

55 (521. 41) (084.32M50) (083)

地域地質研究報告

5万分の1地質図幅

秋田(6)第79号

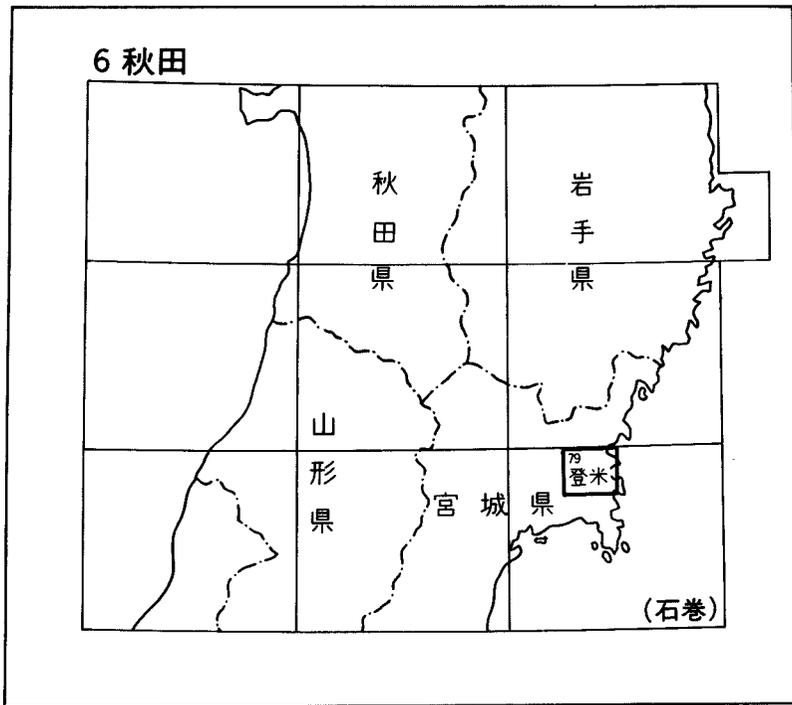
登 米 地 域 の 地 質

滝沢文教・鎌田耕太郎
酒井 彰・久保和也

平成 2 年

地 質 調 査 所

位置図



() は 1 : 200,000 図幅名

目 次

I. 地 形	(滝沢文教) 1
II. 地質概説	(滝沢文教・久保和也) 6
III. 二畳系	(鎌田耕太郎・滝沢文教) 13
III. 1 概要及び研究史	13
III. 2 登米地区の二畳系	15
III. 2. 1 錦織層	15
III. 2. 2 天神ノ木層	19
III. 2. 3 山崎礫岩部層	20
III. 2. 4 登米層	22
III. 3 雄勝地区の二畳系	24
III. 3. 1 大八景島層	24
III. 3. 2 登米層	27
III. 4 登米層泥質岩の地球化学と形成環境	29
IV. 三畳系 (稲井層群)	(鎌田耕太郎・滝沢文教) 32
IV. 1 概要	32
IV. 2 研究史	33
IV. 3 平磯層	35
IV. 4 大沢層	41
IV. 5 風越層	44
IV. 6 伊里前層	45
IV. 7 堆積環境と砂岩組成	46
V. ジュラ系	(酒井 彰・滝沢文教・鎌田耕太郎) 48
V. 1 下部ジュラ系 (志津川層群)	48
V. 1. 1 内の原層	48
V. 1. 2 葦の浜層	50
V. 1. 3 細浦層	52
V. 2 中・上部ジュラ系 (橋浦層群)	53
V. 2. 1 中原層	53
V. 2. 2 長尾層	60
V. 2. 3 荒砥崎層	64
V. 2. 4 荒砥層	65
VI. 下部白亜系 (十三浜層群)	(酒井 彰) 67
VII. 1 吉浜層	67

VI. 2	立神層	69
VI. 3	ジュラ系・下部白亜系の砂岩	72
VII.	貫入岩類	(久保和也)72
VII. 1	岩脈(ひん岩類)	73
VII. 1. 1	角閃石ひん岩	74
VII. 1. 2	輝石ひん岩	74
VII. 1. 3	斜長石ひん岩	74
VII. 2	深成岩類	75
VII. 2. 1	大萱沢岩体	75
VII. 2. 1. 1	主岩体	75
VII. 2. 1. 2	谷多丸岩体	78
VII. 2. 1. 3	その他の小岩体	79
VII. 2. 2	楯火峠岩体	79
VII. 2. 3	針岡岩体	79
VII. 2. 4	太田岩体	80
VIII.	地質構造	(滝沢文教)80
VIII. 1	褶曲	80
VIII. 2	スレート劈開と節理系	86
VIII. 3	断層	90
IX.	新生界	(鎌田耕太郎・滝沢文教)92
IX. 1	未区分新第三系	92
IX. 1. 1	竹島の未区分新第三系	94
IX. 1. 2	台付近の未区分新第三系	95
IX. 1. 3	草飼山南方の未区分新第三系	97
IX. 1. 4	志津川湾沿岸の新第三系	98
IX. 2	第四系	99
X.	応用地質	(滝沢文教)101
X. 1	金鉱床	101
X. 2	石材	103
	文献	107
	Abstract	115

図・表・図版目次

第 1 図	登米図幅地域の埋谷面図	3
第 2 図	台地状の平坦面を持つ山稜と丘陵	3

第 3 図	北上川の流路人工改修の変遷	4
第 4 図	大正 5 年の登米図幅地域西部の 5 万分の 1 地形図	5
第 5 図	登米図幅地域の地質総括図	7
第 6 図	地質記載上の地域区分図	8
第 7 図	南部北上山地の地質概略図	9
第 8 図	北上山地における二畳系と三畳系の関係を示す概念図	14
第 9 図	登米地区における二畳系の地質柱状図	16
第 10 図	天神ノ木層（中部二畳系）の石灰岩の産状	19
第 11 図	山崎礫岩部層における礫岩の産状	21
第 12 図	雄勝地区における二畳系の柱状図	24
第 13 図	大八景島層の産出化石	25
第 14 図	大八景島層（中部二畳系）小浜石灰岩の周縁相と海百合化石	26
第 15 図	登米層中部層に見られるスレート劈開	28
第 16 図	登米層中部層に見られる生痕化石	28
第 17 図	登米層中部層粘板岩の X 線回折プロファイル	31
第 18 図	登米地区の三畳系稲井層群の地質柱状図	33
第 19 図	雄勝地区及び河北地区三畳系稲井層群の地質柱状図	34
第 20 図	平磯層基底の砂岩・凝灰質頁岩の成層状態	37
第 21 図	平磯層基底の部分柱状図	38
第 22 図	平磯層基底礫岩の産状	39
第 23 図	雄勝背斜両翼部における平磯層礫岩の礫種組成	40
第 24 図	大沢層の葉理粘板岩	43
第 25 図	羽沢川付近の大沢層中・下部の地質柱状図	43
第 26 図	伊里前層の砂岩層を挟む砂質粘板岩と生痕化石	46
第 27 図	志津川層群の地質柱状図	49
第 28 図	葦の浜層における貝化石の密集層	51
第 29 図	橋浦層群の地質柱状図	54-55
第 30 図	中原層基底と三畳系伊里前層との関係	56
第 31 図	中原層の基底礫岩	57
第 32 図	中原層 Nk_2 の葉理砂質頁岩	59
第 33 図	長尾層基底の砂岩層の上部	61
第 34 図	長尾層の層理の発達した黒色頁岩	62
第 35 図	長尾層の砂質頁岩中に見られる石灰質団塊	62
第 36 図	放散虫化石を含む長尾層の頁岩の顕微鏡写真	64
第 37 図	志津川地区ジュラ系模式柱状図	65
第 38 図	荒砥層の層理の発達した頁岩	66

第 39 図	橋浦層群長尾層をわずかに斜交して不整合に覆う十三浜層群吉浜層	67
第 40 図	吉浜層下部の地質柱状図	68
第 41 図	長塩谷 - 白浜間の立神層の地質柱状図	68
第 42 図	立神層の中粒砂岩に見られる皿状構造	69
第 43 図	立神層の砂岩頁岩互層に見られるスランプ褶曲とチャンネル構造	70
第 44 図	ジュラ系 - 下部白亜系の砂岩組成	71
第 45 図	褶曲した小規模な岩脈	73
第 46 図	大萱沢岩体の岩相分布図	76
第 47 図	登米図幅地域とその周辺地域の地質概略図と地質構造	81
第 48 図	雄勝背斜の断面図	82
第 49 図	雄勝背斜西翼部のルートマップ	83
第 50 図	伊里前層の小褶曲集中帯のルートマップ	85
第 51 図	風越層中の変形構造	85
第 52 図	二畳系のスレート劈開	87
第 53 図	登米層の粘板岩の顕微鏡写真	88
第 54 図	スレート劈開の方位と地質構造との関係	88
第 55 図	登米図幅地域南半部の中生界における節理	89
第 56 図	N70°E 方向の横ズレ断層の露頭	91
第 57 図	未区分新第三系の地質柱状図	93
第 58 図	竹島の未区分新第三系に見られる砕屑岩岩脈	94
第 59 図	台付近の未区分新第三系の模式的な産状	95
第 60 図	桃生町台における未区分新第三系の地質柱状図	96
第 61 図	登米町草飼山南方の未区分新第三系の層相	97
第 62 図	北上町大岩北方の礫層	98
第 63 図	沖積層のボーリング柱状図	99
第 64 図	ジュラ系橋浦層群（長尾層）の頁岩の破片からなる崖錐堆積物	100
第 65 図	登米地区及びその近隣地区における金山及びスレート石材採掘場の分布	102
第 66 図	登米層スレートを用了た民家	104
第 1 表	二畳系（登米・米谷地区）の層序対比表	16
第 2 表	錦織層産動物化石リスト	17
第 3 表	錦織層産植物化石リスト	18
第 4 表	天神ノ木層産動物化石リスト	20
第 5 表	山崎礫岩部層産化石リスト	21
第 6 表	登米層産動物化石リスト	23
第 7 表	大八景島層産化石リスト	27

第 8 表	登米層粘板岩標準試料の分析値	30
第 9 表	稲井層群層序対比表	36-37
第 10 表	平磯層基底礫岩の礫種	40
第 11 表	平磯層産化石リスト	41
第 12 表	志津川層群葦の浜層産二枚貝化石リスト	52
第 13 表	橋浦層群産軟体動物化石リスト	63
第 14 表	登米図幅地域における主な金山	103
第 15 表	二畳系・三畳系泥質岩の化学組成	105
第 I 図版	登米層下部産出の Nautiloid 化石	123
第 II 図版	橋浦層群長尾層産の放散虫化石	125
第 III 図版	大萱沢岩体の中・細粒角閃石斑れい岩中の層状構造	126

用 語 語 義

1) 泥質岩の呼称(原岩としては細かい方から粘土岩・泥岩・シルト岩・砂質シルト岩)

粘板岩：スレート劈開の強く発達した粘土岩で、薄板状に割れる。屋根スレートとして採掘可能な程度

シルト質粘板岩：スレート劈開の発達したシルト岩ないし泥岩で、粘板岩ほど薄くは割れにくい

頁岩：泥岩に対応、スレート劈開は認められるが、薄板状に平行的には割れにくい。一般的には風化すると扁平なレンズ状細片ないし、不規則細片となり易い

砂質頁岩：ほぼシルト岩一砂質泥岩に対応。スレート劈開は余り強くなく、葉片状には割れない。ただし、稲井層群、特に伊里前層ではスレート劈開が強いが薄板状には割れず、厚板石材として多用されている

2) 成層の単位 おおまかな目安として

薄層理：成層面の厚さが 10 cm 以下

中層理：成層面の厚さが 10-100 cm

厚層理：成層面の厚さが 1 m -3 m

極厚層理：成層の単位が 3-6 m

塊状：成層面がほとんど見られないか、6 m 以上の単位。

砂岩頁岩互層にあっては、互層をなす一対の砂岩と頁岩の厚さを加えた厚さ

3) 斜交成層

斜交成層のセットの厚さが、4 c m以下を斜交葉理(cross-lamination),4 c m以上を斜交層理(cross-bedding)とする。

(ALLEN,1970 の用法に準拠 ; 滝沢 1976 参照)

登米地域の地質

滝沢文教*・鎌田耕太郎**・酒井 彰**・久保和也**

登米図幅地域の野外調査は、昭和61-63年度に地震予知のための特定観測地域の地質図幅の研究の一環として実施された。本図幅地域の地質調査に際し、古生層と三疊紀層については、北西部から北部にかけてと東部を鎌田が、南部を滝沢が担当した。ジュラ紀層は、北部を鎌田、中央部から南東部を酒井、西部を滝沢の3者で分担した。白亜紀層については酒井、また、貫入岩類を久保がそれぞれ担当した。地質図作成と報告書のとりまとめに際しては、上記の分担に従って執筆し、全体の調整は滝沢が鎌田と酒井の支援のもとに行った。

本図幅地域の研究に際し、二疊系の頭足類化石の同定を東北大学教養部の永広昌之助教授、ジュラ紀二枚貝類を東京大学速水 格教授、新生界花粉化石を齋藤報恩会博物館竹内貞子博士にそれぞれお願いした。新潟大学教養部の田沢純一助教授(調査当初は東北大学理学部)、ドイツ政府派遣研究員(昭和61-62年度)の A. KÜPPERS 氏(現在ドイツ日本研究所研究員)、ニュージーランド地質調査所古生物学課長の G. R. STEVENS 博士(昭和63年度工業技術院招聘研究員)の3氏からは、野外及び屋内において種々の化石を中心に貴重な教示を受けた。津山町野尻の佐々木政友氏及び女川町教育委員会山下信雄氏は貴重な化石標本を本研究のために提供された。

以上の方々に深甚なる謝意を表す。

野外調査に際しては、地質調査所の服部 仁、宮崎一博、山元孝広及び竹内 誠の各技官(いずれも地質部)の協力を受けた。植物化石の同定を尾上 亨技官(地質標本館)にお願いした。岩石薄片の作成は、北海道支所渡辺真治氏(元所員)・佐藤卓見氏、地質標本館の阿部正治・宮本昭正・佐藤芳治・野神貴嗣・木村 朗の各氏が担当した。また、標本の写真撮影に際しては、豊 遥秋技官の協力を得た。柳沢幸夫技官(地質部)及び寒川 旭技官(近畿・中部地域地質センター)からは新生界の地質について教示を得た。

I. 地 形

(滝沢文教)

登米図幅地域は、北上山地の南端に近く、準平原化した低い山地からなる。この山地は東側が太平洋、西側は石巻平野(北上低地帯)に面し、東西の幅は25-30 kmである。この山地を刻んで北上川が河北町飯野川までは南流し、そこから東流するが、その主流路は過去における大規模な改修工事によって大きく変更している。飯野川より下流(東側)の北上川は追波川とも呼ばれる。本図幅地域の山地は、南北方向に延びている北上山地を東北東方向(正確にはN 70° E方向)の二つの大きな河谷(追波川

*近畿・中部地域地質センター **地質部

と南沢川・折立川)によって寸断され、主要な山列がむしろ東西方向に連なっていることを特徴とする(第1図)。すなわち、地域南縁部の^{じょうぼうきん}上品山(標高466.4m、山頂は石巻図幅北縁)－^{けんじょうざん}硯上山(520.2m)、地域中央部の高津森(419.1m)－^{おきのくら}翁倉山(532.4m)－相川保呂羽山(329.4m)、地域北部の狐ヶ森(295.9m)－折立保呂羽山(372m)の3列である。山地の稜線の標高は300-500mで、一般になだらかな尾根と急傾斜の山麓斜面を有する台地状の山体をなす(第2図)。

上に述べた東西性の三つの山列からは、主に南北方向の分岐した尾根が延びている。これらの小さな尾根は第1図の埋谷面図では、やや不明瞭になっている。しかし、小規模な枝沢の側斜面は一般に非常に急傾斜である。

本図幅地域東部の海岸は、深く入り込んだ湾入部と岬とが交互に入り組んだリアス式海岸である。外洋に面する岩礁性の海岸は高さ数10mの急崖をなしている。湾入部は北側より、志津川湾、追波湾－名振湾、雄勝湾の三つがあり、前2者は、先述した2大河谷に方向的に連続する。

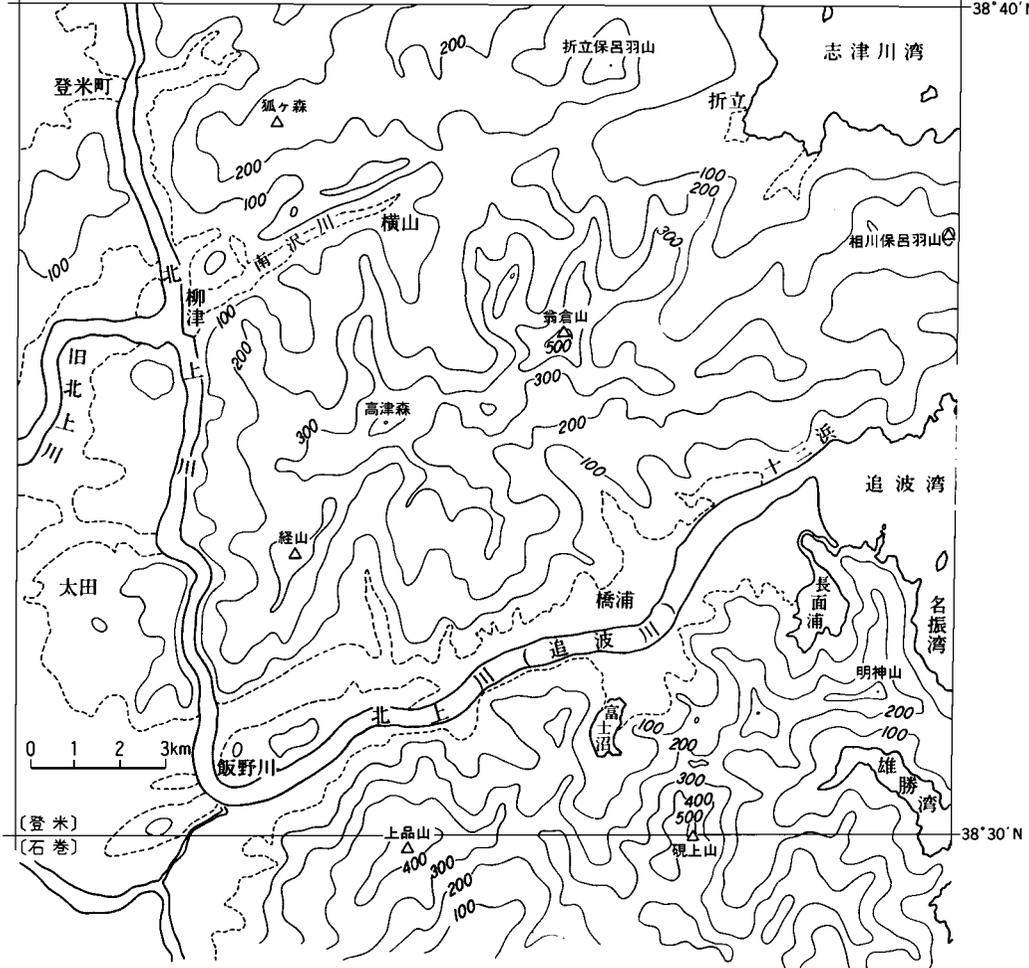
山地を形成する地層・岩石は、大半が中生代と古生代の堅固な堆積岩類であって、その風化作用は一般にごく表面のみに限られている。したがって、山地における表土(土壌)は非常に薄く、通常数10cm以下である。岩盤は堅固なうえ表土も少ないので、斜面崩壊等による大規模な自然災害は知られていない。ただし、花崗岩類や規模の大きい岩脈で占められる場所では風化が地表下10m以上に及びマサ化していることが多い。このため花崗岩類は凹地地形や緩傾斜斜面を形成している。例えば、河北町鳥屋森や、釜谷峠、北上町谷多丸及び津山町大萱沢などでは、周囲の中生代堆積岩類(稲井層群や橋浦層群)の分布域とは地形が異なって緩斜面の凹地となっている。

地形発達史の上から北上山地を考察する場合、リアス式海岸と西側の北上低地帯の形成が重要な鍵となろう。本図幅地域には、日本の各地で多く見られる第四紀の段丘地形がほとんど認められない。段丘は地盤の断続的な隆起運動や海水準の変化によって形成される。リアス式海岸は、一般に沿岸域の広域的沈降が大規模な海水準の上昇によって形成されると考えられている。滝沢ほか(1987)で指摘したように、リアス式海岸の凹凸地形は海面下100m以深まで延長しており、水深130mで完全に消滅している。以上のことは、本図幅地域が第四紀には活発な隆起を経験していないことを示唆している。現在の山地と河谷の基本的な形態はいつ頃形成されたのであろうか。ここで古い年代に遡って簡単に考察してみる。

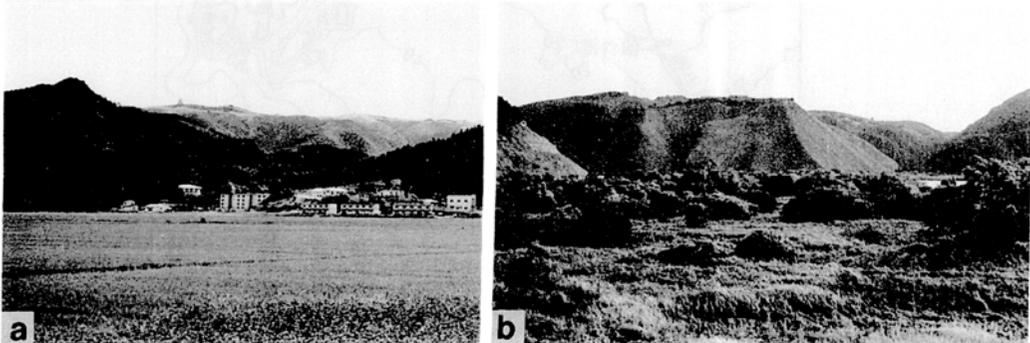
北上山地は、白亜紀前期の中頃(約1.2億年前)に、中・古生層の強い褶曲作用と花崗岩類の貫入とといった大規模な地殻変動を受け、激しく隆起し、高い山脈として北上山地が誕生したに相違ない。その後は安定した陸地として、大きな地殻変動を被ることもなく、新生代を通じて緩やかな浸食を受け、準平原化していったと推定できる。この間、新第三紀初葉には北上山地の西側は、火山活動を伴った深い断裂が生じ陥没した。鮮新世(約数100万年前)になって、本図幅地域の西側の北上低地帯と本地域の一部にも海水準の上昇に伴って海が進入し、局所的に浅い海に礫・砂・泥が堆積した。これが後述する仙台層群とその相当層で、その海進を竜ノ口海進と呼ぶ。この海進による平坦面形成後、恐らく鮮新世の末期から更新世初めになって、南部北上山地は全般的に隆起し、河谷の下刻が始まった。ウルム氷河期には海水準が現在よりも最大水深100m近くも退いた後、縄文海進を経て現在の地形に至った。縄文海進(7500-4000年前)には追波川河谷は追波湾と石巻湾をつなぐ海水の通路(海峡)となってい

141°15'E

141°30'E
38°40'N



第1図 登米図幅地域の埋谷面図
500 m 間隔で谷を埋めた場合. 点線は沖積低地と山地との境を表す



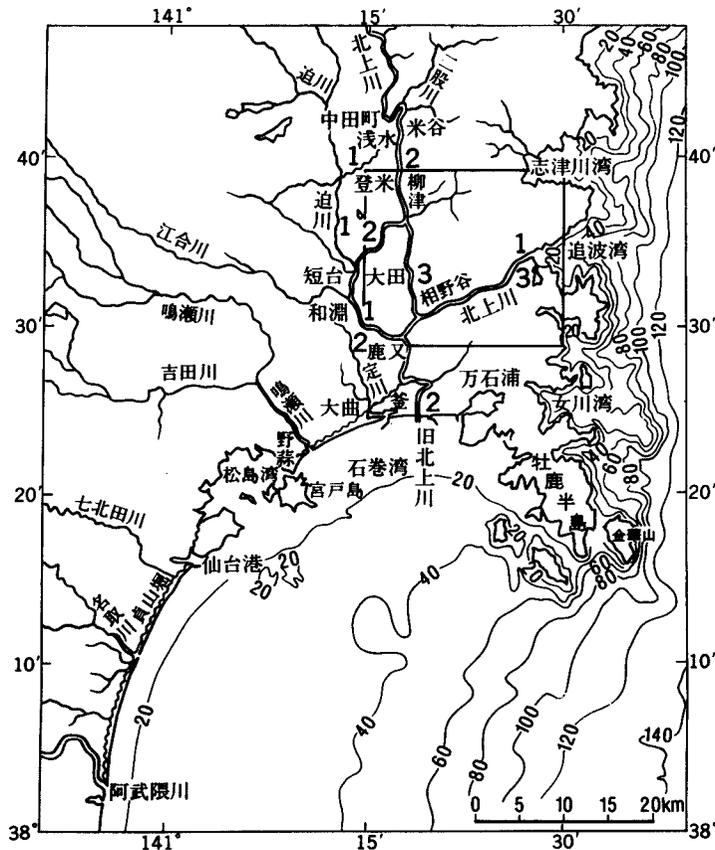
第2図 台地状の平坦面を持つ山稜 (a) と丘陵 (b)
a は上品山を北側から, b は桃生町太田の丘陵を北側より写す. 前者は標高約 400 m, 後者の平坦面は標高 100 m を示す

た(長谷, 1967).

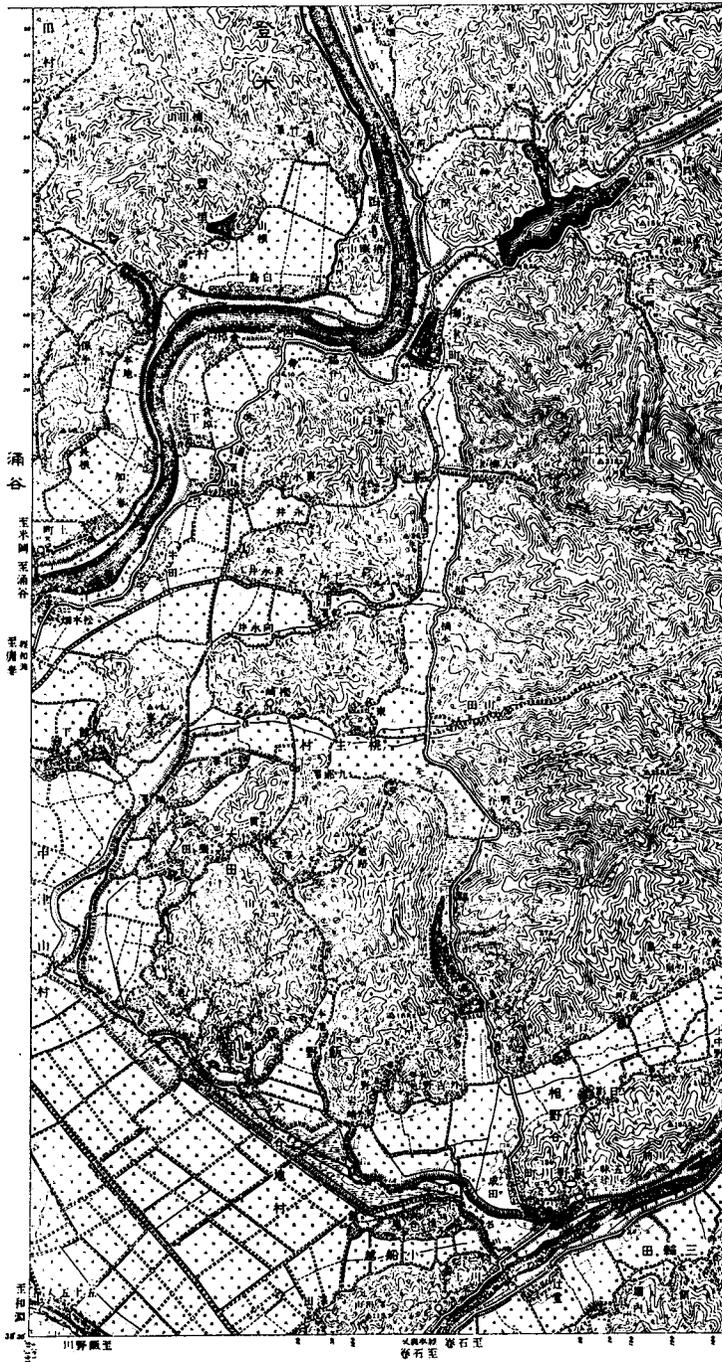
一方, 追波川や南沢川-折立川の二つの東西方向の大きな河谷は, その位置を通る同方向の大きな断層(追波川断層(伏在)と折立断層)と位置と方向が一致しているから, 構造的な断層谷であることは間違いない. 著しく開析されていることから, この二つの河谷の形成はかなり古い時期に始まっていたであろう.

なお, 登米町から津山町柳津を経て河北町飯野川まで南流する北上川河谷も, 三畳系と二畳系の地層の断層密集地帯に相当し, 構造谷に相当する可能性が高い.

