

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90号

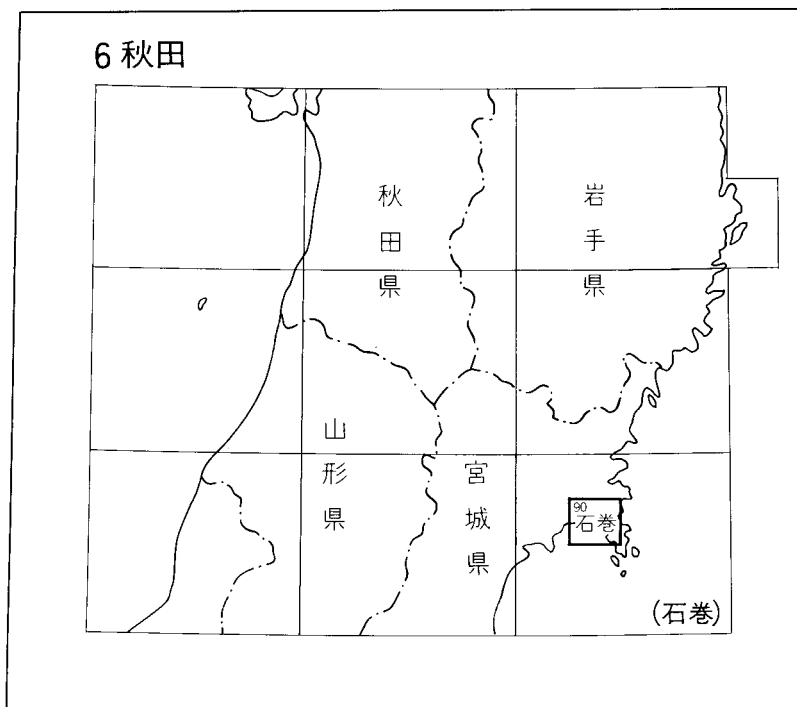
石 卷 地 域 の 地 質

滝沢文教・神戸信和・久保和也
秦 光男・寒川 旭・片田正人

昭 和 59 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	3
III. 古生界	10
III. 1 二疊系—登米層	11
IV. 中生界	14
IV. 1 三疊系—稲井層群	14
IV. 1. 1 概 要	14
IV. 1. 2 平磯層	16
IV. 1. 3 大沢層	20
IV. 1. 4 風越層	24
IV. 1. 5 伊里前層	25
IV. 2 ジュラ系・白亜系	27
IV. 2. 1 水沼地区のジュラ系及び内の原層	28
IV. 2. 1. 1 内の原層	29
IV. 2. 1. 2 志津川層群	29
IV. 2. 1. 3 橋浦層群	81
IV. 2. 2 牡鹿地区のジュラ系(牡鹿層群)	32
IV. 2. 2. 1 月の浦累層	32
IV. 2. 2. 2 荻の浜累層	38
IV. 2. 3 浦宿地区のジュラ系(牡鹿層群)	47
IV. 2. 4 金山層(白亜系)	48
IV. 3 中生界の粗粒碎屑岩類の組成	48
IV. 3. 1 砂岩組成	48
IV. 3. 2 礫岩組成	50
IV. 4 中・古生界の地質構造	52
V. 貫入岩類	58
V. 1 岩脈類(ひん岩類)	58
V. 1. 1 斜長石ひん岩	58
V. 1. 2 角閃石ひん岩	59
V. 1. 3 輝石ひん岩	60
V. 2 深成岩類(石英閃緑岩—斑れい岩)	60
V. 2. 1 牡鹿岩体	61

V. 2. 2 浜田岩体	65
V. 2. 3 沼津岩体	65
V. 2. 4 曾波之神岩体	66
V. 2. 5 その他の岩体	66
VI. 新生界	67
VI. 1 新第三系	67
VI. 1. 1 追戸層	67
VI. 1. 2 中山層	71
VI. 1. 3 表沢層	74
VI. 1. 4 俵庭層	75
VI. 1. 5 山下層	78
VI. 1. 6 寺内層	79
VI. 2 第四系	81
VI. 2. 1 段丘堆積物	81
VI. 2. 2 沖積層	83
VII. 応用地質	87
VII. 1 概 説	87
VII. 2 金属鉱床	87
VII. 3 石材・その他	88
文 献	90
Abstract	97

付 図・付 表・図 版 目 次

第1図 大六天山北麓より牡鹿半島北部の眺望	2
第2図 石巻地域の埋谷面図	3
第3図 南部北上帯における中生界の分布	6
第4図 石巻地域とその周辺の地質概略図	8
第5図 登米層の雄勝背斜頂部における粘板岩の露頭	11
第6図 南部北上山地における二畳系登米層の柱状図の対比(下)と登米層・三畳系平磯層との不整合関係を示す模式図(上)	13
第7図 登米層粘板岩を不整合に覆う稲井層群平磯層の基底礫岩	17
第8図 稲井層群の地質柱状図	18
第9図 雄勝背斜両翼における平磯層最下部の地質柱状図	19
第10図 大沢層縞状粘板岩における層理面とスレート劈開との関係	21
第11図 雄勝背斜東翼の三畳系におけるルートマップと断面図	22

第12図	大沢層粘板岩に見られる背斜及び向斜	23
第13図	伊里前層の縞状砂質粘板岩	26
第14図	伊里前層の砂質葉理粘板岩	26
第15図	南部北上帯ジュラ系の総括柱状図	28
第16図	水沼地区ジュラ系の地質柱状図	30
第17図	牡鹿層群の層序区分	33
第18図	牡鹿層群地質図	34
第19図	月の浦累層基底の不整合	35
第20図	月の浦累層の同斜褶曲構造を示すルートマップ	36
第21図	月の浦累層の地質柱状図	37
第22図	小鯛島南東部における月の浦累層下部のルートマップ	38
第23図	荻の浜累層の地質柱状図	38
第24図	狐崎砂岩頁岩部層のスランプ性角礫岩	39
第25図	狐崎砂岩頁岩部層の褶曲した厚層理砂岩	40
第26図	牧の浜砂岩部層下半の地質柱状図	41
第27図	牧の浜砂岩部層中のイプシロン型斜交成層	42
第28図	牡鹿層群頁岩中の炭素・硫黄含有量	44
第29図	小積頁岩部層産アンモナイト	45
第30図	福貴浦頁岩砂岩部層の中一薄層理砂岩頁岩互層	46
第31図	三疊系及びジュラ系の砂岩組成のダイアグラム	49
第32図	三疊系・ジュラ系の礫種組成(左)と礫径頻度分布(右)	51
第33図	雄勝背斜周辺地域の地質断面図	52
第34図	雄勝背斜の模式的断面	53
第35図	小積峠向斜内における牡鹿層群の褶曲構造の南北変化	53
第36図	荻の浜累層福貴浦頁岩砂岩部層の成層頁岩層に見られる小褶曲	54
第37図	荻の浜累層福貴浦頁岩砂岩部層の背斜構造を示す葉理頁岩	55
第38図	石巻地域とその周辺地域における中生界の主要断層と褶曲軸との関係	57
第39図	岩床状に橋浦層群大和田層の頁岩を貫く岩脈	58
第40図	岩脈群の貫入状態を示すスケッチ	59
第41図	白亜紀深成岩類牡鹿岩体の岩相分布図	62
第42図	牡鹿岩体の地質断面図	63
第43図	牡鹿岩体の各岩相間の貫入関係を示す模式図	63
第44図	石巻図幅地域における新第三系地質総括図	67
第45図	石巻図幅地域とその周辺地域における新第三系及び第四系の分布	69
第46図	巨礫・角礫を含む追戸層佳景山礫岩の露頭写真	70
第47図	砂岩の薄層を挟み層理を示す追戸層佳景山礫岩の露頭写真	70

第48図	中山層の柱状図	71
第49図	中山層基底における不整合関係を示すスケッチ	71
第50図	須江丘陵南部地域の地質概略図	73
第51図	表沢層及び俵庭層の柱状図	74
第52図	俵庭層の細粒砂岩と古期段丘堆積物の露頭写真	77
第53図	俵庭層上部の植物片を含む淡灰色粘土質シルト岩の露頭写真	78
第54図	山下層の柱状図	78
第55図	寺内層の柱状図	80
第56図	古期段丘堆積物の柱状図	81
第57図	石巻平野東部の地形分類図	82
第58図	石巻平野の浜堤分布図及び埋没谷基底等高線図	83
第59図	石巻平野の地質断面図, その 1	84
第60図	石巻平野の地質断面図, その 2	86
第61図	最近10,000年間の海岸線の変化	87
第62図	石巻市内における井内石採石所の分布	89
第 1 表	石巻地域の地質総括表	4
第 2 表	稲井層群層序区分の比較	16
第 3 表	荻の浜累層産植物化石	43
第 4 表	石巻及び隣接図幅地域における新第三系対比表	68
第 5 表	中山層産出動物化石	71
第 6 表	中山層産出珪藻化石	72
第 7 表	鮮新統産出花粉化石	76
第 8 表	俵庭層産出珪藻化石	79
第 9 表	井内石(稲井層群伊里前層)の化学分析値	88
第10表	二疊系・三豊系粘板岩分析表	90
第 I 図版	1 斜長石ひん岩	
	2 角閃石岩を含む角閃石ひん岩	
第 II 図版	1 輝石ひん岩の顕微鏡写真	
	2 斜方輝石単斜輝石斑れい岩中の斑状単斜輝石斑れい岩ゼノリスの顕微鏡写真	

石巻地域の地質

滝沢文教*・神戸信和*・久保和也*

秦光男*・寒川旭**・片田正人***

石巻地域の地質図の作成は、地震予知のための特定観測地域の地質図幅作成計画の一環として、昭和56・57年度に行われた。野外調査に当たっては、古生界・三畳系を主として神戸、一部滝沢が、ジュラ系・白亜系を滝沢、貫入岩類を片田、第三系を秦及び第四系を寒川が、それぞれ担当した。室内研究及び原稿の執筆は上記の分担に従って行ったが、貫入岩類については久保がとりまとめに加わった。本研究には、著者らの昭和41-50年度の地質図幅の研究が基礎となっている。

本図幅の調査研究に際し、中生層産のアンモナイト及び二枚貝類化石の同定について佐藤正教授(筑波大学)、速水格助教授(東京大学)及び高橋治之助教授(茨城大学)の協力を得た。貫入岩類の野外調査に際し、山口大学の猪木幸男教授の協力を得た。新生界の珪藻化石の一部を石油資源株式会社の秋葉文雄氏に同定して頂いた。以上の方々に心から感謝の意を表したい。

中生界の野外調査と室内研究に当たっては、田中啓策、寺岡易司、垣見俊弘、衣笠善博及び佃栄吉技官の協力を得た。新生界の植物化石の同定は尾上亨技官に、また新第三系全般については、本所柳沢幸夫技官から多くの教示を得た。中生界の礫岩・砂岩の検鏡に当たっては、牧本搏・山田直利及び一色直記技官の教示を得た。本研究のために使用した薄片は、故村上正、大野正一及び安部正治の各技官が作成し、稲井層群頁岩の化学分析は、藤貫正技官が行った。

I. 地 形

石巻図幅地域は、北上山地の南西端に位置し、東側が太平洋、南西側が石巻湾(仙台湾)に面する。陸地は、東部の中・古生界の堅固な岩石からなる山地又は丘陵部分と、西部の平坦な沖積平野(石巻平野)とからなり、ほぼ両者の境に沿って、南から北に旧北上川が流れる。本地域の最高峰は、域内北東部の北緑にあるけんじようさん硯上山(海拔520m)であり、高度400m以上の山稜が北縁部及び東部に点在する。したがって、地形の全般的勾配の方向は、南及び西側に向かって低くなっていると言える。海岸は、本地域の東半部では、牡鹿半島で代表されるように、小規模な湾入や岬が沢山あって、第1図に示すようにリアス式海岸の様相を呈するのに対し、西側の石巻平野に面する部分では、砂浜及び砂丘列を配した直線的な海岸を呈する。

人口分布は、石巻市街が最大で、女川町の女川湾奥部と石巻市渡波がこれに次ぎ、他は小規模な集落

*地質部

**環境地質部

***岩手大学



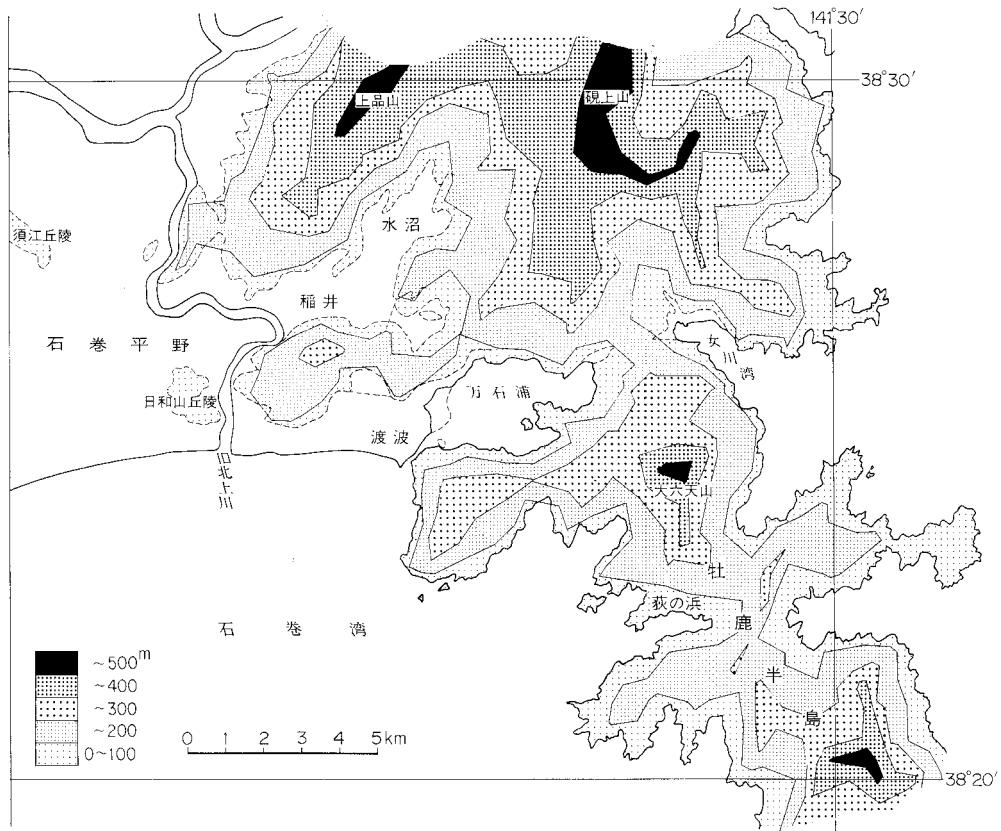
第1図 大六天山北麓より牡鹿半島北部の眺望

が、幾多の小さな湾入部及び山地と平野の境界部に点在する。

本地域の地形的線状配列を大まかにみるために、細かい谷を埋積して“埋谷面図”を作成してみると第2図のようになる。地形的方向性(山稜や谷の伸び方向)は、略N-S及びE-Wの2方向が顕著である。前者の方向は、稜線からみると、女川湾の南北両側、万石浦北方、水沼北西の4列に代表される。一方後者のE-W方向のものは、北側より、上品山^{じょうぼう}一硯上山、石投山を中心に東西方向の尾根、大六天山一風越峠及び荻の浜南一高山のやはり4列が認められる。なお、E-W方向は、御前湾、女川湾一万石浦、荻の浜湾一鮫の浦湾などの湾入方向にも顕著に現れている。そして上記2方向が組み合わせられて、十字型又はT字型の稜線を象っている。

地質との関連から上記の地形的線方向を見ると、まずN-S方向は、中・古生層の一般的地質構造(褶曲軸)に平行であり、この地質構造と岩相配列に支配されて形成されたと推察される。一方E-W方向の地形は、同じ中・古生層を胴切り状に切る東西性の断層(群)に調和的と言えるが、この断層(群)に影響された地形は上述の4例のうち2列だけであろう。

石巻周辺の特異な地形として、山稜に囲まれた盆地状の地形がある。水沼、沼津及び万石浦がこの例である。これら3者の沖積層の厚さは長谷(1967)によれば水沼・万石浦で40-50mである。これらの盆地状の地形の成因は明らかではないが、牡鹿半島に見られるリアス式海岸に似た複雑な入江状を呈しており、恐らく縄文海進時には、湾入部であった。すなわち、最終氷期における最大海面低下期以前に形成された谷地形を反映しているものであろう。長谷(1967)は、水沼及び沼津の低平地を、“稲井低地帯”と呼び、溺れ谷が埋められて形成され、真野川の出口が北上川からの運搬沈積物により閉鎖されて湿地帯化したと説明している。万石浦は、この稲井低地帯と同じ形態と第四紀地史を持つが、いまだ埋め尽されずに潟として残ったものと言える。



第2図 石巻地域の埋谷面図

石巻平野における沖積層の厚さは、最大90m+（長谷，1967）であり，平野下には，北上川と定川（城内西縁部）の2つの埋没谷の存在が知られている．後者は，起源的には前者の分流であり，石巻湾沖合で合流しているものとみなされる．なお，この沖積平野の現地形は，北上川による運搬物質により構成される北上川流域地帯と，海浜に関係する堆積作用により形成された海岸地帯とからなる（長谷，1967）．

II. 地質概説

本地域は南部北上山地の南端部に位置し，その地質構成は，時代の古い方から，①二畳系上部の登米層，②三畳系稲井層群，③ジュラ系志津川層群，橋浦層群及び牡鹿層群，④白亜紀貫入岩類，⑤新第三系，及び⑥第四系の6者からなる．これらの相互関係は第1表に総括的に示される．①-③の古・中生界は，すべて南部北上帯に属する堆積岩類で，本地域の最も主要な地質単元であり，特に中生界が最も広く分布する．この古・中生界は顕著な褶曲構造を示し，おおむねN-S方向の褶曲軸を持ち，同一層準の地層が繰り返し露出する．褶曲軸は南にブランジするため，一般に向斜の軸部に沿って，より南側に新しい時代の地層が出現する．

第1表 石巻地域の地質総括表 (括弧内は隣接地域に分布する地層)

地質時代		層序区分 (堆積岩類・堆積物)		火成岩類及び 主要な地殻変動	
		(西部)	(東部)		
新 生 代	第四紀 更新世	沖積層 段丘堆積物		陸化・浸食	
	第三紀 新第三世	俵庭層 表沢層	山下層 寺内層	海進 海退 海進	
		中新世	中山層	陸化・浸食	
	古第三紀	追戸層	佳景山礫岩部層	断層運動 断層運動 褶曲運動(大島変動)	
中 生 代	白亜紀 後期	金山層		石英閃緑岩 ～斑れい岩 岩脈類	
	前期	(鮎川累層)			
	ジュラ紀 後期	橋浦層群	大和田層	牡鹿層 荻の浜累層 福貴浦頁岩砂岩部層 小積頁岩部層 牧の浜砂岩部層 狐崎砂岩頁岩部層	陸化・浸食
			小島層	月の浦累層 侍浜頁岩部層 月の浦砂岩部層	
	前期	志津川層群	水沼層	↑	
			葦の浜層 ? 内の原層 (時代未詳)		
三疊紀 後期	稻井層群	伊里前層	↑	陸化・浸食	
		風越層			
		大沢層			
		平磯層			
古 生 代	二疊紀 後期	登米層	↑	陸化・浸食 (館変動)	
		(叶倉層)			

本報告で用いる「南部北上帯」とは、北東縁を吉田(1975)の地質構造区分による早池峰構造帯、南西縁を阿武隈山地の畑川断層で境される主に古・中生層からなる地帯である(第3図の挿入図参照)。すなわち、南部北上山地プロパーに阿武隈山地東縁部の相馬地方を加えた地帯である。南部北上山地の古生層は、シルル系を基底とし、珪長質ないし中性火山岩類の多いデボン系、種々の火山岩類・石灰岩及び粘板岩などからなる石炭系、及び二畳系(下位より坂本沢層・叶倉層・登米層)からなり、その中には、幾つもの不整合を介在する。また、それらはサンゴ・層孔虫・腕足類などの化石を豊富に含み、その堆積盆は“地向斜の縁辺部”(湊, 1966)あるいは“劣地向斜(miogeosyncline)”(NAKAZAWA and NEWELL, 1968)とみなされている。登米層は上記古生代地向斜の最後の堆積物であり、内海性の“登米海”に起源する(湊, 1944)粘板岩からなる地層である。

一方、南部北上帯の中生層は、上記登米層を不整合に被覆する中一下部三畳系稲井層群、上部三畳系皿貝層麻、下部ジュラ系志津川層群、中一上部ジュラ系橋浦層群、中部ジュラ系一最下部白亜系の牡鹿層群(唐桑・鹿折層群)及び下部白亜系大船渡層群からなる。本地域には、これらの内下部白亜系を除く大部分が分布し、それらは礫岩・砂岩・頁岩(一部粘板岩)といった碎屑性堆積物からなり、上記の各地質系統は互いに不整合で接している。また、これらの中生層は、軟体動物化石や部分的には植物化石を豊富に産し、epicontinental sea の堆積物(吉田, 1975)あるいは内海性の堆積物(滝沢, 1977)とみなすことができる。

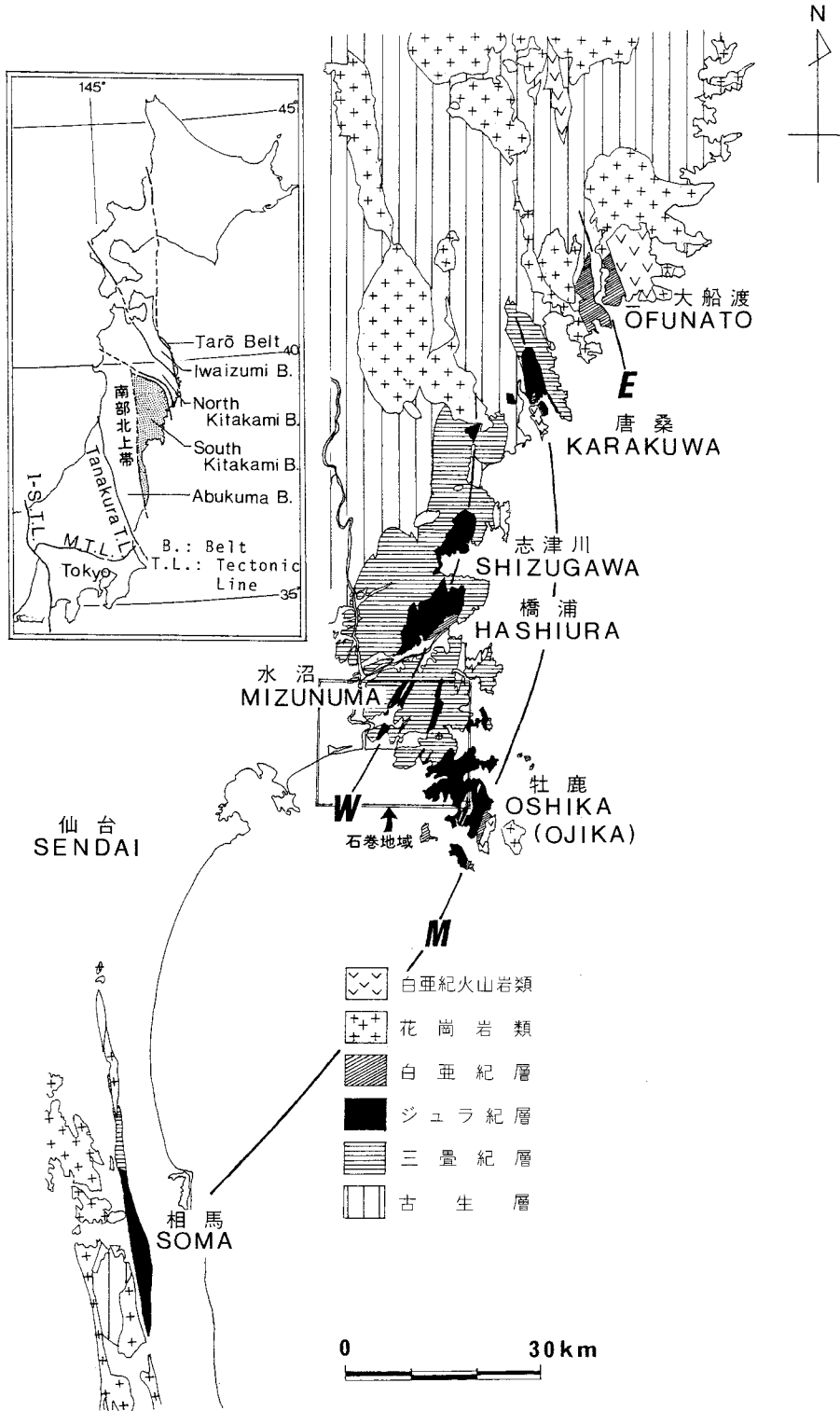
以上の古・中生層は、前期白亜紀の先宮古世に東北日本に生じた大島変動により、褶曲・断層運動を受けたとみなされている。またこの変動は深成作用を伴い、古・中生層を貫く花崗岩類や種々の岩脈類を形成せしめた。大島変動により、現在見られる基本的地質構造が決定され、北上山地は以後安定陸地化した。しかし、古・中生層における褶曲軸の南方への沈下の時期は不明である。それは、恐らく南側への傾動を伴うブロック運動に起因するものであり、東西方向の圧縮により形成された上記の褶曲運動(大島変動)とは異質な地殻運動によると考えられる。中期白亜紀以降新生代を通じての長い隆起・浸食作用と、その傾動・ブロック運動とは無関係ではなかったであろう。

本地域の古・中生界の地質構造が、N-S方向に軸をもつ褶曲構造に特徴づけられることを既に指摘しておいたが、この構造は南部北上帯の中生層のほぼ全体に共通である。そして、同帯の中生層の分布はN-S方向に伸び東側に張り出した3列の弧状配列によって特徴づけられる(第3図)。すなわち、西亜列(志津川―橋浦亜列)、中亜列(唐桑―牡鹿亜列)及び東亜列(大船渡亜列)の3者であり、この内前2者には周囲を三畳系に取り囲まれて、ジュラ系がよく発達する。本地域の中生界の内、水沼地区のそれは西亜列、牡鹿地区のそれは中亜列に属している。両亜列を分けるのは、その軸部に古生層の露出する雄勝皆斜及びその北方延長としての岩井崎背斜(気仙沼市近傍)である。

ところで、石巻図幅地域内には、水沼・牡鹿両地区のほかにもう1列のジュラ系が浦宿地区に分布し、ジュラ系からなる向斜が3列存在している。しかし、この浦宿地区のジュラ系は規模が小さく、他地域にその延長は認められないから、構造上は西亜列(層相上は中亜列の地層に酷似する)に含められる。このように本地域の中生界は南部北上帯の中で最も複雑な分布と構造を呈する。

次に本地域に分布する各地質系統について略述する。

本地域の最も古期の岩石は、二畳系上部の登米層である。登米層は、本地域北東部の雄勝背斜の軸部



第3図 南部北上帯における中生界の分布 E: 東亜列, M: 中亜列, W: 西亜列

に沿って分布し、域外北方に広がっている。岩相は均質な黒色粘板岩の厚層からなり、スレート劈開が典型的に発達する。そのため天然スレートや硯の生産材としてよく知られる。

中・下部三畳系稲井層群は、登米層を不整合に覆う基底礫岩に始まり、主部は葉理のよく発達した砂質頁岩が優勢である。稲井層群は域内の諸岩類の中で最も広い分布を示すが、褶曲や断層による繰り返しが著しい。同層群の下部(平磯層)と中部(風越層)には厚さ200-300mの砂岩層があって、全体として2堆積輪廻を示し、厚さは約2,000m前後である。同層群の泥質岩(大沢層と伊里前層)には、スレート劈開がよく発達するとともに、大小の規模の褶曲構造がよく発達する。

ジュラ系は、稲井層群を不整合に被覆して、3列の向斜をなして分布する。それらは、西側より、水沼、浦宿、牡鹿の3地区であり(第4図)、各地区で地層の発達状態や層厚にかなりの違いがある。すなわち、下部ジュラ系は水沼地区のみに発達して、層厚は薄いが軟体動物化石を非常に豊富に産する。その層厚は高々200m弱である。中部ジュラ系は3地区ともよく発達し、下部ジュラ系を不整合で覆い、最下部の礫岩又は粗粒砂岩から主部の黒色頁岩に至る岩相も共通である。層厚は東側ほど厚くなっていると推定される。浦宿地区の中部ジュラ系は、従来その存在が知られていなかったものであり、幅約1km、延長が南北に約7kmの狭長な分布を持ち、向斜構造をなす。一方上部ジュラ系は、中部ジュラ系と整合関係にあり、水沼地区と牡鹿地区に発達する。前者では、中部ジュラ系と岩相が全く同様な海成の黒色頁岩であって、それとの境界は不明で、地層は非常に薄く、恐らく100mに満たないと推定される。これに対し、牡鹿地方の上部ジュラ系は、礫岩や砂岩に富み、岩相・堆積相の垂直的变化が著しく、層厚も2,000m前後と非常に厚い。その一部は河川堆積物などの陸成層からなり、植物化石を多産する。なお、牡鹿地区のジュラ系は、下部ジュラ系を欠いて、中部ジュラ系が直接三畳系稲井層群を不整合で覆う。

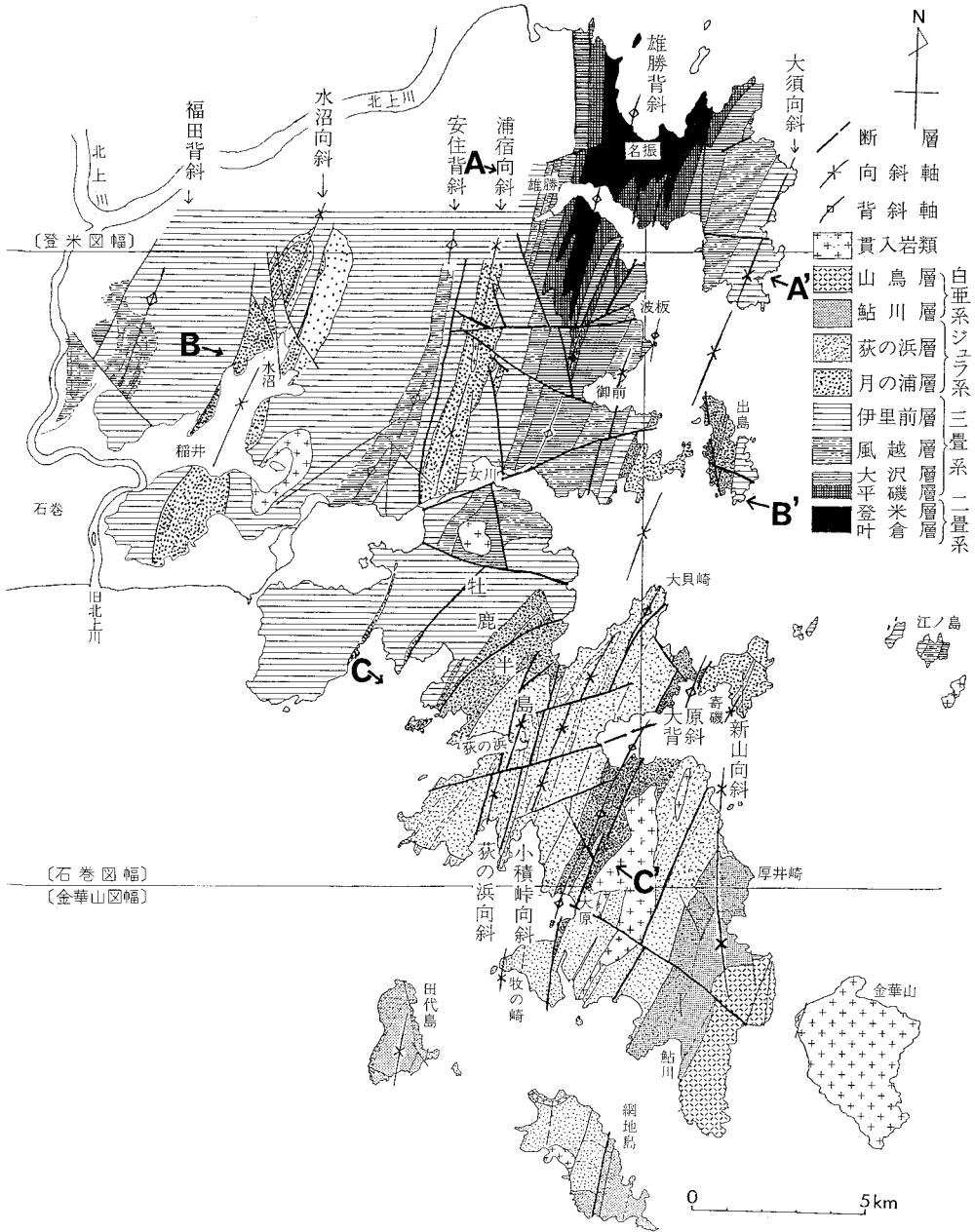
以上のジュラ系の岩相層序の比較を第15図に示す。ジュラ系の堆積は、ほぼ下部・中部・上部の各ジュラ系に対応する3つの時期に区分して考えることができる。

貫入岩類は、すべて中・古生層を貫いており、白亜紀のものと推定される。それらは数箇所点に点在する深成岩体と、無数にある岩脈からなる。深成岩体は南東側より、牡鹿岩体(大草山岩体)、浜田岩体、沼津岩体及び曾波之神岩体の4者が代表的で、いずれも石英閃緑岩一斑れい岩を主体とするが、牡鹿岩体では単斜輝岩を伴う。これらは南部北上の中生層分布域に特徴的な岩体で、片田ほか(1974)の北上山地の白亜紀花崗類の分帯の中でVIb帯に属する。

岩脈類はひん岩を主とし、中生層を頻繁に貫いている。その代表的なものは卓状の斜長石斑晶で特徴づけられる斜長石ひん岩(通称“ゼニポー”)であり、しばしば岩床状の産状をなす。幅10m以下の岩脈が無数にあり、地質図には、これらのごく一部を表現したにすぎない。概して岩脈類の多くは、中・古生層の地質構造に調和的な貫入を示し、かつ深成岩類周辺では熱変成作用を受けているから、深成岩類の貫入前に形成されたものが多いと考えられる。

なお、深成岩体の周辺では、あまり強くはないが、中生層が熱変成を受けており、黒雲母ときに堇青石が再結晶鉱物として観察される。

新第三系は、本地域の西に接する松島地域や北西方の涌谷地域に広く発達している新第三系堆積盆地の東縁部をなすものであり、地域内では中新統の一部と鮮新統が分布するにすぎない。これらは北上川



第4図 石巻地域とその周辺の地質概略図
 A-A', B-B' 及び C-C' は第33図の断面図の位置を示す

西方の須江丘陵及び日和山丘陵を形成している。中新統の追戸層は、涌谷地域の追戸層に相当する地層で、地域内には下部に当たる佳景山礫岩部層が分布する。

追戸層は、周辺地域を含めた新第三系の下部を占める地層で、その時代は前期—中期中新世とされている。追戸層は、日和山丘陵では南西方向に、須江丘陵では西方へそれぞれ緩く傾いている。

なお、本地域には西方の松島地域における中—後期中新世の志田層群、仙台地域の秋保層群に当たる地層は分布していない。

鮮新統は、須江丘陵地域の表沢層及び俵庭層と日和山丘陵地域の中山層、山下層及び水沼地方の寺内層とに区分される。これらは、いずれも仙台地方の仙台層群に対比される地層で、下位の追戸層・佳景山礫岩部層にオーバーラップする形態で不整合に覆って分布している。

中山層は、日和山丘陵の南西部に分布する。主として海成のシルト岩及び砂岩からなる。この地層は増田(1953)によって中山砂岩泥岩層と命名され、その時代は前—中期中新世とされていた。しかし、近年本層中から珪藻化石を産出し、鮮新世とする見解が出されている(秋葉ほか, 1982; 石井ほか, 1982)。本報告では鮮新世として取扱った。

表沢層は、主として陸成の砂岩・シルト岩・礫岩及び凝灰岩からなり、亜炭の薄層を挟み植物化石を産出する。本層は、本地域外の須江丘陵北部において不整合関係で下位の竜の口層と接しており、岩相及び層序関係から仙台地域の仙台層群の向山層に対比される。

俵庭層は、主として海成の細—中粒砂岩からなり、貝化石及び珪藻化石を産出する。なお、本層の上部は植物破片を多く含む陸成層的な粘土質シルト岩を伴っている。本層は仙台層群の大年寺層に当たるものと考えられる。

山下層は、日和山丘陵北端部に分布し、主として陸成層的な粘土質シルト岩・砂岩及び礫岩の互層からなる。本層はその岩相と産出する花粉化石から、前述の表沢層に対比されるものと考えられる。

寺内層は、水沼地方に小分布する砂礫層で、青緑色の凝灰質シルト層を挟む。化石は未発見であるが、固結度や岩相から鮮新統仙台層群に比較される。

第四系は、主に城内西部の石巻平野とその周辺に分布し、段丘堆積物(更新統)と沖積層(完新統)とからなる。河成段丘堆積物は、須江・日和山両丘陵及び真野川流域に、いずれも小規模に分布するにすぎない。段丘堆積物と沖積層は洶太不良の礫層及び礫質砂岩からなり、厚さは5m以下と薄い。これらの形成年代を決定する資料は得られていないが、分布高度から、両丘陵の段丘堆積物の年代は下末吉期以前、真野川流域のものは最終氷期頃と推定される。

沖積層は、石巻平野に広く発達し、長谷(1967)によれば、最大90mの厚さを持つ。沖積層は最終氷期の最低海水準時(18,000 y.B.P)から現在までの最新期の堆積物と定義され、その基底には当時の北上川の埋没谷の形態が認められている。この埋没谷の埋積沖積層は、下部の河成—三角洲成の砂礫及び沼沢地性粘土、中部の海成粘土層及び上部海成砂洲(主に中粒砂)—河川とその後背湿地堆積物(シルト・粘土及び砂)からなる。現在地表で見られる沖積層は、これらのうちの最上部で、旧北上川及び定川流域の自然堤防と後背湿地堆積物、及び沿岸砂洲・浜堤群堆積物と浜堤間湿地堆積物などに区分される。

以上に述べた本地域の新生界は、既述のように隣接の松島図幅等西方に広がる広大な新生代堆積盆の東縁部に過ぎないので、その発達はかなり不完全である。一方、当所海洋地質部の調査結果(未公表資料)によれば、石巻湾の海底下には、厚さ1,000m近い中新世以降の新生界の堆積物が存在するらしい。この厚い堆積物の北縁は、NW-SE方向のかなり明瞭な線(断層?)によって画されるといふ。ここで、本地域に関係する新生代の地殻変動について、簡単に触れておく。

新生代の前半期は、相当する地層を欠き、恐らく静穏な陸地の状態が引き続いた。中新世初期には東

北日本の内側を中心に起ったグリーンタフ変動の影響により、北上山地の西側に沿い新第三紀堆積盆が形成された。その堆積盆は、場所によっては顕著な火山性堆積物を伴ったが、本図幅地域ではその痕跡は認められず、中新統は中期の巨礫を混じえる不淘汰な大礫礫岩で始まる碎屑性堆積物のみからなる。

中新世における地殻変動として、鳥海—石巻構造線(大森, 1954)又は松島一本荘帯(生田・大沼, 1960)の形成が提唱されている。滝沢(1977)は、南部北上山地の中生層、及び堀川ほか(1974)によって明らかにされた三陸海岸沖の顕著な磁気異常帯が、金華山及び牡鹿半島南方の仙台湾内北縁で急激に断たれている要因として、上記構造線又は構造帯の形成が関与している可能性を指摘した。本地域の西隣の松島図幅地域内(南部北上帯に属する三畳系が分布)に中新世火山岩類が発達することに暗示されるように、南部北上帯の先第三紀基盤岩類は、中新世に、現在の石巻湾(仙台湾北部)付近において、火山活動を伴う断裂運動の如き地変を被ったと推定される。また、南部北上山地の中生層において広く認められる褶曲軸の南方へ沈下している構造は、堆積同時に形成されたものではなく(TAKIZAWA, 1983)、大島変動以後のブロック・傾動運動によると考えられ、これには上記の中新世の地殻変動も関与したかも知れない。更に、石巻湾及び仙台湾下に推定される新生代堆積盆地の形成も中新世の地殻変動に起因するであろう。

仙台湾周辺に広く分布する竜の口層で代表される鮮新統の仙台層群の相当層が本地域にも分布する。この鮮新統はほとんど水平に近い構造で、中新統及びそれ以前の地層を不整合で被覆するから、鮮新統以降本地域には著しい地殻変動はなかったものと推定される。

Ⅲ. 古 生 界

本地域の古生界は、二畳系上部の登米層に限られ、南部北上帯の地層に属する。北上山地の古生界は、岩相の対立から北部型と南部型に大別され(湊, 1950; 渡辺, 1950)、その境界地帯は緑色岩が卓越して発達する早池峰構造帯とされている(吉田・片田, 1964)。北部型古生層はチャートに富むのに対し、南部型古生層はチャートはほとんど認められず石灰岩や粘板岩に富む。登米層は南部型古生層の代表的一員であり、その分布も同層の相当層を含めると、阿武隈山地東縁の相馬地方にも及ぶ南部北上帯のほぼ全域に広がっている。本地域の登米層は、北接する登米図幅地域の雄勝町一帯に広く分布する二畳系の南方延長に相当するので(第4図)、各説に入る前に雄勝地方の二畳系について概説しておく。

雄勝地方では、二畳系全体が複雑に褶曲して南方に沈下する複背斜構造を呈しており、北部の名振湾岸沿いには登米層より下位の二畳系が露出している。稲井・高橋(1940)は、この二畳系を下位から、大八景島砂岩(100m+)、小八景島礫岩・砂岩互層(30m)、小浜石灰岩(30m)及び登米黒色粘板岩(350m)に細分した。前2者は種々のフズリナ・腕足類・サンゴなどの化石を産するが、*Monodioxodina matsubaishi*, *Spirifer*, *Productus* 等により、叶倉層(中期二畳紀)下部に対比される(小貫, 1969)。小浜石灰岩は側方への岩相変化が著しいが、次のようなサンゴ・腕足類・フズリナなどの化石を産出する(HAYASAKA, 1924; 稲井・高橋, 1940; 小貫, 1969)。

Amblysiphonella dichotoma (YABE), *Coelocladia spinosa major* HAYASAKA, *Thamnopora ? nipponica*

(HAYASAKA), *Thamnopora ? chaeteoidea* (HAYASAKA), *Leptodus richthofeni* KAYSER, *Productus flemingii* SOWERBY, *Productus puvei* HAYASAKA, *Productus cancriniormis* TSCHERHYSCHEW, *Chonetes molengraffii* BLOILI, *Camarophoria humbeltonensis* HOWSE, *Dielasma cf. biplex* WAAGEN, *Reticularia* sp., *Squamularia cf. waageni* (L'OCZY), *Palaeoneilo ogachiensis* HAYASAKA, *Nuculites kimurai* HAYASAKA, *Myophoria subelegans* WAAGEN, *Werbeekiella japonica* YABE and MINATO

小浜石灰岩は叶倉層上部に対比され、その上位には砂質粘板岩を経て、登米層が整合に重なる。筆者らの予察調査によれば、この地方の二畳系の層厚は、稲井・高橋の報告よりもっと厚いものとみなされる。

III 1 二畳系—登米層

登米層は本図幅地域内の東北部において、桃生郡雄勝町の山間部にごく小範囲を占めて分布し、層序的には古生界最上部を占め、三畳系稲井層群平磯層により不整合に被覆される。本図幅地域内の登米層は北接する登米図幅地域の雄勝町周辺の同層の南方延長にあり、これらは密接な関係にあるので、一括して説明する。

登米層は宮城県登米郡登米町北沢一皮装付近を模式地とし、そこでは主として黒色粘板岩からなり、厚さは約850mで、下位の山崎礫岩に整合に重なっている(神戸ほか, 1969)。

雄勝町地域では、名振湾周辺の貢尻島、尾ノ崎峠、小浜、名振、船越、明神山、明神、唐桑近傍に分布する。本地域では、水浜西方(第5図)より、波板西方までの間の南北性の山稜に沿って分布し、稲井



第5図 登米層の雄勝背斜頂部における粘板岩の露頭(雄勝町水浜) 地層面はほぼ水平

層群平磯層に馬蹄形に囲まれている。

岩相・構造 本層は粘板岩によって特徴づけられるが、このほかに砂質粘板岩や砂岩の薄層を挟有している。他地域ではいわゆる薄衣礫岩や石灰岩を挟有することがある。

粘板岩は黒色を呈し、一般に堅硬、緻密で風化すると黄褐色を呈する。層理は砂質粘板岩や砂岩を挟有することにより明瞭であるが、それらを欠く場合には識別は困難である。黒色粘板岩に挟有される砂質粘板岩や砂岩は、灰白色—暗灰色を呈し、風化すると黄褐色を呈する。一般に砂岩は細—中粒で、塊状・堅硬であり、厚さは数 cm 内外であるが、まれに 1 m に達することがある。

