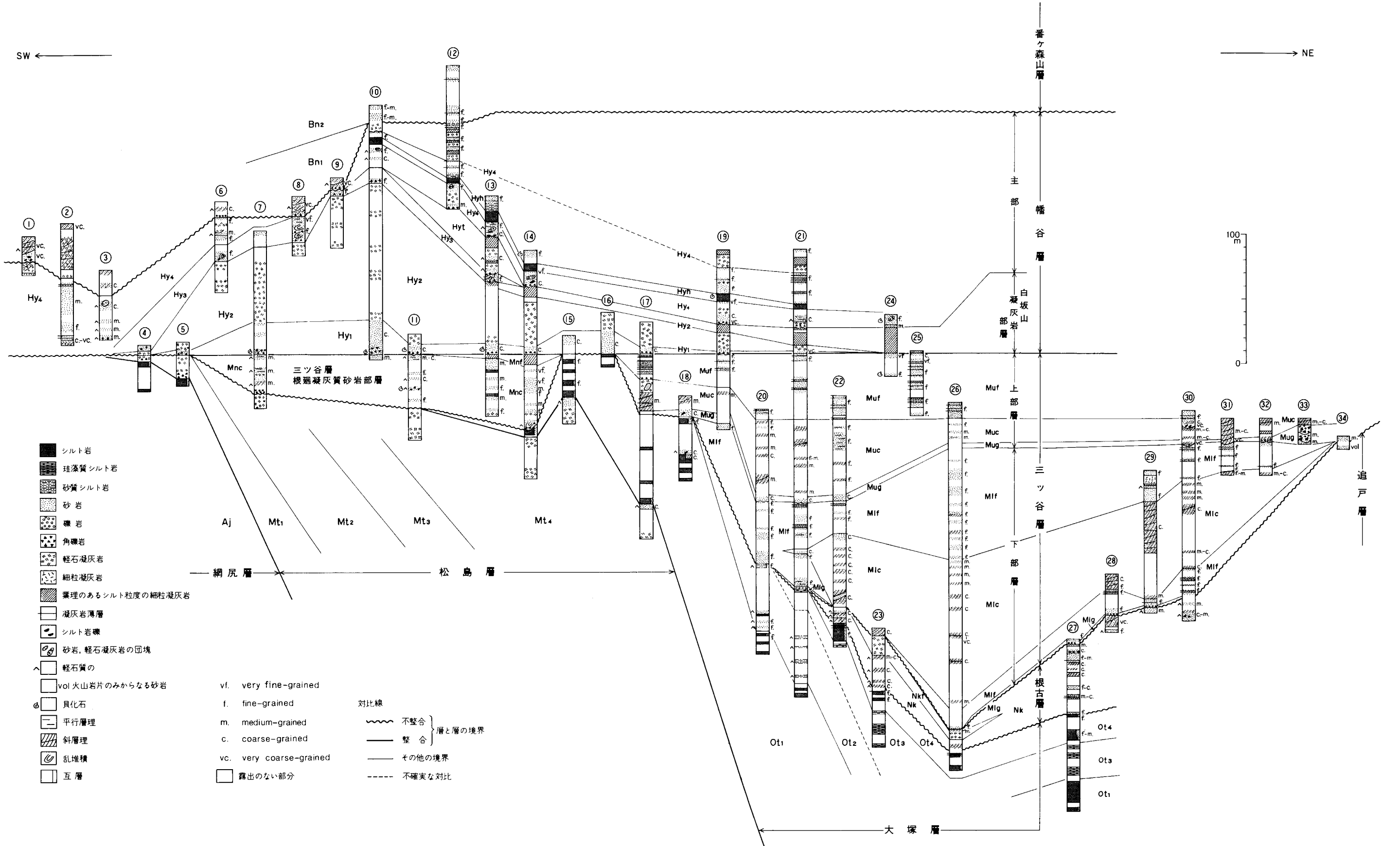
**地層名** 新称である。北村 (1980a) の「宿浦層」のうち、鳴瀬川付近以東に分布するものはほぼ本層に相当する。

**模式地** 鳴瀬町小野北方から根古に至る道路沿い

**分布及び層厚** 鳴瀬町根古を中心として、南は牛網池付近まで、北は矢本町中沢付近まで、西は鳴瀬川を越えて鳴瀬町長根東方まで分布する。本層の層厚は、上位の三ツ谷層に不整合に覆われるため明らかでないが、地表に露出する限りにおいて約60mに達する（第30・31・32図）。

**構造** 大塩背斜により、北へプランジした緩い背斜構造を呈する。

**層序関係** 本層基底部の細角礫岩が下位の大塚層最上部のシルト岩砂岩部層の異なる層準を覆うこと、及びこの部層が東方へ向かって層厚を減ずることから、本層は大塚層を不整合に覆うと解釈した。

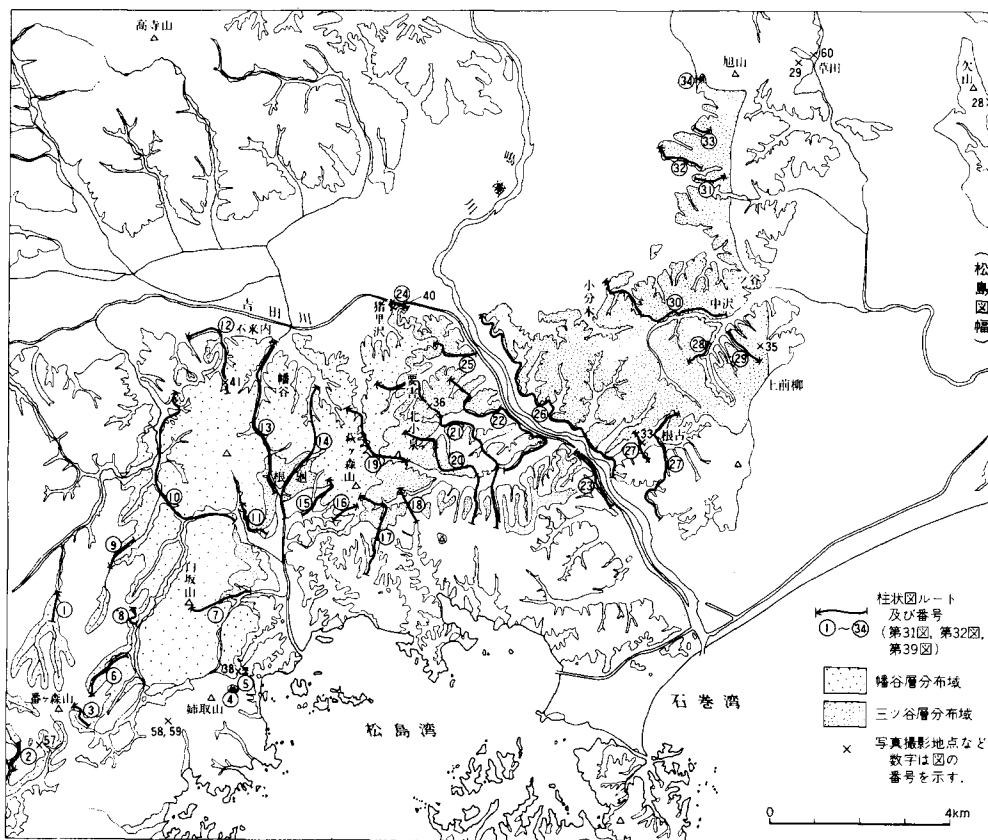


- シルト岩
- 珪藻質シルト岩
- 砂質シルト岩
- 砂岩
- 礫岩
- 角礫岩
- 軽石凝灰岩
- 細粒凝灰岩
- 稜理のあるシルト粒度の細粒凝灰岩
- 凝灰岩薄層
- シルト岩礫
- 砂岩、軽石凝灰岩の団塊
- △ 軽石質の
- vol 火山岩片のみからなる砂岩
- 貝化石
- 平行層理
- ▨ 斜層理
- ⊖ 乱堆積
- ▭ 互層

vf. very fine-grained  
 f. fine-grained  
 m. medium-grained  
 c. coarse-grained  
 vc. very coarse-grained  
 □ 露出のない部分

対比線  
 ~~~~~ 不整合 } 層と層の境界  
 ——— 整合 }
 —— 其他の境界
 - - - 不確実な対比

第31図 根古層・三ッ谷層・幡谷層の柱状図 (柱状図作成ルートは第30図に示す)



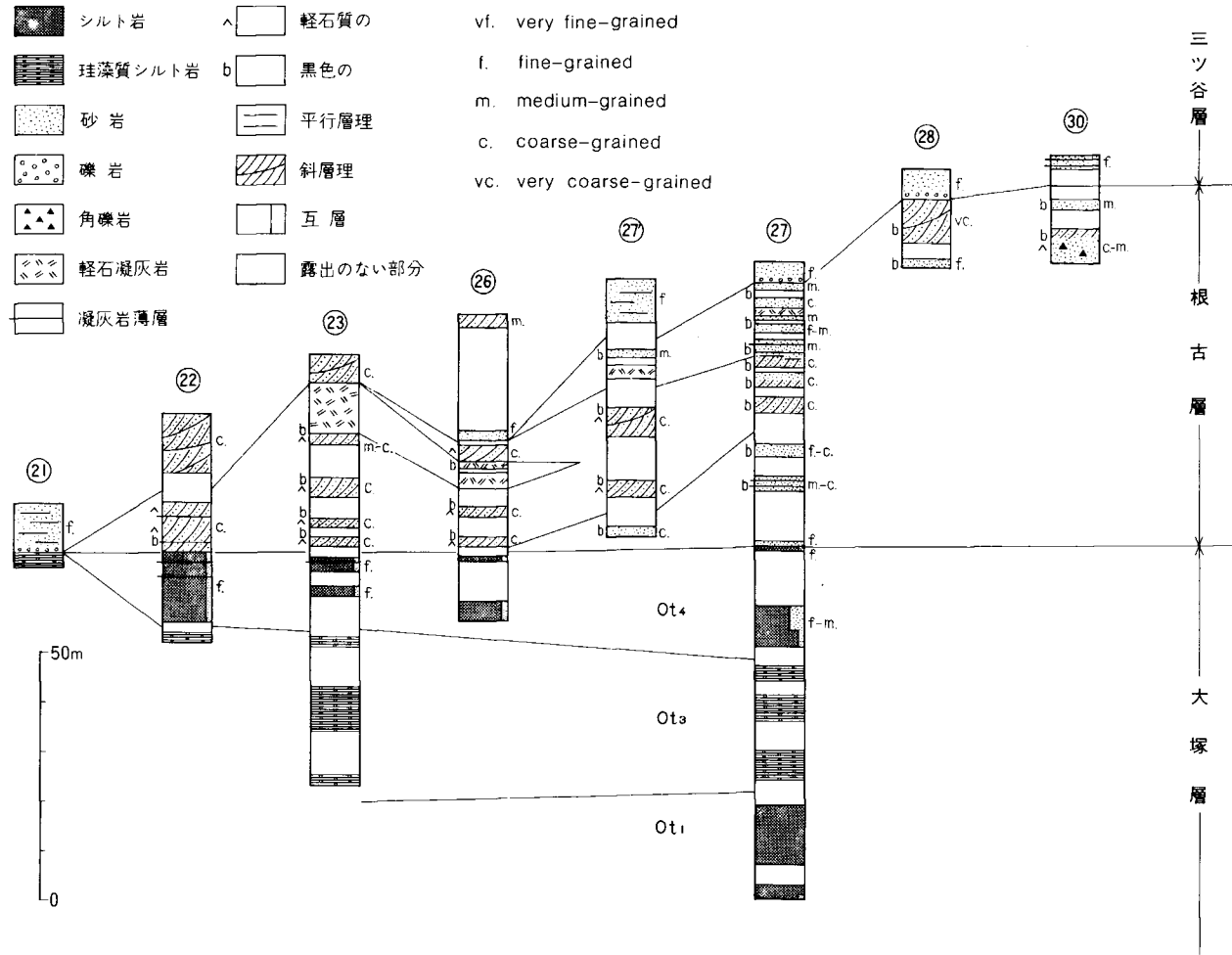
第30図 根古層・三ツ谷層・幡谷層の柱状図作成ルート図 ←①-④④：柱状図ルート（第31図、第32図、第39図） ×：写真撮影地点など、数字は図の番号を示す

ただし両者の構造は調和的であり、更にシルト岩砂岩部層中に挟在する黒色砂岩自体は、根古層の砂岩に類似している。したがって大塚層と植古層との層序関係は、先に述べた松島湾層群と志田層群の区分とも絡んで、なお今後の検討が必要である。根古層は砂岩の卓越した岩相であるので、本報告では志田層群に含めた。なお上位の三ツ谷層には不整合関係で覆われる。

岩相 本層は黒色の凝灰質砂岩 (Nk) を主とし、分布地域の西部ではその中部層準に軽石凝灰岩 (Nkt) を挟有する。なお本層基底部には、安山岩礫からなる厚さ数10cmの細角礫岩が発達する。

凝灰質砂岩 (Nk) は細粒から粗粒までの粒度にわたり、比較的堅固である。全体としては塊状ないし厚層理を示すが、軽石凝灰岩の上下の部分には著しい斜層理が発達する (第33図)。構成粒子は、普通輝石・石英・斜長石を主とし、紫蘇輝石・普通角閃石・雲母類が少量含まれる。これらはいずれも新鮮である。また普遍的に径1cm以下の灰白色軽石片及び安山岩粒子が含まれる。凝灰質砂岩は上方へ向かって細粒となる傾向があり、かつ風化部では褐色を呈して、露頭ごとには上位の三ツ谷層の砂岩と区別し難いことがある。

中部層準に挟まれる**軽石凝灰岩 (Nkt)** は、小野北西方の鳴瀬川沿いのみ見られる、淡一暗灰色を呈し、やや砂質である。軽石は白色一灰色で、径数mm-3cm程度、丸味を帯び、発泡が悪い。鏡下で



第32図 根古層の柱状図 (柱状図作成ルートは第30図に示す。㊸を除いて各柱状図は第31図の柱状図又はその一部である。番号は共通)



第33図 根古層中の斜層理の発達した凝灰質砂岩の露頭（鳴瀬町根古，撮影地点は第30図に示す）

は基質中に、普通輝石・石英・斜長石・安山岩片が多く認められ、紫蘇輝石・普通角閃石が少量含まれる。本軽石凝灰岩の厚さは、15-20mである。

化石 凝灰質砂岩中から海綿化石を産する。

IV 3. 2 三ツ谷層 (Mlf, Mlc, Mug, Muc, Muf, Mnc, Mnf)

三ツ谷層は主に黄色の細一粗粒砂岩からなり、志田層群の下部を代表する。本層は下部層とはいづれも不整合関係で接し、主に松島丘陵北東部と旭山丘陵とに分布する。本層は下部層・上部層及び根廻凝灰質砂岩部層に3区分され、更にそれぞれ細粒相及び粗粒相に分けられる。また下部層・上部層の基底部に一部礫岩相が区別される。

地層名 本層の名称は島倉・土田（1939）の「三ツ谷黄色砂岩層」に由来する。半沢ほか（1958）の「鹿島台層」のうち、旭山丘陵に分布するものは本層にほぼ一致する。また本層は、北村（1980a）の「三ツ谷層」のすべてと、「幡ヶ谷層」・「鹿島台層」・「宿浦層」及び「初原砂岩部層」の一部を併せたものに相当する。

模式地 地層名は矢本町三ツ谷にちなんで命名され、研究史上これが長く踏襲されてきたが、三ツ谷付近では本層の一部の岩相を把握できるのみで、模式地として適当ではない。したがって本報告では本層の模式地を、松島町北小泉を中心とした松島丘陵北東部の地域とする。

分布及び層厚 本層は旭山丘陵の西部一帯から、松島丘陵北小泉を中心とする石巻街道以北の地域にかけて広く分布する。また松島町根廻周辺にも孤立して分布するほか、石巻街道以南の丘陵地頂部にも認められる。

本層は鳴瀬川沿いのルートにおいて、最大層厚280mに達する。これより東方の地域においては、本層の上限が見られないため全層厚を算定できない。西方へは急激に層厚を減じる。

構造 本層は大局的にはNE-SW方向の走向で、北西に3°-12°で緩く傾斜している。ただし北小泉

付近では、NNW - SSE方向の軸をもつ局所的な一対の背斜・向斜構造が発達し、根廻付近では高城川背斜が認められる。分布域東端部には大塩背斜が認められ、この西翼は4°-8°の緩傾斜であり、東翼は20°-45°の急傾斜を示して旭山撓曲を形成する。

層序関係 本層は見掛け上西方にオーバーラップして、下位の根古層・大塚層及び松島層の各層準を不整合に被覆している。同時に不整合による下位層の欠如量が西方に向かって増大するため、分布域の西方ほど、本層のより上位の層準と下位層のより下位の層準とが接するようになる。すなわち、分布域西端では、本層の根廻凝灰質砂岩部層が松島層の中部軽石凝灰岩部層を覆っている。

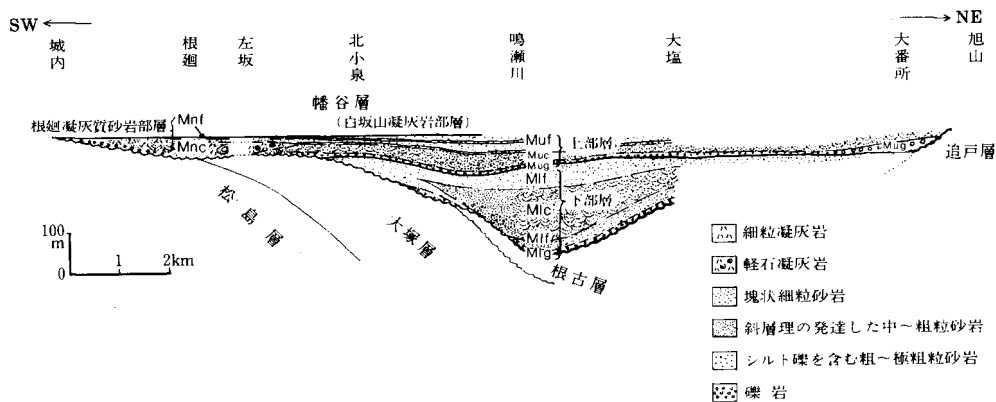
分布域北端の旭山南麓では、本層は追戸層に南側からアバットし、本層上部層の基底が追戸層の砂岩に直接している。

本層は、分布域西端において上位の幡谷層白坂山凝灰岩部層に整合に覆われる。分布域東端では鮮新統亀岡層に不整合に覆われ、また一部断層で接する。

岩相 本層のほぼ中位層準にはシルト岩礫を含む粗～極粗粒砂岩があつて広く追跡され、これを境に上下の岩相が急変する。したがつてこの粗粒砂岩の基底をもって、本層を下部層と上部層に区分する。一方、萩ヶ森山南東方の小地域と根廻周辺に孤立して分布し、上部層と指交関係にあると判断される部分を根廻凝灰質砂岩部層と呼び区別する。各部層は既に述べたとおり、細粒相と粗粒相の二つの岩相に分かれ、更に下部層及び上部層それぞれの最下部に礫岩相を区分できる。

本層は次のように層相区分することができる（第34図）。

- | | | | | | |
|-----|--|-------------------|---|-----|--|
| 上部層 | 細粒相 (Muf) : 塊状の細粒砂岩及び
シルト質極細粒砂岩
粗粒相 (Muc) : 斜層理顕著な中～粗
粒砂岩
礫岩相 (Mug) : 細～大礫岩及び粗～
極粗粒砂岩 | 根廻凝
灰質砂
岩部層 | 細粒相 (Mnf) : 板状剝離する黄灰色
シルト岩
粗粒相 (Mnc) : 暗灰色細～粗粒砂岩
及び砂質軽石凝灰岩 | | |
| | | | | 下部層 | 細粒相 (Mlf) : 塊状の細粒砂岩
粗粒相 (Mlc) : 斜層理顕著な中～粗粒砂岩
礫岩相 (Mlg) : 細～中礫岩 |



第34図 三ッ谷層の層序断面図

第7表 ミツ谷層産出軟体動物化石

| Species | Localities | | | | | | | |
|---|------------|-----|-----|-----|-----|-----|-----|---|
| | 081 | 082 | 083 | 084 | 085 | 086 | 087 | |
| Pelecypoda | | | | | | | | |
| <i>Acila (Acila) divaricata</i> (HINDS) | | | | | | | + | |
| <i>Acila</i> sp. | | | | + | + | | + | |
| <i>Portlandia (Portlandella) japonica</i> (ADAMS and REEVE) | | | | + | | | | |
| <i>Macoma tokyoensis</i> MAKIYAMA | + | | | + | | | | |
| <i>Macoma incongrua</i> (v. MARTENS) | | | | | + | | | |
| <i>Macoma</i> sp. | | + | | + | | | | |
| Gastropoda | | | | | | | | |
| <i>Cryptonatica janthostomoides</i> (KURODA and HABE) | | | + | | | | | |
| Scaphopoda | | | | | | | | |
| <i>Dentalium</i> sp. | | | | | | | | + |

化石 本層からは珪藻化石（付表第1表）のほか、第7表に示した軟体動物化石が得られた。

下部層 (Mlf, Mlc)

本部層は、基底部の礫岩相²¹⁾ (Mlg), 塊状細粒砂岩を主とする細粒相 (Mlf), 斜層理の発達した中一粗粒砂岩からなる粗粒相 (Mlc) から構成される。矢本町中沢から小分木に至る道路沿いに模式的に発達する。

分布及び層厚 本部層は主として旭山丘陵に分布する。松島丘陵ではその分布は狭く限られ、鳴瀬町長根付近一帯に認められるにすぎない。

本部層は鳴瀬川東岸に沿ったルートにおいて最大層厚210mを有し、これより東西両方向に層厚を減ずる。東方では中沢から小分木に至るルートで約120mとなる。一方、西方では長根付近で65mと薄くなり、上下堤南西で尖滅する。

層序関係 本部層は下位層に対して不整合関係にあり、上位には本層上部層に整合に覆われる。

岩相 本部層は岩相上、礫岩相 (Mlg) ・細粒相 (Mlf) ・粗粒相 (Mlc) に3区分される。これらは下位より一般に、礫岩相、細粒相、粗粒相、細粒相の順に重なっている（第34図参照）が、本部層分布域の西部では粗粒相は尖滅している。各岩相は垂直的にも水平的にも互いに漸移し、境界はしばしば不明瞭である。しかしこのような岩相区分から、本部層の堆積の特徴及び構造が把握される。

礫岩相 (Mlg) は、本部層の基底礫岩であり、主に中沢付近及び根古付近で観察できる。礫岩の厚さは、中沢付近から南西方へと次第に薄くなる。すなわち中沢北方で1m以上、中沢付近で30cm-1.5m、根古西方ではわずか数cmである（第31図の柱状図にはMlgとして表現したが地質図上には示されていない）。その他の場所では、径1cm以下の礫が散点あるいは密集して認められるにすぎない。礫岩相は一般に1-2cm大の円礫一亜角礫、ときに角礫から構成され、比較的強く固結している。礫種は頁岩・砂岩・安山岩・凝灰岩などであり、偏平に円磨された頁岩礫がその半数を占めている。細礫大の偏平な頁岩礫は、礫岩相直上の細粒相中にも多数混入している。

このように本部層の礫岩相は、ときに著しく貧弱ではあるが、根古層更はその下位の大家層のそれぞ

²¹⁾ 極めて薄いため地質図上には表現されていない。

れ異なる層準に接しており、明らかに不整合面を被覆している。

細粒相 (Mlf) は、主として塊状細粒砂岩からなり、シルト粒度の細粒凝灰岩薄層を挟有する。細粒砂岩は、新鮮面では暗青灰色を呈し、風化面では淡灰色ないし淡黄色となる。シルト分が多く、比較的固結度が高い。雲母片を普遍的に含み、一部炭質物を含むこともある。全般的にやや著しいバイオターベーションの痕跡が認められ、泥管の発達する部分もある。一般に塊状無層理であるが、露頭面では褐鉄鉱の縞模様によって不明瞭ながら層理を識別することができる。また粗粒相との漸移部では、小規模で不明瞭な斜層理が認められる。

シルト粒度の細粒凝灰岩薄層は、灰白色ないし灰紫色を呈し、バイオターベーションの痕跡が著しく、虫食い状を呈する。その厚さは、普通1-3cm程度と極めて薄く、側方への連続性に乏しい。なお分布域東南部、大塩背斜東翼の矢本町上前柳には、厚さ6m以上の白色細粒凝灰岩が存在する。これは上部細粒相の一員として本部層に含めた。

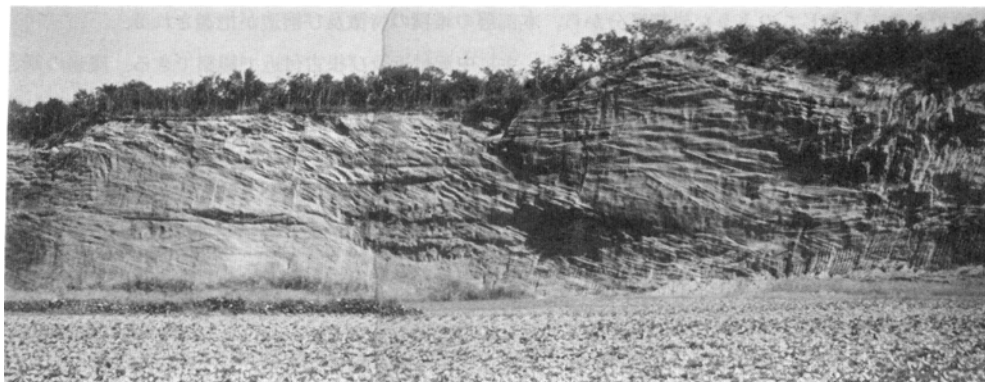
粗粒相 (Mic) は、斜層理の発達した中一粗粒砂岩から構成される(第35図)。これら砂岩は一般に黄褐色を呈し、シルト分を含まず、極めてルーズである。斜層理は各単位の厚さが数10cm-数mに達する比較的規模の大きなトラフ型である。露頭観察の結果から、斜層理は西ないし北西へ向かった古流向を示している。斜層理各単位の基底部は礫質になっており、径1cm以下の扁平な頁岩礫が含まれる。砂岩は局所的に白色の軽石片に富み、著しく凝灰質となっている部分も認められる。

上部層 (Mug, Muc, Muf)

本部層にも下部層と同様、塊状細粒砂岩からなる細粒相(Muf)と斜層理の発達した中一粗粒砂岩からなる粗粒相(Muc)とが識別され、更に最下部に礫岩相(Mug)が区分される、松島町上下堤より芋沢を経て貝殻塚に至るルートに模式的に発達する。

分布及び層厚 主な分布域は鳴瀬川以西の松島丘陵である。鳴瀬川より東方では、旭山丘陵北西縁に分布する。

層厚は上下堤から貝殻塚に至るルートで最も厚く、約110mに達する。これより東方では上限が見られないため全層厚は算定されないが、次第に薄くなるものと推定される。一方、本部層は西方に向かって急速に層厚を減じ、萩ヶ森山南方で尖滅する。



第35図 三ッ谷層下部層粗粒相の斜層理の発達した砂岩の露頭(矢本町上前柳北方、撮影地点は第30図に示す)

層序関係 本部層は不規則な凹凸面をもって下部層を被覆するが、両者は整合関係にあると考えられる。旭山南麓では、本部層は追戸層に不整合関係でアバットする。一方、本部層は上位の幡谷層白坂山凝灰岩部層に整合に覆われる。

岩相 本部層は次のような岩相の構成である。

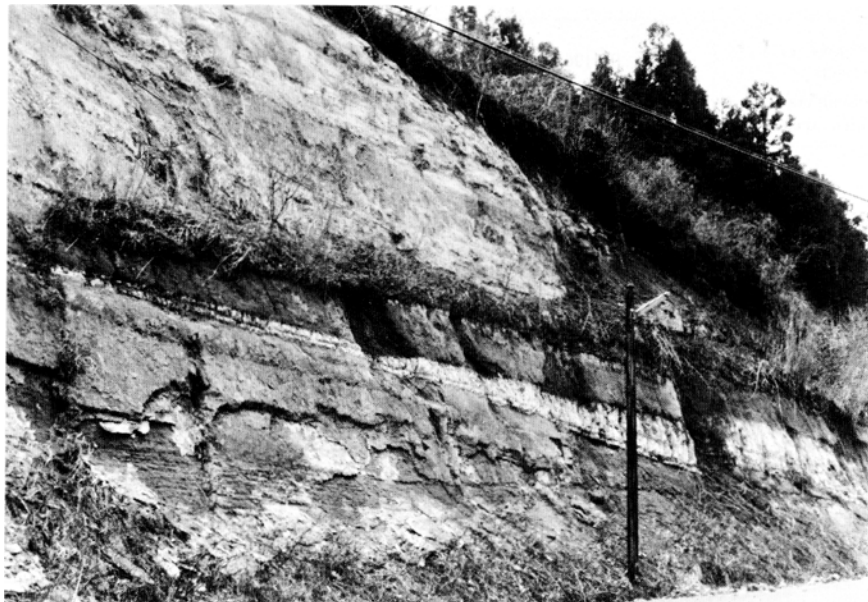
{ 上部：細粒相 (Muf)
下部：粗粒相 (Muc) + 礫岩相 (Mug)

礫岩相 (Mug) は、本部層最下部に発達する。これは本部層の下限を規定し、分布域全域にわたって追跡できるが、地質図には特に厚く発達する旭山南方のものだけを表現してある。

旭山南方における本礫岩相は、全体に黒色を帯び、その厚さは15m以上である。礫岩は主として頁岩の扁平な細礫から構成され、しばしば径数cm-数10cmの安山岩角礫が含まれる。また破片状の貝化石が混じる場合がある、斜層理が認められ、その個々の斜層理は下位のそれを削り込んで発達している。本礫岩相の最上位には、最大層厚5mの中一礫岩が局所的に発達する。ここでは礫は丸味を帯び、安山岩・頁岩・砂岩などの礫から構成されている。

その他の地域で本部層の下限を規定する礫岩相は、シルト岩礫を含む厚さ2-5mの粗一極粗粒砂岩である。この砂岩は黒褐色を呈し、主として扁平な頁岩片からなり、一部礫質となっている。含まれるシルト岩礫は、2-20cm大で角ばっている。基底には一般にチャンネル状の浸食面が発達し、全体として不規則な凹凸面をもって下部層を覆う。下部層とは岩相の差異が著しく、境界は明瞭である。

粗粒相 (Muc) は本部層の下半部を占める。その主体は斜層理の発達した中一粗粒砂岩で、その個々の斜層理の厚さは10-20cm程度である。下部層の粗粒相に比較して、本相は斜層理が小規模でかつ砂岩の粒度が小さいという特徴がある。本粗粒相は上方に向かって次第に細粒化し、斜層理から平行層理



第36図 三ッ谷層上部層細粒相の露頭 (松島町北小泉要害南方, 撮影地点は第30図に示す) 細粒砂岩 (灰色部) に細粒凝灰岩 (白色部) が挟まれている

を経て、上部の塊状を呈する細粒相へ漸移する。

細粒相 (Muf) は本部層の上半部を占め、主に塊状の細粒砂岩ないしシルト質極細粒砂岩からなり、凝灰岩薄層を多数挟有する (第36図)。下部層の細粒相に比べ、より細粒であり、凝灰岩の挟みが多く認められる。細粒砂岩は上方へ更に細粒化し、最上部ではシルト質の極細粒砂岩となる。これら砂岩は灰白色—黄灰色を呈し、比較的しまっている。ところによってゴマ粒大の軽石片が多数散在し、凝灰質となっている。全体的にバイオターベーションを強く受け、砂質部とシルト質部及び軽石片が不規則に斑状を呈して入り混じっている部分もある。凝灰岩薄層は厚さ数cm-数10cmのものが多く、砂岩中に数10cmないし2-3m程度の間隔で頻繁に介在する。

根廻凝灰質砂岩部層 (Mnc, Mnf)

根廻凝灰質砂岩部層は、本図幅地域中央部のやや西寄りの小地域に分布する。主に暗灰色の凝灰質砂岩からなり、前述の下部層・上部層と同様、岩相上、粗粒相 (Mnc) 及び細粒相 (Mnf) に分けられる。本部層は上部層と指交関係にあり、また下位の松島湾層群を不整合に覆っている。

地層名 新称である。本部層は HANZAWA *et al.* (1953) の “Hatsuhara formation” の一部、柴田 (1967) の「初原層」の下半部及び「野蒜凝灰岩」の一部、北村 (1980a) の「初原砂岩部層」の下半部及び「宿浦層」の一部に相当する。

本部層と後述する幡谷層白坂山凝灰岩部層を併せたものを、筆者らのうち石井ほか (1981) は「初原層」としていたが、次のような理由で本部層を分離し、三ッ谷層の一員として扱う。すなわち本報告の白坂山凝灰岩部層基底部に発達する角礫岩あるいは凝灰質粗粒砂岩をもって、「初原層」は明瞭に2分され、かつその下半部 (すなわち本部層) は三ッ谷層上部層と指交関係にあると判断されるからであ

第8表 根廻凝灰質砂岩部層の位置づけと地層対比

| HANZAWA <i>et al.</i> (1953)
Matsushima-Nobiru area | 柴田 (1967)
松島湾周辺 | 石井ほか (1981)
松島図幅地域 | 本 報 告 |
|--|------------------------------------|-----------------------|--------------------------|
| Bangamori formation | 番ヶ森層
(鹿島台層・幡谷層相当層は未記載) | 大松沢層 | 大松沢層 |
| | | 番ヶ森山層 | 番ヶ森山層 |
| | | 鹿島台層
?