本図幅地域におけるまとまった広さの沖積低地は, 地域西縁部と追波川沿いに限られ, 東部の海岸沿いには存在しない. 西縁部の低地は, 石巻から岩手県南西部に奥深く広がる北上低地帯の一部であり, 北上川の氾濫原である. この氾濫原地帯は, かつて北上川の洪水時には水害が甚大であったため, 1600年代以降伊達藩による何回もの河川改修(第3図)が行われた. 約60年前には, 柳津から西方に流れていた北上川(現在の旧北上川)を, 柳津-飯野川間の開削工事によって追波川に放流し, それまで南側の石巻湾に流入していた北上川の主流を東側の太平洋(追波湾)にも流すように変更した. この河川



第3図 北上川の流路人工改修の変遷(大嶋ほか, 1984, 第4図)
四角の枠は登米図幅地域の範囲を示す
1: 自然状態 2: 寛永3年-昭和9年 3: 昭和9年以降



第4図 大正5年の登米図幅地域西部の5万分の1地形図(旧陸地測量部発行)
北上川の流路は現在の柳津-飯野川間と異なっている

開削工事は着手してから21年間を要し昭和6年に新しい北上川の水路が完成した。この大規模な工事によって豊里町・桃生町を始めとする旧北上川下流域は、水害から飛躍的に解放されることとなった。この工事に際して、役場や小学校のあった旧柳津市街地を横断して新北上川を開削する内務省の設計により、市街地全体が現在の位置に移転することになった（遠藤，1979，第4図参照）。また住居はもちろん耕地の補償が必ずしも十分でなかった当時の社会情勢の中で、北海道・東京・仙台を含む他県・他町村への苦難の移住をした人々も少なくなかった。新北上川の開削工事は柳津-飯野川間にかつてあった低地を掘削するため、土砂運搬用の蒸気機関車を走らせる大々的なものであった。参考までに大正年間の地形図を第4図に示しておく。この地形図を見ると、津山町柳津より南側で北上川の西側に広がる丘陵地（桃生町永井・樫崎・太田など）を横切る東西方向の3列の低地が、北上川を挟んで東側の谷地形の延長であることがよく分かる。このように地形的な連続性を見ると、柳津より北側の北上川についても、現在のような位置を流れるようになったのはかなり新しい年代になってからであることが読み取れる。

II. 地 質 概 説

（滝沢文教・久保和也）

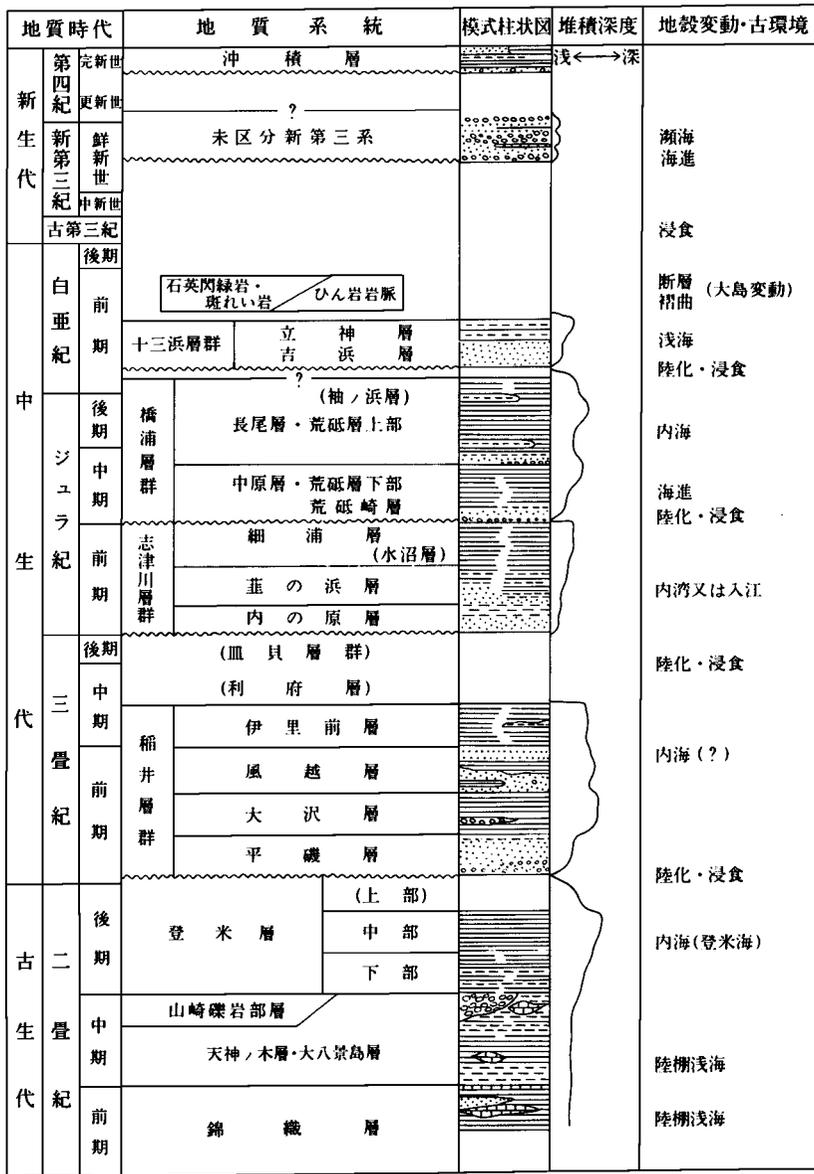
登米図幅地域は北上山地の南端部に近く、地質学的に南部北上帯に属する。本図幅地域の主要な地質構成は、古生層と中生層及び白亜紀前期の貫入岩類であり、そのほかにわずかな新第三紀層と低地帯の沖積層がある（第5図）。中・古生層の記述に当たって、本図幅地域内を第6図のように区分して表現することとする。これは地質学上慣習的に用いられてきた地域区分であって行政区画のようにはっきりとした境界があるわけではない。

本図幅地域の古生層は、大部分二畳紀中期と後期の地層で、同前期の地層がわずかに露出する。それらは粘板岩を主とし、砂岩・礫岩・石灰岩を伴う。軟体動物をはじめとする種々の動物化石を含む浅海-内海型の地層群である。

南部北上山地の古生層は、少なくとも化石により実証される限り、中部シルル系に始まり、デボン系・石炭系・二畳系と順次累重しており、多くの浅海生動物化石を産出している。

南部北上帯の古生層は先二畳系の分布状況と構造から、三つの中心域が知られている。一つは早池峰構造帯の西部に沿った北縁部地域である。他の二つは北西部の鶯ヶ森ドームと北東部の世田米ドームとがそれであり、鶯ヶ森ドームの南方の延長が本図幅地域の北西部の古生層に、世田米ドームの南方延長が本図幅地域の南東部の古生層に相当する（第7図）。

隣接地域との関係からみると、北西部の登米地区の二畳系は本図幅地域北側の米谷地区に広く露出する二畳系に連続するもので、両地区で共通の地層名が使用されている。この中で、上部二畳系の登米

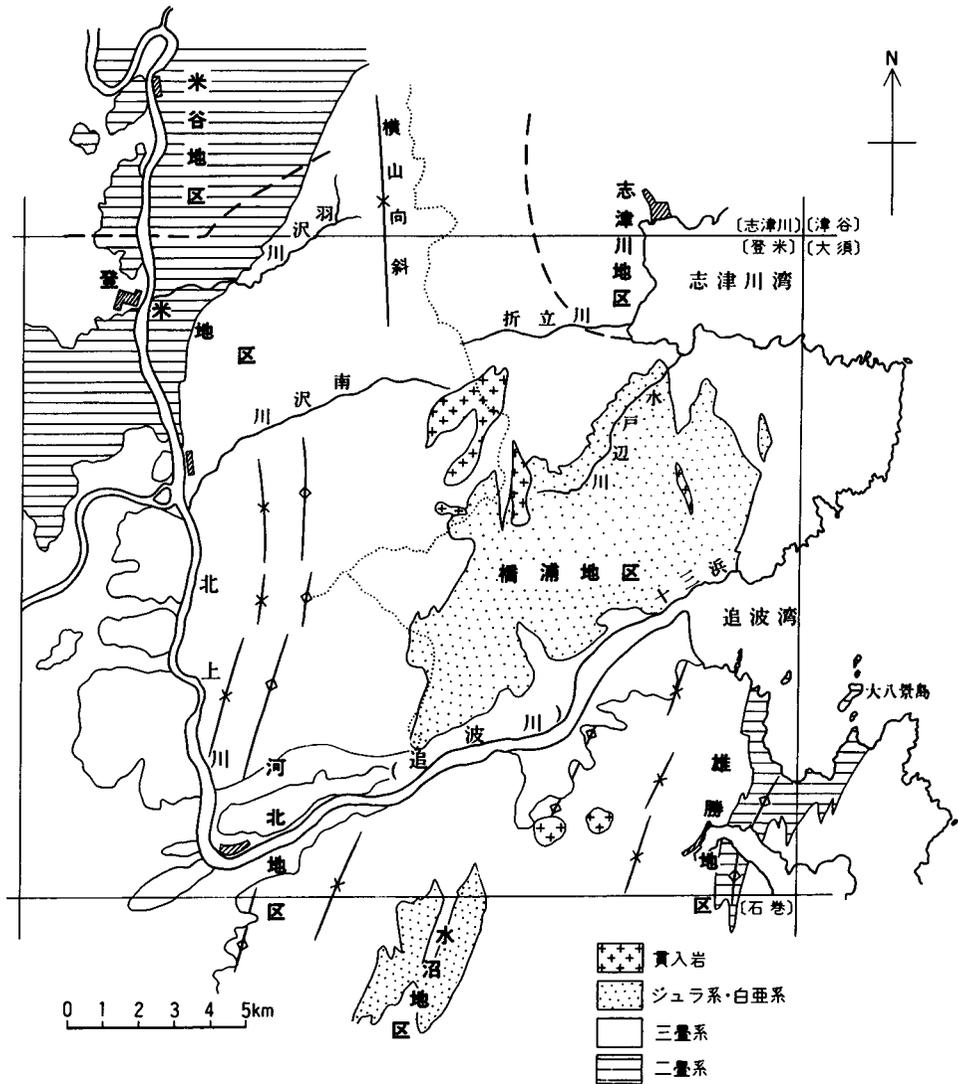


第5図 登米図幅地域の地質総括図

()内の地層は本図幅地域外に分布。
柱状図の打点は砂岩、横線部は泥質岩を示す(第9図の凡例にほぼ対応)

層は、本図幅地域の登米地区が南部北上帯の中で模式地となっている。一方、南東部の雄勝地区の二疊系は、雄勝背斜の軸部を占めるが、その北側は海中に没し、気仙沼市南方の岩井崎付近の二疊系に連なる。このように本図幅地域の古生層は二つの地区に分かれており、地層名も一部についてはそれぞれ独自のものとした。しかし、両地区の岩相は良く似ている。

登米地区の二疊系は、下位より錦織層、天神・木層、登米層に3分され、南部北上帯の古生層の標

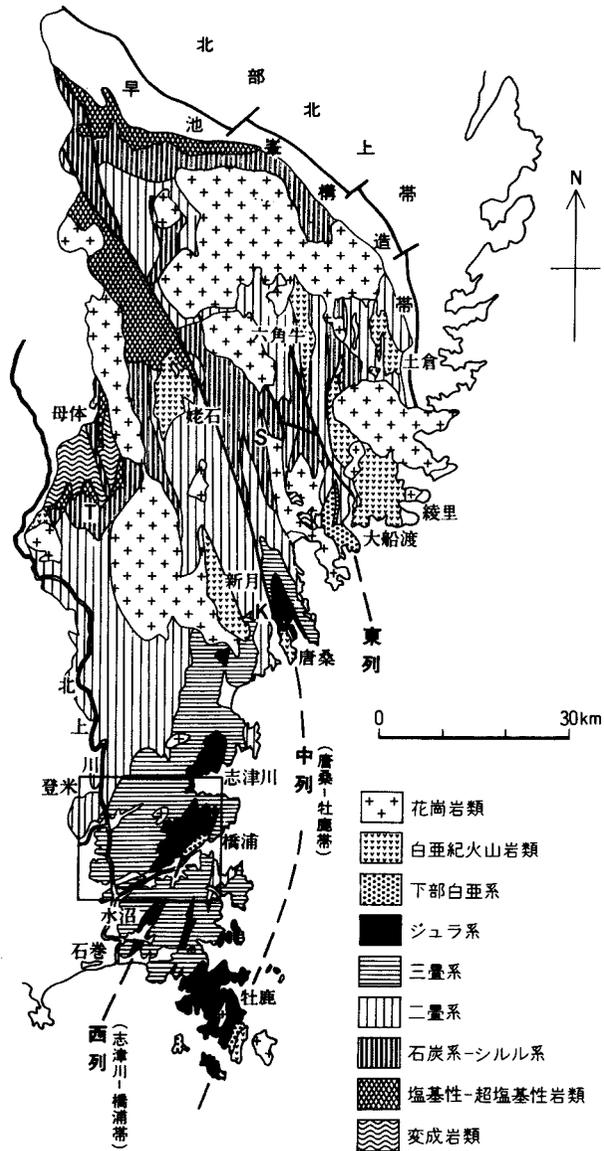


第6図 地質記載上の地域区分図

従来の報告で踏襲されてきた地区名を中心とした呼称で、行政区画とは一致しない

準層序 (小貫, 1937; MINATO *et al.*, 1964) の坂本沢層 (統), 叶倉層 (統), 登米層 (統) にそれぞれ対比され得る。雄勝地区の二疊系は、叶倉統相当の大八景島層と登米層が露出する。本図幅地域の登米層は両地区ともにシルト質粘板岩からなる下部と、均質で非常に細粒な粘板岩からなる中部とに2分される。二疊紀最後期に相当する登米層上部は本図幅地域には分布しない。

以上の二疊系の岩相についてみると、坂本沢・叶倉相当層は含石灰岩層であって、かつ砂岩や礫岩といった粗粒碎屑物に富む。岩相と層厚の側方変化が著しい上、岩相は垂直的にも変化しやすい。他方、登米層は大部分が粘板岩からなり、垂直的並びに水平的にも安定した均質な岩相である。このように登米層とそれより下位の二疊系とでは堆積環境とその安定度が非常に異なっていたと推定できる。化石相



第7図 南部北上山地の地質概略図

枠内は登米地域を示す。

T: 蕨が森, S: 世田米, K: 気仙沼

についても、坂本沢・叶倉相当層は浅海成の貝化石・サンゴ化石を中心に含有量・種類ともに豊富であるのに、登米層は最下部を例外として、化石の種類数は非常に限定されているうえ量も少ない。

二畳系の分布を見ると、坂本沢・叶倉相当層は南部北上のほぼ全域に広がっているのに対し、登米層の分布はほとんどその南半部に限られ、三畳系稲井層群を取り囲むような範囲に限定されている。

以上に述べたような登米層とそれより下位の二畳系との岩相や分布上の大きな差違は、両者の間に、

古生代堆積盆における沈降域や堆積環境の上で大きな変化があったことを示唆させる。両者の層序的關係が常に整合であるのが不思議な程である。この大きな差違は、古生代末の堆積盆に古地理的に大きな変革が生じ、浅くて石灰岩や粗粒碎屑物の堆積するような開いた浅海環境が、二疊紀後期の初葉に内海（または内湾）的な深くて閉鎖的環境に急激に移化したことを示す。湊（1944）はこれを“登米海”と呼んだ。場所によっては数100 mに達する厚い層厚を持つ薄衣式礫岩の堆積が、この“登米海”の形成の直前であることも構造発達史上興味深い。滝沢（1977）が推定した中生代堆積盆の東側に存在したであろう構造的古陸（氷上-金華山隆起帯）は、“登米海”の形成にも直接的に関連し、二疊紀末期に出現した可能性が大きい。

二疊系と三疊系とは不整合であり、この間の陸化・浸食作用により、本図幅地域では登米層の中部層の一部と上部層が削割された。登米地域には三疊系稲井層群、下部ジュラ系志津川層群、中-上部ジュラ系橋浦層群及び下部白亜系十三浜層群の4つの層群が分布する。これらの中生層は、南部北上帯における中生層の3列の弧状配列のうち、西列（志津川一橋浦帯）に属する（第7図）。

三疊紀前-中期の稲井層群は二疊系登米層を明らかな不整合で被覆し、基底礫岩・砂岩の平磯層、粘板岩の大沢層、砂岩と粘板岩の風越層、砂質粘板岩厚層の伊里前層の4層が順次重なっている。岩相の垂直的推移から分かるように稲井層群は、2堆積輪廻を示す。層厚は2000 m以上。南部北上山地での同層群の分布は広く、南北約55 km、東西約25 km以上の範囲に、ところどころにジュラ系を擁しながら分布する。その層序と岩相は水平的にも非常に安定しており、基底礫岩と風越層の層厚変化がある以外、どこ場所においても、同じ岩相層序が観察できる。確かな累重関係と化石層序をもつ下部-中部三疊系は、本邦ではあまり多くは分布していないので、稲井層群は本邦の三疊系を論ずる上で重要な存在である。稲井層群の最も特徴的な岩相は、縞状の葉理粘板岩（大沢層）又は葉理砂質粘板岩（伊里前層）の厚層である。これらの泥質岩はかなり石灰質で、CaOを10%以上含有することで特徴づけられる。しかし、その形成環境については、まだ十分には解明されていない。同じ泥質岩卓越層である登米層の粘板岩とは、外観（色調・葉理の有無など）・岩質ともに大きく異なる。

稲井層群基底の礫岩は、西側の登米地区と東側の雄勝地区とで礫種構成に大きな違いがある。前者では火山岩礫が卓越し、後者では花崗岩礫のほか種々の堆積岩・火山岩・片状変成岩・熱変成岩などを雑多に含む。このことから、両者は供給源を異にし、その後背地は三疊系堆積盆の東西両側にあったと推定されている（加納，1958）。また、西部の平磯層中には凝灰質頁岩が挟み込まれるのに、東部の同層には見いだされないなど、東西での相違が若干ある。しかし、大沢層以上の地層では均一化し、目立った違いは認め難い。

三疊紀後半の地層は、南部北上山地では、*Monotis*を多産する皿貝層群が著名であるが、本図幅地域では見いだされていない。内の原層という砂岩層を、無化石ながら岩質的に皿貝層群に対比する見解もあったが、本報告では同層を下部ジュラ系の一部として扱う。その理由は下部ジュラ系の葎の浜層と整合で漸移関係にあることによる。皿貝層群の堆積は恐らく志津川地区以北に限られることになる。

ジュラ紀初期には再び海進が起こり、志津川層群（内の原層・葎の浜層・細浦層）が堆積する。その堆積盆は稲井層群の堆積盆と比べてはるかに小さく、南部北上帯の中でも西列に限られる。しかも当初は汽水性の浅い入り江のような環境であった。葎の浜層は細粒砂岩と砂質頁岩からなり、密集した汽水

生又は瀕海生の貝化石を多産し、砂岩には三角貝が、砂質頁岩には *Bakevella*, *Eomiodon*, *Astarte*, *Burmesia* などが産出する。同層の層厚は高々 200 m 未満であり、堆積速度は緩慢であった。

葦の浜層の上位に葉理の発達した砂質頁岩があり、橋浦地区では化石の証拠を欠くが、岩相と層序の位置からジュラ紀前期の後半の細浦層とみなせる。葦の浜層の砂質頁岩に比べて淘汰度と岩相としての安定度が良くなっている。志津川地区の細浦層ではかなり多数のアンモナイトが知られ (SATO, 1959, 1962), 本邦下部ジュラ系の標準層となっている。細浦層は海進の進んだ時期の堆積物であるが、この海進は規模が小さく、ジュラ紀前期末葉にはこの海も退いた。

中期ジュラ紀 (バジス期) には新たな海進があり、ジュラ紀後半まで引き続いて橋浦層群が堆積した。この海進は、志津川層群のそれに比べてはるかに大きく、東側の中列 (唐桑 - 牡鹿帯) の全域にも及び、ジュラ紀 - 白亜紀前期を通じて最大であり、かつ堆積物も志津川層群の 2 倍以上厚い。橋浦層群は砂岩 - 頁岩の堆積輪廻が大まかに 2 回あって、下位輪廻の堆積物を中原層、上位輪廻を長尾層と呼ぶ。同層群は全体として泥質岩が勝っており、全層厚は 1,000 m 以上に及び。

中原層は厚さ 2-3 m の基底礫岩を持ち、多くの場所で稲井層群を不整合に覆う。志津川層群とは本図幅地域東部では断層関係で接するが、元来不整合であったことは確実である。中原層の分布は橋浦層群全体の中で、北西 - 北側の位置を占め、最大層厚部を北西部に持つ。同層は厚さ 150-300 m の砂質頁岩によって特徴づけられ、イノセラムス、三角貝、バレムナイトを時々産出する。イノセラムスの一部に北極海系? の種の可能性があり、古生物地理学的に大変重要で興味深い。橋浦層群産のアンモナイト (*Seymourites*) からも同様な指摘がなされている (KOBAYASHI, 1947)。

長尾層は細粒砂岩を主とする下部と単調な頁岩の厚層からなる上部とに 2 分され、緩やかな褶曲構造を示し、分布面積がジュラ系の中で最も広い。

橋浦層群と同時代の地層は東側の中列 (唐桑 - 牡鹿帯) にもよく発達するが、そこでは後期ジュラ紀オクスフォード期以降の地層が急激に粗粒化し、厚い礫岩層や陸成層を伴っている (TAKIZAWA, 1985)。したがって、カロブ期までは、西列 (志津川 - 橋浦帯) と中列とは一連であったジュラ紀中世の海に、オクスフォード期以後南北性の障壁が生じ、西列と中列の分化が顕在化したと見ることができる。言い替えると、ジュラ紀後期の南部北上の堆積盆は、東側の太平洋側に陸成層と砂礫岩を大量に含むようなより陸に近い碎屑物が、西側の“内陸側”に泥質堆積物からなる沖合い型の純海成層が堆積していたことになる。

橋浦層群の堆積後、恐らく白亜紀初め頃に本図幅地域は陸化浸食を受け、前期白亜紀バレム期 (?) になって再び新たに堆積盆が生じ、十三浜層群が堆積した。十三浜層群は、泥質岩優勢な志津川・橋浦両層群とは岩相が異なり、粗粒アーコース砂岩を主とする地層である。局所的な堆積物であつたらしく、同時代の地層は、志津川 - 橋浦帯の他の地区には分布していない。これと同時代と考えられる地層は本地域の北東方の唐桑地方の大島層群 (志井田, 1940; 小貫, 1969) や大船渡北方の猫川層 (NAKAZAWA and MURATA, 1964) に比較される可能性がある (小貫, 1969)。十三浜層群からは、汽水生あるいは瀕海生の貝化石を多産するが、純海生の化石は知られていない。

以上に述べた中・古生層を貫いて、幾つかの深成岩体と、無数の岩脈が見いだされる。本図幅地域内の深成岩類は河北町針岡周辺・桃生町太田周辺・志津川町橋火峠^{たてび}・津山町大萱沢周辺の 4 地域に分布し

ており、それぞれ針岡岩体・太田岩体・楯火峠岩体・大萱沢岩体と呼ぶことにする。楯火峠岩体以外は複数個の小岩体の総称である。大萱沢岩体は石英閃緑岩から単斜輝石斜方輝石斑れい岩まで岩相変化に富む岩体で、本図幅地域内では最も広範な分布を示す。それに比べてその他の三岩体は比較的小規模で、石英閃緑岩のみからなる。これらは北上山地南端域の中・古生層分布域に特徴的な白亜紀深成岩類で、片田（1974）の分帯ではVI b 帯に属する。

岩脈類は主としてひん岩からなり、一部に上述の深成岩体と岩質的によく似た閃緑ひん岩が見いだされる。南部北上山地の中・古生層を貫くひん岩岩脈は、含まれる斑晶の特徴等に基づいて斜長石ひん岩・輝石ひん岩・角閃石ひん岩の3つに大別されている（滝沢ほか，1984）。本図幅地域では全域にわたって角閃石ひん岩が分布し、斜長石ひん岩は主に南東部に見いだされる。輝石ひん岩の分布は河北町や雄勝町尾崎及び折立保呂羽山西方などごく小数の地点に限られる。これらひん岩岩脈は深成岩類と相前後する時期の貫入と考えられている（滝沢ほか，1984，1987）。

本図幅地域内の中・古生層は広範囲にわたって熱変成を被り、黒雲母を生じホルンフェルス化している。ホルンフェルス化の範囲は必ずしも深成岩体の周辺域に限定されていないことから、比較的大規模な岩体が地下に伏在するか、もしくは、本地域が多数の小岩体の貫入の場であった可能性がある。

本図幅地域の中・古生層は、南部北上帯の他地域のそれらと同様に良く褶曲している。様々のオーダーの褶曲構造のうち、本図幅地域南東端の雄勝背斜は第一級の規模を有する。橋浦地区のジュラ系は大局的には向斜部に、北西部の登米地区の古生層は背斜部にそれぞれ相当するが、共に軸の大変開いた褶曲と幾つかの断層のため軸部が不明瞭である。以上の規模の大きい褶曲構造の波長は20km以上となる。次のオーダーの構造として、稲井層群に典型的に見られる波長4-5kmの中規模の褶曲がある。更に、しばしば対褶曲として出現する波長0.5-1kmのオーダーの褶曲がところどころに見られる。

登米層や大沢層の粘板岩は石材として著名なように、二畳系と三畳系には顕著なスレート劈開が発達している。ところが、橋浦地区や志津川地区のジュラ系では、スレート劈開の発達が極端に弱くなっている。橋浦層群の泥質岩ではスレート劈開のほとんど認め難い場合もある。しかし、地域南縁部に露出する水沼地区のジュラ系はスレート劈開の発達がかなり良好であるのを見ると、スレート劈開の発達度合は、層序的位置の違いのほか地域差のあることがわかる。

北上山地の中・古生層の褶曲運動は、陸中海岸沿いの宮古層群（白亜紀アプト階）基底の不整合として示され、褶曲した地層の最も若い年代の地層が気仙沼近傍の大島に露出することから、大島変動（KOBAYASHI, 1941）と呼ばれている。この変動は花崗岩類の貫入を伴った。この変動以降、北上山地は安定陸地化して、大きな地殻変動を直接的に被ることなく、現在に至っている。ただし、新第三紀中新世の初葉には、本地域のすぐ西側の現在北上低地帯と呼ばれている地帯が、烈しい陥没と火山活動・堆積作用の場と化したから、その影響は多少本図幅地域にも及んだかも知れない。しかし、明確に中新世頃に活動したと結論できる断層や火成活動を証拠づけるものはない。

鮮新世初期には、北上低地帯に沿って海進が起こって、仙台層群下部の地層を堆積せしめた（竜ノ口海進）。河北町飯野川や豊里町台、登米町稚児ヶ墓付近などに点在する新期堆積物は、浅海成層と判断され、仙台層群相当の堆積物と推定できる。その後鮮新世末から第四紀前半には、本地域全般が緩やかに隆起し、山地の下刻作用を一時的に強めたとみられる。第四紀後半には、目立った隆起運動もなく、

ウルム氷河期における海水準の低下（-80 mあるいは-130 mの両説がある）と縄文海進（7500-4000年前）を受けて沖積層が低地に堆積し、本地域西縁部の沖積低地を埋積した。河北町西部での沖積層（地表下に海成層を伏在）の厚さは最大50 m位と見積られる。縄文海進時には、追波川流域に海が流入し海峡と化した。その当時、石巻東方から牡鹿半島は、北上山地南端に浮かぶ大きな島であったと言える。

Ⅲ. 二 畳 系

（鎌田耕太郎・滝沢文教）

Ⅲ. 1 概要及び研究史

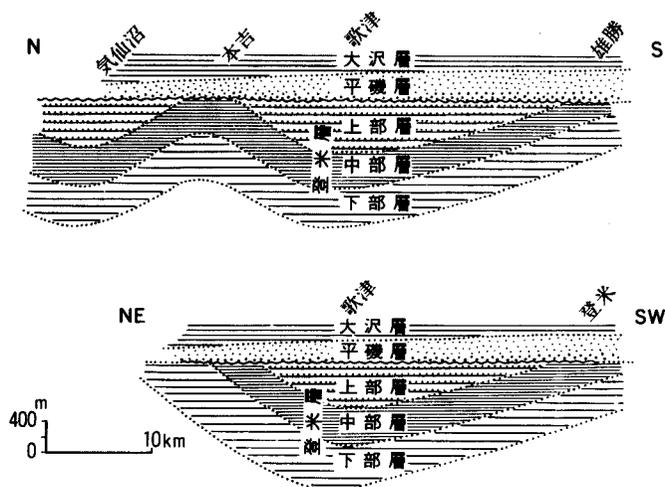
二畳系は本図幅地域の最古期の地層である。南部北上山地においては、各地質系統のうち、二畳系は最も広い分布を有しており、二畳系全体の中で本図幅地域のそれが南端部に位置している（第7図）。

本図幅地域の二畳系は、北西部の登米地区と南東部の雄勝地区の2箇所に分かれて分布する。登米地区の二畳系は、下位より錦織層、天神・木層、登米層に3分され、南部北上帯の古生層の標準層序（小貫, 1937; MINATO *et al.*, 1964）に比較して、坂本沢層（統）、叶倉層（統）、登米層（統）にそれぞれ対比できる。これら3層は、全体として下半に砂質岩及び石灰岩層、上半に泥質層が優勢であるが、天神ノ木層の上部には花崗岩礫を多量に含有することで特徴づけられる薄衣型礫岩（山崎礫岩部層）を挟有する。錦織・天神ノ木両層は浅海成の地層で、石灰岩の小岩体を含む。これらの二畳系の薄衣型礫岩と石灰岩とは、北隣の志津川図幅地域の西部（米谷地区）では、非常に厚い地層（礫岩は最大層厚800m、石灰岩は約200 m）となっているが、本図幅地域ではいずれも急激に薄層化している。錦織層は豊富な陸上植物化石の産出で知られ、本邦では古生代植物化石相の研究上、重要な存在である。本図幅地域の登米層はシルト質粘板岩からなる下部と、均質で非常に細粒な粘板岩からなる中部とに2分される。二畳紀最後期に相当する登米層上部は本図幅地域には分布しない。

雄勝地方の二畳系は、叶倉統相当の大八景島層おおやけじまと登米層が露出し、前者の一部に石灰岩を挟在する。大八景島層は細粒砂岩を主とし、豊富な腕足類、二枚貝、サンゴ等の化石を含む浅海成の地層である。ここでの登米層は登米地方と同様な岩相層序を有して2分される。ここでも登米層上部の存在は認められていない。

以上の二畳系各層を通覧すると、岩相や化石相についての登米層とそれより下位の地層での大きな違いを示している。その境界は一般には漸移的である。

本図幅地域の登米層は、下部層と中部層とが分布するのみで砂岩の卓越する同層上部層は露出しない。このことは三畳系基底の不整合に示される浸食により、登米層上部層、場所によっては同層下部層まで



第8図 北上山地における二畳系と三畳系の関係を示す概念図
(村田・下山, 1979より)

が欠如したとみられる (村田・下山, 1979 ; 本報告第8図参照)。なお、登米層を3分する各部層の名称としては本来は固有名詞に岩相を付した部層名が望ましいが、本報告では古来よりの多数の著者が用いてきた上記の下部・中部・上部という区分名を踏襲する。

研究史

本図幅地域のうち登米地区の二畳系は、本図幅地域北側の米谷地区を中心に発達する下部・中部二畳系から引き続く一連のもので、古くから調査・研究が行われてきた。これに比べて、雄勝地区の二畳系に関する研究は少ない。

1887年、神保小虎は東京大学地質教室の卒業論文として気仙沼以南の北上山地を調査し、中・古生界についての研究を行った。その中で米谷付近、桃生郡雄勝小浜などにおいてサンゴ、腕足類、蘇虫類、三葉虫などの化石を発見し、北上山地に二畳系の発達することを初めて確認した。神保の研究は HARADA(1890)に地質図付きでとりまとめられている。その後層位的には遠山 (1919)、黒沢 (1929)、馬淵 (1932)、馬淵・野田 (1934)、千坂 (1949, 1953)、水戸 (1957)、小貫ほか (1960)、MURATA (1964)、佐藤 (1969) など、古生物学的にはサンゴ (YABE and HAYASAKA, 1915 ; MINATO, 1955)、頭足類 (YABE and MABUTI, 1935 ; NAKAZAWA, 1960 ; 永広・坂東, 1978, 1980, 1985)、フズリナ (半沢, 1938, 1950)、石灰藻 (ENDO, 1952)、二枚貝等 (MURATA, 1968, 1969 ; NAKAZAWA and NEWELL, 1968) に関する研究がある。また層位・構造地質学的研究として植田 (1963) や湊 (1944 など) 加納 (1958, 1971)、岩井・石崎 (1966)、CHOI (1984) による薄衣礫岩を扱った岩石・古地理学的研究もある。これらの研究成果は半沢 (1950) や小貫 (1956, 1969, 1981) に取りまとめられている。

登米地区から岩手県東磐井郡長坂地方に至る二畳系は馬淵・野田 (1934) により、米谷層 (石炭系の一部を含む)、薄衣礫岩層、登米層と区分された。しかし、岩手県気仙郡地方での小貫 (1937, 1938) の二畳系の区分が、その後小修正を加えられつつ北上山地の標準層序として用いられている。すなわち

北上山地の二畳系は下位より雪沢層群（坂本沢層，叶倉層）と登米層の名称が用いられている（小貫，1956）．これに対して，登米・米谷地方においては，HANZAWA（1950）や千坂（1953）によりフズリナ化石帯に基づいた層序区分が試みられ，馬淵・野田（1934）の米谷層を西郡石灰岩部層，楼台石灰岩部層，山崎礫岩と命名し（HANZAWA，1950），前二者は千坂（1953）によって米谷層の下・中・上部層に細分された．その後，米谷層下・中・上部層とされたものは，小貫ほか（1960）により西郡層，楼台層，天神ノ木層と命名された．更に植田（1963）や佐藤（1969）は岩相変化や地質構造について詳細に検討を行い，小貫ほか（1960）の西郡層と楼台層を錦織層に一括した．また佐藤（1969）は登米層下部及び天神ノ木層上部層準に発達するやや粗粒な泥質岩相を宮が沢層として分離した．