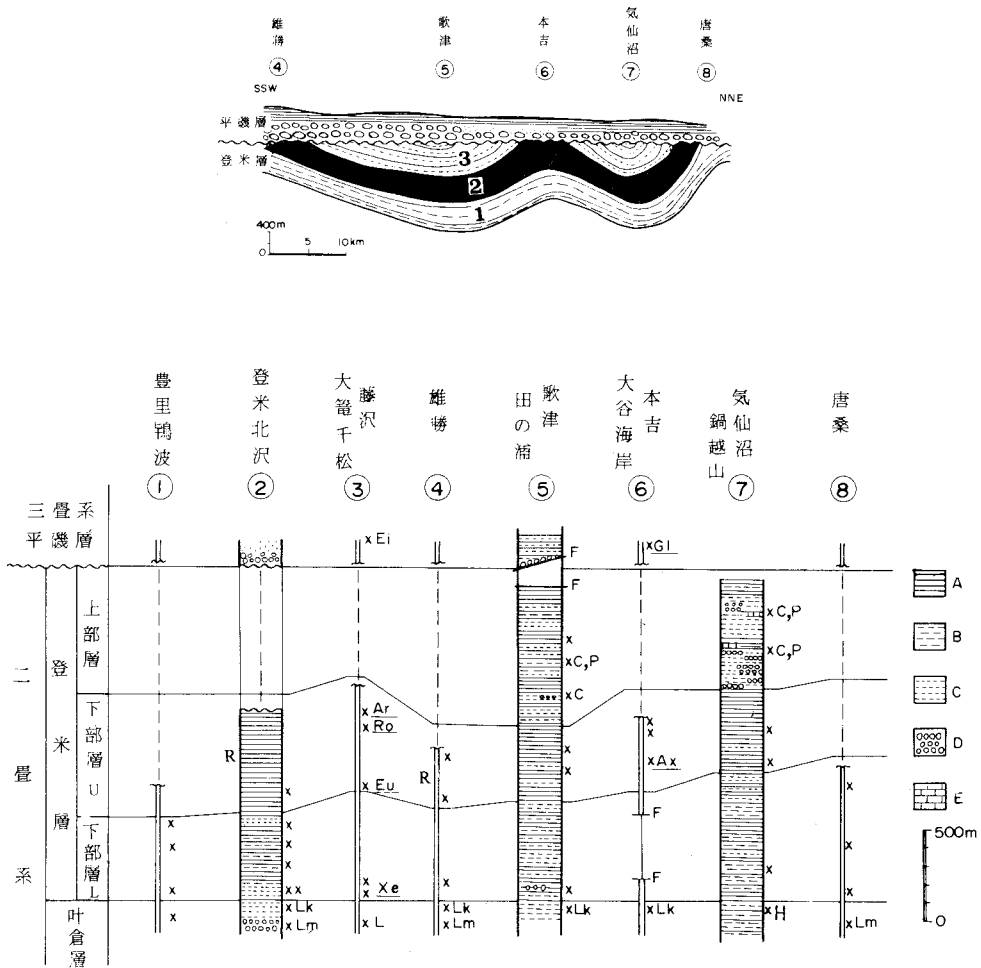
本層の構造は、雄勝湾南岸の女川町から雄勝町に至る道路沿いで、雄勝集落東方の三畳系稲井層群平磯層直下の露頭をこおいて走向 N15-40°E、傾斜 50-70°W を示すが、この地点よりわずか東方では走向 N-S、傾斜 40°E を示す。更に唐桑集落南東方の平磯層直下の露頭では走向 N20-45°E、傾斜 50-60°E を示す。水浜集落から西方に延びた谷の奥に北東方向の小谷があるが、その谷沿いでは走向 N30°E、傾斜 30°W を示している。

なお本地域の登米層は一般的に剪断褶曲の影響を著しく受けており、黒色粘板岩には層理面と斜交する剪断面ないしスレート劈開を観察することができる。それらの劈開面は雄勝集落東方では走向 N35°E、傾斜 60°W、唐桑集落南東方では走向 N40°E、傾斜 45°W を呈す。要するに、本地域の登米層は、全体として南に沈下した褶曲軸をもつ複雑な複背斜構造を呈するといえよう。

三畳系稲井層群との関係 登米層の上位には中—下部三畳系稲井層群が不整合に重なる。KAMBE (1963)はこの関係を平行不整合と考え、植田(1963)、湊(1966)らは傾斜不整合としている。

化石 雄勝町船戸の南東において、登米層の基底から約250 m 上位から、*Calamites takahashii* ENDO, *Pecopteris* ? sp. を産し、更に船戸の南西500 m の採石場から *Leda* sp. 及び木賊状植物化石の産出が知られている。雄勝湾北の明神山南東採石場、雄勝湾南の唐桑付近、雄勝町名振海岸などにおいて、本層の基底から約400 m 上位の層準から、*Protocycloceras* cf. *cyclophorum* WAAGEN, *Leptodus* sp., *Bellerophon* sp., *Pleurotomaria* sp., *Nuculites kimurai* HAYASAKA, *Coeloconus* ? sp., *Leda* sp., *Omphalotrochus* sp., *Eoptychia* sp., “*Auriptygma*” sp., crinoid stems などを産することが早坂(1924)により報ぜられている。更に村田(1968)は同層準から *Warthia* sp., *Mourlonia* (M.) *toyomensis* MURATA (MS), *Nuculopsis* (N.) *orientalis* ICHIKAWA, N. (N.) *hayasakai* MURATA, N. (*Nuculanella*) sp., *Quadratonucula hataii* MURATA (MS), *Nuculites kimurai* HAYASAKA, *Palaeoneilo ogachiensis* HAYASAKA, *P. hanzawai* MURATA (MS) などを採集している。このほかに *Euphemitopsis* sp., *Notaculites toyomensis* KOBAYASHI (生痕化石)などの産出も知られている。

地質時代 ベルム・三畳系ワーキンググループ(1975)によると、登米層は南部北上山地を通じてその含有化石群集により、下位から *Euphemitopsis kitakamiensis*-*Astartella toyomensis* 帯(TI), *Palaeoneilo ogachiensis*-*Phestia konnoi* 帯(Tm)及び *Kitakamispira hanzawai*-*Nuculopsis mabutii* 帯(Tu)の3化石帯に区分される(第6図)。TI帯からは *Euphemitopsis kitakamiensis* MURATA, *Astartella toyomensis* NAKAZAWA and NEWELL を特徴種として多産するほか、*Pseudopermophorus uedai* NAKAZAWA and NEWELL, *Mourlonia* (M.) *toyomensis* MURATA, *Bellerophon* (B.) *yabei* MURATA, *Straparollus* (*Euompharus*) *uedai* MURATA, *Leptodus* sp. などを産する。この化石帯は従来の *Bellerophon* 帯に相当する。本図幅地域及び北隣の登米図幅地域内雄勝湾周辺の登米黒色粘板岩は、化石の項に記述した巻貝、二枚貝、腕足貝などの軟体動物化石を産出するので二



第6図 南部北上山地における二疊系登米層の柱状図の対比(下)と登米層・三疊系平磯層との不整合関係を示す模式図(上) 小貫(1981)による

疊紀後期の“Bellerophon zone”に属し、T1帯に対比される。なお、T1帯のアンモナイトとしては登米町北沢から *Stacheoceras cf. trimurti* DIENER (NAKAZAWA and NEWELL, 1968)が、岩手県東磐井郡藤沢町上大籠矢作から *Xenodiscus cf. carbonarius* (WAAGBN) (氷広・坂東, 1978)が知られている。*Xenodiscus carbonarius* は、Salt Range では二疊紀後期の Virgal (Wargal)層最上部からその上位の二疊紀最後期の Dzhulfian の Chhidru 層にかけて産出するので、T1帯は Dzhulfian に及ぶものと考えられる(ペルム・三疊系ワーキンググループ, 1975; 永広・坂東, 1978; 小貫, 1981)

Tm帯からは *Palaeoneilo ogachiensis* HAYASAKA, *Phestia konnoi* MURATA (MS) を特徴種とし、*Nuculopsis mabutii* MURATA (MS), *Nuculites kimurai* HAYASAKA, *Kitakamispira hanzawai* MURATA (MS)などを伴う(ペルム・三疊系ワーキンググループ, 1975)。Tm帯のアンモナイトとしては宮城県本吉郡本吉町平磯海岸産の *Araxoceras cf. kiangsiense* CHAO and LIANG がある (MURATA and BANDO, 1975)。この種は中国江

西省の呉家坪統の樂平含炭層から報告されており、*Araxoceras* はソ連アルメニア地方の Dzhulfa 層中部に多産する(ペルム・三疊系ワーキンググループ, 1975). このほか岩手県藤沢町大籠産として *Eumedlicottia* sp., *Artinskia* sp. が BANDO (1975) により, *Rotodiscoceras* sp. が永広・坂東(1980)により知られ, *Rotodiscoceras* sp. は二疊紀最後の Changxingian (Dorashamian) 後期を指示すると考えられている.

Tu 帯からは *Kitakamispira hanzawai*, *Bellerophon* (*Bellerophon*) *yabei*, *Nuvulopsis mabutii* などの巻貝を産出し, 二枚貝は Tm 帯と共通種が多いが, Tm 帯の *Palaeoneilo ogachiensis*, *Phestia konnoi* の両種を欠除することを特徴とする. 近年, 田沢(1975)により気仙沼市鍋越山及び村田・下山(1979)により本吉郡歌津町田の浦から小型有孔虫 *Palaeofusulina-Colaniella* fauna が見出され, これによって Tu 帯が中国南部の二疊紀最後の長興層に対比されることが判明した(小貫, 1981).

上述のような南部北上帯における登米層全体の生層序からみると, 本地域の登米層は, 上部の Tu 帯を欠き, 下部及び中部の Tl 帯と Tm 帯に相当する地層からなっているものとみなされる.

IV. 中生界

中生界は本図幅地域内の大半を占めて分布し, 三疊系とジュラ系を主とする. 北上山地全体から見れば中生界の分布は古生界に比較して狭い.

東北地方の三疊系は従来南部北上山地の宮城県内に主として分布するものとされてきたが, 近年岩手県大船渡付近で上部三疊系が発見され, 更にコノドントの発見により北部北上山地のチャートの著しく発達する地域にも三疊系が広範囲に分布することが次第に判明してきた. 宮城県内の三疊系は, アンモナイト, 二枚貝類などの化石を豊富に産し, 日本はもとより, 世界的にも地質古生物学上極めて重要である. これらは中・下部三疊系の稲井層群及び上部三疊系の皿貝層群に区分され, 大観すれば二疊系に囲まれた向斜構造盆地を形成する.

南部北上山地におけるジュラ系は三疊系とともに向斜構造を呈し, また一部のジュラ系は白亜系を伴って発達している. それらの分布を概観すると, 第3図に示すように志津川・橋浦・水沼各地域を連ねた西亜列と唐桑・牡鹿の両地域を含む中亜列との2列¹⁾に弧状配列している. 唐桑—牡鹿帯においてはジュラ系から連続して白亜系が分布し, 大船渡帯(東亜列)では白亜系のみが認められる.

IV. 1 三疊系—稲井層群

IV. 1. 1 概要

三疊系稲井層群は牡鹿半島の根元付近に位置する石巻市月浦及び牡鹿郡女川町横浦を結ぶ線以北の大部分を占めて広く分布し, 層位的には二疊系登米層の上位に位置する. 石巻市水沼及び牧山を中心とする水沼向斜を初め一部の向斜では, 稲井層群の上位にジュラ系が分布する.

本図幅地域の西部, すなわち石巻市牧山の水沼向斜を占めるジュラ系の下位の三疊系稲井層群の分布する地域に井内という地名がある. この井内付近は古くから石切場として一般によく知られ, 井内周辺

1) 本地域では, 水沼地区と牡鹿地区の中間に, 新たにジュラ系の分布(浦宿地区)が認められたので3列あることになる.

の縞状砂質粘板岩は様々の厚さの板状ないし、塊状に切り出され、石碑・墓石・橋梁・舗道・その他の土木建築用石材“井内石”として日本各地に広く搬出されてきた。なお、この井内石はアンモナイトの化石を産することで古くから有名である、

NAUMANN (1881) は宮城県本吉郡歌津町伊里前から同郡志津川町細浦に至る国道沿いの通称皿貝坂産 *Monotis salinaria*, *M. salinaria* var. *richmondiana* を報告し、日本に三畳紀層が存在することを最初に示した。その機会に、NAUMANN は BRAUNS がジュラ紀とした北上山地産アンモナイトを三畳紀のものではないかと疑問視した。その後 MOJSISOVICS (1888) は NAUMANN 及び原田から送られた北上山地(井内産を含む)、四国などのアンモナイト、二枚貝類を発表し、井内産アンモナイト化石の *Ceratites* (*Hollandites*) *japonicus* MOJSISOVICS, *C. (H.) haradai* MOJS., *Danubites naumanni* (MOJS.), *Gymnites watanabei* MOJS., *Anolcites? gottschi* (MOJS.), *Japonites planipectus* (MOJS.) を記載した。DIENER (1916) は更に *Ceratites* (*Hollandites*) *nodai* DIENER, *Ptychites inaicus* DIENER, *P. sp. indet.*, *Gymnites sp. indet. aff. kirata* DIENER, *Sturia japonica* DIENER, *Anolcites? kitakamicus* DIENER, *Monophyllites (Ussurites) yabei* DIENER を MOJSISOVICS の記載したアンモナイトとともに発表した。SHIMIZU (1930) は井内産アンモナイトを研究し、MOJSISOVICS や DIENER の記載した *C. (H.) japonicus* MOJS. を *C. (H.) japonicus crassicosatus* SHIMIZU に、*D. naumanni* (MOJS.) を *D. japonicus* SHIMIZU に、*Anolcites? kitakamicus* DIENER を *Balatonites kitakamicus* (DIENER) に、*Anolcites? gottschi* (MOJS.) を *B. gottschi* (MOJS.) に訂正し、*C. (H.) japonicus* MOJS., *C. (H.) haradai* MOJS., *Danubites cfr. kansa* DIENER, *Cuccoceras aff. submarinonii* SHIMIZU, *Monophyllites (Ussurites) yabei* DIENER とともに記載発表している。

これらに先立ち、神保は(1887-1888)は東京大学卒業論文及び大学院の論文において井内採石場産のアンモナイトを *Ceratites* と認め、含 *Ceratites* 層が含 *Monotis* 層とともに含 *Trigonia* ジュラ紀層の下位に発達していることを明らかにしている。これらの関係は HARADA (1890) の“Die Japanischen Inseln”に引用され、その地質図も発表された。MOJSISOVICS (1888) は当時、含 *Ceratites* 層を Ladinian (当時の Noric) と考え、含 *Pseudomonotis* 層と同時代のものと考えたが、矢部(1903)はこの考えを疑問視した。その後 DIENER (1916) は含 *Ceratites* 層を Anisian とし、矢部(1918)はこの意見に賛成する一方、稲井のセラタイト層とその下位に連なる無化石の砂質粘板岩(時に子持岩を伴う)の厚い累層を稲井統(*Inai series*)と呼び、そのセラタイト層より下位の部分には恐らく Skytian Stage=Lower Triassic に属する地層を含んでいる可能性があるとして述べている。これはその後、YABE and SHIMIZU (1933)や黒沢(1929年東北大卒論)による歌津町館での Skytian 型二枚貝の発見によって証明された。これらの Skytian 型二枚貝は“*Pecten*” *ussuricus* (BITTNER), “*P.*” *sichoticus* (BITTNER), “*P.*” cf. *discites* (SCHLOTHEIM), “*P.*” *alberti virgalensis* (WITTENBURG) などである。

以上、本図幅地域に関する古生物学的研究の発祥と、その経緯について概説したが、地質学的研究についてもその経緯について概要説明する。いずれも市川(1951)、小貫・坂東(1959)、小貫(1969, 1981)によるところが大である、

地質調査については、1891-1892年にわたる菊池による20万分の1石巻・一関両地質図幅では中生界の区分がなされていなかったが、大築(1901年東大卒論)は雄勝・稲井地域の中生層を、稲井統(この命名は矢部(1918)に先立つ)と雄勝統に区分した。このような開拓的調査に続いて、雄勝・女川・稲井地

域について高橋(1938年東北大卒論), 稲井・高橋(1940)は調査研究し, 三疊系稲井統を下位から, 小島礫岩砂岩, 女川灰色粘板岩, 稲井砂質粘板岩に3分した. その後, 市川(1951)は宮城県本吉郡本吉町及び歌津町周辺の稲井統を調査研究し, 下位から平磯砂岩礫岩層, 大沢暗青色粘板岩層, 風趣砂岩礫岩層及び稲井砂質粘板岩層とに区分した. そしてこれらの地層が一部を除いて, 南部北上山地を通じて連続して分布するところから一括して稲井層群と総称することを提唱している. 更に小貫・坂東(1959)は層群名と層名に同一の地名を付することを避け, 稲井層の代わりに, 黒沢(1929MS)の提唱した伊里前層を採用し, 稲井層群を下から平磯層, 大沢層, 風趣層, 伊里前層に区分し, これらの区分, 層名を南部北上山地の全域に適用している. なお, 宮城県宮城県郡松島町利府東方に分布する利府層も稲井層群に含めている.

本図幅地域については, 市川による稲井層群及び小貫・坂東による平磯層, 大沢層, 風趣層, 伊里前層を採用することとする(第2表).

IV. 1. 2 平磯層

平磯層は宮城県本吉郡本吉町平磯海岸を模式地とし, 礫岩・礫質砂岩からなる基底部と, 厚層理粗一中粒砂岩からなる主部とに分けられる. 本層の厚さは150-300mで地域的に変化し特に基底部の厚さの変化は著しい.

第2表 稲井層群層序区分の比較

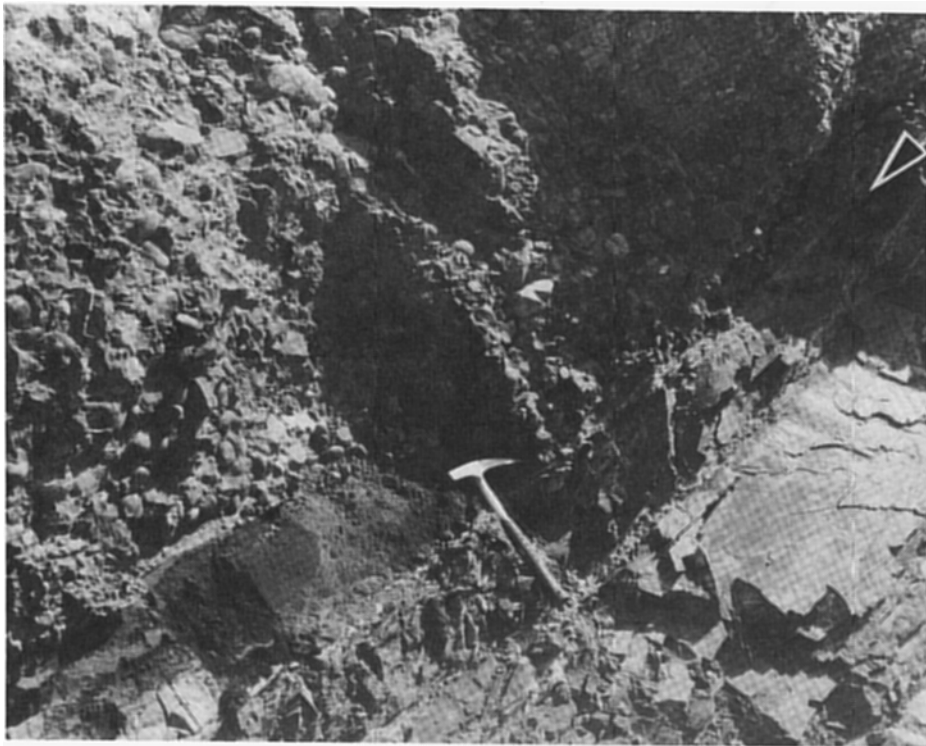
時代		著者	矢部長克 (1918) 北上山地	矢部・清水 (1933) 北上山地	稲井・高橋 (1940) 稲井・女川 雄勝・渡波	市川浩一郎 (1951) 津谷・伊里前 皿貝・唐桑	市川浩一郎 (1951) 雄勝・女川	安田邦夫 (1951) 雄勝・女川	小貫・坂東 (1959) 北上山地	本報告 黒沢ほか(1983)	
三 疊 紀	後 期	Rhaetian								(内の原層?)	
		Norian	Pseudomonotis bed of Rikuzen	Kochigatani S.	Saragai Beds	皿貝層群			皿貝層群		
		Carnian									
	Ladinian	Daonella bed of Rikuzen	Daonella Beds								
	中 期	Anisian	Inai Series Ceratites bed of Rikuzen	Inai Series	Hollandites Beds	稲井 砂 質 粘板岩	稲井砂質 粘板岩層	D層	井内層	利府層 伊里前層 稲井層群 風趣層	伊里前層
						風趣砂岩 礫岩層	風趣砂岩部層				
前 期	Scythian	Fossiliferous bed	Lower part	女川 灰色 粘板岩	群 大沢暗青色 粘板岩層	群 平磯砂岩 礫岩層	C層	女川層	大沢層	大沢層	
							小島 礫 砂 岩	B層			小島層

平磯層は本図幅地域の北東部と北西部に狭小な地域を占めて分布する。すなわち北東部においては、桃生郡雄勝町船戸及びその南方、唐桑東方及びその南方、水浜・分浜周辺、浪板西方、及び牡鹿郡女川町御前浜西方・西北方において、二畳系登米層の上位にあって同層を馬蹄形に囲み、やや南北方向に伸びて分布する。北西部においては、桃生郡河北町崎山周辺にわずかに分布するのみである、

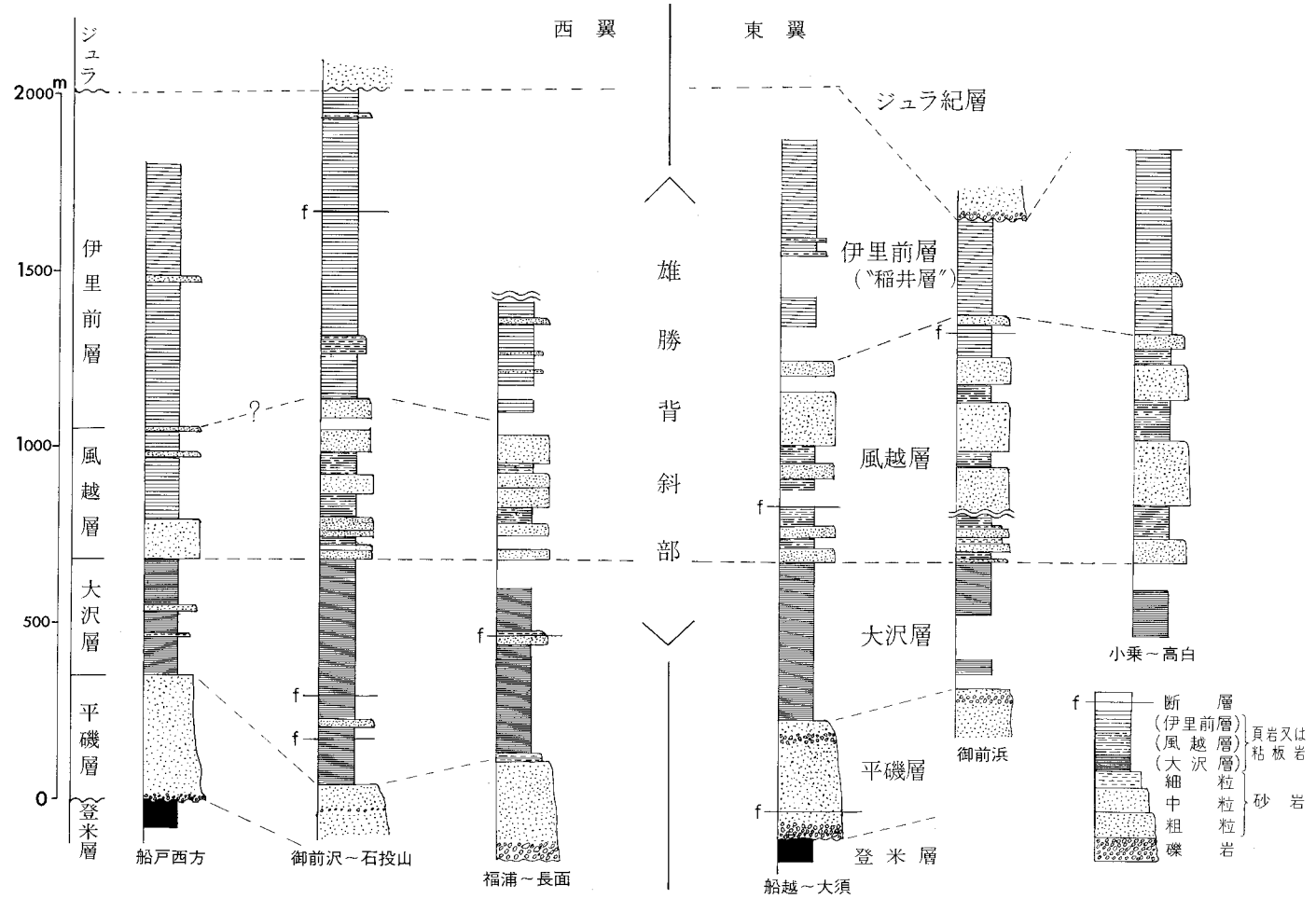
岩相・構造 本図幅地域の北東部の平磯層については北接する雄勝湾周辺地域のものに関連づけて記述する。平磯層は雄勝町唐桑部落を中心に、東西におよそ800 mの幅を持ち、南南西におよそ4 kmにわたり分布し、雄勝背斜の一部を形成する登米層の東側及び西側を占めて分布するが、幾つかの背斜向背構造を繰り返している。なお雄勝背斜軸は女川町御前浜西方にて南方に沈む。

雄勝背斜の東翼と西翼では岩相及び構造は共に顕著な相違を示す。東翼では登米層の黒色粘板岩及び石灰質砂岩を不整合に覆い(第7図)、平磯層の基底礫岩、礫岩砂岩互層、成層ないし塊状中粒砂岩、細粒砂岩層が累重する。緩やかな背斜・向斜を繰り返しているので真の厚さは不明であるが250 m内外と推定される(第8図)。

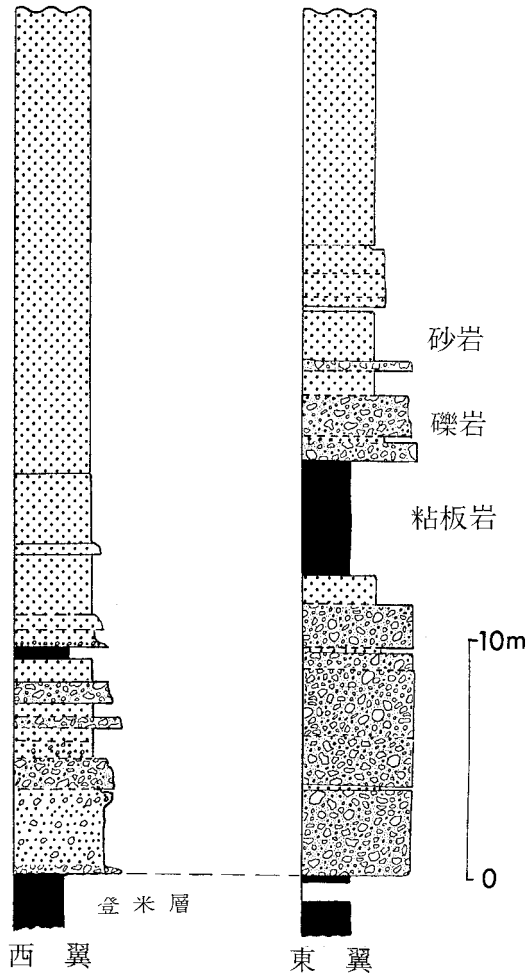
基底礫岩の礫は径3-20 cmで中礫ないし大礫が大部分で、円礫ないし亜角礫が多い。市川(1951)によれば、礫としては、チャート、砂岩、黒色粘板岩、淡緑色石灰質粘板岩などの堆積岩のほか、角閃石黒雲母花崗閃緑岩、黒雲母花崗閃緑岩、トロニウム岩、優白質花崗岩、黒雲母角閃石閃緑岩、脈石英、普通輝石含有角閃斑れい岩、片麻状角閃石輝石閃緑岩、片麻状優白質輝石閃緑岩、輝石安山岩、安山岩質凝灰岩、凝灰角礫岩、角閃岩、緑色岩(アクチノ閃石・曹長石・緑れん石よりなる)、緑色片岩などが



第7図 登米層粘板岩(Ty)を不整合に覆う稲井層群平磯層(Hi)の基底礫岩 (雄勝町水浜) 矢印が両者の境界



第8図 稲井層群の地質柱状図 (雄勝背斜付近)



第9図 雄勝背斜両翼における平礫層最下部の地質柱状図

り、走向 $N40^{\circ}E$ 、傾斜 $60^{\circ}E$ を呈するが雄勝背斜軸に沿って分布するものと考えられる。

西翼では東翼と同じく登米層の黒色粘板岩の直上に不整合面を隔て、平礫層の基底と考えられる礫岩・砂岩互層が位置し、更に上位には平礫層の主部と考えられる中粒暗緑色砂岩が累重する(第9図)。礫岩砂岩互層の礫岩層の厚さは1m内外で数枚ある。礫の径は10cm以内で、礫質は火山岩、黒色粘板岩、花崗岩質岩石、緑色岩類、脈石英などが大部分である。細一中粒砂岩は時に砂質粘板岩を挟有し、層理を示す場合もあるが、一般に塊状を呈する。なお礫岩層及び砂岩層には、しばしば斜交層理が発達する。東翼では緩やかな背斜・向斜を繰り返しているのに反して、西翼では走向 $N10-15^{\circ}E$ 、傾斜 $60-70^{\circ}W$ を呈し、部分的に傾斜 $70^{\circ}E$ を示すこともあるが、総じて西に急斜する同斜構造である。厚さは230-260mと推定される。

本図幅地域の北西部では、平礫層はわずかに桃生郡河北町崎山周辺にのみ分布し、岩相は礫岩及び砂岩を主とするが局部的に赤色砂質ないし泥質凝灰岩及び淡緑色角礫質凝灰岩からなる、厚さ約50m位の

含まれている。基底礫岩の厚さは域外小島付近では30mに達する。

これの上位に引き続き礫岩砂岩互層はときに縞状粘板岩を挟有し、小島で厚さ60-80mに及ぶ。礫岩の基底は一般に緑色アルコーズ質砂岩で、石英・斜長石・微斜長石・黒雲母・普通角閃石などを含んでいる。

互層の上位に累重する成層ないし塊状砂岩は一般に中粒砂岩で、暗緑色を呈し、時に細礫礫岩を挟有する。砂岩にはしばしば斜交層理の発達することがある、厚さは100m以上に及ぶ。

成層ないし塊状砂岩の上位には細粒砂岩が累重し、上方に縞状頁岩を挟むようになる。この砂岩は一般に暗緑色を呈し、厚さは50m以下である。

東翼では背斜・向斜を繰り返しているが、雄勝背斜に近い唐桑東方から御前浜西方にかけては走向 $N20-40^{\circ}E$ 、傾斜 $40^{\circ}E$ を呈する。唐桑東方の海岸から水浜、分浜にかけては北北西の走向から北北東の走向に、傾斜は $10-40^{\circ}W$ からE方向に変わり、緩やかな幾つかの背斜・向斜構造が見られる。なお御前浜西方では平礫層の基底礫岩と考えられる10m以上の厚さを有する礫岩層があ

互層を挟有するのを特徴とする。小貫・坂東(1958)はこの事実を南部北上山地における三疊紀初期における火成活動の証拠としている。崎山周辺の平磯層は一般に走向 N70°W, 傾斜 20°NE を呈し, 上位の大沢層とは整合関係にある。

化石 本図幅地域及び隣接地域の平磯層からの産出化石としては, 稲井・高橋(1940)により, 雄勝町唐桑部落東南から腕足貝, 小島部落の北, 石峯などから保存不良の二枚貝・海百合の産出が知られる。南部北上山地の, 特に平磯, 館, 長崎山, 境, 登米町などの平磯層から次のような化石の産出が知られている(小貫, 1969)。

“*Pecten*” *ussuricus* (BITTNER), “*P.*” cf. *ussuricus* (B.), “*P.*” *ussuricus sichoticus* (B.), “*P.*” aff. *ussuricus sichoticus* (B.), “*P.*” cf. *alberti* (GOLDFUSS), “*P.*” *alberti virgalensis* WITTENBURG, “*P.*” cf. *minimus* (KIPARISOVA), *Entolium discites* (SCHLOTHEIM), *E. cf. discites* (S.), *E. discites microtis* (BITTNER), *Eumorphotis iwanowi* (B.), *E. sp.*, *Myophoric* aff. *ovata* (GOLDFUSS), *M. aff. laevigata* ALBERT, *M. sp.*, *Anodontophora* aff. *fassaensis* WISSMANN, *A. cf. ovalis* W., *A. sp.*, *Cervillia* cf. *exporrecta* (LEPSIUS), *G. sp.*, *Nuculopsis (Palaeonucula) spp.*, *Palaeoneilo sp.*, *Dentalium sp.*, *Worthenia?* sp., “*Schizodus*” sp., “*Cardium*” sp., *Avicula sp.*, *Myalina sp.*, *Nuculopsis sp.*

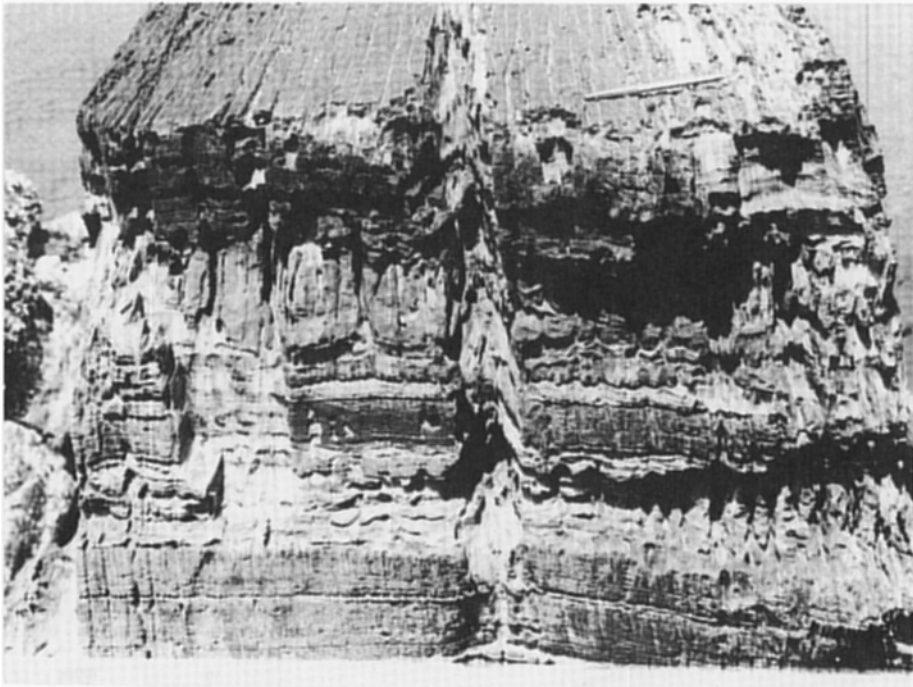
地質時代 平磯層からは二枚貝類を多数産出し, これらの化石はソ連ウスリー地方の下部三疊系の動物化石群に酷似することが知られている。坂東(1964, 1968)によれば二枚貝により *Enotolium-Eumorphotis* 帯に対比される。これは恐らくアンモナイトによる分帯の三疊紀前期, すなわち Skytian の Gyronitan-Flemingitan に対比されていたが, 坂東・荒木(1970)により平磯海岸門崎からアンモナイト “*Glyptophiceras*” *glacile* SPATH が採集され, スキチック期最下位の Otoceratan も平磯層に存在することが証明された。

IV. 1. 3 大沢層

大沢層は宮城県本吉郡本吉町大沢海岸を模式地とし, 平磯層とは漸移関係にあり, 石灰質細粒砂岩及び石灰質粘板岩からなる。本層の厚さは180-350m で地域的に変化している。

大沢層は本図幅地域内においては, 主として東部と西部に分かれて分布する。東部においては主として雄勝背斜の軸部に沿って, すなわち雄勝町浪板・高梨山周辺, 女川町指浜西方・御前浜・御殿峠・石浜周辺, 女川町鷺ノ神南方・針浜東方周辺に, また安住背斜の南部においてその軸部に沿う女川町安住東部に分布し, 針浜と名不知峠を結ぶ断層以南には全く見られない。西部においては, 河北町小船越, 谷津, 大森周辺及び石巻市元舟場, 南境金山周辺に分布する。

岩相・構造 本図幅地域における大沢層は女川湾北岸の女川町宮ヶ崎・石浜間に標式的に分布し, 従来女川灰色粘板岩, 女川粘板岩層, あるいは女川層と呼ばれてきた地層にほぼ相当する。大沢層は全般に暗青色-灰色砂質粘板岩及び粘板岩の細互層(縞状互層)をなし, 層理を容易に識別することができる。宮ヶ崎, 石浜, 御前浜周辺では雄勝背斜の両翼で, ほぼ上下の2層準に5-7m の厚さを有する暗青色-灰色砂岩がある。大沢層に属する砂岩, 砂質粘板岩, 粘板岩は全般に石灰岩質である。これらの岩石の分析結果によれば10%内外 CaO を含み, 登米層の黒色粘板岩とは岩質が著しく異なっている。雄勝背斜に沿う大沢層は剪断褶曲の影響を著しく受けており, 砂質粘板岩や粘板岩は肉眼的にも顕微鏡的



第10図 大沢層縞状粘板岩における層理面(水平方向)とスレート劈開(垂直方向)との関係 (女川町御前浜)

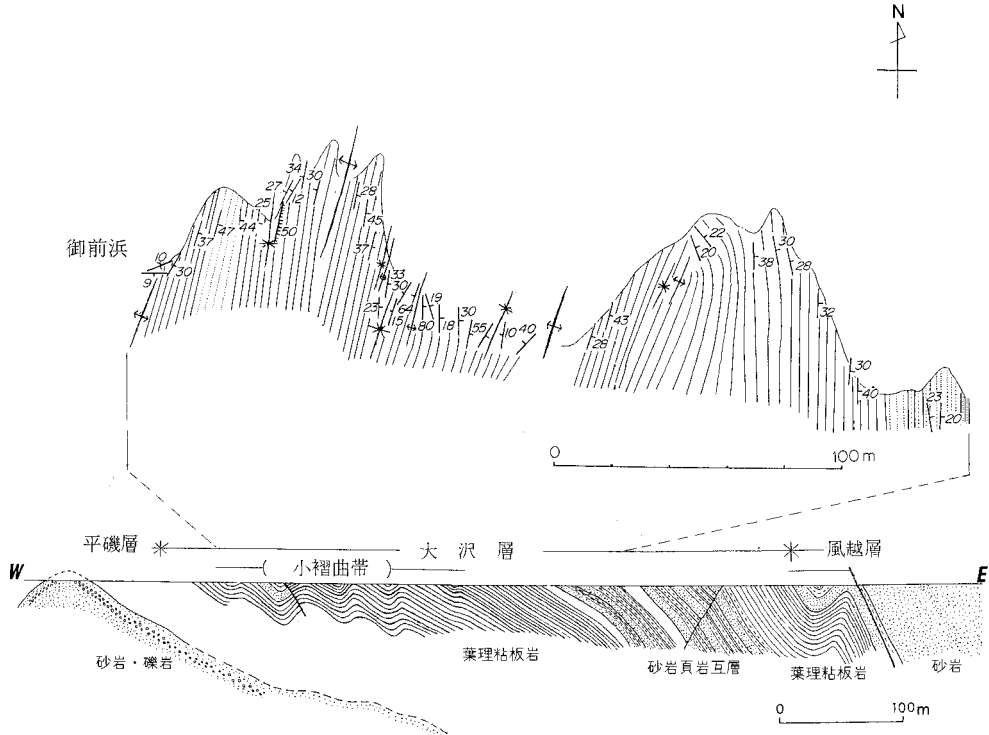
にもスレート劈開をよく観察することができる(第10図)。

女川湾北岸の宮ヶ崎・石浜間の北側山地では大沢層の粘板岩は女川粘板岩の俗称で大規模に屋根用スレートとして採掘されたことがあるが、現在は休山中である。しかしその廃石を粉末にし、“女川ポゾラン”としてセメント調合剤などに利用されている。

本図幅地域内の西部に分布する大沢層は東部における大沢層と同様、石灰質砂質粘板岩、石灰質粘板岩及び石灰質砂岩からなり、これらは細互層(縞状互層)をなしている。なお石巻市南境金山周辺では花崗岩の貫入により大沢層の岩石は熱変成を受けている。

大沢層は図幅地域北東部の浪板、高梨山、御前浜周辺では、平磯層とともに雄勝背斜の両翼をなし、およそ4 kmの幅をもって分布する。石浜周辺では背斜軸が南に傾くために平磯層は出現せず、大沢層のみおよそ1.5 kmの幅をもって分布する。大沢層の一般的走向はNNE-SSWを示し、雄勝背斜西翼では西に急傾斜した同斜構造、同東翼では背斜・向斜構造をくり返ししながら東上位を呈する。特に波板から御前浜にかけては第11図及び第12図に示すように小褶曲がよく発達する。女川町鷺ノ神南方及び針浜東方の大沢層は、NNE-SSW方向の走向を示し、60-70°WないしEの傾斜を示している。雄勝背斜は万石浦から浦宿を通り女川湾にぬける断層により断絶するが、鷺ノ神南方や針浜東方の大沢層にもその延長と考えられる構造が認められる。

西部においては河北町津谷から東福田を通る断層以西の津谷、大森周辺では走向N50-70°Eを示し、傾斜は津谷付近で20°N、大森付近で40°Sを示し、小背斜構造を呈する。石巻市南境金山周辺では走向



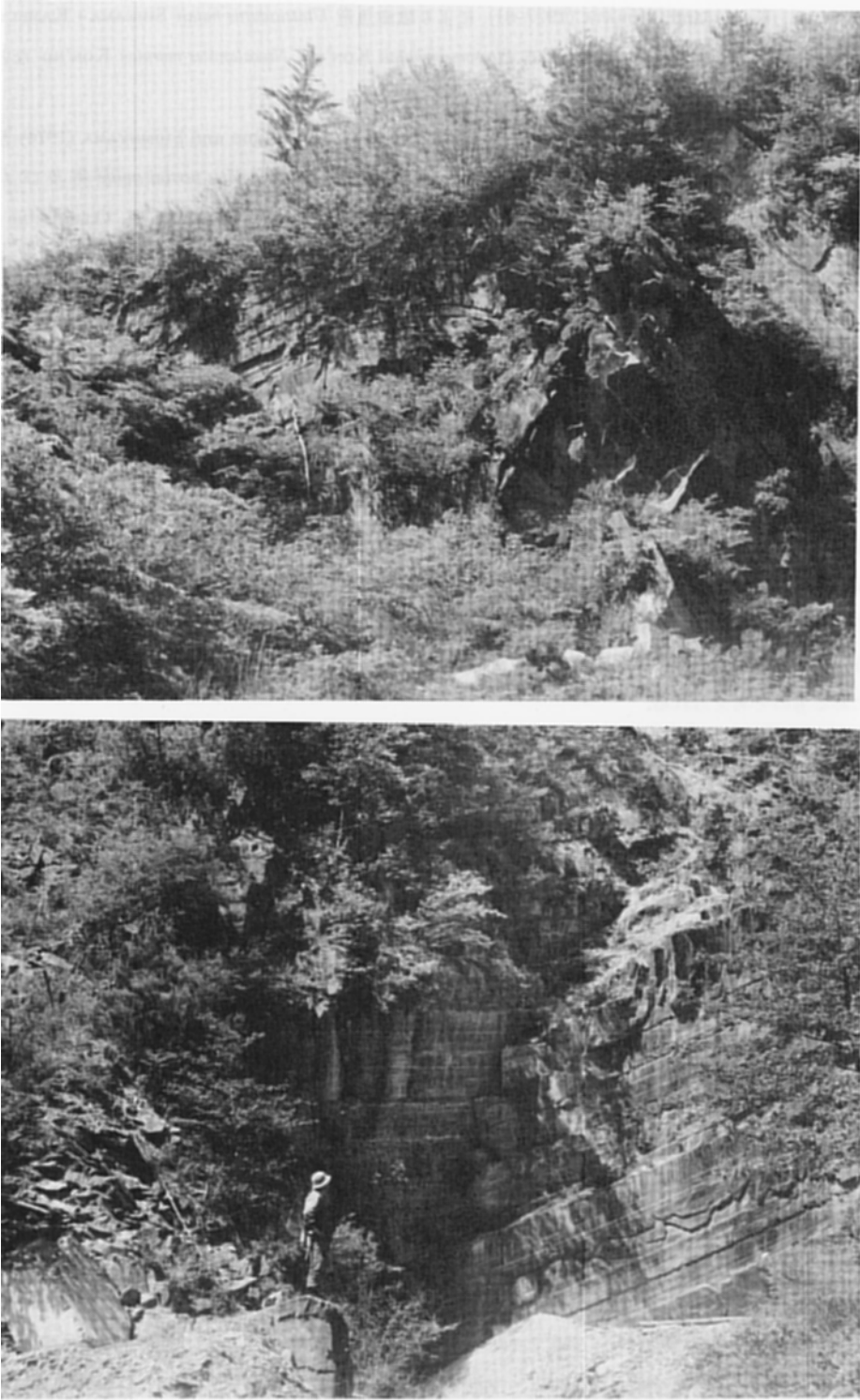
第11図 雄勝背斜東翼の三畳系におけるルートマップと断面図 (御前湾南岸)

N7-23°E,あるいはN35°Wを示し、傾斜は15-80°E又はWで、走向・傾斜ともに変化に富んでおり、南境金山の東方を通り、軸が南に傾く小背斜構造を形成するものと考えられる。