幡谷層 | 鹿島台層
?
幡谷層 |
| Shirasakayama tuff member | 白坂山凝灰岩 | 初原層
白坂山凝灰岩部層 | 幡谷層白坂山凝灰岩部層 |
| Hatsuhara formation | 初原層
陸前大塚層
(三ッ谷層・記根古層相当層は未記載) | 三ッ谷層上部 | 三ッ谷層根廻凝灰質砂岩部層
三ッ谷層上部層 |
| | | 三ッ谷層下部
根古層 | 三ッ谷層下部層
根古層 |
| Matsushima tuff member | 松島凝灰岩
野蒜凝灰岩 | 大塚層
松島層 | 大塚層
松島層 |

る。地層定義の混乱を招かぬよう、対比表を示す（第8表）。

模式地 松島町根廻北方の東北本線沿い

分布及び層厚 主に模式地一帯から松島町城内西方にまで分布する。また萩ヶ森山南東方の小地域にも認められる。層厚は、露出する限りにおいて、模式地一帯が最も厚く約60mである。本部層は根廻東方及び城内西方で、それぞれ幡谷層に覆われて伏没する。

層序関係 城内西方から根廻にかけては松島層を、根廻東方では大塚層をそれぞれ不整合に覆う。特に根廻付近では、下位層に対してかなりの高角度（見掛け上30°以上）で斜交して接している。

また本部層は上部層と指交関係にある。すなわち萩ヶ森山南方から東方にかけての地域では、本部層に含めた砂質軽石凝灰岩の上位に、黒色凝灰質砂岩と灰白色シルト岩との互層が観察される。この岩相は、シルト岩の挟みが比較的厚く顕著であるという特徴から、地層区分上、三ツ谷層上部層の細粒相に含めたが、介在する多数の黒色凝灰質砂岩は、本部層中の砂岩に酷似している。更に本部層最上部の細粒相であるシルト岩も、上部層中のシルト岩に似ている。これらの事実、及び本部層と上部層とがともに白坂山凝灰岩部層に直接整合に覆われることから、本部層と上部層とは指交関係にあると判断される。

岩相 本部層はほとんど粗粒相（Mnc）からなり、最上部にわずかに細粒相（Mnf）が認められる。

粗粒相（Mnc） は、暗灰色—黒色の細—粗粒砂岩を主とし、比較的下部に砂質軽石凝灰岩を挟有する。

模式地の根廻付近では、最下部に著しい乱堆積を示す凝灰質砂岩があり、下位の大塚層及び松島層に急角度で斜交して接している。露頭観察の結果では、この部分の乱堆積は地層が一旦定着後²²⁾、東から西に向かってスランプしたことを示している。この上位には厚さ約10mの砂質軽石凝灰岩が発達する。軽石は灰白色で、比較的よく発泡している。更に上位に、本相の主要な岩相である暗灰色の凝灰質砂岩が重なり、厚層理を呈している。この砂岩の基質はしばしばシルト質で、やや堅固である。

一方、分布域の南西部、城内西方では、粗粒相は凝灰質細—粗粒砂岩から構成され、最下部には礫岩が発達する。暗灰色から黒色を呈し、全般に軽石片に富み、ルーズである。一部に斜層理が発達している。反町南東方では、下部に近い層準に厚さ数mの細角礫岩が介在する。

萩ヶ森山南方には暗灰色の砂質軽石凝灰岩が分布する。軽石は暗青色—灰色で鈍い銀色の光沢を示し、径1-5cm、繊維状に発泡している。しばしば偏平なシルト岩礫を含むほか、様々な形状の黒色砂岩塊を挟有する。本凝灰岩の基質は黒色の火山岩片・石英・斜長石のほか角閃石・輝石などの有色鉱物から構成される。

細粒相（Mnf） は、本部層最上部に発達する。本相は板状に剝離する黄灰色シルト岩、厳密にはシルト岩及び極細粒砂岩の薄互層であり、分布する限りにおいて厚さはわずか5-7mにすぎない。細粒相は反町周辺及び城内西方では、白坂山凝灰岩部層に覆われるため露出しない。

IV. 3. 3 ^{はなや}幡谷層（Hy₁-Hy₄, Hyt, Hyh）

幡谷層は砂岩及び凝灰岩からなり、三ツ谷層の上位に整合に重なるが、南方へオーバーラップして松島湾層群及び利府層を不整合に覆っている。その分布域は、本図幅地域中央部から南西部にかけての松

²²⁾ 泥管などの生痕化石が数多く認められる。

島丘陵である。

本層は著しく凝灰質砕屑物に富み、この特徴によって下位の三ツ谷層及び上位の鹿島台層から区別される。

本層は岩相により次のように区分される。

主部 { 凝灰質砂岩相 (Hy₄) : 硬質凝灰質シルト岩 (Hyh) を挟有する
凝灰岩相 (Hyt)
乱堆積相 (Hy₃)

白坂山凝灰岩部層 { 軽石凝灰岩及び細粒凝灰岩 (Hy₂)
凝灰質砂岩 (Hy₁)

地層名 本層は、北村 (1980a) の「白坂山凝灰岩」と「幡ヶ谷層」を併せたものにほぼ相当し、両者を併せ改めて「幡ヶ谷層」を定義する。

模式地 松島町幡ヶ谷付近の高城川沿い

分布及び層厚 松島丘陵の幡ヶ谷より放森付近まで帯状に広く分布し、これより西方では番ヶ森山層の下位にあつて、沢の谷床部に内座層として露出している。

分布する限りにおいて、少なくとも180mの層厚を有する。

構造 全体的には、NE-SW方向の走向を有し、北西に緩く傾斜している。ただし分布域北部の幡ヶ谷では、NNE-SSW方向の軸を持つ高城川背斜及び品井沼向斜を、また分布域南部では、ENE-WSW方向の番ヶ森山背斜及び放森向斜を形作っている。

層序関係 本層は下位の三ツ谷層に整合に重なり、更に南方にオーバーラップして、より下位の大塚層・松島層・網尻層・塩釜層及び利府層を不整合に覆っている。

上位の鹿島台層との関係は、分布域が離れており不明である。また更に上位の番ヶ森山層及び鮮新統放森層に直接不整合に覆われる。

岩相 本層は凝灰質砂岩及び凝灰岩から構成され、下位層及び上位層に比べ、著しく凝灰質となっている。また比較的明るい色調の本層下部の白坂山凝灰岩部層を除けば、本層主部は全般に暗い色調を呈する。

化石 本層からは、軟体動物化石及びウニ化石 (第9表)、珪藻化石 (付表第1表) が産出する。

白坂山凝灰岩部層 (Hy₁, Hy₂)

白坂山凝灰岩部層は、岩相から次のように区分される (第37図)。

{ 主部：軽石凝灰岩 (Hy₂)、最上部に細粒凝灰岩
下部：凝灰質砂岩 (Hy₁)、最上部に角礫岩

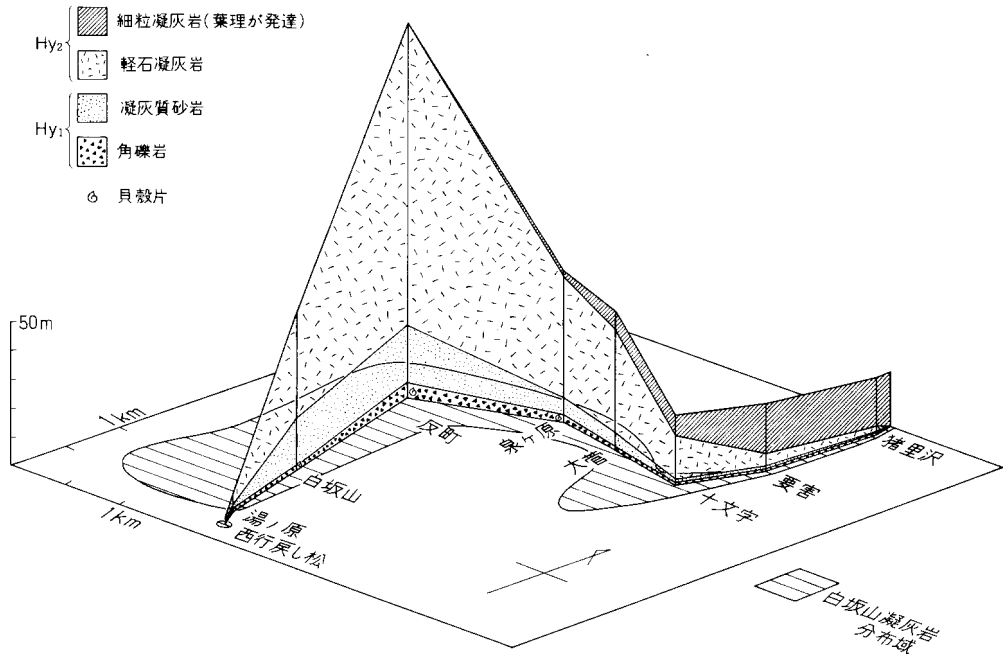
本部層は幡ヶ谷層中、明るい色調を呈する唯一の層準である。また本部層は最大層厚130mに達するが、その間に堆積の中断を示す証拠は全くなく、1回の噴出活動によりもたらされた水中火砕流堆積物である。全体に水平的には北方へ、垂直的には上方へ細粒化する。

地層名 HANZAWA *et al.* (1953) の“Shirasakayama tuff member”による。柴田 (1967) の「初原層」の上半部と「白坂山凝灰岩」とを併せたものに相当する。

模式地 松島町白坂山 (標高122.2m) 南麓の道路沿い

第9表 幡谷層産出軟体動物化石及びウニ化石

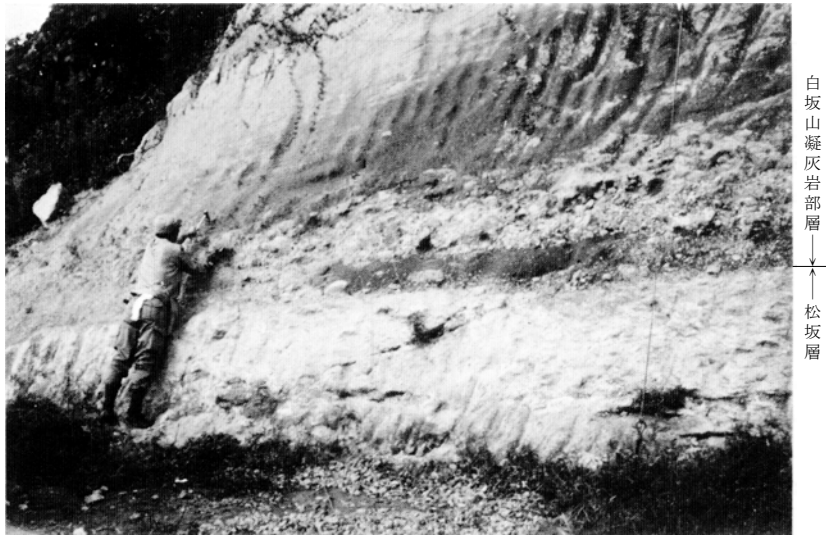
| Species | Localities | | | | | |
|---|------------|-----|-----|-----|-----|-----|
| | 091 | 092 | 093 | 094 | 095 | 096 |
| Pelecypoda | | | | | | |
| <i>Portlandia (Portlandella) japonica</i> (ADAMS and REEVE) | | + | | | | |
| <i>Pecten</i> sp. | + | | | | | |
| <i>Lucinoma acutilineata</i> (CONRAD) | | | | | + | + |
| <i>Lucinoma</i> sp. | + | | | | | |
| <i>Macoma incongrua</i> (v. MARTENS) | + | + | + | + | | |
| <i>Macoma</i> sp. | | | | + | + | |
| <i>Mya</i> sp. | | | | | + | |
| Gastropoda | | | | | | |
| <i>Epitonium</i> sp. | + | | | | | |
| Echinoidea | | | | | | |
| Spatangoid gen. et sp. indet. | | + | | | | |



第37図 幡谷層白坂山凝灰岩部層の岩相図

分布及び層厚 松島町反町から大郷町新関にかけての地域を中心に、南方へは松島町姉取山北麓まで、北方へは同町猪里沢付近まで分布する。層厚は反町から新関に至る地域が最も厚く約130m、白坂山付近及び根廻周辺で約70m、萩ヶ森山周辺で約50m、これより周縁地域へと漸次薄くなる。

層序関係 萩ヶ森山付近では、三ツ谷層・根古層及び大塚層中上部を欠いて、大塚層下部を直接不整合に覆っている。また姉取山北東方では、更に下位の松島層下部軽石凝灰岩部層に直接しているのが数箇所確認される(第38図)。



第38図 松島層を不整合に覆う幡谷層白坂山凝灰岩部層の露頭（松島町姉取山北東，撮影地点は第30図に示す）

岩相 本部層は，主に凝灰質砂岩からなる下部（ Hy_1 ）と，これから漸移する軽石凝灰岩の主部（ Hy_2 ）とに分けられる。

下部（ Hy_1 ）は，暗緑灰色ないし黄褐色の細粒凝灰質砂岩からなり，最下部に厚さ数10cmから10mに達する細角礫岩を伴っている。この細角礫岩は，主に安山岩礫から構成され，シルト礫・軽石片を含み，多数の貝殻片を混じえる。その基底面はやや凹凸を示し，下位層との境界は明瞭である。下部全体としては，松島町反町付近で最も厚く，約40mに達するが，北方及び南方に薄くなり，萩ヶ森山北東では，それと識別できる岩相の厚さは，わずか1m程にすぎない。

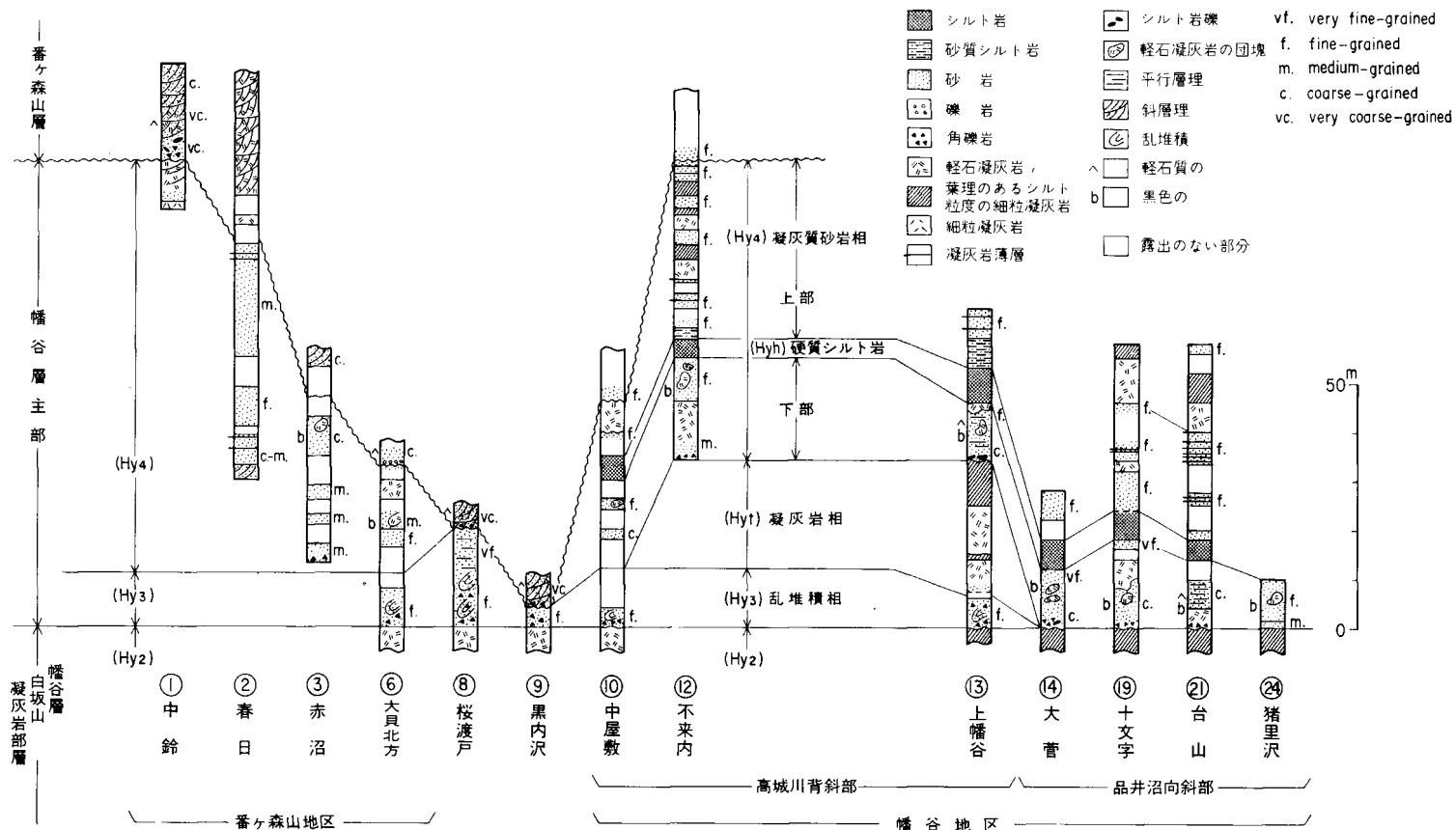
凝灰質砂岩は，新鮮な部分ではよく膠結されている。上方へと軽石の量を増すとともに一層凝灰質となり，主部へと移り変わる。その境界は漸移的である。

主部（ Hy_2 ）は，ほとんど塊状無層理の軽石凝灰岩からなり，最上部に細粒凝灰岩を伴っている。

軽石凝灰岩の厚さは，反町から新関に至るルートが最も厚く約90m，白坂山付近で約50m，萩ヶ森山付近で約25mである。猪里沢周辺には軽石凝灰岩は分布しない。軽石は白色ないし淡黄灰色で，よく発泡し，その大きさは径数cmのものが多いが，しばしば30cmに達するものもある。軽石中には石英が多く，斜長石・紫蘇輝石・普通輝石が少量含まれる。基質はわずかに砂質であり，暗灰色から暗褐色を呈し，乾くと灰白色となる。固結度は余り高くない。白坂山周辺では，基質中にシルト岩あるいは凝灰質砂岩の礫が含まれている。また極めて弱い層理を示す部分がある。

細粒凝灰岩は軽石凝灰岩から漸移して，主部の最上部を占める。主として品井沼向斜部に分布する。厚さは分布域の南部で5-7m，北方へ厚くなり，猪里沢周辺では15-20mに達する。松島町大菅東方の東北本線沿い“^{すぐりあな}潜穴”²³⁾の壁，猪里沢北の吉田川に面する崖に好露出がある。シルト粒度で，白色一灰白色を呈し，厚さ1-2cmの葉理が発達する。

²³⁾ V. 4千拓地の項参照。



第39図 幡谷層主部の柱状図 (柱状図作成ルートは第30図に示す. 各柱状図は第31図の柱状図又はその一部である. 番号は共通)

幡谷層主部 (Hy₃, Hyt, Hy₄, Hyh)

幡谷層主部は、暗灰色の凝灰質砂岩及びシルト岩と、灰色の軽石凝灰岩などから構成される（第39図）。

乱堆積相 (Hy₃)

本相は、模式地の幡谷より南西方では、放森付近まで広く追跡されるが、模式地以東の品井沼向斜部には分布していない。層厚は最大20mである。

主に暗色の凝灰質細一中粒砂岩からなり、角礫岩やシルト粒度の細粒凝灰岩を伴って、特徴的に乱堆積を示す。

凝灰質細一中粒砂岩は、黒褐色を呈し、一般に塊状であるが部分的に葉理を示すこともある。細粒砂岩は雲母片に富み、またパイオターベーションの痕跡が著しく、特に泥管の発達が見られる。

角礫岩は、砂岩中に不規則な団塊として取り込まれ、あるいはレンズ状の薄層をなして挟まれている。そのほか、砂岩中に角礫が散在している場合もある。これらの角礫は、1-10cm大で、安山岩及びデイサイトの礫が多く、ときにシルト岩角礫も含まれている。

シルト粒度の細粒凝灰岩は、暗紫色を呈し、数cmの厚さで、細粒砂岩中に挟まれる。

松島町桜渡戸の林道切割では、横臥褶曲状のスランプ構造や、角礫岩が砂岩中に不規則に取り込まれていたり、あるいは、一部の地層が急傾斜している様相がよく観察できる。また、小露頭では一見正常な堆積状態を示しているかのようであっても、地層の傾斜が周囲に比べ異常に急角度であることが多く、乱堆積相の一部であると判断される。

凝灰岩相 (Hyt)

本相は、模式地の幡谷付近に分布が限定される。その層厚は最大20mである。主に凝灰岩からなり、凝灰質砂岩を伴う。下位の乱堆積相 (Hy₃) から漸移する。

凝灰岩は、下部が軽石凝灰岩からなり、上方に細粒化して最上部は葉理の発達したシルト粒度の白色細粒凝灰岩となっている。この軽石凝灰岩は、暗灰色を呈し塊状である。含まれる軽石は淡灰色でよく発泡し、粒径は最大5cmに及ぶ。

凝灰質砂岩は、細一中粒、塊状で黒褐色を呈し、軽石を含む。

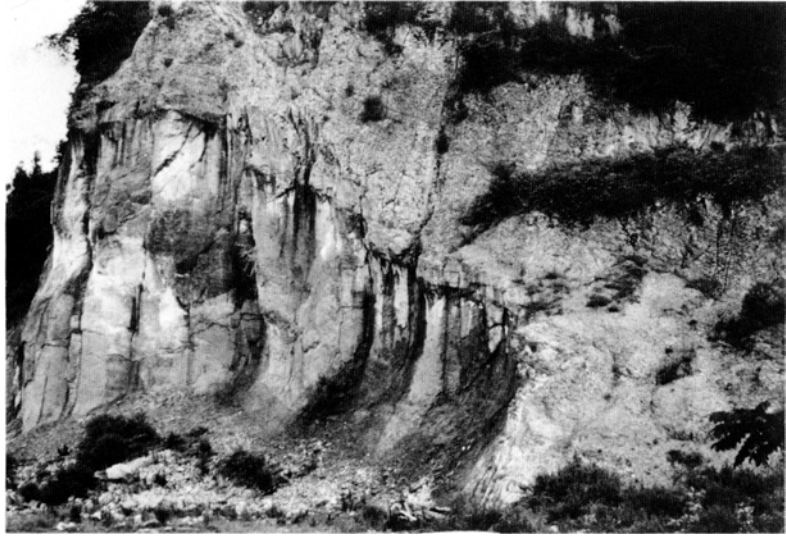
凝灰質砂岩相 (Hy₄)

本相は、幡谷層主部の主要な部分を構成する。その分布域は、模式地を中心とする幡谷地区と、図幅地域南西部の番ヶ森山地区とに分かれ、両地区では、その岩相に違いがある（第39図参照）。

幡谷地区では、本相は中位層準に挟まれる硬質凝灰質シルト岩 (Hyh) によって、更に下部及び上部に区分される。

下部：軽石凝灰岩の団塊を含む黒褐色の凝灰質砂岩からなり、その厚さは10-20mである。模式地の幡谷付近の高城川背斜軸部では、下位の凝灰岩相 (Hyt) に重なるが、その東方の品井沼向斜部では、凝灰岩相 (Hyt) 及び乱堆積相 (Hy₃) に相当する岩相は見られず、本相下部が直接白坂山凝灰岩部層 Hy₂ に重なる（第40図）。また、高城川背斜西翼の大郷町中屋敷付近では、凝灰岩相 (Hyt) を欠いて、本相下部が乱堆積相 (Hy₃) と接しているものと推察される。

凝灰質砂岩は、主として火山岩片からなり、最下部の角礫質の部分から最上部の細粒砂岩へと上方へ



第40図 白坂山凝灰岩部層最上部の細粒凝灰岩を覆う幡谷層主部凝灰質砂岩相の凝灰質砂岩の露頭（松島町猪里沢，撮影地点は第30図に示す）



第41図 幡谷層主部凝灰質砂岩相中に見られる軽石凝灰岩の団塊を含む黒色砂岩の露頭（大郷町不來内，撮影地点は第30図に示す）

細粒化し，上位の硬質凝灰質シルト岩（Hyh）に漸移している．砂岩中に径数10cm-数mの丸味を帯びた不規則な団塊として取り込まれている軽石凝灰岩は，灰色，塊状で，よく発泡した軽石を含み，その基質中には雲母・輝石類などの有色鉱物の破片が多く認められる（第41図）．

硬質凝灰質シルト岩（Hyh）：本地区で鍵層として広く追跡される．その厚さは4-8mである．新鮮な面では暗灰色一暗青灰色を呈し，風化すると黄褐色となる．一般に珪質で，非常に硬く固結している．通常塊状を呈するが，厚さ2-3cm単位の葉理が発達することもある．本シルト岩は，本相の上部

及び下部にそれぞれ漸移する。

上部：その主体は、凝灰岩薄層を伴った細粒砂岩であるが、中部に数枚の厚い軽石凝灰岩を挟み、かつ全体に著しく凝灰質である。厚さは40m以上に及ぶ。

細粒砂岩は、凝灰質塊状で黄褐色を呈し、細かな軽石片が散在する。またバイオターベーションの痕跡が著しく、泥管がしばしば発達する。この細粒砂岩中に、数10cm-2m内外の間隔で挟まれる凝灰岩薄層は、厚さが数cm-30cm程度で、シルト粒度の細粒凝灰岩・ゴマシオ状の結晶凝灰岩・火山礫凝灰岩などから構成される。なお、この凝灰岩薄層を伴う細粒砂岩は、岩相上、三ツ谷層上部層の細粒相(Muf)及び鹿島台層(Ks)に酷似する。

軽石凝灰岩は、少なくとも3枚あり、大郷町不來内^{こすない}において観察することができる。これらはいずれも厚さ10m内外で、最下部が角礫質凝灰岩、主部が灰色軽石凝灰岩、最上部が葉理の顕著な細粒凝灰岩からなっている。

番ヶ森山地区の凝灰質砂岩相(Hy₄)は、幡谷地区のそれに比べて、より凝灰質かつ粗粒であり、また斜層理が発達している。

本地区では、本相は番ヶ森山層に不整合に覆われ、かつ、分布が内座層として沢ごとに分断され、また有効な鍵層がないため、その詳細な層序は不明である。しかし、西にプランジした番ヶ森山背斜などの地質構造から、西方ほどより上位の層準が露出しているものと考えられ、この点を考慮して、個々の分布域の岩相を総合すると、本相は、上方に向かって粗粒かつ凝灰質となっているようである。

本相の最下部は、本地区東端の放森周辺に分布し、黒色塊状の凝灰質砂岩とそれに団塊状に含まれる灰色軽石凝灰岩からなる。この岩相は幡谷地区の本相下部に類似している。

この上位の岩相は、中一粗粒の塊状砂岩からなり、番ヶ森山南麓に分布する。幡谷地区の本相上部の細粒砂岩に比べ粗くなっているが、同様にシルト分が多く、バイオターベーションの痕跡や泥管も認められる。またまれに青灰色のシルト粒度の凝灰岩薄層が挟まれる。

更にこの上位では、斜層理の発達した極粗粒砂岩や軽石凝灰岩からなる粗粒な岩相となっており、図幅地域西縁部の中鈴付近及び番ヶ森山西方に分布している。岩相上、上位の番ヶ森山層下部層(Bn₁)と露頭ごとには区別し難いことがある。