雄勝地区の二畳系については，登米地区のそれに比べて従来の研究は少ない．層序学的研究では，稲井・高橋（1940）が最初の本格的な研究報告と言える，村田・下山（1979）は，雄勝地区の二畳系を詳細に検討し，三畳系との不整合による登米層上部の欠如の状況を明らかにした．古生物学的研究では，HAYASAKA（1921，1922a，1922b，1923，1924）によって，本地区の二畳系産動物化石が記載されたのを端緒に，MURATA（1969）及びEHIRO *et al.*（1986）の軟体動物化石などが報告されてきた．構造地質学的研究として，TOKUYAMA（1965），滝沢（1981），於保（1981），OHO（1982）が褶曲やスレート劈開について報告している．

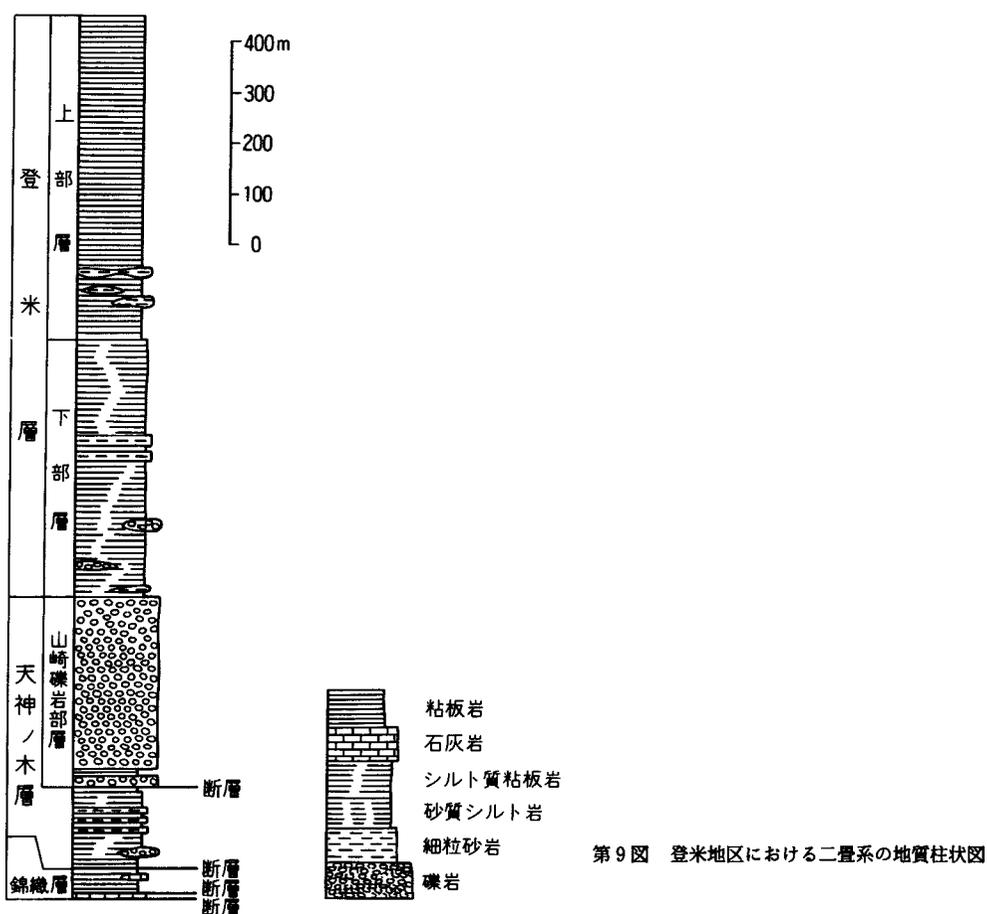
上部二畳系登米層は，いずれの分布地においても示準化石の産出に比較的乏しい．気仙沼や本吉郡歌津地域においては，最上部二畳系を示す有孔虫化石の産出が報告されている（TAZAWA，1975；ISHII *et al.*，1975）が，一般には二枚貝・巻貝化石群集に基づいて下位から以下のように三分されている（ペルム・三畳系ワーキンググループ，1975）．*Kitakamispira hanzawai-Nuculopsis mabutii Zone*，*Palaeoneilo ogachiensis-Phestia kon'noi Zone*，*Euphemitopsis kitakamiensis-Astartella toyomensis Zone*．このうち登米・米谷地区及び雄勝地区には下部の二つの化石帯の存在が確認されている（村田・下山，1979）．なお最近では本地域外を含む登米層中より頭足類の産出が報告され（永広・坂東，1978，1980，1985；MURATA and BANDO，1975；EHIRO，*et al.*，1986），南部北上山地の中・上部二畳系を下位から *Timorites* 帯，*Araxoceras* 帯及び *Medlicottia kitakamiensis* 帯に分けることも提案されている（永広，1987）．

III. 2 登米地区の二畳系

本図幅北西部の登米地区には，北上川を挟んで広く二畳系が分布し，北上山地における二畳系分布域の南西端に位置している．北上川左岸では，下部二畳系錦織層がわずかに分布し，南東へ向かって天神ノ木層，山崎礫岩部層，登米層が順次分布し，稲井層群に不整合に覆われる．北上川右岸では南南西に沈下する向斜構造をなして錦織層，天神ノ木層，登米層が分布し，稲井層群に不整合に覆われる．本地域の二畳系の柱状図を第9図に示す．

III. 2. 1 錦織層 (Ns)

定義 石灰岩を主とし，砂岩・粘板岩から成る下部二畳系．馬淵・野田（1934）の米谷層の一部．



第9図 登米地区における二疊系の地質柱状図

第1表 二疊系（登米・米谷地区）の層序対比表

	馬淵 (1932)	野田・馬淵 (1934)	千坂 (1953)	小貫ほか (1960)	植田 (1963)	佐藤 (1969)	本報告 (1990)
	登米粘板岩層	登米層	登米粘板岩層	登米層	登米層	登米層	登米層
<i>Yabeina</i> Zone	山崎礫岩層	薄衣礫岩層	薄衣礫岩層	山崎(礫岩)層	山崎層	山崎宮が沢層	山崎礫岩部層
<i>Neoschwagerina</i> Zone	楼台層	米谷層	上部	天神ノ木層	天神ノ木層	綿織層	天神ノ木層
<i>Parafusulina</i> Zone			中部	楼台層	綿織層		綿織層
<i>Pseudoschwagerina</i> Zone			下部	西郡層	綿織層		綿織層

千坂 (1953) の米谷層の中・下部層、小貫ほか (1960) の楼台層に相当する。植田 (1963) の綿織層と同義である (第1表)

地層名 植田 (1963) の命名による。

層厚 模式地で320 m (植田, 1963)。本図幅内で露出する限りでは53 m。

第2表 錦織層産動物化石リスト (小貫ほか, 1960; 植田, 1963による)

<p>Fusulinidae</p> <p><i>Triticites</i> cf. <i>simplex</i> (SCHELLWIEN)</p> <p><i>T. uddeni</i> DUNBAR and SKINNER</p> <p><i>Pseudoschwagerina</i> (<i>Pseudoschwagerina</i>) <i>schellwieni</i> HANZAWA</p> <p><i>P. (Zellia) nunosei</i> HANZAWA</p> <p><i>Schwagerina crassa</i> DEPRAT</p> <p><i>S. linearis</i> DUNBER and SKINNER</p> <p><i>S. cf. prisca</i> var. <i>parvula</i> SCHELLWIEN</p> <p><i>Pseudofusulina vulgaris</i> var. <i>globosa</i> (SCHELLWIEN)</p> <p><i>Ozawainella delawarensis</i> DUNBER and SKINNER</p> <p><i>Nankinella discoides</i> (LEE)</p> <p><i>Sphaerulina crassispira</i> LEE</p> <p><i>Codonofusiella paradoxica</i> DUNBER and SKINNER</p> <p><i>Everbeekina cheni</i> THOMPSON and FOSTER</p> <p><i>Pseudofusulina aganoensis</i> FUJIMOTO</p> <p><i>P. ambigua</i> (DEPRAT)</p> <p><i>P. incissa</i> (SCHELLWIEN)</p> <p><i>P. crafti</i> (SCHELLWIEN)</p> <p><i>P. multiseptata</i> (SCHELLWIEN)</p> <p><i>P. staffi</i> (OZAWA)</p> <p><i>P. verneuili</i> var. <i>solida</i> (SCHELLWIEN)</p> <p><i>P. vulgaris</i> var. <i>globosa</i> (SCHELLWIEN)</p> <p><i>Parafusulina complicata</i> (SCHELLWIEN)</p> <p><i>P. cf. crassiseptata</i> (DEPRAT)</p> <p><i>P. japonica</i> (GUMBEL)</p> <p><i>P. cf. kaerimizuensis</i> (OZAWA)</p> <p><i>P. cf. kattensis</i> (SCHELLWIEN)</p> <p><i>P. richthofeni</i> (SCHELLWIEN)</p> <p>Coral</p> <p><i>Iranophyllum permicum</i> MINATO</p> <p><i>Michelinia (Protomichelinia) multitabulata</i> (YABE and HAYASAKA)</p> <p><i>Lophophyllidium</i> sp.</p> <p><i>Wentzelella kitakamiensis</i> YABE and MINATO</p> <p><i>Yatzengia kabayamaensis</i> MINATO</p> <p>Bryozoa</p> <p><i>Fenestella</i> sp.</p> <p>Brachiopoda</p> <p><i>Rhynchonella</i> sp.</p> <p><i>Dictyoclostes</i> sp.</p> <p><i>Marginifera</i> sp.</p>	<p><i>Chonetes</i> sp.</p> <p><i>Derbya hemispherica</i> WAAGEN</p> <p><i>Spiriferina</i> sp.</p> <p><i>Hustedia</i> sp.</p> <p><i>Leptodus</i> sp.</p> <p><i>Linoproductus</i> cf. <i>cora</i> (d'ORBIGNY)</p> <p><i>Linoproductus</i> sp.</p> <p><i>Marginifera typica</i> WAAGEN</p> <p><i>Spiriferina cristata</i> SCHLOTHEIM</p> <p>Trilobita</p> <p><i>Phillipsia</i> sp.</p> <p><i>Pseudophillipsia</i> sp.</p> <p>Cephalopoda</p> <p><i>Tylonautilus</i> cf. <i>permicus</i> HAYASAKA</p> <p><i>Metacoceras</i> sp.</p> <p>Pelecypoda</p> <p><i>Actinodontophora katsusensis</i> ICHIKAWA</p> <p><i>Aviculopecten</i> sp.</p> <p><i>Deltopecten</i> sp.</p> <p><i>Hormotomia</i> sp.</p> <p><i>Mustima</i> sp.</p> <p><i>Mytiliopsis</i> sp.</p> <p><i>Parmophorella</i> sp.</p> <p><i>Pharkidontus</i> sp.</p> <p><i>Myolina</i> sp.</p> <p><i>Aviculopecten</i> cf. <i>reticularis</i> HAYASAKA</p> <p><i>A.</i> spp.</p> <p><i>Ostrea</i> sp.</p> <p><i>Cypricardina?</i> sp.</p> <p><i>Nuculopsis</i> sp.</p> <p><i>Acanthopecten spinosus</i> HAYASAKA</p> <p><i>Conocardium</i> sp.</p> <p><i>Myalina</i> sp.</p> <p><i>Myophoria subelegans</i> var. <i>tobai</i> HAYASAKA</p> <p>Gastropoda</p> <p><i>Metoptoma?</i> sp.</p> <p><i>Pleurophorus</i> sp.</p> <p>Algae</p> <p><i>Mizzia velebitana</i> SCHUBERT</p> <p><i>Macroporella maxima</i> ENDO</p> <p><i>Tentloporella</i> sp.</p>
----------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------	----------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------

模式地 宮城県登米郡東和町錦織上在郷（北隣志津川図幅内）。

分布 本図幅地域北西部の登米町山田北部及び銅谷付近に分布するが、その分布は断片的で、露出も良くない。

岩相 山田北部では白色-灰色塊状石灰岩（一部は Fusulinid lime packstone）からなり、銅谷付近では主に剥離性に富む黒色石灰質粘板岩、黒色粘板岩からなり、石灰岩レンズを挟む。石灰岩には片理が発達している。

模式地では灰青色-灰白色石灰岩を主とし、石灰質中粒砂岩、石灰質粘板岩や黒色粘板岩を挟む（佐藤, 1969）。

化石と時代 山田北部の塊状石灰岩よりフズリナを産する。銅谷付近において海百合や腕足類を産するが、植田（1963）は *Pseudofusulina* sp. を、佐藤（1969）は *Pseudofusulina* sp. の他に *Eoverbeekina* sp., 海百合の産出を報告している。

本層には“*Pseudoschwagerina* 石灰岩”が発達し、この石灰岩がよく露出する志津川図幅内米谷地区では第2表に示すようなフズリナの他にサンゴ、石灰藻、海百合等の化石を産する（佐藤, 1969）。米谷地区の“*Pseudoschwagerina* 石灰岩”の直上や本層中部の石灰質中粒砂岩には、腕足類や二枚貝、三葉虫、海百合、蘚虫類の密集した黒色泥岩質の化石層が発達している（植田, 1963, 佐藤, 1969）。また、米谷地区の本層中部の黒色粘板岩からは、第3表に示すような多くの植物化石を産し、米谷植物群(Maiya flora)と呼ばれている（浅間, 1956 など）。

本層はフズリナによる分帯、対比が試みられ（HANZAWA, 1950 ; 千坂, 1953 など）、*Pseudoschwagerina* Zone 及び *Parafusulina* Zone が発達していることが確認されている（小貫ほか,

第3表 錦織層産植物化石リスト（小貫, 1981による）

有節植物（シダ植物）	<i>Taeniopteris</i> cf. <i>schenkii</i> STERZEL
<i>Parasphenophyllum thonii</i> var. <i>minor</i> (STERZEL) ASAMA	<i>Taeniopteris thailandica</i> ASAMA
<i>Trizygia oblongifolia</i> (GERMER and KAULFUSS) ASAMA	<i>Taeniopteris maiyaensis</i> ASAMA
<i>Paratrizygia maiyaensis</i> ASAMA	<i>Taeniopteris setamaiensis</i> ASAMA and MURATA
<i>Paratrizygia uedae</i> ASAMA	<i>Taeniopteris laciniata</i> KAWASAKI
大葉植物（シダ植物とシダ種子類）	<i>Taeniopteris arakawae</i> ASAMA
<i>Pecopteris toyomaensis</i> ASAMA	<i>Taeniopteris linearifolia</i> ASAMA
<i>Pecopteris</i> sp.	<i>Taeniopteris oishii</i> ASAMA
<i>Aphlebia</i> sp.	<i>Taeniopteris</i> sp.
<i>Cathaysiopteris whitei</i> (HALLE) KOIDZUMI	<i>Psymgophyllum maiyaensis</i> ASAMA
<i>Callipteridium</i> sp.	<i>Psymgophyllum labellatum</i> (LINDLEY and HUTTON) SHIMPER
<i>Odontopteris subcrenulata</i> (ROST) ZEILLER	<i>Psymgophyllum</i> sp.
<i>Odontopteris yongwolensis</i> (KAWASAKI)	小葉植物（針葉樹類）
<i>Sphenopteris taiyuanensis</i> HALLE	<i>Cordaites (Noeggerathiopsis) japonicus</i> ASAMA
<i>Taeniopteris latecostata</i> HALLE	<i>Cardaites principales</i> (GERMER) GEINITZ
<i>Taeniopteris nystroemii</i> HALLE	<i>Cordaites palaeformis</i> GOEPPERT
<i>Taeniopteris paradensissiam</i> ASAMA	<i>Samaropsis?</i> sp.

1960 ; 植田, 1963). これらの化石帯は北上山地におけるもう一方の二疊系模式地である世田米地域の坂本沢層に対比されている (小貫, 1969 など).

Ⅲ. 2. 2 天神ノ木層 (Tj)

定義 主に粘板岩, 砂岩粘板岩互層からなる中部二疊系. 千坂 (1953) の米谷層群上部層に相当し, 小貫 (1956) や小貫ほか (1960) の定義と同じ. 植田 (1963) の定義にほぼ近いが佐藤 (1969) とは異なる.

地層名 小貫 (1956) の命名による.

層厚 模式地で280-330m (小貫ら, 1960). 本図幅地域では銅谷付近で15m, 山田付近で158m.

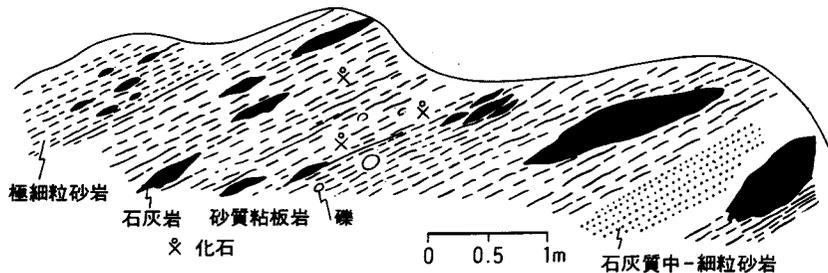
模式地 宮城県登米郡東和町米谷天神前付近 (志津川図幅内).

分布 本図幅地域北西部, 北上川を挟んで登米町銅谷付近では南北方向に狭長に分布し, 錦織層及び登米層とは断層で接している. 同町山田付近では大略南北方向に分布し, 南東縁は北上川下に伏在する新北上川断層に切られる.

岩相 登米町銅谷付近では一般にシルト質粘板岩が発達し, 粘板岩や含礫粘板岩, 砂岩シルト質粘板岩互層, 化石を多く含む石灰質粘板岩を伴う. シルト質粘板岩や粘板岩には生痕化石が見られ, 砂岩層には腕足類, 巻貝, 二枚貝からなる化石層を挟む. 山田付近の本層は主に黒色粘板岩やシルト質粘板岩からなり, 薄い砂岩レンズや礫岩, 含礫粘板岩, 砂岩を挟む. 銅谷付近と同じく, 砂質粘板岩には生痕化石が発達し, 腕足類や巻貝などの化石を散点的に含む. また山田付近では粘板岩中に大小の偏平石灰岩レンズを局部的に多く含む所があり, その他に砂岩の小ブロックや円礫を伴う (第10図). この粘板岩には *Notacrites* 状の生痕化石が見られる.

模式地の天神前付近では, 本層下部は層理の発達した灰緑色石灰質粗-細粒砂岩からなり, 腕足類, 二枚貝, 蘇虫類などが密集した化石層を挟む. 上部は薄い砂質部をラミナ状に挟む塊状シルト質粘板岩からなり, 砂岩を伴う. 天神前南方では, 本層上部に泥岩岩片を含む塊状砂岩層が発達し, 山崎礫岩層に覆われる.

化石と時代 本層からは *Monodioxodina matsubaishi* (通称松葉石として知られている) や *Leptodus* を特徴的に産する. 銅谷付近の本層中部の砂岩層からは, 腕足類, 二枚貝, 巻貝を産し, 粘板岩層からは *Leptodus* sp. や海百合を産する. また登米町市街北部の粘板岩からは海百合, 腕足類



第10図 天神ノ木層 (中部二疊系) の石灰岩の産状 (登米町山田)

のほかに *Fenestella* sp. などの蘇虫類や *Aviculopecten* sp. 等を産する。北沢北方の尾根付近において、山崎礫岩部層の下位に位置する砂質粘板岩から海百合や保存不良のアンモナイトを産する。山田付近においては、粘板岩中から腕足類、巻貝等を産する。

模式地では小貫ら (1960)、植田 (1963)、佐藤 (1969) により第4表に示すような化石の産出が知られている。以上のような化石構成に基づき、世田米・日頃市地方の叶倉層の下部層に対比できる。天神ノ木層からは *Neoschwagerina* の産出の報告はないが、錦織層 (*Pseudoschwagerina* - *Parafusulina* Zone) と山崎礫岩部層 (*Yabeina* Zone) との間に位置することから、*Neoschwagerina* Zone に相当すると考えられている (小貫ほか, 1960)。

第4表 天神ノ木層産動物化石リスト (小貫ほか, 1960; 植田, 1963 による)

Fusulinidae	<i>A. spinosus</i> HAYASAKA
<i>Parafusulina matsubaishi</i> FUJIMOTO	<i>Deltopecten</i> cf. <i>giganteus</i> CHAO
<i>P.</i> sp.	<i>Conocardium</i> sp.
Bryozoa	<i>Deltopecten</i> sp.
<i>Fenestella</i> sp.	<i>Crypricardinia</i> sp.
<i>Polypora</i> sp.	<i>Mytilops</i> sp.
Brachiopoda	<i>Myolina</i> sp.
<i>Leptodus</i> sp.	<i>Ostrea</i> sp.
<i>Martinia typica</i> WAAGEN	<i>Myophoria subelegans</i> var. <i>tobai</i> HAYASAKA
<i>M.</i> spp.	<i>Pseudolimea</i> ? sp.
<i>Martiniopsis</i> cf. <i>chidernensis</i> WAAGEN	<i>Tylotoma cristana</i> SCHLOTHEIM
<i>Productus gruenwaldti</i> KROTOW	<i>T.</i> sp.
<i>Richthofenia japonica</i> MABUCHI	<i>Aviculopecten</i> sp.
<i>Rhynchonella</i> sp.	<i>A.</i> cf. <i>reticularis</i> HAYASAKA
<i>Spiriferina cristata</i> SCHLOTHEIM	<i>Parallerodon</i> sp.
<i>Horridonia</i> cf. <i>horrida</i> (SOWERBY)	Trilobite
<i>Spiriferinia</i> sp.	<i>Phyllipsia</i> sp.
<i>Squamularia</i> sp.	<i>Pseudophyllipsia</i> sp.
<i>Terebatuloidea</i> sp.	<i>Anisopyge</i> sp.
<i>Pteria</i> sp.	Cephalopoda
<i>Hustedia</i> sp.	<i>Paraceltites</i> sp.
Pelecypoda	<i>Stenopoceras japonicum</i> NAKAZAWA
<i>Acanthopecten</i> cf. <i>carboniferus</i> STEVENS	

Ⅲ. 2. 3 山崎礫岩部層 (天神ノ木層上部) (Yz)

定 義 二疊系中部の *Yabeina* Zone に発達する顕著な含花崗岩礫の礫岩層で、薄衣型礫岩 (加納, 1959) の一部である。

地層名 馬淵 (1932) の命名による。

層 厚 北沢北部では 520 m.

模式地 宮城県登米郡東和町山崎付近。

分 布 登米町山田東部から同町北沢北方へかけて北北東方向に分布する。



第 11 図 山崎礫岩部層における礫岩の産状
(登米町山田北東)

第 5 表 山崎礫岩部層産化石リスト (小貫ほか, 1960; 植田, 1963 による)

<p>Fusulinidae</p> <p><i>Codonofusiella cuniculata</i> KANMERA</p> <p><i>C. paradoxica</i> DUNBER and SKINNER</p> <p><i>Parafusulina wanneri</i> (SCHUBERT)</p> <p><i>P. sp.</i></p> <p><i>Pseudodoliolina ozawai</i> YABE and HANZAWA</p> <p><i>P. pseudolepida</i> (DEPRAT)</p> <p><i>P. pseudolepida gravitesta</i> KANMERA</p> <p><i>P. sp.</i></p> <p><i>Neoschwagerina kotoi</i> OZAWA</p>	<p><i>N. sp.</i></p> <p><i>Yabeina hayasakai</i> OZAWA</p> <p><i>Y. proboscis</i> CHEN</p> <p><i>Y. shiraiwensis</i> (OZAWA)</p> <p>Coral</p> <p><i>Waagenophyllum indicum</i> (WAAGEN and WENTZEL)</p> <p><i>W. akasakaensis</i> (YABE)</p> <p><i>Wentzelella timorica</i> (GERTH)</p> <p><i>W. kitakamiensis</i> YABE and MINATO</p> <p><i>Wentzelloides maiyaensis</i> YABE and MINATO</p>
--------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------	-----------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------

岩 相 極めて厚層理の礫岩から構成され(第 11 図), 砂岩や粘板岩, 砂岩粘板岩互層を挟む。一般に水平・垂直方向への岩相変化に富む。礫岩は一般に円礫よりなり, 礫の種類は, 深成岩, 火山岩, 堆積岩, 更にそれらのホルンフェルスや変成岩なども含まれることがある。

志津川図幅との境界付近の山田東部の沢では石灰岩礫に富む部分があり, 石灰岩偽礫岩が見られる。偽礫岩の基質は石灰質の泥岩及び砂岩からなり, それらが不規則に入り混じる。基質中には砂粒大から細礫大の石灰岩片や海百合・蘇虫類等の化石を多量に含み, また卵大以下の花崗岩や火山岩などの礫を含む。偽礫は長径数 - 数 10cm で引き伸ばされた形態をなし, 化石を含まない灰色ミクライトと海百合・蘇虫類等を含むバイオスパライト・バイオミクライトからなる。小貫ほか (1960) や植田 (1963) が

報告したサンゴやフズリナ化石はこの石灰岩偽礫岩からのものとみなされる。

加納(1971)は北上山地の薄衣式礫岩を総括し、礫の後背地については、岩井・石崎(1966)が堆積学的解析から推定した結論と同様に、その供給源を北上山地内部に存在したシルル・デボン紀の浅所貫入型の酸性火山岩“volcanic-plutonic formation”と考えた。

化石と時代 本層の石灰岩偽礫岩から小貫ほか(1960)や植田(1963)は *Yabeina* を主とするフズリナ、及び *Waagenophyllum*, *Wentzelella* などのサンゴなどの化石を報告し(第5表)、フズリナ化石帯としては *Yabeina Zone* に、また北上山地の標準層序の叶倉層上部に対比した。

Ⅲ. 2. 4 登米層 (T₁, T_m)

定義 登米・米谷地区の二畳系上部に発達する厚い泥質岩層である。

地層名 馬淵・野田(1934)による。

層厚 北沢付近で1150 m。

模式地 馬淵・野田(1934)は登米町北沢を模式地としているが、小貫(1956)以降登米町北沢-皮装付近とされている。

分布 北上川を挟んで東側では模式地となっている北沢、皮装付近に本層下・中部層が発達し、日根牛より南の峯畑にかけては本層中部層が分布する。北上川の西側では旧北上川以北の丘陵部のうち、登米町銅谷付近、上下沼北東、猪眠山(67.7 m)を除く地域は本層下・中部層が最も広く分布している。

岩相 本層は下位の山崎礫岩部層とは対照的に泥質岩が卓越する(第9図)。比較的粒度が粗い泥質岩で、粗粒碎屑物(砂岩、礫岩)を挟む下部層と、より粒度が細かい泥質岩で、粗粒碎屑物をほとんど挟まない中部層に二分される。上部層は本図幅地域には分布しない。

下部層(T₁)は、暗灰色粘板岩、砂質粘板岩及びシルト質粘板岩を主体とし、砂岩粘板岩互層や厚さ数m以下の細-中粒砂岩層を挟む。また粘板岩の一部には散在的に礫を含むことがあり、山崎礫岩層から本層粘板岩相へ移化する部分には極粗粒砂や泥質基質中に不規則に円礫が散在したり密集して含む部分がある。本部層の砂質粘板岩及びシルト質粘板岩には一般に平行葉理が顕著であるが上部層に近い層準では不明瞭となる。またシルト質粘板岩には斑状の細かな生痕がよく見られる。砂岩粘板岩互層の砂岩層には級化構造や平行葉理が発達し、コンポリュート葉理の見られることもある。砂岩層基底には小規模な浸食構造が発達することがあり、泥岩片(リップアップクラスト)を含むこともある。

中部層(T_m)は、暗灰-黒色の粘板岩から構成される厚層で、一般に粗粒碎屑物に乏しく、葉理の発達も下部層ほど明瞭ではない。特に風化により淡黄-淡褐色で葉片状になると、葉理が不明瞭となり、構造を把握するのが困難となる。

中部層の下部に、巻貝や二枚貝を豊富に含む石灰質粗粒砂岩や淡緑色中-粗粒砂岩の薄層を挟む。下部層に比較すると斑状の生痕は極めて散点的に発達する。粘板岩からは *concentric structure* と命名された堆積構造(HATAI, 1967)が報告されており、皮装付近の中部層最上部に同様の物が認められる。

化石と時代 本層中に含まれる化石は、一般に粘板岩中に散在的に含まれるが、部分的に密集層とし

て産出することがある。

下部層では *Bellerophon* を主とする化石密集層が発達し、小川向の登米中学校東部や豊里町上下沼北東の沢、米山町永沢付近などにおいて数層準にわたって挟み込まれているのが観察できる。

中部層の下部では、模式地の北沢に *Bellerophon* や二枚貝の密集層が認められる。植田 (1963)・小貫 (1969) はこの層を “*Bellerophon zone*” と呼び、鍵層として有効であるとしている。またそれらに含まれる化石群は *Bellerophon fauna* と呼ばれ、第 6 表に示すものが報告されている (小貫ほか, 1960 ; 植田, 1963 ; 佐藤, 1969)。

また、中部層の粘板岩中にも散在的に *Bellerophon* や海百合が含まれており、登米町寺池金沢山南や豊里町御岳堂北西方、上下沼北北東の沢などから産出した。そのほか、登米町斥候峠 (志津川図幅地域内) の粘板岩中の多少粗い部分から、二枚貝、巻貝、植物化石が比較的まとまって産することが報告され (鎌田, 1983)、北沢の中部層粘板岩からは *Helicampodus* の産出が報告されている (村田・下山, 1979)。

登米層産の化石群集は、産出個体数に比べて種類数が極度に限定され、かつ特有种で構成されるため、汎世界的な古生代化石層序との比較がかなり難しい (村田・下山, 1979)。しかし *Yabeina Zone* に対比される山崎礫岩と一部指交関係ながらその上位を占めることや、*Bellerophon fauna* を示すことから中国の楽平層群 (植田, 1963 ; 小貫ら, 1960) に対比される。南部北上山地の他の地域の登米層についての資料によれば、登米層中部層は *Araxoceras* により楽平統呉家坪階及びびイラン地域のズルファー期に対比できる (ペルム・三畳系ワーキンググループ, 1973 ; 村田・下山, 1979)。永広 (1987) は、北上山地の二畳系のアンモナイトを総括し、登米層の下部と中部にまたがる化石帯として、

第 6 表 登米層産動物化石リスト (小貫ほか, 1960 ; 植田, 1963 ; 佐藤, 1969 による)

<i>Pelecypoda</i>	<i>Aviculopecten</i> spp.
<i>Edomondia nystromi</i> CHAO	<i>Gastropoda</i>
<i>E.</i> sp.	<i>Bellerophon</i> spp.
<i>Myalina</i> sp.	<i>Pleurotomaria</i> sp.
<i>M.?</i> sp.	<i>Straparolus</i> sp.
<i>Palaeolucina</i> spp.	<i>Omphalotrochus</i> spp.
<i>Palaeophalus</i> sp.	<i>Capulus?</i> sp.
<i>Nuculites</i> sp.	<i>Architectonica?</i> sp.
<i>Nuculana</i> sp.	<i>Euomphalus</i> sp.
<i>Palaeoneilo</i> sp.	<i>Brachiopoda</i>
<i>Allorisma regularis</i> KING	<i>Leptodus richthofeni</i> KAYSER
<i>A. cf. regularis</i> KING	<i>Leptodus</i> sp.
<i>A.</i> sp.	<i>Linoproductus?</i> sp.
<i>Cardinia</i> sp.	<i>Spirifer?</i> sp.
<i>Schizodus</i> sp.	<i>Cephalopoda : Nautiloidea</i>
<i>Lima</i> sp.	<i>Metacoceras</i> sp.
<i>Cypricardina sinensis</i> CHAO	<i>Scaphopoda</i>
<i>Parallelodon</i> sp.	<i>Dentalium</i> sp.