西部の河北町小船越周辺については、走向N5°EないしN53°W、傾斜は20-30°EないしNEを示し、平磯層の上位に整合に累重する。

化石 本図幅地域内の大沢層産化石としては、SUGIYAMA (1942) 及び MURATA (1978) による雄勝町浪板西方産 *Conulariopsis quadrata* SUGIYAMA (腔腸動物鉢虫類に属する)、小貫・佐々木採集で、坂東 (1968) による女川町小乗浜産 *Danubites* aff. *ambika* DIENER, *Leiophyllites* aff. *pradyumna* (DIENER), *Leiophyllites* aff. *pitahama* (DIENER), *Leiophyllites* sp. (アンモナイト)がある。近隣地域では北接する雄勝町船戸の大沢層基底近くの粘板岩から、*Ophiceras*? sp. (= "*Xenodiscus*" sp.)を、その上位の砂岩中には多数の *Pecten* sp. を産出し、更に雄勝湾では *Japonites planiplicatus* (MOJSISOVICS)を産出したことが知られている (稲井・高橋, 1940)。

地質時代 前述の化石のほか、南部北上山地の大沢層産の主要な化石としては、小貫・坂東 (1959) 及び小貫 (1969) によると本吉町大沢海岸から産する *Ophiceras* sp., *Xenodiscus* sp., *Prohungaritoid* gen. et sp. indet., *Pseudoharpoceroid* gen. et sp. indet., *Keyserlingitoid* gen. et sp. indet., *Eumorphotis* aff. *telleri* (BITTNER), *Posidonia* sp., *Meekoceras* spp., *Xenoceltites*? sp., *Euflemingites* sp., *Danubites*? sp. など、岩手県東磐井郡藤沢町千松産の *Eumorphotis martini* KIPARISOVA, E. cf. *multiformis* (BITTNER), "*Pecten*" *amuricus* (BITTNER) var. など、歌津町館からの *Subcolumbites* cf. *perrini-smithi* (ARTHABER)がある、また歌津町か



第12図 大沢層粘板岩に見られる背斜(上図)及び向斜(下図) (雄勝町浪板西方)

ら SHIKAMA, KAMEI and MURATA (1977-81) により歌津魚竜 *Utatsusaurus hataii* SHIKAMA・KAMEI and MURATA, 本吉町大沢付近からは植物化石 *Pleuromeia hataii* KON'NO, *Neocalamites muratae* KON'NO などを産出することが報告されている。

以上述べた産出化石のうち、アンモナイトにより BANDO (1970), BANDO and SHIMOYAMA (1974) 及び小貫(1981)によれば大沢層のなかに *Meekoceras-Euflemingites* 帯, *Subcolumbites perrini-smithi* 帯及び *Leio-phyllites* 帯が認められており、本層の地質時代は三疊紀前期 Scythian の Owenitan 期, Columbitan 期, Prohungaritan 期にわたると考えられている。

IV. 1. 4 風越層

風越層は宮城県本吉郡本吉町津谷の東方 2 km に位置する風越海岸を模式地とする。風越層は本図幅地域内においては、東部、中部及び西部に分かれて分布する。

岩相・構造 本図幅地域における風越層は大沢層から漸移するもので、厚層理時に塊状で、長石質の淡緑色砂岩からなるが、一般に20-100mの砂岩粘板岩縞状互層を2-3層挟有する。砂岩は一般に中粒一部粗粒一礫質であるが、時に細粒砂岩に漸移したり、また砂質粘板岩や粘板岩の薄層を挟有し互層状となる。砂岩は時に東部で乱堆積による粘板岩の同時礫を含み、中部では級化層理の発達認められる。砂岩粘板岩縞状互層は、一般に砂岩と粘板岩がそれぞれ5mm-1cm, 5cm-10cmの厚さをもって交互する縞状互層であり、層理は明瞭である。本層は上位の伊里前層に漸移するが、一部分は同時異相の関係にあるものと考えられる。

風越層は本図幅地域の東部においては主として雄勝背斜の両翼に分布する。背斜の東翼では、雄勝町波板南方・女川町指ヶ浜周辺、女川町御前浜・桐ヶ崎周辺、女川町小乗・高崎山・高白周辺において背斜・向斜を繰り返しながら幅広く分布し、厚さは250-450mと変化に富んでいる。波板南方、指ヶ浜、御前浜、桐ヶ崎周辺では一般に走向 N10-80°E, 傾斜 10-80°E であるが、傾斜は西方、南方あるいは北方へと変化に富んでおり、これらの走向、傾斜の変化は緩やかな褶曲の繰り返しを示すものと考えられる。小乗・高崎山・高白周辺では一般に走向 N60°E ないし N80°W, 傾斜 10-40°S の同斜構造を、鷲神南方では一般に走向 NS, 傾斜 60°W の同斜構造を呈するものと考えられる。背斜の西翼では女川町宮ヶ崎及びそれより北北東方向に延びる山地周辺において同斜構造で幅狭く分布し、厚さは10-150mと変化に富んでいる。西翼では一般に走向 N10-30°E, 傾斜 70-80°W の同斜構造を呈し、東翼で背斜・向斜を繰り返すのと対照的である。

中部においては雄勝町・河北町境界の硯上山・雄勝峠・女川町黒森山西方・安住・石巻市志の畑周辺の安住背斜の軸部に分布し、背斜構造を形成する。中部における岩相は、東部の場合と同様に砂岩によって特徴づけられるが、砂岩粘板岩縞状互層をより多く挟有する。中部では、一般に走向 N 10-40°E, 傾斜 20-40°W ないし E を呈する。

西部における石巻市籠峯山西方では北北東に軸傾斜し、北北東-南南西方向の背斜構造を呈し、棚橋、金沢周辺では走向 N20°E ないし N80°E-N60°W, 傾斜 50°E ないし N を呈し、軸が北北東に傾斜する背斜構造を示す。石巻市南境金山・竹下・中組周辺では走向 NS, N10-70°E ないし N35°W, 傾斜 40-80°E ないし W を、時に傾斜 10-30°N を呈し、南南西に軸傾斜する向斜構造を示す。河北町大土周辺の

地塊では籠峯山西方周辺の地塊とは北北東-南南西方向の断層により接し、走向 N50-60°W ないし N70°E、傾斜30-50°S ないし 20°N を呈し、小背斜構造を示す。河北町小船越では走向 N50°W ないし N10°E、傾斜20-30°E の同斜構造を示す。

化石 これまで本図幅地域内の風越層からは MURATA (1973) による *Leptochondria? hataii* MURATA 以外には化石は知られていないが、本図幅地域北方の桃生郡北上村大指の風越層からは市川(1951)により *Spiriferina* sp. α (cf. *Sp. fragilis* SCHLOTHEIM), *Spiriferina* sp. β (cf. *Sp. stracheyi* SALTER), *Spiriferina* sp. γ , *Terebratulata* sp., “*Pteria*” spp., *Isocrinus* sp. などの化石の産出が報告され、本吉郡津山町柳津東方からは八谷(1901)により *Gymnites* cf. *watanabei* (MOJSISOVICS) が、SHIMIZU (1930) により *Hollandites* sp., *Balatonites* cf. *kitakamicus* (DIENER) がそれぞれ報告されている。更に矢部(1949)により本吉郡津山町柳津の風越層から *Rikuzenites nobilis* YABE が報告されている。

地質時代 小貫・坂東(1959)、小貫(1969, 1981)は本図幅地域北方の風越層産化石のうち、アンモナイト *Balatonites* cf. *kitakamicus* (DIENER) により、*Balatonites* 帯を認め、風越層の地質時代は三疊紀中期 Anisian の Beyrichitan 期であると考えている。

IV. 1. 5 伊里前層

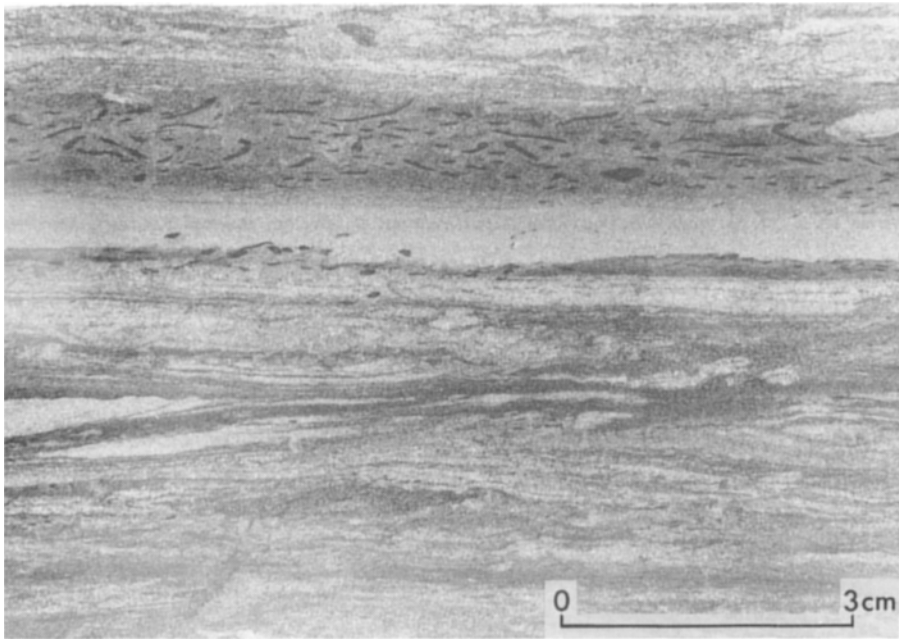
伊里前層は宮城県本吉郡歌津町伊里前の海岸地帯を模式地とする。本図幅地域内の石巻市東方の井内、湊、渡波などの井内石の採石場は古くから知られており、井内石を産する石巻市周辺の地層は古くから稲井砂質粘板岩層として呼ばれていた。かつて稲井砂質粘板岩層は女川灰色粘板岩層の直上にある厚い砂岩層を含めて呼ばれていたが、この砂岩層は現在風越層として区別されているので、ここでは風越層の上位に整合に重なり、又は風越層と一部同時異相の関係で発達し、主として暗灰色石灰質砂質粘板岩より成る地層を伊里前層と呼ぶこととする。

岩相・構造 伊里前層は本図幅地域の三疊系のなかで最も広範囲にわたり分布し、風越層から漸移するもので、総体的には暗灰色石灰質砂質粘板岩からなり、通常砂質粘板岩と粘板岩とが縞状互層を呈する(第13図)。なお数 m-数 10 m に及ぶ砂岩が数枚挟有されるが、これは風越層の砂岩と区別し難いことがある。伊里前層の厚さは700-1,500 m である。

本図幅地域内の東部では伊里前層は雄勝背斜、浦宿向斜及び安住背斜のそれぞれ翼部を形成し、中央部においては水沼向斜の翼部に幅広く分布している。伊里前層の構造は全体的に北北東-南南西の走向を有し、傾斜は40-70°位が多く、軸部の比較的開いた小褶曲(open folds)が、場所によりよく発達する(第14図)。

雄勝背斜の東翼では女川町尾浦、竹ノ浦周辺に幅狭く分布し、走向 N10-30°E、傾斜60-70°E を呈する。西翼では、石役山から女川町浦宿方向の浦宿向斜までの地域、すなわち雄勝町原東方、石投山東方、女川町清水町、宮ヶ崎西方において、走向 NNE、傾斜40-70°W を呈し、断層などにより局部的に地層の擾乱が認められるが、ほぼ同斜構造と考えて差支えない。浦宿向斜の西翼と安住背斜の東翼の占める地域では走向 NNE、傾斜30-40°E を呈する。

本図幅地域の中央部における水沼向斜の東翼、すなわち石巻市真野、日影、京ヶ森、沢田、鹿松周辺では走向 NNE、傾斜20-40°W を呈する。同向斜西翼に位置する上品山、石巻市高木、籠峯山、前田、



第13図 伊里前層の縞状砂質粘板岩 生物擾乱の痕跡が認められる(石巻市湊)



第14図 伊里前層の砂質葉理粘板岩 よく成層し、緩やかな背斜構造を示す(石巻市風越峠付近)

亀山, 井内, 湊周辺では走向 NNE ないし NNW, 傾斜 20-40°E を呈する. 水沼向斜の伊里前層は東部地域に比較し, 地層の擾乱が少なく, 単純な向斜構造をなしていると考えられる.

本図幅地域内の女川及び渡波を結ぶ線以南の地域, すなわち, 女川町高白, 横浦, 大六天山, 針浜, 唐松山, 石巻市祝田, 佐須, 山居, 風越峠, 蛤浜, 桃ノ浦周辺にも伊里前層は分布するが, 走向, 傾斜ともに変化に富み, 緩やかな背斜, 向斜を繰り返すものと考えられる.

化石 伊里前層産化石に関する研究史については, 既に前述の稲井層群の概要のなかで記述したところであるが, 小貫・坂東(1959), 小貫(1969, 1981)による総括に基づけば, 本図幅地域内から次のような化石の産出が知られている.

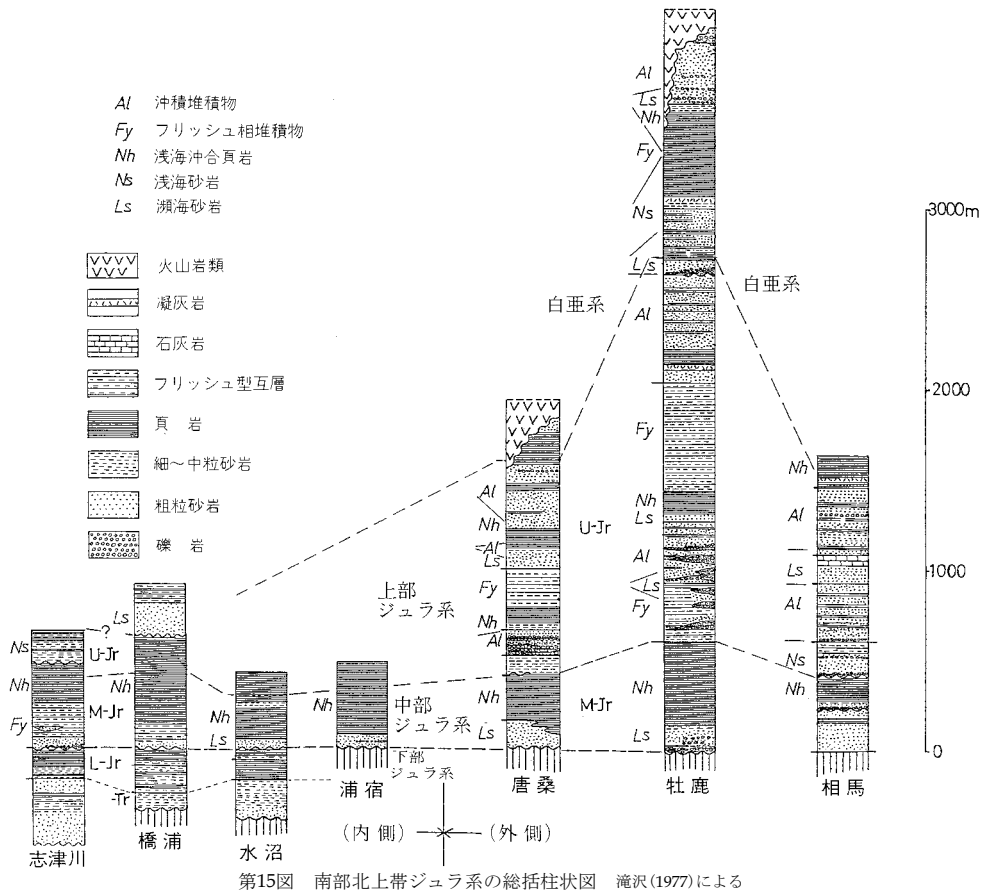
- (1) 石巻市井内一石巻東方採石場: *Hollandites japonicus* (MOJSISOVICS), *H. j. var. crassicostata* (SHIMIZU), *H. haradai* (MOJSISOVICS), *H. nodai* (DIENER), *H. sp.*, “*Danubites*” *naumanni* (MOJSISOVICS), “*D.*” *japonicus* SHIMIZU, “*D.*” *cf. kansa* (DIENER) in SHIMIZU, *Balatonites kitakamicus* (DIENER), *B. gottschei* (MOJSISOVICS), *Cuccoceras aff. submarinonii* SHIMIZU, *Gymmites watanabei* (MOJSISOVICS), *G. cf. kirata* DIENER, *Ussurites yabei* (DIENER), *Sturia japonica* DIENER, *Ptychites inaicus* DIENER, *Ptychites sp.*, *Neocalamites cf. hoerensis* (SGHIMPER)
- (2) 石巻市渡波町祝田: *Hollandites haradai* (MOJSISOVICS), *Balatonites kitakamicus* (DIENER)
- (3) 石巻市渡波町佐須: *Hollandites haradai* (MOJSISOVICS)
- (4) 女川町宮ヶ崎, 女川町西北方1500m 地点, 石巻市渡波町釜向及び山居: *Hollandites sp.*

これらのほかに南部北上山地の伊里前層から産出する主要な化石としては, *Hollandites japonicus tokuraensis* ONUKI and BANDO, *Beyrichites sp.*, “*Danubites*” *shimizui* ICHIKAWA, *Rikuzenites nobilis* YABE, *Japonites planiplicatus* (MOJSISOVICS), *Leiophyllites cf. pseudo-pradyumna* (WELTER), *Monophyllites sphaerophyllus* (HAUER), *Sturia cf. sansovini* (MOJSISOVICS), *Episageceras sp.*, *Posidonia japonica* KOBAYASHI and FUKASAWA, *Nucula sp.*, *Metanotosaurus nipponicus* YABE and SHIKAMA を挙げる事ができる. (小貫, 坂東, 1959; 小貫, 1969・1981)

地質時代 以上のような伊里前層の産出化石から, *Sturia sansovinii*-*Monophyllites sphaerophyllus* 帯及び *Hollandites japonicus* 帯が認められており, 伊里前層の地質時代は三疊紀中期 Anisian に相当するものと考えられている(矢部, 1903, 1918; DIENER, 1916; 小貫・坂東, 1959; BANDO, 1964; 小貫(1969, 1981)).

IV. 2 ジュラ系・白亜系

本地域には三疊系に次いでジュラ系がよく発達しており, 三疊系に抱かれた3つの向斜をなして分布する. すなわち, 東側より, 牡鹿地区, 浦宿地区, 水沼地区の各ジュラ系である. 各地区で地層の発達状態(地質時代, 層相, 層厚)が異なるので, 地区ごとに分けて記述する. 水沼地区と牡鹿地区は, 南部北上におけるジュラ系の2大配列である志津川—橋浦亜列(西亜列)と唐桑—牡鹿亜列(中亜列)にそれぞれ属している(第3図). 下部ジュラ系はこの西亜列のみ分布し, 本地域では水沼地区にのみ発達する. 水沼地区の内の原層は, 従来上部三疊系に対比されているが, 確定的な証拠に乏しい.



両亜列の地層は構造発達史上の意義や層相の差違があるので、それぞれ独自の地層名を与えた。浦宿地区のジュラ系は、上記両亜列の中間にあって、両列を分ける背斜に近接するという点で、特異な位置を占めている。しかし、その層相や構造発達史的意味は、牡鹿地区に似るので、地層名は牡鹿地区と共通のものを用いる。

上記3地区のジュラ系の概括的な層相発達の比較を第15図に示した。

IV. 2. 1 水沼地区のジュラ系及び内の原層

石巻市街の北東の水沼地方に分布するジュラ系についての本格的な層序的研究は、稲井・高橋(1940)によって始められたが、それ以前に、このジュラ系に関する研究があったかどうかは判然としない。

その後における東京大学及び東北大学におけるこのジュラ系に関する卒業論文は、KOBAYASHI(1947)、小貫(1956)に引用されている。速水(1959)は、HAYAMI(1959)の古生物学的研究を基礎に、志津川地方のジュラ系との対比に重点を置いて、新たな層序をたてた。TAKAHASHI(1969)は、ジュラ系の下半について、速水とは異なる層序区分を提唱した。ほかに小貫(1969)のまとめがある。

水沼地区のジュラ系は、既述のように南部北上におけるジュラ系の2列の弧状分布のうち、西列の志

津川一橋浦亜帯に属し、その南端に位置する。本地区のジュラ系が牡鹿地区のジュラ系と著しく異なる点として、下部ジュラ系の発達と、全体の層厚の薄いこと及び牡鹿地区のほぼ同時代の地層に比べ、粗粒砕屑物の少ないことなどが挙げられる。この地区の下部ジュラ系は有力な時代決定に足りるアンモナイトを産していないが、豊富に産する二枚貝化石と上下位の地層との関係、層相などから、時代のよく分かっている志津川地方のジュラ系に対比される（例えば、速水、1959）。TAKAHASHI (1969)は、速水(1959)の葦の浜層と水沼層とは、化石相からも岩相からも区分が難しいとして、両層を一括して細浦層相当水沼層とした。しかし、化石相から明瞭な識別はできないとしても、岩相に注目して、葦の浜層の上位の頁岩相を細浦層相当層とすれば、その層序的位置から、両層の区分は可能である。したがって本稿では基本的に速水(1959)の地層区分に従った。しかし彼の“皿貝層群”については、まだ確実に上部三疊系とする根拠に乏しいことから、水沼地区独自の地層名を用いた方が妥当とみなし、TAKAHASHI (1969)の内の原層を用いた。本地区のジュラ系の柱状図を第16図に示す。このジュラ系は基本的には南に沈下した向斜構造を持つが、中央部に稲井層群が背斜状に露出する複向斜を示す。

IV. 2. 1. 1 内の原層

本層は塊状の粗一中粗砂岩からなる地層で、稲井層群を不整合に被覆し、葦の浜層に整合的(?)に被覆される。化石を全く産しない為、時代は層序関係から上部三疊系か、最下部ジュラ系のどちらか確定的でない。

水沼地方中入畑より、北東に入る沢筋(二俣路)に代表的に露出するほか、内の原付近から草刈山北側まで分布する。この砂岩層は、無層理で、葉理も乏しく非常に単調な層相を呈しており、頁岩をほとんど挟まず、わずかにシルト質細粒砂岩を中部と上部に挟むにすぎない。層厚は、二俣路で250mで草刈山北方では更に厚くなるが、南方に薄くなり、内の原南方で尖滅する。

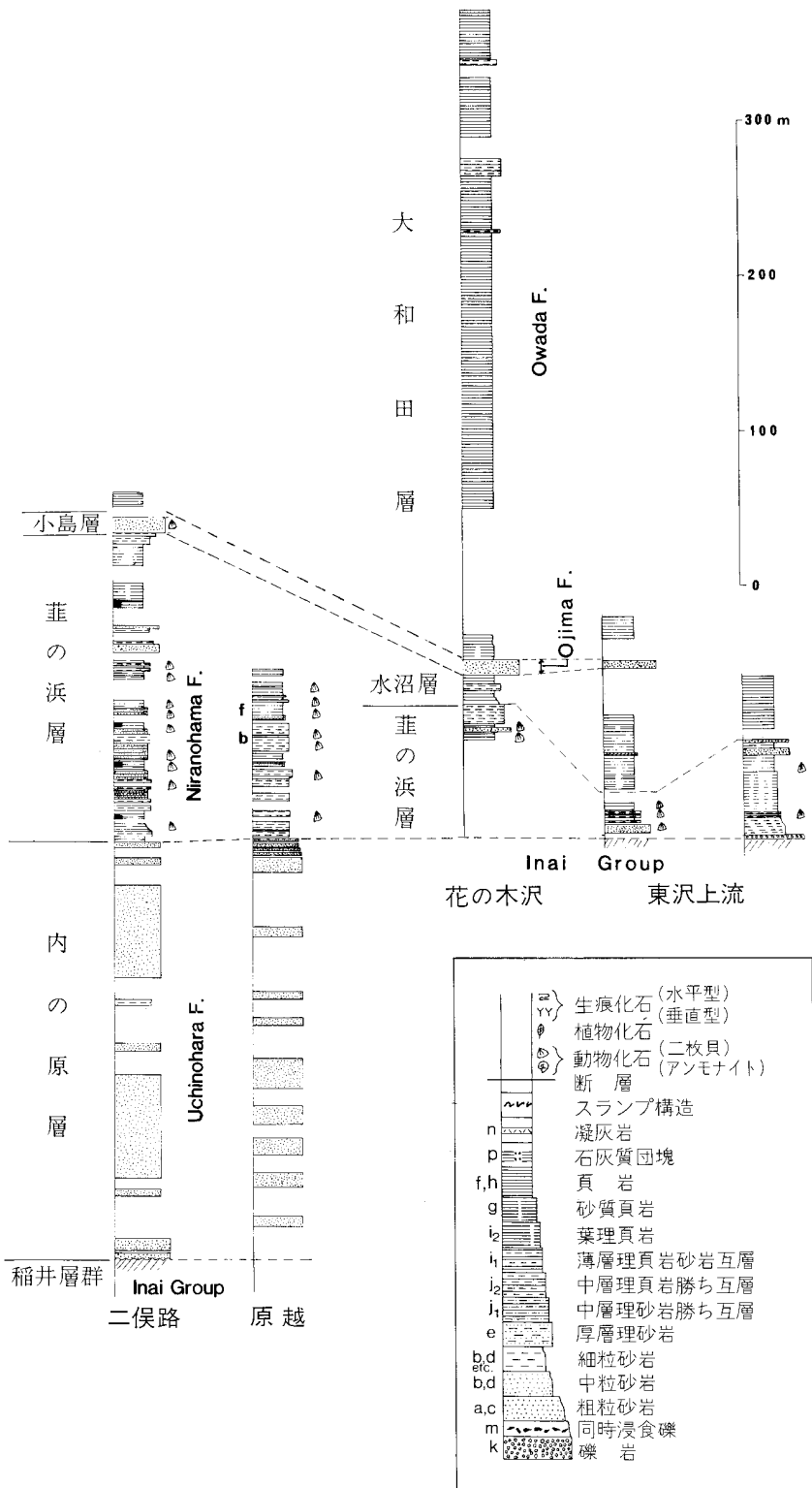
稲井層群との不整合面は、草刈山南西麓の道路沿いで観察され、稲井層群のよく成層した砂質頁岩を本層の粗粒砂岩が凹凸面のある浸食面を介して、不整合に覆う。

本層の上限は、速水(1959)によれば、葦の浜層が厚さ2mの基底礫岩をもって不整合に覆うとされている。しかし、この部分を筆者は丹念に調査したが、このような“礫岩”は現在では見いだせなかった。TAKAHASHI (1969)もこの不整合を認めていない。岩相上は、本層は葦の浜層の細粒砂岩に漸移している。しかし、本層のような長石質砂岩の厚層は、模式地の葦の浜層には存在しない。一方、皿貝層群の砂岩に比較して、細粒で淘汰良好であり、また黒雲母片に乏しいなどの点で若干異なる。皿貝層群に豊富に含まれる炭質物片も欠く。本層を皿貝層群のより distal な層相とみなすことも考慮されるべきであるが、根拠に乏しい。

現在のところ、本層を上部三疊系皿貝層群とするか、下部ジュラ系志津川層群とするか、決定するだけの資料に乏しいので、本報告では、時代未詳としておく。ただし、葦の浜層が水沼地区の西半部にも薄いながら分布するのに対し、内の原層は同西半部での分布が認められない点は注視しておく必要がある。

IV. 2. 1. 2 志津川層群(下部ジュラ系)

葦の浜層 (Nr)



第16図 水沼地区ジュラ系の地質柱状図

本地域北方の志津川地方葦の浜を模式地とする下部ジュラ系下半部を代表する地層で、水沼地区の北半部に分布する。

本地区の北東部では、二俣路中下流部に豊富な貝化石を伴って代表的に露出し、これより北側の枝沢の上流によく追跡される。中央部及び北西部においては、稲井層群を直接被覆し、本層の砂質頁岩中に、時々貝化石を伴っている。本層は、水沼地区の北東半部に比較的広く分布するのに対し、西半部では層厚を著しく減じ狭い分布を示す。

本層は、灰黒色の砂質頁岩を主とし、時々厚さ数m以上の間隔で細粒砂岩を挟む。北縁部では最下部に厚さ2m位の礫岩が存在する。下部の頁岩中に挟まる砂岩は、厚さ5m以下で、1m前後のものが多い。砂岩は一般に細粒でしばしば炭質物微片に富み、泥質で暗灰色を呈する。鉱物組成的には、石英を主とし、斜長石・カリ長石を20%以上含むが、岩片に乏しい。

本層は、頁岩・砂岩ともに、貝化石を豊富に産し、二俣路では密集した貝化石層が少なくとも12枚ある。化石密集部は、厚いものでは4-5mの厚さにわたり、*Modiolus*, *Bakevella*, *Geratrigonia*, *Eomiodon* が代表的である。全体として二枚貝が優勢であるが、若干の巻貝が共産する。本層の化石層は、西方に向けその枚数を減少し、西北端では、2-3枚程に減少する。

速水(1959)により、本層から次の化石が報告され、Hettangian に対比されている。

Parallelodon niranoensis HAYAMI, *Modiolus bakevelloides* HAYAMI, *Pteria* (s. l.) *kitamiensis* HAYAMI, *Bakevella trigona* (YOKOYAMA), *Bakevella* sp., *Gervillia* (*Cultripsis*) *shizukawensis* HAYAMI, *Isognomon rikuzenicus* (YOKOYAMA), “*Ostrea*” sp., *Camptonectes inexpectatus* HAYAMI, *Geratrigonia hosourensis* (YOKOYAMA), *Eomiodon lunulatus* (YOKOYAMA), *Eomiodon vulgaris* HAYAMI, *Eomiodon* (?) *giganteus* HAYAMI, *Yokoyamaina elliptica* (YOKOYAMA), *Protocardia* sp., *Thracia subrhombica* HAYAMI, *Cuspidaria praenipponica* HAYAMI, *Burmesia japonica* HAYAMI, *Gastropoda* spp.

水沼層 (Mz)

岩相上志津川地方の細浦層 (upper Lower Jurassic) に類似する。葦の浜層の頁岩が細粒砂岩をよく挟むのに比較して、砂岩の挟みが少なく、より細粒な頁岩からなる。また、葦の浜層の頁岩に比べて炭素質でない。本層は、葦の浜層から漸移するため、葦の浜との境界が決め難いばかりか、本層の存否の確認も難しい場合もしばしばある。

本層の分布は、水沼地区のジュラ系の西北部のみで認められ、層厚は80m以下である。化石は未発見であり、アンモナイト等をよく産出する模式地の細浦層と確実に対比するのは難しい。しかし、層位関係と岩相から、細浦層相当とみなされる。なお、速水(1959)の“水沼層”から報告された *Bakevella* ほかの化石は、本稿の葦の浜層に含まれる。

IV. 2. 1. 3 橋浦層群(中一上部ジュラ系)

中一上部ジュラ系で海進初期の粗粒砂岩(小島層)と、それから漸移する沖合泥質岩(大和田層)とからなる。

おじま 小島層 (Og)

下位の下部ジュラ系を、不整合に被覆する中部ジュラ系の砂岩層である。

本層は、中入畑北東のカナゲ沢沿、花水沢、アサノ沢及び内の原南方などで観察される他、小島付近に露出する。塊状の粗一中粒砂岩からなり、局所的に礫岩を挟み、同時浸食的な頁岩角礫を伴う。礫岩は、厚さ2-3mのものが中入畑でよく観察され、礫径15cm以下の円礫からなる。礫種は、珪長質火山岩、石英斑岩、優白色花崗岩、頁岩を主とする。砂粒の淘汰は一般に不良で、新鮮面で青灰色、風化面では黄白色—黄褐色を呈する。

本層は北西部では水沼層の頁岩の上位に重なるが、平畑の西方真野南部では、稲井層群(伊里前層)を直接覆う。牡鹿地方の月の浦砂岩部層に酷似するも、火山岩片に乏しく、やや珪質である。層厚は10-30mで、東部ほど粗く、かつ厚い傾向を示す。本層は岩相、化石などの点で、志津川地方の荒砥崎層によく似る。志津川地方の荒砥崎層や、牡鹿地方の月の浦砂岩部層に見られるような、花崗岩や稲井層群頁岩の大礫は発達しない。化石は三角貝(*Myophorella* sp., *Vaugonia* sp.) がかなり豊富に含まれるが、保存不良である、

大和田層 (Ow)

下位の小島層から砂質頁岩を経て漸移し、単調な黒色頁岩からなる。水沼向斜部の中央部から南部にかけて広く分布する。本層の中部に中—細粒の砂岩層(厚さ10m以下)を数枚ほど挟有するほか、時々厚さ数cm以下の細粒砂岩を挟む。牧山南部の伊原津付近では部分的に砂岩葉層のよく発達した葉理頁岩となる。牡鹿地区の侍浜頁岩部層と全く同様な岩相を呈する。しかし、砂質頁岩が非常に少なく、全般的に細かい。頁岩は志津川層群のものに比べて、炭質物が少ないが、黄鉄鉱微粒を普遍的に含有する。

本層は、*Keplerites* (*Seymourites*) cf. *acuticostatum* KOBAYASHI (KOBAYASHI, 1947), *Perisphinctes* (*Kranasphinctes*) *matsushimai* YOKOYAMA, *Keplerites* (*Gowericeras*) *oyamai* TAKAHASHI (TAKAHASHI, 1969) を産し、これらは Callovian から late Oxfordian を示唆するが、同時代とみなされる志津川地方の荒砥層と同様 Bajocian-Kimmeridgian と考えられる。

IV. 2. 2 牡鹿地区のジュラ系 (牡鹿層群)

牡鹿層群は、下位の中・下部三疊系稲井層群を基底礫岩をもって不整合に被覆し、中—上部ジュラ系及び最下部白亜系からなる。その層序は第17図及び18図のように、下位より、月の浦、荻の浜、鮎川の3累層に区分される。しかし、本地域には鮎川累層は分布しない。牡鹿半島全域のジュラ系の層序については、既に隣接する「金華山」地域の地質(滝沢ほか, 1974)において詳しく述べられているので、本報告では、記述を石巻地域に関係する部分にとどめておく。

牡鹿層群は基本的に3つの向斜を持つ複向斜構造からなり、それらの向斜を西側より、荻の浜向斜・小積峠向斜・新山向斜と呼び、前2者は断層、荻の浜・新山両向斜は背斜をもって境される。本地域には東側の新山向斜の地層は分布しない。ジュラ系においては、古生層や三疊系ほどではないが、スレート劈開が発達し、大小の規模の褶曲が見られる。

IV. 2. 2. 1 月の浦累層

牡鹿層群の基底層で、基底礫岩に始まる海進性堆積物である。本層は、礫岩及び粗粒砂岩を主とする下部(月の浦砂岩部層, Tk)と均質な黒色の頁岩からなる主部(侍浜頁岩部層, Sm)に2分される。牡鹿

半島の南西岸の月の浦から待浜にかけての海岸沿い及び道路沿いに標式的に露出し、同半島北岸の横浦付近や尾浦付近にもよく露出する。層厚は両部層併せて、700-800mである。

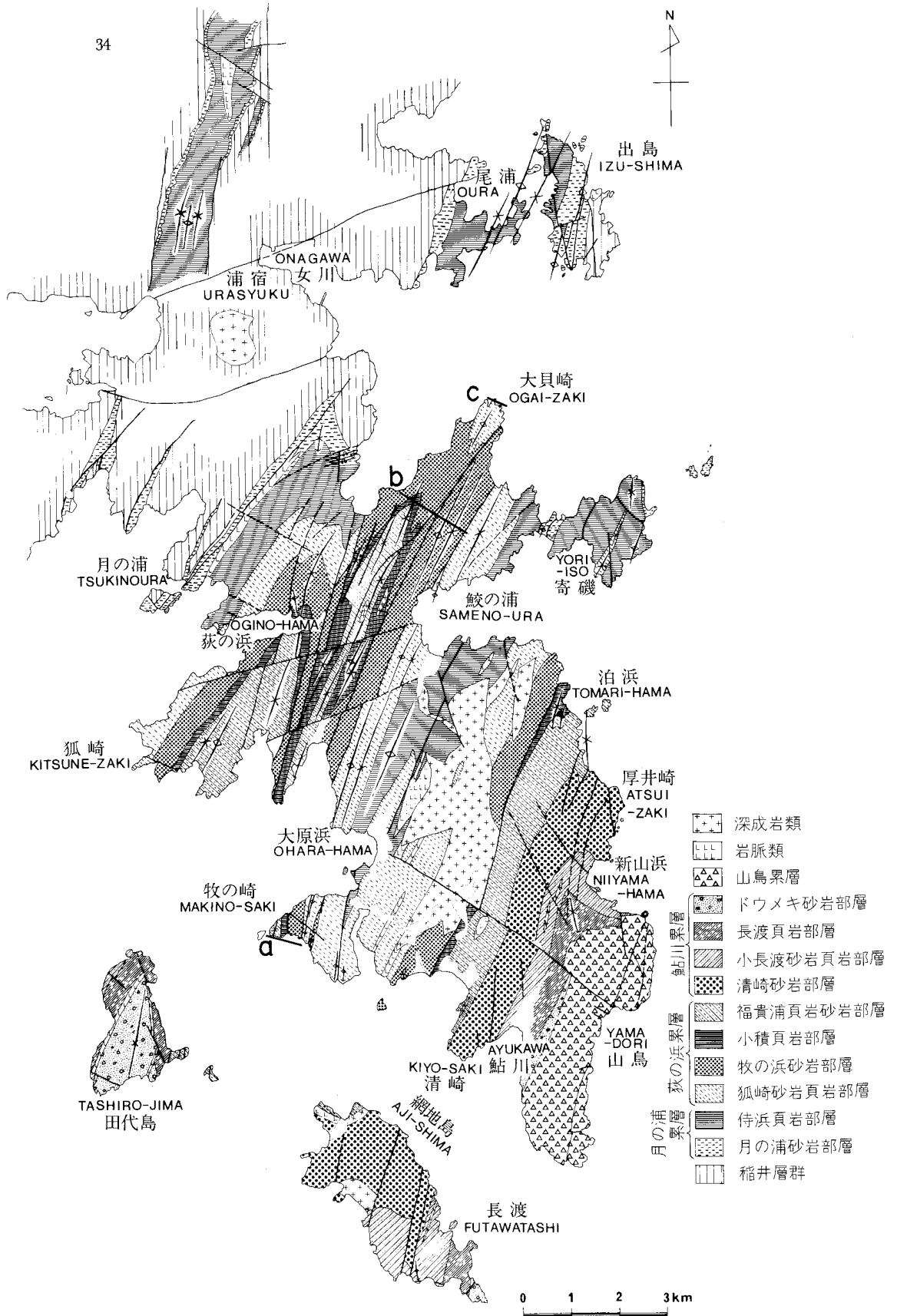
下位層との不整合関係は、月の浦部落東側(第19図)、有料道路、横浦、尾浦南方海岸、尾浦北岸など随所で観察され、いずれも、稲井層群伊里前層のよく成層した砂質頁岩の上に凹凸面をもって基底礫岩が被覆する。月の浦基底部付近には、東傾斜の衝上性逆断層がよく発達するため、第19図のように不整合が繰り返し現れることもある。また、桃の浦東方の月の浦砂岩部層の狭長な分布は、同様な衝上断層により挟み込まれたものである。横浦付近では第20図に示すように、褶曲や断層により、本累層の分布は特に複雑である。

月の浦砂岩部層(Tk) 礫岩・粗粒砂岩・砂質頁岩からなり、規模は小さいが2堆積輪廻を示す。層厚は模式地で150m、北方の尾浦付近では250mと厚くなっている。本部層の柱状図を第21図に示す。基底礫岩は、一般に径3-20cmの円礫を主とし、厚さは5m前後である。礫は密集し、基質(砂岩)量は少ない。牡鹿半島部ではほぼ同様な層相を呈するが、北方の尾浦一竹の浦付近では基質がやや多くなるとともに、礫形のやや扁平なものが多くなる。御前湾南岸一尾浦北岸では礫岩の発達、礫径・厚さとともに貧弱になる。礫種は、緑色の安山岩質岩又はひん岩・花崗岩質岩・珪質岩(チャート?その他)のほか、稲井層群起源の砂質頁岩礫と砂岩礫を含む。前3種の礫は、円磨度と礫径の淘汰がかなり良好なのに比べて、稲井層群の礫は歪角礫で扁平な形(平板状)のものが多く、しばしば数10cm大の礫も少なくないなど、礫径が大きいし、その量も北方の竹の浦付近で目立って多い。

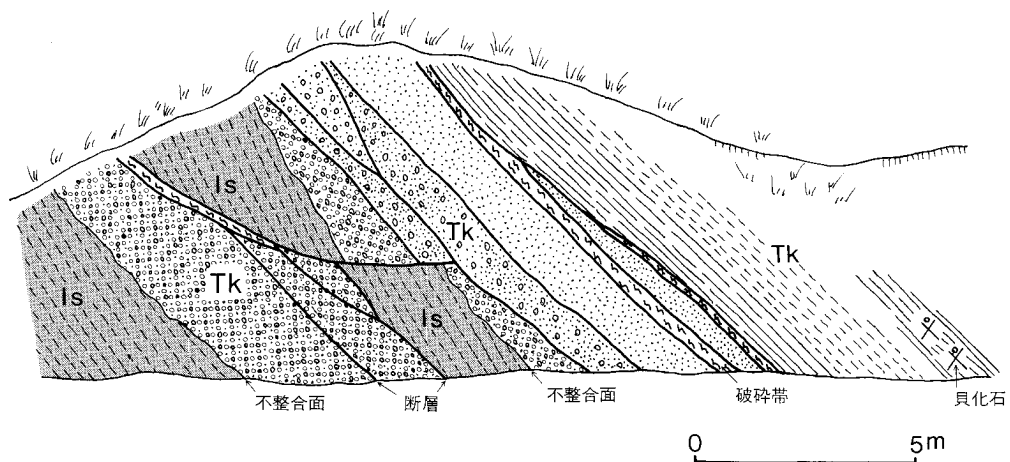
“おわんだ湾礫岩” 礫岩は、上述の基底礫岩のほか、本部層中部(上部サイクルの下部)にも局所

時代区分		層序区分		層厚(m)	岩相	地質記号		
白垩紀	前期	Valangian	山鳥累層	上部玄武岩溶岩部層	400	玄武岩溶岩流(乾陸成)		
				下部安山岩質火砕岩部層	1200	デイサイト~安山岩質火砕岩(一部水中)		
白垩紀	後期	Berriasian	牡鹿群	鮎川累層	ドウメキ砂岩部層	300~600	粗粒砂岩(礫質)	Dm
					長渡頁岩部層	620	頁岩・薄層理頁岩砂岩互層	Ft
				小長渡砂岩頁岩部層	400	粗粒砂岩・頁岩	Kb	
				清崎砂岩部層	640	粗粒砂岩・頁岩	Ky	
				荻の浜累層	福貴浦頁岩砂岩部層	600~650	中層理頁岩砂岩互層	Fk
					小積頁岩部層	150~200	頁岩	Kz
					牧の浜砂岩部層	380	粗粒砂岩・頁岩・礫岩	Mk
					狐崎砂岩頁岩部層	350	中層理砂岩頁岩互層・礫岩	Kt
				月の浦累層	待浜頁岩部層	500	頁岩	Sm
					月の浦砂岩部層	120~250	粗粒砂岩・砂質頁岩・礫岩	Tk
三疊紀		稲井層群			葉理砂質頁岩・頁岩・砂岩			

第17図 牡鹿層群の層序区分 滝沢ほか(1974)に加筆



第18図 牡鹿層群地質図 (滝沢ほか, 1974 を一部修正) a, b, c 各線は第35図の位置を示す



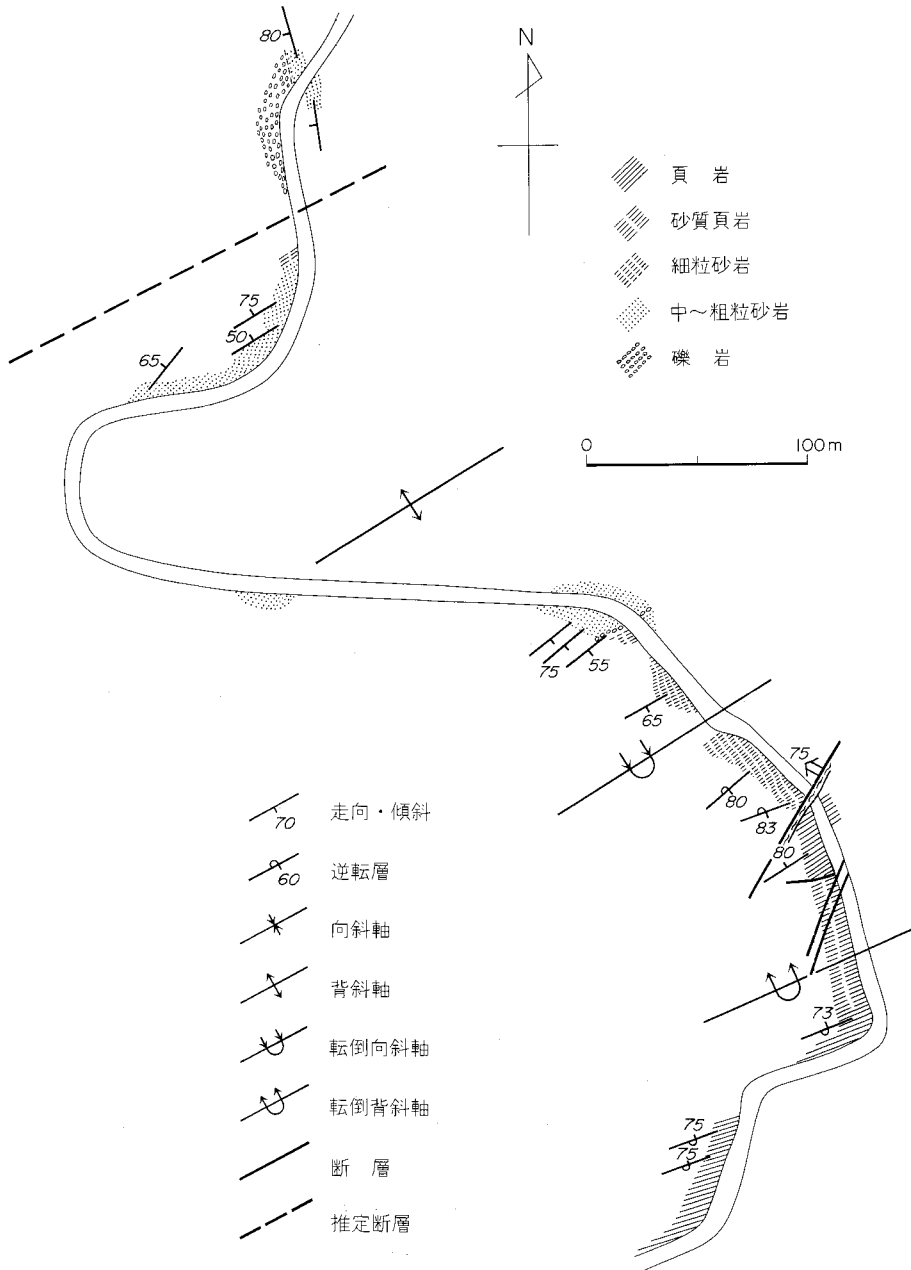
第19図 月の浦累層基底の不整合 (石巻市月浦) 衝上性逆断層により不整合面が反覆している。Is: 伊里前層, Tk: 月の浦砂岩部層