なお、番ヶ森山南麓の県道沿いでは、本相は塩釜層にアバットしているものと考えられる。この部分では岩相は著しく礫質となっており、中には径80cmに及ぶ大礫が含まれている。上位には更に貝殻片を多量に含む厚さ2m以上の粗粒砂岩が認められる。

IV. 3. 4 鹿島台層 (Ks)

鹿島台層は凝灰質の細一極細粒砂岩からなり、凝灰岩薄層を多数挟有する。層序上、幡谷層の上位に位置し、番ヶ森山層に不整合に覆われる。その分布域は、鹿島台丘陵東南部に限られる。

地層名 北村(1980a)の「鹿島台層」によるが、本報告で再定義された本層は、鹿島台丘陵に分布する部分だけに限られる。なお、半沢ほか(1958)及び北村(1967)は「鹿島台層」という地層名を、本報告の三ツ谷層から幡谷層・鹿島台層・番ヶ森山層及び大松沢層の一部までを一括したものに対して用いている。

模式地 鹿島台町杉ヶ崎より^{えんぼな}澗花を経て新田に至るルート。

分布及び層厚 鹿島台丘陵東南部に広く分布する。露出している限りにおいて、約160m以上の層厚を有する。

構造 分布域中南部では、北北東に緩くプランジする背斜構造をなしている。一方鹿島台丘陵の東端部では、北西にプランジする緩い向斜構造（松山向斜）を形作っている。また、分布域のほぼ中央部には、NNE-SSW方向の見掛け上西落ちの正断層（鹿島台断層）が推定される。

層序関係 鹿島台丘陵にのみ分布する本層は、松島丘陵の幡谷層とは分布域が吉田川沿いの低地によって隔てられ、その直接の関係は不明であるが、地質構造及び珪藻化石層序の上から、幡谷層より上位の層準と考えられる。

また上位の番ヶ森山層との関係は、珪藻化石層序上、不整合と考えられる（IV. 3. 5番ヶ森山層の項参照）。

岩相 本層は主に無層理の細一極細粒砂岩からなり、砂質シルト岩及び凝灰岩薄層を多数挟んでいる（第42図）。

細一極細粒砂岩は、一般にシルト質で、新鮮な面では暗緑灰色ないし暗灰色を呈し、風化すると黄褐



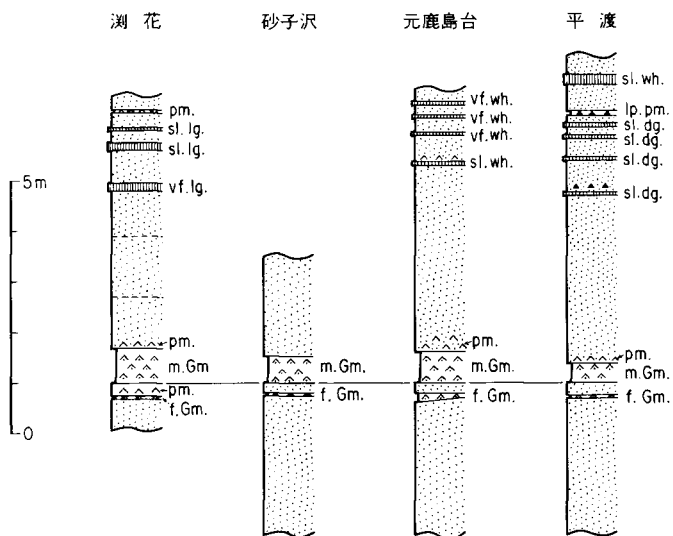
第42図 鹿島台層中の細粒砂岩及び凝灰岩薄層の露頭（鹿島台町新田，撮影地点は第50図に示す）











色となる。パイオターベーションが著しく、風化面で泥管が密集して認められる場合がある。また1mm程度の大きさの軽石片が多数散在し凝灰質となる部分がある。

砂質シルト岩は、新鮮な面で暗青灰色、風化面では黄褐色を呈し、通常著しく凝灰質である。パイオターベーションの痕跡はあまり認められない。

凝灰岩薄層は、数10cmないし数mの間隔で、砂岩中に極めて多く挟まれている。その厚さは数cmないし数10cmである。厚さ10cm以上の凝灰岩層では、粒度・組成の異なる2種以上の岩相に分かれている場合が多い。これらの各岩相を構成するのは、火山礫凝灰岩・軽石凝灰岩・ミガキズナ状の中一粗粒凝灰岩・シルト粒度の細粒凝灰岩及びゴマシオ状の凝灰岩などで、岩相上かなり幅広い変化がある。

火山礫凝灰岩は、デイサイトや安山岩の火山礫とそれを埋める細粒の基質からなり、軽石が混じる場



- | | | | |
|---|----------------|------|--------------------------|
|  | スコリア質細粒凝灰岩 | sl. | silt-grained |
|  | シルト粒度の細粒凝灰岩 | vf. | very fine sand-grained |
|  | ミガキズナ状の細～粗粒凝灰岩 | f. | fine sand-grained |
|  | 軽石凝灰岩 | m. | medium sand-grained |
|  | 火山礫凝灰岩 | c. | coarse sand-grained |
|  | ゴマシオ状の結晶凝灰岩 | vc. | very coarse sand-grained |
|  | 砂岩 | Gm. | ゴマシオ状の結晶凝灰岩 |
|  | 砂質シルト岩 | pm. | pumiceous or pumice tuff |
|  | 軽石が散在する | lp. | lapilli tuff |
|  | 火山礫が散在する | sd. | sandy |
| | | lam. | laminated |
| | | h. | hard |
| | | wh. | white |
| | | lg. | light grey |
| | | dg. | dark grey |
| | | pk. | pink |
| | | bl. | black |

第43図 鹿島台層 Sn 凝灰岩継層の柱状図 (柱状図の位置は第50図に示す)

合が多い。

軽石凝灰岩は、白色ないし乳白色を示し、主に径0.5cm以下の白色の軽石からなっている。しばしば火山礫を含み、上述の火山礫凝灰岩との中間的なものも見られる。

ミガキズナ状の中一粗粒凝灰岩は、白色ないし乳白色を呈し、しばしば、平行葉理又は波状の葉理が発達する。

シルト粒度の細粒凝灰岩は、白色、灰白色、淡紫灰色などを呈し、色彩の変化に富んでいる。葉理が発達することもあり、また、しばしば粒度が粗くなって上述のミガキズナ状の凝灰岩に漸移する。

ゴマシオ状の凝灰岩は、細一粗粒砂の粒度の結晶凝灰岩であり、斜長石・石英のほか、斜方輝石・単斜輝石・普通角閃石・火山ガラスから構成されている。黄色又は黄灰色を呈し、一見砂岩のような外観を示す。

本層中の凝灰岩薄層は、互いに類似した岩相のものも多く、また露出不良のため、鍵層として追跡されるものは少ない。これらの中で、**Sn 凝灰岩層**（模式地：鹿島台町砂子沢）（第43図）及び**Os 凝灰岩層**（模式地：鹿島台町大沢北方）（第44図）は、比較的良好に追跡される。

鹿島台断層以西に分布する鹿島台層の主部は、細一極細粒砂岩からなるが、上方に向かって次第に粗くなり、上位の番ヶ森山層との境界部では、一部小規模な斜層理の発達する中粒砂岩となっている（第45図）。同時に、上方へバイオターベーションの程度も低くなり、凝灰岩薄層の挟みも少なくなっている。

一方、鹿島台断層の東側の本層は、西側のそれよりも下位の層準と考えられる。西側の地層に比べ、全体に泥管の発達が著しく、また凝灰岩薄層の挟みが少ないなどの若干の違いが認められる。

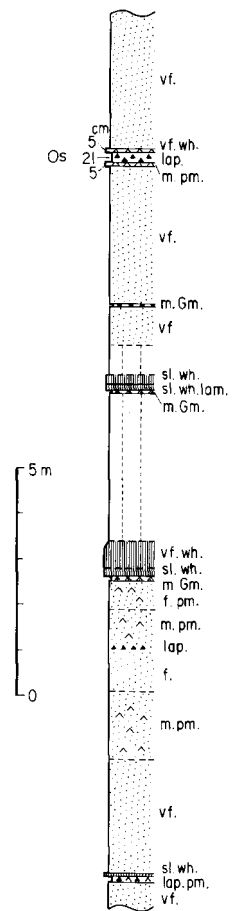
化石 本層からは軟体動物化石（第10表）及び珪藻化石（付表第1表）が産出する。

IV. 3. 5 番ヶ森山層 (Bn₁, Bn₂)

番ヶ森山層は、斜層理の発達した砂岩から構成される。下位層とは不整合関係にあり、上位の大松沢層に整合に覆われる。

本層は岩相により次のように区分される。

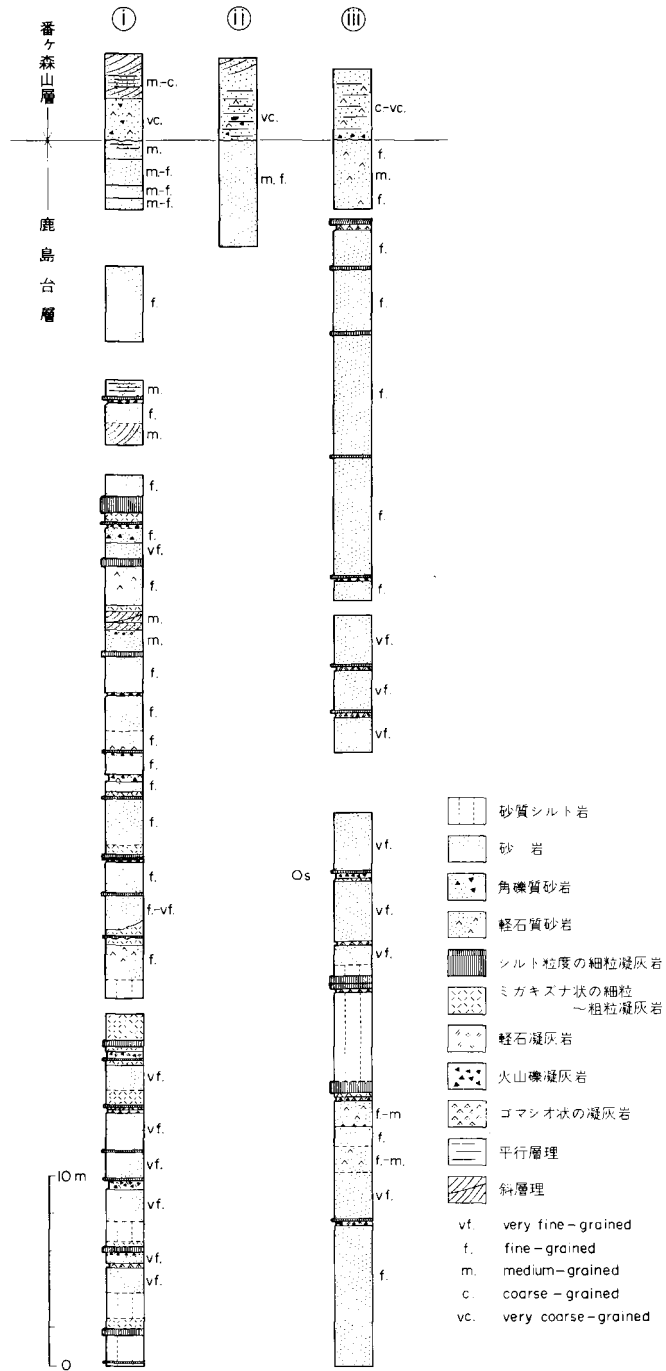
- 上部層 (Bn₂) : 黄色中一粗粒砂岩
- 下部層 (Bn₁) : 軽石質粗一極粗粒砂岩



第44図 鹿島台層 Os 凝灰岩鍵層の柱状図（凡例は第43図に同じ。柱状図の位置は第50図に示す）

第10表 鹿島台層産出軟体動物化石

| |
|--|
| Loc. 101 |
| Pelecypoda |
| <i>Limopsis</i> sp. |
| <i>Nemocardium (Keenaea) samarangae</i> (MAKIYAMA) |
| <i>Clinocardium californiense</i> (DESHAYES) |
| <i>Macoma</i> sp. |
| <i>Mya</i> sp. |
| Scaphopoda |
| <i>Fissidentalium yokoyamai</i> (MAKIYAMA) |



第45図 鹿島台層上部及び番ヶ森山層最下部の柱状図 (柱状図作成ルートは第50図に示す)

ただし、下部層の分布は番ヶ森山周辺に限定される。

地層名 北村（1980a）の「番ヶ森山層」による。そのうちの犬郷町堰場以南に分布する一部は幡谷層に含められる。HANZAWA *et al.*（1953）の“Bangamori formation”は既述の幡谷層白坂山凝灰岩部層までを含むものである。また柴田（1967）の「番ヶ森層」は、その記述から本層下部層にほぼ相当し、かつ幡谷層の一部までを含んでいる。なお、北隣「涌谷」図幅地域内鹿島台丘陵の「黄金迫層」（高橋・松野，1969）の一部は、本層に含められる。

模式地 本図幅地域南西部番ヶ森山（標高210.6m）周辺

分布及び層厚 鹿島台丘陵中部及び本図幅地域南西部の松島丘陵に広く分布する。層厚は、鹿島台丘陵では約80m、松島丘陵北部でも同じく約80mであるが、南方に次第に厚くなり、番ヶ森山周辺では180m以上となっている。

構造 大局的にはNE-SW方向の走向で、 4° - 10° NWの傾斜を示している。ただし分布域北端ではNW-SE方向の軸を持つ松山向斜を、また分布域南部では、ENE-WSW方向の軸を持つ番ヶ森山背斜及び放森向斜を形成している。

層序関係 本層は下位の地層とは不整合関係にある。

本層は鹿島台丘陵において、下位の鹿島台層から岩相上一見漸移し、また地質構造上互いに調和的であるが、珪藻化石に基づく分帯（第9図）では、両層間に大きな時間間隙が推定されるので、本報告では両層の関係は不整合であると考えられる。すなわち、鹿島台層最上部は、秋葉（1979）の *Denticulopsis praedimorpha* ゾーンに、番ヶ森山層及び上位の大松沢層は *Tharassionema hirosakiensis* s.l. ゾーン（仮称）に相当する。通常これら両ゾーンの間に存在する *Denticulopsis hustedii* ゾーンが本地域では認められず、地層の欠如が考えられる。ただし、番ヶ森山層及び大松沢層からは、指標となる珪藻化石種の産出が少なく、今後、本層と鹿島台層との層序関係については更に検討が必要であろう。

松島丘陵においては、本層は鹿島台層を欠いて幡谷層を直接不整合に覆っている。不整合による下位層の欠如は南方に向かって大きくなり、黒内沢付近で最大となる。それ以南では欠如の量は徐々に減少する。

本層は上位の大松沢層とは整合関係である。また図幅地域南西部の一部では鮮新統放森層に不整合に覆われる。

本層基底の不整合は、上下の岩相が類似し、一般にその境界が不明瞭であり、いわゆる「めくら不整合」となっている部分が多い。また、本層自体の地域的な岩相の変化も著しいため、その下限は次に述べるように設定する（第46図参照）。

鹿島台丘陵では、本層は下位の鹿島台層から岩相上漸移するかのように見えるため、その境界を明確にすることが困難である。したがって本報告では、鹿島台層上部の塊状中粒砂岩から、その上位の軽石混りの角礫質粗粒砂岩へと変わる部分を本層の下限とする（第45図参照）。この境界は比較的顕著に岩相が変化する層準として広く追跡できる。

松島丘陵北部では、本層上部層が幡谷層を不整合に覆っているものの、その基底部が細粒でかつ斜層理の発達しないことがあって、幡谷層の細粒砂岩と岩相上区別が難しい。しかし番ヶ森山層の砂岩の方が幡谷層のそれと比べて、比較的分級度がよくかつ石英に富むという特徴がある。したがって、この岩

相に移化するところをもって、本層の下限とする。

黒内沢以南の松島丘陵南部では、本層の下部層基底の顕著な角礫岩が幡谷層を覆うところを本層の下限とする。ただし、番ヶ森山西方では、この角礫岩が発達せず、更に下位の幡谷層が著しく軽石片に富むため、両層を区別することが困難である。この場合、番ヶ森山層下部層の砂岩の方が幡谷層のそれに比較して、より円磨度が高くかつルーズであり、また斜層理がより顕著であるので、これを目安にして本層の下限を求めることができる。

岩相 本層は全体に斜層理の発達した砂岩から構成される。このうち本層下部層 (Bn₁) は、主として著しく軽石片に富む黒色粗粒砂岩であり、上方へ細粒化する。また本層上部層 (Bn₂) は黄色の中～粗粒砂岩からなる。

化石 西隣「吉岡」図幅地域内の大郷町板谷南方の本層下部層より、*Chlamys miyato-koensis* (NOMURA and HATAI) その他の貝化石が産出する。また松島丘陵北部の本層上部層に介在するシルト粒度の細粒凝灰岩中より珪藻化石が産出する (付表第1表)。

大郷町中鈴北方及び黒内沢付近の本層下部層の基底には、哺乳動物化石と思われる保存不良の骨片が含まれている。

下部層 (Bn₁)

主に斜層理の発達した軽石質の粗～極粗粒砂岩からなる。大郷町黒内沢付近に模式的に発達する。

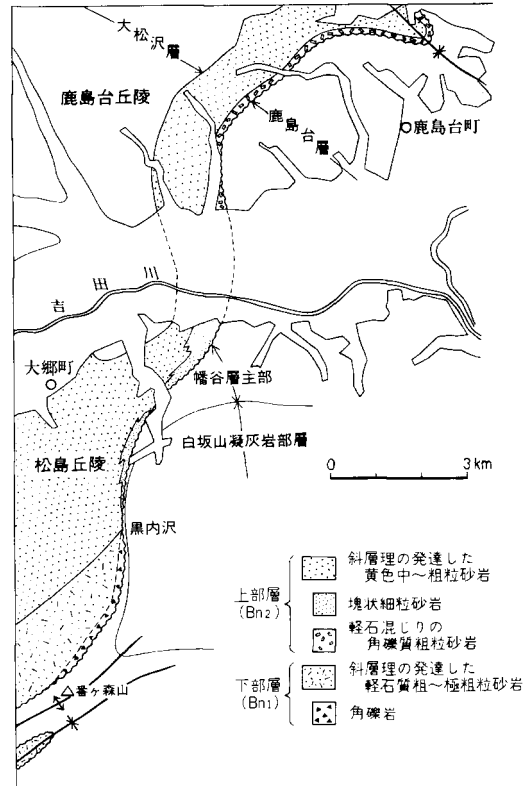
分布及び層厚 番ヶ森山周辺地域に分布が限定され、黒内沢以北には露出していない。層厚は最大約70mである。

層序関係 下限については既に述べたとおりである。上方へは次第に細粒となり、かつ軽石の混入量が減少して本層上部層に漸移する。

岩相 本層は、斜層理の発達した軽石質の粗～極粗粒砂岩からなる。新鮮な面では黒褐色を呈し、軽石片の濃集した葉理が灰白色のすじとなって見られる。一般に極めてルーズであり、崩壊しやすい。

砂粒は、黒色の火山岩片が圧倒的に多く、石英・有色鉱物が少量含まれている。礫径1-2cm余りの安山岩角礫を多量に含み、特に本層層基底部では角礫岩となっている。そのほか、本層層中には、流紋岩・頁岩・シルト岩の礫も少量含まれ、シルト岩のうちには径3mを越すものも見られる。

砂岩中に含まれる軽石片は、径1-3cm余りで丸味を帯び、灰白色ないし黄褐色を呈してよく発泡し



第46図 番ヶ森山層の岩相分布概略図

ている。軽石片は、本部層中に普遍的に含まれ、特に多量に含まれる場合には、一見軽石凝灰岩状の岩相を呈する。

斜層理は、トラフ型の大型のものが多く、斜層理の各単位の厚さは1-2mであり、ときに5m以上に達する。

上部層 (Bn₂)

主として斜層理顕著な黄色の中一粗粒砂岩から構成される。大郷町堰場周辺に模式的に発達する。

分布及び層厚 鹿島台丘陵中部から松島丘陵にかけて帯状に分布する。また番ヶ森山山頂部にも認められる。層厚は、鹿島台丘陵及び松島丘陵北部で約80m、南方に厚くなり堰場北方では140m以上に達する。

層序関係 松島丘陵南部では、本層下部層より漸移する。松島丘陵北部及び鹿島台丘陵では、下位の幡谷層及び鹿島台層を不整合に覆っている。また上位の大松沢層とは整合関係である。

岩相 主として斜層理の発達した黄色の砂岩からなり、シルト粒度の細粒凝灰岩の薄層をまれに挟有する。

砂岩は、中一粗粒で石英片に富み、やや凝灰質でルーズである。一部白色の軽石片を多量に含み、著しく凝灰質となっている場合がある。斜層理は、各単位の厚さが数cm-数mのトラフ型である(第47図)。斜層理各単位の基底部には、径1cm大の小円礫が一行に並ぶことがある。

砂岩中に挟まれるシルト粒度の白色凝灰岩は、厚さ数cm-数10cmで、層厚の変化が著しく連続性に乏しい。

鹿島台丘陵における本部層の基底部には、厚さ数mの軽石混じりの角礫質粗粒砂岩が発達する。この砂岩はよく成層し、火山岩片・シルト岩礫を伴っている。

松島丘陵北部では、本部層の下部には、塊状で比較的細粒な砂岩が発達している。この砂岩は弱いバ



第47図 番ヶ森山層上部層中の斜層理の発達した中一粗粒砂岩の露頭(大郷町金井川、撮影地点は第50図に示す)

イオターペーションの痕跡が認められるほか、白色-灰色のシルト粒度の細粒凝灰岩薄層を挟有するなど、幡谷層や鹿島台層の細粒砂岩の岩相と類似するが、それらとは比較的分級度がよく、かつ石英に富むという点などで区別される。

IV 3. 6 大松沢層 (Om, Omt)

大松沢層は、無層理の細粒砂岩を主とする地層で、本図幅地域の北西部を占めて分布している。本層は、番ヶ森山層の上位に整合に重なり、本地域中新統の最上位、すなわち志田層群の最上位に位置し、鮮新統亀岡層に不整合に覆われる。

地層名 北村 (1980a) の「大松沢層」に由来する、本報告の大松沢層は、北村 (1980a) の「大松沢層」・「小迫層」及び「番ヶ森山層」の最上部を併せたものに相当する。また、北隣「涌谷」図幅地域内鹿島台丘陵の「黄金迫層」(高橋・松野, 1969)の大部分は本層に含まれる。

模式地 大郷町大松沢周辺、そのほか北隣「涌谷」図幅地域内の松山町下沢、及び同町次橋南方の道路沿いにも好露出がある。

分布及び層厚 鹿島台丘陵中部に分布するほか、松島丘陵北端にも分布する。鮮新統に不整合に覆われるため上限は不明であるが、本図幅地域内では最大150mの層厚を有する。

構造 本層は、大局的にはNSないしNE-SWの走向を有し、西ないし北西に緩く傾斜している。

層序関係 本層は下位の番ヶ森山層とは整合であり、上位の鮮新統亀岡層に不整合に覆われる。

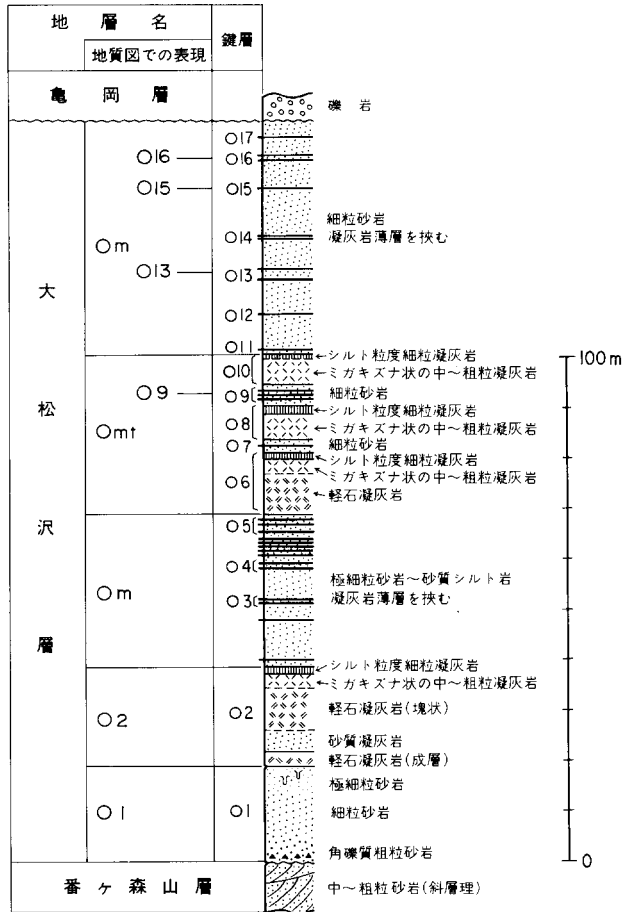
本層の下限は、本層最下部の塊状角礫質砂岩が、下位の番ヶ森山層の斜層理のある中一粗粒砂岩に接するところとする。この境界は明瞭であり、これより上位では、砂岩は細粒となり、斜層理が発達しない。本層の下限とした角礫質砂岩の基底は、しばしば不規則な凹凸面となっていることがあるが、これは局所的な同時浸食によるものと判断される。

岩相 本層は主として塊状の細一極細粒砂岩からなるが、最下部の特徴ある角礫質砂岩のほか、多数の凝灰岩層を挟有している。これらは鍵層として広く追跡されるものが多い。