Araxoceras Zone を設定し，二疊紀後期のブルファー世に対比した。

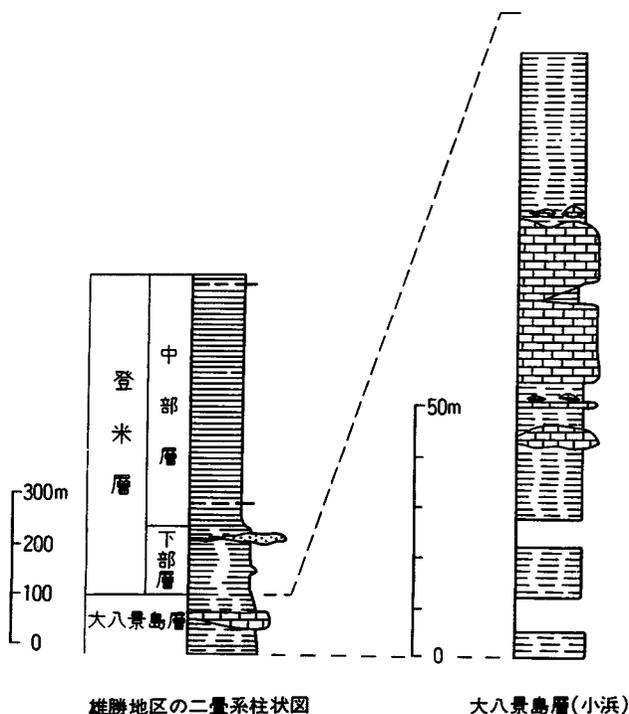
III. 3 雄勝地区の二疊系

本図幅地域南東部の雄勝町には，雄勝背斜の軸部をなして，二疊系が北上山地東部のその南限として分布する。二疊系は，雄勝背斜の軸が南方に緩く沈下するため，南方に楔状に突込んだ分布形態を示す。ここでの二疊系は中部の大八景島層と上部の登米層に分けられるが，本図幅地域内では大八景島層の上部から上の層準が見られる（第12図）。登米地区の古生層で顕著に見られる薄衣式礫岩は，ほとんど認められない。なお，先述したように登米層上部，すなわち二疊紀最後期の地層は，雄勝地区にも露出しない（第8図）。

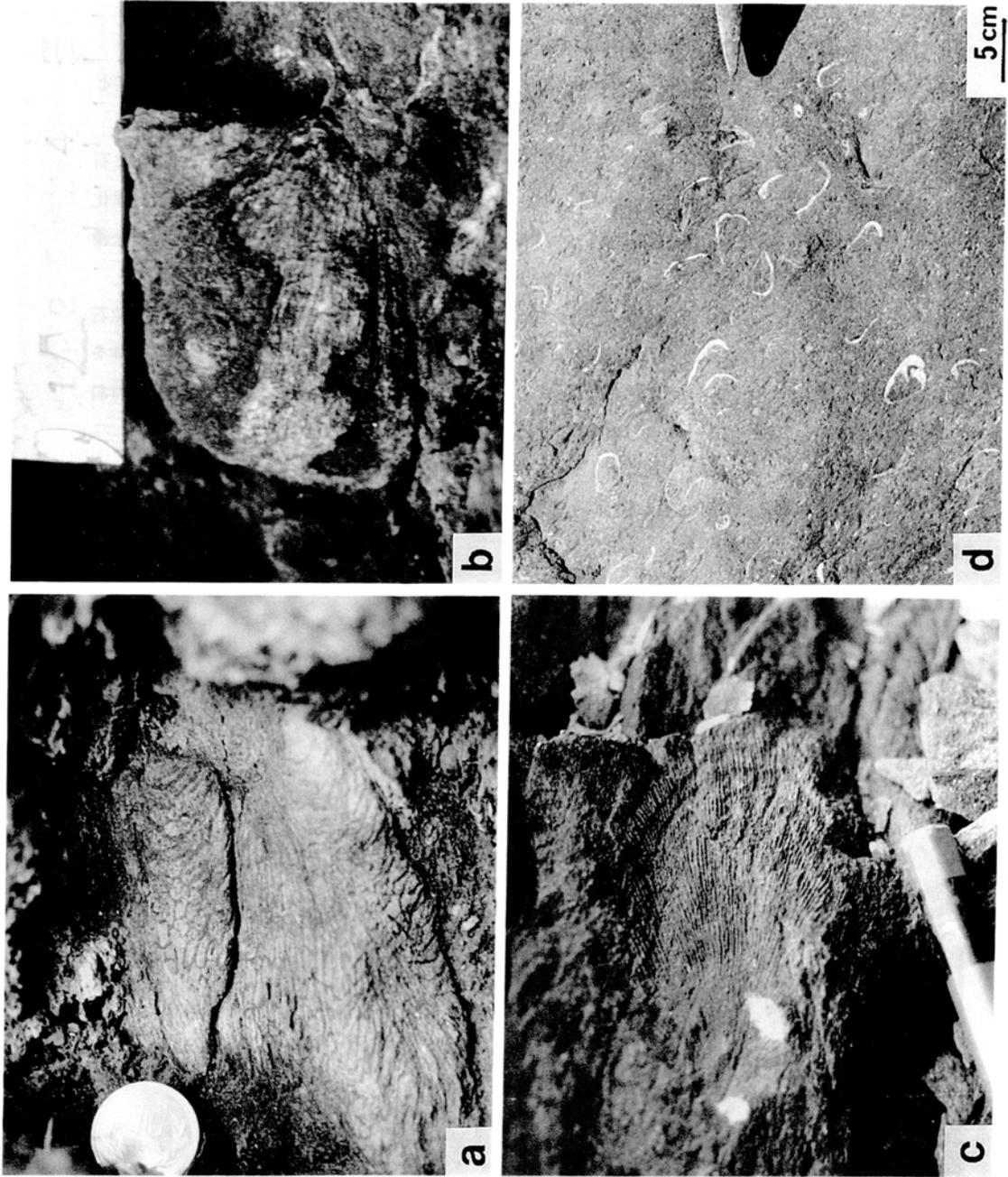
III. 3.1 大八景島層 (Oj)

定義 名振湾岸沿いに露出し，叶倉統に相当する石灰岩レンズを含む砂質シルト岩及び細粒砂岩からなり礫岩を含む中部二疊系である。村田・下山（1979）の定義と同義。

地層名 稲井・高橋（1940）が最初に大八景島砂岩層と命名。村田・下山（1979）が再定義した。



第12図 雄勝地区における二疊系の柱状図（名振湾南岸）
凡例は第9図と同じ



第13図 大八景島層の産出化石(雄勝町小浜)
 a. サンゴ化石 b. 腕足類 *Linoproductus?* sp.) c. 斧足類 (Pectinid?) d. 腕足類集積層

層厚 大八景島で155 m以上（稲井・高橋，1940），本図幅内で露出する限りの厚さは約110m.

模式地 東隣の大須図幅内の大八景島

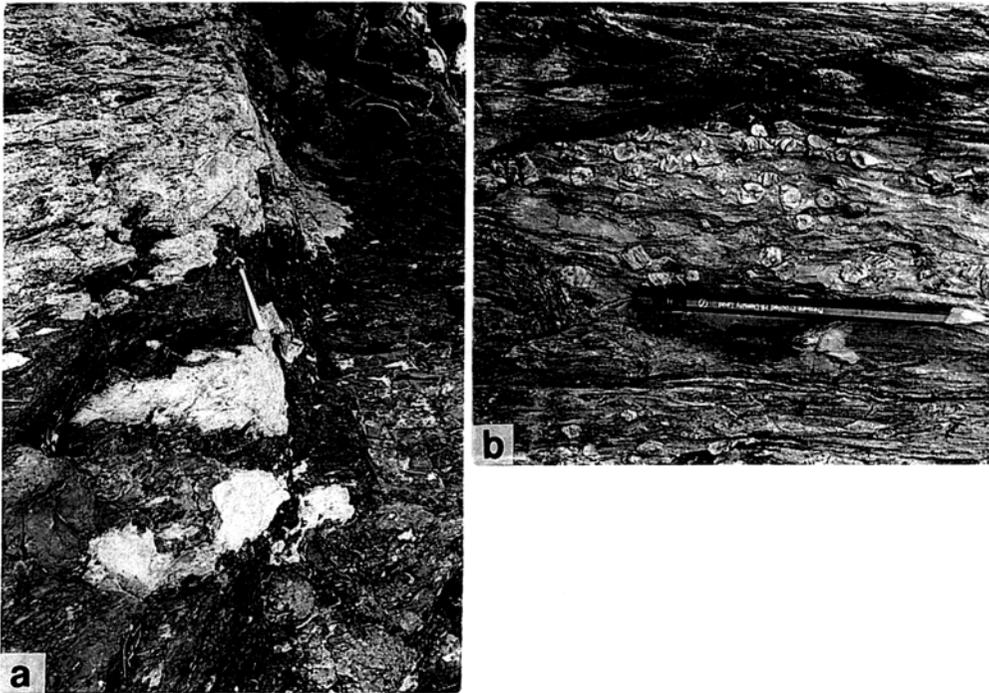
分布 本図幅地域南東部の名振湾南岸の小浜付近．本層上部しか露出しない．

岩相 砂質シルト岩・細粒砂岩と石灰岩からなる（第12図）．本層上部の石灰岩体は小浜石灰岩と呼ばれる．大八景島では砂質粘板岩や花崗岩礫を含む薄衣式礫岩を挟む（稲井・高橋，1940）．

砂質シルト岩と細粒砂岩は，1-2m から数10cm の単位で成層構造が発達する．しばしば非常に石灰質な部分があり，多数の腕足類・二枚貝・サンゴ・海百合などを化石として含有し（第13図），風化して茶褐色を呈する．化石の中には破片化したり摩耗したものが少なくない．径10cm以下の外来礫を少量混ざる．本層の砂質シルト岩は上方に細粒化して上位の登米層のシルト質粘板岩に漸移する．

小浜石灰岩は，いわゆる海ユリ石灰岩で多量の海百合化石を含有し（第14図），石灰藻・サンゴ化石なども含有する．石灰岩体はレンズ状で側方に連続しない．主岩体の周辺には不規則な形状の小岩体を多数付随する（第14図）．石灰岩の成層構造は弱く，バイオミクライト質である．小浜石灰岩体は背斜構造の軸部に近接し，強いスレート劈開の発達とともに弱い再結晶を被っている．

本図幅地域では，大八景島層のどの層準までが露出するのか，大八景島を未調査であるので判然としない．稲井・高橋（1940）の報告による層厚から推定すると，大八景島の上部の半分以上が露出していることになる．



第14図 大八景島層（中部二疊系）小浜石灰岩の周縁相（a）と海百合化石（b）（雄勝町小浜）

化石と時代 稲井・高橋 (1940) により, 第7表のような化石が報告されている. また, 村田・下山 (1979) は雄勝地区の本層上部から *Lepidolina kumaensis* の産出を報告しているが, 詳細な記載はない. 以上の化石は, 世田米地方の叶倉層や登米地区の天神ノ木層と共通種が多く, 本層は叶倉層や天神ノ木層と同層位と判断される. また *Lepidolina* 属の産出は, 本層が, 二疊紀中期の最後期まで達していることを示している.

第7表 大八景島層産化石リスト (小貫, 1969 による)

<i>Amblysiphonella dichotoma</i> (YABE)	<i>Camarophoria</i> sp.
<i>A.</i> sp.	<i>Rhynchonella</i> sp.
<i>Coelocladia spinosa major</i> HAYASAKA	<i>Dielasma</i> cf. <i>biplex</i> WAAGEN
<i>Thamnopora?</i> sp.	<i>D.</i> sp.
<i>T.?</i> <i>nipponica</i> (HAYASAKA)	" <i>Spirifer</i> " sp.
<i>T.?</i> <i>chaetetoidea</i> (HAYASAKA)	<i>Cyrtospirifer?</i> sp.
<i>Michelinia?</i> sp.	<i>Reticularia</i> sp.
<i>Fenestella</i> sp.	<i>Squamularia</i> cf. <i>waageni</i> (Lóczy)
<i>Coeloconus</i> sp.	<i>Martinia</i> sp.
<i>Leptodus richthofeni</i> KAYSER	<i>Palaeoneilo ogachiensis</i> HAYASAKA
<i>Productus flemingii</i> SOWERBY	<i>Nuculites kimurai</i> HAYASAKA
<i>P. puwei</i> HAYASAKA	<i>Cryptocardinia?</i> sp.
<i>P.</i> cf. <i>cora</i> d'ORBIGNY	<i>Myophoria subelegans</i> WAAGEN
<i>P. cancriniormis</i> TSCHERHYSCHEW	<i>Stacheoceras</i> sp.
<i>Chonetes molengraffii</i> BLOILI	" <i>Protocycloceras</i> " sp.
<i>Richthofenia</i> sp.	" <i>Phillipsia</i> " sp.
<i>Camarophoria humbeltonensis</i> HOWSE	<i>Verbeekina japonica</i> YABE and MINATO

III. 3. 2 登米層 (T1, Tm)

定義 地層名, 模式地は登米地区の本層と共通.

分布 雄勝町名振湾岸から名振, 唐桑, 水浜西方まで雄勝背斜の軸部をなして分布する.

層厚 下部層が約 500 m, 中部層は雄勝背斜西翼で 450 m.

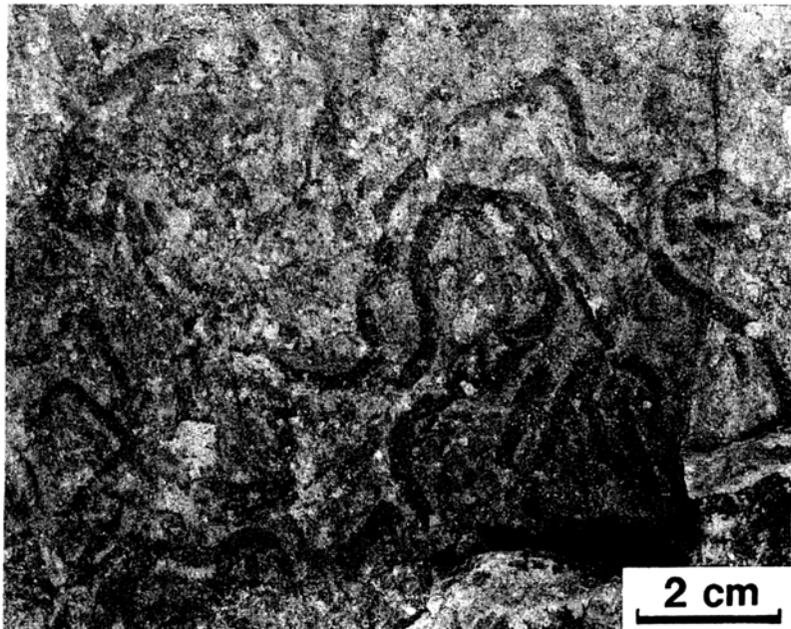
層序区分と層序関係 全体が泥質岩からなるが, 砂質ないしシルト質粘板岩からなる下部層と粘板岩からなる中部層とに2分される. 下部層には厚さ 1-2 m の砂岩を挟むほか, 一部に礫質な部分もある.

下位の八景島層との境界は岩相的に漸移関係にあるため, 境界の設定は微妙である. 八景島層の最上部では, 砂質シルト岩にシルト質粘板岩を挟むようになるが, シルト質粘板岩が優勢になる部分をもって本層の下限とする. このシルト質粘板岩はスレート劈開がかなり強いが, 粘板岩のように細かくは割れにくい.

岩相 下部層 (T1) は, シルト質粘板岩を主体とし, 粘板岩及び極細粒-細粒砂岩を挟む. シルト質粘板岩は鏡下では径 0.05mm 以下の石英を主とした鉱物粒が多量に混入している. 一般に登米層中部層の粘板岩より硬質である. スレート劈開は顕著で, 新鮮な面では下部層と中部層ともに葉片状の割れ方を呈するが, 風化した岩石では割れ方の違いがはっきりしてくる. 下部層の泥質岩は, 風化した岩



第 15 図 登米層中部層に見られるスレート劈開（名振湾西岸）
中央部を縦方向に砂岩層を挟む、白い点々は現生の巻貝の付着



第 16 図 登米層中部層に見られる生痕化石（河北町長面東方の山地）
GSJ F13093

石では不規則な形状に割れやすく、中部層の風化岩のように平行した葉片状とはなりにくい。

下部層には厚さ1m以下の細粒砂岩を良く挟み、その一部はスランプ褶曲をなしていることもある。2-3枚の摩耗した貝殻片を含む礫質砂岩又は礫岩薄層も見られる。礫岩には花崗岩及び酸性火山岩の礫が多い。化石は大八景島層のような密集層ではないが個体数は比較的多い。明神北方の谷沿いでは数10mの間に点々と化石が入っている部分がある。

中部層(T_m)は、黒色の粘板岩の厚層で、登米地区と同様な岩相である。この粘板岩は、細粒・均質な粘土岩を原岩とし、顕著なスレート劈開の発達した岩石である(第15図)。雄勝町内で古来より採掘されている屋根用スレートや硯石材は、大部分中部層に限られる。粘板岩には、ときにシルト岩の葉理及び厚さ1-20cmの細粒砂岩薄層を挟むことがある。明瞭な葉理は野外の露頭ではそう多くはなく、スレート劈開が強いため、中部層における層理面の判別は難しい場合が少なくない。しかし、野外では葉理の見いだせないか不明瞭な粘板岩であっても、良く研磨すると白味がかったシルト岩の葉理の現出することがしばしばある。部分的には石灰質シルト岩薄層も挟まれる。粘板岩中には黄鉄鉱の小団塊や微細粒結晶が散在して認められる。

化石の産状には二つのタイプがあって、一つは密集型、他は散在型である。前者は泥質岩中に厚さ数10cm以下で腹足類や二枚貝を多量に含む場合で、少量の外來礫や粗・中粒砂を混じえた淘汰不良の岩石である。このタイプは、浅海の碎屑物や生物遺骸が、より深い部分に急激に運び込まれたものと推定できる。散在型では二枚貝が多く、それも二枚の殻が閉じて付着したものが碎石場などで散見される。生痕化石(第16図)がまれに見られる。これは KOBAYASHI (1945) が本地域北方の岩井崎近くの登米層から報告した生痕化石(*Notaculites toyomaensis*)と酷似する。

化石と年代 雄勝地区の登米層からの化石は、HAYASAKA (1924)、稲井・高橋(1940)、NAKAZAWA and NEWELL (1968)、MURATA (1969)及び村田・下山(1979)、EHIRO *et al.* (1986)によって報告され、本研究によって採集した頭足類化石(図版)を EHIRO and TAKIZAWA (1989)で報告した。植物化石については遠藤(1955)及び KONNO (1973)の報告がある。これらの報告からの化石は第6表(登米地区)と共通種が多いので省略する。登米層の化石帯区分については登米地区の記述に示した通りである。登米層の下部層の中部層準から採取した EHIRO and TAKIZAWA (1989)の頭足類(Nautiloids: 第 図版参照)は *Foordiceras cf. wynnei*, *Domatoceras ogatsuense* n. sp. であり、テーチス地域のズルファ - 世相当の地層から産出する頭足類に酷似しているという。要するに雄勝地区の登米層下 - 中部層は登米地区のそれと同様に二疊紀後期の前半期を示唆し、テーチス地域のズルファ期に対比できる。

4 登米層泥質岩の地球化学と形成環境

登米層粘板岩の化学組成や鉱物組成に関する研究は、1960年代以降かなり沢山なされてきた。それらの研究の目的は、北上山地以外の“古生層”泥質岩との比較、供給源岩の推定、ウラン資源の探査などである。その研究対象範囲は、南部北上山地に広く分布する登米層を対象としながらも、本図幅地域の登米層粘板岩が試料として多数含まれている。最近、地質調査所作成の化学分析標準試料(JSL-1

& 2) としても登米・雄勝両地区の本層の粘板岩が用意されている(第8表)。雄勝町明神から筆者らが採取した登米層粘板岩に関するX線回折の結果を第17図に示す。これを見ると、石英と緑泥石が多いほか、方解石・雲母粘土鉱物・斜長石を伴う。雲母粘土鉱物は鏡下では絹雲母が多く、イライトも含むと判断される。このほかに燐灰石を含む可能性があるが明確でない。従来の研究では、全岩化学分析(主成分)についてはKATADA *et al.*(1963, 1964), 神戸ほか(1968), 小貫(1969), などに公表されているほか、片田・小野(1968)に多くの著者の分析値が集約されている。このほか近藤(1966)や石原ほか(1968), 蟹沢・永広(1981), KANISAWA and EHIRO(1986)の分析値もある。神戸ほか(1968)によれば、主成分では本邦の他の古期泥質岩に比べて、1) SiO₂ が少なく、2) Na₂O > K₂O である、3) 鉄が比較的多いこと、鉱物的には1) 石英が少ない、2) 斜長石が多い、3) カリ長石と白雲母は少ない、4) 緑泥石が多いなどの特徴が指摘されている。これらのことから供給源岩には塩基性火山岩が多かったのではないかと神戸らは推察している。

片田ほか(1973)も Na₂O > K₂O であるとした上で登米層の後背地として上と同様な結論を延べ、Na₂O は斜長石中に、K₂O は泥質岩のマトリックスと斜長石中に生じた絹雲母に含まれると指摘した。

KANAYA and KATADA(1975)は、登米層泥質岩のウランなどの分析を行い、その含有量が少ないことから登米層を堆積した海は、ウランが直接沈澱するほど強還元性ではなかったと述べている。

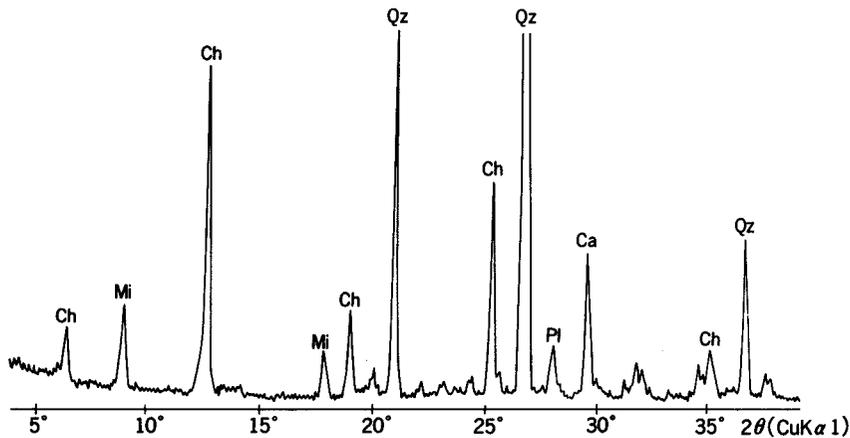
遠藤ほか(1973)は、登米層の泥質岩及び砂質岩中の黄鉄鉱を研究し、その形態と母岩との相関、形成機構などを論じた。黄鉄鉱は登米層中に普遍的に含まれており、形態的に4種を識別した。泥質岩中の黄鉄鉱はほとんどがフランボイド状集合体であるという。黄鉄鉱の形成機構について遠藤らは、その形態的差異や母岩の岩質にかかわらず、堆積の場存在したFe²⁺イオンとバクテリア活動に由来するH₂S及びSO₂⁻との反応によって生成したものとした。

更に遠藤らはイオウの起源としてSO₂⁻イオンの還元から生じたH₂Sにあったとし、少なくともこれら黄鉄鉱の晶出した場所は嫌気性バクテリアの活動に好都合な条件下におかれたはずで、それはおそ

第8表 登米層粘板岩標準試料(JSL-1, 2)の分析値(寺島ほか, 1989より)
T-Fe₂O₃: 全鉄をFe₂O₃に換算,
LOI: 灼熱減量, T-C: 全炭素

主成分(%)	JSL-1	JSL-2
SiO ₂	59.35	59.26
TiO ₂	0.73	0.75
Al ₂ O ₃	17.62	17.98
Fe ₂ O ₃	2.45	1.30
FeO	3.95	4.79
MnO	0.062	0.085
MgO	2.48	2.43
CaO	1.43	1.93
Na ₂ O	2.20	1.39
K ₂ O	2.85	2.93
P ₂ O ₅	0.19	0.17
H ₂ O+	4.00	4.27
H ₂ O-	0.63	0.33
CO ₂	n. d.	n. d.
Total	97.94	97.62
T-Fe ₂ O ₃	6.84	6.62
LOI	5.96	6.28
T-C	1.01%	1.28%
微量元素(ppm)		
As	15.6	11.6
Be	2.3	2.8
Co	14.7	14.8
Cr	58	64
Cs	8.6	9.2
Cu	40.0	40.8
Li	54.8	54.9
Ni	38.5	39.1
Pb	18	21
Rb	116	117
T-S	633	588
Sr	192	231
Tl	0.61	n. d.
V	135	127
Zn	112	107

分析者: 寺島 滋
JSL-1 スレート 宮城県登米郡登米町
JSL-2 スレート 宮城県桃生郡雄勝町



第17図 登米層中部層粘板岩のX線回折プロファイル

(鹿野和彦技官提供)

Qz: 石英, Ch: 緑泥石, Ca: 方解石, Mi: 雲母粘土鉱物, Pl: 斜長石

らく海底の未固結堆積物の表層部付近であったと推察し、堆積当時還元環境にあったことを示唆した。

藤貫ほか(1974)は登米層中の炭素質物質について分析・検討し、炭素の含有量は平均値として、0.72%(重量)で、他地域の地層と比べて、決して多い含有量でないことを示した。また、登米層の粘板岩の黒色の色調の起源は炭素質物質ではなく、硫化鉄や緑泥石などによると結論している。

KANISAWA and EHIRO(1986)は登米層に燐灰石を多く含む団塊や薄層の存在を見だし、その堆積場は内湾よりも、深層水の湧昇するような陸棚外縁が好都合であると考えた。

以上のように、登米層の堆積環境に関して、地球化学的研究から海が開いていたか、閉じていたかという点で異なる見解が出されている。

地質概説で指摘しておいたように、南部北上山地の二畳系は中期の叶倉統と後期の登米統の境で層相に大きな変化がある。この変化は“登米海”という閉じた海を生じたことの反映(湊, 1944)で、その前兆として薄衣式礫岩の堆積があった。この閉鎖的な古地理環境の発生は本地域の東側に当時生じたであろう海底の高まりに起因し、この高まりは、次の三畳紀初期には構造性隆起帯として顕在化し、著しい礫岩をもたらした(滝沢, 1977)。遠藤ほか(1973)の登米層の還元環境説は上記の閉じた海域(内海又は内湾)という古地理環境説と符合する。化石の種類が限定されているという極性を持った登米層粘板岩は、余り浅い海に堆積したものではなく、泥質岩の粒度の細かさやスランプ構造の存在などを考慮すると、かなり深い内海又は内湾に堆積したと推察できよう。生痕化石(Notaclites?)もこの推定に矛盾しない。

IV. 三 疊 系 (稲井層群)

(鎌田耕太郎・滝沢文教)

IV. 1 概 要

南部北上山地に分布する三疊系は、主として浅海成堆積岩類から構成され、局部的に陸成層を挟む。それらは下-中部三疊系の稲井層群と上部三疊系の皿貝層群とに分けられている。これらは、南部北上山地の南東部-南部に位置し、ほぼ南北に並んだ三列(西列, 中列, 東列)の向斜構造をなしている(第7図)。西列には稲井層群と皿貝層群が、中列には稲井層群のみが東列には皿貝層群のみが分布している。稲井層群はいずれの地域でも上部二疊系を不整合に覆い、西列に分布する皿貝層群とともにジュラ系に不整合に覆われる。

稲井層群は一般に下部と上部の二つの堆積サイクルからなる(第18・19図)。ともに上方に向かって細粒化するが、両サイクルでは岩相が異なる。下部のサイクルは二疊系を不整合に覆う礫岩に始まり、上位へ向かって斜交層理や斜交葉理の発達した砂岩から、生痕の発達した泥質岩を挟む砂岩へ移行し、更に粘板岩相となる。砂岩相と粘板岩相の境をもって下部を平磯層、上部は大沢層と呼ばれている。平磯層の上部にはストーム堆積物を挟み、三疊紀前期を特徴づける二枚貝化石群を含む。大沢層の時代は頭足類化石群により、スキタイ期後期に対比される。上部のサイクルは、厚層理砂岩の卓越した砂岩頁岩互層(風越層)とその上位の砂質粘板岩が卓越する伊里前層に分けられる。

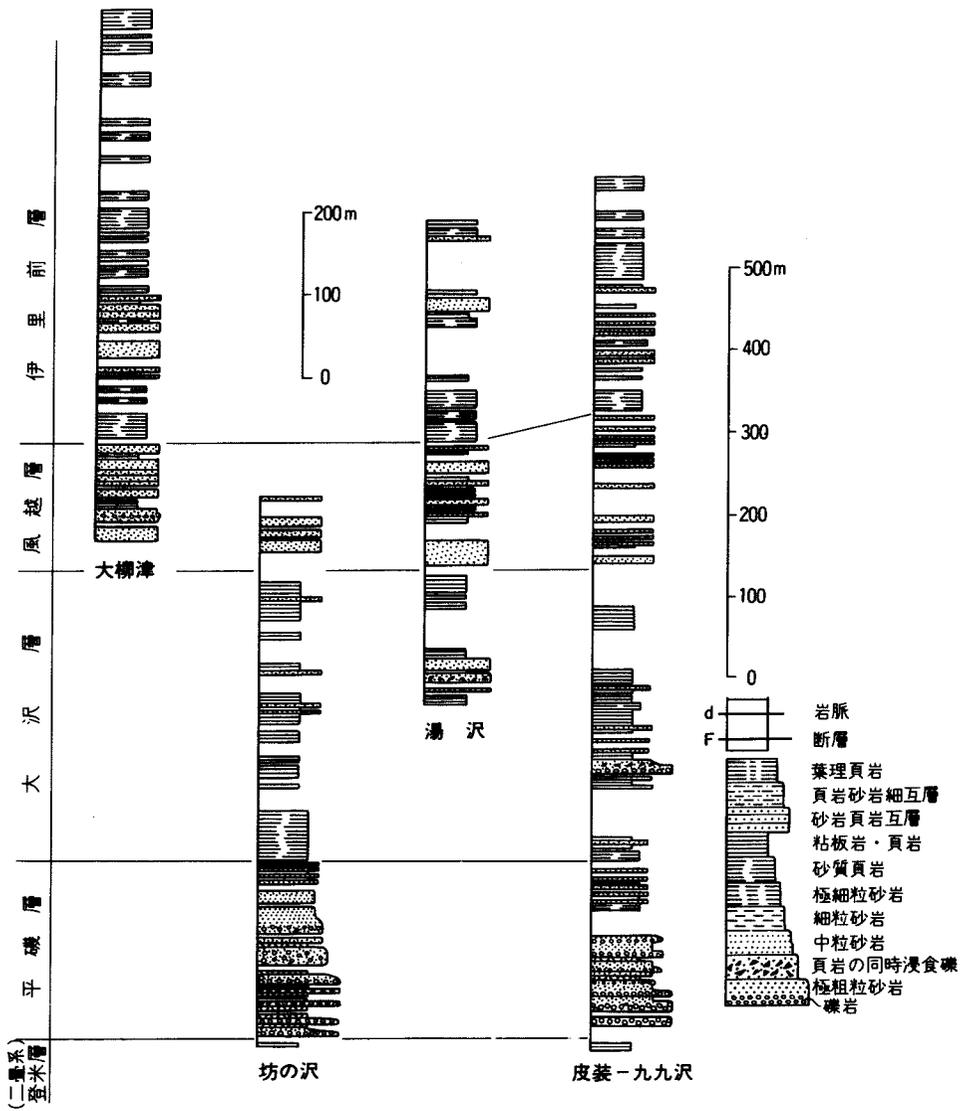
従来、南部北上山地に分布する下部、中部三疊系は岩相区分により層序が編まれてきた。しかし登米地区に分布する稲井層群相当層には、他の分布地には見られない粗粒碎屑物を挟有する堆積相が発達することから模式地とは異なった岩相層序が編まれ、対比が試みられてきた(第9表)。しかし、後述のように、層序区分の議論の焦点となっていた礫岩層は、平磯層最上部、大沢層の下部・中部に位置するもので極端に分布地が偏在し、走行方向にも連続性のないチャンネル堆積物である。またそれらは堆積盆地全体の堆積輪廻の基底相をなすものでない。このような粗粒碎屑岩相は本図幅地域に特有な堆積時のエピソードとしてみる事ができる。