的ではあるが発達する。“おわんだ湾礫岩” (深田, 1947) がこれに相当し, 基底礫岩よりも花崗岩質岩礫に富む。この礫岩は月の浦の対岸, 小鯛島南東部に露出する(第22図)。その礫径は数cm-15cm 大が多いが, 稲井層群や同時浸食に由来する砂岩礫が, 相当量含まれ, ときに径1mに達する。この礫岩の厚さは約25mあって, その上半部では基質の砂岩量が多く, しかも礫も中礫以下で小さくなり, 谷状の同時浸食構造が見られる。また, この礫岩層の中部には不純石灰岩又は石灰質砂岩の同時浸食礫を多量に含む部分があって, 付近からは三角貝その他の化石を豊富に産する。“おわんだ湾礫岩”は側方に急激に尖滅し, 牡鹿半島部では粗粒砂岩中に, 中一大礫がごく少量散点するにすぎない。

砂岩は, 本部層を特徴づける粗粒アルコウス質のもので, 新鮮面で青緑色, 風化して黄白色を呈する。粗粒砂岩は基底礫岩の直上のものより, 本部層中部のものが厚く(模式地で約25m), 代表的である。この中部の砂岩は北方の桃の浦東方で3枚, 域外の出島では更に5枚位になってしかも砂岩総計の厚さを増す(第21図)。中部の砂岩は塊状無層理のことが多いが, 部分的に斜交層理や平行葉理が発達し, 北方に向かう程, 成層がよくなる。この砂岩からは, ときに大型の *Inoceramus* を産する。本部層上部でも砂質頁岩と交互し, 粗一中粒砂岩が現れ, ときに中一厚層理互層をなす。互層部分では, フルートカストやグループカストなどのソールマークの見られることもあり, それらはほぼ南→北の古流向を示している。

砂質頁岩は, 上下両サイクルの上部にあって砂岩から漸移する。下位サイクルのものは薄い, 7-8枚の化石層を挟み, 密集した二枚貝化石を産出する。上位サイクルの頁岩は, 北方に向かい細くなり, 時に貝化石を含む。特に上位サイクルの頁岩中に, 砂質の石灰質部分がレンズ状にあって, 多量の二枚貝・巻貝化石を含んでいることがある。場合によってアンモナイト・ベレムナイト等を共産する。

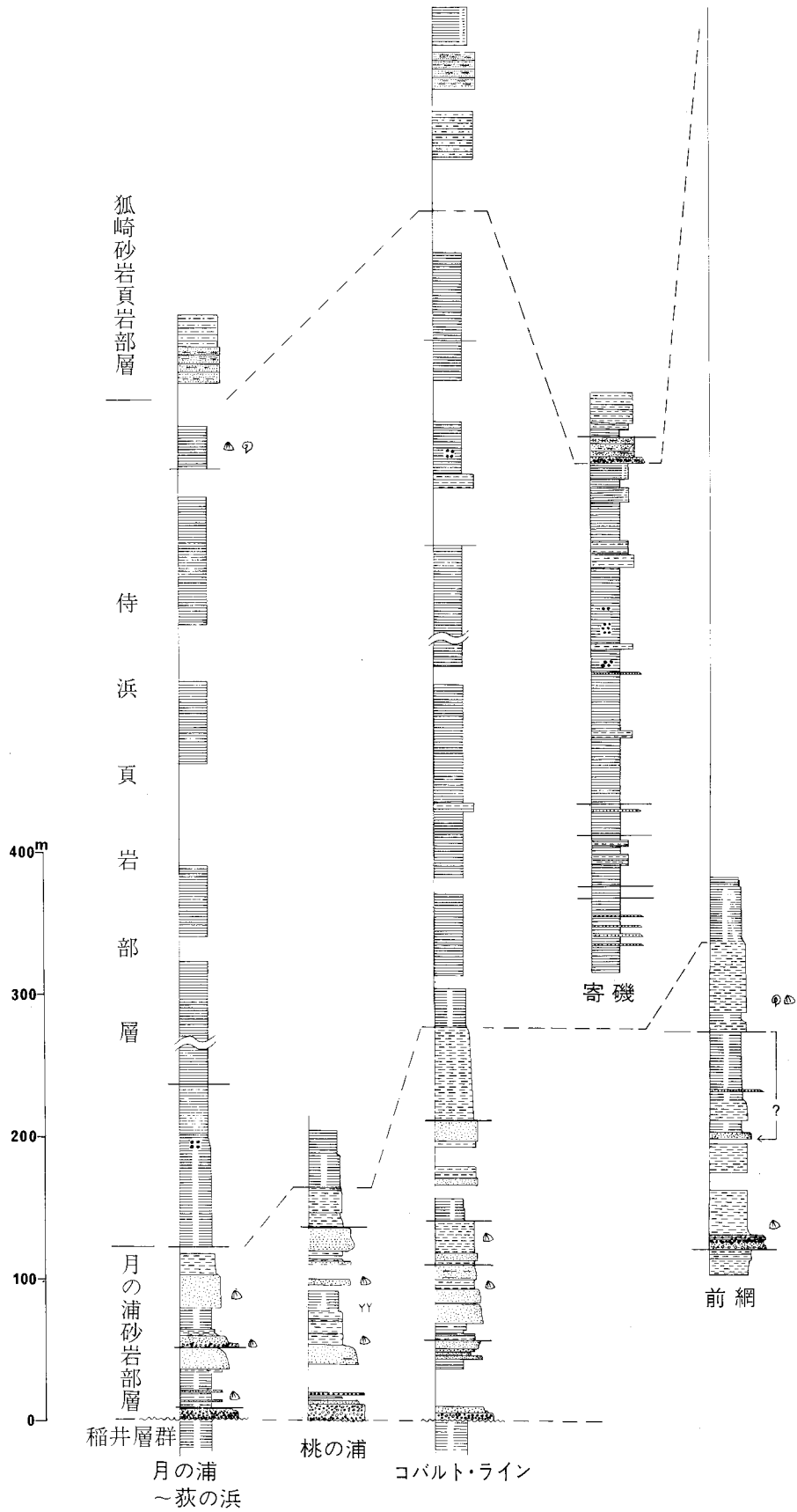
化石 小鯛島・月の浦・横浦などにおいて豊富な軟体動物化石を産出する。HAYAMI (1959・1961)によれば, *Parallelodon* sp., *Bakevellia* sp., *Kobayashites hemicylindricus* HAYAMI, *Inoceramus* (s.l.) *fukadae* HAYAMI, *Inoceramus* sp., *Entolium* sp. cf. *E. disciforme* (SCHUBLER), *Chlamys kobayashii* HAYAMI, *Ctenostreon ojikense*



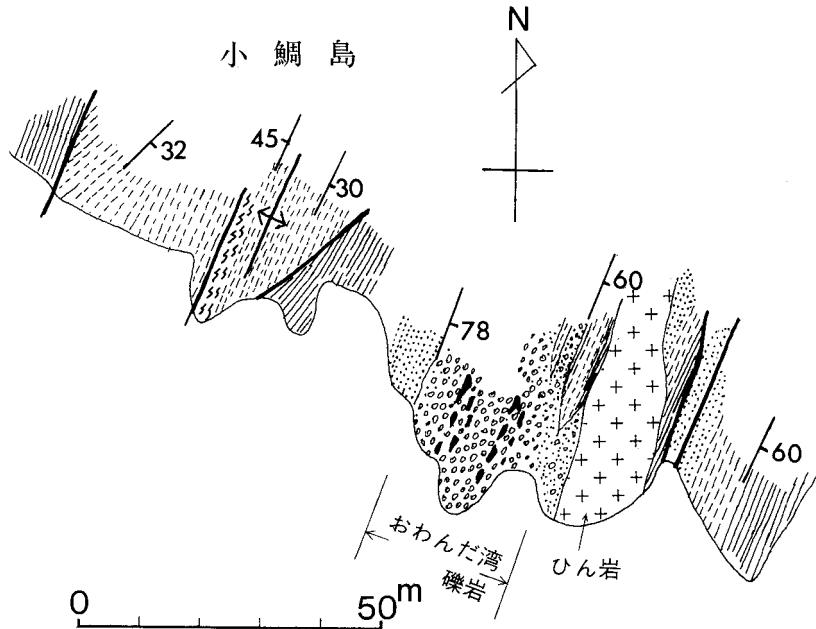
第20図 月の浦累層の同斜褶曲構造を示すルートマップ (女川町横浦)

HAYAMI, *Lopha* spp., *Trigonia sumiyagura* KOBAYASHI and KASENO, *Vaugonia kodaijimensis* KOBAYASHI and MORI, *Eomiodon vulgaris* HAYAMI 等の貝化石の産出が報告されている。

SATO (1972) は、筆者らの採集したアンモナイトについて同定し、*Normanites (Itinsaites)* sp. cf. *N. (I) itinsae* (MCLEARN) 及び *Stephanoceras* sp. を報告し、その時代を Middle Bajocian とした。



第21図 月の浦累層の地質柱状図 (凡例は第16図参照)



第22図 小鯛島南東部における月の浦累層下部のルートマップ (凡例は第20図に同じ)

侍浜頁岩部層 (Sm)

月の浦砂岩部層から漸移し、均質で厚い黒色の頁岩からなる。下位層との境界設定は難しく、一応、砂岩の挟みが乏しくなり、頁岩も砂質でなくなる部分から上位を本部層とする。本部層の頁岩は、一般に数10 cm ないし1-2 m の単位で成層することが多いが、スレート劈開が顕著なこともあってか、無層理塊状で層理面の不明な部分も少なくない。石灰質団塊が本部層の中部によく含まれるが、その伸長方向は、スレート劈開方向に平行的である。団塊の大きさは、2-3 cm 大から20 cm 位のものが多いが、場所によって50 cm 以上のものもある。

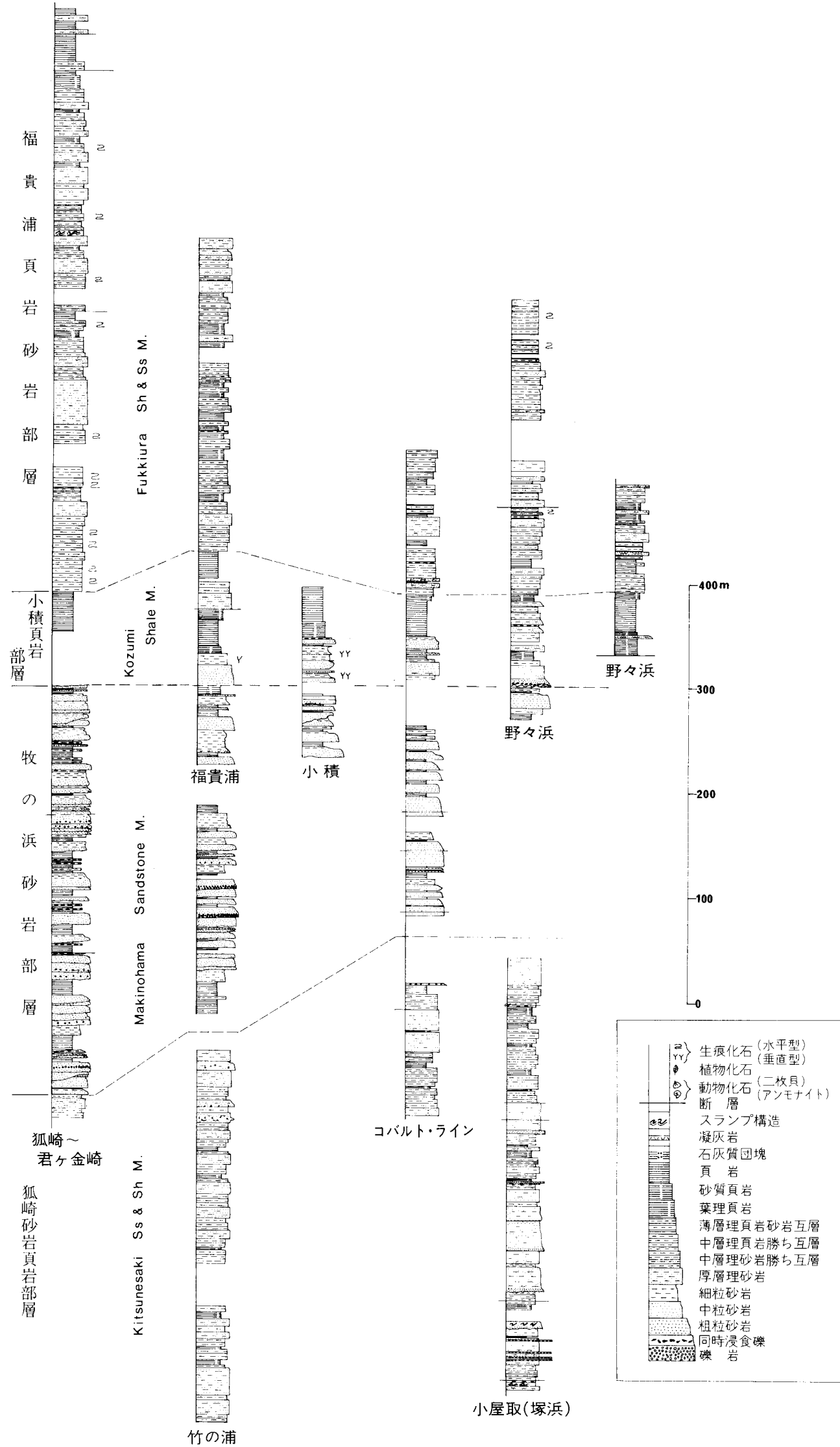
本部層の層厚は、褶曲や断層のため正確なことは分からないが、略500-600 m と見積もられる。

化石は極めてまれで、荻の浜部落西方の燈台付近の本部層最上部から、*Aulacomyella* sp. の密集した厚さ約10 cm の化石層があり、保存不良のアンモナイトを伴う。

IV. 2. 2. 2 荻の浜累層

月の浦累層を整合に覆い、主に砂岩・頁岩の互層からなる。岩相は垂直的变化に富み、下位より、狐崎砂岩頁岩部層(Kt)、牧の浜砂岩部層(Mk)、小積頁岩部層(Kz)、及び福貴浦頁岩砂岩部層(Fk)の4部層に分けられる。模式地は荻の浜の南側一帯であり、牡鹿半島に広く分布する。模式地付近を中心としての厚さは約1,400 m であるが、最上部層(Fk)の上限は、本地域では露出しない。荻の浜向斜と小積峠向斜の2列の向斜の主体をなし、様々の規模の褶曲がよく発達する。化石は海生軟体動物化石、陸生植物化石を多産する。

堆積相から見ると、下部と上部がフリッシュ様の砂岩頁岩有律互層からなり、海成のやや深い相を示すのに対し、中下部が河川型堆積サイクルで特徴づけられる陸成層、中上部が浅海成の砂岩・頁岩から



第23図 荻の浜累層の地質柱状図

なり、堆積環境の変化に富む(滝沢, 1976, 1977)。本累層の地質柱状図を第23図に示す。

狐崎砂岩頁岩部層 (Kt)

本部層は砂岩・頁岩の中層理有律互層の卓越した海成層であり、下位の侍浜頁岩部層を、本部層の成層砂岩が整合に覆っている。荻の浜湾南側の狐崎付近の海岸によく露出するほか、荻の浜西方海岸、有料道路付近の沢筋、及び鮫の浦付近などに露出する。上記の分布地のうち、前3者は荻の浜向斜に属し、ほかは小積峠向斜に属する。層厚は模式地で約350m、隣接する金華山図幅地域の新山向斜内で約400mを示し、全般的にかなり一定した層厚を持つ。

本部層の岩相を垂直的に概観すると、最下部の厚さ約50mの成層砂岩は、数10cm-1mの単位でよく成層した中粒砂岩からなり、部分的に細礫質である。この部分は、小積峠向斜内では、2-3枚の頁岩層(5-10m厚)を挟み、局所的に花崗岩の中一大礫を含む礫質泥岩及びスランプ角礫岩(第24図)を有するが、荻の浜向斜内では正常な成層状態を示す。この成層砂岩の上位に厚さ20-40mの葉理の発達した成層頁岩があつて、これは下位の侍浜頁岩部層に酷似する。この頁岩の最下部及び最上部には、厚さ30cm以下の砂岩層を挟み、良好な級化層理としばしばソールマークが発達する。本部層主部の有律互層は、一般に砂岩優勢で、ときに頁岩優勢な薄層理互層を挟む。砂岩層は厚さ30-50cmの中粒砂岩が多く、級化は余り良くないが砂岩単層の上部で見られる。しかし、粗粒砂を混じえる場合は級化良好である。ソールマークは少なく、あつてもグループカストが多い。砂岩と互層する頁岩は、しばしば葉理が発達する。砂岩層の薄い場合(数cm以下)には、斜交葉理が顕著である。また、砂岩層にはときに2-3m若しくはそれ以上の厚さの厚層理砂岩が存在し、それらは塊状で級化不良で、ときに複合成層が見られる。第25図にその例を示す。



第24図 狐山崎砂岩頁岩部層のスランプ性角礫岩(同時浸食礫) 社鹿町清水田浜南方



第25図 狐崎砂岩頁岩部層の褶曲した厚層理砂岩(女川町塚浜) 矢印は人物を示す

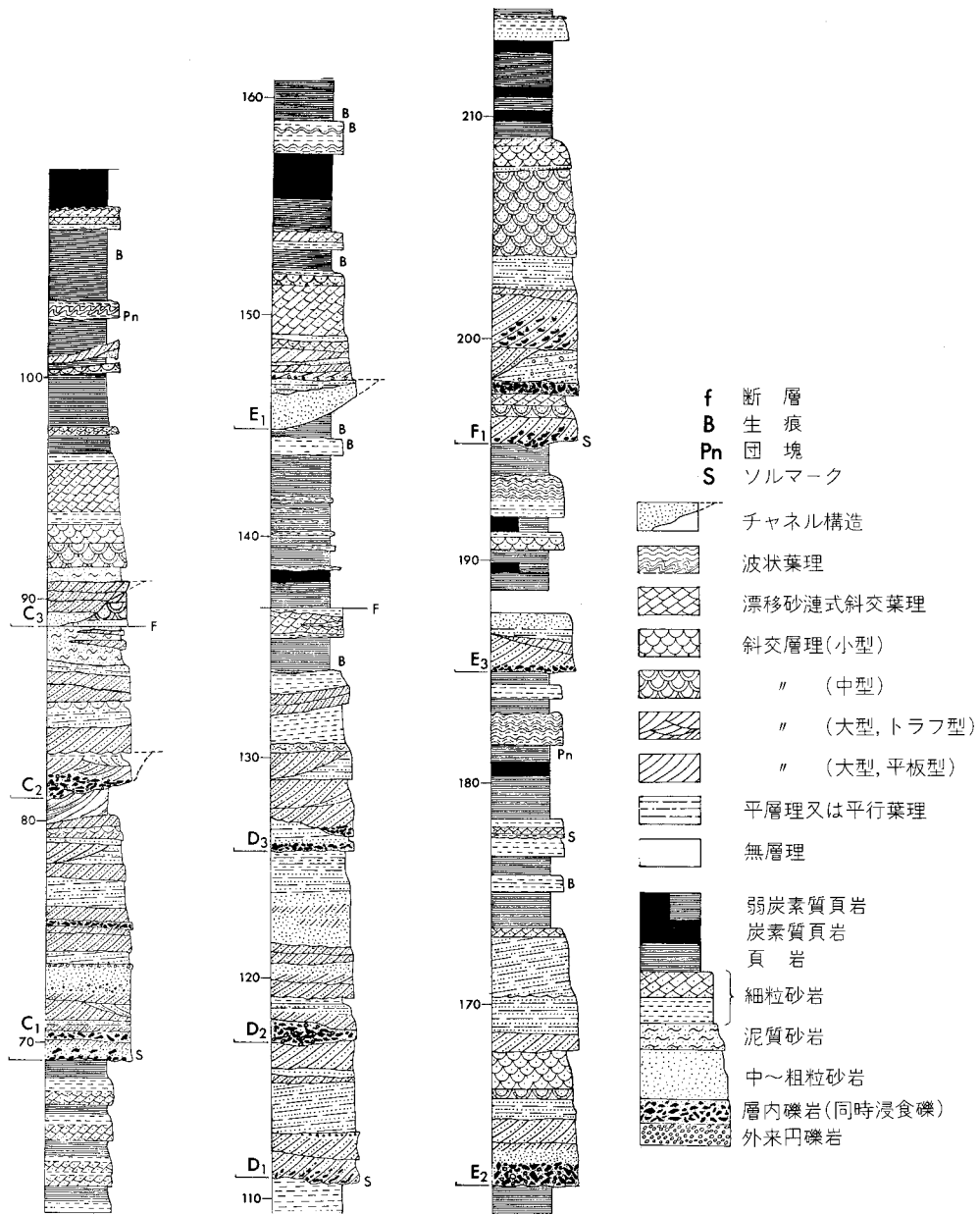
なお、本部層は金華山図幅地域では、上記のような有律互層の間に厚さ10 m 以下の中一大礫礫岩を数枚挟むなど、粗粒碎屑物に富む。

化石はまれに *Perisphinctinid* を産し、稲井・高橋(1940)は、狐崎北方より *Perisphinctes* (*Kranasphinctes* sp. cf. *matsushimai* YOKOYAMA を報告しており、これは late Oxfordian に対比される。

牧の浜砂岩部層(Mk)

本部層は、大部分粗粒砂岩と頁岩の極厚層理互層からなり、従属的に礫岩を伴う。本部層は海生動物化石を全く欠き、陸生植物化石を多産する上、河川成型の堆積サイクルの発達することなどから大半は陸成層と考えられる(滝沢, 1976)。海成の下位層及び上位層とは整合であり、岩相が漸移的であるため、上・下位層との境界は判然としないことが多い。模式地は、石巻市東部の狐崎東方(座右鼻付近)で、ほぼ連続した好露頭である。その他、荻の浜湾南岸、五部浦東側海岸にもよく露出する。模式地での層厚は380m である。

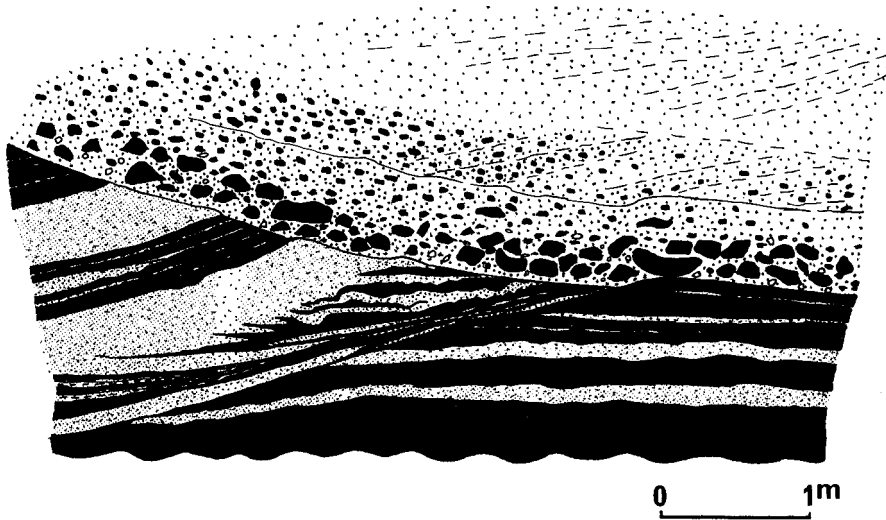
本部層の極厚層理互層は、基本的に次のような垂直的岩相変化を持つ小堆積サイクルの累重からなる(第26図)。サイクル下部より上方に向けて、①頁岩偽礫岩：同時浸食礫のほか外来礫を少量混じえ、chaotic な様相を呈する(第27図)。②粗粒砂岩：大型の斜交層理及び平層理(flat-bedding)が良く発達。③中粒砂岩：中型(セット厚30-10 cm)の斜交層理及び平行葉理が優勢に発達。④極細一細粒砂岩：漂移砂漣式斜交葉理と平行葉理を示す。⑤極細粒砂岩とシルト岩の薄互層(縞状細互層)又は砂質シルト岩。⑥頁岩：通常は均質厚層ではなく、細一中粒砂岩層(1 m 以下)や砂岩頁岩薄互層を挟有し、炭素質頁岩を含むことも多い。要するに、サイクルの下部から上方に向かって碎屑物の粒度が漸次減少する上方細粒化型サイクルを示している。特にサイクル下半部の主に砂岩からなる部分では、粒度の減少とともに、斜交層理の規模縮小化が著しい。また、サイクル基底は常に同時浸食面で境され凹凸に富むほか、



第26図 牧の浜砂岩部層下半の地質柱状図 C₁, D₁…は堆積サイクルのユニットを示す(石巻市狐崎東方) 滝沢(1976)より抜粋

サイクル内部にもしばしば同時浸食構造が発達する。

以上のような上方細粒化型堆積サイクルや同時浸食構造の形成場を、滝沢(1976)は、河川流路埋積と沖積氾濫原とみなした。すなわち、サイクル下半の粗粒部は側方に流路を漸次変える河川の必然的な営力によって砂岩層が側方累積を繰り返して水平的に広がったものである。これに対し、サイクル上半の



第27図 牧の浜砂岩部層中のイプシロン型斜交成層（狐崎東方）

細粒部は、短命な水域のあるような沖積氾濫原での浮流からの泥質物質の沈積に由来したと推察される。

なお、本部層に従属的に挟在する外来礫を主とする礫岩は、厚さ1m以下のものが数枚あり、礫種として径20cm以下の花崗岩質岩がもっとも多く、ほかに石英斑岩、ホルンフェルスなどを伴う。本部層の礫岩は、下位の狐崎砂岩頁岩部層と同様に、東側の金華山図幅地域の方がはるかに顕著である。その礫種構成や礫径分布については、後に別記する。

既述のように本部層の頁岩及び細粒砂岩からは、ソテツ・シダ類などの陸生植物化石が多産し、高橋(1941)及び大山(1954)によって報告されている(第3表)。陸成層と海成層における頁岩は、色調や割れ方などによって野外である程度の相異が認めれ、KEITH and DEGENS(1959)によって指摘されたように硫黄含有量に差異が認められる(第28図)。

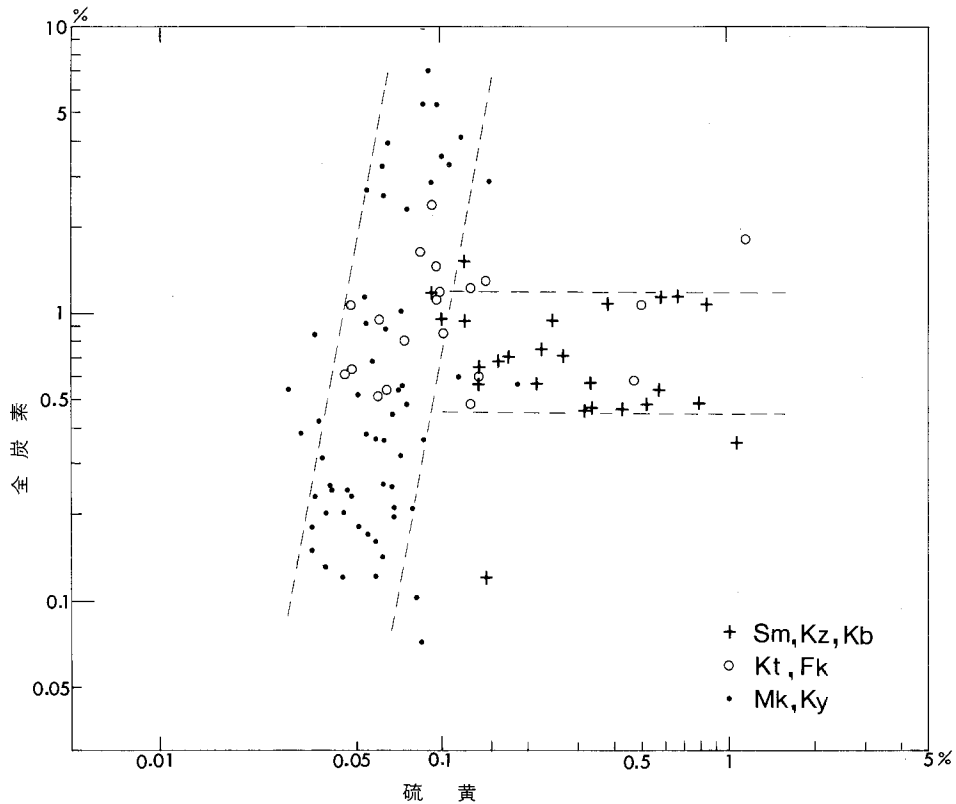
小積頁岩部層 (Kz)

中粒砂岩に始まり、砂質頁岩を経て黒色頁岩を主とする海成層である。海進性堆積物であるが、下位の牧の浜砂岩部層(陸成)とは整合で、その間に礫岩はなく、岩相的に漸移する。石巻市荻の浜湾の東端部の海岸に模式的に露出し、下部の砂岩及び砂質頁岩から、三角貝(*Myophorella*)、主部の頁岩からアンモナイト(*Lithacoceras* ほか)を産する。ほかに小積峠付近・焼山崎などにもよく露出するが、上位の福貴浦頁岩砂岩部層とは、漸移的であるため、両部層の境界は不鮮明である。場所によってこの境界部付近の岩相は異なるが、10-30mの厚い中粒砂岩が出現し、かつ頁岩部に葉理がよく発達する部分の下位を本部層の上限とする。模式地付近では上部の露出がよくないが、層厚は約150m、東方に向けて厚くなり、北方に薄くなる傾向を示す。

下部の砂岩は中—細粒で淘汰良好な長石質砂岩からなり、成層は上部ほど良好である。局部的に斜交層理や砂漣(ripple mark)が発達する。砂岩の間には従属的にシルト質砂岩又は砂質頁岩を挟有し、それらはしばしば生物擾乱の痕跡が著しい。

第3表 荻の浜累層産植物化石（高橋，1941による）。“小積層”の大部分は，本報告での牧の浜砂岩部層に相当する。化石産地の内，十八成（2箇所）は滝沢ほか（1974）の鮎川累層に含まれる

化石名	層産地											鮎川層			種の時代的分布		
	792 大谷川	1321 大谷川	1185 有田浜	1187 有田浜	1222 小積西	1222 牧浜	1211 清水田	1232 萱刈	1818 小屋取	1272 十八成	1267 十八成	733 鮎川	三疊紀	ジュラ紀	白亜紀		
<i>Cladophlebis argita</i>	×																
<i>Cladophlebis argutula</i> (Heer)		×															
<i>Cladophlebis argutula</i> (Heer)?	×	×															
<i>Cladophlebis browniana</i> (Dunker)	×	×	×								×						
<i>Cladophlebis denticulata</i> (Brong.)			×								×						
<i>Cladophlebis</i> cf. <i>denticulata</i> (B.)			×														
<i>C. (Eboracia?) lobifolia</i> (Phillips)									×								
<i>Cladophlebis</i> cf. <i>lobifolia</i> (Phil.)		×							×								
<i>Cladophlebis</i> sp.	×	×				×	×	×									
<i>Cladophlebis</i> ? sp.			×														
<i>Coniopteris</i> ? sp.		×									×						
<i>Cupressinocladus koyatoriensis</i> Ôishi	×				×				×						?		
<i>Cupressinocladus</i> sp.									×			×					
<i>Dadoxylon</i> cf. <i>pseudoparenchymatocotus</i> Gothan		×															
<i>Dadoxylon</i> sp. (cf. <i>japonicum</i> Shimakura)		×															
<i>Dadoxylon</i> sp.		×															
<i>Equisetites phillipsi</i> Dunker			×														
<i>Equisetites</i> sp.	×	×															
<i>Elatocladus</i> sp.			×														
<i>Frenelopsis</i> cf. <i>hohenggeri</i> (Ett.)											×						
<i>Nilssonia orientalis</i> Heer	×								×								
<i>Nilssonia orientalis</i> Heer?			×						×								
<i>Nilssonia schauburgensis</i> (Dunker)											×						
<i>Nilssonia schauburgensis</i> (Dunker)?											×						
<i>N. schauburgensis</i> var. <i>parvula</i> Yabe											×						
<i>Nilssonia</i> sp.	×		×														
<i>Onychiopsis elegans</i> Yokoyama							×										
<i>Onychiopsis elegans</i> Yokoyama?							×										
<i>Onychiopsis elongata</i> (Geyley)			×														
<i>Pagiophyllum</i> sp.	×																
<i>Podozamites lanceolatus</i> (L. & H.)?			×						×								
<i>Ptelophyllum</i> cf. <i>harrisi</i> Seward	×																
<i>Ptelophyllum</i> sp.					×			×	×								
<i>Ptelophyllum</i> ? sp.						×											
<i>Ptilophyllum</i> cf. <i>cutchense</i> Morris	×																
<i>Ptilophyllum hislopi</i> (Oldham)	×																
<i>Ptilophyllum pecten</i> (Phillips)	×		×						×								
<i>Ptilophyllum</i> ? sp.	×																
<i>Sagenopteris</i> ? sp.				×													
<i>Sphenopteris goeperti</i> Dunker		×	×														
<i>Sphenopteris</i> sp.			×														
<i>Taeniopteris</i> sp.	×																
<i>Torreyia</i> ? sp.	×																
<i>Zamiophyllum buchianum</i> (Ett.)	×								×								
<i>Zamiophyllum</i> cf. <i>buchianum</i> (Ett.)	×																
<i>Zamiophyllum</i> sp.	×	×							×								

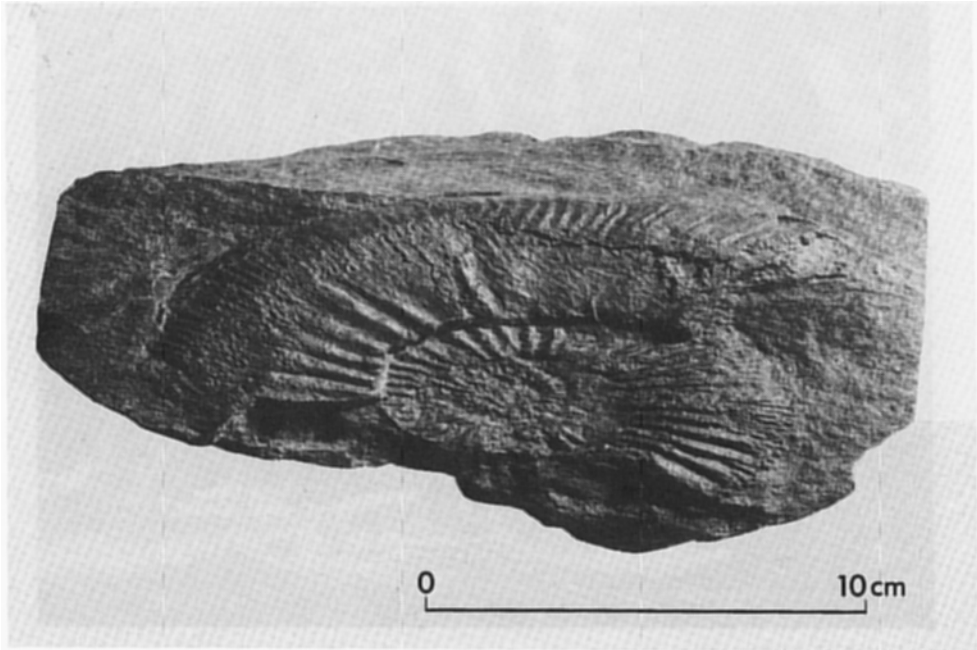


第28図 牡鹿層群頁岩中の炭素・硫黄含有量 (TAKIZAWA, 1983 による) Sm, Kz... は層序単元を表わす (第17図参照)

主部の頁岩は、数10 cm-2 m の単位で成層し、かなり均質である。分布の西部及び北部では50-60 m と余り厚くないが、東部では100m 以上の厚さを持つ。本層下部の砂岩の上位には砂質頁岩があり、この砂質頁岩は模式地及び小積峠付近によく発達する。頁岩の上部では次第に砂岩薄層を挟むようになり上位層に漸移する。石灰質団塊は一般に非常に少なく、東部でやや多くなる。

化石はやや石灰質な下部の砂岩(風化して茶褐色を呈する)及び砂質頁岩から *Myophorella* (*Promyophorella*) *orientalis* KOBAYASHI and TAMURA, *Myophorella* (*Promyophorella*) *obsolete* KOBAYASHI and TAMURA, *Mpophorella* (*P.*) *sp. Variamussium* sp., cf. *V. habunokawense* (KIMURA) などがみいだされる。この三角貝含有砂岩層は、牡鹿半島全域によく追跡され、よい鍵層となる。頁岩からは *Perisphinctid* の類のアンモナイトを産し(第29図)、特に荻の浜東方の有田浜及び小積峠付近に多い。従来、荻の浜累層から報告されているアンモナイト標本は、転石であったり正確な採取地点(層準)の不明なものが少なくない。FUKADA (1950) の記載標本のうち牧の浜北東部からの転石とされているものは、恐らく小積峠部層のものである。

FUKADA (1950), SATO (1962), TAKAHASHI (1969) による報告から、本部層に相当するアンモナイトを抽出すると、次のような属種が報告されている。



第29図 小積頁岩部層産アンモナイト (*Lithaceras* sp., GSJ-F4881). 変形したアンモナイトの長軸はスレート劈開の方向とほぼ平行

Perisphinctes (*Perisphinctes*) *ozikaensis* FUKADA

Perisphinctes (*P.*) sp. aff. *ozikaensis* FUKADA

Perisphinctes (*Kranaosphinctes*) sp. cf. *matsushimai* YOKOYAMA

Discosphinctes sp. cf. *kiritaniensis* (SATO)

Discosphinctes sp.

Lithaceras onukii TAKAHASHI

Aulacostephanus (*Pararasenia*) sp.

Aspidoceras sp.