本層は、岩相の側方への変化が比較的少なく、安定した積成条件を示すが、分布域の南部ほど碎屑物が粗粒となる傾向が認められる。

本層の主体となる細一極細粒砂岩は、一般に塊状でシルト質であり、一部砂質シルト岩となっている。新鮮面では暗青灰色ないし暗緑灰色を呈するが、風化すると黄褐色となる。全体にバイオターペーションの痕跡が著しく、生痕が数多く認められる。また層準によっては砂岩中にゴマ粒大ないし豆粒大の白色軽石片が多数散在し、著しく凝灰質となっている。

本層中には、広く追跡される鍵層が多数挟在し、それらは下位より、O1-O17と命名される(第48・49図)。O1は本層最下部に位置する角礫質の特徴ある砂岩層である。O2、O6、O8、O10はそれぞれ数m-10数mの層厚を有する軽石凝灰岩又はミガキズナ状の中一粗粒凝灰岩であり、水中火砕流堆積物と推定される。このほかの鍵層は、すべて厚さ数cm-数10cmの薄い凝灰岩層であり、それぞれゴマシオ状の結晶凝灰岩・ミガキズナ状の中一粗粒凝灰岩・含軽石火山礫凝灰岩・シルト粒度の白色又は灰色の細粒凝灰岩などから構成される。この中で比較的厚い凝灰岩鍵層は、通常2種以上の凝灰岩が重なっていることが多く、平行葉理あるいはコンボルト葉理が発達する場合がある。



第48図 大松沢層の模式柱状図

これら多数の鍵層のうち、地質図では、O1、O2、O6、O8、O9、O10、O13、O15、O16の分布が図示されている。ただし、O6、O8、O10については一括してOmtとして表現している。

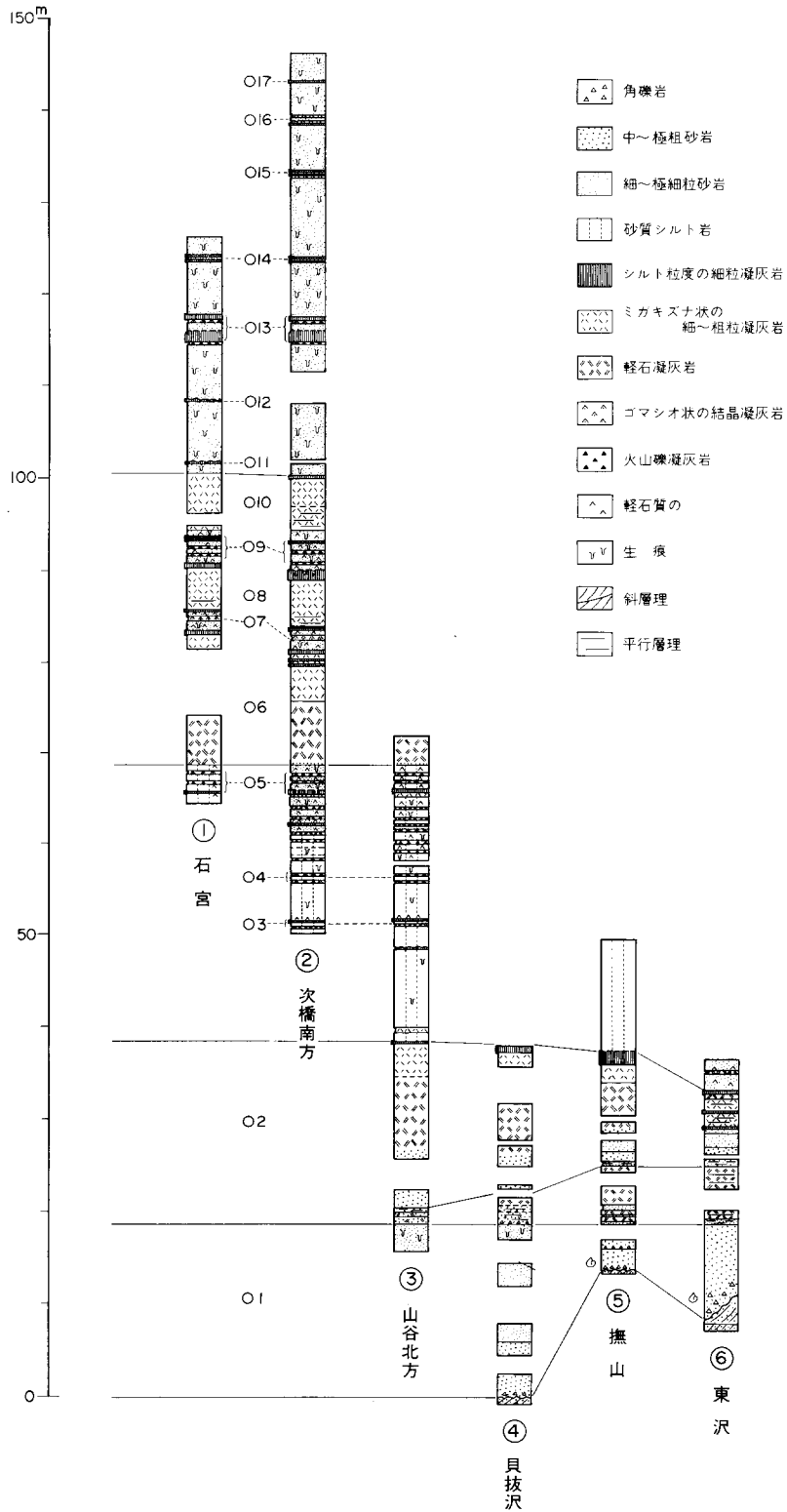
次に、各鍵層の岩相について記載するが、薄い凝灰岩層については、その岩相を図示するにとどめる(第54図a-d)。なおそれぞれの模式地を第50図に示す。

O1 (第51図) 鹿島台丘陵中部の鹿島台町貝抜沢から東方に上る道路沿いを模式地とする。その層厚は、鹿島台丘陵北部では約12mであるが、鹿島台丘陵南部では4m、松島丘陵北端では5-10mとなっている。

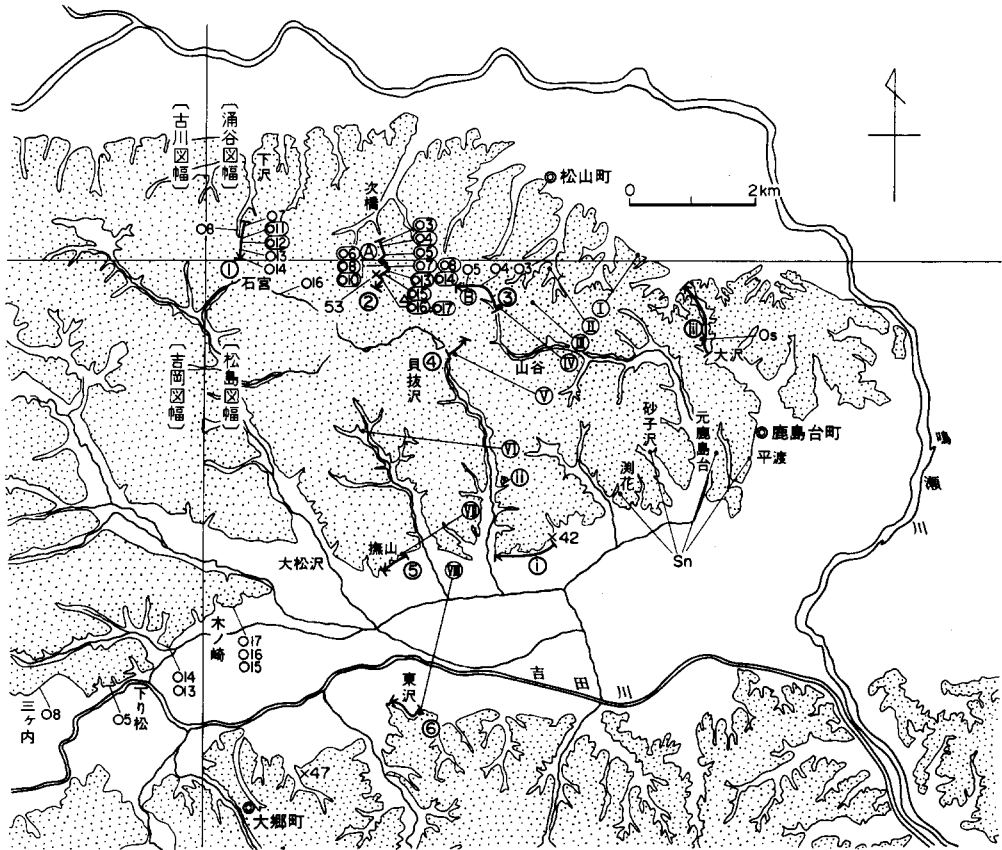
貝抜沢以北の鹿島台丘陵北部では、その基底層が安山岩質火山岩の亜角礫を含む角礫質砂岩からなり、上方に細粒化して最上部では凝灰質の黄色極細粒砂岩に移化している。最下部の角礫質砂岩中に貝殻片が含まれるほか、上部の網粒砂岩中に1-2枚の貝殻層が挟まれている。

一方貝抜沢以南の鹿島台丘陵南部及び松島丘陵では、北部の最下部に相当する角礫質砂岩のみからなり、貝殻片の混入が多くなっている。

O2 (第49図) 鹿島台町山谷北方の峠付近を模式地とする。層厚は鹿島台丘陵で約20m、松島丘陵で



第49図 大松沢層の柱状図 (柱状図作成ルートは第50図に示す)



第50図 鹿島台層・大松沢層の柱状図作成ルート図

← ①-⑩: 鹿島台層柱状図(第45図)の作成ルート Sn: Sn 凝灰岩鏡層柱状図(第43図)の位置 Os: Os 凝灰岩鏡層柱状図(第44図)の位置
 ← ①-⑥: 大松沢層柱状図(第49図)の作成ルート ①-⑩: 鏡層O1の柱状図(第51図)の位置 O3-O17: 鏡層O3-O17の柱状図(第52図・第54図 a-d)の位置, ③-⑩は各鏡層の模式地を示す ④, ⑤: 大松沢層のルートマップ(第55図)の作成ルート ×: 写真撮影地点, 数字は図の番号を示す

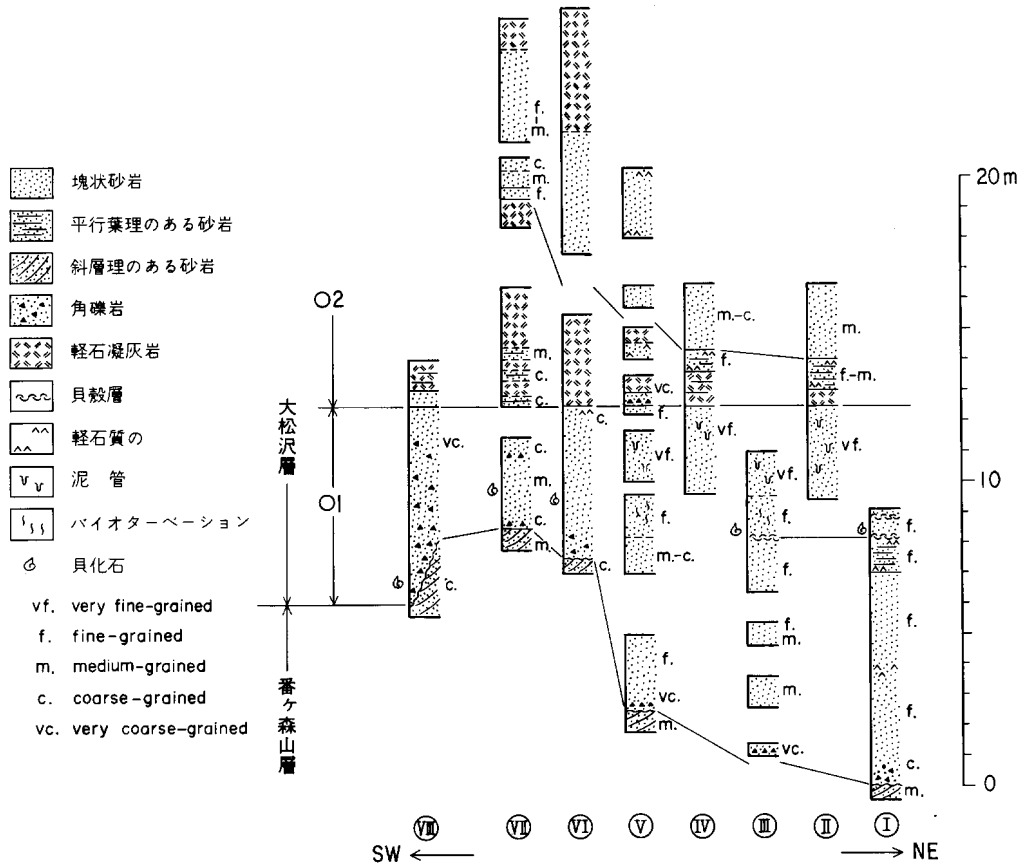
は約15mである。

模式地では、本凝灰岩層は下位より砂質軽石凝灰岩・砂質凝灰岩・軽石凝灰岩・ミガクズナ状の粗粒凝灰岩及びシルト粒度の細粒凝灰岩の順に重なっている。

最下部の砂質軽石凝灰岩は、白色ないし淡黄色で、砂質の中一粗粒凝灰岩を挟有し、葉理が発達している。軽石は径1-4cmで、よく発泡した円磨されている。厚さは2-6mである。

砂質凝灰岩は中一粗粒の鉱物片からなり、黄色塊状の砂岩状を呈する。上方へ軽石片の混入が増し、上位の軽石凝灰岩に漸移する。厚さは4-6mである。

軽石凝灰岩は全体に塊状で白色を呈する。軽石は径3-8cmでよく発泡し円磨されている。軽石中には、斜長石・ガラス・石英のほか、ごく少量の有色鉱物が含まれる。なお、下位の砂質凝灰岩との境界に近い部分に、直径数10cm-数mに達する軽石凝灰岩の岩塊が取り込まれている場合がある。厚さは5-8mである。



第51図 大松沢層O1層の柱状図 (柱状図の位置は第50図に示す)

ミガギズナ状の粗粒凝灰岩は、下位の軽石凝灰岩から漸移する。白色でガラス片に富み、上方へ次第に葉理が発達して、シルト粒度の白色細粒凝灰岩に移行している。厚さは2-3mである。

O6 (第52図) 北隣「涌谷」図幅地域内の松山町次橋南方の道路沿いを模式地とする。層厚は約13mである。

下半部は軽石凝灰岩、上半部はミガギズナ状の粗粒凝灰岩からなり、上方に細粒化する。

軽石凝灰岩は淡黄灰色を呈し、全体に砂質塊状である。軽石は径1-2cmで、紫色を帯びた白色を呈し、よく発泡している。軽石中には、石英・斜長石・ガラスのほか、有色鉱物として斜方輝石・単斜輝石が含まれる。なお軽石凝灰岩の直下には、軽石片の少ない厚さ5-10cmの砂質凝灰岩が認められる。

上半部のミガギズナ状の粗粒凝灰岩は、白色で一般に塊状であるが、最上部では葉理が発達し、シルト粒度の白色網粒凝灰岩と互層している。

O8 (第52図) 「涌谷」図幅地域内松山町次橋南方の道路沿いを模式地とする。厚さは約6mである。主としてミガギズナ状の中粗粒凝灰岩からなり、白色を呈し塊状である。なお最下部は軽石片を含み葉理が発達することがある。また最上部は厚さ約1mのシルト粒度の白色細粒凝灰岩となっている。

O10 (第52図) 「涌谷」図幅地域内松山町次橋南方の道路沿いを模式地とする。厚さは約6mであ

る。主にミガキズナ状の白色中～粗粒凝灰岩からなり、上方に細粒化して最上部はシルト粒度の白色細粒凝灰岩となっている。下半部は葉理が発達するが、上半部は塊状である。

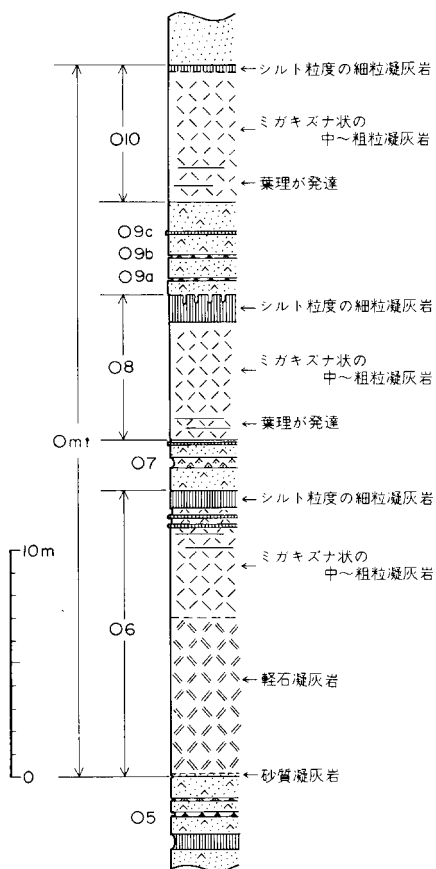
化石 本層からは軟体動物化石（第11表）及び珪藻化石（付表第1表）が産出する。

IV. 4 鮮新統

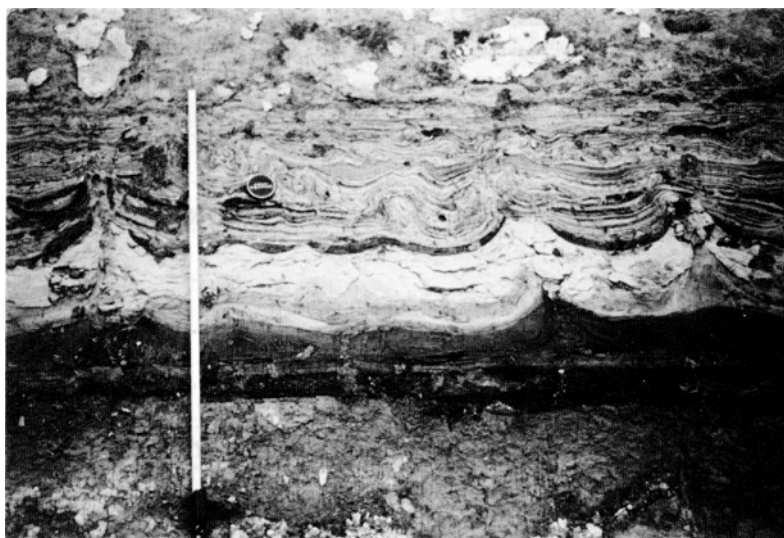
鮮新統は図幅地域北東部・北西部及び南西部のそれぞれ丘陵の一部を占めて分布し、中新統及び先新第三系を不整合に覆っている。下位より亀岡層・竜の口層・表沢層及び俵庭層の4層に区別される（第2図参照）が、ほかにこれらとの直接の関係が不明である放森層が図幅地域南西部に認められる（第8図参照）。

亀岡層は本地域鮮新統の最下部に位置し、基底に円礫岩を発達させる。

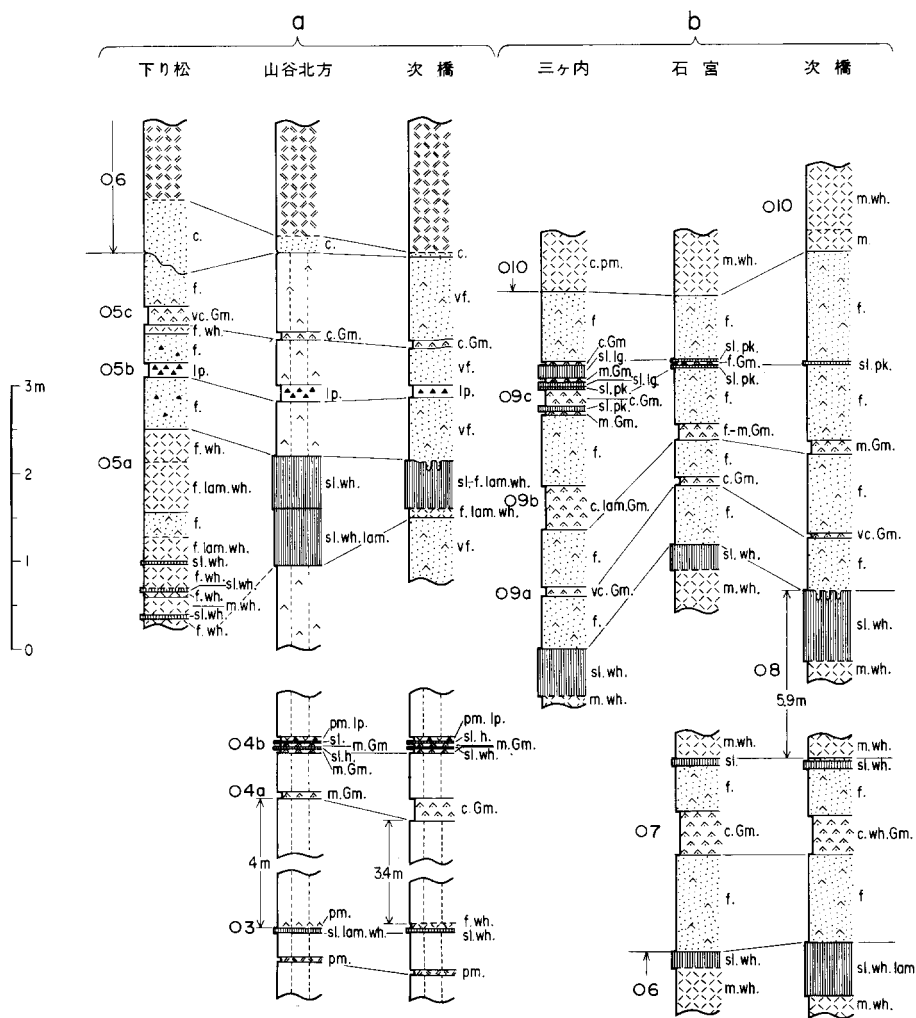
竜の口層は東北地方太平洋側の海成鮮新統の代表的地層として、岩手県南部から福島県北部にかけて分布



第52図 大松沢層凝灰岩鍵層O6・O8・O10の柱状図（松山町次橋南方，柱状図作成ルートは第50図に示す）



第53図 大松沢層凝灰岩鍵層O15の露頭（松山町次橋南方道路沿い，撮影地点は第50図に示す）コンボルト葉理が特徴的に発達する



第54図 大松沢層凝灰岩鍵層の柱状図 (a, b, c, d)

第11表 大松沢層産出軟体動物化石

Loc. 121

Dosinia sp.

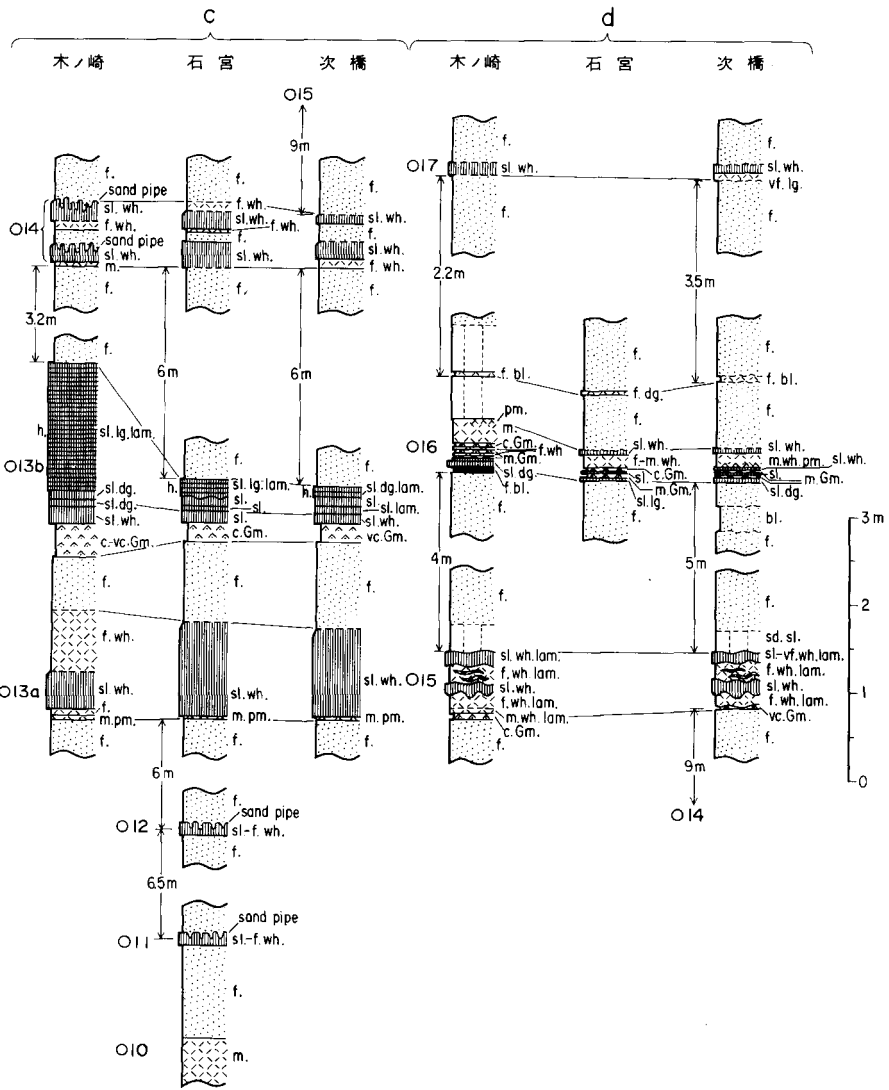
Loc. 122

Glycymeris matumoriensis NOMURA and HATAI

Glycymeris sp.

Pecten spp.

Dosinia sp.



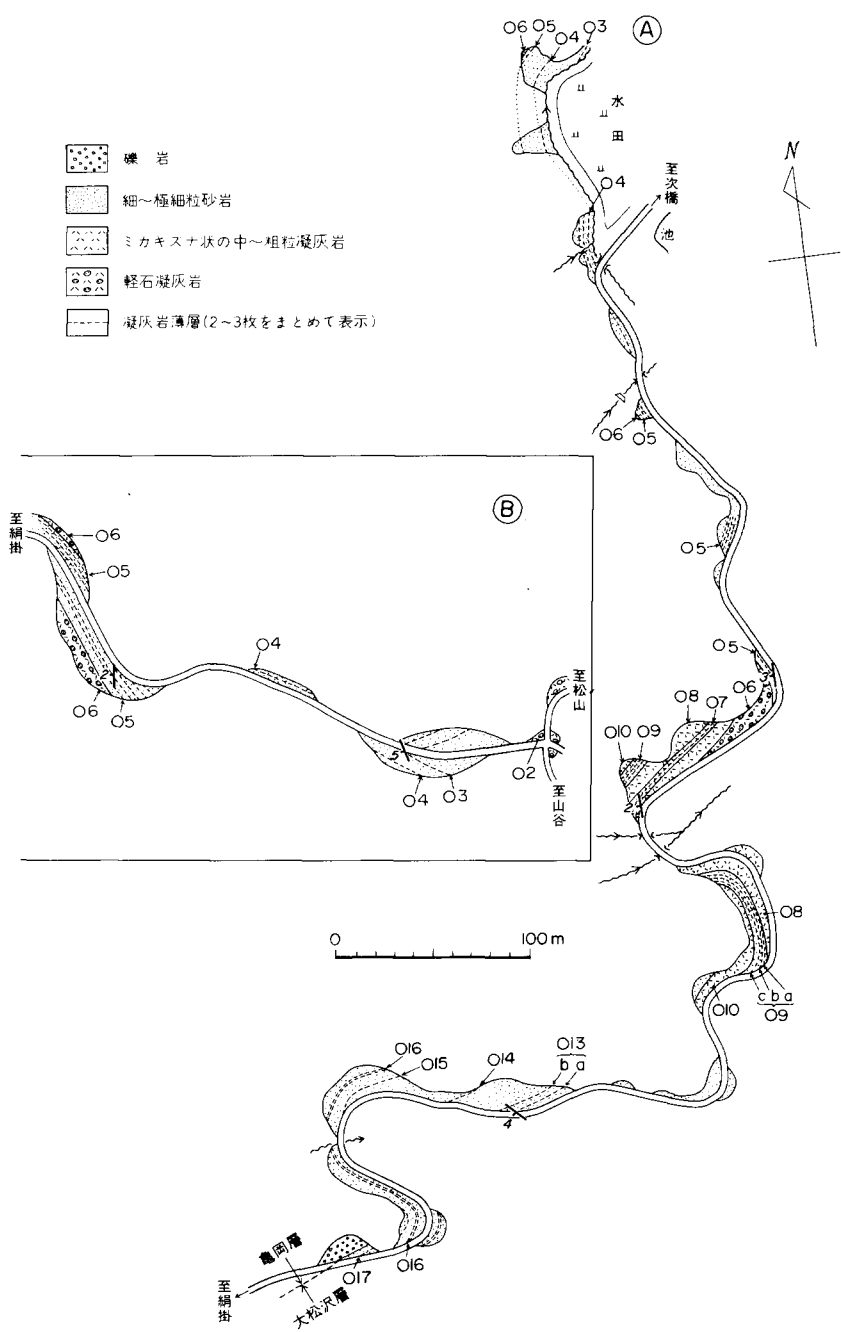
(凡例は第43図に同じ。柱状図の位置は第50図に示す)

している。主に暗青色のシルト岩からなり、貝化石を産する。本層産出の化石動物群集は一般に竜の口動物群と呼ばれている。

放森層は主に細一中粒砂岩からなり、角礫を含んでいる。本報告では本層を一応亀岡層から竜の口層までに対比する。

表沢層はシルト岩・砂岩及び凝灰岩の互層からなり、亜炭を挟む。本層は竜の口層を不整合に覆う陸成層である。

俵庭層は主に海成砂岩からなるが、上方へと亜炭を挟むシルト岩砂岩互層に移化する。また一部に特徴的な円礫岩が発達する。この円礫岩は当時の岩石海岸に堆積したものと考えられる。



第55図 大松沢層のルートマップ (ルートは第50図に示す)

これら5層から構成される本地域鮮新統の地質構造は、志田層群のそれとほぼ調和している（第66・67図参照）。図幅地域北東部では、広淵向斜によりNS方向の緩い褶曲構造を呈するが、その西翼部の中新統との境界に沿った地域では旭山撓曲に支配されている。図幅地域南西部では、放森向斜によりENE-WSW方向の軸をもつ向斜構造を示す。また図幅地域北西部の鹿島台丘陵では、一般に西に緩く傾斜している。

IV. 4. 1 亀岡層 (Km)

亀岡層は図幅地域北東部及び北西部に分布し、中新統の各層準を不整合に覆う。基底礫岩・砂岩及びシルト岩からなり、亜炭を挟有する。

地層名 岩井（1949）の「亀岡層」による。島倉・土田（1939）の「広淵層」最下部の陸成層が本層に相当する。この陸成層の部分だけを取り出して一つの地層名を与えることについては議論の余地もあるが、仙台市周辺における仙台層群との対比上あえて区分した。

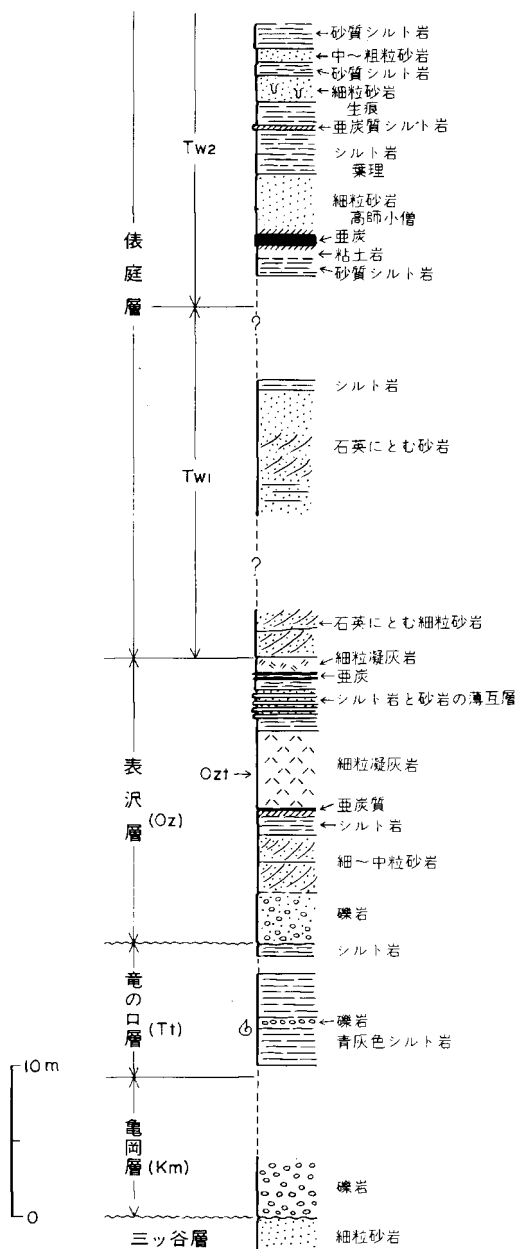
模式地 仙台市亀岡周辺（南西隣「仙台」図幅地域内）

分布及び層厚 河南町広淵周辺の旭山丘陵及び須江丘陵と鹿島台丘陵西部に分布する。層厚は一般に10m余りであるが、矢本町上前柳北方一帯ではわずか1-2mにすぎない。

層序関係 本層は須江丘陵では追戸層佳景山礫岩部層を、旭山丘陵では三ツ谷層を、また鹿島台丘陵では大松沢層をそれぞれ不整合に覆う。三ツ谷層とは一部逆断層で接する。広淵周辺では、上位に竜の口層が整合に重なる。

岩相 基底部に常に円礫岩を発達させ、上方へ砂岩及びシルト岩に移化し、一部に亜炭を伴う。

基底円礫岩は緩やかな凹凸面をもって下位層を覆う。一般に礫径数cm-10cm、ときに30cm程度で、頁岩・砂岩・花崗岩・チャート・凝灰岩・安山岩などのやや淘汰の悪い円礫からなる。花崗岩礫・砂岩礫の一部はくさり礫となっている。この礫岩の基質は灰色から褐色を呈する粘土質砂岩で、固結度は低い。上方へ砂岩あるいはシルト岩



第56図 鮮新統の柱状図（河南町広淵より表沢まで）

へと漸移する。これらはいずれも淡灰色から褐色を呈し、炭質物が多く含まれる部分は赤紫色を示す。まれに厚さ10-20cm程度の亜炭、厚さ数10cmの凝灰岩を伴うことがある。

化石 本層からは植物化石を産するが、本地域からは同定にたえる化石を採取できなかつた。しかし半沢ほか（1958）によれば、北隣「涌谷」図幅地域内、鹿島台丘陵北部の松山町付近の本層から、庄司（1945MS）によって *Sequoia japonica* ENDO などが報告されている。

IV 4. 2 竜の口層 (Tt)

竜の口層は本図幅地域北東部に分布する。亀岡層から整合漸移し、主としてやや堅固な暗青色シルト岩からなる。

地層名 岩井（1949）の「竜の口層」による。島倉・土田（1939）の「広淵層」の下部の一部が本層に相当する。

模式地 仙台市竜の口溪谷（南西隣「仙台」図幅地域内）

分布及び層厚 広淵周辺の旭山丘陵及び須江丘陵に分布する。層厚は10-15mである。

層序関係 下位の亀岡層から整合漸移する。上位の表沢層に不整合に覆われる。

岩相 本層はほぼ一様に暗青色のシルト岩ないし砂質シルト岩からなり、下部に細粒砂岩を挟有する。シルト岩は一般に塊状緻密で比較的堅く、不規則な片状に破碎する性質がある。炭質物を混じえるほか、まれに円礫岩の薄層を挟む。風化面では灰白色—黄灰色を呈し、黄色の粉をふく特徴がある。またまれに砂管が認められる。

化石 本層からは貝化石（第12表）及び珪藻化石（付表第1表）が産出する。

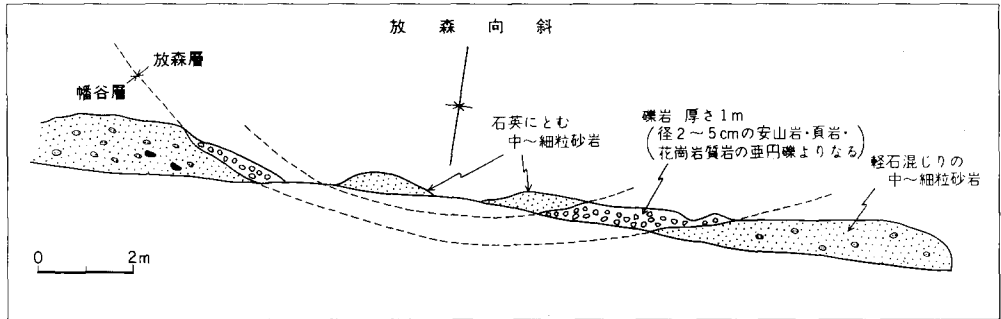
対比 本層は岩相及び層序上、仙台市周辺（地学団体研究会仙台支部，1980）及び北隣「涌谷」図幅地域内（高橋・松野，1969）で認められている「竜の口層」の延長部に相当する。ただしこれら2地域に比べて本地域では層厚が著しく薄い²⁴⁾。

第12表 鮮新統産出軟体動物化石

| Species | Formations | | Localities | | | 円礫岩
(T _{wg}) | 放森層 | | |
|-----------------------------------|------------|-----|------------|-----|-----|---------------------------|-----|-----|-----|
| | 竜の口層 | 俵庭層 | 141 | 142 | 161 | | | 162 | 163 |
| Pelecypoda | | | | | | | | | |
| <i>Crassostrea</i> sp. | | | | | + | | | | + |
| <i>Lucinoma</i> sp. | | | + | | | | | | |
| <i>Laevicardium</i> sp. | | | | | + | | | | |
| <i>Macoma tokyoensis</i> MAKIYAMA | | | | | + | | + | | |
| <i>Macoma</i> sp. | | | | + | | | | | |
| <i>Mya japonica</i> JAY | | | | | | | | + | + |

*) Loc. 165, 172 では同定不能の二枚貝化石を産する

²⁴⁾ 仙台市周辺では50-60m（地学団体研究会仙台支部，1980），「涌谷」図幅地域では40m（高橋・松野，1969）である。



第57図 放森層と幅谷層との不整合面のスケッチ (利府町瓦焼場西方の沢の入口より約300m奥の北西支沢, スケッチ地点は第30図に示す)

IV. 4. 3 放森層 (Hn)

放森層は主に含角礫砂岩からなり, 下位層を不整合に覆う。本図幅地域域南西部に分布する。

地層名 新称である。

模式地 利府町放森付近

分布及び層厚 模式地付近から南西方の春日にかけて狭長に分布する。利府町浜田北方の採石場付近にも一部分布する。層厚は約15mである。

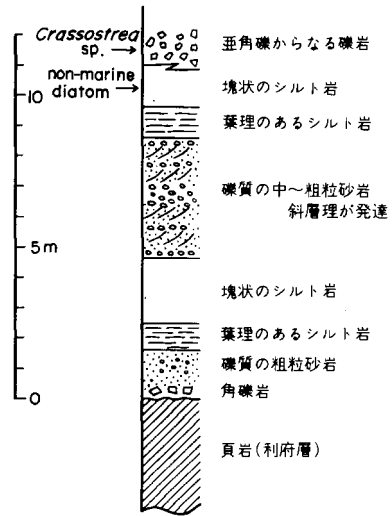
層序関係 利府層・幅谷層・番ヶ森山層をそれぞれ不整合に覆う。

岩相 本層は主に角礫を混じえた細一中粒砂岩からなる。基底には円礫岩が発達する (第57図)。この基底円礫岩は厚さ50cm-1m, ときに2m余りで, 緩やかな凹凸面をもって下位層を覆う。径数cm-10cm程度の頁岩・花崗岩・安山岩・シルト岩などの円礫からなり, 基質は茶褐色の砂でルーズである。

本層の主部を占める細一中粒砂岩は, 石英粒を特徴的に含んでいる。一般に塊状, ルーズであり, 暗緑灰色から淡黄褐色を呈する。砂岩中には径10-30cm, ときに1m内外の角礫が含まれる。それらは主に先新第三系に由来する頁岩・砂岩であり, 安山岩礫を少量 (20-30%程度) 含む。また放森東方の県道沿いには角礫が著しく多い部分がある。

浜田北方の採石場付近に分布する本層は, 上述の岩相とは幾分異なる (第58・59図)。すなわち赤茶色を呈する斜層理顕著な礫質砂岩を主とし, 黄灰色の凝灰質シルト岩を挟有する。また最下部に厚さ2m程の角礫岩が発達する。礫質砂岩は, 著しく石英粒に富み, またしばしば貝化石を含んでいる。

化石 放森南東方の採石場付近では, 礫質砂岩から *Crassostrea* sp. が, またシルト岩からは非海成の珪藻化石が産出する (第13表)。この他の地域でも, しばしば貝化石を産出するが, 保存が悪く同定にたえない。



第58図 放森層の露頭柱状図 (利府町浜田北方の採石場, 位置は第30図に示す)



第59図 利府層を不整合に覆う放森層の露頭（利府町浜田北方の採石場、撮影地点は第30図に、放森層の柱状図は第58図に示す）写真下半部中央の淡灰色の塊状部は利府層に貫入したひん岩岩脈

IV. 4. 4 表沢層 (Oz, Ozt)

表沢層は竜の口層を不整合に覆い、本図幅地域北東部にのみ分布する。主に砂岩・シルト岩及び凝灰岩の互層からなり、垂炭を挟む。

地層名 新称である。島倉・土田（1939）の「広淵層」の中部は本層に相当する。

模式地 河南町表沢付近

分布及び層厚 旭山丘陵及び須江丘陵のみ分布する。層厚は模式地周辺が最も厚く約30m、須江丘陵では約20m、他の地域では10-20mである。

層序関係 一般には下位の竜の口層を不整合に覆うが、旭山東方では追戸凝灰質砂岩部層を、また須江丘陵南部では佳景山礫岩部層を直接被覆している。

一方、上位の俵庭層に整合に覆われる。本層は場所により層厚の変化があり、かつ俵庭層が本層の異

第13表 放森層産出珪藻化石

Aulacosira granulata (EHR.) SIMONSEN
Epithemia spp.