稲井層群は、本図幅地域のほぼ全域に広がって分布するが、岩相や岩質の水平変化の状況から、大きく地域西部の登米-河北地区と地域東部の雄勝地区とに分けることができる。

登米-河北地区の稲井層群は横山向斜(第47図)軸部とその西翼を構成して広く分布し、河北地区はその西翼部の南端に位置する。これらの地区の稲井層群には、後述のように平磯層下部に赤紫色凝灰質頁岩を挟み、また同層下部-大沢層中・下部に礫岩を挟む点で、他の分布地と異なる。

北上川沿い及びその西部を除くと、雄勝地区に比べて一般に構造は穏やかである。

雄勝地区の稲井層群は、雄勝背斜(第47図)の二疊系を核として東西両側に広がり、本図幅地域には主にその西翼の地層が広く分布している。東翼では同層群の下部のみが露出する。全体の岩相は登



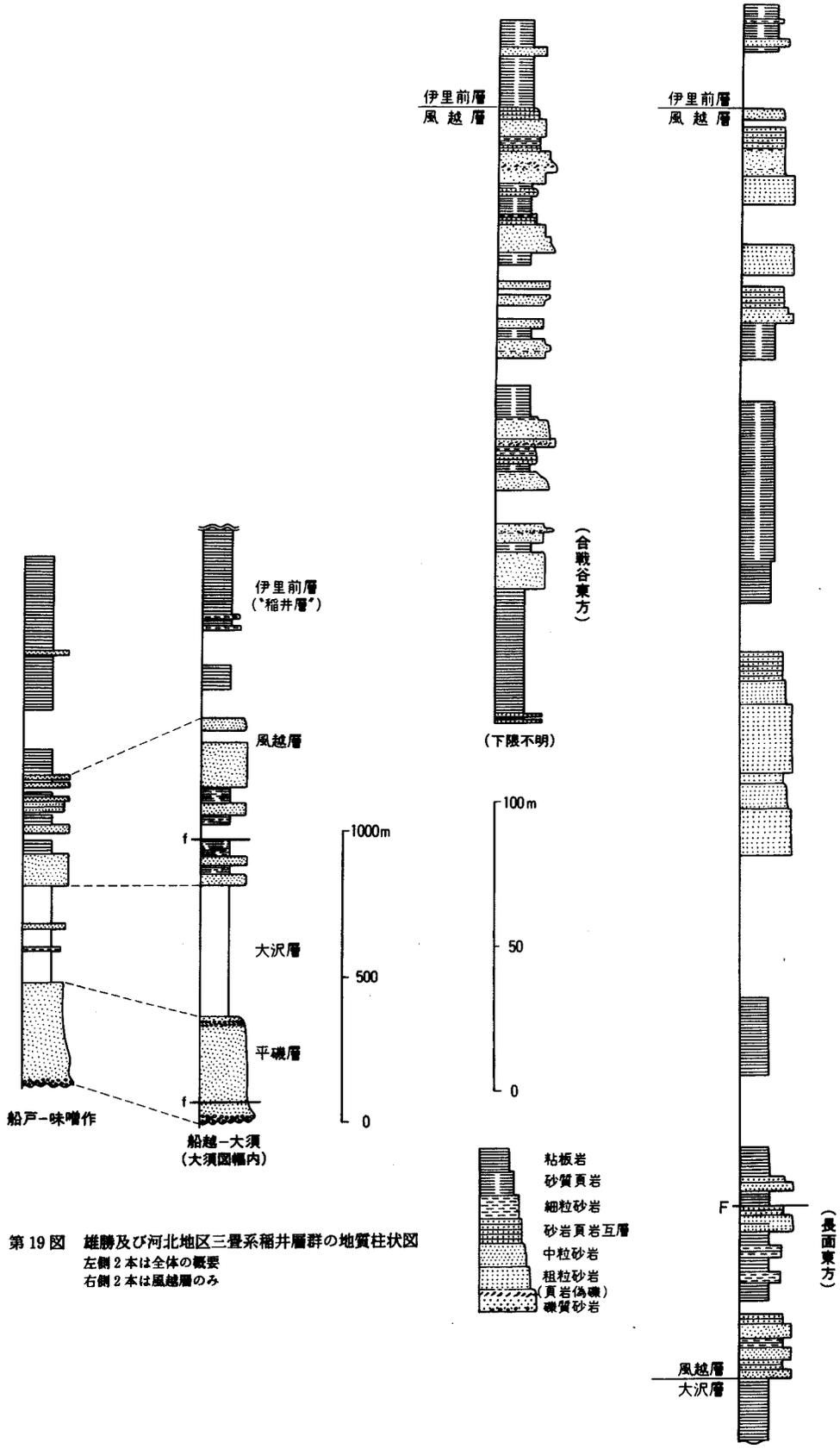
第18図 登米地区の三疊系稻井層群の地質柱状図

米-河北地区の稻井層群とほとんど同じであり、基底の礫岩の違いが認められる位である。

雄勝背斜西翼の稻井層群は、垂直に近い急傾斜を示し、西側上位の同斜構造で、ほぼ整然と重なっている。一方、東翼部の同層群は良く褶曲し、褶曲軸の方向に近い断層も多数あって、構造はかなり複雑である。

IV. 2 研究史

稻井層群相当層は、東北大学や東京大学における幾多の卒業論文等によって調査・研究が行われ、北



第19図 雄勝及び河北地区三畳系稲井層群の地質柱状図
 左側2本は全体の概要
 右側2本は風越層のみ

は宮城・岩手県境付近から牡鹿半島の基部にわたって広く分布することが早くから確認され、稲井統(矢部, 1918)や牡鹿層群(半沢, 1954)と呼ばれていた。しかし各地域ごとに層序学的な研究が進められた結果、研究者ごとに異なった地層名が用いられた(第10表)。

市川(1947, 1951a)は三疊系分布地全域を踏査し、稲井層群相当層を総括し、再定義を行って下位から平磯層、大沢層、風越層、稲井層と区分、命名し、今日における標準層序を確立した。また小貫(1956)により稲井層は伊里前層に改められ、更に小貫・坂東(1959)は伊里前層の上位に、利府層を加えた。

なお、本図幅地域内の稲井層群に関する主な層序学的研究として、市川(1951a)、水戸(1957)、小貫ほか(1961)、植田(1963)、高橋(1961)、稲井・高橋(1940)、小貫・坂東(1959)、村田・下山(1979)、鎌田(1983)など多数の研究がある。また軟体動物に関する古生物学的研究(八谷, 1901; SHIMIZU, 1930; YABE and SHIKAMA, 1948; ONUKI and BANDO, 1959; BANDO and EHIRO, 1982; MURATA, 1978)、平磯層基底の礫岩に関する岩石学的研究(加納, 1958)、同層凝灰岩に関する研究(小貫・坂東, 1958; 西山・生沼, 1973; 西山ほか, 1973, 1976)、更に二疊・三疊系の境界問題を扱った研究(KANBE, 1963; 矢部, 1964; ペルム・三疊系ワーキンググループ, 1975; 村田・下山, 1979)などがある。

IV. 3 平 磯 層 (Hi)

定 義 二疊系登米層を不整合に覆う中・下部三疊系稲井層群の基底層で、礫岩及び砂岩からなる(第18・19・20図)。

地層名 本層名は志井田(1935)が最初に用いたが、市川(1951a)の再定義に従う。

模式地 宮城県本吉郡津谷町平磯海岸(津谷図幅内)。

層序関係 市川(1951b)、矢部(1964)、小貫・坂東(1959)、植田(1963)らが指摘しているように、南部北上山地の他の分布地と同様、本図幅地域でも平磯層の下位には必ず上部二疊系登米層がくる。両層の直接の接合関係は、登米地区では登米町峰畑、大玉及び津山町黄牛などで観察することができる。そこでは平磯層の礫岩層が軽微な浸食構造を有して、下位の登米層を覆っていることが確認できる。しかし登米層の粘板岩が葉理の発達に乏しいことや、平磯層の基底礫岩は層理を示す堆積構造の発達に乏しいことなどから、両層の層序関係を同一の露頭内で認定することは困難なことが多い。

雄勝地区では唐桑北部と同南部で、下位の登米層との層序関係が観察でき、本層の基底礫岩が登米層粘板岩を不整合に覆う。登米層は前述したように、登米・雄勝地区ではその上部層準を欠如しており、この不整合を生じた変動により浸食削剥されたものと判断されている(ペルム・三疊系ワーキンググループ, 1975)。

分 布 大きくは地域西部の登米地区から河北地区西部にかけてと、南西部の雄勝地区とに分かれて分布する。

登米地区では横山向斜を縁どるように登米町下羽沢から日根牛、津山町黄牛へとほぼ連続して分布する。更にその南部は、北上川の流路の西側に断続的に露出する。

第9表 稲井層群

研究者		矢部長克 (1918)	YABE & SHIMIZU (1933)	稲井・高橋 (1940)	市川浩一郎 (1951)	市川浩一郎 (1951)	安田邦夫 (1951)	小貫・坂東 (1959)
時代		北上山地	北上山地	稲井・女川 雄勝・渡波	津谷・伊里前 唐桑	雄勝・女川	雄勝・女川	北上山地
三 疊 紀	中	ラディン期	<i>Daonella</i> bed of Rikuzen	<i>Daonella</i> beds				利 府 層
	期	アニス期	<i>Ceratites</i> bed of Rikuzen	稲井 砂質粘板岩	稲井 砂質粘板岩層	D層	井内層	稲井 伊里前層
	前	スキタイ期	<i>Fossillites</i> bed	Lower part <i>Hollandites</i> beds	稲井 砂質粘板岩層	C層	小乗層	稲井 風越層
紀	前	スキタイ期	<i>Fossillites</i> bed	女川 灰色粘板岩	大沢暗青色 粘板岩層	B層	女川層	大沢層
期	前	スキタイ期	<i>Fossillites</i> bed	小島 礫岩・砂岩	平磯砂岩 礫岩層	A層 (小島 礫岩・砂岩層)	小島層	平磯層

雄勝地区では雄勝背斜の両翼に分布し、名振湾西岸から明神山付近を経て雄勝湾をまたいで船戸明神東方に至る西翼部と、水浜から雄勝町小島への東翼とに分布する。名振湾西岸と雄勝湾南岸の露出が特に良い。

層厚 登米地区では200-290 m。南部へ向かうほど層厚を増す。雄勝湾南岸で270 m、厚さの変化が比較的少ない。

岩相 層理の発達した淡緑色砂岩を主とし、基底には礫岩が発達する。砂岩層は上位に向って細粒化し、石灰質粗粒砂岩と細粒砂岩の互層になり頁岩薄層が挟在する。石灰質粗粒砂岩には軟体動物化石や頁岩の同時礫を含むことがある。また差別浸食の影響で、層理面に直行する断面では、葉理に沿った凹凸に富む風化面を構成する。登米地区では、登米町皮装で連続的に観察できる(第20図)。本層下部には基底礫岩から始まる上方細粒化堆積相が認められる。すなわち基底部には巨-大礫からなる礫支持組織の礫岩が発達し、その上位には基質支持組織の礫岩や含礫砂岩、砂岩が重なり、赤紫色凝灰質頁岩を頻繁に挟む(第20・21図)。これらの赤紫色凝灰質頁岩を挟む含礫砂岩や砂岩の粒子は、赤褐色や濃緑色を呈し、雑色砂岩と呼ばれている。礫岩の礫は赤紫色凝灰質頁岩の同時礫を除くと一般に円磨度が高い。礫は砂岩・粘板岩・石灰岩・酸性凝灰岩・安山岩・玄武岩・文象斑岩・ホルンフェルスなどから構成され、火山岩礫を多く含む。基底部の礫岩中の石灰岩及び石灰質粘板岩礫から、*Koninckophyllum?* sp., *Gnathodus commutatus commutatus* (BRANSON & MEHL), *Hindeodella* sp., *Unispirifer?* sp., blastoid, crinoidなどの石炭紀(ビゼー世-ナムール世)の化石を産することが報告されている(鎌田, 1983)。

礫岩層と赤紫色凝灰質頁岩は本地区の北から南に向かって層厚が増加する傾向があり、登米町峯畑を中心に発達が著しい。赤紫色凝灰質頁岩の存在は、三疊紀初期の塩基性火成活動を示すもので(小貫・坂東, 1959)、既述のように稲井層群分布地の西南部にのみ分布し、当時の火成活動や古地理を考察す

層序対比表

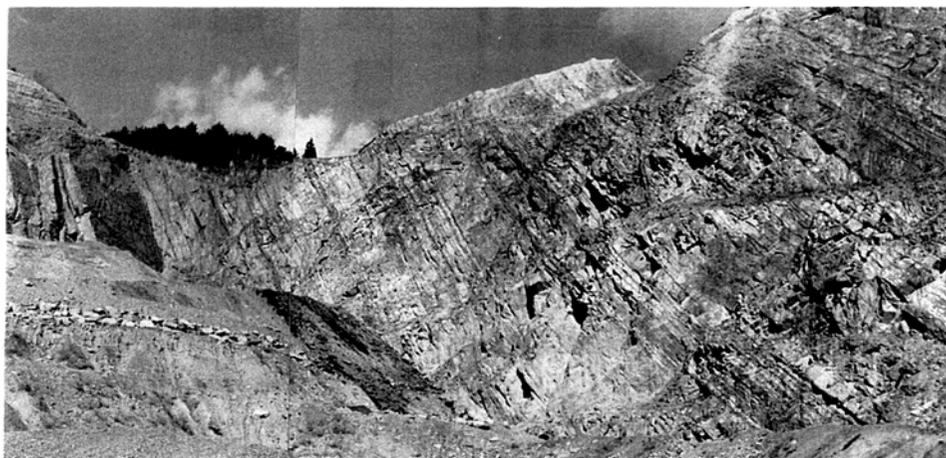
滝沢ほか (1984) 石巻図幅	黒沢 守 (1929) 登米・歌津 志津川	馬淵精一 (1932) 登米・歌津 志津川	市川浩一郎 (1951) 登 米	水戸 澁 (1957) 登米・津山	植田房雄 (1963) 登 米	鎌田耕太郎 (1983) 登米・津山	本 報 告 (1990) 登米図幅
稲 井 層 群	伊里前層	伊里前層	縞状粘板岩	伊里前層	伊里前層	伊里前層	伊里前層
	風越砂岩部層		礫 岩	風越層		風越層	
	大沢層		縞状砂質粘板岩	大沢層	羽沢層	大沢層	
	平礫層	館 層	礫 岩	平礫層	日根牛層	大沢層	大沢層
	三疊紀礫岩層	緑色砂岩	基底礫岩			平礫層	平礫層

る上で重要である。

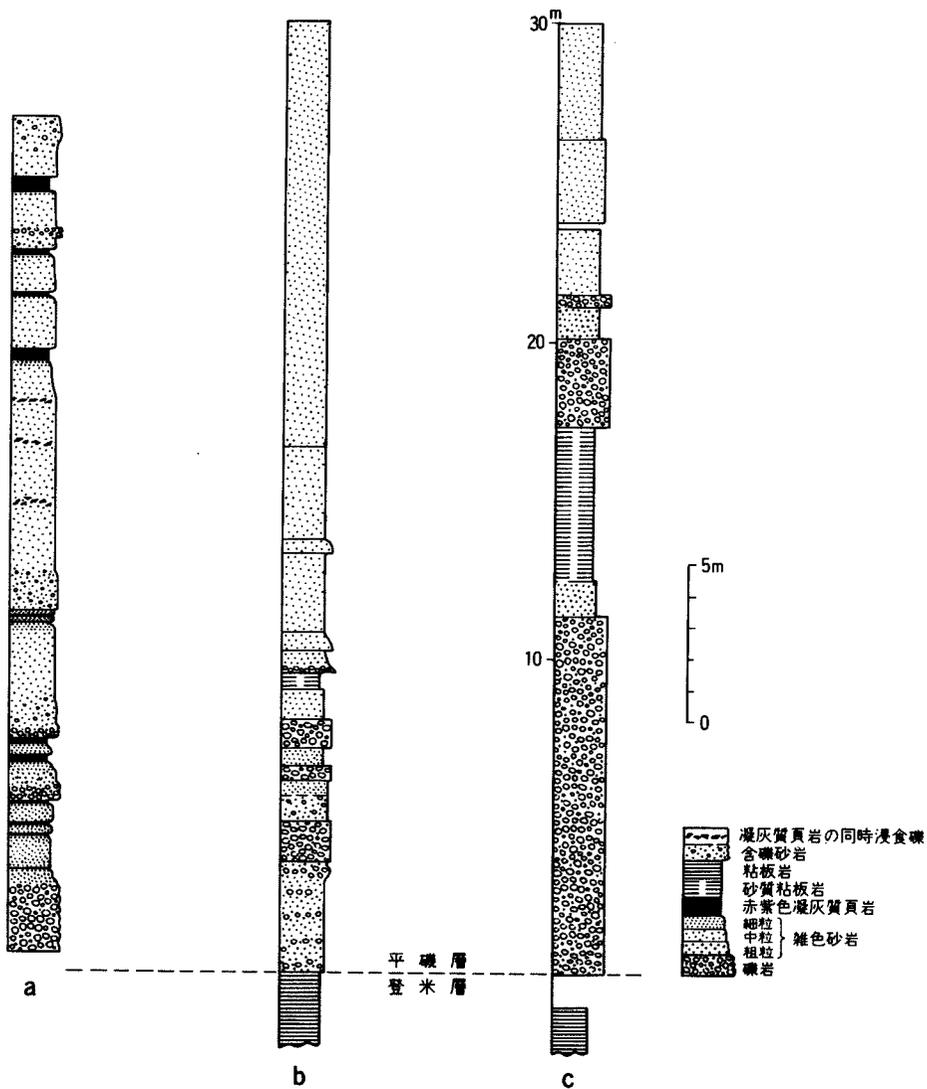
本層中，上部の石灰質粗粒砂岩には平行葉理，斜交葉理が発達し，上部の葉理泥岩と葉理砂岩の互層には小規模なスランプ構造が見られる場合がある。

本層上部の泥質部には生痕の発達が著しい。

雄勝地区における平礫層基底の礫岩は随所で観察され（第21図），多くの場所で大礫 - 中礫からなる厚さ10-20 mの礫岩である（第22図）。小島付近では径80cmの礫岩礫，名振湾西岸では数10



第20図 平礫層基底の砂岩・凝灰質頁岩の成層状態（登米町皮装）
暗色部は赤紫色の凝灰質頁岩

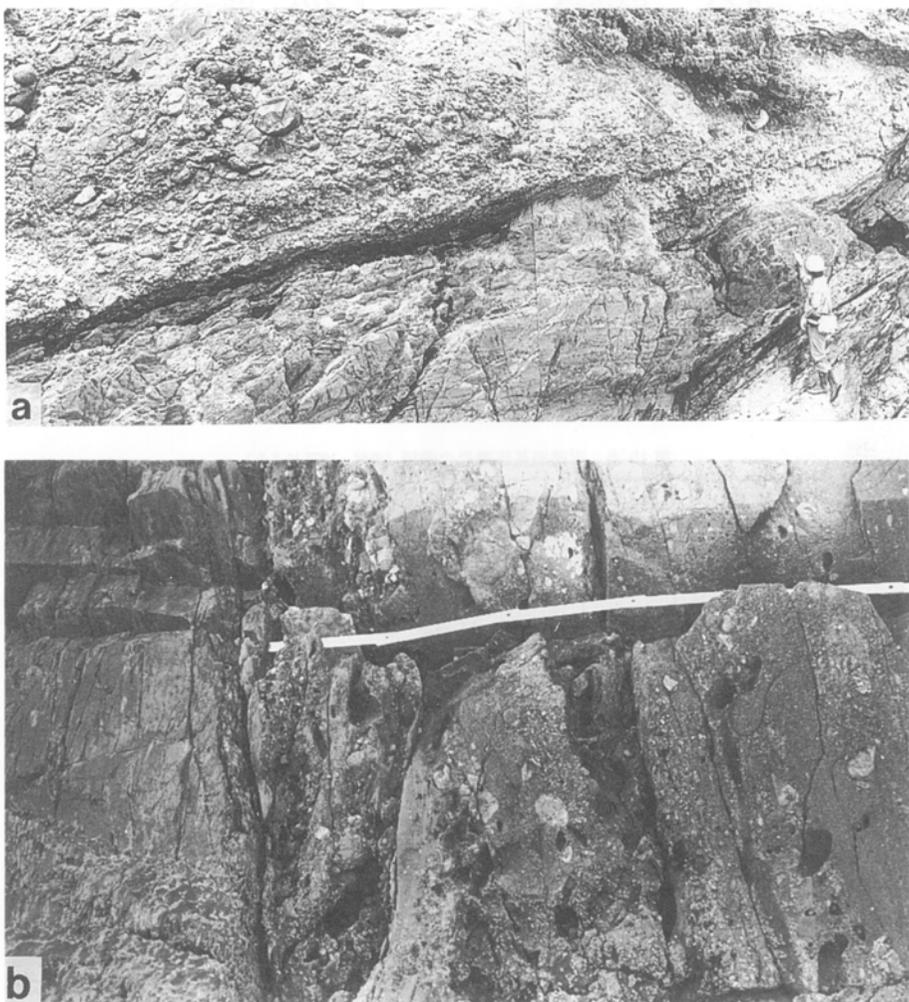


第 21 図 平磯層基部の部分柱状図
 a: 登米町皮袋
 b: 雄勝町唐桑南方 (雄勝背斜西翼)
 c: 雄勝町舟戸東方 (雄勝背斜東翼)

cm 大の石灰岩礫が認められる。礫は非常に多種類で、外観的には花崗岩質岩と火山岩礫が目立つ。第 23 図及び第 10 表に礫種と構成比を示す。このような礫種構成から、三疊紀堆積盆の後背地は、古生界堆積岩類 (火山岩類を含む)、片状変成岩、超塩基性岩、斑れい岩などこれらを一貫して貫く花崗岩類からなっていたと推測できる。登米地区の平磯層と礫種構成が非常に異なっていることは、市川 (1951b)、加納 (1958)、滝沢 (1977) など多くの報告によって指摘されている。すなわち、雄勝地区で見られる花崗岩、堆積岩類、変成岩類などの礫が、登米地区では極端に少なく、火山岩礫が圧倒的に多い。

ところで、雄勝背斜周辺に限っても平磯層の礫種構成比は、場所によってかなり差異がある。大きく見て、二つの礫種構成タイプが認められる（第23図）。すなわち雄勝湾沿いの雄勝背斜東翼では花崗岩類が多いのに対し、雄勝湾沿いから水浜にかけての同背斜西翼部では圧倒的に火山岩類が多いという違いがある。また、礫の大きさや淘汰度も場所によって違いが著しい。

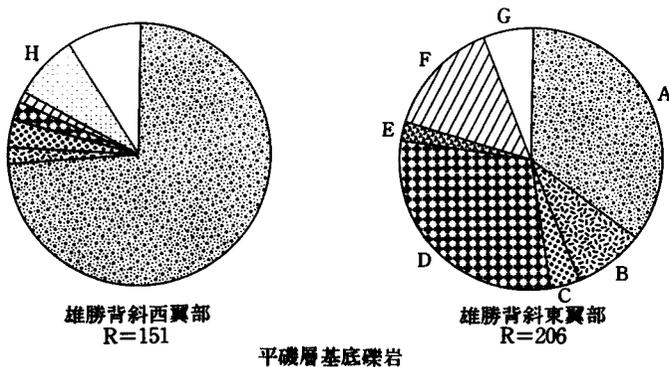
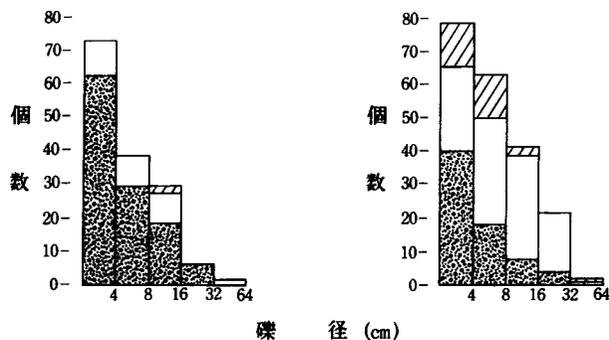
化石と時代 本層からはこれまで時代決定に有効な化石の産出は知られていない。本層中部の淡緑色砂岩と互層する石灰質砂岩は軟体動物化石を密集して産するが、その大部分は著しく溶解し、種・属の鑑定に耐えるものはほとんどない。



第22図 平磯層基底礫岩の産状

a. 雄勝背斜東翼（雄勝町小島）

b. 雄勝背斜西翼（雄勝町唐桑北方）



第 23 図 雄勝背斜両翼部における平磯層礫岩の礫種組成 (滝沢, 1977)
 A: 酸性火山岩 B: 安山岩 C: ひん岩 D: 花崗岩質岩 E: 超塩基性岩 F: 堆積岩
 H: 稲井層群堆積岩 (同時礫) G: その他

第 10 表 平磯層基底礫岩の礫種 (滝沢, 1977 による)

花崗岩類	蛇紋岩
花崗閃緑岩	変成岩類
トロニエム岩	角閃岩
優白色花崗岩	Act-epid-pl-qz ホルンフェルス
閃緑岩	Qz-pl-chl-calc ホルンフェルス
モンゾニ岩	Qz-K-feld-pl-amph-chl ホルンフェルス
石英閃緑岩	Biot-epid-amph-qz-pl ホルンフェルス
閃緑ひん岩	Garn-qz-calc-epid ホルンフェルス
石英斑岩	Serp-epid-amph-magn-calc 片岩
アブライト	Serp-chl-pl-epid-calc 片岩
火山岩類	Serp-epid-pump-calc-cpx 片岩
安山岩	Epid-act-musc-calc 片岩
安山岩質凝灰角礫岩	堆積岩類
流紋岩質火砕岩 (?)	粘板岩
玄武岩	砂岩
デイサイト質凝灰岩	礫岩
ひん岩	石灰岩
斑れい岩	チャート

qz: 石英, epid: 緑れん石, amph: 角閃石, magn: 磁鉄鉱, calc: 方解石, chl: 緑泥石,
 pl: 斜長石, K-feld: カリ長石, serp: 蛇紋石, pump: パンベリー石, cpx: 単斜輝石,
 act: アクチノ閃石, musc: 白雲母, biot: 黒雲母, garn: ざくろ石

第 11 表 平磯層産化石リスト (BANDO, 1964 による)

<i>"Pecten" ussuricus</i> (BITTNER)	<i>Anodontophora</i> aff. <i>fassaensis</i> WISSMAN
<i>"P."</i> cf. <i>ussuricus</i> (BITTNER)	<i>A.</i> cf. <i>ovalis</i> WISSMAN
<i>"P."</i> <i>ussuricus sichoticus</i> (BITTNER)	<i>A.</i> sp.
<i>"P."</i> aff. <i>ussuricus sichoticus</i> (BITTNER)	<i>Gervilleia</i> cf. <i>exporrecta</i> (LEPSIUS)
<i>"P."</i> cf. <i>alberti</i> (GOLDFUSS)	<i>G.</i> sp.
<i>"P."</i> <i>alberti virgalensis</i> (WITTENBURG)	<i>Nuculopsis</i> (<i>Palaeonucula</i>) spp.
<i>"P."</i> cf. <i>minimus</i> (KIPARISOVA)	<i>Palaeoneilo</i> sp.
<i>Entolium discites</i> (SCHLOTHEIM)	<i>Pleurophorus</i> sp.
<i>E.</i> cf. <i>discites</i> (SCHLOTHEIM)	<i>Dentalium</i> sp.
<i>E. discites microtis</i> (BITTNER)	<i>Wortheia?</i> sp.
<i>Eumorphotis iwanowi</i> (BITTNER)	<i>"Schizodus"</i> sp.
<i>E.</i> sp.	<i>"Cardium"</i> sp.
<i>Myophoria</i> aff. <i>ovata</i> (GOLDFUSS)	<i>Avicula</i> sp.
<i>M.</i> aff. <i>laevigata</i> ALBERT.	<i>Myalina</i> sp.
<i>M.</i> sp.	<i>Nuculopsis</i> sp.