} FUKADA (1950)
} SATO (1962)

} TAKAHASHI (1969)

これらの中で、前3者は late Oxfordian を、他のものは early Kimmeridgian を示している。 *Perisphinctes* 及び *Lithaceras* は特に代表的で、大きき 40 cm を越える大型の標本も見受けられる。これらのアンモナイトは、第29図に例示するように、造構作用の影響を強く受けて変形している。すなわち、スレート劈開面に直交する方向に押しつぶし作用 (flattening) を被っていると考えられる。HAYAMI (1961) は、南部北上山地産のアンモナイトの変形度の水平分布を検討し、牡鹿地方の中生層のものが、最も大きい変形度を持つことを示した。

福貴浦頁岩砂岩部層 (Fk)

小積頁岩部層から岩相的に漸移して、いわゆるフリッシュ型の頁岩砂岩互層からなる地層 (第30図) で、荻の浜・小積峠両向斜の中心部を占めて広く露出する。本図幅地域内の牡鹿層群のうち最上位の地層ということになるが、本部層の上限部は露出しない。石巻市福貴浦南方の海岸に模式的に露出し、同集落付近の道路沿い、小積集落東方の有料道路及び谷筋などにもよく露出する。層厚は域内で少なくとも 550m (上限不明)、金華山図幅地域で 600-650m である。



第30図 福貴浦頁岩砂岩部層の中一薄層理砂岩頁岩互層 (福貴浦南西方)

本部層の岩相は少し詳しく見ると、次のような6つの岩相に分けられる。(i)厚層理砂岩、(ii)中層理砂岩、(iii)中層理砂岩頁岩互層、(iv)薄層理頁岩砂岩互層、(v)縞状細互層又は葉理頁岩、(vi)成層頁岩。これらの諸岩相のうち、(iii)と(iv)が卓越し、(ii)と(v)がこれに次ぐ。そして、砂岩優勢な部分(i, ii, iii)と頁岩優勢な部分(iv, v, vi)とが交互し、必ずしも規則的ではないが、両者が厚さ数10mの単位の“サイクル”を形成することが多い。(i)の砂岩は少量の粗粒砂を混じえる中粒砂岩で、普通塊状を呈するが、ときに複合成層や皿状構造(dish structure)が発達する。頁岩偽礫岩を伴うこともある。(ii)も(i)と同様な堆積構造を示すが、ときに弱い級化層理とソールマークを持つことがある。(iii)と(iv)は一般に級化層理が見られるが、多くは delayed grading の部類に属する。滝沢(1977, 第2表)に例示したように、BOUMA(1962)の堆積型を有することが多く、大部分タービダイトとみなされる。しかし、ソールマークはあまり多くなく、砂岩底面は平滑なものが多い。薄層理互層には斜交葉理が非常に良く発達し、しばしばその上面に舌状漣痕が見られる。また、(iii)と(iv)にはコンポリュート葉理も少なくない。(v)の縞状細互層は、頁岩と砂質シルト岩—極細粒砂岩が1cm以下の単位で交互した岩相で、小積峠北方の有料道路や、福貴浦の東側海岸などに20-50m位の厚さをなして特によく発達する。成層頁岩は数m-10m位の厚さのものが互層中に時々挟まる。この型の頁岩は小積頁岩のものと酷似しており、数10cm-1mの単位で成層している。

本部層の岩相を側方変化という面から概観すると、福貴浦より西側つまり荻の浜向斜西翼部では、全体として頁岩優勢であり、砂岩も比較的級化の発達するものに富む相である。次に荻の浜向斜東翼と小積峠向斜つまり中央部は、縞状細互層が他に比して多い。東側の新山向斜(域外)では、砂岩量がこれより西側に比べて多くなり、全体として砂岩優勢の互層からなる。以上の東西方向での層相変化のほ

か、南北方向での層相変化が一部(特に金華山図幅地域)で認められるが、本地域では特に大きな変化が認め難い。

本部層では、牡鹿層群中で最も小褶曲がよく発達し、随所に見事な褶曲構造の露頭がある。それらの小褶曲には層理沿いのすべり (bedding-slip) が明瞭にしかも頻繁に観察され、flexural slip folding であることが確実である。しかし、形態的には理想的な parallel folds とは異なり、スレート劈開の発達とともに小褶曲の翼部に比べて、軸部での層厚が厚くなっていることから、modified flexural folds (RAMSAY, 1962) とみなされる。

本部層からの化石の産出は全般的に少ないが、互層中の頁岩よりアンモナイトや二枚貝を時々産出する。アンモナイトは保存不良のため鑑定に耐えるものは少ない。TAKAHASHI(1969)の泊(本地域東方、寄磯図幅地域)より産出と記された *Virgatosphinctes aff. communis* SPATH, 及び *Aulacosphinctoides ? sp.* は、本部層より産出したものと推定される。また、TAKAHASHI(1969)の小網倉産と記されている *Aulacostephanus (Pararosenia) sp.* も本部層に属すると推定される。これらの化石から、本部層の時代は、Kimmeridgian-early Tithonian と推察される。二枚貝では、小網倉部落南西の海岸より、*Myophorella sp.* 及び *Ctenostreon aff. proboscida* (SOWERBY)を産出する。

一方、生痕化石が非常に豊富であり、代表的なものとして、*Zoophycos sp.*, *Chondrites sp.*, *Cosmorhaphes sp.*, *Scalartituba ? sp.* がある。ほかに、頁岩特に縞状頁岩中に径1-2mmの不規則に曲折した管状の生痕が、層理面沿い又は頁岩層内部に無数に発達することがある。これらは、SEILACHER(1964)の生痕相分類のうち、*Zoophycos* 相ないし *Nereites* 相に属するが、典型的な *Nereites* 相の生痕 (*Nereites* や *Paleodictyon*) は産しない。

IV. 2. 3 浦宿地区のジュラ系(牡鹿層群)

この地区では、従来、ジュラ系の存在は知られていなかった。本研究によって、初めて明らかにされたジュラ系で、女川町浦宿から北方の雄勝町原まで三疊系中に向斜をなして狭長に分布し、南北約7km、東西約1kmの範囲を占める。下部(基底部)は一部礫質な粗粒アルコース砂岩、主部が均質な黒色頁岩からなる。下位の三疊系伊里前層の砂質頁岩を不整合に被覆し、1背斜と2向斜からなる複向斜を示す。

月の浦砂岩部層(Tk)は新鮮面で青緑色-灰青色、風化して黄白色-黄褐色を呈する粗粒のアルコース砂岩からなり、一般に塊状で層理面の発達はあまり良好でないなど、岩相的には牡鹿地区の月の浦層に酷似する。しかし、牡鹿地区の本部層が2堆積サイクルを示すのに対し、本地区では1サイクルで上部サイクルに相当する礫岩が、女川町北方の日蕨沢中上流部のみに発達し、径10-20cmの主に花崗岩礫からなる。礫岩の厚さは5m以下で、側方に尖滅する。他に細礫岩のところや砂岩中に礫を散点することがある。層厚は向斜東翼部で厚く約50m、西翼では一般に薄くなりその中央部では約10mの厚さにすぎない。

北部の原において、保存不良の二枚貝片を産出するが鑑定にたえない。

侍浜頁岩部層(Sm)は、月の浦砂岩部層から漸移し、単調な黒色頁岩からなる。この頁岩は1-数m単位で成層し、石灰質団塊を含む。牡鹿半島の本部層及び水沼地区の大和田層と岩相上ほぼ同じであ

る。本地域からは、化石は未発見である。

IV. 2. 4 金山層(白亜系)

石巻市万石浦北方の金山小学校付近には、三疊系稲井層群と断層で接触して、アルコース質粗粒砂岩を主とする地層が小分布する。

この地層は、優白色—黄白色の極粗粒—粗粒のアルコース砂岩と、黄灰色—灰黒色シルト岩—頁岩との極厚層理互層からなり、それぞれの厚さは数m-10 mである。全体として軽度の接触変成作用を被っているが、砂岩は、長石質—石英質で少量の珩長質火山岩片を含み、ときに珩長質火山岩の円礫(径 10 cm 以下、多くは 5 cm 以下)を含む。頁岩中に植物破片及び炭質頁岩薄層を認める。また、細粒碎屑岩の一部は淡灰色若しくは灰黄緑色の珩質緻密岩があり、これは凝灰質シルト岩ではないかと推定される。

このような珩長質火山岩片を含む粗粒砂岩及び同質の火山岩礫は、本地域付近では牡鹿半島の鮎川累層中—上部(下部白亜系)に特徴的であり(滝沢ほか, 1974)、金山層は白亜紀層の可能性が強い。層相やシルト岩の岩質なども鮎川累層に酷似することから、この地層は、鮎川累層の中下部又は上部に対比される。堆積相は、上方細粒化型堆積サイクルを示し、河川堆積を示唆する。

本層は断層によって三疊系稲井層群中に挟み込まれており、NE ないし ENE 方向の断層が頻繁に発達する。走向は N50-60E, 20-30°北傾斜の同斜構造を示す。露出する限りの層厚は約70mである。

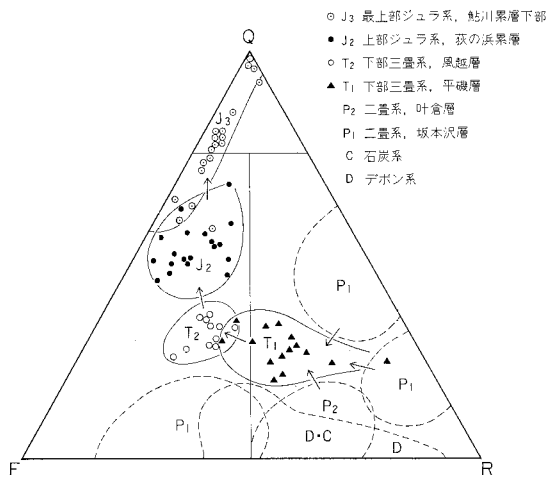
VI. 3 中生界の粗粒碎屑岩類の組成

本地域の三疊系とジュラ系には、砂岩や礫岩が多量に発達しており、それらがどのような鉱物組成あるいは礫種構成を持っているかを略述しておく。これによって明らかにされる各層序単元による組成の差違は、地層対比の補助手段として有効であるとともに、地史の解明に重要である。

IV. 3. 1 砂岩組成

三疊系稲井層群では砂岩が、平礫層と風越層とによく発達し、それぞれ200-300 m 位の層厚を持つ。

平礫層の砂岩は、中粒ないし粗粒で岩石片に富み、OKADA(1971)の分類に従えば、石質アレナイトが大部分で、少量の長石質アレナイト又はワッケを伴う(第31図)。岩片は花崗岩質岩、安山岩・デイサイトなどの火山岩類、種々の結晶片岩類(滝沢, 1977)やホルンフェルス、更に砂岩・頁岩・石灰岩等の堆積岩類など種類が非常に豊富である。また、緑れん石・ざくろ石など有色鉱物も比較的多量に含まれる。これらの岩片及び有色鉱物は砂岩中に30-55%含まれ、石英が20-32%、長石(斜長石>カリ長石)が20-34%、そして泥質基質は6-13%、ほかに方解石(基質又は砂粒として)が5-25%(通常10%前後が多い)それぞれ含まれる。長石では斜長石がカリ長石の2-3倍量と卓越し、カリ長石の方がむしろ優勢なジュラ系砂岩と異なる。上述のような石質砂岩に挟有されて、岩片量の少ない(20%以下)優白色の長石質アレナイトが薄層をなして存在することがある。



第31図 三畳系及びジュラ系の砂岩組成のダイアグラム
Q: 石英, F: 長石, R: 岩片及び有色鉱物など(滝沢, 1977
より一部修正)

後者が多い。ジュラ系の砂岩は、大部分が長石質砂岩からなり、典型的なアルコース砂岩に相当する。月の浦砂岩及び小島層の砂岩は、荻の浜累層のそれより岩片が多く、鉱物組成的には風越層の砂岩に近い。月の浦層砂岩の岩片は、安山岩ないしデイサイトの火山岩片が卓越する。これらの岩片はしばしば二次的に緑泥石化している。

荻の浜累層の砂岩は、粗粒で基質の少ない(一般に10%以下)牧の浜砂岩部層タイプと、中一細粒で基質の比較的多い(13%以上、一般には15%以上)狐崎砂岩頁岩及び福貴浦頁岩砂岩両部層におけるフリッシュ相タイプの、2種類が大部分を占める。そのほかに、中粒アレナイトで比較的淘汰の良好な砂岩が小積頁岩部層などに少量認められる。これらの3つのタイプは粒度と基質量の相違によって識別されるもので、その鉱物・岩片組成はほとんど似かよっている。石英40-55%、長石20-55%、岩片ほか7-15%、残りは上述した基質量に相当する。これらの内、石英は波動消光を示すものが少なくない。なお、砂岩全体の鉱物組成や後述する礫岩の礫種構成から推察して、これらの石英粒の大半は花崗岩質岩より由来したとみなされる。長石では、多くの場合、カリ長石が斜長石と同等又はそれを上回る量含有される。カリ長石は、ときに砂岩中の最大粒度群を占めることがあるように、非常に粗粒なものが目立つ。カリ長石の一部には微斜長石・パーサイトがある。岩片としては、花崗岩質岩・中性一珪長質火山岩のほか、珪質変成岩(片状を呈することが多い)や頁岩・砂岩などがあるが、これらの総計が10%を越えることはない。有色鉱物は全般的に極めて少量で、一般には1%以下であるが、部分的には黒雲母を数%以下含有することがある。黒雲母のほかは、電気石・ジルコン・角閃石・スフェンなどで、二次鉱物の緑泥石を少量含む。三畳系砂岩に普遍的に見られる緑れん石やザクロ石はまれである。

なお、本図幅域には分布しないが、隣接の金華山図幅(滝沢ほか, 1974)地域の最上部ジュラ系(鮎川累層下部)には、粗粒の石英アレナイトが分布することを考慮すると、三畳系からジュラ系に至る砂岩の組成変化の特徴は、時代とともに岩片量が減少する一方、石英及び長石量が増大し、成熟度が順次高くなる傾向を示している(第31図)。

これに対し、三畳系風越層の砂岩は、平磯層の砂岩に比較して岩片がかなり少なく、大部分長石質アレナイトからなる。有色鉱物も少ないが、緑れん石・電気石などを普遍的に含有する。石英21-31%、長石36-45%、岩片及び有色鉱物など29-35%、基質5-9%である。方解石を平均10%程度、主に基質として含む。風越層の砂岩は一般に中粒であるが、本図幅地域の東南部では粗粒又は細礫質砂岩を挟む。

ジュラ系では、顕著な砂岩が中部ジュラ系(月の浦砂岩部層、小島層)及び上部ジュラ系荻の浜累層に発達し、量的には

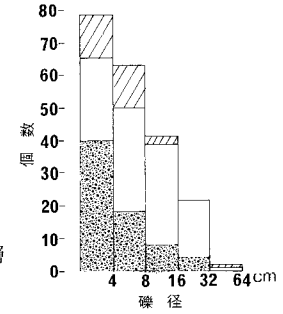
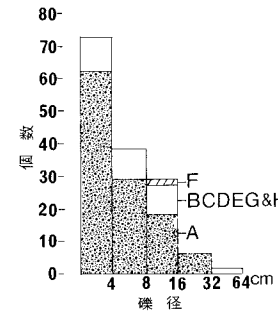
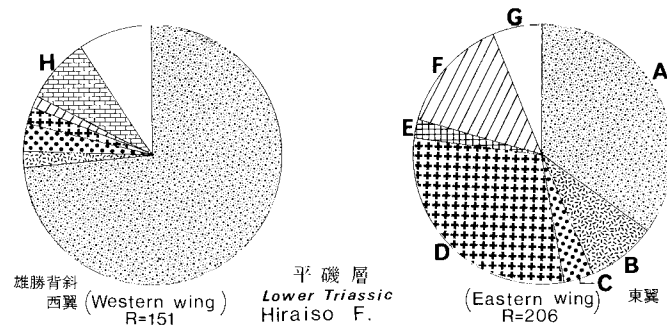
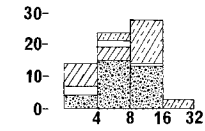
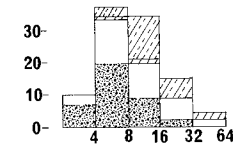
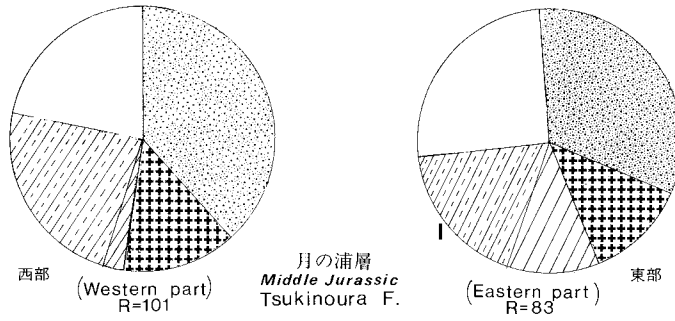
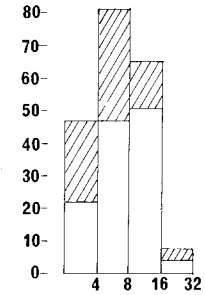
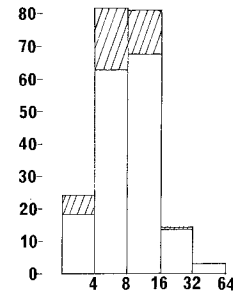
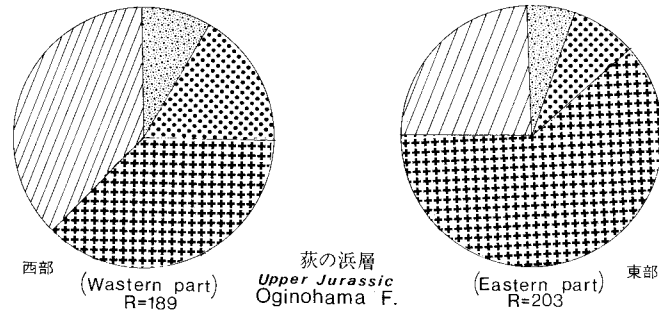
IV. 3. 2 礫岩組成

三畳系稲井層群及びジュラ系牡鹿層群における主要な礫岩層の礫種組成を第32図に示す。

稲井層群下部の平礫層の礫岩は、本図幅地域北東部の雄勝背斜に沿い良く発達しており、その良好な露頭は域外の北側延長部に当たる雄勝湾岸沿いに見られる。南部北上山地に広く分布する稲井層群の中で、本地域及び北側に隣接する雄勝地方の平礫層の礫岩は、最も厚かつ礫径が大きい。すなわち、中礫・大礫を主としながら、数10 cm 大の巨礫を散点している。礫岩は、雄勝背斜の両翼共に、本層の基底部及び上部の 2-3 層準に発達し、礫種構成が、背斜両翼で著しく異なる。第32図に示すように、西翼の礫岩は流紋岩—デイサイト質の火山岩類(主に火砕岩類?)を主とし、石灰岩の巨礫を伴うのに対し、東翼のものは、上記火山岩類は $\frac{1}{2}$ 程度に減少し、花崗岩類・堆積岩類・変成岩類が非常に多くなっている。また、斑れい岩・蛇紋岩を少量伴い、下部ないし中部二畳系起源と推定される礫岩の巨礫(最大径85cm)も見いだされる。これらを、北上山地の先三畳系諸岩類に比較して区分すると、①花崗岩類、②結晶片岩類—(超)塩基性深成岩類、③堆積岩類(非変成及びホルンフェルス化)—中-珪長質火山岩類の3つの岩類に分けられる。三畳紀にはこれらの諸岩類が堆積盆地の周辺に存在し、礫岩の供給源は、この礫岩の分布の東側に存在していたことが推定されている(市川, 1951; 加納, 1958; 滝沢, 1977)。

一方、ジュラ系の礫岩は、その礫種構成が三畳系のそれより単純化している(第32図)。中部ジュラ系月の浦累層基底部の礫岩は、主に珪長質ないし安山岩質火山岩類、優白色花崗岩及び稲井層群起源の砂岩と頁岩の中一大礫から構成される。他に少量の変成岩と稲井層群以外と考えられる頁岩や珪質岩及びひん岩が認められる。これらの礫のうち火山岩類(ひん岩を含む)は、三畳系礫岩に多量に含まれている火山岩類と類似している。

上部ジュラ系荻の浜累層の礫岩は、狐崎砂岩頁岩及び牧の浜砂岩両部層に挟在し、花崗岩類・石英斑岩及び堆積岩類(半分以上がホルンフェルス化)の礫からなる。既述の三畳系及び中部ジュラ系の礫岩に比べると、花崗岩類の量比の増大と火山岩類の減少が特徴である。花崗岩類では、カリ長石に富む花崗岩・アダメライト・花崗斑岩・グラノファイア・アブライト等が大部分で、いわゆる浅所型花崗岩質岩を多く含む。また、これらの大半が、強弱はあれ、マイロナイト又は片麻状構造が発達している。これらの岩石には、石英の波動消光と granulation, 微少な kink-folds, 雲母類の crenulation などがしばしば観察される。石英斑岩では長石の比較的大きな斑晶(しばしば長径 1 cm)を持ち、foliation の発達と斑晶の変形・融食及び回転構造がしばしば観察される。第32図で堆積岩類としたものは、主に砂岩や頁岩のホルンフェルス及び“珪質岩”からなる。このホルンフェルスにはしばしば片状構造が認められる。“珪質岩”は外見上、再結晶チャートかオーソコーツァイトに似ている。これは bimodal な粒径分布組織を持ち、中粒ないし粗粒の石英粒の間を極細粒石英粒が埋め、後者が30-40%の量比を持つ。全体として foliation が発達し、粗い石英群もこの foliation に平行な方向に伸長した楕円型を示すものが多い。したがって典型的なオーソコーツァイトのような等粒状組織を示さない。しかし、dustring が少ないが見いだされることから、この珪質岩は、オーソコーツァイトが片状変成岩になる過程で、granulation を受けた再結晶岩である可能性が濃厚である。石英の多くに、波動消光が観察される。変成岩類の大半は泥質岩を原岩とし、多かれ少なかれ片状構造の発達したホルンフェルスである。緑色岩や石灰質岩を原岩とする変成岩類は見いだされない。

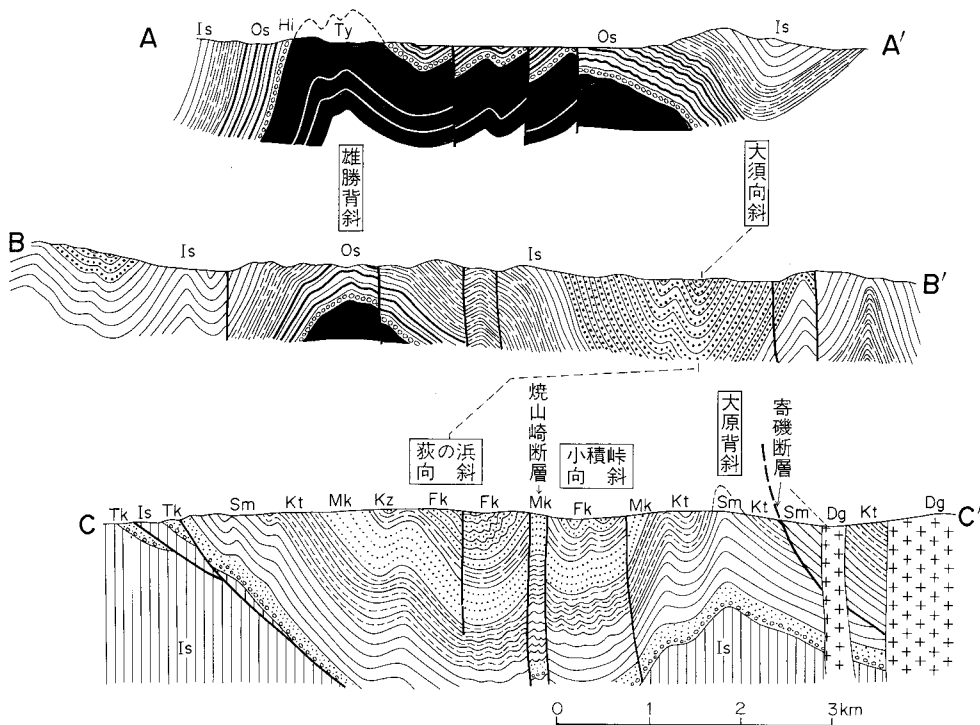


第32図 三畳系・ジュラ系の礫種組成(左)と礫径頻度分布(右) TAKIZAWA(1983)による。A: 珪長質火山岩, B: 安山岩・ひん岩, C: 石英斑岩, D: 花崗岩類, E: 苦鉄質岩・蚊紋岩, F: 堆積岩類(Hを除く), G: その他, H: 石灰岩, I: 稲井層群起源の堆積岩類, R: サンプル数

以上の下部三畳系から上部ジュラ系までの礫岩の礫種構成の変化は、礫種が上位層準ほど少なくなり、かつ表成岩(exogenetic rocks)の量比の増大を示している。前述した砂岩組成の変化とも調和的である。なお、滝沢(1977)は、上部ジュラ系の礫岩についても、三畳系の礫岩の場合と同様に、堆積物供給源として、堆積盆の東側に、“古陸地”を想定している。

IV. 4 中・古生界の地質構造

本図幅地域の中・古生界は、南部北上山地の中でも地質構造の著しく複雑な地域である。特に、中生界分布域に限ってみると、強い褶曲と種々の断層系の発達によって、地層の変形度は他の地域よりかなり強い。その地質構造の概要は第4図及び第33図に示されている。すなわち、南北方向に3列に分かれて分布するジュラ系(東側より牡鹿・浦宿・水沼)と、その間に背斜状に分布する三畳系(一部二畳系)があり、その構造は小規模な褶曲と、南北性の断層によって修飾されている。南部北上山地で第一級の構造要素である雄勝背斜は、本地域東部において、登米層(二畳系)の露出によって特徴づけられる。この背斜付近は、種々の系統の断層によって、地質構造が非常に複雑化している。この背斜は北方に気仙沼近傍の岩井崎まで追跡される。その両側に三畳系及びジュラ系の向斜がある。その向斜は単一の場合もあるが、牡鹿地区や水沼地区では複数の向斜の集合からなる複向斜構造を示す。これらの褶曲軸はほとんどが NNE-SSW, 一部 N-S 方向を示し、軸は南に 10° 前後、局所的に 30° 以上沈下しているので、

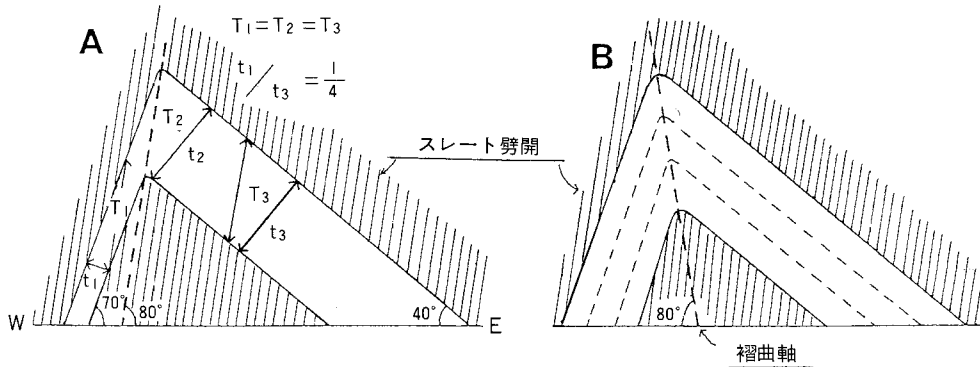


第33図 雄勝背斜周辺地域の地質断面図 断面線の位置は第4図参照 地層記号は地質図凡例に準拠

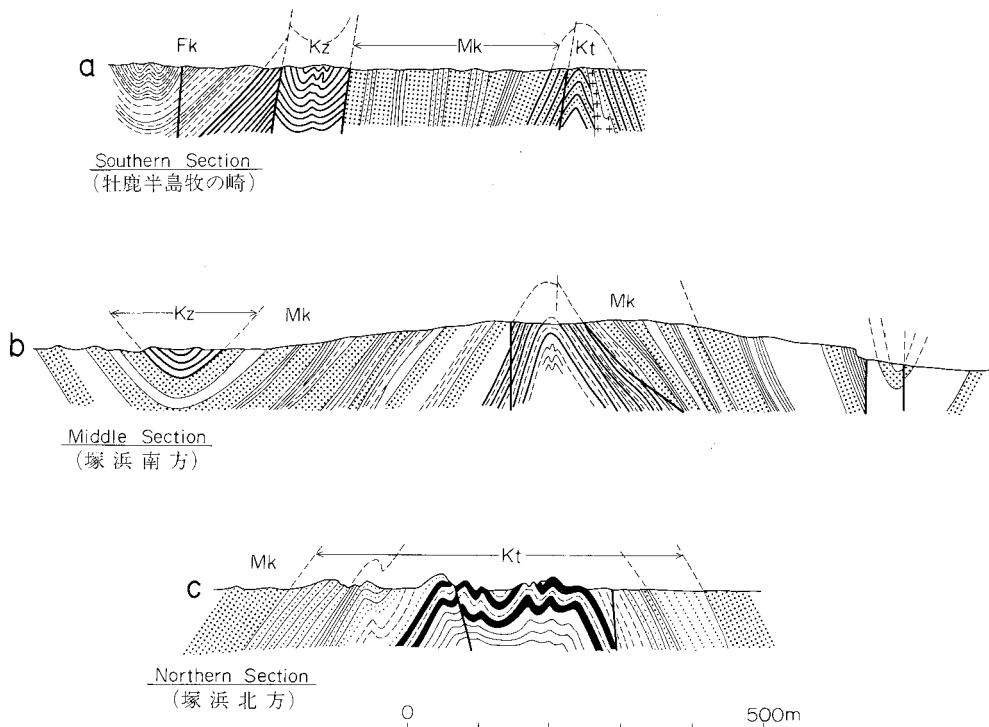
南に開いた向斜構造が特徴的である。東西断面をとってみると、その褶曲鏡面(Faltenspiegel)は、ほぼ水平なものとなされる。これらの褶曲構造を横切って様々の方向の断層が発達する。

褶曲 多数の褶曲構造のうち雄勝背斜を例に記述してみる。雄勝背斜の軸はほぼN-Sの方向に伸び、南側に平均5°沈下するが、牡鹿半島のつけ根付近では、20°位になると同時に、翼の開きが大きくなり(Open folds)、同半島南部では、この背斜構造は不鮮明になる。

雄勝背斜を構成する二畳—三畳系は、典型的な剪断褶曲を示すとみなされており、顕著なスレート劈開



第34図 雄勝背斜の模式的断面図 A: 従来の考え, B: 滝沢(1981)による



第35図 小積峠向斜内における牡鹿層群の褶曲構造の南北変化 断面線の位置は第18図参照



第36図 荻の浜累層福貴浦頁岩砂岩部層の成層頁岩層に見られる小褶曲 (牡鹿半島福貴浦)

開の発達によって特徴づけられる(TOKUYAMA, 1965; 木村ほか, 1966). ジュラ系においても, スレート劈開は明瞭に発達しており, 化石や団塊の変形はかなり強い. 剪断褶曲の場合には, 一般にスレート劈開が褶曲軸面と平行な軸面劈開であると考えられてきた. この考えに従えば, この背斜軸面は西に急傾斜しなければならない. しかし, 滝沢(1981)及び滝沢・神戸(1979)は中一小規模の褶曲構造において, その軸面がスレート劈開と斜交している事実を本地域にて明らかにした. そして第34図 B に示すように, 雄勝背斜の軸面は東側に約 80° 傾斜し, スレート劈開と斜交しているとみなした. なお, 雄勝背斜は西翼が急傾斜, 東翼が $30\text{--}50^\circ$ 東傾斜の非対称褶曲である. 雄勝背斜の西翼部は, 80° 前後西傾斜を示すことが多いが, 御前浜西方では, 地質図に示すように, しばしば逆転して, $75\text{--}80^\circ$ 東傾斜を示す. この背斜は単一でなく, 本地域北東端においても小規模な3つの背斜と2つの向斜とからなる複背斜の形態を持つ. 雄勝背斜の東翼には小褶曲がよく発達するが, それは主に大沢層に限られ(第11図), 平磯層や風越層にはまれである. したがって, 大沢層はインコンピテント層とみなされる. 滝沢(1981)は, このような事実とこの背斜を構成するすべての地層に層面すべり(flexure-slip)の観察されること, 更に褶曲頂部の大部分が丸みを帯びた形態を持つことなどから, スレート劈開の形成に先行して, 座屈褶曲の



第37図 荻の浜累層福貴浦頁岩砂岩部層の背斜構造を示す葉理頁岩（牡鹿半島福貴浦）

存在したことを示唆した。ジュラ系においても、第35図に示すように、岩相を異にする種々の層準によって、発達する褶曲の波長が異なる。既述の大沢層と同様、このような褶曲構造は、剪断褶曲の機構のみでは説明不可能であろう。相似型褶曲 (similar folds) を見掛け上示す褶曲も、実際は側方からの押しつぶし作用 (flattening) の働いた押しつぶし曲げ褶曲 (flattened flexure folds) であるとみなされる (滝沢・正井, 1978 ; 滝沢, 1981)。曲げ褶曲 (flexure folds) の要素の強い上部ジュラ系の褶曲においても、第36図に示すように相似型褶曲がしばしば認められるが、これも滝沢 (1981) が示したジュラ系の褶曲に関するモデルによって、押しつぶし曲げ褶曲として説明される。第37図も同様な例である、

地質図上には、比較的規模の大きい褶曲を明示したが、例えば“背斜”として示した構造であっても、より波長の短い複数の背斜と向斜の集合であって、全体として背斜を示すという場合が少なくない。また、全体として同斜構造であっても、短波長の背斜と向斜が対 (pair) をなす小褶曲がかなり沢山見いだされる。それらの多くは地質図上ではごく一部を示したにすぎない、

断層 大別すると前述の褶曲構造にほぼ平行若しくは少し斜めに切る縦走断層群と、これと大きく斜交し、むしろ東西方向に近い走向をもつ横断断層群とがある。前者には更に3種類の系統が識別される。1つは、ほぼ褶曲の軸部、特に元来背斜軸部付近が壊れて、断層となっているもので、周囲の褶曲軸にほとんど平行な走向を持ち、その傾斜も垂直又は急傾斜である。この例は牡鹿半島のジュラ系(本図幅地域南東端部)に代表的に認められる。水沼地区のジュラ系では、元来の向斜軸部が断層となっており、壊れて走向とほぼ平行な断層となっている。2番目のタイプは、褶曲軸より20-30°東にふれたほぼNE-SWの走向を持つ中-急傾斜の逆断層群で、しばしばスレート劈開の走向と平行なものである。これは、褶曲作用後期に形成された衝上性の逆断層とみなされ、三疊系稲井層群とジュラ系牡鹿層群の境界

部に典型的に発達し、月の浦・桃の浦・蛤浜などでは三畳系中にジュラ系がサンドウィッチ状に挟まれている。第19図に示したジュラ系基底部の不整合の反復出現に関与している断層は、この1例である。このような断層は水沼地区のジュラ系にも少数ながら認められるほか、小規模なものは三畳系を含め随所で観察される。縦走断層の3番目のタイプは、走向がほぼ南北でときに西へふれるほぼ垂直な断層で、見掛け上垂直的又は横ズレの変位が大きい。雄勝背斜西翼、浦宿のジュラ系南東縁、女川南方の三畳系中、水沼地区西北縁(NNWの走向)及び牡鹿半島のジュラ系など、地質図上でも比較的顕著である。

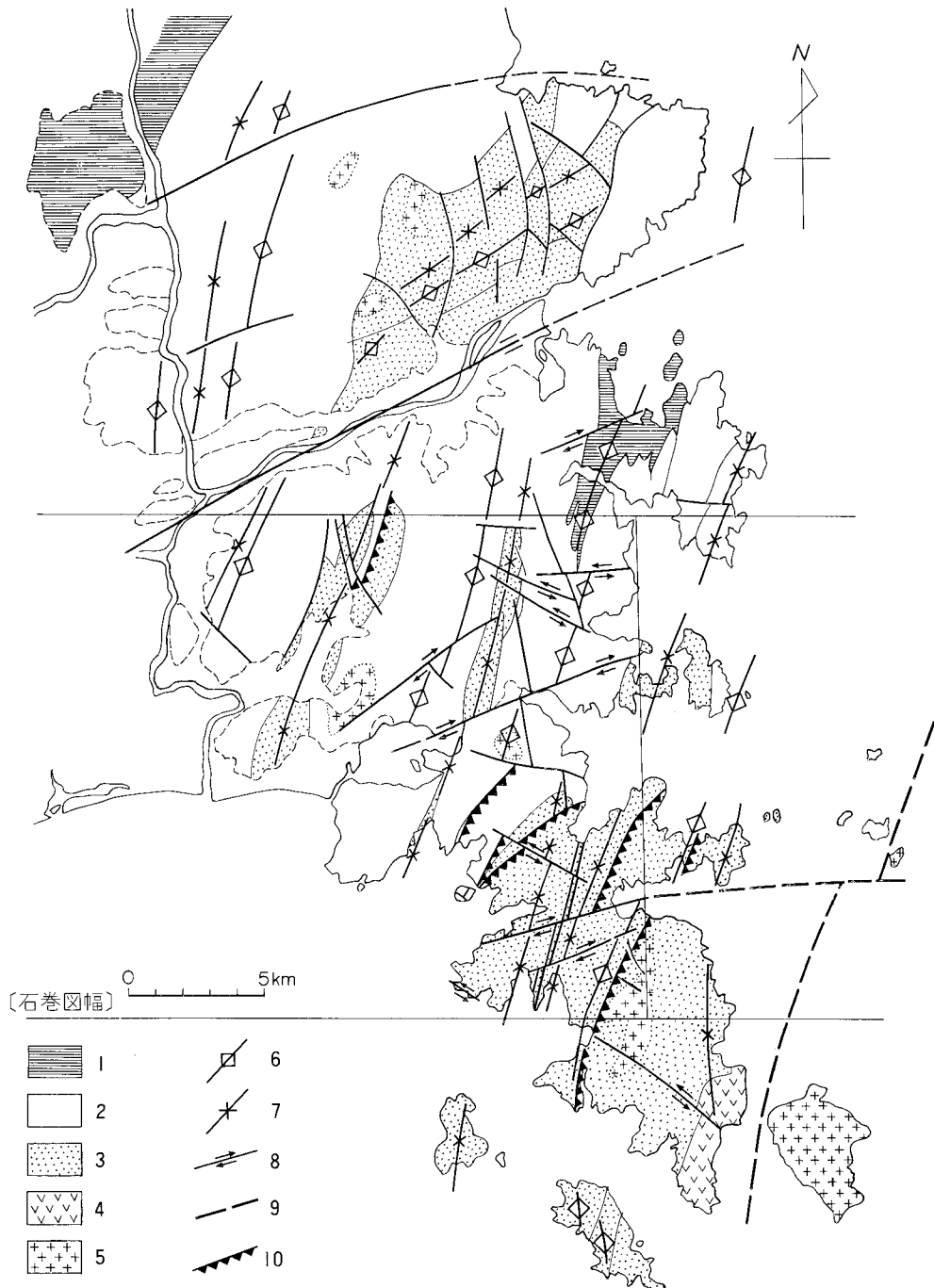
以上の縦走断層群は、横断断層群に比べて、破碎帯が大きく、しばしばブーディナージが発達する。断層は明らかに剪断的で、断層付近の地層ももめや乱れの著しいことが多い。このもめの最も幅広く顕著な例は、女川湾南方の三畳系内の断層で、断層付近の地層は強くうねり、走向・傾斜が乱れている。また牡鹿半島の焼山崎断層は、主断層が2本並走し、幅100-200 mにわたって断続的に多数の副断層が発達するもので、地層の走向が著しく乱れ、小褶曲を伴っている。この断層は荻の浜・小積峠両向斜の境をなす背斜性の断層とみなされる。

横断断層群は、ENE、WNW及びE-Wの3つの方向を持つ断層からなり、前2者は地質図でも露頭においても水平ズレが顕著である。露頭における断層すべり面には、しばしばほぼ水平な条線(striation)が観察される。ENE方向の断層は右水平ずれ、WNWのものでは左水平ずれを示し、両者が反対のずれ成分を持つことが興味深い。両断層の前後関係は明らかではないが、ほぼ同時期の共役性のものである可能性もある。E-W方向の断層は、雄勝背斜を横断する2本の大きな断層(指浜一石投山間、及び高白一猪落間)が代表的である。この断層は地質図上では水平ずれよりも断層両側での垂直的落差が目立つ。

以上の横断断層群は、一般に断層の傾斜が急で、垂直に近いが、北に急傾斜する場合が多い。破碎帯は縦走断層群に比較して小さく、500 m程の水平ずれの認められる場合でも破碎帯は1-2 mのこともある。例外的に、尾浦一万石浦間のENE方向の断層は幅20-30 m、女川町西方では50 m以上の破碎帯となっている。これ以外の断層は、一般に周囲の地層を明瞭に切っている。ときに、断層による引きずり(drag)を伴うことがあり、周囲の地層の傾斜が急傾斜の場合、特に引きずりが見事に発達している。これらの横断断層は本地域内東部によく発達し、西部では余り顕著に現れない。

以上に概観した本地域中・古生界における褶曲と断層などの構造要素を図示すると第38図のようにまとめられる。横断断層の形成時期は不明であるが、引きずりを伴う例が散見されることから、褶曲形成後それ程時代の隔たりをもたない白亜紀のものであるかも知れない。すなわち、東西方向の圧縮作用によって形成された褶曲構造と一連の応力場で形成された可能性がある。これについては今後の検討課題である。

なお、活断層研究会(1980)は、本地域の西部、河北町北境一大森付近にNNE方向の顕著なりニアメント(活断層?)の存在を報告している。これについては、活断層の証拠はなく、伊里前層と大沢層を境する白亜紀に形成されたであろう既存断層が、その両側の岩質の差違と相まって、地形的鞍部(ケルンコル)として現出しているものと判断される。本地域には、明瞭な活断層又は活褶曲は認められていない。



第38図 石巻地域とその周辺地域における中生界の主要断層と褶曲軸との関係 1. 古生層, 2. 三畳系, 3. ジュラ系及び白亜系, 4. 白亜紀火山岩類, 5. 花崗岩類, 6. 背斜構造, 7. 向斜構造, 8. 断層と変位の方向, 9. 推定断層, 10. 衝上断層

V. 貫入岩類

前述の中・古生界を貫いて、数多くの貫入岩類が見いだされる。貫入岩類は岩脈類と深成岩類とに分けられ、いずれも白亜紀前期の 120 Ma 前後の貫入である。岩脈類のなかにはしばしば熱変成作用を受けているものがあり、その多くは、深成岩類に先んじて貫入したと考えられる。岩脈類は無数にあり、卓越する斑晶によって3種類のひん岩に区分した。深成岩類は小規模の岩体をなしており、代表的な4つの岩体を含めて、いずれも斑れい岩—石英閃緑岩からなる。

V. 1 岩脈類 (ひん岩類)

本図幅地域内には非常に多数の岩脈が分布している。岩脈類は幅10 m 以内の小規模なものが普通であるが、大規模な岩脈では幅 200-300 m 若しくはそれ以上に達し、長さは 4 km にわたって追跡できる。地質図では多数の岩脈類のうち代表的なもののみ表現してある。

岩脈類は岩質上特に、主要な斑晶によって、斜長石ひん岩・角閃石ひん岩・輝石ひん岩に大別される。本地域内の岩脈の数としては角閃石ひん岩が最も多く、斜長石ひん岩がこれに次ぐ。岩脈類は変質作用や熱変成作用を受けているため、初生の鉱物組成が分かりにくい場合が多い。岩脈の産状を第39図及び第40図に例として示す。

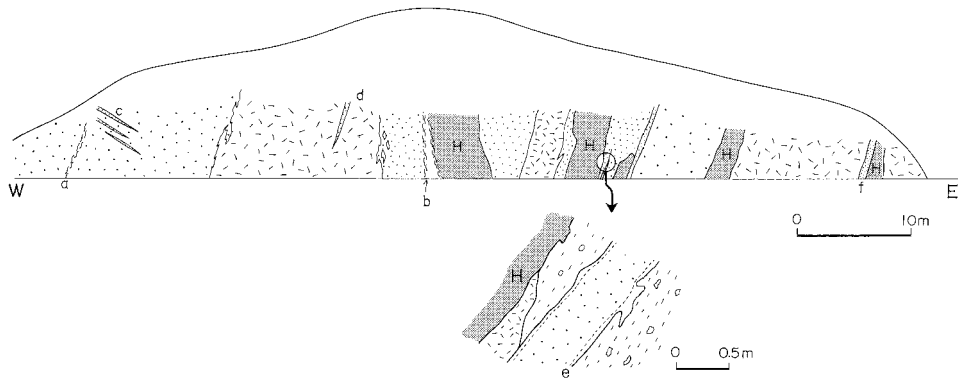
V. 1. 1 斜長石ひん岩

本岩は暗緑色の石基中に最大長径 1 cm 以上、厚さ 2-3 mm の扁平卓状の斜長石斑晶が散在している。白色の斜長石斑晶と暗緑色の石基部とのコントラストによって人目を引くためか(図版I-1)、本岩には松葉石・短冊石又は銭型ひん岩(ゼニポー)などの俗称がつけられている。

本岩は比較的大規模のものとしては大六天山南方(桃浦東方)及び石投山北方に分布する。小規模なものでは幅 5-10 m 位の岩脈が多数見られる。本岩の多くは周囲の地層の構造にほぼ調和的に貫入し、地



第39図 岩床状に橋浦層群大和田層の頁岩を貫く岩脈 (角閃石ひん岩, Ph) (石巻市伊原津)



第40図 岩脈群の貫入状態を示すスケッチ (牡鹿半島大原浜北方)

H: ホルンフェルス化した牡鹿層群の頁岩. 点・ハッチの部分は角閃石ひん岩を示す. 構成鉱物の粒度・容量比等の相違によって外観が異なるので, 模様によってその区別を表わした.