(同定 秋葉文雄)

なる層準に重なっているが、これは陸成層から海成層へ移行した際の局地的な浸食によるものと解釈している。

岩相 本層は主に砂岩・シルト岩及び凝灰岩の互層からなり、亜炭を挟有し、基底部に円礫岩が発達する（第56図参照）。

基底円礫岩は厚さ2-4mで、礫径数cm-最大20cmまでの頁岩・チャート・砂岩・安山岩・シルト岩などの円礫から構成される。ところにより斜層理が認められる。基質はやや泥質な細-粗粒砂でルーズである。基質部が卓越して礫質砂岩となる部分もある。須江丘陵中部では露出が悪く、基底部の詳細は明らかでない。

砂岩は細-極細粒で、黄褐色-灰色を呈し、全般に雲母片に富み、軟質である。シルト岩は暗灰色-青灰色で、炭質物を含み、弱い層理を示す。本層の比較的上部のシルト岩中には、2-3枚の亜炭層を挟む。

細粒凝灰岩 (Ozt) は、本層の比較的下部の層準に介在する。厚さは5m前後で、淡灰色-紫灰色を呈し、塊状である。石英・火山礫・炭質物が含まれている。

化石 本層からは植物化石が産出するが、動物化石は未発見である。

対比 本層は仙台市周辺における仙台層群の「向山層」（地学団体研究会仙台支部，1980）、「涌谷」図幅地域内の「大貫層」（高橋・松野，1969）に対比される。

IV. 4. 5. 俵庭層 (Tw₁, Twg, Tw₂)

俵庭層は表沢層を整合に覆い、本地域北東部にのみ分布する。下部は砂岩 (Tw₁)、上部は砂質シルト岩と砂岩の互層 (Tw₂) からなり、亜炭を挟有する。一部に円礫岩 (Twg) が発達する。

地層名 新称である。島倉・土田 (1939) の「広淵層」の上部及び「須江介層」は本層に相当する。また河南町草田から小崎にかけての国道沿いに分布する円礫岩 (Twg) は、従来佳景山礫岩部層の一部として扱われてきた (島倉・土田，1939；半沢ほか，1958；北村，1967，など) が、本層に含められるものである。

模式地 河南町俵庭及び草田周辺

分布及び層厚 旭山丘陵東部から須江丘陵南部地域にかけて分布する。層厚は上限不明であるが、少なくとも50mに達する。

層序関係 下位の表沢層を整合に覆う。表沢層の異なる層準に重なるが、これは陸成層から海成層へ移行した際の局地的な浸食によるものと解釈している。旭山東方では、不整合関係で追戸層に直接する。

岩相 本層は砂岩 (Tw₁) 及び砂質シルト岩砂岩の互層 (Tw₂) からなり、一部地域に円礫岩 (Twg) を発達させる。

砂岩 (Tw₁) は本層下部を占め、旭山丘陵東部特に河南町表沢から俵庭にかけての地域に厚く (層厚約20m) 発達する。しかし須江丘陵には分布しない。本砂岩は淡灰色-褐色を呈し、斜層理が顕著である。粒度は一般に中-粗粒、ルーズである。砂岩を構成する粒子の大部分は石英片であるが、雲母片も多い。またしばしばシルト岩あるいは凝灰岩の岩片・軽石片などが含まれる。



第60図 俵庭層中に発達する礫岩の露頭（河南町草田，撮影地点は第30図に示す）

砂質シルト岩砂岩の互層 (Tw_2) は本層の上部を構成し，旭山丘陵東部から須江丘陵南部にかけて分布する．層厚は約30mである．単層の厚さは一般に数10cmから2m程度であるが，ところによってシルト岩は厚さ数mに達する．凝灰岩の薄層及び稼行可能なものを含めて2－3枚の亜炭層を挟有する．全般に雲母片に富む特徴があり，ときにバイオターベーションの痕跡が認められる．

円礫岩 (Tw_g) は，阿南町草田から小崎を経て，「涌谷」図幅地域内の赤羽根に至る国道沿いに発達する．この円礫岩は，よく円磨された安山岩礫のみから構成され，その厚さは約10mである（第60図）．礫径は10-30cmのものが多く，最大50cmに達する．基質は細一粗粒の砂及びシルトで，ややルーズである．基質中には貝化石が密集して含まれる部分があるが，化石のほとんどは溶脱している．

本円礫岩は追戸層を不整合に覆い，また一部本層上部の砂質シルト岩砂岩互層と指交関係にある．

なお河南町関入の須江丘陵頂部には，細円礫を多数含む泥質砂岩がごく狭い範囲に分布している．露頭における厚さはわずか50cm余りである．石英片に富む特徴を有し，この地域での下位の層準の岩相とは明瞭に区別される．本報告では，この細円礫を含む泥質砂岩は俵庭層に含めたが，第四系の可能性もある．

化石 本層は，円礫岩 (Tw_g) 及び上部の互層部 (Tw_2) から貝化石（第12表）を，また同じく上部の互層部から珪藻化石（付表第1表）を産出する．

このほか，SHIMAKURA and HATAI (1939) は，旭山丘陵に分布する本層下部の砂岩 (Tw_1) から，シャミセンガイ *Lingula unguis* (LINNAEUS) の産出を報告している．

対比 本報告では，竜の口層の上位に，陸成層である表沢層を挟んで海成層を含む本層が重なることから，層序上，一応本層を仙台層群の「大年寺層」に対比する²⁵⁾．

²⁵⁾ 増田孝一郎氏（宮城教育大）の未公表資料では，本層の円礫岩 (Tw_g) から，一般に竜の口層に特有な *Anadara tatsunokuchiensis* が見いだされており，本層の層序上の位置づけについては今後の検討を要する．

V. 第四系

本地域の第四系は、更新世下末吉期に堆積したと推定される^{えんばな}洩花層、河岸段丘を形成している更新世立川期の堆積物、現在の低地に分布している沖積層などからなる。洩花層は、下位の中新統を不整合に覆う陸成層である。河岸段丘堆積物は、主要な河川に沿って小規模に分布する。沖積層は、約2万年前の最終氷期最盛期の海水準降下期に形成された浸食谷を埋積する堆積物である。これらの分布及び単位の区分は、地形区分との対応で把握される（第1図及び地質図参照）。

この他、旭山の周囲には、崖錐堆積物がわずかに分布している。また本地域は、古くから人工的な土地改変が著しく進展しているところであり、なかでも干拓地が広い面積を占めている。

以上の第四系の各単位及び干拓地などの分布は、旧版の地形図類（明治・大正時代発行）と現在のそれとの比較、あるいは空中写真の判読に基づいている。

V. 1 ^{えんばな}洩花層 (Eb)

地層名 北村（1980a）の「^{からばな}洩花層」によるが、地層名の由来となった地名は従来から“えんばな”と呼称されているので、本報告では^{えんばな}洩花層と呼ぶことにする。

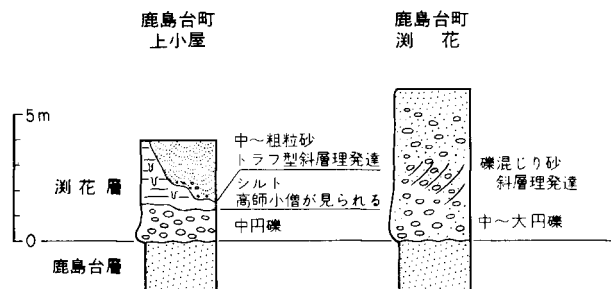
模式地 鹿島台町洩花付近

分布及び層厚 本層は吉田川に面する鹿島台丘陵南部に分布している。層厚は3-6mである。

層序関係 中新統の鹿島台層・番ヶ森山層及び大松沢層を著しい傾斜不整合関係で覆う。

岩相 本層は主に礫層からなり、場所によって砂層及びシルト層を挟有する（第61図）。

礫層は径2-8cmの円一亜円礫から構成され、砂質の基質で充填されている。礫種は安山岩などの火山岩類、シルト岩、及び先新第三系に由来する頁岩・花崗岩類などである。砂層は石英に富む黄色の中一粗粒砂からなり、斜層理が発達している。シルト層は新鮮面で明青灰色、風化面では白色を呈し、一般に塊状であるが、葉理が見られることもある。このシルト層の厚さは2-3mで、側方に著しく変化する。シルト層中には、局所的に高師小僧が認められる。北村（1980a）は、本層上部に凝灰岩及び亜炭が挟在することを述べている。



第61図 洩花層の露頭柱状図

時代 本層の地質時代を決定する資料は得られていない。しかし地形学的に、開析は進んでいるものの本層は明らかに平坦面地形を伴っている。この面の標高は一般に20-40mであって、東側に向かってわずかながら高度を減ずる。中川（1980）も指摘しているとおり、地形分類の観点からは、これは中位段丘とみなされる。本報告では、本層の時代を一応更新世下末吉期とする。

なお北隣「涌谷」図幅地域内の「高清水層」（高橋・松野，1969）及び西隣「吉岡」図幅地域内の「東原層」（北村，1980b）なども本層に類似した岩相を有し、本層と同層準の可能性がある。

V. 2 河岸段丘堆積物 (f)

河岸段丘堆積物は、主に鹿島台丘陵を南流する小河川沿い、及び吉田川に面した松島丘陵北端部に発達する。このほか白坂山西方の高城川支流沿いなどに、わずかに分布する。

本堆積物は、径数mm-30cmまでの様々な大きさの円一垂円礫層、あるいは礫質砂層からなる。礫層の基質は、褐色の細一粗粒砂及びシルトで、ルーズであり、不明瞭な層理を示すことがある。ところによって砂が量的に卓越して礫質砂層となる。

厚さは、本堆積物が比較的良好に発達する大松沢付近及び吉田川南岸長崎付近で、5-10m前後と推定される。また高城川支流沿いなどに小規模に分布するものは、その厚さ最大3-4mである。

V. 3 沖積層 (b, d, l, m, c, p, s) その他 (t)

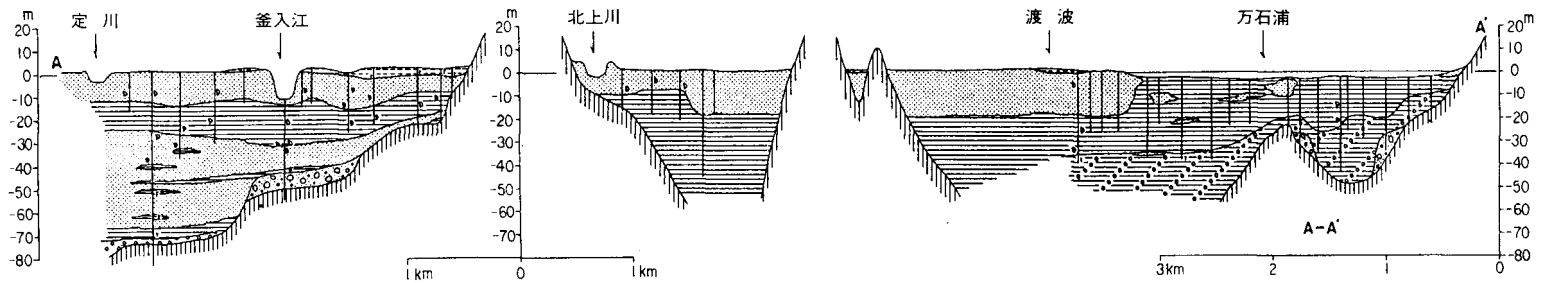
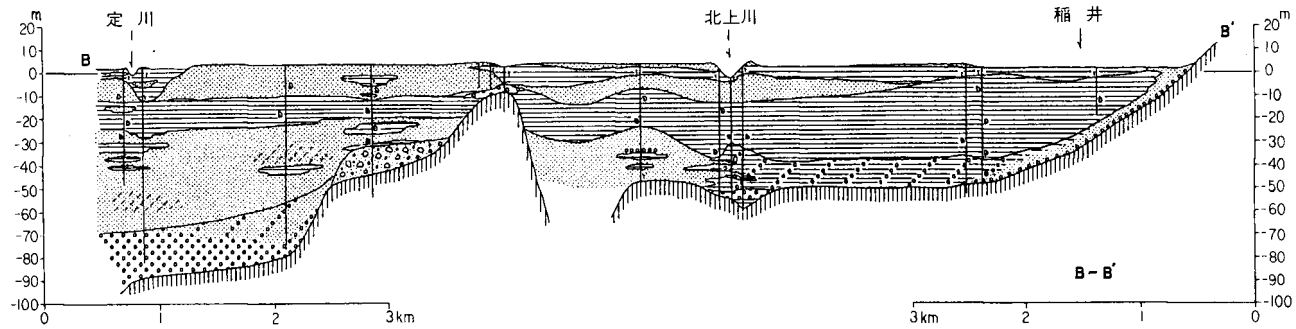
沖積層は、吉田川及び鳴瀬川に沿った地域と石巻平野とに広く発達し、低地を形成している。この低地は地表面の微地形的特徴により、いくつかの単位に細分できる。そこで沖積層分布地域をまず地表面の形態から見ると、吉田川及び鳴瀬川に沿った地域は主に自然堤防と後背湿地、石巻平野は主に浜堤と砂浜とによって特徴づけられることがわかる。これら微地形を形成する表層堆積物は、それぞれの発達する位置及びその形成機構から推定可能である。また沖積層の地下地質については、本地域の場合、主としてボーリング資料から把握される。

石巻平野の沖積層 本図幅地域には石巻平野のほぼ西半部が含まれる。この地域の地下地質について長谷（1967）は、ボーリング及び深井戸掘削から定^{じょう}川埋没谷を認め、これを埋積する沖積層を次の5層に区分した（第62図）。

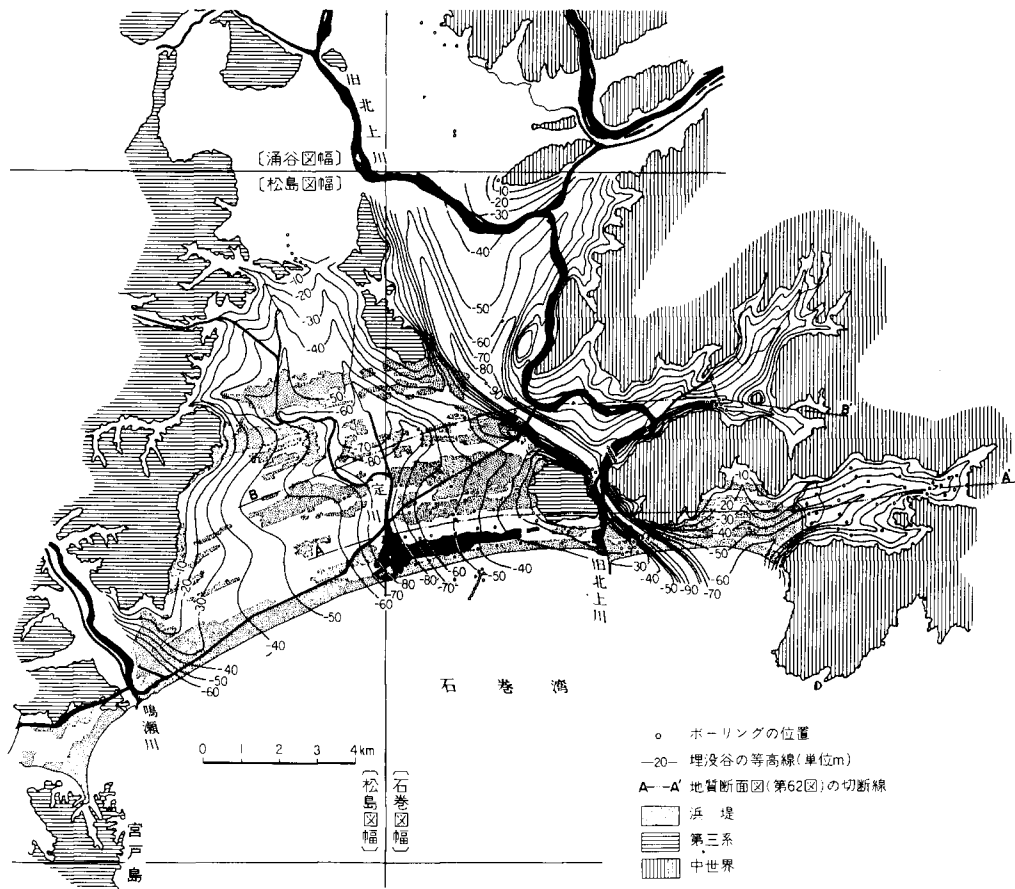
- 上部砂・粘土層（厚さ0-15m, 浜堤間の後背湿地などを構成する粘土・シルト・砂・泥炭）
- 上部砂層（厚さ15-20m, 浜堤を構成する細一中粒砂）
- 中部粘土層（厚さ15m±, 海成粘土・シルト・砂質シルト）
- 下部砂・粘土層（厚さ40-45m, 三角州性の堆積物である砂・粘土の互層）
- 下部砂礫層（厚さ2-15m, 河成の砂礫）

地質図では、このうちの上部砂層に相当し現海岸線に沿って分布する**砂浜堆積物** (b), 及びこれよりも内陸側に列をなして分布する**浜堤堆積物** (d) を表現した。

長谷（1967）によれば、埋没谷の基底面高度（第63図）は、矢本町大曲付近の現海岸線で約-80m,



第62図 石巻平野の地質断面図 (長谷, 1967, Fig. 4 より, 切断線は第63図に示す)



第63図 石巻平野の浜堤分布図及び埋没谷基底等高線図 (長谷, 1967, Fig. 3 より)

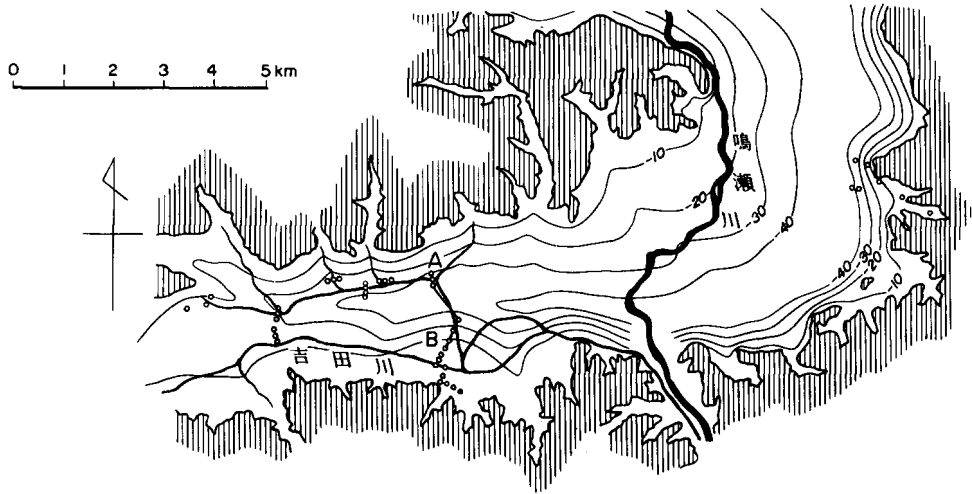
ほぼ定川に沿って北方へ浅くなり, 河南町広瀬付近で約-30mである。

なお, 東隣「石巻」図幅地域西縁部の石巻平野で実施されたボーリングの資料 (奥津, 1966) から, 長谷 (1967) の地層区分それぞれのN値を判断すると, 下部砂礫層は50-70, 下部砂・粘土層は砂層の部分が10-40で粘土層の部分が10-20, 中部粘土層は4-5, 上部砂層は10-20である。

鳴瀬川・吉田川沿いの低地の沖積層 長谷 (1967) によれば, この低地の埋没谷基底面高度は最深部で-40m余り, 吉田川北岸に沿って西方へ浅くなり, 図幅地域西縁部では-10m前後となる (第64図)。その報告中のいくつかのボーリング資料 (第65図) から, 本低地の沖積層を次のように層序区分することができる。すなわち

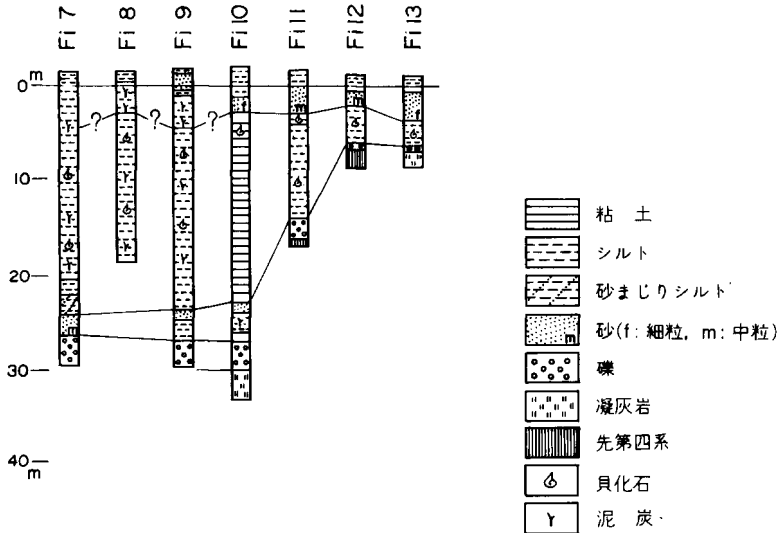
- 上部砂・粘土層 (層厚5m±)
- 中部粘土層 (層厚5-20m)
- 下部砂・粘土層 (層厚3-5m)
- 下部砂礫層 (層厚3-4m)

である。下部砂礫層はこの地域沖積層の基底礫層である。ただし第65図のうち, Fi 11 - 13の3本の地質



— -20 — 埋没谷等高線(単位m)
 ○ ホーリングの位置

第64図 鳴瀬川・吉田川沿いの低地の埋没谷基底等高線図(長谷, 1967, Fig. 7より)



第65図 鳴瀬川・吉田川沿いの低地の沖積層のボーリング柱状図(長谷, 1967, Fig. 21-3のボーリング番号 Fi 7-Fi 13より作成し, 対比線を加筆)

柱状図下部の1-3mの礫層は、埋没段丘礫層であろう。沖積層は上方へ細粒化し、下部砂・粘土層を経て、貝化石を含む海成シルト-粘土からなる中部粘土層へと移化する。更にこの上位には、沖積層表層部を構成する泥炭まじりの上部砂・粘土層があって、地表面を形作っている。上部砂・粘土層は微地形により構成物が異なり、自然堤防の部分は主に砂、後背湿地の部分は主に粘土からなる。

地質図では、これら沖積層のうち、最上部の上部砂・粘土層に対応する**自然堤防堆積物** (l) 及び**後背湿地堆積物** (m), 更に**旧河道堆積物** (c), **現河床堆積物** (p) を表現した。

海底下の沖積層 (s) は、地質図の松島湾を横切る地質断面図 (A - B - C 及び H - I - J 断面) に底質として表現した。武藤 (1968) によれば、この沖積層は、粘土及びシルトからなり、松島湾北西部福浦島付近で厚さ20m余りに達する。

崖錐堆積物 (t) は、主として旭山周囲の急斜面下に認められ、下位の新第三系を覆っている。これは追戸層旭山安山岩部層及び追戸凝灰質砂岩部層から由来する安山岩の岩塊及び岩屑からなる。岩塊にはしばしば径50cmを越すものが含まれる。基質は砂質-粘土質で、軟弱な場合が多い。

V. 4 干拓地 (r)

干拓地は人為的作用の結果であるが、本報告では便宜上、第四系の一項に含め、品井沼・広淵沼及び松島湾の干拓について、主に歴史的経緯を略述する。

品井沼²⁶⁾ かつて鹿島台町と松島町との間にあった品井沼は、周囲16.6kmに及び、周辺に広く湿地帯(谷地)を巡らしていた。沼の水は鳴瀬川に流出していたが、増水時には逆流し洪水が絶えなかった。そのため藩政時代(1693年)から治水のための工事が始められ、品井沼の水を“潜穴”²⁷⁾を通して直接松島湾に排水する土木事業が実施された。明治以降も品井沼の開発は続けられたが、“潜穴”による排水は決して十分であるとは言えなかった。そこで吉田川その他の河川を沼から切り離す改修工事を行い、ようやく昭和15年に沼の干拓が終了したのである。

広淵沼²⁸⁾ 河南町広淵一帯はもともと沼沢地であったが、藩政時代(1662年)、周辺の水田への灌漑用水を得るため、溜池として広淵沼(周囲約10km)が作られた。しかし近代になって北上川の改修が進み、北上川から直接ポンプ揚水が可能となり、もはや不要となった広淵沼は大正10年から昭和3年にかけて干拓され、新しい水田に生まれ変わった。

松島湾²⁹⁾ 現在松島湾ではカキ・ノリなどの養殖業が盛んであるが、江戸時代を中心にかつては塩田事業が行われていた。しかし品井沼干拓と“潜穴”の構築により泥土が高城川から湾内に流入することもあって、塩田は先細りとなり、ついに昭和30年代磯崎の塩田は埋め立てられることになった。また同じくかつての手樽湾周辺も干拓されて、1,100ha余りの水田が造成された。このほか干拓地は宮戸島北部などにもあり、いずれの地域も主に水田として利用されている。

VI. 地 質 構 造

本地域に認められる断層・褶曲及び撓曲構造を、先新第三系、中新統、鮮新統との関係でみると、

- 1) 先新第三系を規制する地質構造
- 2) 松島湾層群を支配する地質構造
- 3) 主に志田層群及び鮮新統を变形させる地質構造

²⁶⁾ 主に茂庭 (1979) の記述による。

²⁷⁾ 松島丘陵下を長さ7km余り掘削されたトンネルで、相当な難工事だったようである。現在も通水されている。

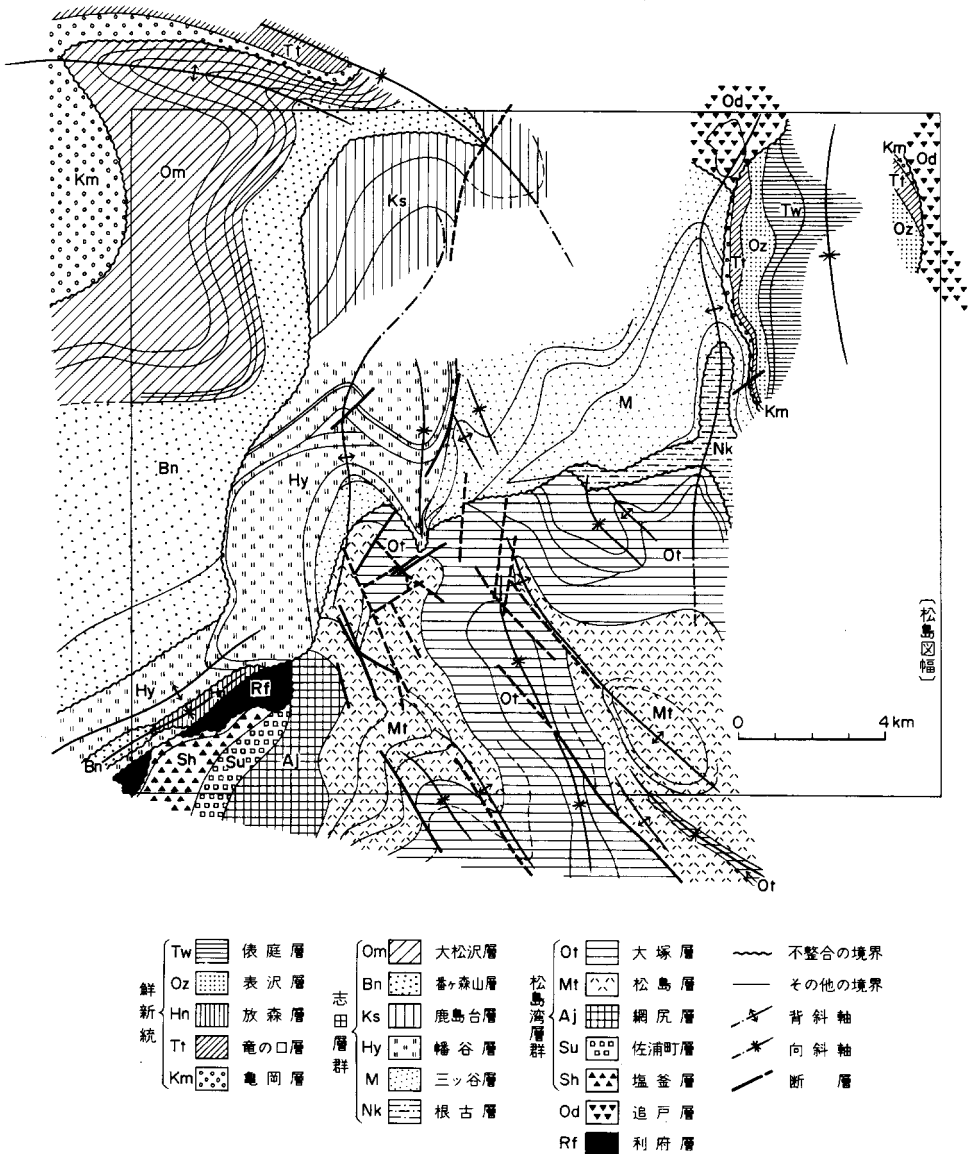
²⁸⁾ 主に河上・三宅 (1979) の記述による。

²⁹⁾ 主に和泉・加藤 (1979) の記述による。

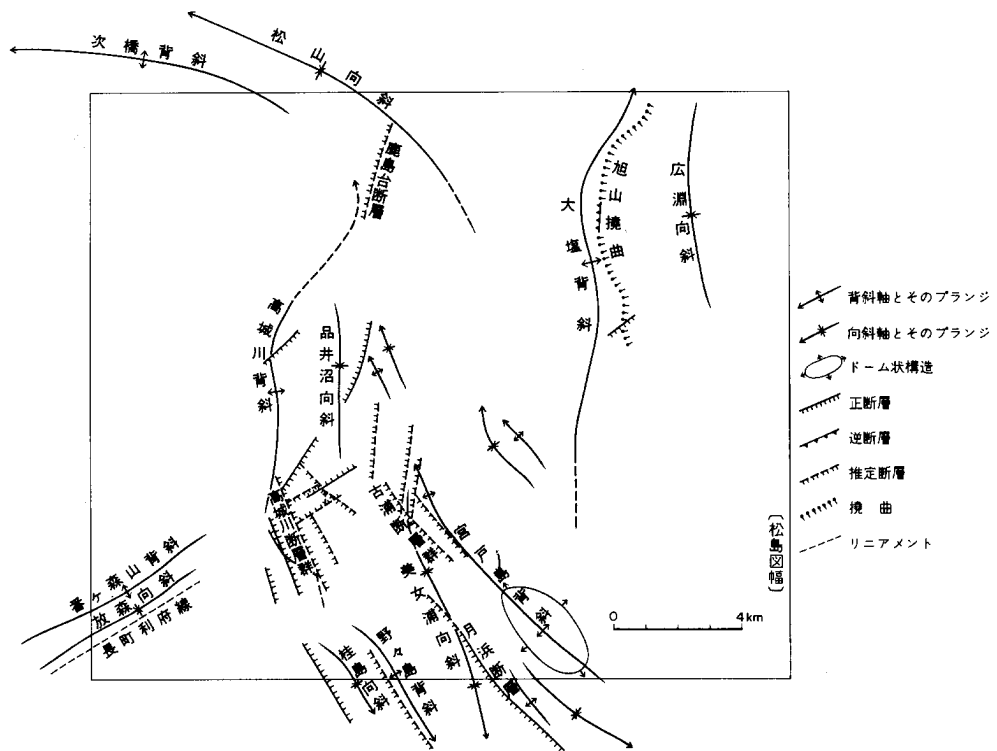
に分けることができる（第66・67図）。

1) は本図幅地域南西部の県道に沿って、ENE-WSW方向に延びる直線状の地形要素（リニアメント）として現れる。利府層及び利府花崗岩類の北縁を画し、これ以北には松島湾層群も露出しない。1)の構造は、先新第三系を大きく切る断層であろうが、幡谷層及び鮮新統放森層に覆われ、その状態を地表で直接確認することはできない。幡谷層以上の地層は、この構造の北側から先新第三系及び塩釜層にアバットする関係にある。恐らく志田層群堆積時にはこの構造は、その南東側を相対的に隆起させ、先新第三系分布地域を後背地化させていたものと考えられる。

2) は1)の構造方向に直交するNNW-SSE方向の褶曲構造及び断層で特徴づけられる。これらは、特に



第66図 松島図幅地域新第三系の水平断面図（基準面：沖積面）



第67図 松島図幅地域の地質構造図

松島層及び大塚層の分布地域の幅7-8kmの部分に集中して現れている。松島湾層群は大局として、宮戸島を中心とするドーム状構造を東翼とし、先新第三系分布地域を西翼とした複向斜を形成している。

一方、断層は上述の褶曲構造と同時期に形作られたものと判断される。これらはいずれも正断層であり、その断層面は完全に固着しかつ不明瞭である。いわゆる面なし断層であって、松島湾層群の堆積定着後、志田層群の堆積前に発生したものであろう。なお松島湾層群中には、1)の構造の北東方延長部に、これと同方向すなわちENE-WSW方向の小規模な断層が認められる。

3)は志田層群及び鮮新統を变形させる構造であって、本地域内ではそれらの大部分は、ほぼNS方向の軸をもつ緩い褶曲構造を示している。

VI. 1 褶曲

宮戸島背斜 宮戸島北東部を中心とするドーム状背斜構造であり、ドームの核心部には松島層が分布している。背斜軸はNNW-SSE方向である。特に松島層シルト岩部層の分布から、本背斜を明瞭に読み取ることができる。本背斜は北西方にくびれて、松島町古浦付近へと延びている。なお本背斜西翼部には、一対の向斜・背斜構造(未命名)が付随する。