登米町皮装, 津山町松里の本層中部の石灰質粗粒砂岩層から保存不良の軟体動物化石 (二枚貝) を産する。水戸 (1957) は登米町大峰山東方から *Nuculopsis* sp. を, 同町日根牛東方から *Palaeopharus* sp., *Myalina?* sp. の産出を報告しており (小貫・坂東, 1959), これらの化石は模式地の本吉郡本吉町平磯層産の化石群 (第 11 表) に対比でき, スキタイ期を示す。

また, YABE and SHIKAMA (1948) は, 津山町石生南方から *Metanotosaurus* (稲井竜) の産出を報告している。

IV. 4 大 沢 層 (0s)

定 義 中・下部三畳系の下位から 2 番目の地層で, 主に灰色粘板岩からなり, 少量の砂岩や礫岩を挟む。下位の平磯層から整合漸移する。粘板岩の多くは平行した縞状の細かい葉理を持つことで特徴づけられる。

地層名 市川 (1951a) の命名による。

模式地 宮城県本吉郡津谷町大沢海岸 (津谷図幅内)

分 布 登米地区では下位の平磯層と同様に横山向斜に沿って下羽沢付近から日根牛東方を経て, 津山町御屋敷まで連続して分布し, 天神山に再び露出する。また豊里町猪眠山にも背斜構造を呈して孤立した分布をする。津山町柳津より河北町船越までは, 北上川に沿って断層の影響で不連続に露出する。また図幅東部の志津川町入大船沢付近にも分布する。雄勝地区では雄勝背斜西翼に南北に, また東翼の水浜付近にも露出する。

層厚 全地域を通じてほぼ360 m前後の厚さを示す。

岩相 下位の平磯層から整合漸移し、下部は淘汰不良のシルト質粘板岩と砂岩の互層からなり、粘板岩層を薄く挟むが、上位に向かって次第に平行葉理の発達した粘板岩層（第24図）が優勢となり、最上部では場所により無層理に近い粘板岩が発達することがある。

登米地区では下部、中部に厚い砂岩層をレンズ状に挟み、更に礫岩を伴うこともある（第25図）。礫岩の種類は石灰岩、粘板岩、石灰質砂岩、アルコース砂岩、礫岩、花崗岩、安山岩、玄武岩、輝緑岩、角閃石ひん岩、斜長石ひん岩、酸性凝灰岩、ホルンフェルス、花崗岩マイロナイトなどで、粘板岩礫を除くといずれも円磨度が高い。この様な礫岩、砂岩からなる粗粒碎屑岩相は第18図に示したように、いずれも側方への連続性に乏しく、礫岩層はチャンネル充填堆積物として、また砂岩層の一部もチャンネル充填堆積物として走行方向に直交して分布している。そのため指交状態で何枚も発達している。また粗粒碎屑岩相の発達する地域では、その上位の葉理粘板岩層にはスランプ褶曲やWelded contactを呈するデコルマタイプの海底地すべり堆積物を伴う。

本層下部に挟有される礫岩層の石灰岩礫からは、*Idiognathoides sinuatus* HARRIS & HOLLINGS, *I. sulcatus* HIGGINS & BOUCKAERT, *I. noduliferus* (ELLISON & GRAVES), *Idiognathodus* sp., *Adetognathus lautus* (GUNNELL), Zaphrentid coralなどの後期石炭紀を示すコノドント、サンゴなどのほかに、巻貝、海百合、蘇虫、海綿骨針、三葉虫などの化石の産出が報告されている（鎌田・中村, 1978; 鎌田, 1983）。

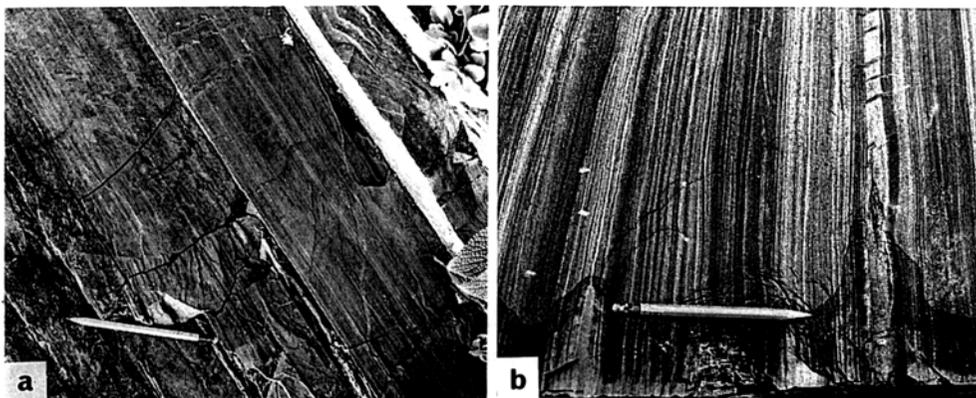
これらの礫岩、砂岩については、これまで様々に解釈されてきた。市川（1951a）は登米地区を調査した際に平磯層の上位に2枚の礫岩が発達するとみなして、第9表に示されるような層序を考えた。その後水戸（1957）は羽沢川沿いに限って分布する礫岩層を平磯層の最上部に位置づけた。しかし植田（1963）は登米地区の稲井層群を区分する際に、上方細粒化サイクルに注目して層序を編んだために下から日根牛層、羽沢層、伊里前層とし、本層の礫岩を羽沢層の基底礫岩として扱った（第9表参照）。

本層下部の砂質粘板岩卓越部の砂岩には小規模な斜交葉理、コンボリュート葉理などの堆積構造が見られるが、大部分は極めて不鮮明で、生物擾乱（bioturbation）の影響であまり明瞭ではない。

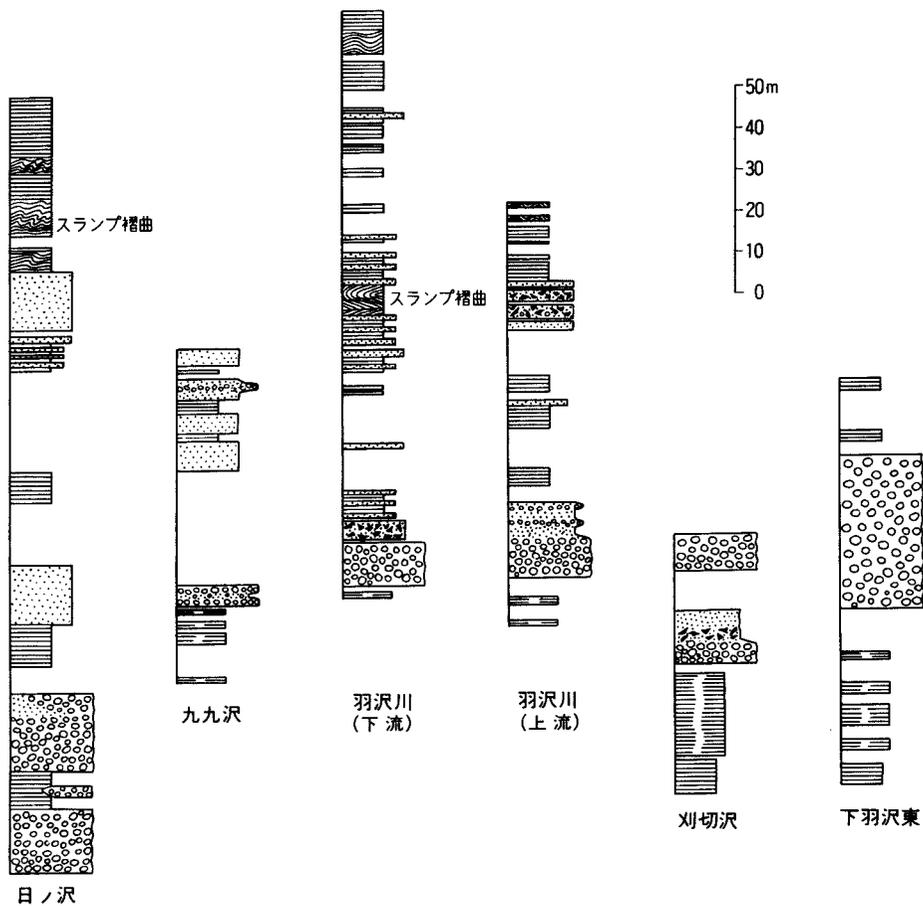
雄勝地区の大沢層は砂岩の挟みに乏しく、礫岩を全く欠く。ここでは、同層の下部（約3分の1）は葉理のまねな塊状の灰色粘板岩が発達し、その上位に葉理粘板岩がのる。

化石と時代 本層の粘板岩部から頭足類、二枚貝、腕足類、植物化石、脊椎動物化石を産し、砂岩層からは腕足類化石を産する（村田・下山, 1979; 鎌田, 1983）。八谷（1901）は本吉郡柳津より *Gervillia* spp. の産出を報告している。BANDO and EHIRO（1982）は、北隣の志津川図幅地域のナメシ沢上流の本層上部からスペース世末期を指示する *Procamnites kokeni* などの頭足類化石の産出を報告した。

模式地や歌津町館、女川町小乗（南隣の石巻図幅地域内）の大沢層からは頭足類、二枚貝、腕足類などの化石の産出が報告されている（BANDO, 1970; BANDO and SHIMOYAMA, 1974）。本地域の大沢層から得られた頭足類はスキタイ期後期のColumbitanからProhungaritanに対比されることを示している。



第 24 図 大沢層の葉理粘板岩
 a) 河北町長面東方
 b) 雄勝町浪板 (石巻図幅内)



第 25 図 羽沢川付近の大沢層中・下部の地質柱状図
 凡例は第 18 図と同じ

IV. 5 風越層 (Fu, Fh)

定義 稲井層群の下位から3番目に位置し、厚層理の中-粗粒砂岩を主とし、細礫岩及び葉理の良く発達した粘板岩を挟む中部三畳系である。下位の大沢層を整合に覆う。

地層名 市川 (1951a) による。

模式地 宮城県本吉郡津谷町風越付近 (津谷図幅内)。

分布 本図幅地域北東部では、志津川町大久保、折立保呂羽山北東、入大船沢付近に分布する。本図幅地域西部では、横山向斜に支配されて下羽沢南部から狐ヶ森西部を経て御屋敷まで連続して分布し、天神山に再び露出する。また柳津以南の北上川左岸には断層で断たれて、不連続に分布する。南沢以南では背斜軸部に沿って津山町南沢、伊貝付近から南へ大峯山西方、経山を経て飯野川まで分布する。また皿貝西方に南北に延びる分布がある。雄勝地区では雄勝背斜西翼部と河北町針岡付近に分布する。

層厚 図幅地域東部で厚く、400 m前後。登米地区では九九沢付近において190 m前後、下羽沢断層以東では120m。一般に走行方向の層厚変化が著しい。

岩相 成層砂岩又は砂岩勝ち砂岩粘板岩互層が優勢であるが厚さ数10 m以下の粘板岩層を2・3枚挟む。登米地区では主に厚さ60-120cmの単位で成層する青灰色粗粒砂岩からなり、複合成層をなし細礫部を挟むことがある。砂岩は薄い葉理粘板岩と互層することもある。砂岩単層の基底部及び最上部の粘板岩層移行部付近で級化構造が見られることがあるが、一般には級化構造や層理の発達しない部分が多い。また砂岩層基底部にはしばしば小規模な浸食面が見られ、粘板岩同時礫を伴うこともある。砂岩にはまれにコンボリュート葉理やピロー構造が見られる。

河北町合戦谷東方での本層の岩相層序を第19図に示す。この地区では下限が露出していないが、粘板岩の量が少なく、礫質砂岩を挟むなど粗粒碎屑物に富む。登米地区から河北地区における風越層は、より南部の方が厚かつ粗粒であるという傾向がある。

雄勝地区の風越層は、比較的厚い2枚の粘板岩層を間に挟み、河北・登米地区の本層に比べて厚い(第18・19図)。砂岩は地域西部(登米-河北地区)で見られるような礫質な部分を全く含まない。2枚の粘板岩層は砂岩をわずかししか挟まないが、葉理がよく発達し、本層の下半部の粘板岩は大沢層の縞状葉理粘板岩と全く同じ岩相であり、上半部のそれは上位の伊里前層で最も多く見られる生物擾乱の痕跡が著しい葉理粘板岩からなる。この二つのタイプの粘板岩の変わり目は厚さ1m程の無葉理の粘板岩を挟む。登米地区から河北地区にかけての本層は、砂岩の比率が高いのに対し、東側の雄勝地区では粘板岩の比率がかなり高く層厚が厚い(第18・19図)。砂岩層は全体として見ると地域西部よりも細粒である。

化石と時代 津山町伊貝付近の粗粒砂岩から保存不良の腕足類化石を産する。また狐ヶ森西部の粘板岩から植物化石の破片を産する。

これまでに本図幅地域内の風越層からは、SHIMIZU (1930) により津山町柳津から *Hollandites* sp., *Balatonites* cf. *kitakamicus* (DIENER) が報告されている。これらの化石の産出により、本層の時代はアニス期とされている(小貫・坂東, 1959)。

IV. 6 伊里前層 (Is, Iss)

定義 稲井層群の下位から4番目に位置し、縞状の顕著な葉理をもつ砂質粘板岩の厚層で、中部三畳系に属する。下位の風越層から整合漸移し、上限はジュラ系に不整合に覆われる。

地層名 本層名は、最初、黒沢 (1929) によって使われたものであるが、小貫 (1956) による再定義に基づいて使用する。

模式地 宮城県本吉郡歌津町伊里前海岸 (津谷図幅内)。

分布 伊里前層は本図幅地域全体の約半分の面積に近い程、東西及び南北にわたって広く分布する。西は桃生町の北上川西側の丘陵から河北町を経て東は北上町東部に至る。北は羽沢川竹の沢から志津川町南部から、南は河北町上品山付近から雄勝町味噌作までを占める。要するに、橋浦地区のジュラ系を取り囲むように分布する。

層厚 登米地区では1800 m+

岩相 泥岩と石灰質細粒砂岩が通常0.5-3cmの単位で細かく互層した砂質粘板岩からなる。砂質粘板岩層は一般に生物擾乱を受け葉理が乱されていることが多く、このことが本層の特徴でもある。厚さ数10cm以上の粗-中粒砂岩薄層を時々挟む (第26図)。砂岩と粘板岩が薄く互層する部分にはときにコンポリュート葉理が発達し、粗粒砂岩層にはさまざまな形状や大きさの粘板岩同時礫を含む。まれに底痕も観察される。本層の砂質粘板岩は石灰質 (CaO:10%以上) で、かつ、スレート劈開がよく発達しているが、薄板状には割れにくい。一部にはほとんど葉理の発達に乏しい粘板岩層 (又は粘板岩) が発達し、河北町皿貝では一時硯石材を採掘したほどである。

登米地区では本層の基底から50-175 m上位の層準には、走向方向への連続性に乏しい青灰色粗粒砂岩が発達する。同様の厚さ10-30 mの比較的厚い砂岩層が、雄勝町南西部の硯上山周辺、同町味噌作、及び河北町中村前などにも分布する。これらの砂岩層は粗粒ないし中粒で、一般に厚層理を示す。地域中央部や北部にはこのような厚い砂岩層がない。側方への連続性に乏しいことから、上記の砂岩層は海底チャネル充填堆積物であろう。

志津川町大船沢南西部では砂岩泥岩細互層状の葉理の発達した岩相が分布する。

登米町南九九沢上流では波長数10cmのスランブ褶曲を示す所がある。また志津川町大船沢付近では、波長数m-10mの褶曲構造を呈する、局部的に著しい構造の乱れが認められる。このような褶曲構造は未固結時のスランピングによって生じた。

本図幅地域の伊里前層は下位の風越層と同時異相であるという見解もあり、地質図の上でも地域によっては大沢層に伊里前層が直接重なるように示されてきた (小貫・坂東, 1959) が、詳細な調査によれば、岩相分布の上からはそのような事実は認められない (鎌田, 1983)。

化石と時代 志津川町水戸辺より *Hollandites* aff. *haradai* (MOJSISOVICs), 同町津の宮より *Protrachyceras* sp., 北上町小室より *Beyrichites* sp., *Anolcites* ? sp. などのアンモナイトを産した。その他津山町柳津中学校付近や同町長畑などで保存不良のアンモナイトを産した。また長畑では二枚貝化石も採集した。豊里町城内八幡より二枚貝化石を産した。以上の化石及び従来報告されてい



第 26 図 伊里前層の砂岩層を挟む砂質粘板岩 (b: 志津川町滝浜) と生痕化石 (a: 河北町富士沼西岸) 砂岩には底痕が発達している

る軟体動物化石 (BANDO, 1946) から、本層は中期三畳紀のアニス期に対比できる。

IV. 7 堆積環境と砂岩組成

堆積環境 平磯層下部には礫岩層が発達し、中部の砂岩層には平行葉理、斜交葉理が見られることから、これらは比較的水流作用の活発な環境下の堆積物である。

平磯層中部の著しく石灰質に富む砂岩部には、しばしば海生軟体動物化石が密集して斜交層理や斜交葉理を形成し、浸食同時礫を伴っている。それらはストームなどの波浪作用により篩別作用を受けて形

成される，癒着したハンモック状斜交層理と考えられている（鎌田・川村，1988）．また基底礫岩やその上位の砂岩礫岩互層には一般に上方細粒化サイクルが発達し（第20図），干裂痕も見られること，更に海生動物化石を産しないことなどから，それらは網状河川堆積相と考えられている（川村・鎌田，1988）．登米地区においても平磯層下部には上方細粒化堆積相が認められ（第21図），しかも“赤色岩相”を呈することから，植田（1963）がかつて指摘したように，それは陸成層で，しかも河川成堆積物であると考えられることができる．

平磯層の粗粒砕屑物中に発達する斜交葉理の示す古流向は，登米地区に限って見ると西ないし北西又は南西からの供給を示しており，基底礫岩の最大礫径の分布上の特徴とほぼ一致する（鎌田，1979；鎌田ほか，1983）．また最大礫径の極大値を示す登米町峯畑付近は，登米地区の中で平磯層が最も厚く発達する地域にも相当し，粗粒砕屑物の供給源に近接していたことを示唆している．

大沢層下部は淘汰不良の砂質粘板岩が卓越し，種々の生痕化石を豊富に含むことから，次第に波浪の影響が少なく，エネルギーレベルの低い環境への移行部（外側陸棚）の堆積物と推定される．大沢層中・上部の平行葉理で特徴づけられる，岩相変化に乏しい粘板岩層は，堆積当時，堆積盆地はストーム時における波浪限界以深に位置していたことを示唆している．しかし中・下部大沢層の粘板岩層に挟有される極薄い砂岩層には小規模な斜交葉理や水流漣痕がよく見られ，掃流の影響下で堆積したことを示している．

大沢層下部の礫岩層には堆積時の運搬方向を示すような堆積構造は確認されていないが，走向方向には急激に粘板岩層へ変わることから，礫はチャンネルを通じて細粒砕屑物の堆積場へ運搬され，堆積したものである．登米町小金橋付近の山腹の小露頭では，礫岩層が急角度で周囲の葉理砂質粘板岩を切り込んでいるのが観察された．それはチャンネル壁の一部と思われる．その方向はNW-SEを示していた．大沢層の礫岩とその上位の粗粒砕屑岩相は上方細粒化を示すチャンネル埋積物であり，その上下に発達する砂岩層はチャンネル形成前後の小規模舌状堆積体と考えられる．

平磯層のおよそ西からの砕屑物の供給の傾向は，大沢層堆積時になっても引続いてみられ，次第に古海底斜面が形成された．

風越層を構成する砂岩は内部堆積構造から判断すると未成熟な乱泥流堆積物である．模式地（津谷図幅地域）における堆積相解析の結果，本層は海底扇状地堆積物と考えられている（鎌田，1984）．本図幅地域ではチャンネルの存在は確認されていないが，砂岩は海底扇状地の堆積舌状体に相当すると思われる．風越層中には有方向堆積構造の発達に乏しいが，これまでに得られた資料によれば，それらはWNW方向からの運搬を示しており大沢層の粗粒砕屑物の供給方向と同様の傾向を示している．このことは風越層の発達状況（地域的な層厚の変化や砂岩層の挟在数）と矛盾するものではない．

伊里前層の砂質粘板岩は，一般にウエーブリップルの発達した砂岩と粘板岩の細かな互層からなり，生痕が著しく発達している．このことは内側陸棚との境界に近い外側陸棚環境に堆積したことを示している．

砂岩組成 三疊系稲井層群では砂岩が，平磯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．平磯層の砂岩は，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．岩石片は花崗岩，安山岩・デイサ

イトなどの火山岩類，種々の結晶片岩類やホルンフェルス，更に砂岩・粘板岩・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30-50%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（基質または砂粒として）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の間に，岩片量の少ない（20%以下）優白色の長石質アレナイトが薄く挟まれることがある。これに対し，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。

V. ジュラ系

（酒井 彰・滝沢文教・鎌田耕太郎）

ジュラ系は，本図幅地域中央部の橋浦地区のジュラ系が中心であるが，そのほか北東縁部に志津川地区のジュラ系の南端部が，地域南縁部に水沼地区のジュラ系の一部が小規模に分布している。南部北上帯のジュラ系に認められる2列の弧状配列のうち，これらのジュラ系はすべて西列の志津川-橋浦帯に属する。西列のジュラ系は下部ジュラ系の志津川層群と中-上部ジュラ系の橋浦層群に2分される。両層群は不整合関係にあるほか，それぞれの下限も上限も下位層あるいは上位層と不整合で接する。なお，従来化石の証拠がないため，地質年代が確定的でなかった内の原層については，本報告では，上位の蕨の浜層と整合的に漸移するのを重視して，下部ジュラ系と結論し，志津川層群に含めた。

V. 1 下部ジュラ系（志津川層群）

北隣の志津川図幅地域の志津川地区を模式地とし，本地域内では橋浦地区の東部にまとまって分布し，また北上町中原西方，河北町牧野巣山及び福地南方に小規模に分布する下部ジュラ系である。

志津川層群は，砂岩及び砂質頁岩からなり，塊状の砂岩からなる下部の内の原層，海生の軟体動物化石を多産する中部の蕨の浜層，比較的均質な砂質頁岩からなる上部の細浦層の3層からなる。

V. 1. 1 内の原層(Uc)

定義 下部ジュラ系蕨の浜層と中部三畳系伊里前層とに挟まれた，塊状の細-中粒砂岩を主とする地層である。従来無化石とされ，上部三畳系皿貝層群とする見解と蕨の浜層の一部と見なす考えがあった。

地層名 高橋・小貫（1959）及び高橋（1961）の命名による．速水（1959）の水沼地区における皿貝層群に相当．TAKAHASHI（1969）及び滝沢ほか（1984）の内の原層と同義．加瀬（1979）の内の原層は本報告とは内容が異なる．

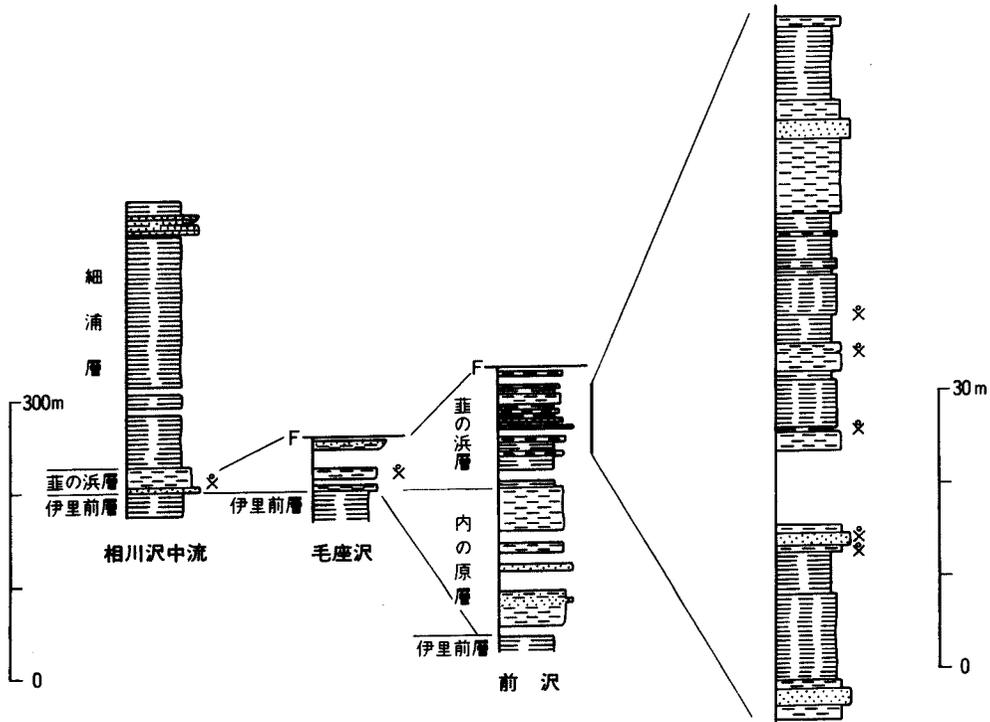
模式地 石巻地域の水沼地区の内原付近．本図幅地域では，志津川町在郷東方に好露出がある．

分布 2ヵ所に分布する．橋浦地区では志津川町在郷東方，本図幅地域南縁部の福地南方の加茂川上流では，石巻地域水沼地区の模式地からの延長として分布する．両分布域ともジュラ系の東部に偏在しており，西部には分布しない．葦の浜層の分布が，ジュラ系分布地域内の東西両側に発達しているのに比べて，内の原層の分布域が限定されていることは注目される．

層序関係 下位の稲井層群との層序関係は，本図幅地域では露頭欠如のため不明である．模式地に近い南隣の石巻図幅地域の北縁部では，稲井層群の砂質頁岩を内の原層基底の粗粒砂岩が起伏に富む顕著な浸食面を持って覆うことから，不整合と判断する．上方には，本層上部の細粒砂岩中に砂質頁岩を挟むようになり，葦の浜層に漸移する（第27図）．

層厚 在郷東方（前沢）で約150 m，福地南方で約300 m．

岩相 前沢では細粒ないし中粒砂岩を主体とする．福地南方では塊状無層理の中粒砂岩を主体とし，最下部に粗粒砂岩，上部は細粒砂岩からなる．全般的に成層面の発達は不良である．優白色細粒砂岩に



第27図 志津川層群の地質柱状図
凡例は第29図と同じ

砂質頁岩を挟む層準から、上位の蕨の浜層とする。砂岩は、青灰色、風化して優白色ないし黄白色を呈す。砂粒の淘汰は比較的良好で長石に富む長石質アレナイトである。

対比と年代 先述したように、本層の対比については二つの異なる見解があった。上位の蕨の浜層との関係は、第27図で示すように岩相上漸移する。福地南方では内の原層の上部で蕨の浜層との境界より15-20m下位の層準に密集した貝化石層があり、蕨の浜層と同じ種類の化石を含む。したがって、本層の上部は蕨の浜層と同様にジュラ紀最前期に属する。蕨の浜層はジュラ紀最前期のヘッタンジュ期を含むとされている（HAYAMI, 1961）ので、本層の下部が三畳紀最後期にかかる可能性は残されている。志津川地区では蕨の浜層の下位に厚さ300mの厚層砂岩を含む皿貝層群（上部三畳系）があるが両層の関係は不整合である。

本報告では、内の原層を、蕨の浜層と整合であることを重視してジュラ紀最前期としておく。すなわち、内の原層を、下部ジュラ系の基底部と考える。

V.1.2 蕨の浜層 (Nr)

定義 砂岩及び砂質頁岩からなる下部ジュラ系下半部を占める地層である。砂岩・頁岩から海生軟体動物化石を多産する。

地層名 MABUTI (1933) の命名による。MORI (1949) の Polymesoda beds 及び Trigonina 砂岩にほぼ一致し、高橋 (1961)・加瀬 (1979) とはその分布が多少異なる。

模式地 北隣の志津川図幅地域の歌津町蕨の浜西方。本地域では志津川町在郷東方の水戸辺川支流前沢及び毛座沢に好露頭がある。

分布 橋浦地区の東部に比較的まとまった分布がある。すなわち、志津川町在郷東方の前沢及び毛座沢、その東方の滝浜沢上流、北上町相川沢中流の支流及び同町白浜北方である。また、北上町中原西方では、稲井層群と断層で接する本層の小露出があり、橋浦地区西部の河北町牧野山にも、軟体動物化石を多産することで有名な本層の小分布がある。更には、本図幅地域南縁部に南隣の石巻図幅地域の水沼地区から連続する蕨の浜層の小規模な分布が認められる。

層序関係 下位の内の原層の項で述べたように、南隣の石巻図幅北縁部で、下位の内の原層と蕨の浜層とが整合漸移する関係が観察できる。本図幅地域東部の在郷東方前沢北岸の林道では、露頭が欠如しているため直接の関係は認められないが、同南岸の林道では、内の原層の細粒砂岩の上位に淘汰の悪い極細粒砂岩、その上位に砂質頁岩と重なり、その上位約10mが露頭欠如して化石の多産する砂岩・頁岩が分布するので、極細粒砂岩から蕨の浜層とみなした。一方、他の地域では、内の原層が存在しないで、稲井層群伊里前層の石灰質堅硬な砂質頁岩の上位に、直接蕨の浜層の細-中粒砂岩が累重する。この砂岩から、海生の軟体動物化石を多産し、それらは岩相的にMORI (1949) の Trigonina 砂岩に相当し、高橋 (1961) が述べたように Vaugonia spp. を多産する。この砂岩が蕨の浜層の基底と考えると Polymesoda beds が欠如していることになる。上位の細浦層とは整合漸移し、砂岩を含まなくなる層準から細浦層とみなした。

層厚 在郷東方では上部を断層で切られるので約130m+である。相川沢中流域では急激に薄化し、約25mになる。

岩相 砂質頁岩から始まり、細粒砂岩（一部中粒砂岩）と砂質頁岩の繰り返しからなる（第27図）。細-中粒砂岩は灰色-青灰色であるが、化石を含む砂岩は風化するとこげ茶色を呈し、比較的石灰質である（第28図）。また、砂岩の一部にはわずかに葉理が発達することがある。砂質頁岩は灰色-暗灰色を呈し、化石を含む部分では石灰質堅硬である。

中原西方（大沢川右岸）の小沢に小分布する葦の浜層は、下半部が中-細粒で一部粗粒の長石質砂岩、上部は主に砂質頁岩からなる。下半部の砂岩は淘汰はあまり良好でなく、厚層理で、摩耗した貝殻片を少量含む。この砂岩は志津川地区（模式地）の葦の浜層の砂岩に岩相がかなり似ている。上部の砂質頁岩も淘汰が不良で、“砂混じり泥岩”で泥質細粒砂岩を挟む。所々に生物擾乱の痕跡が認められる。この葦の浜層の存在は、従来の報告の中でMORI(1949)のみが認めていたもので、彼は、この地点付近より *Gervillia trigona* (YOKOYAMA) [= *Bakevellia trigona* (YOKOYAMA)]、*Laevitrigonia hosourensis* (YOKOYAMA) [= *Geratrigonia hosourensis* (YOKOYAMA)]、*Ostrea* sp.などの化石を報じている。



第28図 葦の浜層における貝化石の密集層
（水戸辺川支流前沢）

河北町牧野嶽山に孤立して分布する蕨の浜層は、下部が泥質な細粒砂岩で中粒砂岩を少量挟む。その中に密集した貝化石層（しじみ貝類の *Eomiodon* など）を数枚挟む。一部は厚さ 2 m の貝殻集積石灰岩である。牧野嶽山における蕨の浜層と下位（西側）の三疊系伊里前層との直接の関係は、露出が欠如して不明である。

化石 本層からは多量の貝化石が産出する。それらを第 12 表に示す。また、高橋（1961）、TAKAHASHI（1969）、HAYAMI（1961 a, b）、加瀬（1979）は二枚貝化石を報告している。貝化石は汽水性（*Eomiodon*）から瀬海生（*Vaugonia* など）を示す。しかし、アンモナイトやバレムナイトなど純海生種を少量混ざる。貝化石の産状は、波浪による掃き寄せ状の集積を示している。

対比と時代 本層は岩相及び化石種の類似性から模式地の蕨の浜層に対比される。HAYAMI（1961 a）は模式地の蕨の浜層上部をヘッタンジュ期中-後期としている。MORI（1949）が相川沢で採集したアンモナイトを佐藤（1956）は *Alsatites* sp. 又は *Vermiceras* sp. とし、ジュラ紀最前期のヘッタンジュ期を示すとした。以上の化石から本報告では蕨の浜層の時代をジュラ紀最前期のヘッタンジュ期としておく。

第 12 表 志津川層群蕨の浜層産二枚貝化石リスト
表に示した化石の登録番号は GSJ F 13014-13087, 13090-13092

種名	化石産地						相川沢支流		相川沢中流		白浜沢	
	福地南方	水戸辺前沢					TY 202	TY 203	TY 206	TY 221	TY 30	TY 36
<i>Cucullaea (Idonearca) mabuchii</i> HAYAMI								○				○
? <i>Modiolus bakevelloides</i> (HAYAMI)												
<i>Bakevellia trigona</i> (YOKOYAMA)	○	○	○	○	○							
? <i>Bakevellia trigona</i> (YOKOYAMA)	○											
? <i>Isognomon rikuzenicus</i> (YOKOYAMA)	○											
<i>Liostraea</i> sp.							○					
<i>Lopha</i> ? sp.		○		○		○						
<i>Geratrigonia hosourensis</i> (YOKOYAMA)		○	○	○	○							
? <i>Geratrigonia hosourensis</i> (YOKOYAMA)				○								
<i>Vaugonia namigashira</i> KOBAYASHI and MORI									○			
? <i>Vaugonia namigashira</i> KOBAYASHI and MORI									○			
<i>Vaugonia niranohamensis</i> KOBAYASHI and MORI								○	○		○	○
<i>Vaugonia</i> sp.							○	○	○			
<i>Eomiodon</i> ? <i>giganteus</i> HAYAMI				○								
<i>Eomiodon lunulatus</i> (YOKOYAMA)		○		○	○					○		○
? <i>Eomiodon lunulatus</i> (YOKOYAMA)			○									
<i>Integricardium (Yokoyamaina) hayamii</i> (KEEN and CASEY)		○		○								
<i>Integricardium (Yokoyamaina) hayamii</i> (KEEN and CASEY) [= <i>Cyrena elliptica</i> YOKOYAMA non DUNKER]		○		○								
<i>Integricardium (Yokoyamaina) hayamii</i> (KEEN and CASEY) [deformed specimen]				○								
<i>Pronoella</i> sp.												○

V. 1. 3 細浦層 (Hs)

定義 下位の蕨の浜層から整合漸移し、上位を中-上部ジュラ系の橋浦層群に不整合に覆われる、砂質頁岩からなる下部ジュラ系の上半部を占める地層である。

模式地 北隣の志津川地域の志津川町細浦。本図幅地域橋浦地区東方の北上町相川沢中流域に好露出がある。

分 布 橋浦地区東方の北上町相川沢中流域を中心に分布する。また、志津川町在郷東方の前沢、毛座沢及び滝浜沢上流の向斜軸部にわずかに分布する。

層序関係 下位の葦の浜層とは整合漸移関係にある。上位の橋浦層群との関係は、橋浦地区内ではすべて断層関係である。

層 厚 相川沢中流域で、上限を断層で切られるため全層厚は不明であるが、約300 m以上と積算される。

岩 相 本層は主として灰色-暗灰色を呈し、比較的葉理の発達が良い砂質頁岩からなる。一見すると下位の三疊系稲井層群や上位の橋浦層群の砂質頁岩と酷似している。しかし、三疊系の砂質頁岩とは石灰質堅硬でないことと、砂質物で充填された生痕が少ないという違いがある。一方、橋浦層群の砂質頁岩とは生痕や葉理の発達程度で区別した。