小断層(a・b)及び岩脈(c-f)の走向・傾斜

a. N10°W85°W, b. N15°W80°W, c. N75°W70°N, d. N35°E80°W, e. N20°E80°E, f. N15°E78°W

層の走向方向によく連続している。

斜長石ひん岩

斑晶: 斜長石・単斜輝石・黒雲母

斑晶はほとんど斜長石からなり, 単斜輝石及び黒雲母の量は少ない。

斜長石は自一半自形, 長径 2-10 mm で, 弱く正累帯する核部と, An 成分に乏しく正累帯する周縁部とからなる。斜長石の核部はしばしば変質して絹雲母や粘土鉱物に交代されている。単斜輝石は半自形, 長径 1.5-2 mm で弱い累帯構造を示す。単斜輝石は, しばしばその一部あるいは全部が緑泥石により交代されている。黒雲母は半自形—ポイキリチック組織を示し, 長径 2-3 mm である。

石基: 斜長石・石英・カリ長石・単斜輝石・普通角閃石・黒雲母・不透明鉱物・燐灰石

石基部は径 0.5 mm 以下の細粒, 半自—他形結晶からなる。局部的に文象構造が認められる。

V. 1. 2 角閃石ひん岩

本図幅地域内に分布する岩脈類のうち, 普通角閃石を斑晶とするものを角閃石ひん岩として一括して扱った。角閃石ひん岩は, 灰—暗灰緑色の石基中に普通角閃石の自形結晶が斑晶として散在する岩石である。角閃石斑晶の量及び粒径は岩脈ごとにかかなりの差がある。すなわち, 角閃石斑晶がごく少量しか含まれないものから, 多量に含まれるもの, 更に, 普通角閃石の集合からなる岩片(角閃石岩)を多数含むもの(図版 I-2)がある。

角閃石ひん岩の岩脈は本図幅地域全域に数多く分布するが, 特に図幅南東端の大草山西方では岩脈群をなしている。ここでは外観の異なる多数の角閃石ひん岩岩脈が狭い範囲に集中的に貫入し重複岩脈を構成している(第40図)。

角閃石ひん岩

斑晶：斜長石・普通角閃石

斜長石は自一半自形，長径 1-2.5 mm で，波動累帯構造が顕著である．普通角閃石は自一半自形，長径 0.5-7 mm の短柱状結晶であるが，岩脈によっては 5-8 mm×1 mm の長柱状自形結晶の場合もある．普通角閃石は均質で褐緑色を示すものと累帯構造を持っているものがある．累帯構造は褐—緑褐色の核部，無—淡緑色の狭い周縁部，褐緑色の最外縁部からなる．

この累帯構造が最も顕著に認められるのは角閃石岩の岩片を含有する角閃石ひん岩においてであり，斑晶のみでなく，角閃石岩を構成する普通角閃石においても明瞭である．

石基：斜長石・石英・普通角閃石・不透明鉱物・スフェン

石基部には長柱状，長径 0.5 mm 以下の普通角閃石，径 0.3 mm 以下の半自—他形斜長石による弱い定向配列が認められる．

V. 1. 3 輝石ひん岩

灰緑—暗緑色の石基中に最大径 5 mm 以上の，自一半自形単斜輝石が散在する岩石である(図版Ⅱ-1)．上述の斜長石ひん岩及び角閃石ひん岩と比べて，輝石ひん岩岩脈は数が少なく，またその分布地域も，河北町水沼地域に比較的数量多く分布するなど片寄っている．

輝石ひん岩

斑晶：斜長石・単斜輝石

斑晶は主として単斜輝石からなり，斜長石の量は少ない．

斜長石は自一半自形，長径 0.5-2 mm で，弱い正累帯構造を有する．斜長石はしばしば絹雲母・方解石により交代されている．単斜輝石は自一半自形，径 1-5 mm で，顕著な累帯構造を有する．

石基：斜長石・単斜輝石・普通角閃石・不透明鉱物

斜長石と普通角閃石は長径 0.4 mm 以下の長柱状をなし，しばしば定向配列を示す．普通角閃石は褐色で，結晶周縁部で淡色となる累帯構造を示す．普通角閃石は欠如していることがある．

V. 2 深成岩類(石英閃緑岩—斑れい岩)

本地域内に分布する主要な深成岩類は，牡鹿・浜田・沼津・曾波之神の4岩体に区分され，白亜紀に貫入したと考えられている(河野・植田，1965；片田ほか，1971)．

これらの岩体では，岩相が苦鉄質岩から珉長質岩まで広く変化するが，量的には斑れい岩の岩相が最も多い．また，いずれの岩体でも K₂O 含有量が低いという共通性を持っている．

本地域を含む北上山地における中生代深成岩類のなかでは，上記の特徴を有する深成岩類は，片田ほか(1974)の分類によればIVb帯，また Kubo(1977)によれば，TypeⅡの深成岩類に帰属することができる．

V. 2. 1 牡鹿岩体

牡鹿岩体は牡鹿半島中央部、大草山を中心とする 8 km × 4 km の範囲に分布する深成岩体の総称である (IGI *et al.*, 1974, KUBO, 1977). 本岩体はジュラ紀牡鹿層群の砂岩・頁岩及び牡鹿層群中のひん岩岩脈を貫いている。本岩体の石英閃緑岩中の黒雲母+普通角閃石について K-Ar 年代測定がなされ、120Maの値が得られている (河野・植田, 1965). したがって本岩体は前期白亜紀の貫入と考えられる。本岩体周縁から約500 m の範囲における被貫入岩はホルンフェルス化し、黒雲母・堇青石・紅柱石を生じている。また、ごく一部には珪線石が認められる。

本岩体は岩相変化に富んでおり (第41・42図), KUBO(1977)の区分のとおり以下の7岩相に区別される。

①単斜輝岩¹⁾, ②斑状単斜輝石斑れい岩, ③かんらん石斜方輝石単斜輝石斑れい岩¹⁾, ④単斜輝石普通角閃石斑れい岩, ⑤単斜輝石斜方輝石斑れい岩, ⑥石英閃緑岩, ⑦輝石普通角閃石閃緑岩。

各岩相間に認められる貫入関係を第43図に示す。

各岩相の岩石の肉眼及び鏡下での特徴は以下のとおりである。

①単斜輝岩

粗粒の岩石で主に単斜輝石からなる。新鮮なものは黄緑色を示すが、風化した露頭では茶褐色になっている。

主成分鉱物：単斜輝石・普通角閃石

副成分及び二次鉱物：無一淡緑色角閃石・緑泥石・方解石

単斜輝石は半自形、径 2-10 mm のほぼ均質な結晶で、しばしばウラル石化している。普通角閃石は褐色で、単斜輝石粒間を占めて他形をなすが量は少ない。

②斑状単斜輝石斑れい岩

粗粒自形の単斜輝石が目立つ緑黒色の斑状岩で、岩体北部では部分的に単斜輝石の濃集による層状構造が認められる。

主成分鉱物：斜長石・単斜輝石・普通角閃石

副成分及び二次鉱物：淡緑色角閃石・緑泥石・方解石・緑れん石

斜長石は自一半自形、長径 0.4-1.6 mm で、組成は An 92.5-93.5% で均質であるが、結晶周縁部ではやや An 成分が低くなる (1-2%)。

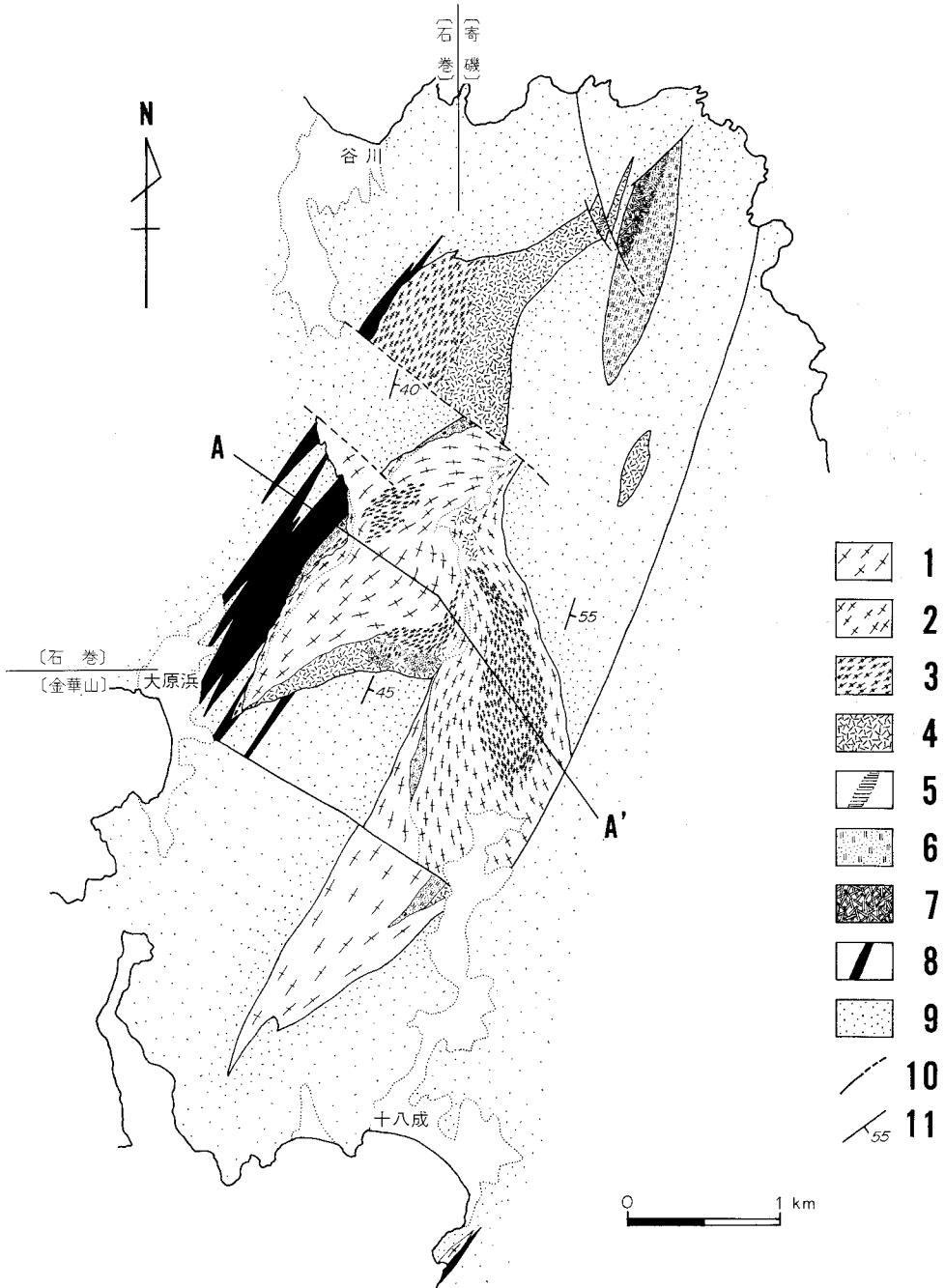
単斜輝石は自一半自形、径 2-10 mm で、累帯構造が顕著である。普通角閃石は褐色で、単斜輝石中でパッチ状、又は単斜輝石・斜長石粒間で他形をなす。

③かんらん石斜方輝石単斜輝石斑れい岩

青黒色の中一細粒岩で、有色鉱物の濃集による層状構造が認められる場合がある。斜長石は弱い定向配列を示す。

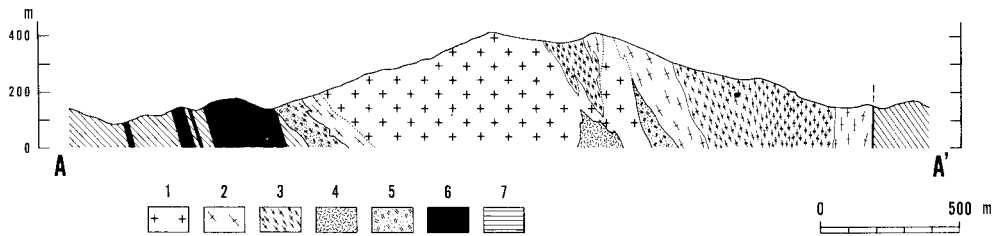
主成分鉱物：斜長石・かんらん石・単斜輝石・斜方輝石・不透明鉱物

1) 本図幅地域内には分布しない。



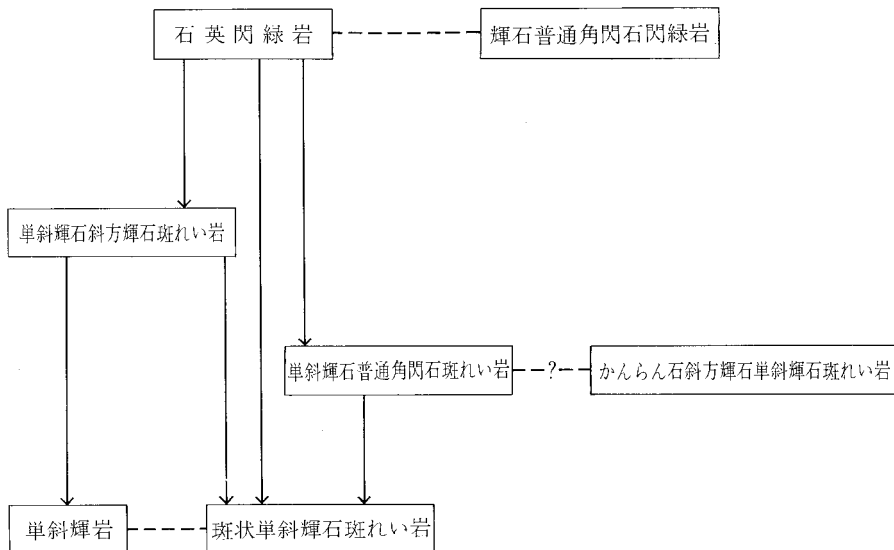
第41図 白亜紀深成岩類牡鹿岩体の岩相分布図 (KUBO, 1977より)

1. 石英閃緑岩, 2. 輝石普通角閃石閃緑岩, 3. 単斜輝石斜方輝石斑れい岩, 4. 単斜輝石普通角閃石斑れい岩,
 5. かんらん石斜方輝石単斜輝石斑れい岩, 6. 斑状単斜輝石斑れい岩, 7. 単斜輝岩, 8. ひん岩, 9. 中生代
 堆積岩, 10. 断層, 11. 地層の走向及び傾斜



第42図 牡鹿岩体の地質断面図 (A-A'の位置は第41図参照)

1-4. 第41図に同じ, 5. 斑状単斜輝石斑れい岩, 6. ひん岩, 7. 中生代堆積岩, (KUBO, 1977より)



第43図 牡鹿岩体の各岩相間の貫入関係を示す模式図 (KUBO, 1977より) 矢印の基部の岩石が先端部の岩石を貫く。破線は漸移関係を示す。

副成分及び二次鉱物：石英・普通角閃石・黒雲母・淡緑色角閃石・緑泥石

斜長石は自一半自形，長径 0.4-2.5 mm で均質 (An92-87%) である。

かんらん石は半自形，径 0.2-2.5 mm で均質 (Fo71.5-69.8%) である。単斜輝石は半自形，長径 0.3-3 mm で弱い累帯構造を示し，内部に細粒の斜長石・かんらん石・不透明鉱物及びパッチ状の褐色普通角閃石を包有している。斜方輝石は半自形，径 0.2-0.4 mm で量は少ない。石英・普通角閃石・黒雲母及び不透明鉱物は主成分鉱物粒間で他形をなす。不透明鉱物としてはチタン鉄鉱の離溶ラメラを有する磁鉄鉱及び黄銅鉱が認められる。

④単斜輝石普通角閃石斑れい岩

青黒色の中粒岩で，局部的に斜長石の定向配列が顕著である。

主成分鉱物：斜長石・単斜輝石・普通角閃石・不透明鉱物

副成分及び二次鉱物：石英・黒雲母・淡緑色角閃石・緑泥石

斜長石は自一半自形，長径 0.4-4 mm で均質 (An91-84%) である。単斜輝石はオフィチック組織を示し，周縁部に褐色普通角閃石を伴う。岩体南部に向かって，単斜輝石と褐色

普通角閃石の量が減少し、代わって半自形の褐緑色普通角閃石が増す傾向がある。石英・黒雲母・不透明鉱物は他形をなす。不透明鉱物はチタン鉄鉱の離溶ラメラを有する磁鉄鉱と黄銅鉱からなる。

⑤単斜輝石・斜方輝石斑れい岩

帯褐黒色の細粒岩で斜長石と輝石の定向配列が顕著である。

主成分鉱物：斜長石・単斜輝石・斜方輝石・不透明鉱物

副成分鉱物：普通角閃石

斜長石は半自形、長径 0.2-2 mm で、均質 (An85-81%) である。単斜及び斜方輝石は自一半自形、長径 0.3-2 mm で均質である。量的には斜方輝石が勝る場合が多い。不透明鉱物はチタン鉄鉱の離溶ラメラを含む磁鉄鉱と黄鉄鉱からなり、他形を示す。

普通角閃石は緑褐色で、輝石の縁に伴われるが、量はごく少ない。

⑥石英閃緑岩

優白質の中粒岩で、斜長石の弱い定向配列が認められる。

主成分鉱物：斜長石・石英・普通角閃石・黒雲母・不透明鉱物

副成分鉱物：カリ長石・カミングトン閃石・単斜輝石・燐灰石・ジルコン・スフェン

斜長石は自一半自形、長径 0.2-2 mm で顕著な累帯構造を示す (An65-35%)。石英は他形で波動消光を示す。黒雲母と普通角閃石は半自一他形である。普通角閃石は褐緑色で単斜輝石を包有することがある。また、少量のカミングトン閃石を伴う。不透明鉱物としてはチタン鉄鉱と赤鉄鉱のラメラを有する磁鉄鉱及び黄銅鉱が認められ、それらは細粒粒状若しくは他形をなす。カリ長石は他形である。

⑦輝石普通角閃石閃緑岩

優白質の中粒岩で石英閃緑岩に似るが、より不均質である。本岩に含まれる輝石の種類や量は、近接する斑れい岩の種類により異なっている。

主成分鉱物：斜長石・石英・普通角閃石・不透明鉱物

副成分鉱物：単斜輝石・斜方輝石・カミングトン閃石・黒雲母・燐灰石・ジルコン・スフェン

斜長石は自一半自形、長径 0.2-2 mm で、累帯構造の顕著な場合と、ほぼ均質な場合とが認められる。単斜及び斜方輝石は普通角閃石中に包有されるものと、自一半自形の単体をなすものがある。普通角閃石は緑褐一褐緑色で他形若しくはポイキリチック組織を示す。本岩の鏡下におけるその他の特徴は石英閃緑岩と同様である。

これらの諸岩類は斜長石の性質に基づいて、斑れい岩系岩相(①-⑤)と石英閃緑岩系岩相(⑥⑦)に大別される。石英閃緑岩系岩相の場合、斜長石は累帯構造を有し、ほぼ均質な核部・An成分に富む中間帯・逆累帯する周縁部の3つに区分される。この特徴は斑れい岩系岩相の斜長石が均質であることと、明瞭に区別できる。本岩体の岩相分布図(第41図)及び地質断面図(第42図)に示すように、斑れい岩系岩相は岩体の主として北半部及び周縁部に分布するのに対し、石英閃緑岩系岩相は斑れい岩系岩相を貫いて主

に岩体の内部及び南半部を占めている。

KUBO(1977)によれば、牡鹿岩体は4回のマグマ進入によって形成されたもので、前3回の進入で斑れい岩系岩相が、最後の進入で石英閃緑岩系岩相ができたとされている。また、本岩体が固結した時の深度は被貫入岩の堆積岩の厚さから、約5kmと見積られている。

なお、②斑状単斜輝石斑れい岩には⑤斜方輝石単斜輝石斑れい岩中にゼノリスとして包有されたり、また石英閃緑岩に貫かれたりして、熱変成を被っているものがある。その場合の斑状単斜輝石中には微細な(長さ数 μm)針—長柱状磁鉄鉱が帯状に並列しているのが観察される(図版II-2)。これは斑状単斜輝石が、晶出後の熱の影響により磁鉄鉱を離溶したものと考えられている(猪俣・久保, 1974)。

V. 2. 2 浜田岩体

浜田南東方(女川南方)に位置する径約1kmの岩体で、主に角閃石斑れい岩からなる。本岩体東部には石英閃緑岩も少量分布する。野外における両岩相の関係は明らかではないが、角閃石斑れい岩は岩体東部の石英閃緑岩に類似した石英閃緑岩—閃緑岩の細脈に貫かれていますので、角閃石斑れい岩の方がより早期に貫入したと推定される。

角閃石斑れい岩は針浜東方の採石場に広く露出している。ここでは角閃石斑れい岩中に優黒質網粒岩の岩塊(径1m以下)がしばしば含まれている。この岩石は鏡下ではモザイク状の斜長石・単斜輝石及び他形若しくはポイキリチック組織の不透明鉱物からなる再結晶組織を呈する。したがって、本岩は斑れい岩のゼノリスであると思われるが、このゼノリスの供給源に相当する斑れい岩は現在地表では確認されていない。

また、角閃石斑れい岩中には、緑れん石・スフェン・ざくろ石に富む黄緑—淡褐色細粒岩塊(径5-30cm)も少量含まれている。これは石灰質岩源ゼノリスのスカルン化したものと考えられる。

角閃石斑れい岩(針浜東方の採石場)

粗粒普通角閃石の目立つ中—粗粒均質な岩石である。

主成分鉱物：斜長石・普通角閃石・不透明鉱物

副成分鉱物：燐灰石

斜長石は半自形、長径0.4-1.8mmで、均質な核部と正累帯する周縁部からなる累帯構造を示す。普通角閃石は褐緑色で、半自—他形若しくはポイキリチック組織を示す。普通角閃石の粗粒結晶は最大8mm×15mmに達し、弱い累帯構造を示す場合が多い。不透明鉱物は丸味を帯びた粒状若しくは他形である。

V. 2. 3 沼津岩体

稲井東方の沼津の凹地をめぐって露出する岩体で、1km×2.5kmの範囲に分布する。本岩体は主として斜方輝石斑れい岩からなるが、一部に黒雲母角閃石石英閃緑岩も見いだされる。岩体はその大部分を崖錐堆積物に覆われており、また、露頭面の風化も進んでいるので、これらの岩相間の関係や量比は不明である。

斜方輝石単斜輝石斑れい岩(石巻市平形)

斜長石の定向配列がやや顕著な中粒岩である。

主成分鉱物：斜長石・単斜輝石・斜方輝石・普通角閃石・不透明鉱物

副成分鉱物：燐灰石

斜長石は半自形，長径 0.4-2 mm で波動累帯構造を示す。単斜及び斜方輝石は半自形若しくは普通角閃石中で融食形をなしている。長径 0.5-1.5 mm であるが，少量含まれる粗粒結晶は長径 4 mm に達する場合があり，弱い累帯構造を有している。単斜及び斜方輝石はほぼ同量である。

普通角閃石は緑褐色でポイキリチック組織若しくは他形をなし，量は少ない。不透明鉱物は丸みを帯びた粒状若しくは他形である。

V. 2. 4 曾波之神岩体

曾波之神付近の旧北上川を挟んでその東岸沿いと，西岸の愛宕山に小岩体として見られる。本岩体の東部は主として石英閃緑岩からなるが，愛宕山では石英閃緑岩中に多量の単斜輝石が含まれ，一部には細粒の斑れい岩が分布する。また，黒雲母の目立つ部分や，カリ長石を顕著に含む岩脈もまれに見いだされている。

石英閃緑岩(曾波之神，愛宕山北西部)

優白質の中粒岩で，単斜輝石に富むレンズ状の暗色包有物をしばしば含んでいる。

主成分鉱物：斜長石・石英・単斜輝石・普通角閃石・不透明鉱物

副成分鉱物：カリ長石・スフェン・燐灰石

斜長石は自一半自形，長径 0.5-3 mm で顕著な波動累帯構造を有する。石英は他形で波動消光を示す。単斜輝石は半自形—オフィチック組織で淡緑色を呈し，長径 0.5-3 mm である。普通角閃石は半自—他形で褐緑色を呈し，粗粒結晶(長径 5 mm に達する)では内部がより淡色の累帯構造を有する。不透明鉱物は丸味を帯びた粒状で量は少ない。

V. 2. 5 その他の岩体

本地域の深成岩類は，まとまった岩体として識別できるのは上記のとおり 4 岩体であるが，それ以外に多数の小岩体が分布している。

小岩体をなすものは，細粒斑れい岩・石英閃緑岩などであり，その小岩体の付近一帯がしばしば熱変成岩化している。そのような場所は，恐らく地下により大規模の深成岩体が伏在しているであろう。このような熱変成帯で特に目立つのは以下の 3 箇所である。そのうち特に石投山周辺では細粒の黒雲母角閃石石英閃緑岩が比較的広範囲に分布している。

イ. 万石浦北西岸の，沢田から折立にかけて

ロ. 水沼北東方の，河北町との境の山嶺部

ハ. 石役山周辺

VI. 新 生 界

VI. 1 新 第 三 系

新第三系は、本地域西北部の須江丘陵とその南東部に位置する石巻市内の日和山丘陵とに分布している。須江丘陵では中新統の追戸層と鮮新統の表沢層及び俵庭層に、日和山丘陵では中新統の追戸層、鮮新統の中山層及び山下層に区分される。そのほかに、石巻市北東の水沼地区に時代未詳(鮮新統?)の寺内層の小分布が認められる。

本地域の新第三系層序の総括図は第44図に、隣接する松島図幅、涌谷図幅地域との層序関係は、第4表及び第45図に示したとおりである。

VI. 1. 1 追戸層

追戸層は、北西隣の涌谷図幅地域及び西隣の松島図幅地域にかけて広く発達する地層であり、本地域では松島図幅地域から連続する須江丘陵とその南東方の日和山丘陵に、その一部である佳景山礫岩部層が分布している。

なお追戸層は、涌谷図幅内の涌谷町追戸地域を模式地として設定されたものであるが、その区分と部層名は連続する松島図幅(石井ほか, 1982)による。

佳景山礫岩部層 (Odg)

本部層は、須江丘陵北端部を模式地として島倉・土田(1939)が佳景山礫岩層と命名した地層に当たる。なお、日和山丘陵を模式地として増田(1953)が、日和山礫岩層としたものは岩相から同一の地層と

地質時代		層序区分及び層厚		模式柱状図	主な岩相	備考		
新 第 三 紀	鮮 新 世	俵庭層 10-15m	寺 内 層 15m+		砂質シルト岩	海生貝・珪藻化石		
		表沢層 20m±			山下層 10m+		砂岩・礫岩	粘土質シルト岩
					中山層 8m+	シルト岩・礫岩	砂岩・礫岩	海生貝・珪藻化石
	中 新 世	後期	追戸層		砂岩・礫岩	巨一大礫を含む礫岩		
		中期			佳景山礫岩部層		シルト岩 砂岩	
前期								

第44図 石巻図幅地域における新第三系地質総括図

第4表 石巻及び隣接図幅地域における新第三系対比表

地域時代	涌谷図幅 高橋・松野(1969)	松島図幅 石井ほか(1982)	本報告 (石巻地域)	
新第三紀	鮮新世	俵庭層	俵庭層	
		大貫層	表沢層	
		竜の口層	表沢層	
		亀岡層	表沢層	
	中期	黄金迫層	志田層群	山下層
				中山層
	前期	追戸層	松島湾層群	追戸層
				追戸層
				追戸層

みなされるので、これに含めた。

本部層は、須江丘陵及び日和山丘陵の基部をなして分布しており、須江丘陵では河南町茄子川の採石場、日和山丘陵では石巻駅正面の羽黒山直下の大きな崖などで模式的な露出が見られる。

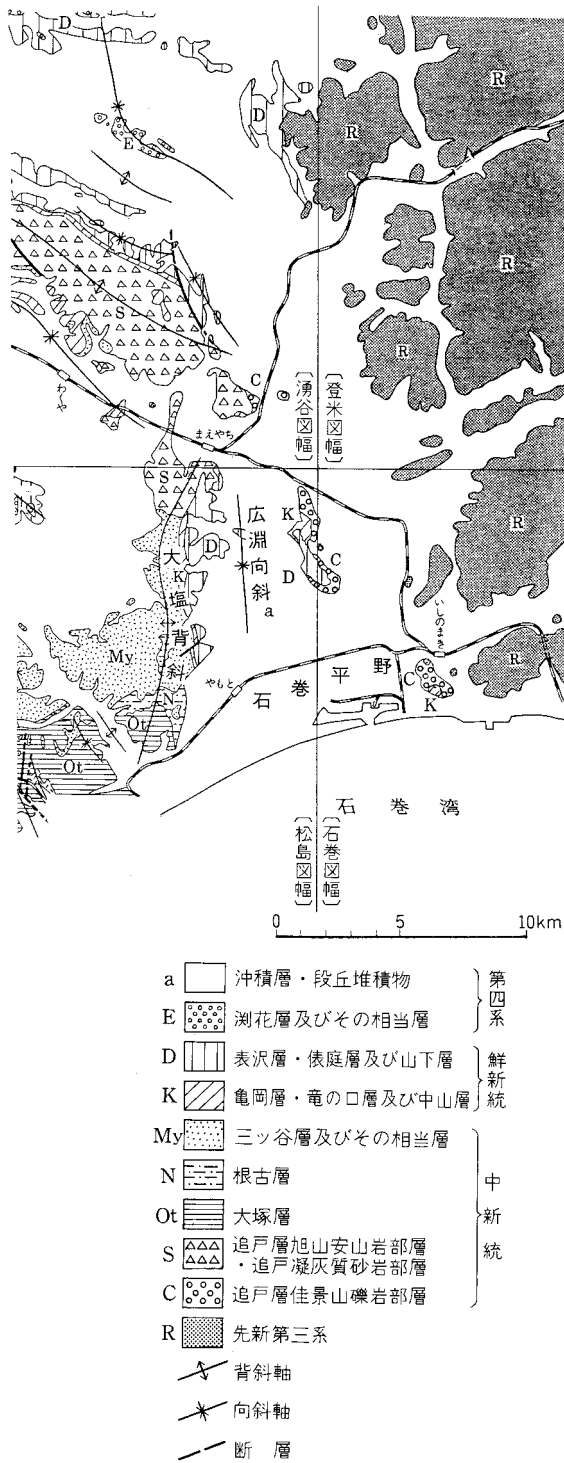
下位層との関係は地表では不明であるが、日和山丘陵東部地域の本部層下部では、特に基盤岩の巨礫を多く含む不淘汰な礫岩を主とすることと、丘陵の北東約600mの地点には三疊系稲井層群の地層が分布していることから、本部層が基盤岩類を直接不整合に覆って発達しているものと考えられる。

本部層の層厚は、下限が不明であるが300m以上に達すると推定される。

本部層を構成する礫岩は、下部と上部ではその堆積形態を異にしている。すなわち、下部では巨一大礫を多く含み、更に角礫が多く不淘汰な礫岩からなり(第46図)、上部では一般に円磨度のよい中礫岩が主で、砂岩の薄層を伴うなど層理の明瞭なものからなっている(第47図)。下部に当たる岩相は、日和山丘陵では東部の羽黒山から日和山にかけての地域に、須江丘陵では北部の河南町館地域に分布している。

礫岩の礫は、そのほとんどが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粘板岩一縞状頁岩、砂岩、花崗岩質岩からなり、チャート・ひん岩及び凝灰岩などの礫を少量含んでいる。これらの礫岩は風化して黄褐色一褐色を呈するところが多く、花崗岩質岩の礫の一部はくさり礫となっている。

日和山丘陵地域の下部の不淘汰な礫岩は、径20-70cmの垂角一垂円礫を主とし、径1-2mの巨礫を伴うもので、これらは径0.5-5cm程度の小礫及び砂によって固結されている。礫種は、大一巨礫で砂岩や花崗岩が、小礫には頁岩、チャート、ひん岩などが多い。



第45図 石巻図幅地域とその周辺地域における新第三系及び第四系の分布 (石井ほか, 1982の第4図を一部修正)

上部の礫岩は、ときに径1 m以上の巨礫が含まれるところもあるが、径10-30 cm程度のを主体とし、礫は一般に円磨されているものが多い。また、ややルーズな砂岩の薄層(厚さ10-30 cm、ときに60 cm)をレンズ状に挟有しており、全体として比較的明瞭な層理を示している。

本部層からは化石を産出しなかった。ただ、追戸層の模式地では上部の追戸砂岩から多くの貝化石を産出しており(YABE and HATAI 1941; MASUDA, 1956; 高橋・松野, 1969), その多くは増田(1973)の貝類化石層序による前一中期中新世に当たるものである。また、地質概説でも述べたように追戸層中部に発達している箕嶽火砕岩の K-Ar 年代測定で 15.0 ± 1.5 Ma という値が得られている(柳沢・石井, 1983)。

これまで追戸層の堆積時期は中新世初期からとされていた。しかし、前述の年代測定値と模式地周辺から産出する貝類化石層序などから、追戸層主部の時代は前期中新世末—中期中新世と推察される。したがって、その基底礫岩層ともいえる本部層を含め松島図幅地域の松島湾層群の上半部にあたる時期に堆積したものと考えられる(第4表)。

本部層の構造は、須江丘陵地域では全体に NNW-SSE 方向の走向で、 $15-20^\circ W$ の傾斜を示している。日和山丘陵では不淘汰な礫岩が卓越していて不明確であるが、急傾斜を示すところはないので、全体としては緩やかな構造をなしているものと思われる。



第46図 巨礫・角礫を含む追戸層佳景山礫岩の露頭写真 (河南町茄子川)



第47図 砂岩の薄層を挟み層理を示す追戸層佳景山礫岩の露頭写真 (河南町茄子川の採石場)

VI. 1. 2 中山層(Nk)

中山層は、日和山丘陵南西部に分布する地層で、下位の追戸層佳景山礫岩部層を不整合に覆って発達している。

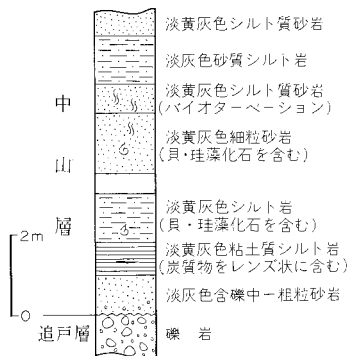
本層の地層名は、増田(1953)によって「中山砂岩泥岩層」と命名されたものに当たり、模式地は現在の石巻市南光町一丁目(十条製紙中山住宅地付近)地域である。

本層は、第48図の柱状図に示したように、主として砂岩勝ちの砂岩シルト岩互層からなる。その分布は石巻市南光町から日和が丘四丁目にかけての狭い範囲で、丘陵の上部を覆って薄く発達している。その層厚は、露出する部分では約 8 m 程度で上限は不明である。

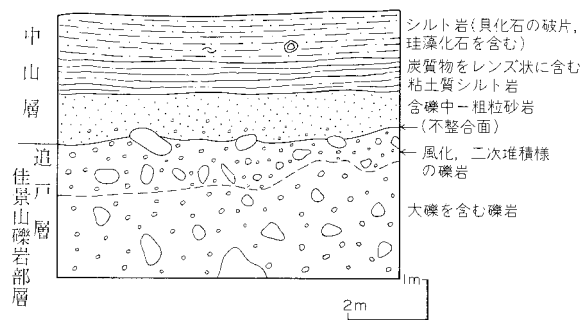
下位層との不整合関係は、第49図に示したように丘陵南西端の崖で観察できる。ここでは、本層の基底には細円礫を散含する淡灰色のアルコース質中一粗粒砂岩(厚さ約 1 m)が、凹凸面をもって下位の佳景山礫岩を覆っている。この含礫砂岩層の上位には厚さ約80 cm で、炭質物をレンズ状に挟む淡黄灰色の粘土質シルト岩層があり、その上には巻貝、二枚貝の破片(キャストのみ)及び珪藻化石を含む淡黄灰色を呈する凝灰質シルト岩が発達している。

本層の中一上部は、主として淡黄灰色を呈する細粒砂岩と砂質シルト岩の互層からなり、中部の砂岩からは動物(貝、甲殻類、サンゴなど)及び珪藻化石を産出する。なお、これらの砂岩及び砂質シルト岩には、全般にわたって軽石粒・雲母片・角閃石及び石英粒が含まれている。砂岩は比較的淘汰がよいが、ときに小規模な斜交葉理やパイオターベーションが認められ、浅海成の堆積物と言える。

本層中部からは第5表及び第6表に示されるような海生の動物化石、珪藻化石の産出が報告されてい



第48図 中山層の柱状図



第49図 中山層基底における不整合関係を示すスケッチ
(日和山丘陵南西端の崖、南光町一丁目)

第5表 中山層産出動物化石 (増田, 1953による)

Chlamys kaneharai (YOKOYAMA)

Macoma incongrua (MARTENS)

Venus sp.

Mactra sp.

Balanus sp.

Flabellum sp.

第6表 中山層産出珪藻化石

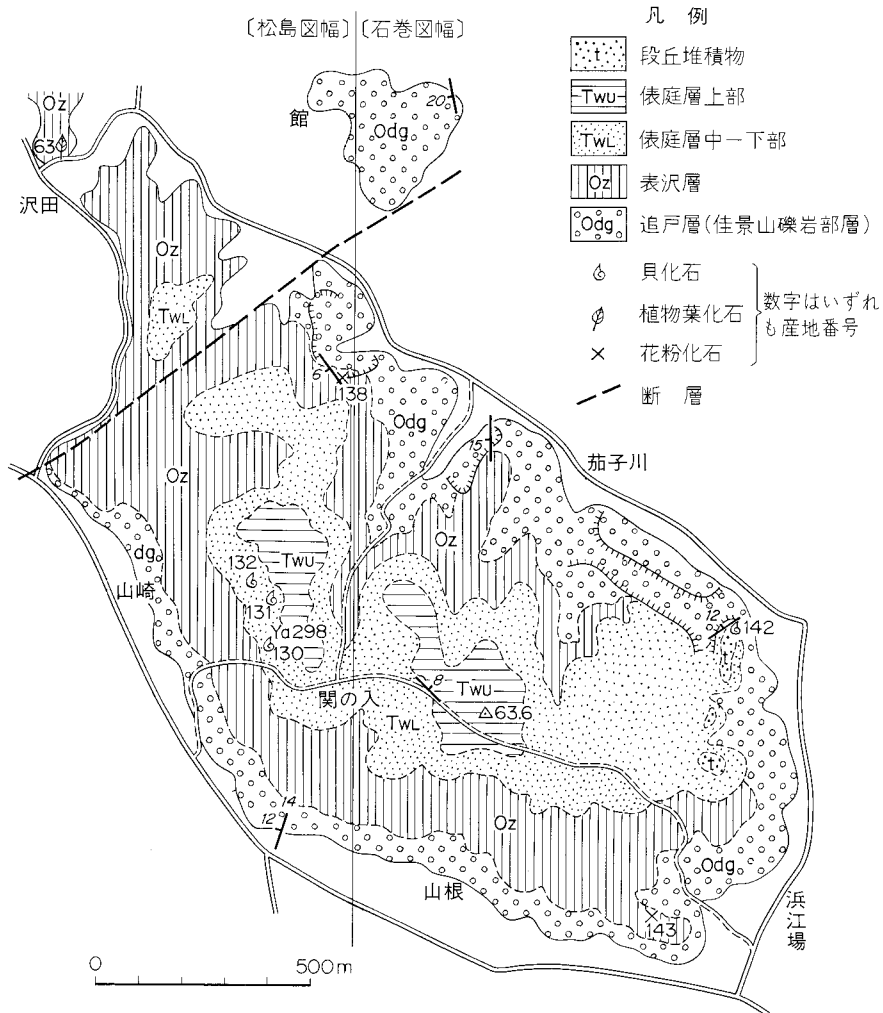
(同定: 秋葉文雄. I2及びI3は秋葉ほか, 1982による)

珪藻	試料番号	日和山丘陵		
		SH32	I2	I3
MARINE DIATOMS				
<i>Actinocyclus ingens</i> RATT.				1
<i>Actinoptychus undulatus</i> (BALL.) RALFS				2
<i>A. splendens</i> (SHAD.) RALFS			*	
<i>Arachnidiscus</i> sp.		*		
<i>Auliscus caelatus</i> BAILAY		*		
<i>Bacillaria paradoxa</i> GMELIN				1
<i>Biddulphia</i> ? sp. A			4	
<i>Cocconeis costata</i> GREG.				1
<i>C. scutellum</i> EHR.				1
<i>Coscinodiscus marginatus</i> EHR.		*		
<i>C. spp.</i>		*		*
<i>Denticulopsis kamschatica</i> (ZAB.) SIMONSEN		2		9
<i>Delphineis surirella</i> (EHR.) ANDREWS			2	2
<i>Diploneis smithii</i> (BREB.) CL.		*	1	2
<i>Grammatophora</i> spp.		3		
<i>Hyalodiscus</i> sp.		/	1	
<i>Melosira sulcata</i> (EHR.) KÜTZ.			13	19
<i>Navicul</i> spp. (marine)				1
<i>Nitzschia punctata</i> (W. SMITH) GRUN.		*		
<i>N. reinholdii</i> KANAYA & KOIZUMI				1
<i>Paralia sulcata</i> (EHR.) CL.		2		
<i>Rhaphoneis</i> spp.				5
<i>Rhizosolenia</i> spp.				2
<i>Stephanopyxis</i> spp.		3	5	2
<i>Thalassionema nitzschioides</i> (GRUN.) H. & M. PERAGLLO		*	21	29
<i>Thalassiosira zabelina</i> JOÛSE		*		
<i>T. spp.</i>			2	6
<i>Thlasiiothrix longissima</i> CL. & GRUN.			1	
NON-MARINE DIATOMS				
<i>Achnanthes</i> sp.		1		
<i>Aulacosira granulata</i> (EHR.) SIMONSEN		76	44	13
<i>Cyclotella kützingiana</i> THW.		2	2	
<i>Cymbella</i> spp.				*
<i>Ephemia</i> spp.		*	*	1
<i>Eunotia</i> sp.		*		
<i>Navicula</i> sp.		1		
<i>Nitzschia</i> sp.		1		
<i>Stauroseis</i> sp.		*		
<i>Stephanodiscus</i> cf. <i>hantzschii</i> GRUN.		8	4	2
total number of diatom valves counted		100	100	100

注: *は破片又は100個体以上の観察で新たに認められた種

る。前者は増田(1953)によるもので、同定された種類は少ないが *Chlamys kaneharai* を産出することから、その時代を下部—中部中新世とされた。後者は秋葉ほか(1982)及び石井ほか(1982)によるもので、「*Denticulopsis kamtschatica* の存在から本層は少なくとも最上部中新統以降の、恐らく鮮新統に属する堆積物と考えられる」とされた。

このように両者の見解に大きな隔りがある。なお、*Denticulopsis kamtschatica* は後期中新世末に出現するとの見解(小泉, 1980; 土, 1981)もあり、時代の決定には再検討を要する。しかし、第45図で示されるように石巻平野から北方の平野部にかけては、鮮新統の地層が広く発達する地域であって、その堆積盆地の東部には、中新統は追戸層の一部のみしか分布しないことから、本層は鮮新統の一員とするのがより妥当と思われる。なお、本層の堆積時期を取りあえず竜の口層堆積時としたが、石巻平野地下の新第三系の解明と併せて検討すべき課題である。



第50図 須江丘陵南部地域の地質概略図

本層の構造は、第49図の崖でN40°W走向で傾斜は4°SW、県立石巻高校付近でN50°Wの走向で8°SWの傾斜を示していることから、全体として北西-南東方向の走向で、南西方向に緩く傾斜しているものと言える。

VI. 1. 3 表沢層(Oz)

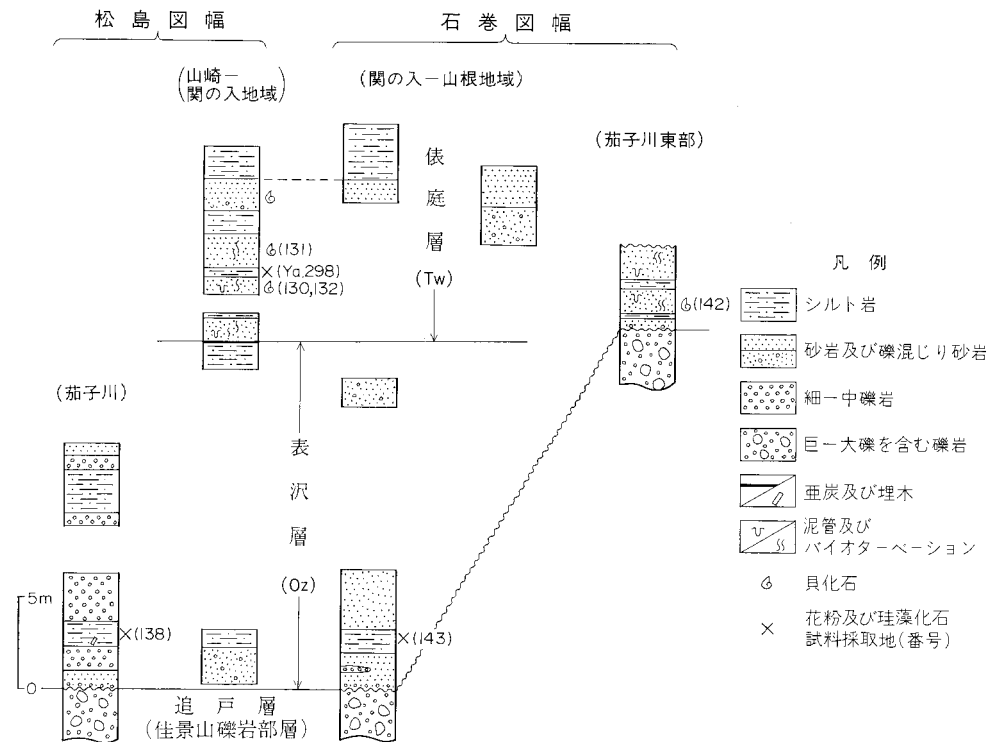
表沢層は、西隣の松島図幅から本地域の須江丘陵にかけて分布する地層で、松島図幅地域では下位の竜の口層を不整合に覆い、本地域では東方にオーバーラップして中新統の追戸層佳景山礫岩部層を直接不整合に覆って発達している。

本層の地層名は、松島図幅内の河南町表沢付近を模式地として、石井ほか(1982)によって命名されたものである。

本層は、主として砂岩・シルト岩及び礫岩の互層からなり、凝灰岩や亜炭の薄層を挟有している。なお、須江丘陵南部地域の地質概略図を第50図に示したが、本図幅域内では露出が悪く、その厚さは20m内外であるが特に中部の岩相の詳細は明らかでない(第51図参照)。

本層は、主として砂岩・礫岩及びシルト岩の互層からなり、ときに凝灰岩や亜炭の薄層を挟有している。

基底部は、多くの場合淡褐—黄褐色を呈する細円礫岩あるいは含礫中—粗粒砂岩から構成され、その上位には薄い亜炭を挟む厚さ1m内外の暗灰—青灰色のシルト岩が発達している。このシルト岩には炭



質物が多く、ときに樹木片を含んでいる。

中一上部の砂岩は、黄褐—黄灰色を呈する細—中粒砂岩で、石英粒及び雲母片に富み、軟質である。

凝灰岩は、淡灰—灰白色を呈する細粒凝灰岩で中部に挟有する。なお、域外西部地域では多く認められるが、本地域では露出不良で十分確認できなかった。

本層からは、植物化石(植物葉及び花粉)を産出する。植物葉化石は、松島図幅地域の河南町沢田の道路沿いの崖で産出(試料番号 63)したもので、保存状態はあまり良くないが、*Sequoia affinis*, *Wistaria fallax*, *Carex* sp. が産した(尾上 亨技官同定)。花粉化石は2個の試料から産出したもので第7表に示したとおりである。花粉分析を行ったパリーノ・サーヴェイ(株)の所見によれば、いずれも *Carya*, *Liquidambar*, *Metasequoia* など第三紀要素の幾つかを産出しており、仙台層群中のものとしている。

本層は、*Fortipecten takahasii* を産出する竜の口層を不整合に覆い、海成の俵庭層に覆われていることから、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)に当たるものである。

VI. 1. 4 俵庭層(Tw)

俵庭層は、表沢層の上位にあって須江丘陵の上部を構成して分布している。下位の表沢層とは整合関係にあるが、丘陵東部地域では東方にオーバーラップした形態で、佳景山礫岩部層を直接不整合に覆って発達している。

本層の地層名は、西隣松島図幅内の河南町俵庭及び草田周辺を模式地として、石井ほか(1982)によって命名されたものである。なお、石井ほか(1982)は模式地で、主として砂岩からなる下部(Tw₁)、砂質シルト岩と砂岩の互層からなる上部(Tw₂)とに区分し、須江丘陵に分布する地層は上部に当たるとしている。

本層は、主として海成砂岩優勢の砂岩シルト岩互層からなり、上部には炭質物の多い陸成的な粘土質シルト岩が発達している(第53図参照)。

砂岩層は、黄褐—黄灰色を呈する細粒砂岩を主とし(第52図)、中部には礫混じりの中—粗粒砂岩も認められる。砂岩層の単層の厚さは50 cm から 2 m程度で、全般に石英粒(0.3-1.2 mm 大)及び雲母片(0.3-0.6 mm 大)が多く含まれており、ときに高温型の両錐の石英(2-3 mm 大)が濃集している部分もある。一般に陶汰はよいが、貝化石を産出する中—下部の砂岩中には泥管及びパイオターペーションが認められる。

シルト岩は、淡青灰—灰色を示し、厚さは数10 cm から 1 m程度で、多少炭質物を含み軟質である。

上部の粘土質シルト岩は、丘陵の頂部付近に分布している。淡灰—灰色を呈する凝灰質な粘土質シルト岩で、石英粒と植物葉破片を多く含んでいる(第53図)。

本層の中—下部からは、海生の貝及び珪藻化石を産出する。貝化石は、丘陵東端部と域外の河南町閑の入地域(第50図の Loc. 142 及び Loc. 130-132)で認められる。これらの貝化石は大半殻が溶けているが、Loc. 142 では *Macoma* sp., *Cordium* sp. が、Loc. 130-132にかけては *Macoma* sp., *Mya japonica*, *Crassostrea* sp. などが同定された。珪藻化石は、域外の Loc. Ya 298 の地点から第8表に示されるものが報告されている(秋葉ほか, 1982; 石井ほか, 1982)。この珪藻群集は、秋葉ほか(1982)によれば *Denticulopsis kamtschatica* Zone に含まれるものである。

第7表 鮮新統産出花粉化石

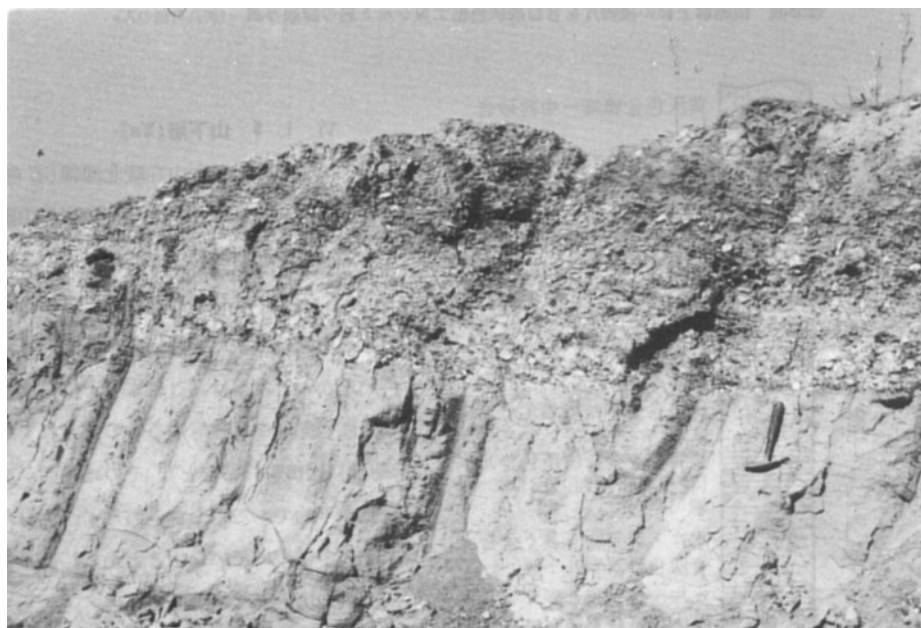
(同定: パリノ・サーヴェイ(株))