美女浦向斜 松島湾の中央部やや東寄りに位置し、NNW-SSE方向の軸をもつ向斜構造である。軸部には大塚層が分布している。両翼部とも5°-10°の傾斜である。南方へは南隣「塩竈」図幅地域内へと

延び、大局的には緩く南へプランジしている。本向斜の東翼部には、向斜軸にほぼ平行して月浜断層が走り、¹⁴ 朴島付近では向斜軸がこの断層に切られている。

高城川背斜 ほぼ高城川に沿うNS方向の軸を有する北へプランジした背斜構造である。軸部には、主に幡谷層及び三ツ谷層根廻凝灰質砂岩部層が分布している。両翼の地層は、ともに5°前後の傾斜である。幡谷層の各地層は、南へ向かってそれぞれの下位の地層をオーバーラップしているため、本背斜によって褶曲した姿を露頭観察している今日、本背斜の軸部付近にだけ露出する地層単位（Hyt）がある。なお本背斜は、北方へ鹿島台丘陵東部の北へプランジした緩い背斜構造へと連続するであろう。

品井沼向斜 東北本線品井沼駅付近を通るNS方向の軸を有する向斜構造である。大局的には北へ緩くプランジしているが、一部閉じた構造を呈する。軸部には幡谷層が分布している。両翼の地層はともに5°前後の傾斜である。なお東翼部にはNNE-SSW方向の西落ちの正断層（未命名）があつて、三ツ谷層上部層中に認められる一対の背斜・向斜構造を切っている。

松山向斜 鹿島台丘陵東部から北部にかけて見られるNW-SE方向の軸を有する向斜構造である。北西方へ緩くプランジして北隣「涌谷」図幅地域内へと延び、ここでは軸をWNW-ESE方向に転じ、また鮮新統をも変形させている³⁰⁾。本地域内の本向斜の両翼部は、ともに2°-8°の傾斜である。

次橋背斜 鹿島台丘陵北部に見られるWNW-ESE方向の軸を有する背斜構造である。上述の松山向斜と対をなす形でその南側に位置する。西方へ緩くプランジしながら北隣「涌谷」図幅地域内へと延び、ここでは松山向斜と同様に鮮新統をも変形させている。南翼部は2°-4°、北翼部は10°-15°の傾斜を示す。本地域内では、本向斜の南翼部だけが認められる。

大塩背斜 旭山丘陵を南北に縦走する背斜構造であり、北から追戸層・鮮新統・三ツ谷層・根古層及び大塚層を変形させている。ごく緩いS字状を呈するNS方向の軸をもち、北へプランジしている。西翼部では一般に5°-10°の緩傾斜であるのに対して、東翼部では東方へ30°-45°の急傾斜となり、次に述べる旭山撓曲を形成している。

旭山撓曲³¹⁾ 主に三ツ谷層と鮮新統との境界部に沿って発達する。大塩背斜の東翼部の一部を占めている。この撓曲構造の両側で、丘陵地の切峰面高度に約20mの差がある。本撓曲の一部は西上がりの逆断層となって現れており、河南町青木、矢本町上前柳などで観察される。大塩背斜と旭山撓曲は全体で一つの背斜構造をなしており、旭山撓曲を境にした西上がり東落ちの活構造の疑いがある。北隣「涌谷」図幅地域（高橋・松野，1969）内においても同様に、並走して組になった背斜・撓曲構造が認められる。

広淵向斜 図幅地域北東部にあつて、追戸層及び鮮新統を変形させる向斜構造である。ほぼNS方向の軸を有するものとみられる。両翼の鮮新統はともに5°前後の傾斜を示している。

放森向斜 図幅地域南西部にあつて、ENE-WSW方向の軸を有する向斜構造である。鮮新統放森層を大きく変形させる。すなわち両翼部の放森層は10°-最大50°前後までの傾斜を示している。軸の方向が先新第三系を規制する構造の方向に一致する。

³⁰⁾ 「涌谷」図幅地域内の褶曲構造は、主にNW-SEないしWNW-ESEの方向性を示し、いずれも鮮新統を変形させている（高橋・松野，1969）。

³¹⁾ VII. 活構造の章参照。

番ヶ森山背斜 図幅地域南西部にあって、ENE-WSW方向の軸を有する背斜構造である。軸部には幡谷層及び番ヶ森山層が分布している。軸の方向が、先新第三系を規制する構造及び放森向斜の軸の方向に一致する。

番ヶ森山層は、ルーズな砂岩からなるにもかかわらず、本背斜軸部に、本地域内の最高峰番ヶ森山（標高210.6m）を構成している。この地形上及び地質構造上の特徴は、長町一利府線の性格及び時代とも関連して、今後の検討を要する。すなわち本背斜が、長町一利府線の北西上がりの逆断層の性格を反映していることが考えられる。また本背斜の南側に、これと平行した方向の放森向斜が存在することも興味深い。

このほか、図幅地域中央部南端には、NNW-SSE方向の軸を持ち、南南東にプランジした一對の開いた背斜・向斜構造（**野々島背斜**及び**桂島向斜**）があるが、その主体は南隣「塩竈」図幅地域内に存在する。また、図幅地域中央の鳴瀬町宿浦及び小野付近や、松島町北小泉北方には、それぞれNNW-SSE方向の軸を持ち北北西に緩くプランジした二対の小規模な背斜・向斜構造が認められる。

VI. 2 断層

長町一利府線³²⁾ 中田ほか（1976）によれば、長町一利府線は、南西隣「仙台」図幅地域内で、NE-SW方向に延びる潜在的な北西上がりの衝上性断層であって、変動の開始は第四紀以降と考えられている。長町一利府線は北東方へは、地形上の特徴（リニアメント）から、本図幅地域南西部の県道沿いに利府町放森付近まで延長される。ここには先に述べた先新第三系を規制する構造があつて、これが長町一利府線に対応した弱線部となっている可能性がある。しかしながら、本地域で先新第三系を規制する構造が、長町一利府線として新しく第四紀以降に、北西上がりの性格をもつて活動したという地質学的証拠は得られていない。

なお図幅地域南西部で鮮新統を变形させる放森向斜及びその北側に位置する番ヶ森山背斜それぞれの軸の方向、更に松島湾層群中の東西性の断層の方向は、いずれも先新第三系を規制する構造の方向に一致しており、長町一利府線の性格及び時代とも関連して今後の検討を要する。

月浜断層 南隣「塩竈」図幅地域内の宮戸島月浜より、本図幅地域内の朴島北東端に延びるNNW-SSE方向の西落ちの正断層である。月浜では、その断層面は全体に固着し、西に65°-70°傾斜した幅約2m余りの断層帯として観察される。

古浦断層群 本断層群は、松島町古浦周辺に発達するもので、主にNNW-SSE及びNNE-SSWの二つの方向の断層系が認められる。前者は松島湾層群に顕著な褶曲構造の方向に一致し、後者は志田層群の構造方向にほぼ平行している。

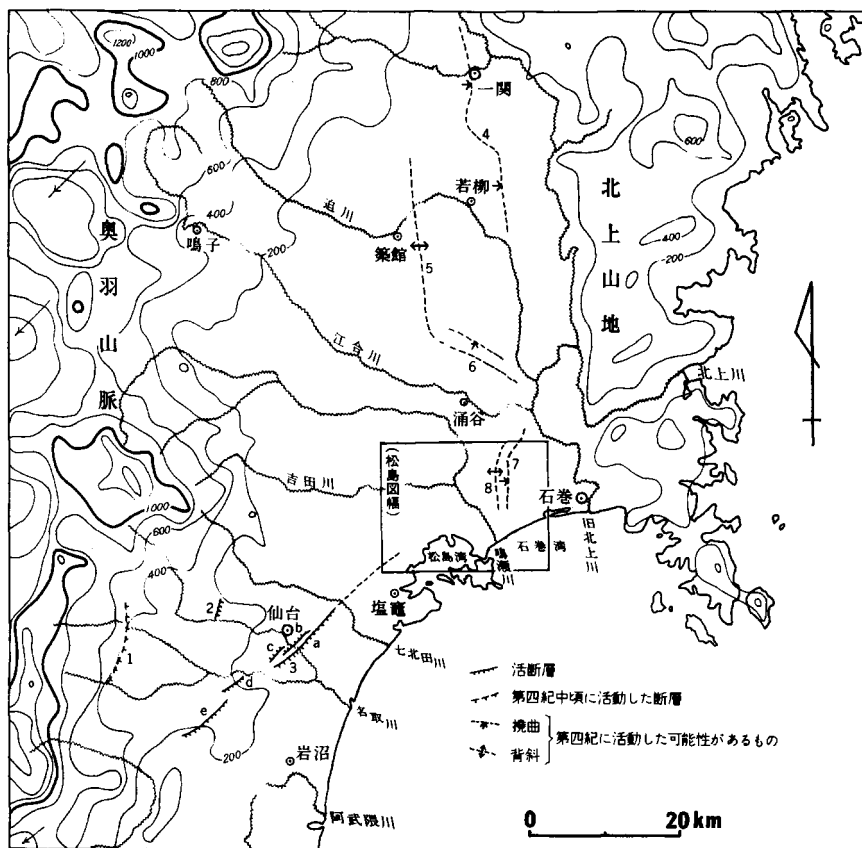
高城川断層群 本断層群は、高城川に拾った地域に認められ、NNW-SSE方向の断層系とENE-WSW方向の断層系とからなる。この二系統の断層系によって地層は細かくブロック化しているが、大局的には、大塚層が松島層中に食い込んだ分布を呈している。露頭確認された断層はすべて正断層であり、その断層面は60°-80°の傾斜を示し、かつ完全に固着している。

³²⁾ VII. 活構造の章参照。

鹿島台断層 鹿島台丘陵東部鹿島台層中に推定されるNNE-SSW方向の断層である。鹿島台層中に介在する凝灰岩鍵層の不連続，鹿島台層自体の岩相の相異，更に多数のNE-SW方向の西落ちの小断層の発達から，本断層の存在が推定される。

VII. 活構造

本地域において，旭山丘陵の東縁に位置する旭山撓曲沿いに地形・地質学的に活構造の可能性を示す資料が得られた。また，仙台市街地を横切る顕著な活断層である長町一利府線の北東方への延長部が本地域に含まれている。これらの活構造は隣接地域との関連が深い。したがって最初に本地域周辺の活構造の概要を述べることにする（第68図）。



第68図 松島湾地域周辺の地形及び活構造の分布

- | | |
|------------|-------------|
| 1 作並一屋敷平断層 | 4 一関一石越撓曲線 |
| 2 愛子断層 | 5 築館背斜 |
| 3 仙台活断層系 | 6 加護坊山笠嶽ドーム |
| a 長町一利府線 | 7 旭山撓曲 |
| b 大年寺山断層 | 8 大塩背斜 |
| c 鹿落坂断層 | |
| d 坪沼断層 | |
| e 円田断層 | |

Ⅶ. 1 周辺地域の活構造

旭山撓曲は大塩背斜の東翼を構成し、全体として一つの非対称な背斜構造を形作っている。このような背斜構造は本地域より更に北方へその連続を求めることができる。すなわち、北隣「涌谷」図幅地域においては、東縁を急崖で画されたWNW-ESE方向の加護坊山・篋嶽ドーム（高橋・松野，1969）へと続き、更にNS性の築館背斜へと連続している。これは北方「若柳」図幅地域（松野，1967）で不明瞭になるが、新たにその約10km東方にNS性の石越背斜が始まり、築館背斜から石越背斜へ乗り換えるような分布を示している。石越背斜の東縁は撓曲構造として北方へ延びていることが指摘されている（一関・石越撓曲線：松野，1967）。これらの構造は中新世から鮮新世にかけての堆積物を変形させており、この運動が鮮新世から現在まで継続していると考えられている（松野，1967）。

長町一利府線は南西隣「仙台」図幅地域においてNE-SW～ENE-WSW方向に延びる活断層として従来から指摘され、その北東延長部が地形的リニアメントとして本地域内に達している。本断層は仙台地域においては、青葉山・台の原・上町・中町・下町の各段丘面を累積的に変位させており、0.65m/10³年以上の変位速度が求められている（中田ほか，1976；今泉，1980；活断層研究会，1980）。更に、この断層は、大年寺山断層・鹿落坂断層・坪沼一村田断層と共に仙台活断層系を構成し、その総延長は約40kmに及んでいる（今泉，1980）。仙台活断層系は第四紀に入ってNW-SE方向の圧縮応力場で活動的になり、歴史的大地震の発生をもうながし、その活動が現在にも及んでいる（中田ほか，1976；大槻ほか，1977；今泉，1980）。

Ⅶ. 2 本地域の活構造

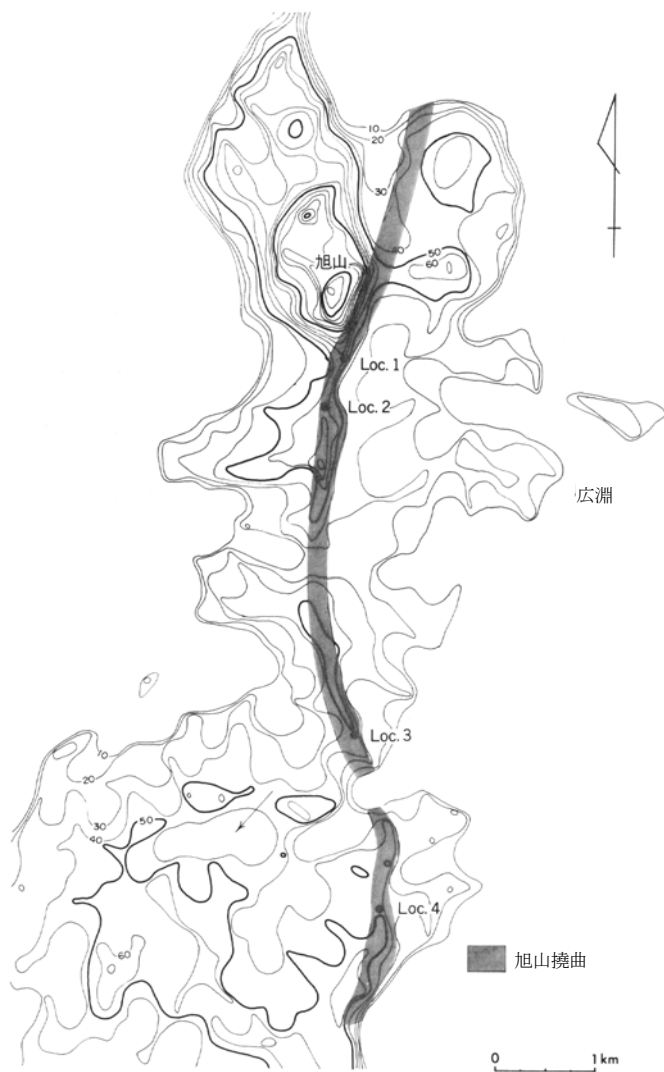
Ⅶ. 2. 1 変位地形と堆積物の変形

旭山撓曲沿いには丘陵地形に高度差を生じさせる急崖地形がNS方向に延びている（第69図）。この急崖地形は「涌谷」図幅地域内の加護坊山・篋嶽ドームの東縁に続いている。

本地域北縁部では、旭山安山岩部層よりなる旭山の東側斜面が本撓曲による急崖を呈している（第70図）。この急崖部に位置するLoc. 1では鮮新統が45° Eの傾斜を示している。これから約500m南のLoc. 2では、中新世中期の三ツ谷層が20° E前後の傾斜を示すとともに、多くの小断層が認められる（第71図）。小断層は撓曲崖沿いの幅約100mの範囲に集中的に発達している。そしてNSからN50° Eの走向をもつ高角度の逆断層が多く（第72図）、それらの個々の垂直変位量は数10cm以下のものが大部分を占めている。また、断層面に沿って幅数cm以内の柔らかい断層粘土を生じさせているものもある。三ツ谷層を不整合に覆う鮮新統亀岡層も撓曲崖に沿って、一般に20°-30° E前後の傾斜を示している。

矢本町三ツ谷東方のLoc. 3では三ツ谷層及びそれを不整合に覆う亀岡層がともに35° E前後の傾斜を示している（第73図）。地層の傾斜は撓曲崖から離れるに従って小さくなり、500m以上西方では10°以下である。

矢本町上前柳のLoc. 4では三ツ谷層が37° E、亀岡層が15° Eの傾斜を示している（第74図）。この地



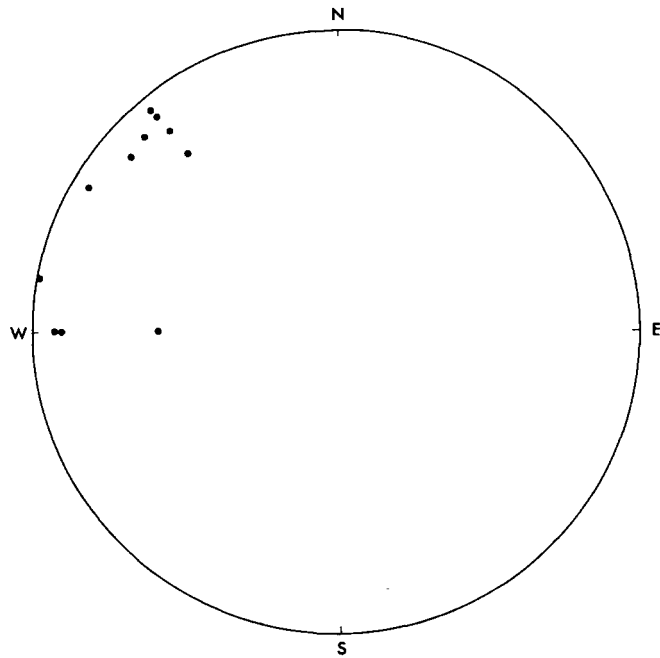
第69図 旭山撓曲沿いの埋谷面図

城でも撓曲崖沿いではNE-SW方向の逆断層がいくつか観察され、幅3cm前後の柔らかい黒色断層粘土を伴うものもある(第75図)。この地域以南では撓曲崖の存在が不明瞭になるが、連続性から見ると石巻平野の沖積低地下に伏在するものと推定される。

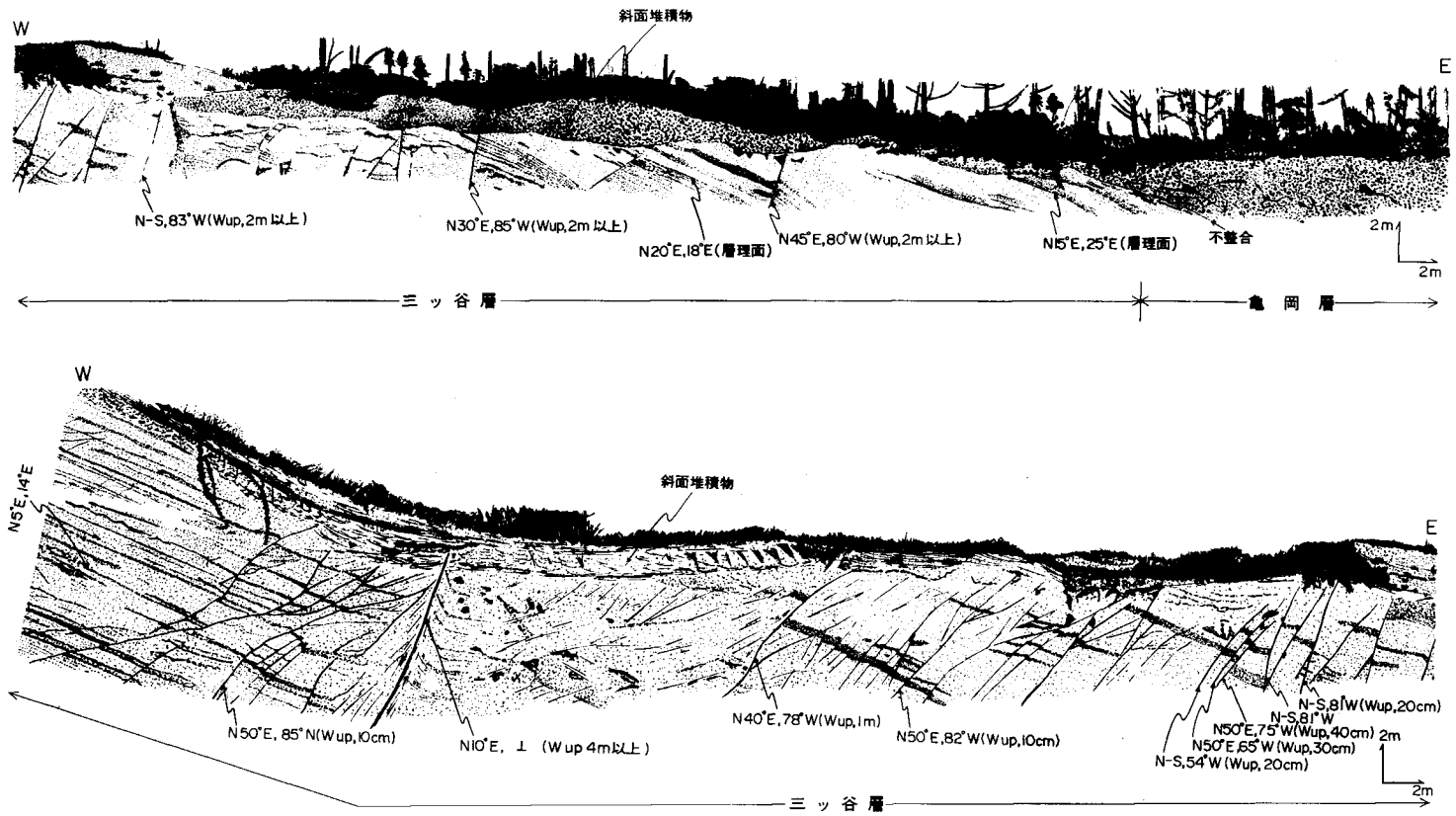
長町一利府線の北東方延長部は、本地域内の利府町春日から松島町姉取山北方にまで、地形的リニアメントとして追跡される。このリニアメントは、先新第三系分布地域の北線にほぼ一致するが、変位地形としては不明瞭である。むしろ、長町一利府線の性格は、この北側に並走する番ヶ森山背斜に反映されているものとも考えられる(第VI章参照)。



第70図 旭山東側斜面の景観



第72図 旭山撓曲沿いに発達する小断層の断層面投影図 (Loc. 2) 上半球投影



第71図 旭山撓曲沿いの地層の傾斜と小断層のスケッチ (Loc. 1)



第73図 旭山撓曲沿いの地層の傾斜 (Loc. 3)



第75図 旭山撓曲沿いに発達する小断層 (Loc. 4)

Ⅶ. 2. 2 本地域の活構造の特徴

ほぼNS方向に緩やかな曲線を描いて延びる旭山撓曲は中新統及び鮮新統を調和的に変形させており、主に鮮新統堆積以降に形成されたものと考えられる。本撓曲はLoc. 2・4での小断層の観察結果からみると、EW又はWNW-ESE方向の圧縮応力場において変形が進んでいることが推定される。また、旭山撓曲を境に丘陵の高度(第69図参照)に20m前後の差が生じており、丘陵頂部に示される定高性が形成されてから後も活動が継続しているとみなされる。本地域の定高性を示す丘陵地形は、下末吉海進期前後と推定される中位段丘面形成時よりも古い時期のもので、少なくとも10数万年前にさかのぼる。本撓曲の変位速度は丘陵の高度差から判断すると、C級あるいは辛うじてB級に達する程度であろう。

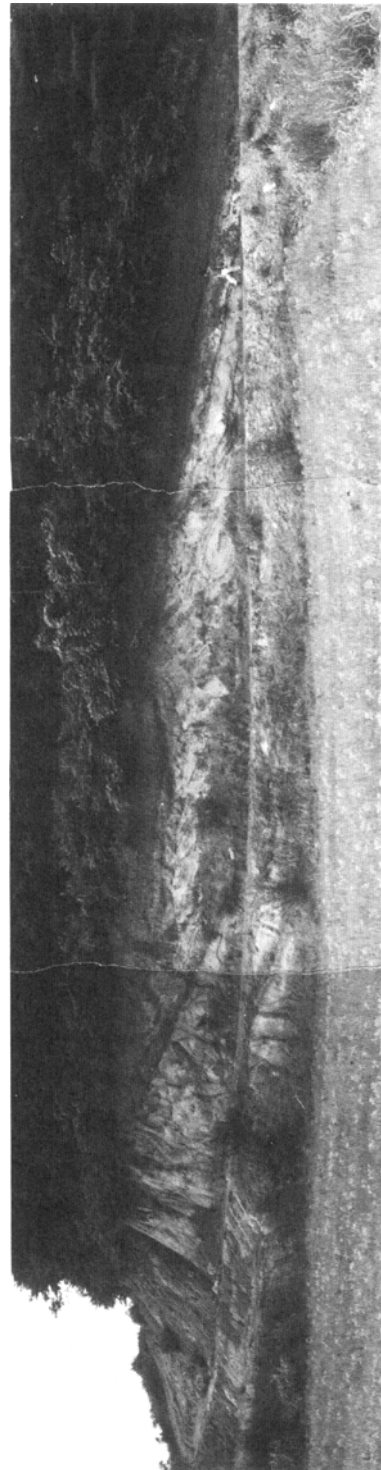
長町一利府線は仙台地域では第四紀後半にNW-SE方向の圧縮応力の下でA級に近い変位を示しているが、本地域内ではその活動を推察する積極的な資料に乏しい。

Ⅷ. 応用地質

本地域における鉱産資源としては、石巻平野赤井付近の褐鉄鉱床、表沢層及び俵庭層の亜炭が挙げられる。また土木建築材料として、利府層の頁岩・三ツ谷層の砂岩などが採取されている、その他松島層の軽石凝灰岩が石材用に切り出され、野蒜石などと呼ばれている。一方、1978年宮城県沖地震では、一部に崖崩れなどの災害が発生した。松島湾の島々では、浸食作用によりシルト岩などの崩落が進行し、景観の点などから問題となりつつある。

Ⅷ. 1 鉄

本地域内の鉄資源は、桃生郡矢本町谷地付近一帯に分布する褐鉄鉱床が知られている。南部(1972)によれば、それは針鉄鉱から構成される。旧赤井村池内に位置することから、赤井鉱山あるいは赤井鉄山と呼ばれる。



第74図 旭山撓曲沿いの地層の傾斜 (Loc. 4)

本鉄鉱床は沼沢地に沈殿生成したものと考
えられる（奥海，高橋，1954）ところか
ら，沼鉄鉱とも呼ばれる。

赤井鉱山³³⁾の褐鉄鉱床は，水田耕土の下
に厚さ30cm内外の層状をなすもので，第
2次世界大戦中冬期の農閑期に採掘され，

海綿鉄の製造などに企てられたが，終戦とともに中止された。その間の採掘量は1,000tならずであつた。昭和28年に新赤井鉱業株式会社が設立され，土壤改良に用いる含鉄材料製造のために採掘が続けられた。鉱床の上部は多孔質堅硬ないしやや粗鬆で塊状をなし，下部は粘土を含み土状を呈するものに移化する場合が多い（第14表）。鉱床は各所に分散し，その平面積は数m²から8,000m²に達するものまである。形態は，一般に東西に延びた細長い形を呈する。鉱量は，19,000t余りと推定される。

第14表 赤井鉱山の鉱石の品位

| 鉱石 | 外 観 | Fe % | 比 重 | 見掛比重 |
|----|---------------|-------|-------|---------|
| 塊鉄 | 多孔質堅硬
粗鬆塊状 | 30-60 | 3.5-4 | 1.8-1.3 |
| 粉鉄 | 粗鬆粒状
土状 | 30内外 | 3-3.5 | 1.1 |

奥海・高橋 (1954 MS)

VIII. 2 亜 炭

本地域内の亜炭は，矢本町鷹ノ池周辺及び河南町広淵周辺に分布する³⁴⁾。いずれも表沢層及び俵庭層中に挟有される。亜炭は古くから家庭用燃料として利用されたほか，第2次世界大戦後の石炭不足の時代には，工業用燃料としても広く採掘供給された。しかし現在は全く利用されていない。ちなみに本地域内の主なる亜炭鉱山からの採掘量は，昭和24-27年にかけては年平均約15,000tである（地質調査所，1960）。

VIII. 3 土木建築材料

本地域内において，利府層の頁岩・追戸層佳景山礫岩部層の礫岩・旭山安山岩部層の安山岩溶岩・三ツ谷層及び番ヶ森山層の砂岩，更に松島層の軽石凝灰岩がそれぞれ土木建築材料として利用されている。

利府層の頁岩は利府町放森南東方で採取されている。碎石としての品質がよく，道路舗装用や骨材用の需要が高く，一部は建材及び港湾捨石としても利用されている（北村，1980a）。追戸層佳景山礫岩部層の礫岩及び旭山安山岩部層の安山岩溶岩は，それぞれ河南町須江及び同町草田などで採取され，いずれも同じく土木用の碎石として利用されている。三ツ谷層及び番ヶ森山層の砂岩はルーズな部分が多いため，容易に採土することができ，特に三ツ谷層にあってはその粗粒相を中心に大規模に採取されている。これらは道路建設に伴う盛土材などに利用されているようである。

松島層の軽石凝灰岩のうち，塊状で固結度の高いものが，古くから石垣・建築土台・かまどなどの石材として利用されてきた。現在では需要が減少しつつあり，鳴瀬町亀岡周辺の数箇所と宮戸島北部の1か所で稼行されているにすぎない。放棄された石切場の跡は各所に残っている。それぞれ産地の名を

³³⁾ 本鉱山の記述は，主として渡辺（1950），奥海・高橋（1954）による。

³⁴⁾ 宮城県に分布する亜炭産地は総称して宮城炭田と呼ばれる。

け、東名石・大東石などと呼ばれていた。岩質は一般に灰白色軟質であるが、現在稼行中の野蒜石と名付けられているものは、緑色を帯び比較的堅固である。石切場の操業の規模はきわめて小さい。なお根古層中の軽石凝灰岩も、鳴瀬町宿浦北方でかつて採取されていた。

VIII. 4 地震による地盤災害など

1978年宮城県沖地震³⁵⁾に際して、本地域においては主に丘陵斜面の崩壊、低地帯の噴砂現象などが発生した。

地学団体研究会仙台支部(1980)によれば、松島町高城及び手樽付近に崖崩れが集中し(第76図)、松島湾の島々では落石が多く起こった。この地域には、主として松島層及び大塚層が分布し、丘陵脚部あるいは島の周囲は急崖となっている。更にこれら両層中に発達する多くの割れ目が、樹根の成長や氷結によって拡幅され、崩壊する状態が随所に見られる。これらが地震動に刺激されて、崩壊が一時に促進されたものと考えられる。