柱状図（第27図）に示したように、本層の上部には単層の厚さが数cm規模の厚さ約20mの砂岩泥岩互層が発達する。

対比と時代 高橋(1961)及び加瀬(1979)の細浦層にほぼ相当するが、分布に関する見解は異なる。すなわち、加瀬(1979)の分布よりも東方に狭くなっている。

加瀬(1979)は *Graphoceras* sp., *Lytoceras* sp. のアンモナイトを採取し、*Graphoceras* の生存期間はアーレン期-バジヨス期前期としている。一方、模式地を含む志津川地区の細浦層の時代は、アンモナイトによりジュラ紀前期のシネムール期からアーレン期とされている(佐藤, 1956)。したがって、本報告では、細浦層の時代をジュラ紀前期のシネムール期-アーレン期とみなす。

V. 2 中・上部ジュラ系（橋浦層群）

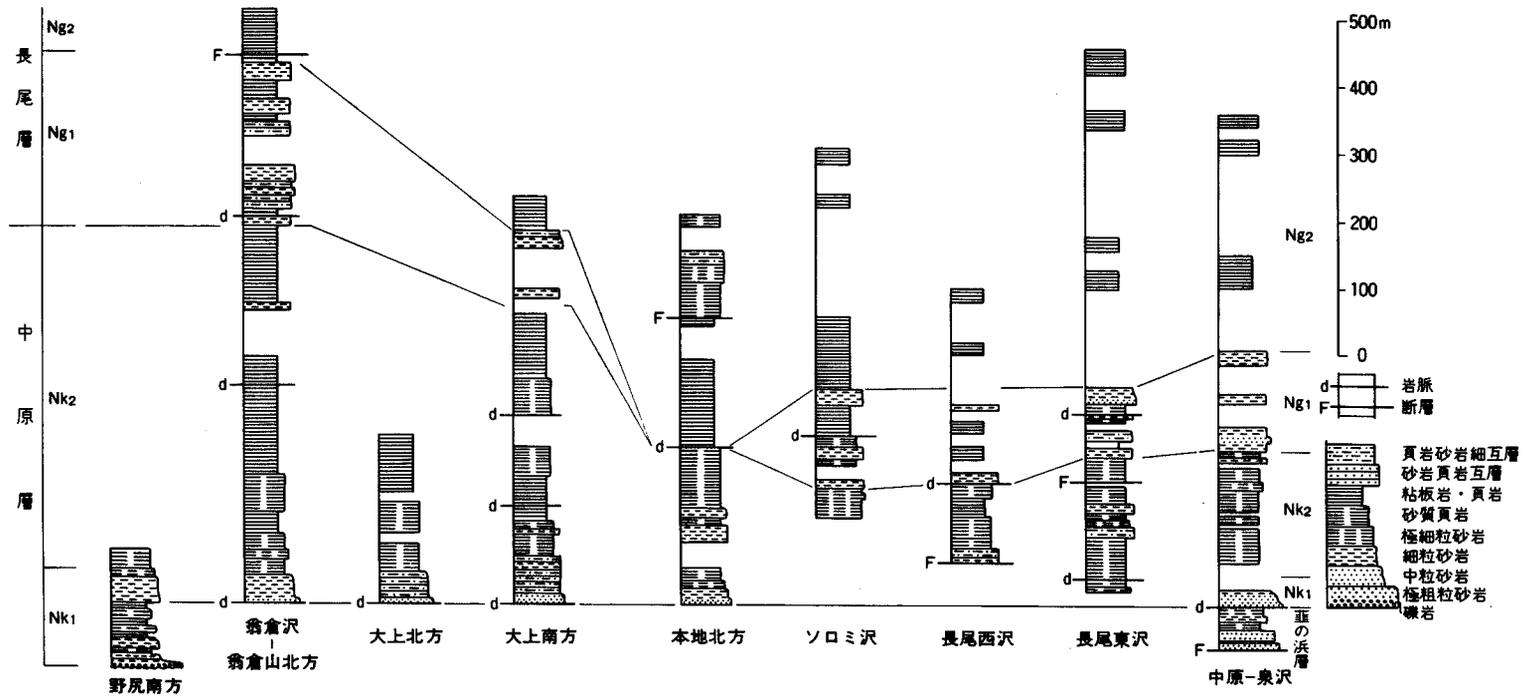
橋浦地区に広く分布する中部-上部ジュラ系で砂岩-頁岩からなる2堆積輪廻を示す。下位の一輪廻を中原層、上位の輪廻を長尾層と呼ぶ(加瀬, 1979)。これらの中で中原層のごく一部と長尾層の上部の厚い頁岩層の他は岩相の側方変化が著しく、かつ南北方向の断層によるブロック化により、各層序単元の側方への追跡はかなり困難である。志津川層群細浦層・中原層下部及び長尾層下部の三者、及び中原層主部と長尾層主部の二者は、それぞれ岩相的に類似性が強い。橋浦層群の地質柱状図を第29図(a, b)に示す。

南部北上山地の西列に属する同時代の地層はすべて橋浦層群と呼ばれる。その層序区分は化石の豊富な本地区が代表的である。ただし、志津川地区の橋浦層群の層序は下位より荒砥崎層、荒砥層、袖ヶ浜層が用いられている。

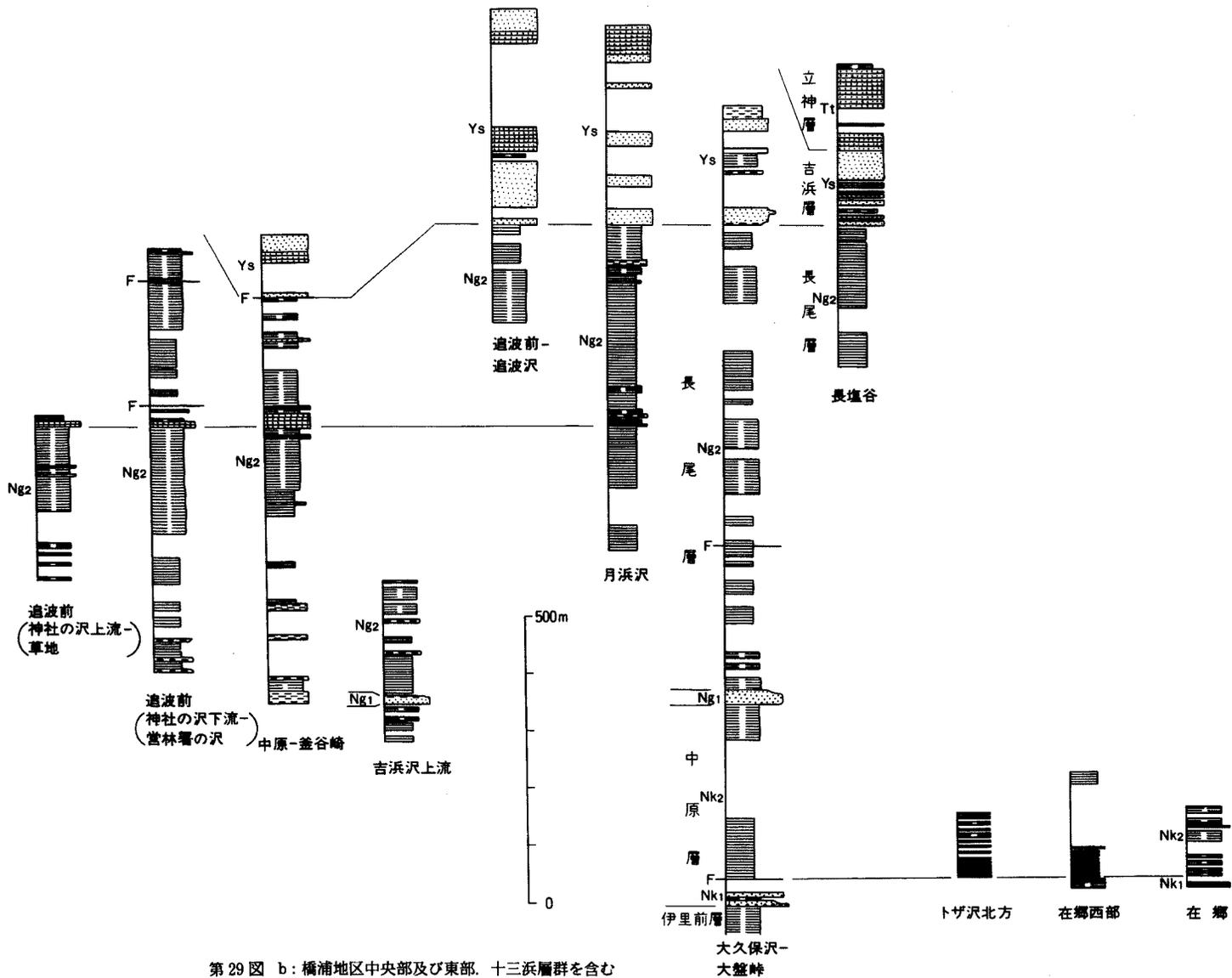
V. 2. 1 中原層 (Nk_1 , Nk_2)

定 義 最下部が礫岩又は砂岩に始まり、主部は砂質頁岩からなり、一部中粒砂岩・頁岩を挟む中部ジュラ系である。砂岩は量的には少なく、むしろ葉理の比較的良好に発達する砂質頁岩が特徴である。

地層名 森(1947)が命名。加瀬(1979)の中原層と同義で、MORI(1949)の中原砂岩層は本層下部(Nk_1)に相当する。また高橋(1961)の中原層から最上部の砂岩層を除いた地層である。



第 29 図 橋浦層群の地質柱状図
a: 橋浦地区西部



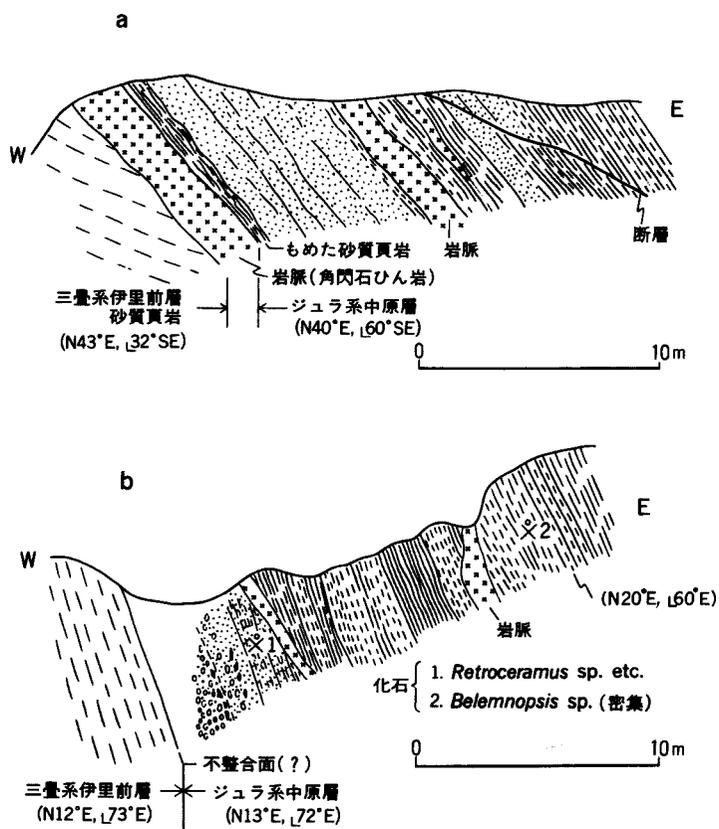
第 29 図 b: 橋浦地区中央部及び東部, 十三浜層群を含む

模式地 北上町翁倉沢から翁倉山にかけてを模式ルートする。副模式ルートは、志津川町水戸辺川上流域である。従来模式地とされた北上町女川中原付近は、露出が点在するので連続した層序は把握しにくい。

分布 北上町本地北方から翁倉山にかけての地域、中原西方山地及び水戸辺川流域の3か所に分かれて分布する。すなわちジュラ系全体の中で、西または北西部を占めている。代表的ルートは、南西側より北上町ソロミ沢、長尾東沢、細峰沢、翁倉沢、志津川町水戸辺川流域。従来知られていなかった分布地として河北町馬鞍川上流、細峰沢上流—翁倉山西方山地、津山町野尻南方の3か所が挙げられる。

層厚 翁倉沢とその北方が最も厚く、約550 m、中原付近で230 m、水戸辺付近では350 m（第29図）。

層序関係 水戸辺川支流大久沢と野尻南方の稲井層群分布域中の孤立したジュラ系では、稲井層群との不整合関係を観察することができる（第30図b）。また、馬鞍川上流でも不整合が確認される。一方、北上町本地北方から中原西方の大沢川の枝沢を経て翁倉山北方に至る中原層と稲井層群との境界部に沿って、幅3-20 mの角閃石ひん岩が貫入している（第30図a）。この岩脈で境される部分では、



第30図 中原層基底部と三畳系伊里前層との関係
a: 境界部に岩脈があり両者の構造に差異がある（北上町細峰沢）
b: 両層の関係は不整合で構造的には調和的である（津山町野尻南方）

基底礫岩を欠き、本層の基底部は認められない。

層序細分と岩相 中原層は基底礫岩・砂岩に始まり、砂質頁岩、頁岩に至る上方細粒化の1堆積輪廻を示す。本層は基底部 (Nk_1) と主部 (Nk_2) の二つの岩相層序ユニットに細分できる。

Nk_1 (中原層基底部) 基底部に厚さ2-5mの礫岩を有する(第31図)。その上位は、側方に連続性の良い青灰色細粒砂岩からなり、砂質頁岩の薄層を頻繁に挟み、しばしば互層状を呈する。 Nk_1 はジュラ系の西-北西縁を縁どるように分布し、分布域の西半部では稲井層群とは幅狭い岩脈を介して接することが多い。 Nk_1 の層厚は70-140mである。

Nk_1 の基底部は、津山町野尻南方や馬鞍川上流及び水戸辺川流域で良く観察できる。津山町野尻南方の Nk_1 は基底礫岩と泥質粗粒砂岩に始まり、細-中粒砂岩と砂質頁岩が不規則な単位で成層する。基底礫岩は厚さ2-5m、礫岩の礫径は1-3cmで円礫が多く最大15cm、礫種は石英斑岩、デイサイト質ないし安山岩質火山岩、砂岩、頁岩などからなり、まれに花崗岩礫を含む。泥質粗粒砂岩は淘汰が



第31図 中原層の基底礫岩
(水戸辺川中流の枝沢)

極めて不良で“砂混じり泥岩”質な部分もあり、多量の軟体動物化石を含む。馬鞍川上流では基底部に米粒大の細礫岩、又は極粗粒砂岩が見られる。

水戸辺川流域では、 Nk_1 の基底部には礫岩（第31図）、礫質砂岩や黒色泥質砂岩が発達し、その上に灰色中-細粒砂岩が重なる。基底部は岩相変化が激しく、礫岩が厚く発達する場合と、礫岩と黒色泥質砂岩が指交状を示す場合がある。礫岩の礫は一般に円磨度が高い。礫種はひん岩が多く、その他に花崗岩や頁岩も見られる。頁岩礫には生物擾乱に富み伊里前層に由来するものもある。水戸辺に郷付近では最大礫径が40cmに達する花崗岩礫を含む。

砂岩は、全般的に淘汰が良好で、場所により雲母片を多量に含むことがある。最下部が中粒砂岩からなる砂岩頁岩互層では、しばしば砂岩に斜交葉理や平行葉理が見られる。中原付近の Nk_1 の下部には厚さ2mの粗粒砂岩がみられ、セットの厚さ20cm以上の斜交葉理が発達する。ここでは石灰質砂岩をレンズ状に挟み貝化石破片を含む。

水戸辺川左岸の枝沢では上方に向かい、碎屑物の淘汰は徐々に良好になり、細粒砂岩中には密集して、また砂質頁岩中には散点的に、ベレムナイト(*Belemnopsis* sp.)を含む。

Nk_1 の上部では細互層をよく挟み成層の単位が細くなり Nk_2 の砂質頁岩に漸移する。

Nk_2 (中原層主部) 主として砂質頁岩及び頁岩からなり、極細粒砂岩と細互層を挟む。層厚200-500m。砂質頁岩では一般に葉理が良く発達するが、発達の悪いものや塊状の頁岩もある。特に中原西方の山地一帯では葉理が明瞭で、板を重ねたような板状層理を示す（第32図）。部分的に生物擾乱の痕跡が著しく、稲井層群伊里前層の砂質頁岩に岩相が酷似する場合がある。しかし、伊里前層の泥質岩とは、石灰質堅固でないことや泥質の生痕が多いことで識別できる。

Nk_2 の砂質頁岩の一部から巻貝、二枚貝、頭足類などの軟体動物の他に植物化石を産する。

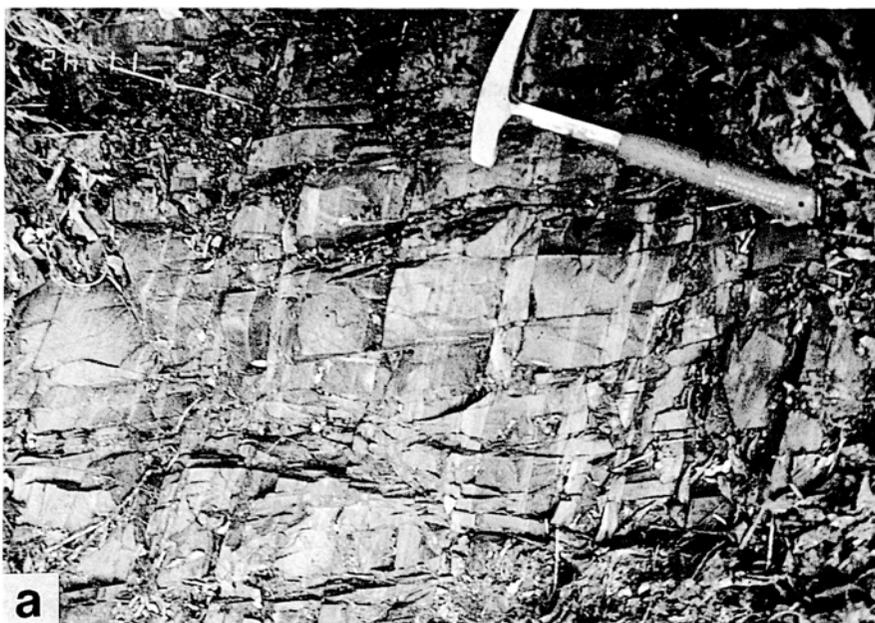
北上町本地北方やソロミ沢では、極細粒砂岩の発達が良く、葉理が顕著である。ソロミ沢の細粒砂岩は局所的に黒雲母を異常に多く（約20%）含有する。また、本地北方では厚さ1.5mの淡緑色の細粒凝灰質(?)頁岩を挟む。水戸辺に郷付近では Nk_2 の砂質頁岩中にスランプ褶曲が見られる。橋浦地区北西部の Nk_2 上部は単調な黒色の頁岩の厚層からなり、 Nk_2 下部の砂岩頁岩に比べると細粒で葉理や層理の発達に乏しい。この黒色頁岩は翁倉沢を中心に北西部に厚く発達するが、このジュラ系の南西部（中原西方地塊の南側）ではこの岩相は見られない。翁倉沢では頁岩中の砂質岩の挟みはむしろ少なく、砂岩薄層も葉理も局部的に発達するだけである。

橋浦地区の中央部には、中原層は小規模にしか分布していない。北上町吉浜沢中流では、長尾層基底の中粒砂岩の下位に砂質頁岩と頁岩からなる厚さ約70mの中原層が露出している。

一方、橋浦地区北部の水戸辺川中・下流に本層の分布があり、支流の大久保沢から大盤平峠に登る林道に沿って好露出がある。そこでは Nk_2 は、一部露頭が欠如するため全体は把握できないが、下半部は明瞭な葉理の発達した黒色頁岩で、上半部は生痕の発達する暗灰色の砂質頁岩からなる。

化石 今回、野尻南方、細峯沢及び水戸辺川流域から、*Retroceramus* sp., *Plagiostoma* sp., *Chlamys* sp. など二枚貝のほか、保存不良の頭足類(*Ammonoid*及び*Nautiloid*)などを採集した。

また、本層から*Seymourites* (KOBAYASHI, 1947), *Vaugonia*, *Inoceramus* cf. *haasti*,



第 32 図 中原層 Nk₂ の糞埋砂質頁岩
a: 北上町中原西方
b: 北上町翁倉沢

Biplices sp. *Oppelia* sp. (以上 MORI, 1949), *Inoceramus hashiurensis*, *I. aff. galoi* (HAYAMI, 1960b), *Holophylloceras* sp. (加瀬, 1979) が知られている。

動物相から興味あることは、この地域の橋浦層群が汽水相や三角貝相でなく、純海成のイノセラムスやベレムナイト相から始まることである。これはジュラ紀前期と異なり、ジュラ紀中期の海進が急速に進行したことを示している。

対比と時代 上記の化石のうちアンモナイトの *Seymourites* sp. は、水戸辺川上流の Nk_2 から産出しており、ジュラ紀中期のカロブ期を示唆する。一方、TAKAHASHI (1969) 及び加瀬 (1979) によると、本層の上位の長尾層から産した化石の時代の下限はバジォス期を示すとされており、明らかに矛盾する。また、本層は岩相的には志津川地区の荒砥崎層と荒砥層下部に対比しうる (第37図)。ここでは、荒砥崎層は上下層との関係からバジォス期に、荒砥層の時代はアンモナイトによりバジォス期からキンメリッジ期を示す (佐藤, 1956)。以上のことから、本層はジュラ紀中期のバジォス期に限られることになる。

V.2.2 長尾層 (Ng_1 , Ng_2)

定義 橋浦地区ジュラ系の上部に当たり、南東部を占めて広く分布する黒色の頁岩を主体とするジュラ紀中期からジュラ紀後期で一部白亜紀最前期に達する可能性のある地層である。

地層名 MORI (1947) 長尾頁岩層、高橋 (1961) の長尾層と中原層上部の砂岩層を合わせたものに相当する。加瀬 (1979) の長尾層と同義である。

模式地 追波沢で露出が良い。下部は翁倉沢中流の北東、北向いの枝沢と長尾東沢が好露出であり、上部は追波沢から月浜沢にかけてが露出良好である。

分布 橋浦層群分布域の中央部から南側を占めて広く分布する。すなわち、西は本地から泉沢にかけて、中央部では水戸辺川流域の南部、中原より東側、十三浜の北部山地など広範囲に及ぶ。

層厚 中央部で約 800 m。長尾付近で約 500 m と見積られる。

層序関係 中原層とは整合である。下部 (Ng_1) の砂岩が薄い場合は、中原層との境界が不明瞭なことがある。

層序細分と岩相 砂岩に富む下部 (Ng_1) と、頁岩の厚層からなる主部 (Ng_2) とに分けられる。

Ng_1 (長尾層下部) 水戸辺川上流の谷多丸付近を境に東部と西部で岩相及び層厚が変化する。西部では、 Ng_1 は細-中粒砂岩と頁岩からなり、砂岩頁岩互層を伴う。砂岩と頁岩はほぼ同量とみてよい。厚さ 5-30 m の砂岩層が数枚あり、場所によって発達度が異なる。北上町中原西では明瞭なものが 3 枚露出する。長尾東沢では薄層理砂岩頁岩互層が見られる。翁倉沢では砂勝ち砂岩頁岩細互層中にスランプ褶曲が認められる。中原東方及び吉浜沢中流では基底部に厚さ 10-20 m で塊状の細-中粒砂岩が発達する。

翁倉沢層の北東への枝沢ではよく成層し、成層砂岩や砂岩勝ち砂岩頁岩互層が良く発達する。

一方、東部の分布域の水戸辺川から大盤平峠に登る林道では、 Ng_1 は基底部が礫混じり極粗粒砂岩から始まり、次第に細粒砂岩へと上方細粒化する約 25 m の厚さの砂岩からなる (第33図)。礫混じり極粗粒砂岩は南西方へ向かって粒度が細くなり、中-細粒砂岩となり層厚も薄くなる傾向を示す。



第 33 図 長尾層基底の砂岩層 (Ng₁) の上部
(水戸辺川-大盤平峠間の林道)

Ng₁ の砂岩は淘汰良好な長石質アレナイトで、塊状の場合が多い。Nk₁ の砂岩と比べて一般に砂粒の淘汰が良い。頁岩は下位の Nk₂ の頁岩や、上位の Ng₂ (長尾層主部) の頁岩と酷似した比較的細粒なものが多いが、生痕や生物擾乱はほとんど認められない。

層厚は西部では通常 150 m 位であるが、谷多丸を境に東部の水戸辺川流域では、急激に層厚が薄くなり 20-30 m である。

Ng₂ (長尾層主部) 単調な黒色頁岩の厚層である。層厚は 500 m 以上、ジュラ系の中央南部寄りに広く分布する。厚さ 1-2 m、まれに厚さ 10 m の細粒砂岩を挟む。また、中部には単層の厚さが数 10 cm 規模で厚さ 10-20 m の砂岩頁岩互層が発達し、追波沢から月浜沢上流まで良く連続する。この砂岩頁岩互層中にはコンポリュート葉理の発達した細粒砂岩が観察される。頁岩は 10- 数 10 cm の層状を呈し (第 34 図)、葉理の発達することが多い。全体に頁岩はシルト以下の粒度で、砂質シルトは少ない。また、径数 cm の石灰質の団塊を含むことがあるが、一般にその中には化石を含まない (第 35 図)。長尾層の頁岩のスレート劈開は弱いか又はほとんど発達しないが、吉浜沢の上流では局部的に発達している。

長尾層の主部 (Ng₂) 基底付近には二枚貝を産し、中部付近にアンモナイトやイノセラムスを産する。全体にベレムナイトを散点的に産する。

本層の上部では全般的に砂質になり、細粒砂岩をよく挟有することもある。

化石と時代 本層からは古くからアンモナイトの産出が報告されているが、産出量はあまり多くなかった。しかし、加瀬 (1979) により多数のアンモナイトが報告されている (第 13 表)。その主要な属種は、*Holcophylloceras* spp., *Lytoceras* cf. *neumayri*, *Taramelliceras* sp., *Otoites* sp., *Normanites* sp., *Stephanoceras* sp., *Kepplerites* sp., *Garantiana* sp., *Leptosphinctes* (s.s.) sp., *Kranaosphinctes* cf. *matsushimai* などである。

このほか加瀬 (1979) は長尾層上部より、保存不良の *Olcostephanidae* 又は *Berriasellidae* に属する化石を報告している。



第 34 図 長尾層の層理の発達した黒色頁岩 (Ng₂)
(追波沢の支流)



第 35 図 長尾層の砂質頁岩中に見られる
石灰質団塊 (大盤峠北方)
葉理が団塊中にも連続しており、団塊が
堆積後に形成されたことを示している

第 13 表 橋浦層群産軟体動物化石リスト (加瀬, 1979 による)

種 名	化石産出層
<i>Holcophylloceras</i> sp. A	HK
<i>H.</i> sp. B	HG
<i>H.</i> sp. C	HG
<i>Lytoceras</i> cf. <i>neumayri</i> PUGIN	HG
<i>L.</i> sp. A	HG
<i>L.</i> sp. B	HG
<i>Spiroceras</i> sp.	HG
<i>Hectioceras</i> sp.	HG
<i>Taramelliceras</i> sp.	HG
Oppeliid gen. et sp. indet.	HG
<i>Otoites</i> sp.	HG
<i>Normannites</i> sp.	HG
<i>Stephanoceras</i> sp.	HG
<i>Keplerites</i> sp.	HG
<i>Longaeviceras?</i> sp.	HG
<i>Garantiana</i> sp.	HG
<i>Parkinsonia</i> sp.	HG
<i>Leptosphinctes</i> (s.s.) sp.	HG
<i>L.</i> (<i>Vermisphinctes</i>) sp.	HG
<i>Kranaosphinctes</i> cf. <i>matsushimai</i> (YOKOYAMA)	HG
<i>K.</i> sp.	HG
Olcostephanid or berriasellid gen. et sp. indet.	HG
Ammonoid gen. et sp. indet.	HG
<i>Anaptychus</i> sp.	HK
Belemnoid gen. et sp. indet.	HG
<i>Posidonia</i> spp.	HG
<i>Propeamussium</i> sp.	HG
<i>Ceratomya</i> sp.	HG

HK : 中原層 HG : 長尾層

また、長尾層分布地域の 2 地点から、放散虫化石が産出した (第 36 図・第 II 図版)。2 地点のうち東側の地点は、加瀬 (1979) の地質図では志津川層群細浦層とされている地域内である。この化石の産出及び岩相・地質構造から産出地点を含む地域を長尾層分布地域とみなした。

白浜沢枝沢の最上流 (GSJ R 48980)

Archaeodictyomitra sp.

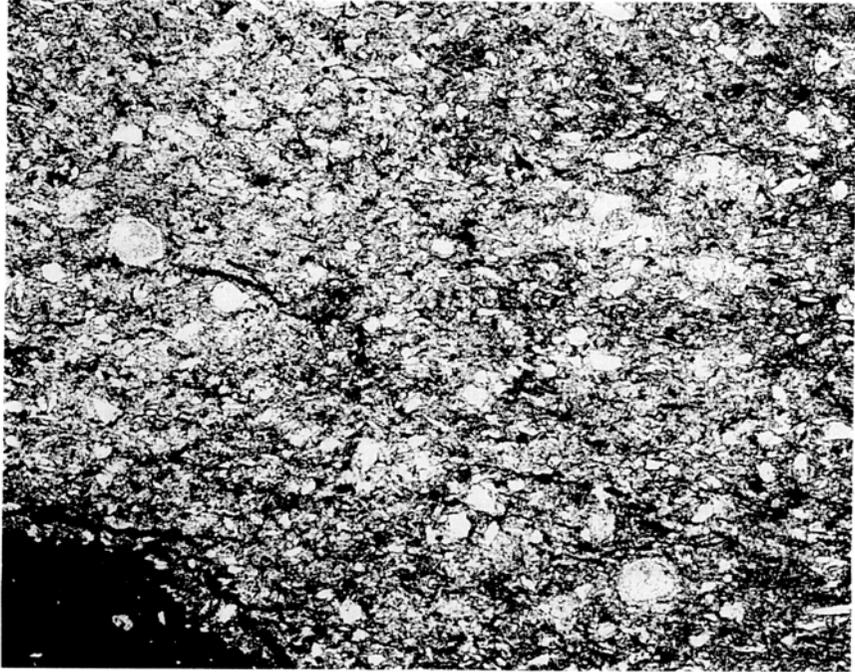
Cinguloturris cf. *carpaica*

Dictyomitrella (?) cf. *kamoensis*

Eucyrtidiellum sp.

Hsuum sp.

Parvicingula sp.



第 36 図 放散虫化石を含む長尾層の頁岩の顕微鏡写真
(GSJ R 48980). 写真の横幅は 1.2 mm

Tricolocapsa? fusiformis

T. plicarum

Stichocapsa convexa

相川沢最上流 (GSJ R48987)

Eucyrtidiellum sp.

Dictyomitrella cf. *kamoensis*.