花粉及び孢子	地層区分及び試料番号	山下層		
		13	138	143
針葉樹花粉(AP-1)				
<i>Abies</i>		1.6		12.6
<i>Tuga</i>		0.8		0.5
<i>Picea</i>		4.0		14.4
<i>Pinus</i>		1.6	2.0	36.3
<i>Metasequoia</i>		4.0		
Taxodiaceae		35.6	3.0	10.4
T.C.T.		3.2		
cf. <i>Pseudolarix</i>		0.4		
広葉樹花粉(AP-2)				
<i>Carya</i>			8.0	
<i>Juglans</i>		0.8		
<i>Pterocarya</i>		0.4	2.0	
<i>Alnus</i>		2.4	3.0	9.9
<i>Carpinus</i>		2.4		
<i>Corylus</i>		0.4		
<i>Fagus</i>		8.0	6.0	5.0
<i>Lepidobalanus</i>		6.0	7.0	0.5
<i>Cyclobalanopsis</i>		0.8		0.9
<i>Celtis-Aphananthe</i>		9.2	1.0	
<i>Ulmus-Zelkova</i>		12.8	7.0	0.9
Moraceae		0.4		
<i>Liquidamber</i>		1.6	5.0	5.4
<i>Sapinum</i>		0.4		
<i>Aesculus</i>		0.4		
<i>Ilex</i>		0.4		
<i>Elaeagnus</i>		0.4		
<i>Symplocos</i>		0.4		0.5
草本花粉(NAP)				
<i>Persicaria</i>		1.7	0.7	0.5
<i>Polygonum</i>		0.3		
Ranunculaceae		0.6		0.3
Umbelliferae		1.1		
<i>Artemisia</i>		0.3	0.1	
Carduoideae		0.6		
Liliaceae		0.6		
Gramineae		5.2	0.1	0.3
Cyperaceae		1.1	0.1	
cf. <i>Macleaya</i>		0.3		
形態分類花粉(FP)				
Trizonoporate pollen		0.6	0.3	
Trizonocolpate pollen			0.1	
Trizonocolporate pollen		4.5	0.9	1.3

第7表 つづき

花粉及び孢子	地層区分及び試料番号	山下層		表沢層	
		13	138	143	
Tetrazonoporate pollen		0.3			
羊歯類孢子(FS)					
<i>Lycopodium</i>					9.8
cf. <i>Selaginella</i>			2.4		
<i>Osmunda</i>			0.3		
<i>Pteris</i>		0.3			
Monolete spore		11.5	88.6	28.9	
Trilete spore		0.8	0.8		
合計	AP-1	37.1	0.6	45.4	
	AP-2	33.1	5.0	13.5	
	NAP	11.8	1.0	1.1	
	FP	5.4	1.3	1.3	
	FS	12.6	92.1	38.7	

注：産出数字の単位はパーセントで示されている



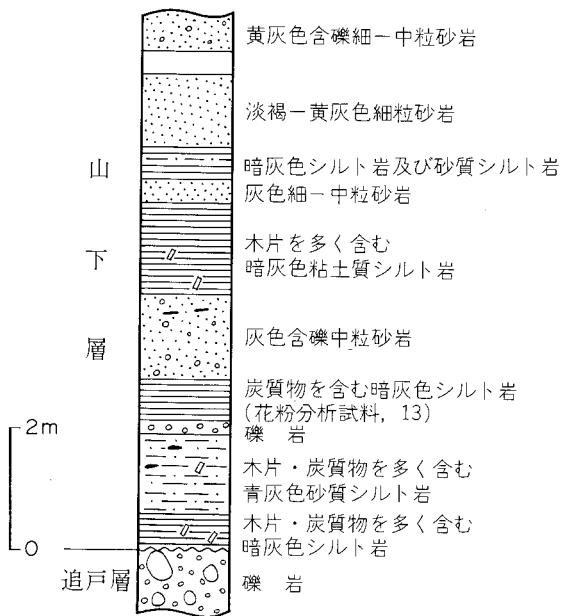
第52図 俵庭層の細粒砂岩(下位)と古期段丘堆積物(上位)の露頭写真 (須江丘陵東端部, 第50図の142地点)

本層は、下位の陸成層である表沢層に重なる海成層であることから、層序上、仙台層群最上部の「大年寺層」に相当するものと考えられる。

本層の構造は、露頭面では 10° 内外の傾斜を示すところがあるが、分布は全体にほぼ水平的である。



第53図 俵庭層上部の植物片を含む淡灰色粘土質シルト岩の露頭写真（河南町関の入）



第54図 山下層の柱状図

VI. 1. 5 山下層(Ys)

山下層は、日和山丘陵北端部(石巻市山下町一丁目)の崖で下位の佳景山礫岩部層を不整合に覆って発達している地層で、上記の崖及び丘陵へ登る道路沿いとその周辺の狭い範囲に分布しているにすぎない。本層は、これまで下位の佳景山礫岩部層中に挟有するものとされていたが(増田, 1953など)、その堆積面がほぼ水平的であるにもかかわらず、側方で礫岩中に続いていないことから、より新しい地層として新称した。

本層の厚さは、上限は不明であるが10m近く認められる。

本層は、第54図の柱状図に示したように木片及び炭質物を多く含む暗灰色シル

ト岩と黄灰—淡褐色砂岩との互層から構成されるが、中には含礫砂岩層が、上部では砂岩が多くなっている。これらはいずれも固結の度合は低く、軟弱である。基底部は、炭質物及び樹木片を含む暗灰色

第8表 俵庭層産出珪藻化石

(秋葉ほか, 1982による)

珪藻	試料番号	須江丘陵
		Ya298
MARINE DIATOMS		
<i>Actinocyclus ehrenbergii</i> RALFS & var.		*
<i>A. ingens</i> RATT.		*
<i>Actinocyclus undulatus</i> (BALL.) RALFS		20
<i>A. splendens</i> (SHAD.) RALFS		3
<i>Anaulus</i> sp.		1
<i>Bacillaria paradoxa</i> GMELIN		1
<i>Cocconeis scutellum</i> EHR.		*
<i>Coscinodiscus</i> spp.		*
<i>Diploneis smithii</i> (BREB.) CL.		6
<i>Grammatophora</i> spp.		10
<i>Melosira sol</i> (EHR.) KÜTZ.		8
<i>M. sulcata</i> (EHR.) KÜTZ.		1
<i>Nitzschia punctata</i> (W.S.) GRUN		5
<i>Plagiogramma staurophorum</i> (GREG.) HEIB.		3
<i>Rhaphoneis</i> spp.		1
<i>Rhizosolenia</i> spp.		*
<i>Stephanopyxis</i> spp.		5
<i>Thalassionema nitzschioides</i> GRUN.		27
<i>Thalassiosira antiqua</i> (GRUN.) CL.		1
<i>T.</i> spp.		2
NON-MARINE DIATOMS		
<i>Aulacosira granulata</i> (EHR.) SIMONSEN		3
<i>Eunotia</i> sp.		1
total number of diatom valves counted		100

注：* は破片又は100個体以上の観察で新たに認められた種

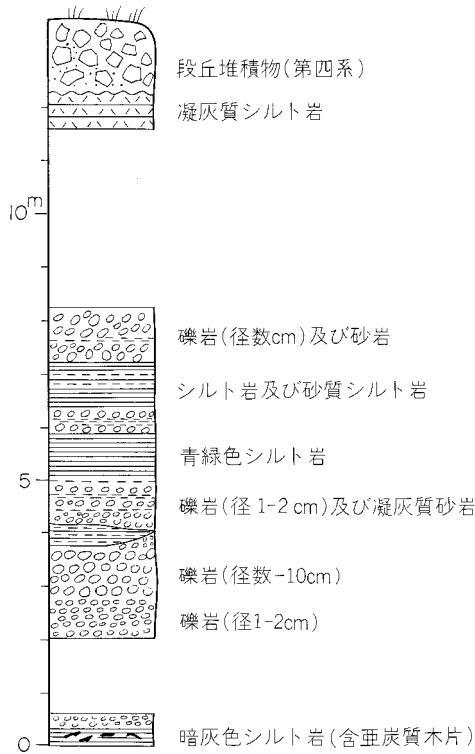
の軟かい粘土質シルト岩(厚さ約60cm)からなり、ここでは基底礫岩など粗粒堆積物を伴っていない。なお、砂岩は全般に雲母片、炭質物、細礫を多く含み、弱い層理を示している。

本層下部の炭質物を多く含む暗灰色粘土質シルト岩から、第7表に示される花粉化石を産出した。この花粉分析を行ったバリノ・サーヴェイ(株)の報告によれば、SOHMA(1956, 1957, 1958)の仙台地域における仙台層群の花粉群との比較から、本層の花粉構成は仙台地域の北山層(向山層の一部)に類似しているとのことである。

本層の堆積時期は十分明らかでないが、その岩相と花粉化石の内容から、須江丘陵地域における表沢層の堆積期から俵庭層の一部に当たる可能性が強い。なお本層の構造は水平的であって、下位の佳景山礫岩層の山地に向かって、アバットする形態で堆積しているものと思われる。

VI. 1. 6 寺内層(Tr)

本層は、他の新第三系とは隔離して、石巻市水沼地区寺内の2箇所の小分布する。他の地層との関係



第55図 寺内層の柱状図 (水沼地区寺内)

木片をかなり多量に含む部分がある。また層理や砂岩における葉理がよく発達している。しかし、寺内の南側に分布する本層は、淘汰が北側のものより良くない礫岩、含礫砂質シルト岩及び砂岩を主とし、成層面があまり発達しない。固結度は北側より進んでおり、かなり堅固である。

本層からは時代決定に有効な化石は未発見であり、他の新生界と分布が離れていることから、その年代は未詳である。砂岩中に二枚貝化石と見られる微少破片がまれに認められること、淘汰の比較的良好的な円礫岩であることなどから、本層の大部分は、海成層とみなされる。岩相上、珪長質の凝灰質砂岩を含むことや構成から、及び固結の度合のかなり進んでいることから、第四系ではなく、鮮新統の仙台層群中部位に対比される可能性がある。なお、長谷(1967)は、本層分布の南方約3-4 kmの稲井において、厚さ約50mの沖積層の下位に鮮新統広淵層に対比される凝灰岩の存在を報告しており、本層との関連が注目される。珪藻化石はシルト岩及び砂岩について検鏡してみた(本所柳沢幸夫技官による)が全く見いだされていない。

は、直接的には不明であるが、周囲をジュラ系及び三畳系に取り囲まれており、それらを不整合で被覆するとみなされる。本層は、従来その存在が知られておらず、新たに設定された地層である。

本層の厚さは、露出する限りでは12-15 mであり、下限は沖積層に覆われ不明である。地層面はほとんど水平に近く、上限は薄い段丘堆積物の礫層に覆われる。

2箇所分布する本層のうち、北側の岩相を第55図に示す。ここでの本層は円礫岩、凝灰質砂岩及び青緑色又は暗灰色シルト岩(風化して黄褐色を呈する)からなる。礫岩の礫は径1-2 cmのもの、数-10 cmのものと2種類あり、いずれも円磨度は良好(一部歪円礫—歪角礫)、その粒径淘汰度もかなり良好である。凝灰質砂岩は軽石片を含み、凝灰岩の再堆積物の可能性がある。シルト岩は半固結でやや柔らかいが、凝灰質砂岩やシルト質細粒砂岩では固結度が進んでおり、比較的堅固である。シルト岩中には亜炭質の

VI. 2 第四系

本地域の第四系は、須江丘陵・日和山丘陵及び真野川流域の一部に分布する更新世の段丘堆積物、石巻平野をなす現在の低地・各河川流域及び海岸地域に発達している沖積層などからなる。

VI. 2. 1 段丘堆積物

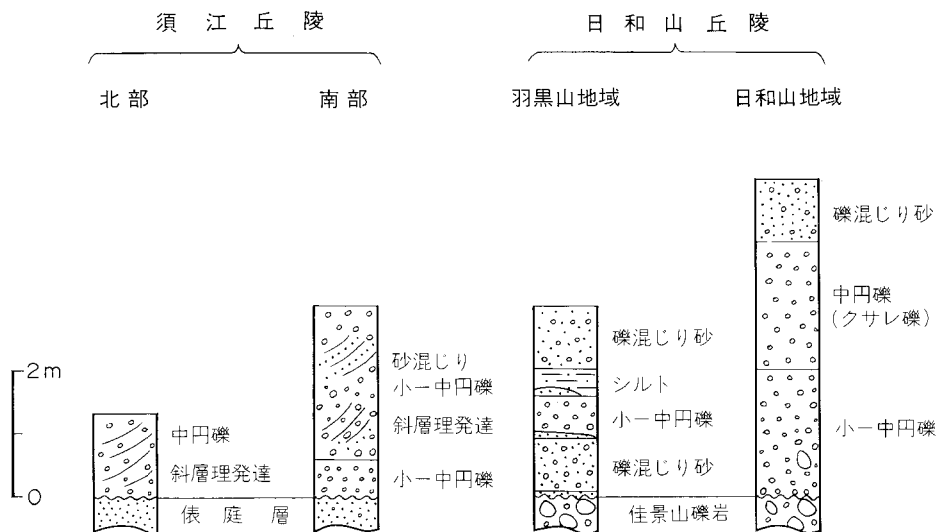
段丘堆積物は、須江丘陵・日和山丘陵及び真野川流域に、わずかに分布する。

丘陵地の段丘は、いずれも丘陵東部に小規模に発達している。段丘面は標高45-50 mで、須江丘陵では鮮新統の俵庭層を、日和山丘陵では中新統の佳景山礫岩部層を覆っている。

堆積物は、主として礫層及び礫質砂層からなり、一部には薄い砂層及びシルト層を挟有している(第56図)。礫層は一般に風化して褐色を呈し、径20 cmまでの様々な大きさの円一亜円礫からなる。礫種は中・古生界から由来したもののほか、新第三系の安山岩・砂岩・凝灰岩及びシルト岩などを含み、くされ礫となっているところも多い。礫層の基質は、淡褐一黄色を呈するルーズな細一粗粒砂及びシルトからなる。なお、須江丘陵部では斜交層理が発達している。礫質砂層は、淡褐色を呈し、小円礫を含む中一粗粒砂からなり、一般に層理を示すもので、日和山丘陵部で発達がよい。また、日和山丘陵北部の羽黒山地域では部分的に植物片を含む暗褐色シルトを挟有している。

厚さは、須江丘陵部の北部で1.3m、南部で約3 m、日和山丘陵の羽黒山地域で2.5m以上、日和山地域で約5m認められる。

これらの段丘の形成時期を決定する資料は得られていない。しかし、地形分類の観点から見ると隣接する松島地域(中川, 1980; 石井ほか, 1982など)中位段丘よりも標高が高く、更新世下末吉期以前のも



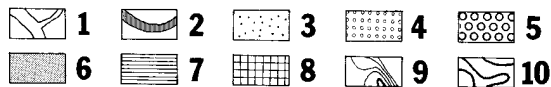
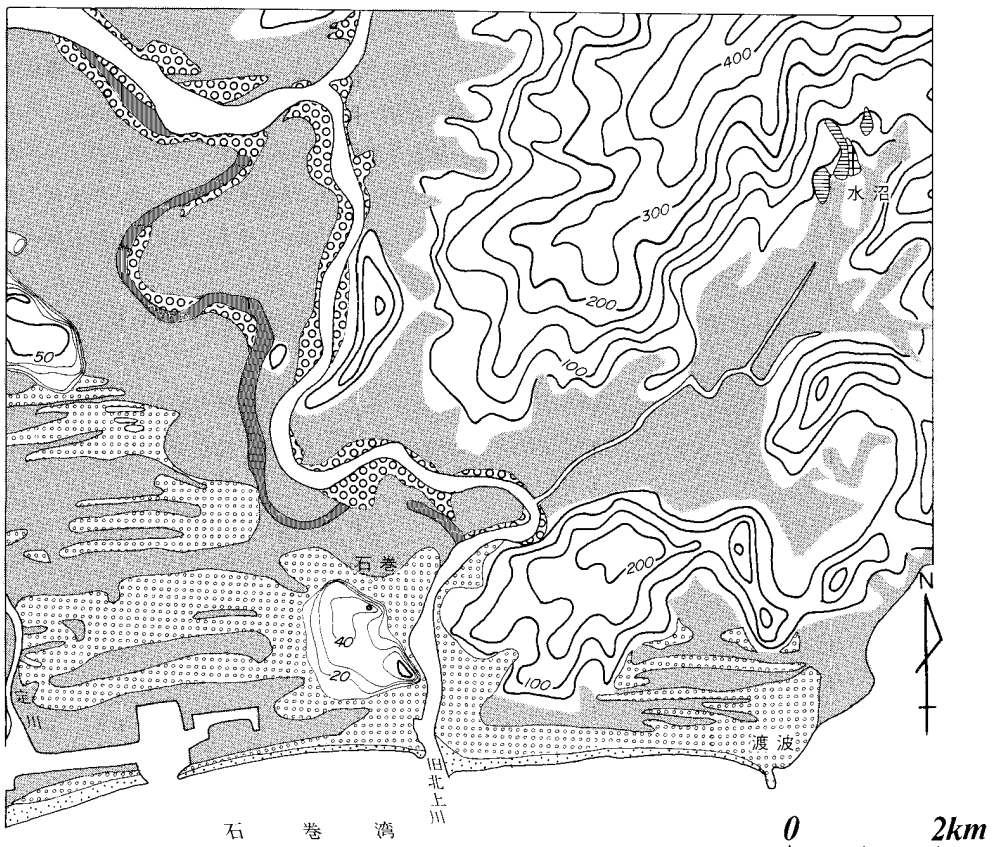
第56図 古期段丘堆積物の柱状図

のと思われる。

真野川上流部には小規模ながら河成の段丘面が認められる。段丘面は新旧 2 段に識別できるが、ともに山地の出口に形成された小扇状地の形態を示している。

上位の段丘面は海拔高度25-40 m に分布し、厚さ 2-3 m の砂岩・シルト岩の亜角礫より構成されている。礫は30 cm 以下のものが多く、淘汰も不良で、やや風化を受けている程度である。下位の段丘面は海拔高度10-30 m に分布し、末端部で沖積面下に埋没している部分もある。

段丘面の形成時代は、風化程度などの資料より松島地域(中川, 1980 ; 石井ほか, 1982など)の中位段丘よりも新しいと思える。また、下位の段丘面は沖積面との関係より最終氷期に形成された可能性が高い。



第57図 石巻平野東部の地形分類図

1. 河川, 2. 旧河道, 3. 砂浜, 4. 浜堤, 5. 自然堤防, 6. 沖積面(2-5を除く), 7. 下位段丘面,
8. 上位段丘面, 9. 台地, 10. 山地・丘陵

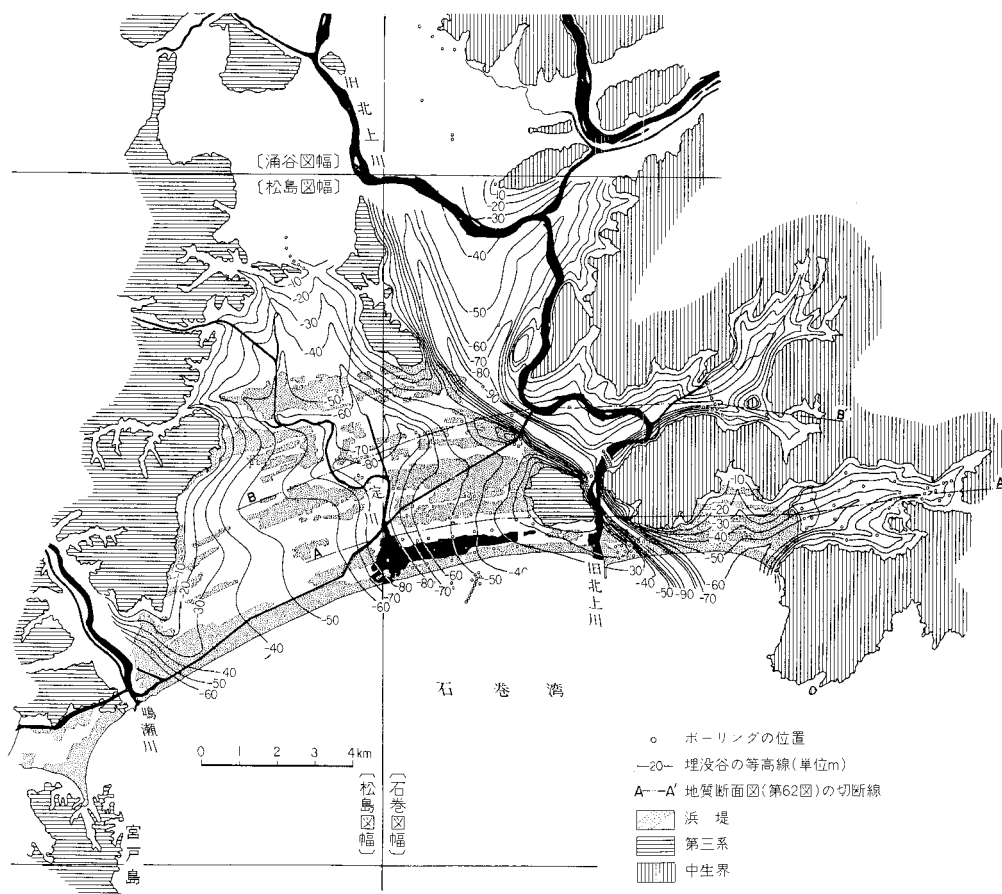
VI. 2. 2 沖積層

沖積層は石巻平野東部に広く発達し、低地を形成している。この低地は地形・地質的に海岸地帯と旧北上川流域地帯に区分できる(長谷, 1967)。そして更に地表面の微地形的特徴により幾つかの単元に分類できる(第57図)。

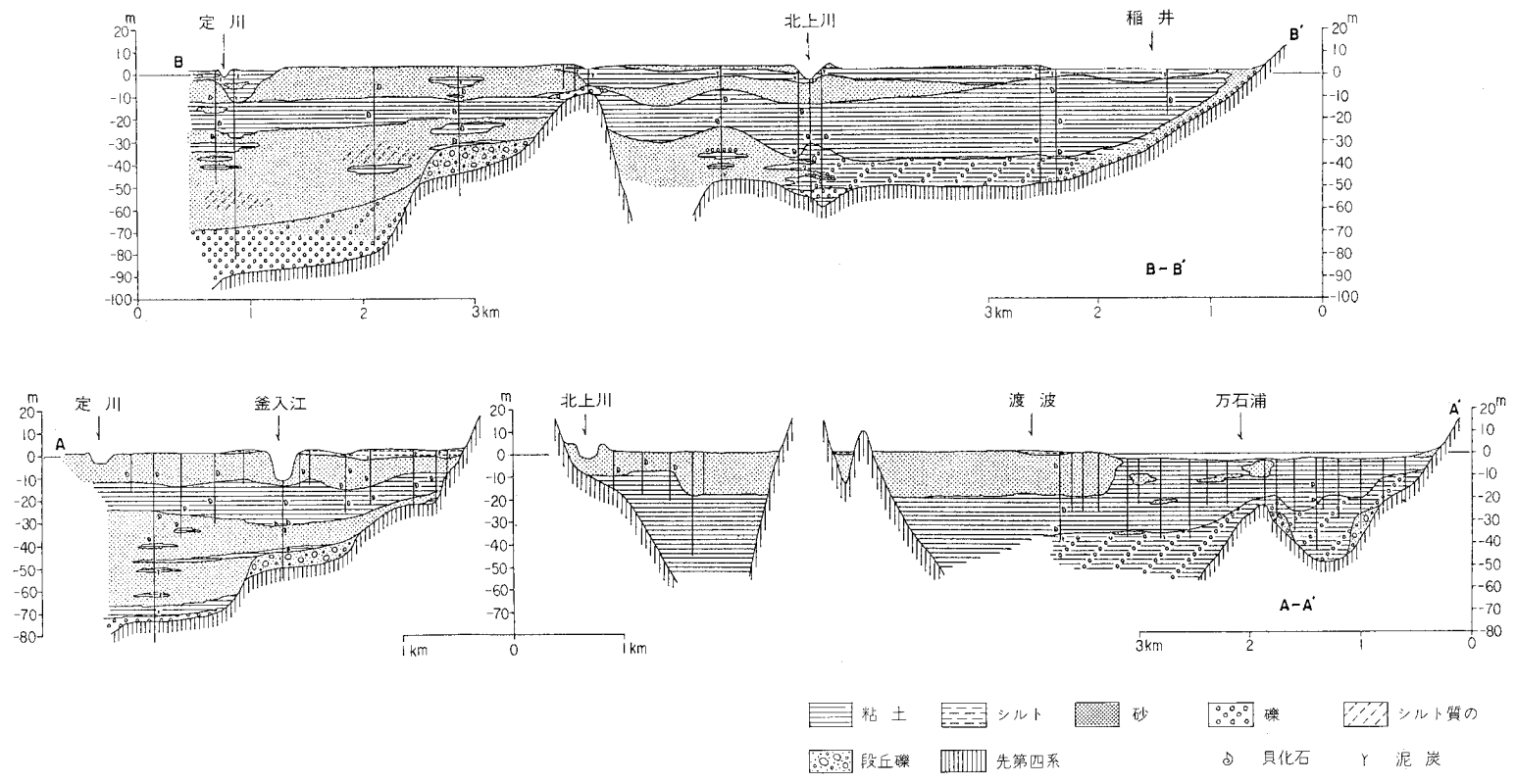
海岸地域は石巻港より渡波港に至る海岸から数 km 内陸側の地域で、海岸線に平行な多くの浜堤列が見られる。浜堤列はおおむね 4 帯に区分され、海側より I—IV 帯となる(長谷, 1967)。浜堤は主に中粒砂で形成され、浜堤間の湿地帯は粘土及び砂からなっている。

旧北上川流域地帯(真野川流域地帯も含む)では、現河床・旧河道・自然堤防・後背湿地に地形区分できる。特に、河南町^{かのまた}鹿又から石巻市水明町にかけて幅100-150 m の旧河道が空中写真によって連続的に認められる。鹿又から二軒谷地にかけての旧河道は大きく湾曲し、湾曲部の内側沿いに比高約1.5 m の自然堤防が発達している。現河床沿いにも連続的に自然堤防が見られるが、曲流部の内側でよく発達する傾向がある。

海岸地域と旧北上川流域地帯は浜堤列の北東縁を限る曲線的な崖地形で境されている。これは、浜堤



第58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)



第59図 石巻平野の地質断面図 その1 (長谷, 1967, Fig.4 より)

列が形成され離水した後に生じた河川による浸食崖である。

上述の微地形は土地利用ともよく対応している。自然堤防・後背湿地上には住居・畑地が分布し、後背湿地・旧河道上は大部分が水田に利用されている。

石巻平野東部の沖積層 この地域の地下地質については、ボーリング及び深井戸掘削資料に基づく長谷(1967)、MATSUMOTO(1981)の研究がある。

長谷(1967)は沖積層下の埋没谷基底等高線図(第58図)により、石巻平野下に定川及び北上川の埋没谷を認め次のように説明している。北上川埋没谷は現河口付近で-90 m 以深の谷底深度を持ち、10 km 内陸側でも-80 m となり勾配は緩やかであるが谷壁はかなり急峻である。定川埋没谷は北上川埋没谷の支流で石巻湾沖合で合流している。定川埋没谷は現海岸線付近で-80 m 以深であるが8 km 内陸側では-20 m となりかなり急勾配となる。更に埋没谷地形には埋没段丘面も含めて3つの平坦面が認められる。

長谷(1967)は地質断面図(第59図)により、両埋没谷の沖積層を次のように区分している。

- | | |
|---|---|
| { | 上部砂・粘土層(層厚 0-20m, 後背湿地・浜堤間湿地及び自然堤防を構成する堆積物) |
| | 上部砂層(層厚20m±, 沿岸砂洲及び浜堤群を構成する細一中粒砂) |
| | 中部粘土層(層厚15-35m, 海成の粘土層) |
| | 下部砂・粘土層(層厚40-50m, 沼沢の多い三角洲の堆積物) |
| | 上部砂礫層(層厚2-15m, 谷底を埋めて発達する河成の砂礫層) |

MATSUMOTO(1981)も海岸線に平行する地質断面図(第60図)を示しているが、北上川・定川面埋没谷が明瞭に表現されている。MATSUMOTO(1981)による両埋没谷の沖積層の区分は次のとおりである。

- | | |
|---|----------------------|
| { | Uc : 河成の砂礫層を含む砂—シルト層 |
| | Ub : } 海成砂層 |
| | Ua : } |
| { | Mb : } シルト—粘土層 |
| | Ma : } |
- 10 ~ -45 m に分布する海成堆積物

下部砂礫層：谷底を埋めて発達する砂礫層

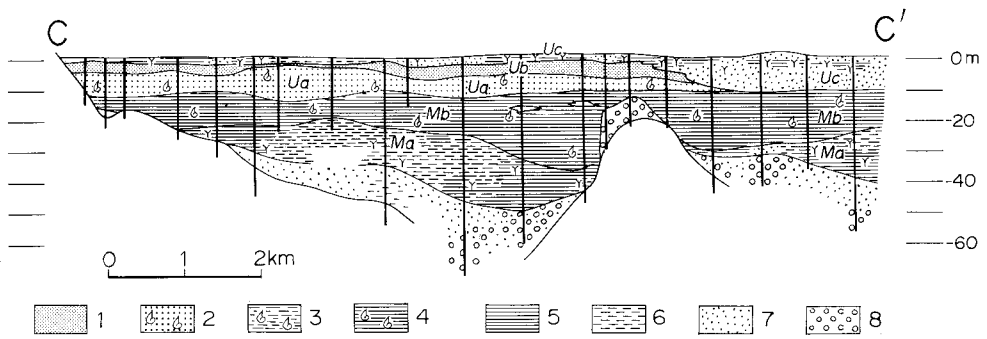
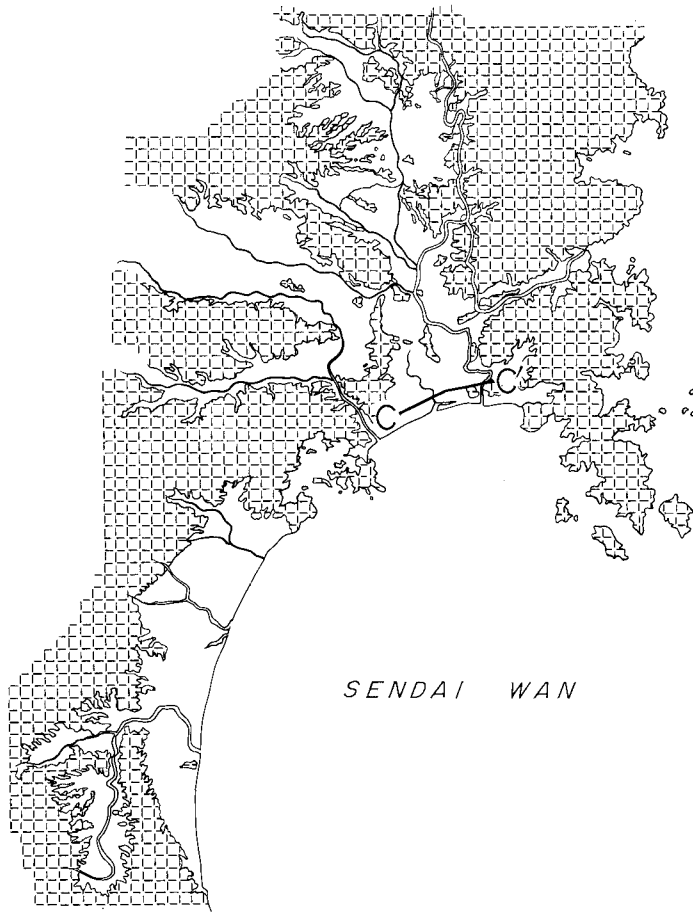
石巻平野の形成過程 長谷(1967)・MATSUMOTO(1981)は仙台湾から石巻湾に至る地域で多くの資料を基にして平野の形成過程に関する考察を行っている。

長谷(1967)は、18,000 y.B.P. の最低海水準低下期以前に河谷が形成され、その後の海面上昇に伴ってその谷を埋没して下部層・中部層・上部層の堆積が行われたとしている。特に、中部層堆積期には海面上昇が堆積物の供給量を上回ったため海が速やかに進入した。最高海水準(“縄文海進”)以降上部層が堆積し、また浜堤列が形成されている。

MATSUMOTO(1981)は、仙台湾—石巻湾にかけての地域で多くの¹⁴C年代値を利用して海面変動曲線を描き、それを基にして最近1万年間の海岸線の変化を求めている(第61図)。

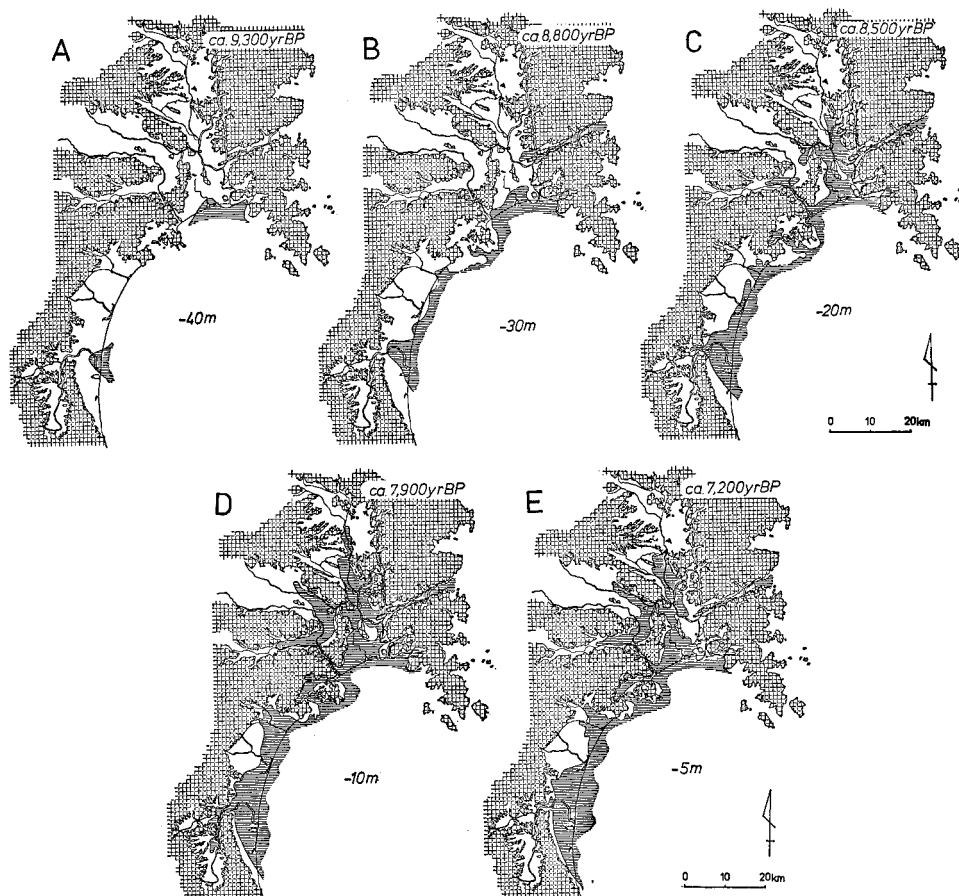
特に第61-D図(約7,900 y. B. P.)では北上川沿いに30km も内陸側まで海が進入している。しかし第61-E図の時期(約7,200 y.B.P.)には北上川などの堆積物の供給の多い河川の流域では既に海は後退を始めている。そしてその後の海面の停滞期に上層部が堆積し、現在見られる微地形が形成されるに至っている。

地質図では、これらの沖積層を浜堤堆積物(d)、砂浜堆積物(b)、自然堤防堆積物(l)、旧河道堆積物(c)、現河床堆積物(p)、氾濫原堆積物・谷底平野堆積物及び海岸平野堆積物(a)とに区分して表現した。



第60図 石巻平野の地質断面図 その2 (MATSUMOTO, 1981, Fig.3・7 から)

- 1. 風成砂 2. 海成砂 3. 海成シルト 4. 海成粘土 5. 河成粘土 6. 河成シルト 7. 河成砂 8. 砂礫



第61図 最近10,000年間の海岸線の変化 (MATSUMOTO, 1981, Fig.11 から)

VII. 応用地質

VII. 1 概 説

本図幅地域内には、主として三畳系稲井層群を貫ぬく石英閃緑岩・閃緑岩及び斑れい岩周辺部に点在する金鉱脈を主とする鉱床群がある。このほかに稲井層群伊里前層の綿状砂質粘板岩は井内石として古くから土木建築用として利用され、更に大沢層の粘板岩は女川粘板岩として盛大に屋根用スレートとして採掘された。現在、女川粘板岩の廃石は粉末にして女川ボゾランとしてセメント調合剤などに利用されている。登米層の黒色粘板岩は屋根用スレート・硯石材として利用される。

VII. 2 金 属 鉱 床

本図幅地域内の金属鉱床は金鉱脈鉱床のみである。かつて金を産出した金山のほとんどが、現在休廃

止鉱山であるので、本報告では、主に渡辺(1950)に基づいて金山の記載を行う。

女川金山 女川町鷲神南方の三角点山頂周辺には石英閃緑岩が稲井層群に貫入している。この東側の山腹では、石英閃緑岩の東縁部をN20°E方向に貫き、30-60°Wに波状に傾斜する数條の含金石英脈があった。その石英脈は延長約100 m、脈幅は10-20 cmにすぎないが、昭和7年以来女川金山の名で磯村産業により経営され、現場で搗鉱精錬の際、しばしば直径1 cm以上の金片を産出した。特に昭和11年7月には1片で266グラム、直径6 cmの大片を産出し、業界の注目を浴びたとされている。その後次第に富鉱部は掘りつくされたが、昭和16年には非常に高い産金量の鉱石を産出したことが知られている。

針之浜金山 女川金山の南西方、女川町針之浜の南方約1 kmの通称向山の北斜面に位置する。ここでは稲井層群伊里前層の粘板岩の層理に沿って走向N20°E、傾斜80-85°Wのひん岩脈が貫いており、このひん岩脈が更に多くの石英脈によって網状に貫かれている。金は著しく熱水分解を受けた部分に含まれている。その中で特に硫砒鉄鉱を伴う部分は品位が高いが、大部分は含金4-7 g/tにすぎないと言われている。このひん岩脈は1-2 mの幅で、延長100 m内外に達するが平均品位が低いために未開発のまま今日に至っている。

沢田金山 石巻市沢田東北方折立から沢田、沼津へ通じる低い峠付近に伊里前層の粘板岩の層理に沿って含金石英脈ができています。昭和の初期に磯村産業が堅坑により試掘を行ったことがあるが、未開発のまま今日に至っている。

真野金山 石巻市日向の南西方、通称三浦山に位置し、伊里前層の砂岩を貫く含金石英脈があった。昭和15年佐々木蓮蔵氏が開発し、昭和16年の産金量は672グラムであったと言われている。

南境金山 石巻市の北西部の旧北上川沿いの南境に位置し、金鉱脈は、稲井層群中に胚胎する含金石英脈にある。明治43年にこれを採掘して青化精錬が企てられたが、その後未開発のまま今日に至っている。

音波之神金山 石巻市北方の旧北上川に面する愛宕山に位置する。金鉱脈は稲井層群を貫く花崗質岩の小露出に伴っており、古く採掘されたと言われている。

VII. 3 石材・その他

井内石：^{いない}石巻市井内(旧稲井村)周辺の伊里前層に属する縞状砂質粘板岩は、井内石として堅固な石材として古くから知られている。井内集落から南へ石巻市街東部にかけて、この井内石の採石場所が沢山あり(第62図)、現在でも石材の生産が盛んに行われている。大きい石材は長さ数 m 以上あり、多種多様の厚さの板状あるいは塊状に切り出され、石碑、墓石、橋梁、舗道、その他の土木建築用石材として日

第9表 井内石(稲井層群伊里前層)

No.	試料品名	SiO ₂ %	TiO ₂ %	AlO ₃ %	Fe ₂ O ₃ %	FeO %	MnO %	MgO%	CaO %
1	Z1540A	59.70	0.49	11.80	0.25	4.18	0.09	3.10	10.23
2	Z1540B	60.33	0.50	12.44	0.34	3.97	0.07	3.11	9.88

本各地に広く搬出され利用されている。井内周辺では平均して走向 $N20^{\circ}E$, 80° 西傾斜の劈開面を持っており、石材はこの特徴を活かしてスレート劈開面に平行な長辺状に切り出される。井内石は仙台石の名で呼ばれることもある。伊里前層は、10%前後の石灰分(CaO)を含み(第9表)、これが堅固な石材として重要な要素となっている。

スレート：一般に天然スレートと称し、スレートと言われるものは、特に屋根葺瓦に用いられるものであり、ここでもその意味に限定する。本図幅地域内ではスレートの原石は女川町石浜、御前浜、雄勝町浪板などに分布し、大沢層に属するものと、雄勝町水浜南西方に分布する登米層に属するものがある。前者は屋根葺瓦用としてかつて盛んに採掘されたことがあるが、現在は小規模化している。波板の大沢層は、大部分、タイル材及びマントルピースなどに用いられる。加工時の廃石は粉末にされ、“女川ボゾラン”としてセメント調合剤等として製品化されている。登米層の粘板岩は屋根葺瓦用として採掘されているほか、雄勝では玄昌石と呼び、硯石材に好適の部分の採掘して硯石を製造し商品化している。これらのスレート用石材は、井内石と同様、スレート劈開の顕著な発達によって、石材としての価



第62図 石巻市内における井内石採石所の分布

の化学分析値 石巻市渡波産

分析者：藤貫 正枝官

Na ₂ O %	K ₂ O %	P ₂ O ₅ %	ZrO ₂ %	CO ₂ %	org. C %	H ₂ O+ %	H ₂ O- %	total %
3.09	3.37	0.22	0.02	1.82	0.10	0.94	0.20	99.60
3.72	3.01	0.23	0.03	0.33	0.06	1.26	0.25	99.53

第10図 二畳系・三畳系粘板岩分析表 (小貫, 1981 より)

時代	層	Loc.	No.	Loss	SiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	CaO	MgO	Na ₂ O	K ₂ O	Total
三 畳 系	伊 里 前 層	井 内	1	11.16	49.77	14.11	5.34	12.68	2.91	2.38	1.90	100.25
		女 川 (p)	2	10.12	51.04	15.25	6.43	10.59	3.09	1.74	1.94	100.20
		女 川 (p)	3	10.58	50.01	15.21	6.09	11.54	2.55	2.11	2.26	100.35
	大 沢 層	女 川 (p)	4	9.46	50.97	16.54	6.47	9.58	2.74	1.82	3.10	100.68
		女 川	5	9.63	52.20	15.15	6.51	9.78	3.04	1.89	2.01	100.21
		女 川	6	12.69	46.43	14.46	6.01	13.50	3.17	1.73	1.81	99.80
		女 川	7	9.59	50.30	15.74	6.79	9.87	3.28	1.71	2.18	99.46
		御 前 浜	8	12.06	46.89	14.49	7.01	13.00	3.41	1.51	1.39	99.76
		浪 板	9	9.34	51.48	15.52	6.85	9.01	3.51	1.83	1.74	99.28
		雄勝トンネル	10	11.13	49.00	15.03	6.18	11.51	3.21	1.83	1.85	99.74
二 畳 系	登 米 層	雪 沢	11	4.82	60.73	23.29	3.09	1.51	0.13			93.57
		雄 勝	12	5.60	59.96	19.68	6.91	0.75	3.19	1.00	2.41	99.50
		雄 勝	13	4.96	61.42	19.63	6.92	0.31	2.60	0.89	2.95	99.68
		雄 勝	14	5.47	59.67	20.18	7.17	0.30	2.62	1.78	2.84	100.03
		雄 勝	15	6.52	61.20	20.48	7.00	tr.	1.68	0.53	2.85	100.26
		雄 勝	16	5.23	61.80	19.44	6.91	tr.	2.72	1.33	2.60	100.03
		登 米	17	5.6	58.8	21.0	5.1	1.9	2.7	1.84	2.96	99.9
		登 米	18	5.0	61.2	22.2	4.7	tr.	2.7	1.44	3.44	100.7
		登 米	19	4.9	59.4	21.9	6.9	tr.	3.2	1.77	2.88	100.0
		福 平	20	4.9	60.7	20.7	5.3	tr.	3.2	3.2	1.93	99.9
豊 里	21	5.6	60.0	21.5	5.7	tr.	2.8	1.90	2.73	100.2		

No. 11 岩手県工業指導所分析, その他は小野田セメント中央研究所分析, (p) は Pozolan

- No. 1 陸前井内駅西南1 km, 井内石
 2 宮城県女川, 女川ポゾラン
 3 女川, 日東ポゾラン
 4 女川, 日本ポゾラン
 5 女川, 女川ポゾラン採石場
 6 女川, 日東ポゾラン採石場
 7 女川, 日本ポゾラン採石場
 8 御前浜, 長沢氏採石場
 9 浪板, 安部氏採石場
 10 浪板, 雄勝トンネル北口

- No. 11 岩手県陸前高田市雪沢, 岩手ポゾラン
 12 宮城県雄勝, 宮城ポゾラン
 13 雄勝磯浜, 硯石材
 14 雄勝, 木村氏高級硯石材
 15 雄勝, 木村氏低級硯石材
 16 雄勝, 木村氏屋根材
 17 登米町, 大槻氏屋根材旧坑口
 18 登米町, 大ノ沢10号坑内 (80 m) 屋根材
 19 登米町, 佐々木氏6号坑内 (10 m) 屋根材
 20 福平東方, 県道の傍
 21 豊里町, 佐々木氏旧坑内

値を生んでいるのであり, 薄板状の石材の面は大部分手割によって作り出される。大沢層と登米層のプレートと比較した場合, 前者の方がより堅固であるが, これは CaO 分の多いことを反映しているであろう。

以上の種々石材の化学分析値を小貫(1981)より引用して第10表に示す。

このほか, 須江丘陵北側の河南町茄子川地域では, 新第三系の追戸層佳景山礫岩部層の礫岩が, 土木建築材料(土木用の砕石など)として採取されている。(日本砕石新聞社, 1980)

引用文献

秋葉文雄・柳沢幸夫・石井武政(1982) 宮城県松島周辺に分布する新第三系の珪藻化石層序. 地調月

- 報, vol. 33, p. 215-239.
- BANDO, Y. (1964) The Triassic stratigraphy and ammonite fauna of Japan. *Sci. Rep. Tohoku Univ.*, 2nd ser., vol. 36, p. 1-137.
- 坂東祐司(1968) 北上山地および舞鶴帯の下部三畳系産アンモナイトとその問題点. 香川大教育研究報告 II, no. 174, p. 1-7.
- ・荒木英夫(1970) 北上山地平磯層(下部三畳系)から *Glyptophiceras* の産出と, その層位学的意義について. 地質雑, vol. 76, p. 165-168.
- BANDO, Y. (1970) Lower Triassic ammonoids from Kitakami massif. *Trans. Proc. Palaeont. Soc. Japan*, N.S., no. 79, p. 337-352.
- and SHIMOYAMA, S. (1974) Late scythian ammonoids from the Kitakami Massif. *Trans. Proc. Palaeont. Soc. Japan*, N.S., no. 94, p. 293-312.
- (1975) On some Permian Medlicottidae from the Toyoma formation in the Kitakami Massif. *Mem. Fac. Educ. Kagawa Univ.*, Pt. II, vol. 25, p. 67-81.
- BOUMA, A.H. (1962) *Sedimentology of some flysch deposits: A graphic approach to facies interpretation*. Elsevier, Amsterdam, 168p.
- 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.
- DIENER, C. (1916) Japanische Triasfaunen. *Denkschr. k. k. Akad. d. Wiss. Wien, Math.-Nat. Klasse*, vol. 92, p. 1-30.
- 永広昌之・坂東祐司(1978) 南部北上山地のベルム系登米層から *Xenodiscus* の発見. 地質雑, vol. 84, p. 37-38.
- ・———(1980) 南部北上山地の上部ベルム系からの *Rotodiscoceras* の発見とその意義. 地質雑, vol. 86, p. 484-486.
- 深田淳夫(1947) 牡鹿半島のおわんだ湾礫岩について(雑). 地質雑, vol. 53, p. 80.
- FUKADA, A. (1950) On the occurrence of *Perisphinctes* (s.s.) from the Ozika Peninsula in the Southern Kitakami Mountainland. *Jour. Fac. Sci. Hokkaido Univ.*, ser. 4, vol. 7, p. 211-216.
- 八谷彪一(1901) 北上中生層より出でたる化石一, 二に就いて. 地質雑, vol. 8, p. 202.
- HARADA, T. (1890) *Die Japanischen Inseln, eine topographischgeologische Übersicht*. Verlag von Paul Parey, Berlin, 126p.
- 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邦報, no. 64, p. 1-45.
- 速水 格(1959) 宮城県稲井村水沼地方のジュラ系. 地質雑, vol. 65, p. 505-515.
- HAYAMI I. (1959a) Pelecypods of the Mizunuma Jurassic in Miyagi Prefecture, with some stratigraphical remarks. *Trans. Proc. Palaeont., Soc. Japan*, N. S., no. 34, p. 66-78.
- (1959b) Some pelecypods from the Tsukinoura Formation in Miyagi Prefecture, *Trans. Proc. Palaeont. Soc. Japan*, N.S., no. 35, p. 133-137.
- (1961a) Successions of the Kitakami Jurassic, Jurassic stratigraphy of South Kitakami, Japan (I). *Jap. Jour. Geol. Geogr.*, vol. 32, p. 159-177.