松島湾内の島々では落石が多発したが、地震動によって節理が深部まで緩められた結果、当面しばらくの間、垂直に近い崖や急傾斜地においては、やや活発な崩壊が続くものと考えられる。事実いくつかの島では、シルト岩が分離して不安定なブロックと化し、崩壊寸前の状態にある。観光資源としての松島の美しい島々の破壊は、地元の大きな問題となっている。また鳴瀬町亀岡一帯に分布する放棄された石切場のうちには、天盤が崩壊する恐れのあるものが認められる。大規模な土取場・亜炭坑跡なども、このような点で防災上注意を要するものがある。

沖積平野にあっては、鳴瀬川河口付近・高城川下流付近及び矢本町大曲周辺に、地盤の液状化とそれ



第76図 1978年宮城県沖地震によって発生した崖崩れ(松島町城内南方、撮影地点は第12図に示す)

³⁵⁾ 1978年6月12日17時14分ごろ発生。仙台市東方約100kmの沖合を震央とするM7.4の地震。

に伴う噴砂現象のあったことが報告されている（陶野ほか，1978）．人工的改変地，例えば埋谷部などとともに，土地利用上の注意が必要であろう．

文 献

- 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
鉱，vol. 71, p. 137-146.
- 秋葉文雄（1977） *Denticula kanayae* n. sp. と *Denticula kanayae* Zone の珪藻生層位学的意義．技研所報，
vol. 20. p. 126-142.
- （1979） *Denticula dimorpha* とその類縁種の形態，および新第三系珪藻化石層序区分．技研所
報，vol. 22, p. 148-183.
- 板東祐司（1958） 利府層から *Protrachyceras* の発見とその意義について．地質雑，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. Paleont. 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, nos. 2-4, p. 123-137.
- （1964） The Triassic stratigraphy and ammonite fauna of Japan. *Sci. Rep. Tohoku Univ., 2nd
ser. (Geol.)*, vol. 36, p. 1-137.
- BARRON, J. A. (1980) Lower Miocene to Quaternary diatom biostratigraphy of Leg 57, off northeastern
Japan, Deep Sea Drilling Project. *Initial Rep. D. S. D. P.*, vols. 56-57, part 2, p. 641-685.
- 地学団体研究会仙台支部（1980） 新編仙台の地学．きた出版，仙台，178 p.
- 地質調査所（1960） 宮城炭田．日本鉱産誌，BV - a, p. 295-306.
- 藤田至則（1960） 東北日本におけるグリンタフ地向斜の古地理的・造構史の変遷に関する法則性．地球
科学，nos. 50-51, p. 22-35.
- ・小池 清（1953） 宮城県鹽竈市付近の中新統．地質雑，vol. 59, p. 420-423.
- HANZAWA, S., 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.
- 半沢正四郎・北村 信・野田素子・紺野芳雄（1958） 宮城県北東部地域天然ガス調査報告．東北地方天
然ガス開発利用調査報告，石油技術協会，p. 319-328.
- 長谷弘太郎（1967） 宮城県沖積平野の地質学的研究．東北大地質古生物研究邦文報告，no. 64, p. 1-45.
- HATAI, K. (1941) On some fossils from the Oido Shell-Beds developed in Tōda-gun, Rikuzen Province,
Japan. *Japan. Jour. Geol. Geogr.*, vol. 18, p. 109-118.
- HAYASAKA, S. (1966) Four Triassic Gastropods from the Rifu Formation near Hamada, Shiogama
City, Miyagi Prefecture, Japan. *Sci. Rep. Kogoshima Univ.*, no. 15, p. 25-33.
- 市川浩一郎（1951） 宮城県利府附近の三疊紀層．地調報告，特別号A, p. 23-25.
- 伊木常誠（1900） 仙臺附近の「ブスードモノチス層」．地質雑，vol. 7, p. 109-110.

- 今泉俊文 (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.
- 石井武政・柳沢幸夫・山口昇一 (1981) 宮城県松島湾周辺に分布する中新統の層序と構造について (その1). 地質学会88年大会演旨, p. 102.
- 岩井淳一 (1949) 仙台附近の新生代層. 地球科学, no. 1, p. 23-27.
- 和泉匡剛・加藤 孝 (1979) 松島町. 角川日本地名大辞典, 4, 宮城県, 竹内理三他編, 角川書店, 東京, p. 816-819.
- 神保小虎 (1898) 仙臺附近の*Pseudomonotis*. 地質雑, vol. 5, p. 267.
- 神戸信和 (1959) 20万分の1地質図幅「石巻」. 地質調査所.
- 片田正人・大貫 仁・加藤祐三・蟹沢聡史・小野千恵子・吉井守正 (1971) 北上山地, 白亜紀花崗岩質岩類の帯状区分. 岩鉱, vol. 65, p. 230-245.
- 活断層研究会 (1980) 日本の活断層—分布図と資料. 東大出版会, 東京, 363 p.
- 河上 税・三宅宗義 (1979) 河南町. 角川日本地名大辞典, 4, 宮城県, 竹内理三他編, 角川書店, 東京, p. 842-845.
- 河野義礼・植田良夫 (1965) 本邦産火成岩のK-A dating (II)—北上山地の花崗岩類. 岩鉱, vol. 53, p. 143-154.
- 北村 信 (1958) 日本の新生代の堆積区とその変遷(6)—東北地方の堆積盆地の変遷史. 新生代の研究, no. 26, p. 1-15.
- (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. 東北大地質古生物研究邦文報告, no. 49, p. 1-98.
- (1967) 宮城県の地質. 宮城県20万分の1地質図説明書, 宮城県商工労働部中小企業課, 32 p.
- (1980a) 5万分の1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「松島」, 宮城県, p. 20-28.
- (1980b) 5万分の1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「吉岡」, 宮城県, p. 21-31.
- ・大沢 穠・石田琢二・中川久夫 (1981) 古川地域の地質. 地域地質研究報告(5万分の1図幅), 地質調査所, 32 p.
- KOIZUMI, I. (1972) Marine diatom flora of the Pliocene Tatsunokuchi Formation in Fukushima Prefecture. *Trans. Proc. Palaeont. Soc. Japan, N. S.*, no. 86, p. 340-359.
- ・BARRON, J. A. and HARPER, H. E. (1980) Diatom correlation of Legs 56 and 57 with onshore sequences in Japan. *Initial Rep. D. S. D. P.*, vols. 56-57, part 2, p. 687-693.
- 今田 正・植田良夫 (1980) 東北地方の第三紀火山岩のK-Ar年代. 岩鉱特別号, no. 2, p. 343-346.
- 丸山俊明 (1980) 一関市南部丘陵地域新第三系の層序と微化石. 地質学会87年大会演旨, p. 94.
- (1981) 旗立層中部の珪藻化石層位. 地質学会88年大会演旨, p. 104.
- 増田孝一郎 (1953) 石巻市の地質. 石巻市史, 石巻市, p. 27-46.
- MASUDA, K. (1956) Some fossil Pectinidae from the Oido Formation, Wakuya-machi, Tōda-gun, Miyagi prefecture, Northeast Japan. *Saito Ho-on Kai Mus. Res. Bull.*, no. 25, p. 22-26.

- 増田孝一郎 (1973) 日本新第三系の貝類化石層序. 地質学論集, no. 8, p. 107-120.
- 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.
- 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・須田芳郎・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年春季講演会演旨, p. 78-79.
- 茂庭邦元 (1979) 鹿島台町. 角川日本地名大辞典, 4, 宮城県, 竹内理三他編, 角川書店, 東京, p. 743-745.
- 武藤 章 (1968) 福島県いわき市沖積層の堆積機構に関する研究. 東北大地質古生物研究邦文報告, no. 65, p. 1-90.
- 中田 高・大槻憲四郎・今泉俊文 (1976) 仙台平野西縁・長町—利府線に沿う新期地殻変動. 東北地理, vol. 28, p. 111-120.
- 中川久夫 (1980) 5万分の1地形分類図「松島」及び同説明書. 5万分の1土地分類基本調査「松島」, 宮城県, p. 14-19.
- 中沢圭二 (1963) 宮城県利府より, *Nipponitrigonia*の産出. 地球科学, no. 67, p. 39-40.
- 南部松夫 (1972) 74, 針鉄鉱. 宮城県鉱物誌, 宮城県商工労働部中小企業課, p. 78-79.
- NOMURA, S. (1935) Miocene mollusca from Shiogama, northeast Honsyû, Japan. *Saito Ho-on Kai Mus. Res. Bull.*, no. 6, p. 193-234.
- 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.
- 小笠原憲四郎 (1979) 宮城県仙南地域. 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, 土隆一編, IGCP-114, National Working Group of Japan, p. 44-45.
- 小川健三・瀬谷 清 (1961) 宮城県北部地域重力探査報告. 地質調査所物理探査部 (MS).
 ———— (1962) 宮城県北部地域重力探査報告 (その二), 地質調査所物理探査部 (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, vol. 31, p. 1-14.
- 生出慶司・大沼晃助 (1960) 東北地方を中心とした“グリーン・タフ時代”の火成活動. 地球科学, nos. 50-51, p. 36-55.
- 奥海 靖・高橋兵一 (1954) 宮城県桃生郡矢本町沼鉄鉱床調査報告, 地質調査所資料, no. 725 (MS)
- 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.
- 奥津春生 (1966) 石巻平野の地盤地質. 宮城県企画開発部, 83 p.
- OKUTSU, H. and HASE, K. (1958) On the geology and geothermal temperature appeared at the test boring of Matsushima Hot-spring Health Center. *Saito Ho-on Kai Mus. Res. Bull.*, no. 27, p. 52-

- 大森昌衛 (1954) 東北日本の第三系の構造帯について. 地球科学, no. 18, p. 16-23.
- 小貫義男・板東祐司 (1959) 下部および中部三畳系稲井層群について. 東北大地質古生物研究邦文報告, no. 50, p. 37-40.
- SHIBATA, K. and MILLER, J. A. (1962) Potassium-argon ages of granitic rocks from the Kitakami Highlands. *Bull. Geol. Surv. Japan*, vol. 13, p. 67-69.
- 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. 東北大地質古生物研究邦文報告, 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.
- SHIKAMA, T. (1966) Postcranial skeletons of Japanese Desmostylia. *Paleont. Soc. Japan, Spec. paper*, no. 12, p. 161-173.
- 鹿間時夫・村田正文 (1976) 宮城県利府の中部三畳紀層産魚類化石 (日本脊椎動物化石資料—3). 地質雑, vol. 82, p. 69-71.
- 島倉己三郎・土田定次郎 (1939) 北上川流域の新生代層, 特に夾亜炭層の基底に就いて. 東北帝大地質古生物研究邦文報告, no. 32, p. 1-37.
- SHIMAKURA, M. and HATAI, K. M. (1939) On a fossil species of *Lingula* from Hirobuti-mura, Miyagi-ken. *Jour. Geol. Soc. Japan*, vol. 46, p. 63-67.
- SHIMIZU, S. (1930) Two new species of Ladinic ammonites from the *Daonella* Beds of Rifu province of Rikuzen. *Sci. Rep. Tohoku Imp. Univ. 2nd ser. (Geol.)*, vol. 14, p. 75-77.
- STRECKEISEN, A. L. (1967) Classification and nomenclature of igneous rocks. *N. Jb. Miner. Abh.*, vol. 107, p. 144-214.
- 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図幅), 地質調査所, 26 p.
- 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.
- 田山利三郎 (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.
- 陶野郁雄・吉見吉昭・時松孝次・桑原文夫 (1978) 1978年6月12日の宮城県沖地震における地盤災害—主として液状化現象について. 第15回自然災害科学総合シンポジウム講演論文集, p. 317-320.
- 渡辺万次郎 (1950) 宮城県の地下資源. 宮城県商工部, p. 53.
- 矢部長克 (1918) 日本三畳紀層の地質時代. 地質雑, vol. 25, p. 385-389.
- YABE, H. (1950) Three alleged occurrences of *Stegolophodon latidens* (CLIFT) in Japan. *Proc. Japan Acad.*, vol. 26, p. 61-65.
- and SHIMIZU, S. (1927a) *Daonella* Beds of Rifu, near Sendai. *Proc. Imp. Acad.*, vol. 3, p. 361-363.
- and —— (1927b) The Triassic fauna of Rifu near Sendai. *Sci. Rep. Tohoku Imp. Univ.*,

2nd ser. (*Geol.*), vol. 11, p. 101-136.

——— and ——— (1933) Triassic deposits of Japan. *Jap. Jour. Geol. Geogr.*, vol. 10, p. 87-98.

八島隆一 (1979) 東北表日本における中新世の火山作用—北上川低地帯に分布する火山岩類. 地質学論集, no. 16, p. 183-194.

———・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.

参 考 文 献

東北 (帝国) 大学理学部地質学古生物学教室の手記論文のうち, 下記の卒業論文・進級論文及び聴講生論文を参照した.

長谷弘太郎 (1949) 松島湾宮戸島の地質. 進論.

菊田恵美子 (1973) 宮城県桃生郡鳴瀬町野びる北西部の地質. 卒論.

喜多河庸二 (1942) 宮城県広瀬地塊並三本木地塊の地質に就いて. 卒論.

尾崎 博 (1932) 仙臺近傍新生代地史. 卒論.

佐藤俊典 (1950) 宮城県宮城郡浦戸村諸島の地質について. 進論.

志賀正臣 (1937) 宮城県鹽竈町利府村付近の地質. 卒論.

庄司力偉 (1945) 宮城県塩釜富谷三本木地塊の地形地質に就いて. 卒論.

菅原啓子 (1972) 宮城県松島町北西地域の地質および構造. 聴講生論文.

武田 実 (1949) 宮城県広瀬松島及東部三本木地塊の地形及地質に就て. 卒論.

滝口仰士 (1975) 宮城県志田郡鹿島台町付近の地質. 卒論.

安井和夫 (1962) 宮城県塩釜・松島及び富谷東方地区の地質. 卒論.

付表第1表 松島図幅地域新第三系産出珪藻化石表 (同定: 秋葉文雄)

| Diatoms | Diatom Zone | | D. k. | | | | T. h. | | D. p. | | D. n. | | D. l. | | A. i. | |
|---|-------------|---|-------|------|------|-------|-------|-----|-------|-----|-------|-----|-------|---|-------|--|
| | Formations | | 俵庭層 | 竜の口層 | 大松沢層 | 番ヶ森山層 | 鹿島台層 | 幡谷層 | 三ツ谷層 | 大塚層 | 松島層 | 網尻層 | | | | |
| <i>Actinocyclus ehrenbergii</i> RALFS & var. | * | * | * | * | | | | | | * | | | * | * | | |
| <i>A. ellipticus</i> GRUN | | | * | * | | | | | * | | | | | | | |
| <i>A. ingens</i> RATT. | * | | * | | | | ◎ | ○ | ◎ | ◎ | ◎ | ○ | ○ | * | | |
| <i>A. ingens</i> var. <i>nodes</i> BALDOLF | | | | | | | * | | * | * | * | * | * | * | * | |
| <i>Actinoptychus undulatus</i> (BALL.) RALFS | ○ | ◎ | ○ | | | | * | * | * | * | * | * | * | * | * | |
| <i>A. splendens</i> (SHAD.) RALFS | * | * | | | | | | | | | | | | | | |
| <i>Amphora</i> spp. | * | | * | * | | | * | | | | | | | | | |
| <i>Anaulus</i> sp. | | | * | * | | | | | | | | | | | | |
| <i>Auliscus</i> spp. | * | | | | | | | | | | | | | | | |
| <i>Bacillaria paradoxa</i> GMELIN | * | * | * | | | | | | | | | | | | | |
| <i>Biddulphia aurita</i> (LYNG.) BREB. & GOD. | * | | * | | | | | | * | * | | | * | | | |
| <i>B. calamus</i> TEMP. & BRUN | | | | | | | | | * | | | | | | | |
| <i>B. tuomyi</i> (BAIL.) ROP. | | | | | | | | | | | | | * | | | |
| <i>B.?</i> sp. A | * | ○ | * | | | | | | | | | | | | | |
| <i>Cocconeis californica</i> (GRUN.) GRUN. | | | * | | | | | * | | | | | * | * | | |
| <i>C. costata</i> GREG. | | | * | * | | | | * | | * | * | * | * | * | * | |
| <i>C. scutellum</i> EHR. | ◎ | * | * | * | | | | * | | * | | | * | * | * | |
| <i>C. vitrea</i> BRUN | | | * | | | | | * | * | | | | * | * | * | |
| <i>C.</i> spp. | | | * | * | | | | * | * | * | * | * | * | * | * | |
| <i>Coccinodiscus endoi</i> KANAYA | | | | | | | * | * | * | * | * | * | * | * | * | |
| <i>C. lewsianus</i> GREV. | | | | | | | | | | * | * | * | * | * | * | |
| <i>C. marginatus</i> EHR. | * | | * | | | | * | * | * | * | * | * | * | * | * | |
| <i>C. nitidus</i> GREG. | | | * | | | | | | | | | | | | | |
| <i>C. oculus-iridis</i> EHR. | | | * | | | | | | | | | | | | | |
| <i>C. symbolophorus</i> GRUN. | | | * | | | | | * | * | * | * | * | * | * | * | |
| <i>C. temperei</i> BRUN | * | ○ | * | | | | | | | | | | | | | |
| <i>C. vetutissimus</i> PANT | | | * | | | | | | | | | | | | | |
| <i>C.</i> cfr. & aff. <i>yabei</i> | | | * | | | | * | * | * | * | | | | | | |
| <i>C.</i> aff. <i>nodulifer</i> | | | | | | | | | | | | | * | * | * | |
| <i>C.</i> sp. A | | | | | | | | | | | | | * | * | * | |
| <i>C.</i> spp. | * | * | * | | | | * | * | * | * | * | * | * | * | * | |
| <i>Craspedodiscus rhombicus</i> GRUN. | | | | | | | | | | | | | * | | | |
| <i>Cymatogonia amblyoceras</i> (EHR.) HANNA | | | | | | | | | | | | | * | | | |
| <i>Cyclotella striata</i> (KÜTZ) GRUN. | ○ | * | | | | | | | | | | | | | | |
| <i>Cymatosira debyi</i> TEMP. & BRUN | | | | | | | * | | | | | * | | | | |
| <i>C.</i> aff. <i>lorentziana</i> | | | | | | | | | | | | * | * | * | | |
| <i>Delphineis surirella</i> (EHR.) ANDREWS | | * | * | * | | | | | | | | | | | | |
| <i>Denticulopsis dimorpha</i> (SCHRADER) SIMONSEN | | | * | | | | | | | | | | | | | |

凡例 * rare, ○ common, ○ frequent, ◎ abundant, ◎ very abundant

Diatom Zone D. k. ... *Denticulopsis kamtschatica*, T. h. ... *Thalassionema hirosakiensis* s. l., D. p. ... *Denticulopsis praedimorpha*
D. n. ... *Denticulopsis nicobarica*, D. l. ... *Denticulopsis lauta*, A. i. ... *Actinocyclus ingens*

| Diatoms | Diatom Zone | | D. k. | | T. h. | | D. p. | | D. n. | | D. l. | | A. i. | |
|---|-------------|---|-------|------|-------|-------|-------|-----|-------|-----|-------|-----|-------|---|
| | Formations | | 俵庭層 | 竜の口層 | 大松沢層 | 番ヶ森山層 | 鹿島台層 | 幡谷層 | 三ツ谷層 | 大塚層 | 松島層 | 網尻層 | | |
| <i>D. hustedtii</i> (SIMONSEN & KANAYA) SIMONSEN | | | | ○ | * | ○ | ◎ | ◎ | ◎ | | | | | |
| <i>D. hyalina</i> (SCHRADER) SIMONSEN | | | | | * | | | * | * | | | | | |
| <i>D. kamtschatica</i> (ZABELINA) SIMONSEN | ○ | * | | | * | | | * | * | ◎ | | | | |
| <i>D. lauta</i> (BAIL.) SIMONSEN | | | | | * | | | * | * | | | | | |
| <i>D. sp. A</i> (cf. <i>lauta</i> by BARRON) | | | | | | | | | * | ◎ | | ○ | | |
| <i>D. nicobarica</i> (GRUN.) SIMONSEN | | | | | | | | * | ○ | ○ | * | | | |
| <i>D. norwegica</i> (SCHRADER) SIMONSEN | | | | | | | | * | | | | | * | |
| <i>D. praedimorpha</i> (AKIBA) BARRON | | | | | | | | * | | | | | | |
| <i>D. aff. lauta</i> | | | | | * | | | * | * | | | | | |
| <i>Diploneis</i> spp. | ○ | | | * | * | * | * | * | * | * | * | * | * | * |
| <i>Endictya oceanica</i> EHR. | | | | | | | | * | | | | | | |
| <i>Glyphodesmis</i> sp. | | | | | | | | | | * | | | | |
| <i>Goniothecium rogersii</i> EHR. | | | | * | * | * | * | * | * | * | * | * | * | * |
| <i>Grammatophora</i> spp. | * | * | * | * | * | * | * | * | * | * | * | * | * | * |
| <i>Hemiaulus bipons</i> (EHR.) GRUN. | | | | | * | * | * | * | * | * | * | * | * | * |
| <i>H. aff. polymorphus</i> | | | | | * | * | * | * | * | * | * | * | * | * |
| <i>Hemidiscus cuneiformis</i> WALL. | | | | | * | | | | | | | | | |
| <i>Hyalodiscus ukaiensis</i> ICHIKAWA | | | | | * | | | | | * | * | * | * | * |
| <i>H. spp.</i> | | | | | * | | | * | * | | | | | |
| <i>Ikebea</i> spp. (= <i>Goniothecium tenue</i> BRUN) | | | | | * | * | * | ○ | ○ | * | * | * | * | * |
| <i>Kisseleviella carina</i> SHESH. | | | | | * | | | * | | ○ | ○ | ○ | * | * |
| <i>Liradiscus bipolaris</i> LOHMAN | | | | | * | | | * | | * | * | * | * | * |
| <i>Medialia splendida</i> SHESH. | | | | | * | * | * | * | * | * | * | * | * | * |
| <i>Melosira sol</i> (EHR.) KÜTZ. | | ○ | * | | * | * | * | * | * | * | * | * | * | * |
| <i>M. sulcata</i> (EHR.) KÜTZ. | ○ | * | ○ | * | * | * | * | ○ | * | * | * | * | * | * |
| <i>Navicula</i> spp. (marine) | * | * | * | * | * | * | * | * | * | * | * | * | * | * |
| <i>Nitzschia challengerii</i> SCHRADER | | | | | | | | * | * | * | * | * | * | * |
| <i>N. fossilis</i> | | | * | * | * | * | * | * | * | * | * | * | * | * |
| <i>N. pliocena</i> (BRUN) KANAYA | | | | * | * | * | * | * | * | * | * | * | * | * |
| <i>N. sp. 1</i> | | | | * | * | * | * | * | * | * | * | * | * | * |
| <i>N. sp. 2</i> | | | | * | * | * | * | * | * | * | * | * | * | * |
| <i>N. sp. 3</i> | | | | * | * | * | * | * | * | * | * | * | * | * |
| <i>N. sp. 4</i> | | | ○ | | | | | | | | | | | |
| <i>N. cf. fossilis</i> | | * | | | | | | | | | | | | |
| <i>N. punctata</i> (W. S.) GRUN. | ◎ | | | | | | | | | | | | | |
| <i>N. spp.</i> | | | | | | | | | | | * | | | |
| <i>Opephora martyi</i> HÉRIB. | ◎ | | | | | | | | | | | | | |
| <i>Plagiogramma staurophorum</i> (GREG.) HEIB. | | * | * | * | * | * | * | * | * | * | * | * | * | * |
| <i>Pseudodimerogramma elegans</i> SCHRADER | | | | | | | | * | * | * | * | * | * | * |
| <i>Pseudopodosira elegans</i> SHESH. | | | * | * | * | * | * | * | * | * | * | * | * | * |
| <i>P. aff. hyalina</i> | | | * | * | * | * | * | * | * | * | * | * | * | * |
| <i>Pterotheca subulata</i> GRUN. | | | * | * | * | * | * | * | * | * | * | * | * | * |

| Diatoms | Diatom Zone | | T. h. | | D. p. | D. n. | | D. l. | A. i. | |
|--|-------------|---|-------|-------|-------|-------|------|-------|-------|-----|
| | Formations | | 大松沢層 | 番ヶ森山層 | 鹿島台層 | 幡谷層 | 三ツ谷層 | 大塚層 | 松島層 | 網尻層 |
| <i>Raphidodiscus marylandicus</i> CHRIST. | | | | | | | | * | * | * |
| <i>Rhabdonema japonicum</i> TEMP. & BRUN | | | | | | * | | * | | * |
| <i>Rhaphoneis elegans</i> (PANT.) HANNA | | | | | | | | | * | * |
| <i>R. miocenica</i> SCHRADER | | | | * | | | * | * | * | * |
| <i>R. spp.</i> | ○ | * | * | | * | * | * | * | * | * |
| <i>Rhizosolenia alata</i> BRIGHTW. | | | * | | * | * | | * | * | |
| <i>R. barboi</i> (BRUN) TEMP. & PERAG. | | | * | | | | | | | |
| <i>R. miocenica</i> SCHRADER | | | | | * | * | * | * | | |
| <i>R. styliformis</i> BRIGHTW. | * | * | * | | * | * | * | * | * | * |
| <i>R. sp.</i> (aff. <i>praebarboi</i>) | | | | | | | | * | * | * |
| <i>R. spp.</i> | * | * | * | | * | * | * | * | * | * |
| <i>Rossiella praepaleacea</i> (SCHRADER) GERSONDE | | | * | | | | * | * | | |
| <i>R. tatsunokuchiensis</i> (KOIZUMI) GERSONDE | | ○ | * | | | | | | | |
| <i>Rouxia californica</i> PERAG. | | | * | | * | * | * | | | |
| <i>R. naviculoides</i> SCHRADER | | | | | | | | * | * | * |
| <i>R. peragalli</i> BRUN & HERIB. | | | * | | | * | | | | |
| <i>Stephanodiscus?</i> sp. | | | * | | | | | | | |
| <i>Stephanogonia hanzawae</i> KANAYA | | | | | * | * | * | * | | |
| <i>S. aff. hanzawae</i> | | | | | | | | * | * | * |
| <i>Stephanopyxis</i> spp. | ○ | * | * | | * | ○ | ○ | ○ | * | * |
| <i>Stictodiscus californicus</i> GREV. | | | * | | * | | | | | * |
| <i>S. kittonianus</i> GREV. | | | * | | * | * | * | * | | |
| <i>Synedra camtschatica</i> GRUN. | | | | | * | | | | | |
| <i>S. jouseana</i> SHESH. | | | | | * | | * | ○ | * | * |
| <i>S. cfr. jouseana</i> | | | * | | | | | | | * |
| <i>S. miocenica</i> SCHRADER | | | * | | * | * | * | * | * | * |
| <i>Thalassionema hirosakiensis</i> (KANAYA) SCHRADER s. str. | | | * | | * | | * | * | * | * |
| <i>T. hirosakiensis</i> (KANAYA) SCHRADER s. l. | | | * | | | | | | | |
| <i>T. nitzschioides</i> GRUN. | ◎ | ◎ | ◎ | ◎ | ◎ | ◎ | ◎ | ◎ | ◎ | ◎ |
| <i>T. aff. nitzschioides</i> | | | | | | | | * | * | * |
| <i>Thalassiosira antiqua</i> (GRUN.) CL. | | ○ | | | | | | | | |
| <i>T. borealis</i> KOIZUMI | | | * | | | | | | | |
| <i>T. leptopus</i> (GRUN.) HASLE | | | * | | | * | * | | * | |
| <i>T. lineata</i> JOUSÉ | | * | | | | | | | | |
| <i>T. manifesta</i> SHESH. | | | * | | * | | | | | |
| <i>T. nidulus</i> (TEMP. & BRUN) JOUSÉ s. str. | | | * | | | | | | | |
| <i>T. spp.</i> | ○ | ○ | * | | * | * | * | | | |
| <i>Thalassiothrix longissima</i> CL. & GRUN. | * | * | * | | * | * | * | | | |
| <i>Triceratium condecorum</i> BRIGHTW. | | | | | * | | * | * | * | |
| <i>Trochosira spinosa</i> KITT. | | | | | | * | * | * | * | ○ |
| <i>Zygoceros quadricornis</i> GRUN. | | | | | | | * | * | | |

| Diatoms | Diatom Zone | D. k. | | T. h. | | D. p. | D. n. | | D. l. | A. i. | |
|--|-------------|-------|------|-------|-------|-------|-------|------|-------|-------|-----|
| | Formations | 俵庭層 | 竜の口層 | 大松沢層 | 番ヶ森山層 | 鹿島台層 | 幡谷層 | 三ツ谷層 | 大塚層 | 松島層 | 網尻層 |
| <i>Aulacosira granulata</i> complex | | * | * | * | ○ | | | | * | * | * |
| <i>Cyclotella kützingiana</i> THW. | | * | * | | | | | | | | |
| <i>C. meneghiniana</i> Kürz. | | | * | | | | | | | | |
| <i>Cymbella</i> spp. | | * | | | | | | | | | |
| <i>Epithemia</i> spp. | | * | | | | | | | | | |
| <i>Eunotia</i> sp. | | | * | | * | | | | | | |
| <i>Hantzschia amphioxys</i> (EHR.) GRUN. | | | | * | | | | | | | |
| <i>Navicula</i> spp. (non-marine) | | * | | | | | | | | | |
| <i>Pinnularia</i> sp. | | * | | | | | | | | | |
| <i>Rhopalodia</i> spp. | | * | | | | | | | | | |

QUADRANGLE SERIES

SCALE 1 : 50,000

Akita (6) No. 89

GEOLOGY

OF THE

MATSUSHIMA DISTRICT

By

Takemasa ISHII, Yukio YANAGISAWA
Shōichi YAMAGUCHI, Akira SANGAWA and Kyūya MATSUNO

(Written in 1981)

(Abstract)

The Matsushima sheet map covers the area from lat. $38^{\circ}20'$ to $38^{\circ}30'$ N. and from long. $141^{\circ}0'$ to $141^{\circ}15'$ E. and includes Matsushima and Ishinomaki Bays in the southern part of the district. The coastline of Ishinomaki Bay is gently concave and that of Matsushima Bay is diversified contrastively. The latter which is dotted with more than 200 islets of various sizes, providing wonderful scenic beauty decorated with evergreen pine trees (called "matsu" in Japanese), offers one of the Japan's "Scenic Trio" named "Matsushima".

The land area with low hills and fluvial plains is geographically situated in the southeastern part of the Sendai Plain between the Kitakami Mountains and the Ōu Mountain Range. The hills are characterized by the accordant summit level ranging in altitude from 50 to 90 meters. Among them, Bangamori-yama of 210.6 meters and Asahi-yama of 173.8 meters in of anticlines, which are presumed to be active folds, and they are composed of Miocene sandstone and andesite lava respectively.

Terraces recognized on the margin of the hills are divided into the lower and middle terraces based upon their surface altitude. It is inferred that they had been formed from middle to late Pleistocene time.

The flat fluviatile plains surrounding the hills are classified into two different types of plain, such as flood plain and coastal one. The flood plain, less than 7 meters in altitude, extends along the Naruse and Yoshida Rivers and is characterized by natural levee and back marsh. The coastal plain covers the area facing Ishinomaki Bay, eastern part of the mapped district. In this plain, several rows of beach ridges are developed roughly parallel to the shoreline.

From the view point of human geography, it is concluded that almost all of towns and villages in these plains are generally situated on the natural levees and the beach ridges. On the other hand, back marshes are cultivated as puddy fields. One of the special features in the mapped district is that artificial changes of land-use have been highly developed. Particularly large reclaimed lands are conspicuous, most of which have been drained during these several decades for the production of rice crop.

GEOLOGY

The mapped district is underlain by Tertiary and Quaternary sediments and their bed

Table I

| Geologic Age | Geologic System | | Remarks |
|----------------|---|---|---|
| Holocene | Alluvium and talus deposits | | |
| Pleistocene | Fluvial terrace deposits
Embana F. | | |
| Pliocene | Tawaraniwa F.
Omotezawa F.
Tatsunokuchi F.
Kameoka F. Hanaremore F. | | Transgression
Transgression
Upheaval |
| Miocene | Shida Group | Omatsuzawa F.
Bangamoriyama F. { Upper m.
Lower m.
Kashimadai F.
Hataya F. { Main part
Shirasakayama Tuff M.
Nemari Tuffaceous
Sandstone M.
Mitsuya F. { Upper m.
Lower m.
Neko F. | Regional
Upheaval
Acidic
Volcanism |
| | Matsushimawan Group | Ōtsuka F. { Sandstone siltstone m.
Diatomaceous
siltstone m.
Tuffaceous sandstone
sandy siltstone m.
Siltstone m.
Matsushima F. { Upper pumice tuff m.
Siltstone m.
Tuff breccia m.
Middle pumice tuff m.
Lower pumice tuff m.
Ajiri F.
Sauramachi F. { Oido Tuffaceous
Sandstone M.
Shiogama F. { Oido F. { Asahiya
Andesite M.
Kakeyama
Conglomerate M | Folding and
Upheaval
Acidic to
Intermediate
Volcanism
Transgression
Intermediate
Volcanism |
| Cretaceous (?) | Rifu Granitic Rocks | | |
| Triassic | Rifu F. | | |

F. ; Formation M. ; Member ~~~~~ ; Unconformity

rocks. The geological succession with some remarks is summarized in Table 1.

PRE-TERTIARY

The bed rocks of pre-Tertiary age which crop out in a small area of the southwestern district, are the Triassic Rifu Formation and the Rihu Granitic Rocks. The granitic rocks are regarded as the intrusion into the Rifu Formation during Cretaceous time.

The Rifu Formation unconformably overlain by the Tertiary sediments is made up mainly of shale and contains some intercalated thin layers of fine-grained sandstone. The molluscan fauna reported by several authors comprises some remarkable Ammonoidea and Pelecypoda which indicate that the formation is of Anisian to Ladinian age.

The Rifu Granitic Rocks is distributed in a very small mass and is composed of hornblende and plagioclase, with subordinate amounts of quartz, potassium feldspar and clinopyroxene.

TERTIARY

The Tertiary sediments are composed of the Miocene and Pliocene strata and underlie most of the hills. The Miocene strata, excluding the Oido Formation which is isolated in a narrow area of the northeastern district, are divided into two groups from the distinct difference of lithology and geologic structure, that is, the Matsushimawan and Shida Groups. The Pliocene strata probably correspond to the Sendai Group in the type area about 20 kilometers southwest of Matsushima Town.

Matsushimawan Group

The Matsushimawan Group overlies unconformably the bed rocks and is exposed in the region around Matsushima Bay, southern half of the mapped district.

This group, from the base upward, consists of non-altered intermediate volcanic rocks and their pyroclastics (the Shiogama and Sauramachi Formations), alternating beds of tuff, tuffaceous sandstone and siltstone (the Ajiri Formation), acidic pyroclastic flow deposits (the Matsushima Formation) and alternating beds of siltstone and sandstone intercalated with tuffaceous sandstone (the Ōtsuka Formation). The sediments from the Shiogama Formation to the lower part of the Ajiri Formation accumulated on land or in shallow waters.

The Shiogama Formation unconformably rests on the Rifu Formation with a basal breccia and is composed mostly of andesitic tuff breccia and volcanic breccia, and occasionally contains some intercalated pumice tuff and tuffaceous sandstone. The basal breccia contains large boulders of sandstone, shale, granitic rock and porphyrite derived from the pre-Tertiary bed rocks.

The Sauramachi Formation consists mainly of tuffaceous sandstone and volcanic conglomerate with some intercalations of tuff breccia and tuffaceous siltstone. The lithology of the formation changes irregularly both laterally and vertically.

The Ajiri Formation consists of alternating beds of tuff and tuffaceous sandstone with conglomerate in the lower part and of alternating beds of tuffaceous siltstone and fine-grained sandstone in the upper part. To the south the formation becomes both thicker and finer grained. The formation is famous for its containment of abundant fossil shells and plants.

The characteristic Miocene mammal *Desmostylus hesperus japonicus* TOKUNAGA and IWASAKI is obtained from this formation (SHIKAMA, 1966).

OKUTSU (1955) reported that the flora from the Sauramachi and Ajiri Formations is represented by warm climate species, such as *Comptoniophyllum naumanni* NATHORST, *Liquidamber formosana* HANCE and *Ficus tiliaefolia* HEER. HANZAWA *et al.* (1953) described that the Ajiri Formation yields abundant marine fossil shells, such as *Siratoria siratoriensis* (OTUKA), *Turritella shataii* NOMURA, *Vicarya yokoyamai* TAKEYAMA, *Batillaria tateiwai* MAKIYAMA, etc. These are predominant species of early Miocene age in Japan.

The Matsushima Formation is typified by a large quantity of pyroclastic flow deposits. The formation is divided lithologically into five members, that is, the lower pumice tuff, middle pumice tuff, tuff breccia, siltstone and upper pumice tuff members in ascending order.

The lower pumice tuff member is made up mainly of pumice tuff with andesite fragments. This member differs from the other members in containing much hornblende in pumice and matrix. The middle pumice tuff member is made up of pumice tuff with various shaped siltstone clasts which reach a maximum diameter of 1 meter. The tuff breccia member is essentially pumice tuff, but contains plenty of angular rock fragments of glassy andesite, rhyolite and siltstone from pebble to boulder size. This feature distinguishes the tuff member from the other. Within the Matsushima Formation, the siltstone member represents the only horizon which is dominated by siltstone. The upper pumice tuff member consists of pumice tuff layers with occasional intercalations of tuffaceous sandstone and tuffaceous siltstone.

The Ōtsuka Formation is represented mainly by thick marine siltstone intercalated with tuffaceous sandstone. The formation is lithologically divided into four members, namely, the siltstone, tuffaceous sandstone sandy siltstone, diatomaceous siltstone and siltstone sandstone members in ascending order.

The siltstone member is made up of thick-bedded to massive siltstone which is associated with tuffaceous sandstone and submarine eruptions of dacite in a middle stage of the accumulation. The tuffaceous sandstone sandy siltstone member is composed chiefly of medium- to coarse-grained tuffaceous sandstone and sandy siltstone, both of which characteristically contains numerous pumice fragments of one or two millimeters in diameter. The tuffaceous sandstone exhibits cross-bedding and sandy siltstone is marked by undulate bedding. The diatomaceous siltstone member is made up of flaky siltstone containing abundant marine diatoms. The siltstone sandstone member consists of alternating beds of siltstone and sandstone. The member coarsens upward in general, indicating gradual shallowing of the sedimentary environment.

Oido Formation

The Oido Formation unconformably covered with the Shida Group crops out in the north-eastern district. The formation consists of conglomerate, non-altered intermediate volcanic rocks and their pyroclastics, which is respectively named the Kakeyama Conglomerate, Asahiyama Andesite and Oido Tuffaceous Sandstone Members. From the lithologic features, the formation probably corresponds to the lower part of the Matsushimawan Group. It is assumed that these strata were deposited under non-marine conditions, as a whole.

The Kakeyama Conglomerate Member is a basal conglomerate composed of cobbles and boulders of shale, sandstone, granitic rock and chert derived from the pre-Tertiary rocks. The Asahiyama Andesite Member is augite hypersthene andesite lava extruded after the accumulation of the Kakeyama Conglomerate Member. The Oido Tuffaceous Sandstone Member is made up chiefly of tuffaceous sandstone with andesite breccia and occasionally contains some sandy siltstone and pumice tuff. It has been pointed out by TAKAHASHI and MATSUNO (1969) that the Oido Tuffaceous Sandstone Member and the correlatives of the Asahiyama Andesite Member are in interrelation of interfingering each other.

Shida Group

The Shida Group exposed in the hills along the Naruse and Yoshida Rivers, northern half of the mapped district, has an unconformable relationship with the bed rocks, the Matsushimawan Group and the Oido Formation.

This group is made up chiefly of a thick sequence of neritic psammyte with frequent intercalations of tuff layers and can be divided into the lower and upper parts based on the conspicuous unconformity at the middle horizon. The lower part, from the base upward, consists of tuffaceous sandstone (the Neko Formation), poorly tuffaceous and remarkably cross-bedded sandstone (the Mitsuya Formation), tuffaceous sandstone with thick tuff layer (the Hataya Formation) and poorly tuffaceous sandstone (the Kashimadai Formation). The upper part consists of cross-bedded coarse-grained sandstone (the Bangamoriyama Formation) and fine-grained sandstone intercalated with many tuff layers (the Ōmatsuzawa Formation) in ascending order.

The Neko Formation lies unconformably on the Ōtsuka Formation with a thin pebble breccia. The formation is mainly tuffaceous sandstone and contains intercalated pumice tuff in western exposures. The tuffaceous sandstone is black, fine- to coarse-grained and thick-bedded to massive, and occasional cross-bedded.

The Mitsuya Formation, which is representative of the lower part of the Shida Group, unconformably rests on different stratigraphic horizons of the Neko Formation and of the Matsushimawan Group. The formation is made up mainly of fine- to coarse-grained cross-bedded sandstone and is divided into three members, that is, the lower, upper and Nemari Tuffaceous Sandstone Member. The three members are further subdivided from grain size differences into two types of sedimentary facies, namely, the fine-grained and coarse-grained facies. In addition to that, the conglomerate facies is recognized at the base of the upper member.

The lower member is composed of fine-grained sandstone (the fine-grained facies) and medium- to coarse-grained cross-bedded sandstone (the coarse-grained facies). The upper member, from the base upward, consists of pebble to cobble breccia of shale and siltstone (the conglomerate facies), medium- to coarse-grained cross-bedded sandstone (the coarse-grained facies) and alternating beds of fine-grained sandstone and silty very fine-grained sandstone with many fine-grained tuff layers (the fine-grained facies). The Nemari Tuffaceous Sandstone Member is made up largely of fine- to coarse-grained tuffaceous sandstone (the coarse-grained facies) and contains flaky siltstone (the fine-grained facies) in the uppermost part. This member is in interfingering relationship with the upper member.

The Hataya Formation consists of thick-bedded pumice tuff in the lower part and

alternating beds of tuffaceous sandstone and tuff in the upper part. The lower part is named the Shirasakayama Tuff Member. The upper part is lithologically subdivided into the slump bed, tuff and tuffaceous sandstone facies in ascending order. The formation, as a whole, overlaps the underlying Mitsuya Formation and rests directly upon the Matsushimawan Group and the bed rocks.

The Shirasakayama Tuff Member is a large quantity of pumice-flow deposits, about 130 meters in maximum thickness, which is presumed to have been formed from only one eruption. The member consists of breccia and tuffaceous sandstone in the basal part grading upward into pumice tuff in the main part and into uppermost fine-grained tuff.

The Kashimadai Formation is made up mainly of fine- to very fine-grained sandstone and contains many tuff layers. The formation contains abundant trace fossils.

The Bangamoriyama Formation unconformably overlies the lower part of the Shida Group. The formation is mainly medium-grained sandstone and contains coarse- to very coarse-grained tuffaceous sandstone in the lower part in southwestern outcrops. From this lithologic feature, the formation is divided into the lower and upper members.

The lower member is black, loose and cross-bedded sandstone, which contains numerous pumice fragments. The upper member is well-sorted sandstone and becomes both thicker and coarser grained to the southwest.

The Omatsuzawa Formation is alternating beds of thick-bedded very fine- to fine-grained sandstone and tuff layers. The tuff layers are widely traceable as key beds. The formation yields plenty of marine sublittoral or benthic diatoms, furthermore contains non-marine diatoms. This paleontological evidence indicates that the sedimentary environment of the formation had become remarkably shallow.

Pliocene Strata (the Correlatives to the Sendai Group)

The Pliocene strata rest unconformably upon the underlying formations and crop out in a few hills. Rock facies of the strata represent two times of replacement from transgression to regression. The first transgressional facies is represented by a cycle which grades from the basal conglomerate (the Kameoka Formation) upward into marine siltstone (the Tawaraniwa Formation). The second is composed of terrestrial alternating beds of siltstone and sandstone (the Omotezawa Formation) and marine sandstone intercalated with siltstone (the Tawaraniwa Formation). Among the Pliocene strata, sandstone (the Hanaremore Formation) whose distribution is localized in the southwestern district is probably equivalent to the Kameoka and Tatsunokuchi Formation.

The Kameoka Formation is made up mainly of pebble to cobble conglomerate with some intercalations of thin sandstone and siltstone. The formation is regarded as basal facies of the Pliocene strata in the mapped district.

The Tatsunokuchi Formation consists of dark bluish siltstone and sandy siltstone, which contains abundant marine shells. The Formation is representative of marine sediments of Pliocene age in the Pacific side of Northeast Honshū, Japan. The molluscan assemblage obtained from the formation is called "the Tatsunokuchi Fauna".

The Hanaremore Formation unconformably overlies the Hataya Formation and the bed rocks with thin basal conglomerate. The formation is made up largely of fine- to medium-grained sandstone and contains scattered rock fragments.

The Omotezawa Formation which is unconformable to the Tatsunokuchi Formation consists of alternating beds of siltstone and sandstone and contains interbedded tuff layers and lignite seams.

The Tawaraniwa Formation lies on the Omotezawa Formation except direct unconformable relation to the Oido Formation in the northeastern district. This formation is made up mainly of marine sandstone which grades upward into alternating beds of siltstone and sandstone with minable lignite seams. The striking feature is that well-rounded conglomerate of andesite cobbles exists at places where the formation rests directly on the Oido Formation. The conglomerate, about 10 meters in thickness, is imagined to have been deposited in a rocky coast at that time.

QUATERNARY

The Quaternary sediments are the Embana Formation, the fluvial terrace deposits and the Alluvium.

The Embana Formation is made up mainly of cobble-sized gravels and contains cross-bedded sands and silts. The geologic age of the formation has not been confirmed by fossil evidence yet. The formation is distributed in association with the middle terrace. Therefore the formation is assigned tentatively to be middle Pleistocene in age.

The fluvial terrace deposits which form the lower terrace are exposed in comparatively small portions along rivers. The deposits consists chiefly of various kinds of pebbles and cobbles, and contains some cross-bedded loose sands.

The Alluvium is made up mainly of the sediments deposited during the rise of the sea level posterior to the Würm Glacial Age. The sediments which form the fluvial plains in the mapped district are weakly consolidated. It is clarified that the sediments are, from the base upward, composed of gravels, marine sands and clays and fluvial sands and clays on the basis of some borehole data.

In addition, the talus deposits are recognized at the foot of Asahi-yama which has relatively steep slopes.

GEOLOGIC STRUCTURE

Two different trends of the basement structure, which have controlled the complicated geologic structure of the Tertiary formations, are distinguished in the mapped district. These two trends can be traced steadily in coincidence with those of the steep dips of the residual gravity anomalies (See the geologic map). The distribution of the Rifu Formation and the Rifu Granitic Rocks are bordered on the north by "the Nagamachi-Rifu Dislocation Line" that is inferred to be an active fault on the topographic features in the mapped district. The basement rocks exposed in the Kitakami Mountains are distributed roughly parallel to the eastern border of the mapped district.

The geologic structure of the Tertiary formations in the mapped district is quite different from that in the region roundabout. Bedding of the Matsushimawan Group dips southeast to northeast as a whole. However the group is highly faulted and folded in the area between the southwestern flank of the basement mass of the Rifu Formation and the southeastern flank of

the Miyatojima Anticline, forming a NNW-SSE trending synclinolium.

The faults prevailing in the Matsushimawan Group are classified into NNW-SSE-, ENE-WSW- and NNE-SSW-trending normal fault systems. The first is parallel to the above synclinolium trend and the second is coincident with the direction of "the Nagamachi-Rifu Dislocation Line". The last is consistent with the general structural trend of the Shida Group. It is presumed that the Matsushimawan Group was affected fundamentally by the NNW-SSE-trending folding and faulting prior to the accumulation of the Shida Group, resulting in crustal deformation marked by clinounconformity between the two groups.

The Shida Group is characterized by gentle folds with NS- to NNE-SSW-trending axes in general. The axes turn to the NW-SE to WNW-ESE direction toward the north, which is fundamental folding trend of the Tertiary formations in the neighboring Wakuya district north of the mapped district. To the contrary, in the southwestern district, the Shida Group has ENE-WSW-trending folds parallel to the trend of "the Nagamachi-Rifu Dislocation Line".

The folds of the Pliocene strata are in harmony with those of the Shida Group. MATSUNO (1967) described that folding movement had continued during the accumulation of the Pliocene formations. The framework of the geologic structure of the Shida Group and the overlying formations is considered to be completed after the deposition of the Pliocene strata in the mapped district.

ACTIVE FAULTING AND FOLDING

"The Nagamachi-Rifu Dislocation Line" has been considered to be an NE-SW- to ENE-WSW-trending active reverse fault from the evidence that it has displaced fluvial terrace surfaces in Sendai City about 20 kilometers southwest of Matsushima Town. Its trend can be traced as a topographic lineament from Sendai City to Rifu Town in the southwestern district. This topographic lineament is coincident with the northern border of the exposures of the bed rocks. However there is no positive field evidence to support such active movement as above mentioned.

The Bangamoriyama Anticline, parallel to "the Nagamachi-Rifu Dislocation Line", is presumed to be an active fold. The anticline has caused the rise of Bangamori-yama, the highest in the mapped district, although the mountain is made up of cross-bedded loose sandstone. It is quite suggestive that the Hanaremore Syncline is recognized south to the anticline, in the parallel direction to each other.

The Asahiya Flexure, which is present along the boundary between the Miocene and the Pliocene strata in the eastern hills, forms the east wing of the Ōshio Anticline. The summit level in the western region of the flexure is about 20 meters higher than that of eastern region. Several parts of the flexure are transformed into reverse faults moderately dipping westward. It is assumed that the west side of the flexure has been elevated and thrust, as a whole, to create the Ōshio Anticline.

ECONOMIC GEOLOGY AND EARTHQUAKE EFFECTS

No workable mine exists in the mapped district at present, although limonite ores occur at places in the coastal plain facing Ishinomaki Bay and attempts had been made to recover

them during the time before and after World War II. Lignite intercalated within the terrestrial Pliocene strata had been mined from early times for domestic use. During several years after World War II, the production of lignite had been tremendously increased to meet demand of fuel in place of bituminous coal.

Shales of the Rifu Formation, gravels of the Kakeyama Conglomerate Member and andesite lava of the Asahiyama Andesite Member have been quarried and now supply huge quantities of crushed stone for concrete aggregate and road metal. Besides the above, sands in the Mitsuya Formation have been extensively excavated as fill material. Pumice tuff, especially in the Matsushima Formation, has been quarried at several places and sold as flagstone and buildingstone.

It has been reported that the Miyagiken-oki Earthquake of June 12, 1978, caused slope movement and liquefaction within the mapped district. The landslides and rock-falls occurred at several points around the hills and islands, some of which attacked residences. The liquefaction was recognized in the fluviatile plains, where the alluvial marine sands are interbedded underneath.

※文献引用例

石井武政・柳沢幸夫・山口昇一・寒川 旭・松野久也 (1982) 松島地域の地質. 地域地質研究報告 (5 万分の 1 図幅), 地質調査所, 121 p.

ISHII, T., YANAGISAWA, Y., YAMAGUCHI, S., SANGAWA, A. and MATSUNO, K. (1982)
Geology of the Matsushima District. Quadrangle Series, Scale 1 : 50,000, Geol. Surv. Japan, 121 p. (in Japanese with English Abstract, 9 p.)

昭和 57 年 1 月 29 日 印刷

昭和 57 年 2 月 3 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

印刷者 小宮山 一雄

印刷所 小宮山印刷工業㈱

東京都新宿区天神町78

©1982 Geological Survey of Japan