- HAYASAKA, I. (1924) Fossils in the roofing slate of Ogachi, Prov. Rikuzen. *Jap. Jour. Geol. Geogr.*, vol. 3, p. 45-53.
- 堀川義男・小川克郎・渡辺史郎・馬場健三(1974) 20万分の1空中磁気図 VI-1 気仙沼一岩沼海域。地質調査所。
- 市川浩一郎(1951) 北上山地南部の三疊紀層。地調報告特別号「日本三疊系の地質」, p. 7-23.
- IGI, S., KATADA, M., TAKIZAWA, F. and ABE, T. (1974) Cabbroic complexes in the Ojika Peninsula and Kasagai islet, Miyagi Prefecture, Japan. *Jour. Geol. Soc. Japan.*, vol. 80, p. 107-114.
- 稲井 豊・高橋年次(1940) 北上山地南端部の地質に就いて(北上山地南部の層位学的研究V)。東北大地質古生物研報, no. 34, p. 1-40.
- 猪俣道也・久保和也(1974) ラメラ様磁鉄鉱を含む単斜輝石について。日本地質学会第81年学術大会講演要旨集, p. 348.
- 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.
- KAMBE, N. (1963) On the boundary between the Permian and Triassic systems in Japan. *Geol. Surv. Japan Report*, no. 198, p. 1-66.
- 神戸信和・片田正人・大森貞子(1969) 南部北上帯の二疊系登米粘板岩の化学組成および堆積環境。地調月報, vol. 20, p. 1-11.
- 加納 博(1958) 南部北上山地登米地方の稲井層群基底礫岩—含花崗岩礫岩の研究(その2)。地質雑, vol. 64, p. 464-473.
- 片田正人(1974) 北上山地の白亜紀花崗岩類, I. 序論。地調報告, no. 251, p. 1-7.
- ・大貫 仁・加藤裕三・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.
- 河野義礼・植田良夫(1964, 1965) 本邦産火成岩の K-A dating (II)。岩鉱, vol. 53, p. 127-148.
- KEITH, M. L. and DEGENS E. T. (1959) Geochemical indicators of marine and fresh-water sediments. In : *Researches in Geochemistry* (Ed. by P. H. Abelson). John Wiley, New York, p. 38-61.
- 木村敏雄・佐藤 正・徳山 明(1966) 小地質構造。鉱山地質, vol. 16, p. 192-203.
- KOBAYASHI, T. (1947) on the occurrence of *Seymourites* in Nippon and its bearing on the Jurassic palaeogeography. *Jap. Jour. Geol. Geogr.* vol. 20, p. 19-31.
- 小泉 格(1980) 海底に探る地球の歴史。東大出版会, 108 p.
- KUBO, K. (1977) Petrological study on the Ojika gabbroic complex, Kitakami Mountains, Northeast Japan. *Jour. Geol. Soc. Japan*, vol. 83, p. 763-782.
- 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.

- MATSUMOTO, H. (1981) Developmental Process of Alluvial Coastal Plain related to the Holocene Sea-level Change. *Sci. Rep. Tôhoku Univ.*, 7 ser. (Geography) vol. 31, p. 155-171.
- 湊 正雄(1944) 薄衣礫岩の層位的位置及び登米海について. 地質雑, vol. 51, p. 83-90.
- (1950) 北上山地の地質. 地団研専報, no. 5, p. 1-28.
- (1966) 南部北上山地の古生界と安倍族造山運動. 松下 進教授記念論文集, p. 143-159.
- MOJSISOVICS, E. V. (1888) Ueber einige japanische Trias-Fossilien. *Beitr. Paläont. Österr.-Ungarns, Oriens*, Bd. 7, p. 163-178.
- 村田正文(1968) 登米層の軟体動物化石群とその層序(概報). 化石, no. 15, p. 16-21.
- MURATA, M. and BANDO, Y. (1975) Discovery of late Permian *Araxoceras* from the Toyoma formation in the Kitakami Massif, Northeast Japan. *Trans. Proc. Palaeont. Soc. Japan*, N. S., no. 97, p.22-31.
- (1973) Triassic fossils from the Kitakami Massif, Northeast Japan, part 1, Pelecypods and brachiopods of the Osawa and the Fukkoshi formations, *Sci. Rep. Tohoku Univ. 2nd Sec. (Geol.)*, Spec. vol. no. 6, p. 267-275.
- 村田正文・下山正一(1979) 北上山地におけるペルム系—三疊系境界付近の層序と先三疊系不整合. 熊本大学理学部紀要(地学), vol. 11, p. 11-31.
- MURATA, M. (1978) Triassic fossils from the Kitakami Massif, Northeast Japan, part 2, a revision on the taxonomic position of *Conulariopsis* SUGIYAMA, 1942. *Kumamoto Jour. Sci. (Geology)*, vol. 11, p. 5-12.
- 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.
- NAKAZAWA, K. and NEWELL, N. D. (1968) Permian bivalves of Japan. *Mem. Fac. Sci. Kyoto Univ.*, ser B, vol. 35, p. 1-108.
- NAUMANN, E. (1881) Ueber das Vorkommen von Triasbildungen im nördlichen Japan. *Jahrb. geol. Reichsanst., Wien*, Bd. 31, p. 519-528.
- 日本砕石新聞社編(1980) 日本砕石年鑑. p. 38-39.
- 生出慶司・大沼晃助(1960) 東北地方を中心とした“グリーンタフ時代”の火成活動. 地球科学, no. 50-51, p. 36-55.
- OKADA, H. (1971) Classification of sandstone: analysis and proposal. *Jour. Geol.*, vol. 79, p. 509-525.
- 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(1956) 北上山地の地質, 岩手県地質説明書Ⅱ. 岩手県, 189 p.
- (1969) 北上山地地質誌. 東北大理地古研邦報, vol. 69, p. 1-239.
- (1981) 北上川流域地質図(20万分の1)および説明書. 長谷地質調査事務所20周年記念刊行, 307 p.
- ・坂東祐司(1958) 北上山地, 三疊系基底部における凝灰岩について. 地質雑, vol. 64, p. 265-266.
- ・———(1959) 下部および中部三疊系稲井層群について(北上山地における三疊系の層位

- 学・古生物学的研究—4). 東北大地質古生物研邦報, no. 50, p. 1-69.
- 大山年次(1954) 宮城県牡鹿半島鮫浦産蘇鉄類の植物化石群について. 茨城大文理紀要(自然科学), no. 4, p. 98-113.
- ペルム・三畳系ワーキンググループ(1975) 日本におけるペルム・三畳系境界付近の層序と対比. 地質雑, vol. 81, p. 165-184.
- RAMSAY, J. G. (1962) The geometry and mechanics of formation or "similar" type folds. *Jour. Geol.*, vol. 70, p. 309-327.
- SATO, T. (1962) Études biostratigraphiques des ammonites du jurassique du Japon. *Mem. Soc. géol. France, nouv. ser.*, vol. 41, p. 1-122.
- (1972) Some Bajocian ammonites from Kitakami, Northeast Japan. *Trans. Proc. Palaeont. Soc. Japan*, N. S., no. 85, p. 280-292.
- SEILACHER, A. (1964) Biogenie Sedimentary Structure. In : IMBRIE, J. and NEWELL, N. (Editors), *Approaches to Palaeoecology*. Wiley, New York, p. 296-316.
- SHIKAMA, T., KAMEI, T. and MURATA, M. (1977-81) Early Triassic ichthyosaurus, *Utatsusaurus hataii* gen. et sp. nov., from the Kitakami Massif, Northeast Japan. *Sci. Rep. Tohoku Univ.*, 2nd Ser. (Geol.), vol. 48, Nos. 1-2.
- 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邦報, no. 32, p. 1-37.
- SHIMIZU, S. (1930) on some Anisic ammonites from the *Hollandites* beds of the Kitakami Mountainland. *Sci. Rep. Tohoku Imp. Univ.*, 2nd ser., vol. 14, p. 63-74.
- SOHMA, K. (1956) Pollenanalytische untersuchungen der Pliozänen braunkohlen der sendai-Gruppe I. Übersichtliches. *Ecological Review*, vol. 14, p. 121-132.
- (1957) Pollenanalytische untersuchungen der Pliozänen braunkohlen der sendai-Gruppe II. Dainenzi-Formation. *Ecological Review*, vol. 14, p. 235-243.
- (1958) Pollenanalytische untersuchungen der Pliozänen braunkohlen der sendai-Gruppe III. Weitere befunde ueber der braunkohlen der Kitayama-und Kameoka-Formation. *Ecological Review*, vol. 14, p. 273-288.
- SUGIYAMA, T. (1942) Studies on the Japanese Conularida. *Jour. Geol. Soc. Japan*, vol. 49, p. 390-399.
- 高橋治之(1962) 牡鹿半島中生界の層序. 茨城大文理紀要(自然科学), no. 13, p. 89-98.
- TAKAHASHI, H. (1969) Stratigraphy and ammonite fauna of the Jurassic System of the Southern Kitakami Massif, Northeast Japan. *Sci. Rep., Tohoku Univ.*, Ser. 2, vol. 41, p. 1-93.
- 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, 26p.
- 高橋(現大山)年次(1941) 宮城県牡鹿半島の中生代植物化石層に就いて. 矢部教授還暦記念論文集(2), p. 695-704.
- 滝沢文教(1976) 南部北上牡鹿半島のジュラ系にみられる河川成堆積サイクル. 地質雑, vol. 82, p. 625-642.

- 滝沢文教(1977) 南部北上帯中生代堆積盆に関する二三の問題. 地団研専報, no. 20, p. 61-73.
- (1978a) 南部北上ジュラ紀層の古環境. 地質ニュース, no. 291, p. 18-31.
- (1981) 南部北上雄勝・牡鹿地方中生界の褶曲構造: とくにスレート劈開との関連. 構造地質研究会誌, no. 26, p. 43-57.
- TAKIZAWA, F. (1983) Jurassic Sedimentation of the South Kitakami Belt, Northeast Japan. 京都大学理学部地質学鉱物学教室 (M.S.)
- 滝沢文教・一色直記・片田正人(1974) 金華山地域の地質. 地域地質研究報告(5万分の1地質図幅), 地質調査所, 62 p.
- ・神戸信和(1979) 牡鹿・雄勝地方の褶曲(その2, 三疊紀層とペルム紀層の褶曲を巡って). 地質ニュース, no. 300, p. 28-45.
- ・正井義郎(1978) 牡鹿・雄勝地方の褶曲(その1)ジュラ紀層の褶曲. 地質ニュース no. 291, p. 18-31.
- TAZAWA, J., (1975) Uppermost Permian fossils from the Southern Kitakami Mountains, Northeast Japan. *Jour. Geol. Soc. Japan.* vol. 81, p. 629-640.
- TOKUYAMA, A. (1965) Faltungsstockwerke in der Ojika-Halbinsel, Nordostjapans. *Sci. Rep. Gol. Gen. Educ. Univ. Toky.*, vol. 15, p. 217-235.
- 土 隆一編(1981) 日本の新第三系の生層序及び年代層序に関する基本資料「続編」. 「日本の新第三系の生層序・年代層序の総括」研究組織, p. 109-123.
- 植田房雄(1963) 南部北上山地宮城県登米・米谷地区二疊系・三疊系の地質構造. 東洋大紀要, no. 4, p. 1-78.
- 渡辺万次郎(1950) 宮城県の地下資源. 宮城県商工部, 140 p.
- (1950) 北上山地の火成活動. 地団研専報, no. 4, p. 1-23.
- 矢部長克(1903) 北上三疊系の時代に就いて. 地質雑, vol. 10, p. 117-123.
- (1918) 日本三疊紀層の地質時代. 地質雑, vol. 25, p. 385-389.
- YABE, H. (1949) A new Triassic ammonite from Yanaizu, north of Inai near Ishinomaki, Miyagi Prefecture. *Proc. Japan Acad.*, vol. 25. p. 32-35.
- and SHIMIZU, S. (1939) Triassic deposits of Japan. *Jap. Jour. Geol. Geogr.*, vol. 10, p. 87-98.
- and HATAI, K. (1941) The Cenozoic Formation and Fossils of Northeast Honsyu Japan. *Sci. Rep. Tohoku Imp. Univ., 2nd ser. (Geol.)*, vol. 22, p. 1-86.
- 柳沢幸夫・石井武政(1983) 松島・塩釜地域の第三系(講演要旨). 地調月報, vol. 34, p. 274-275.
- 吉田 尚(1975) 東北日本古・中生代地向斜の分化と発展. 地団研専報, 19, 103-114.
- ・片田正人(1964) 5万分の1地質図幅「大槌・霞露岳」及び同説明書. 地質調査所, 30 p.

参 考 文 献

- 神戸信和(1959) 20万分の1地質図幅「石巻」. 地質調査所.

- 経済企画庁総合開発局(1972) 土地分類図(表層地質図—平面的分類図—)宮城県経済企画庁.
- 北村 信(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, 32p.
- 宮城県(1981) 5万分の1土地分類基本調査「石巻・寄磯・金華山」国土調査. 53p.
- 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).
- 奥津春生(1966) 石巻平野の地盤地質. 宮城県企画開発部, 83 p.

QUADRANGLE SERIES

SCALE 1 : 50,000

Akita (6) No.90



GEOLOGY

OF THE

ISHINOMAKI DISTRICT

By

Fuminori TAKIZAWA, Nobubazu KAMBE, Kazuya KUBO
Mitsuo HATA, Akira SANGAWA and Masato KATADA

(Written in 1983)

(Abstract)

GEOLOGY

1. GENERAL REMARKS

The Ishinomaki district occupies the southernmost area of the Kitakami Mountains (Kitakami Sanchi), Northeast Japan. Geotectonically, the district belongs to the South Kitakami Belt which is one of the important geotectonic divisions of Northeast Japan. The belt consists mostly of Paleozoic and Mesozoic rocks ranging from Silurian to Cretaceous in age. The belt is bordered by the Hayachine Tectonic Belt on the northeast in the southern part of the Kitakami Mountains, and by the Hatagawa Tectonic Line on the west in the eastern marginal part of the Abukuma Mountains

The Paleozoic strata in the South Kitakami Belt have been regarded as deposits in the marginal area of a geosyncline (MINATO, 1966) or in a miogeosyncline (NAKAZAWA and NEWELL, 1968) or in an epicontinental area (YOSHIDA, 1975). The Mesozoic strata in this belt consist

mostly of non-geosynclinal deposits. In the southeastern part of the belt proper, the Mesozoic strata comprise Triassic, Jurassic and Cretaceous (Pre-Aptian) formations and are intruded by late Early Cretaceous granitic rocks.

Of the Mesozoic strata, the Jurassic to Lower Cretaceous formations consisting mostly of clastic sediments occur in three subareas in this district: the western (Mizunuma), the central (Urashuku) and the eastern (Oshika) subarea.

The Mesozoic and Paleozoic strata of the district are complicatedly deformed by folds of upright type and faults. Each Jurassic formation crops out in an axial area of single syncline or an assemblage of minor synclines. For an example, in the Oshika area structural elements are manifested by most intensely folded strata. The nearly north-trending fold structures were formed by compression in an east-west direction, and cut by strike slip faults of east, northeast and northwest trends. The folds are classified into four or five orders according to the scale of wave lengths. They produced well-developed slaty cleavage in the strata. This should be taken into consideration in elucidating lateral changes in thickness of the folded strata.

Tertiary and Quaternary sediments are distributed in the western part of the district. The Miocene Oido Formation and Pliocene five formations are narrowly distributed at the Hiyo-riyama Hill, the Sue Hill and the Mizunuma area. The Pliocene formations are nearly correlative with the Sendai Group. The Quaternary sediments underlie most of the low land area in the district. Very little terrace deposits are sporadically distributed. Most of the Alluvium consists of the Holocene buried valley sediments accompanied by coastal marine sediments, and the Recent sediments.

The stratigraphical succession in this district is summarized in Table 1.

2. PERMIAN

Toyoma Formation

This formation is distributed in the northeastern part of this district and occupies the axial part of the Ogachi Anticline. This Formation is mainly composed of black slate, rarely with thin intercalations of sandy slate and sandstone. In other district, the Usuginu conglomerate and thin limestone are interbedded in this formation. This formation shows the strike trending N15–45° E and the dip of 30–70° W or 40–60° E.

The following fossils are found in this formation in the neighbouring Ogachi area. *Protocycloceras* cf. *cyclophorum* WAAGEN, *Leptodus* sp., *Bellerophon* sp., *Pleurotomaria* sp., *Nuculites kimurai* HAYASAKA, *Coeloconus*? sp., *Leda* sp., *Omphalotrochus* sp., *Eoptychia* sp., “*Auripygma*” sp., crinoid stems.

From these fossils, the geological age of this formation is assigned to late Permian, but in a certain area it is extended to middle Permian.

3. TRIASSIC

The Triassic strata of the Scythian to Anisian Inai Group with which the Jurassic to Cretaceous formations are widely surrounded are composed of slate, shale and sandstone with conglomerate suggesting marine origin. The group are divided into the Hiraiso, Osawa, Fukko-shi and Isatomae Formation in ascending order, and are 2000 m or more in total thickness.

Table 1

Geologic age		Stratigraphic division (sedimentary rocks)		Igneous activity and tectogenesis		
		(Western area)	(Eastern area)			
Cenozoic	Quaternary	Alluvium deposits		Upheaval and erosion Transgression Upheaval Transgression Upheaval and erosion Transgression Faulting Folding (Oshima movement) Intrusion of quartz diorite, gabbro and porphyrite Transgression Regression (only in eastern part) Transgression Upheaval and erosion Upheaval and erosion Upheaval and erosion		
		Terrace deposits				
	Neogene	Pliocene	Tawaraniwa Fm. Omotezawa Fm.		Yamashita Fm. Nakayama Fm.	Terauchi Fm.
		Miocene	Oido Fm. Kakeyama Conglomerate Mb.			
	Paleogene					
Mesozoic	Cretaceous	Late				
		Early	Kanayama Fm.	(Ayukawa Fm.)		
	Jurassic	Late				
		Middle	Owada Fm.	Oshika Group Oginohama Fm.		
		Early	Mizunuma Fm.	Tsukino-ura Fm.	Fukkiura Sh & Ss Mb. Kozumi Shale Mb. Makinohama Sandstone Mb. Kitsunesaki Ss & Sh Mb.	
			Nirano-hama Fm.	Samurathama Shale Mb.		
		Uchinohara Fm.	Tsukino-ura Sandstone Mb.			
	Triassic	Late				
		Middle	Isatomae Fm.			
		Early	Inai Group Fukkoshi Fm. Osawa Fm. Hiraiso Fm.			
Paleozoic	Permian	Late	Toyoma Fm.			

Fm : Formation, Mb : Member

Inai Group This group crops out widely in the northern part of this district.

Hiraiso Formation is mainly composed of basal conglomerate, alternation of conglomerate and sandstone, stratified and massive medium- to coarse-grained sandstone, and fine-grained sandstone with slate. The pebbles of conglomerate are sandstone, black slate, chert, siliceous

rock and granitic rocks, and measure 3–20cm in diameter. No fossils are found in this district, but in other areas of the South Kitakami Mountains the following fossils are found in this formation. “*Pecten*” *ussuricus* (BITTNER), “*Pecten*” *ussuricus sichoticus* (BITTNER), “*Pecten*” *alberti virgalensis* (WITT.), *Entolium discites* (SCHLOTHEIM), *Entolium discites microtis* (BITTNER), *Eumorphotis iwanowi* (BITTNER) and “*Glyptopliceras*” *glacile* SPATH.

From the occurrence of these fossils, the geologic age of this formation is assigned to early Scythian of Triassic, namely from Otoceratan to Flemingitan.

Osawa Formation is mainly composed of streaky slate, thin-bedded alternation of dark greenish or grayish sandy slate and slate with intercalations of dark greenish or grayish sandstones. All of these rock facies are calcareous and differ from the rock facies of Permian Toyoma black slate.

From the occurrence of some molluscan fossils such as *Conulariopsis quadrata* SUGIYAMA, *Danubites* aff. *ambika* DIENER, *Leiophyllites* aff. *pradyumna* (DIENER), *Leiophyllites* aff. *pitahama* (DIENER), *Leiophyllites* sp., the geologic age of this formation is assigned to late Scythian of Triassic, namely from Otoceratan to Prohungaritan.

Fukkoshi Formation is mainly composed of medium- or thick-bedded alternation of sandstone and laminated slate in the lower part and sandstone in the upper part. Graded bedding is partly conspicuous in this formation. No fossils are found in this district.

The occurrence of the following fossils is found in other areas the South Kitakami Mountains, *Spiriferina* spp., *Terebratula* sp., “*Pteria*” spp., *Isocrinus* sp., *Gymnites* cf. *watanabei* (MOJISOVICS), *Hollandites* sp., *Balatonites* cf. *kitakamicus* (DIENER), *Rikuzenites nobilis* YABE. The geologic age of this formation is assigned to early Anisic of Triassic, namely Beyrichitan.

Isatomae formation is mainly composed of laminated sandy shale with thin intercalations of sandstone.

The following fossils are found in this formation in this district. *Hollandites japonicus* (MOJISOVICS), *Hollandites* j. var. *crassicostata* (SHIMIZU), *Hollandites haradai* (MOJISOVICS), *Hollandites nodai* DIENER, *Hollandites* sp., “*Danubites*” *naumanni* (MOJISOVICS), “*Danubites*” *japonicus* SHIMIZU, “*Danubites*” cf. *kansa* (DIENER), *Balatonites kitakamicus* (DIENER), *Balatonites gottschei* (MOJISOVICS), *Cuccoceras* aff. *submarinonii* SHIMIZU *Gymnites watanabei* (MOJISOVICS), *Gymnites* cf. *kirata* DIENER, *Ussurites yabei* (DIENER), *Sturia japonica* DIENER, *Ptychites inaicus* DIENER, *Ptychites* sp., *Neocalamites* cf. *hoerensis* (SCHIMPER). Many other fossils are found in this formation in the South Kitakami Mountains. From these fossils, this formation is assigned to Anisic of Middle Triassic in age.

4. JURASSIC

4.1 Jurassic in the Oshika Peninsula (Hantō)

Ojika Group The Middle Jurassic to Lower Cretaceous Ojika Group is divided stratigraphically into three formations, the Tsukinoura Formation, the Oginohama Formation and the Ayukawa Formation in ascending order, and is further subdivided into 10 members. The last formation is not found in the mapped district. The group is strongly folded and forms three south-plunging synclines. The group is distributed mainly in the whole area of Oshika Peninsula, and on a small scale occurs in the Oura-Izushima and the Urashuku subareas to the north. The Jurassic to Cretaceous sedimentary sequences of the South Kitakami Belt become

most widespread in the Oshika area in thickness and areal extent.

The Tsukinoura Formation overlies the Triassic Inai Group with an unconformity in the Ishinomaki district. This formation can be divided stratigraphically into two members. The lower is the Tsukinoura Sandstone Member, and measures more than 150 m thick, consisting of sandstone, sandy shale and conglomerate. It exhibits two sedimentary cycles with an upward decrease in grain size. The upper is the Samuraihama Shale Member, underlain by the Tsukinoura Sandstone Member with a gradual change of rock-facies, is represented exclusively by bedded black shale. The formation is referred to the Bajocian on the basis of the occurrence of ammonites such as *Stephanoceras* sp. and *Normannites* (*Itinsaites*) cf. *itinsae* (SATO, 1972).

The Oginohama Formation, about 1,400 m thick, is conformable to the underlying Samuraihama Shale Member, and is divided into the following four members. The Kitsunesaki Sandstone and Shale Member, 350 m thick, is characterized by sandstone and shale in flysch-like, medium-bedded alternation, intercalated with conglomerates in the eastern part of the district. The Makinohama Sandstone Member, less than 380 m thick, is composed of very thick-bedded alternation of coarse-grained sandstone and shale with subordinate conglomerate. Plant fossils are contained in several shale beds. Most of this member shows non-marine fluvial deposition. A thick conglomerate bed rich in pebbles of granitic rocks crops out at the west of Shirahama. The Kozumi Shale Member, 150 to 200m thick, consists dominantly of bedded black shale which is probably of neritic deposition, yielding some ammonoids and bivalves. The Fukkiura Member is composed mainly of about 500-650 m thick shale and sandstone in medium- to thin-bedded alternation, exhibiting a flysch appearance.

From the occurrence of some ammonites such as *Perisphinctes* (*P.*) *ozikaensis*, *Perisphinctes* (*Kranaosphinctes*) cf. *matsushimai*, *Discosphinctes* sp. and *Virgatosphinctes* aff. *V. communis* (FUKADA, 1950 ; SATO, 1962 ; TAKAHASHI, 1969), the geologic age of this formation is assigned to Late Jurassic.

4.2 Jurassic in the Mizunuma area

The Jurassic sequence in the Mizunuma area consists of two groups, that is, the Lower Jurassic Shizugawa Group and the Middle to Upper Jurassic Hashiura Group. The sequence is thinner than the Ojika Group in the Oshika Peninsula.

Shizugawa Group This group overlies the Uchinohara Formation (Upper Triassic or lowermost Jurassic) or the Middle Triassic Isatomae Formation with an unconformity, and is subdivided into the Nirano Formation below and the Mizunuma Formation above.

The Nirano Formation consists of fine-grained sandstone and shale which are frequently alternated and interlaminated with each other in the main part. The formation contains very abundant bivalves such as *Burmesia japonica*, *Eomiodon vulgaris*, *Geratrigonia hosourensis*, *Vaugonia* sp. and *Meleagrinnella* sp., forming more than ten shell-beds several 10 cm to 1 m in thickness.

The Mizunuma Formation is composed mainly of black-bedded shale (or sandy shale) including calcareous nodules. The shale is finer-grained than that of the Nirano Formation. The Mizunuma Formation equivalent to the Hosoura Formation in the Shizugawa area to the north of this district, but it does not contain ammonites in spite of the occurrence of brackish bivalves such as *Bakevellia*, *Isognomon* and *Eomiodon* (HAYAMI, 1959). In the Shizugawa area the Hosoura Formation yields abundant ammonoids indicating Sinemurian-Aalenian age,

such as *Arnioceras yokoyamai*, *Hosoureites ikianus*, *Planammatoceras kitakamiense*, *Tmetoceras recticostatum* (SATO, 1958b).

Hashiura Group This group rests disconformably on the Shizugawa Group, and is divided into the Ojima and the Owada Formations in ascending order. Along the western wing of the syncline in this group rests immediately on the Triassic Inai Group.

The Ojima Formation consists of massive arkosic coarse-grained sandstones. It contains abundant bivalves represented by *Trigonia sumiyagura* and other trigoniids.

The Owada Formation consists mainly of bedded shale. In the formation ammonoids such as Callovian *Kepplerites* (*Seymourites*) sp. and Oxfordian *Perisphinctes* (*Kranaosphinctes*) *matsushimai* are also found (KOBAYASHI, 1947 ; SATO, 1962 ; TAKAHASHI, 1969).

5. INTRUSIVE ROCKS

Gabbro-quartz diorite complexes and many porphyrite dikes of Cretaceous in age are intruded into the Triassic and Jurassic strata. The four masses comprising gabbro-quartz diorite complex, namely the Ojika, Hamada, Numazu and Sobanokami Masses, are exposed in this district. Of them, the Ojika Mass is the largest in size, and composed mainly of porphyritic clinopyroxene gabbro, clinopyroxene-hornblende gabbro, two pyroxene gabbro, pyroxene-hornblende diorite and quartz diorite with a subordinate amount of clinopyroxenite and olivine-two pyroxene gabbro to the east of this district. According to KUBO (1977), the chemical composition of the Ojika Mass is characterized by low alkali content and high Al content, showing the trend of calc-alkaline rock series.

The Hamada and Numazu Masses are predominant in gabbroic rocks similar to the Ojika Mass, whereas the Sobanokami Mass is composed mainly of pyroxene-hornblende diorite and quartz diorite.

Many but small porphyrite dikes are exposed at many places and their mineral composition is various. Among the dikes, "plagioclase porphyrite" is most conspicuous as containing Phenocrysts of disk-shaped plagioclase reaching frequently up to more than 10 mm in length. The elongation of most porphyrite dikes is nearly parallel to the strike of the Mesozoic strata.

The Mesozoic sedimentary wall rocks of the dikes are metamorphosed to mica hornfels within a distance of several 10 to 200 m from the contact. The hornfels occasionally contains cordierite and andalusite.

6. TERTIARY

The Tertiary formations are composed of the Miocene and Pliocene deposits in the western part of the district. The Miocene, Oido Formation is isolated in a narrow area of the Hiyoriyama Hill. The Pliocene strata probably correspond to the Sendai Group in the type area about 45 kilometers southwest of Ishinomaki.

Oido Formation

The Oido Formation consists mainly of conglomerate, namely the Kakeyama Conglomerate Member. The Kakeyama Conglomerate Member is a basal conglomerate composed of cobbles

and boulders which were supplied from the pre-Tertiary rocks such as of shale, sandstone, granitic rock and chert. The formation probably corresponds to the lower part of the Matsushimawan Group in the Matsushima district to the west. It is assumed that these strata were deposited under non-marine conditions, as a whole.

Pliocene Strata (the Correlatives to the Sendai Group)

The Pliocene strata rest unconformably upon the underlying formations and crop out in the Hiyoriyama and Sue Hills. Judging from rock facies of the strata, two or three times of transgression and regression are recognized. Although these strata are separately distributed each other, and mutual stratigraphic relations are largely uncertain, five formations, that is, the Nakayama, Yamashita, Omotezawa, Tawaraniwa and Terauchi Formations are identified.

The Nakayama, Tawaraniwa and Terauchi of these formations are made up mainly of neritic marine sandstone which grades upward into alternating beds of siltstone and sandstone with a few lignite seams. The Yamashita and Omotezawa are mainly of non-marine deposition.

7. QUATERNARY

The fluvial terrace deposits which form the lower and upper terraces are exposed at Mizunuma with small outcrops. The deposits consists chiefly of various kinds of pebbles and cobbles, and contains some cross-bedded loose sand.

The Alluvium, 90 m in maximum thickness, is made up mainly of the buried valley sediments which deposited during the rise of sea level posterior to the Würm Glacial Age and Recent sediments. It is clarified that the former sediments are, from the base upward, composed of fluvial sands and gravels, deltaic sands and clays, marine sands, silts and clays, beach ridge sands, and fluvial sands and clays on the basis of some borehole data. The Recent sediments which form the fluvial flood plains and coastal dune and marsh deposits in the mapped district are weakly consolidated.

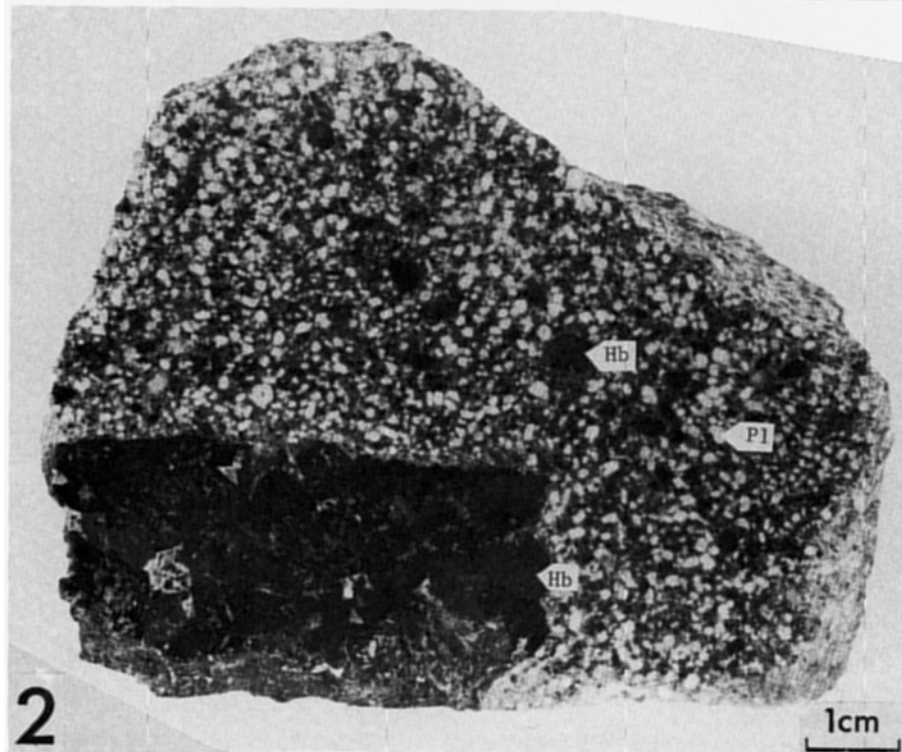
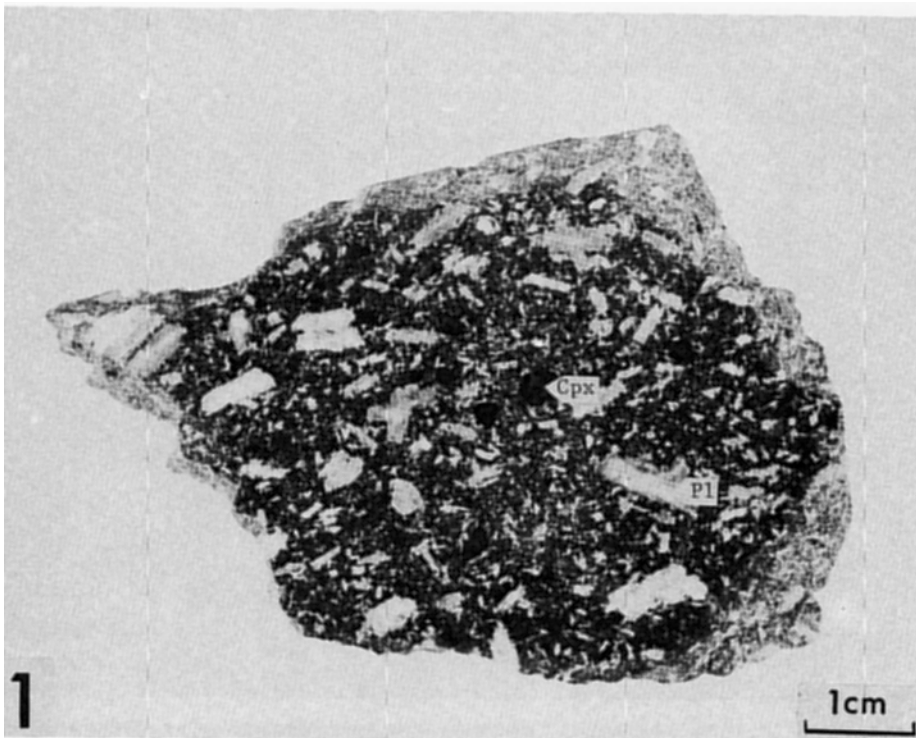
ECONOMIC GEOLOGY

Metallic mineral deposits

The mineral deposits in this district are mostly gold-bearing quartz veins which are genetically in a close connection with quartz diorite and gabbroic rocks intruding the Triassic Inai Group, but their deposits are on a small scale. The Onagawa Gold Mine, the Harinohama Gold Mine, the Sawada Gold Mine, the Mano Gold Mine, the Minamisakai Gold Mine and the Sobanokami Gold Mine were once mined or examined for prospecting, but are closed at present.

Non-metallic deposits

Laminated sandy shale of the Triassic Isatomae Formation, and slate of the Triassic Osawa Formation and the Permian Toyoma Formation are quarried at some places. The laminated sandy shale of the Isatomae Formation is used for building stone, and the slate is mainly for roofing stone. Some slate of the Permian Toyoma Formation is best suited for inkstone.



1. 斜長石ひん岩<CSJ R24873>

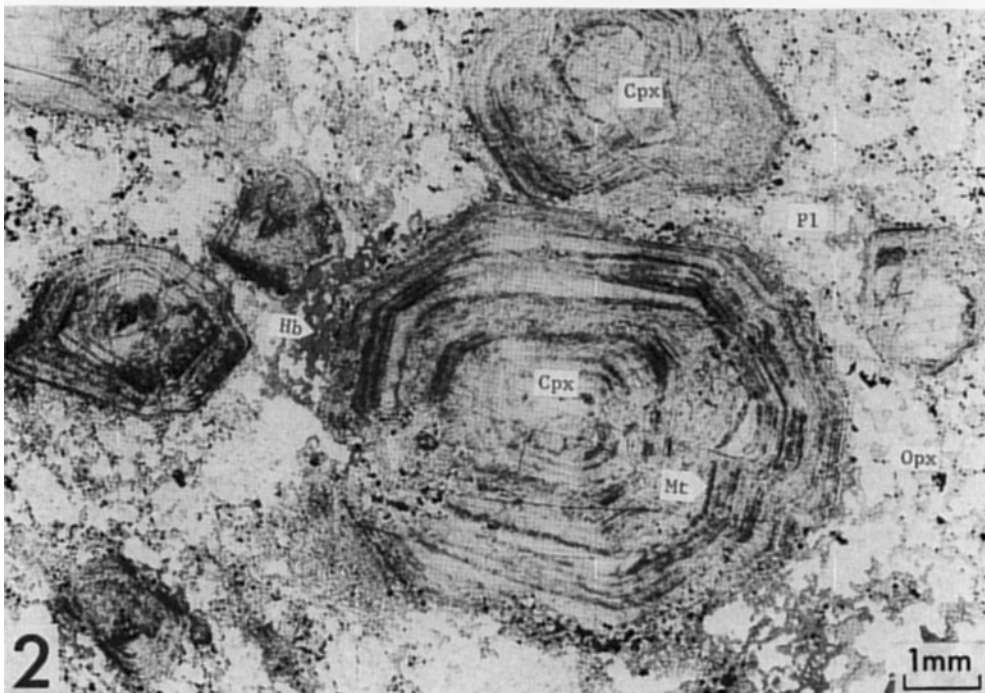
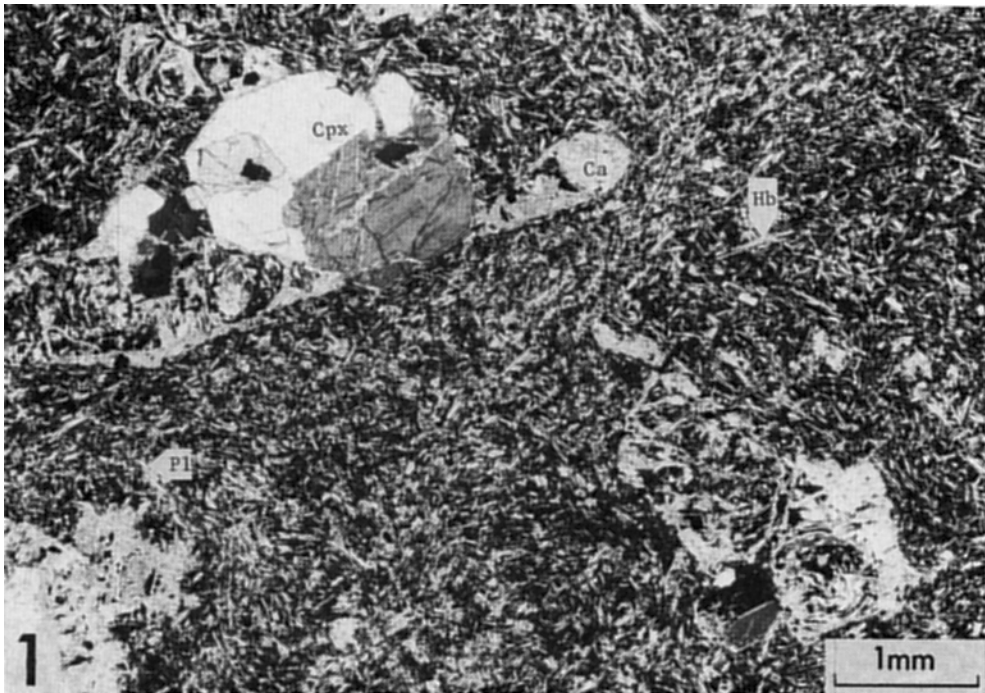
採集地：石巻市侍浜北方約 2 km

2. 角閃石岩を含む角閃石ひん岩<CSJ R24874>

採集地：牡鹿町大原浜北方約 1.5 km

P1：斜長石，Cpx：単斜輝石，Opx：斜方輝石，Hd：普通角閃石，Mt：磁鉄鉱，Ca：方解石

第II図版



1. 輝石ひん岩の顕微鏡写真(直交ニコル) <GSJ R24875>
採集地: 石巻市水沼二俣路
2. 斜方輝石単斜輝石斑れい岩中の斑状単斜輝石斑れい岩ゼノリスの顕微鏡写真(下方ニコル) <GSJ R24876>
採集地: 大草山南東の有料道路沿い、単斜輝石中に細かい磁鉄鉱の晶出が見られる。磁鉄鉱は単斜輝石の[001]若しくは[100]方向に伸びた針状—長柱状である。
鉱物の略号は第1図版に同じ

※文献引用例

- 滝沢文教・神戸信和・久保和也・秦 光男・寒川 旭・片田正人(1984) 石巻地域の地質.
地域地質研究報告(5万分の1図幅), 地質調査所, 103 p.
- TAKIZAWA, F., KAMBE, N., KUBO, K., HATA, M., SANGAWA, A. and KATADA, M. (1984)
Geology of the Ishinomaki district. Quadrangle Series, scale 1 : 50,000, Geol.
Surv. Japan, 103 p. (in Japanese with English abstract 7 p.).

昭和 59 年 3 月 19 日 印 刷

昭和 59 年 3 月 23 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 株 式 会 社
東 京 都 新 宿 区 天 神 町 78

© 1984 Geological Survey of Japan