Tricolocapsa plicarum

T. sp.

これらの放散虫化石は中期ジュラ紀を示す。

以上の化石は、長尾層の時代がジュラ紀中期のバジヨス期から少なくともジュラ紀後期のチトン期を含み、白亜紀最前期に達する可能性を示している。

V. 2. 3 荒砥崎層 (At)

定義 志津川湾岸沿いに露出し、中部ジュラ系中原層に相当する礫岩、砂岩層である。

地層名 馬淵 (1933) による。

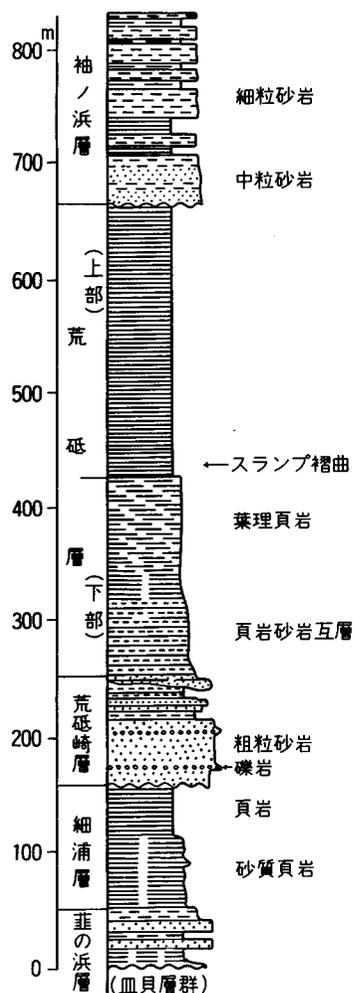
層厚 模式地で 95 m (TAKIZAWA, 1985) (第 37 図)。黒崎付近で 25 m。

模式地 宮城県本吉郡志津川町荒砥崎の半島部（志津川図幅）。

分布 本図幅地域東北部の志津川湾西岸の黒崎付近に本層下部が露出している。

岩相 基底部に礫岩が発達し、その上位に斜交葉理の発達した含礫砂岩、成層砂岩と重なる。植物片や炭質物に富む薄い頁岩を挟む。斜交葉理の発達した砂岩は成層構造に乏しく、生物擾乱が著しい。砂岩層にはトリゴニアなどの二枚貝を含み、化石層状あるいはレンズ状に密集している。黒崎付近では本層上部は海に没し観察できない。

化石と時代 本層からは *Vaugonia* sp. などの二枚貝を産するが一般に保存が悪い。その他模式地では *Cucullaea*, *Modiolus*, *Oxytoma*, *Inoceramus*, *Parainoceramus*, *Camptonectes*, *Entolium*, *Ctenostreon*, *Myophorella*, *Coelastarte*, *Isocyprina*, *Fimbria*, *Pholadomya* などの二枚貝の産出が確認されている (HAYAMI, 1961)。本層の時代については、模式地においては上下層との関係からバジヨス期に対比されている。



第37図 志津川地区ジュラ系模式柱状図 (TAKIZAWA, 1985に加筆)

V. 2. 4 荒砥層 (Ar)

定義 志津川湾岸沿いに露出し、中部ジュラ系長尾層に相当する頁岩卓越岩相である。

地層名 馬淵(1929)による

層厚 模式地では470 m。本図幅地域の志津川町林付近では115 + m、椿島では130 + mである。

模式地 宮城県本吉郡志津川町荒戸浜付近（志津川図幅内）

分布及び層序関係 本図幅地域の東北部林漁港付近と志津川湾内の椿島に露出する。両地点ともに上下限は断層または海に断たれて不明である。

岩相 林漁港付近では下部は弱い平行葉理の発達した黒色頁岩からなり（第38図）、アンモナイトやベレムナイトを産する。上部は砂岩頁岩互層からなり、砂岩薄層には砂漣式斜交葉理やコンボリユー



第38図 荒砥層の層理の発達した頁岩
(志津川町椿島) 砂岩薄層を挟む

ト葉理が発達している。椿島では弱い葉理の発達した黒色頁岩からなり、薄い砂岩を挟む。頁岩には石灰質団塊が見られ、砂岩からなるレンズ状、リボン状の連続性に乏しい挟みが見られる。また頁岩は軟体動物を産する。

化石と時代 林漁港、椿島の頁岩からは保存不良のアンモナイトやベレムナイト、更に椿島ではイノセラムスを産する。模式地では *Keplerites*, *Leptosphinctes*, *Cadomites*, *Oppelia* などのアンモナイトを産し、バジヨス期後期からカロブ期初期に対比されている (SATO *et al.*, 1985)。

VI. 下部白亜系(十三浜層群)

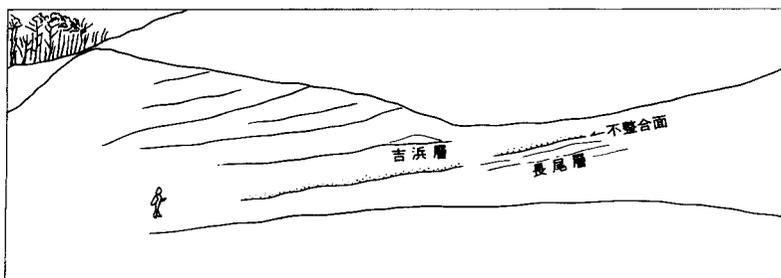
(酒井 彰)

地区に分布する最上位の地層群である。主に砂岩の厚層からなる吉浜層と砂岩泥岩互層からなる立神層からなる。

VI. 1 吉 浜 層 (Ys)

定 義 厚層の砂岩からなる地層である。MORI(1949)や高橋(1961)の月浜層及び加瀬(1979)の吉浜層に相当する。

地層名 加瀬(1979)の命名による。従来の月浜層に相当するが、模式的な岩相は月浜よりむしろ吉



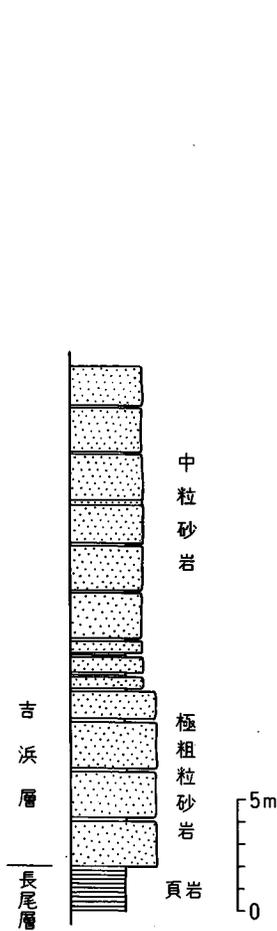
第 39 図 橋浦層群長尾層をわずかに斜交して不整合に覆う十三浜層群吉浜層
(追波の土砂採取場)

浜に分布するので加瀬(1979)に従う。

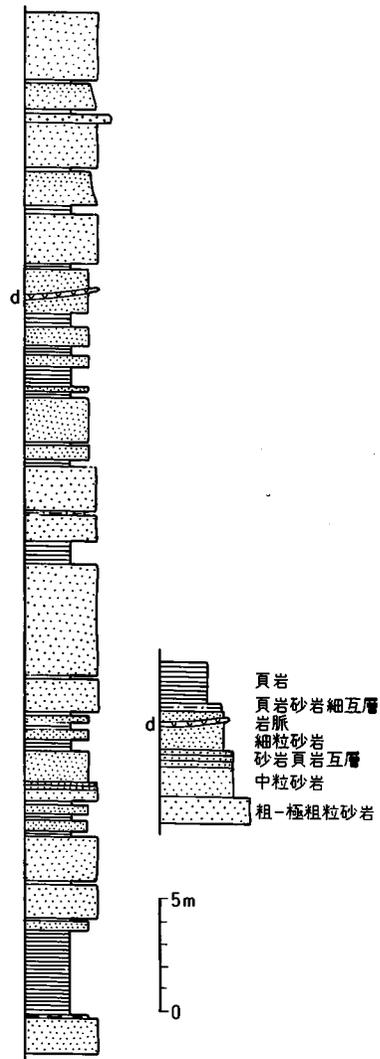
分 布 橋浦地区南部の北上川に沿って、追波から白浜まで分布する。

岩 相 厚さが1-3 mの厚さで成層したの厚層理中-粗粒砂岩からなり、黒色の砂質頁岩を挟む。追波地域には3-5 mの厚さで成層する中-粗粒砂岩が露出している。砂岩は優白色の長石質アレナイト（一部ワッケ）で、淘汰は不良であるが、基質の少ないのが特徴である。砂質頁岩は、砂質シルトの粒度で、炭化物を多く含む。

層 厚 追波で約370 m、立神-長塩谷で130 mである。



第40図 吉浜層下部の地質柱状図
(追波前の土砂採取場)



第41図 長塩谷-白浜間の立神層の地質柱状図

層序関係 下位の橋浦層群長尾層を不整合に覆う。不整合関係は、北上町の中学校の南西方の土砂採取場と吉浜の幼稚園東方の崖で見られる。土砂採取場では、長尾層の砂質頁岩とわずかに斜交して、厚さ2 mの中粒砂岩と20 cmの砂質頁岩の有律互層が接している(第39・40図)。吉浜の露頭では、長尾層の葉理の発達した砂質頁岩の層理面とわずかに斜交して吉浜層の中粒砂岩が不整合に覆う。

VI. 2 立 神 層 (Tt)

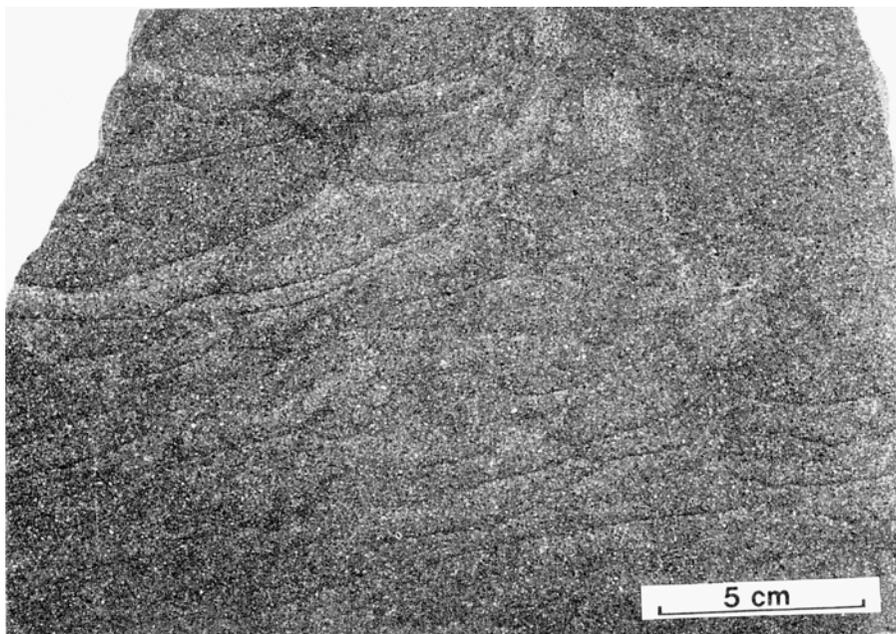
定 義 吉浜層を整合に覆う砂岩頁岩互層からなる地層である。

地層名 MORI(1949)の命名による。

模式地 北上町長塩谷から白浜にかけての道路沿い。特に旧道沿いが観察しやすい。

分 布 立神-長塩谷-白浜にかけての地域に分布する。

岩 相 長塩谷-白浜の間の旧道沿いに見られるように(第41図)、1-6 mの中-粗粒砂岩と数10 cm-1 mの砂質頁岩の互層である。また場所によっては数10 cm規模の砂泥互層と1-6 mの中-粗粒砂岩とが互層する。本層の上部は長塩谷北方のため池に上がる道路沿いで見ることができ、約10 mの砂質頁岩になる。砂岩は青灰色を呈し、淘汰はあまり良くないが、基質は少ない。砂質頁岩は炭質物を多く含む。斜交葉理や皿状構造(第42図)などの堆積構造が観察される。また、幅10-数10 m、深さ



第42図 立神層の中粒砂岩に見られる皿状構造(dish structure)
GSJ R 49072(北上町長塩谷の採石場)

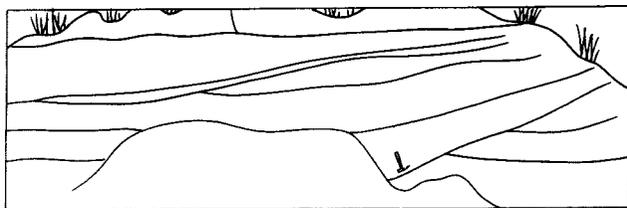
2- 数m規模のチャンネル構造やスランプ褶曲も発達している (第43図).

層厚 長塩谷で約150 m+で, 上限は不明である.

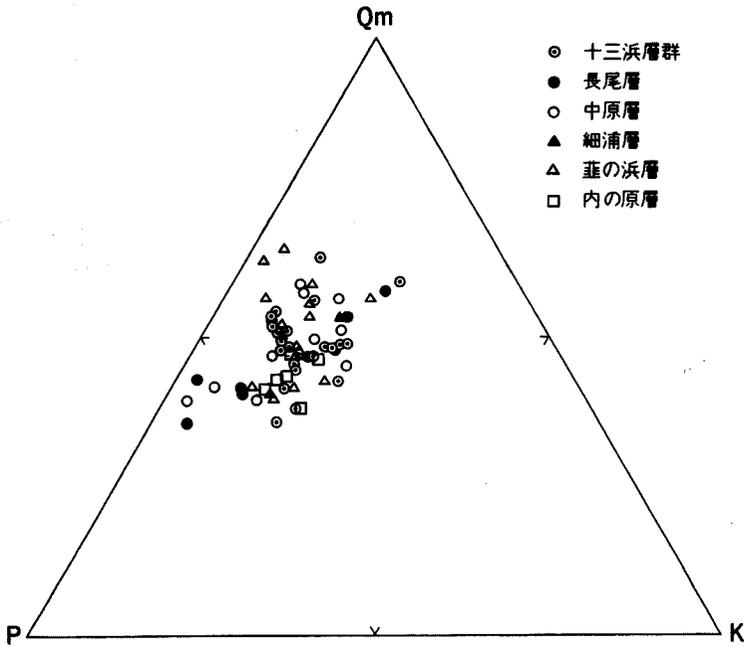
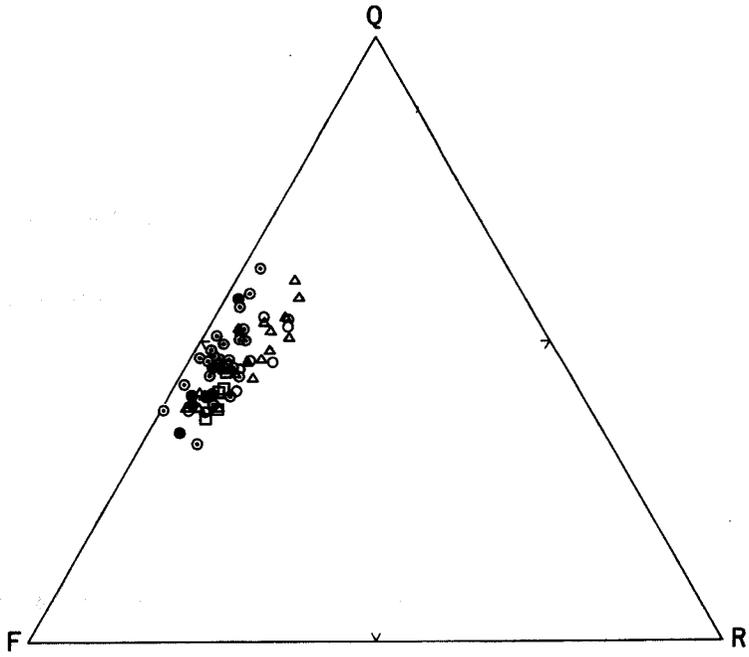
対比と時代 HAYAMI (1960) は以下のような汽水性の二枚貝を報告した.

Filosina jusanhamensis HAYAMI, *Crenotrapezium kitakamiensis* HAYAMI, *Protocardia morii* HAYAMI, *Corbula* (?) sp., *Cuspidaria* (?) sp.

これらの化石はすべてが新種か未同定種なのでジュラ紀最後期か白亜紀前期か決めるのは難しいとし, その時代をジュラ紀後期 (Purbeckian) - 白亜紀前期 (Wealden) とした. しかし, 長尾層上部の頁岩から前述したようにジュラ紀最後期 - 白亜紀前期を示すアンモナイトが産出している (加瀬, 1979) こと, 及びこれらの化石が白亜紀前期の中期の猫川層 (NAKAZAWA and MURATA, 1966) から産出しているため, 十三浜層群が下部白亜系である可能性が高い.



第43図 立神層の砂岩頁岩互層に見られるスランプ褶曲 (a) とチャンネル構造 (b) (北上町長塩谷)



第 44 図 ジュラ系-下部白亜系の砂岩組成
 Q: 石英, F: 長石, R: 岩片, Qm: 単結晶石英, P: 斜長石, K: カリ長石

VI. 3 ジュラ系・下部白亜系の砂岩

内の原層から十三浜層群までの砂岩組成を検討した。各層の砂岩の一般的特徴を以下に示す。

内の原層：細粒砂岩が主で中粒砂岩はわずかである。淡灰色－灰色で、塊状無層理の砂岩である。

葦の浜層：淘汰のあまり良くない細－中粒砂岩で、灰色－青灰色を呈し、塊状一部層状である。貝化石を層状に挟み、その周辺の砂岩では基質やこう結物に方解石が多くなる。

細浦層：わずかに極細粒－細粒砂岩が数10cm-2m程度の挟みとして、又は単層の厚さ数cm規模の厚さ10mの砂岩頁岩互層として分布する。この砂岩には葉理が発達する。

中原層：基底部から下部に優白色極粗粒－細粒の砂岩が分布する。

長尾層：灰色－青灰色の細－中粒砂岩で、10-20mの厚さの砂岩頁岩互層や1-2mの単層として分布する。

十三浜層群：中－粗粒（一部極粗粒）砂岩で、淘汰は悪いが、基質は各層の中で最も少ない。灰色－淡灰色－優白色を呈する。

組成を検討した砂岩は、内の原層6個、葦の浜層16個、細浦層2個、中原層11個、長尾層8個、十三浜層群23個で、計66個である。

これらの砂岩は長石質アレナイト（一部ワッケ）で、Q-F-R図、Q-P-K図では各層毎であまり大きな違いはない。全体としては上位に向かって岩片が減少する傾向が認められる（第44図）。

基質を見てみると、中原層の砂岩が最も多く13.6-17.9%で平均15.2%だが、ばらつきは最も小さい。最も基質の少ないのは十三浜層群の砂岩で、平均11.1%であるが、4.3-17.6%とばらつきが大きい。

岩片は中原層で最も多く、内の原層から中原層にかけては、平均6.5%、7.8%、8.1%と増加傾向を示すが、長尾層、十三浜層群では急激に減少し、それぞれ平均4.4%、3.9%となる。岩片のうち主なものは火山岩と砂岩・頁岩からなる堆積岩で、岩片の量の変化はほぼ火山岩の量の変化に対応している。火山岩は主として酸性火山岩からなるが、葦の浜層と十三浜層群の砂岩では中性火山岩の占める割合が大きい。

VII. 貫入岩類

(久保和也)

本図幅地域内には白亜紀に貫入した多数の岩脈類と4つの深成岩体が分布している。岩脈類は本図幅地域から牡鹿半島全域にわたって広く分布しており、卓越する斑晶の種類によって3種類のひん岩に区分される。（滝沢ほか、1984）

岩脈は、深成岩類によって熱変成を被り黒雲母が晶出したりモザイク組織になったりしているものと、深成岩体を貫くものがある。また、岩脈を他の岩脈が貫くこともある。地質図では多数の岩脈のうち代表的なものだけを表現してある。

なお、本図幅地域内の中・古生層は広範囲にわたって熱変成を被り、黒雲母を生じホルンフェルス化している。ホルンフェルス化の範囲は必ずしも深成岩体の周辺域に限定されていないことから、比較的大規模な深成岩体が地下に伏在するか、もしくは、本図幅地域が多数の小深成岩体の貫入の場であった可能性がある。深成岩体のごく近傍（数10 m以内）では、泥質岩中に細粒白雲母の集合体からなる点紋を多数含む斑状組織が認められる。

VII. 1 岩脈類（ひん岩類）

岩脈類は主としてひん岩からなり、ごく一部に深成岩体からの分岐脈の可能性がある石英閃緑岩が認められる。ひん岩岩脈は幅10 m以下の小規模なものが一般的であるが、大規模な岩脈は幅100 m以上で、長さも1-2kmに及ぶ。

ひん岩岩脈は、主要な斑晶鉱物によって、斜長石ひん岩・角閃石ひん岩・輝石ひん岩の三つに大別される。これらのひん岩の貫入時期はほぼ同時期であるが、斜長石ひん岩がやや早期から活動していたと考えられている（滝沢ほか、1987）。なお、本図幅地域内において、ひん岩同志で貫入関係を示すもの



第45図 褶曲した小規模な岩脈（名振湾西岸）
岩脈（d）三疊系大沢層の層理とわずかに斜交している

はすべて角閃石ひん岩であった。このことは、角閃石ひん岩で一括した岩脈の活動時期にはかなりの幅があることを示している。

本図幅地域内の岩脈の数としては角閃石ひん岩が最も多く、輝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被っているため、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45図に示す。これらひん岩類の肉眼及び鏡下での特徴は以下のとおりである。

Ⅶ. 1. 1 角閃石ひん岩

角閃石ひん岩は、灰 - 暗灰緑色の石基中に自形普通角閃石斑晶の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なり異なり、角閃石がほとんど認められないものもある。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、比較的大規模な岩脈が北上町大上及び白浜北方に分布する。白浜北方の岩脈は、地層の走向とほぼ平行な南北方向に細長く分布しており、北北東 - 南南西方向に延びる幅数mの角閃石ひん岩岩脈によって貫入されている。

角閃石ひん岩

斑晶：斜長石・普通角閃石

斜長石は自 - 半自形、長径1-2.5mmで、反復累帯構造（波動累帯構造）が顕著である。普通角閃石は自 - 半自形、長径0.5-7mmの短柱状結晶であるが、岩脈によっては5-8mm×1mm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（Z軸色、以下同様）を示すものと累帯構造を有するものがある。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。

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0.5mm以下の普通角閃石及び径0.3mm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。

Ⅶ. 1. 2 輝石ひん岩

輝石ひん岩は、灰緑 - 暗緑色の石基中に、最大径1cm前後に及ぶ自 - 半自形単斜輝石が散在する岩石である。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北上町走ヶ崎南方の海岸や志津川町保呂羽山北西方等に限られている。

輝石ひん岩

斑晶：単斜輝石・斜長石

斑晶は主として単斜輝石からなり、少量の斜長石を伴う。

単斜輝石は自 - 半自形、径1-10mmで、明瞭な反復累帯構造を示す。斜長石は自 - 半自形、長径0.5-2mm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。

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0.4mm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。

Ⅶ. 1. 3 斜長石ひん岩

斜長石ひん岩は暗緑色の石基中に最大長径1cm以上、厚さ2-3mmの偏平卓状の斜長石斑晶を多

数含む岩石である。本図幅地域内では雄勝町雄勝西方地域等ごく限られた地域に分布するのみであるが、南隣の石巻図幅地域から牡鹿半島にかけては多数分布する。

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、少量の単斜輝石及び黒雲母を含む。

斜長石は自-半自形、長径2-10mm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1.5-2mm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。黒雲母は長径2-3mmの半自形結晶である。

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0.5mm以下の細粒、半自-他形結晶からなる。局部的に微文象構造が認められる。

Ⅶ. 2 深成岩類（石英閃緑岩及び斑れい岩）

本図幅地域内に分布する主要な深成岩類は、大萱沢・楯火峠・針岡・太田の4岩体（岩体名は全て新称）である。これらの岩体の貫入時期に関する放射年代値は得られていないが、岩石学的な対比から、北上山地に広範に分布する白亜紀前期深成岩類の一部と考えられている（片田，1974）。

Ⅶ. 2. 1 大萱沢岩体

大萱沢岩体は津山町大萱沢を中心として、東西4km 南北5kmの範囲に分布する複数の小深成岩体の総称である。中部三疊系伊里前層及び中部ジュラ系中原層に貫入し、それらに熱変成を及ぼしている。

このうちで、物見石山を取り巻くように分布する岩体が最も大きく、谷多丸地域の岩体がこれに次ぐ。記載の便宜上この2つの岩体を各々、主岩体及び谷多丸岩体と呼ぶことにする。このほかに、主岩体を取り巻くように6つの小岩体が分布している。

Ⅶ. 2. 1. 1 主岩体

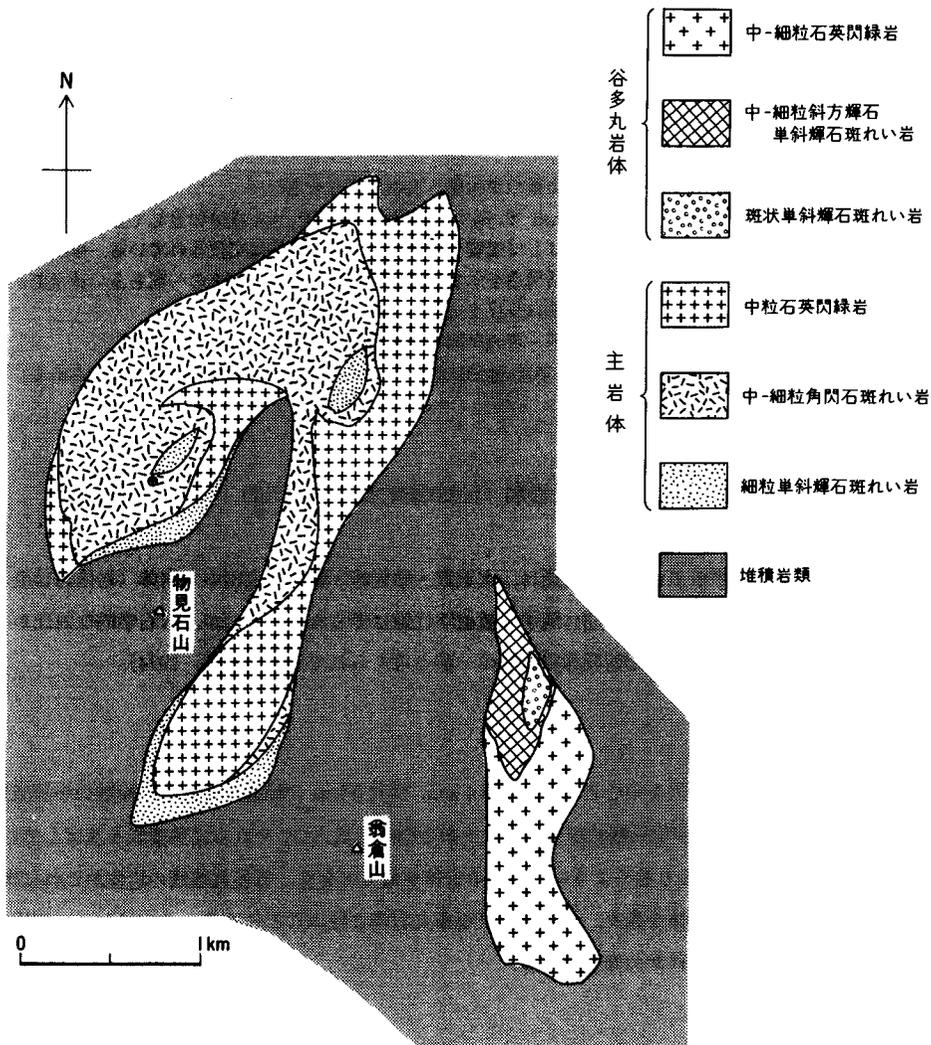
主岩体は岩相変化に富み、3つの岩相から構成される（第46図）。各岩相の岩石の肉眼及び鏡下での特徴は以下のとおりである。

①細粒単斜輝石斑れい岩

本岩は青緑色の細粒岩で、糖晶質な外観を呈する。普通角閃石斑れい岩に貫入されることが多く、熱による再結晶作用を被っており、鏡下ではモザイク組織を示す。

構成鉱物：斜長石・単斜輝石・普通角閃石・不透明鉱物・スフェン

粒径0.2mm以下の結晶によるモザイク組織が発達する。単斜輝石はわずかに淡緑色を帯びる。普通角閃石は褐緑色で、ごく少量含まれるのみであるが、径3-5mmの斑状結晶の散在するものもある。その場合普通角閃石は多数の斜長石を包有して、虫くい状のポイキリティック組織を示す。スフェンは不透明鉱物を核に持つ場合が少なくない。量も多く、少なくともその一部は不透明鉱物を置換して生成したものである。



第 46 図 大萱沢岩体（主岩体及び谷多丸岩体）の岩相分布図
 ⊕：コーム・レーヤリングの位置

②中 - 細粒角閃石斑れい岩

本岩は長径 2-10 mm もしくは 1 mm 以下の普通角閃石に富む優黒質の岩石で、普通角閃石と斜長石の並びによる弱い定向配列が認められることが多い。普通角閃石が濃集して黒色部を形成したり、中粒部と細粒部が入り混じって、不均質な外観を呈することがある。

主成分鉱物：斜長石・普通角閃石・不透明鉱物（・石英・斜方輝石）

副成分及び二次鉱物：スフェン・緑泥石・方解石

斜長石は半自形、長径 0.5-2.5 mm で、An 組成の高い核部と正累帯する狭い周縁部からなる累帯構造を示す。核部は反復累帯構造を有する場合もある。普通角閃石は半自一他形、長径 1-3 mm も

しくは1mm以下(細粒部の場合)で、褐緑色である。レリック状の斜方輝石を内包することがある。不透明鉱物は細粒粒状もしくは他形である。

③中粒石英閃緑岩

本岩は長径5mm前後の普通角閃石に富む均質岩で、長径1cm前後の自形性の良い普通角閃石の散在が特徴的である。この普通角閃石は細粒斜長石を多数包有している(同様の特徴は中-細粒角閃石斑れい岩の一部にも認められる)。普通角閃石・斜長石の並びによる弱い定向配列の認められる場合がある。

なお石英閃緑岩分布域中に、局部的にカリ長石を含み、モード組織上は花崗閃緑岩と呼ぶべき部分が認められたが、ごく小範囲(一露頭)であるので、石英閃緑岩相として一括した。

主成分鉱物:斜長石・石英・普通角閃石・黒雲母・不透明鉱物

副成分及び二次鉱物:単斜輝石・斜方輝石・スフェン・緑泥岩・緑れん石(・カリ長石)

斜長石は半自形、長径0.8-3.5mmで反復累帯構造が発達する。石英は他形で波動消光が顕著である。普通角閃石は半自-他形、長径3-6mmが一般的である。径0.2-0.4mmの斜長石を多数内包することが多い。黒雲母は斜長石粒間を埋めて半自-他形で、褐色を呈する。しかし、カリ長石を含むやや珪長質の石英閃緑岩中の黒雲母は帯赤褐色である。単斜輝石・斜方輝石は普通角閃石中にレリック状に含まれる。不透明鉱物は方形の粒状で普通角閃石中に含まれることが多い。

細粒単斜輝石斑れい岩は主岩体の周縁部において中-細粒角閃石斑れい岩に貫かれて分布するほか、中-細粒角閃石斑れい岩中の捕獲岩としても産する。石英閃緑岩は中-細粒角閃石斑れい岩中に貫入している。斑れい岩類は地形的高所に、石英閃緑岩は低所に分布する傾向が認められるが、これは風化・浸食に対する抵抗力の差によるのであろう。

斑れい岩中のコーム・レーヤリング

砂子沢東方の小丘陵頂部では、中-細粒角閃石斑れい岩中に特異な層状構造が認められる(第46図、第図版Ⅲ)。この地点は中粒及び細粒の角閃石斑れい岩が不規則に入り混じった部分である。この中粒部と細粒部の境界に沿って、普通角閃石に富む厚さ4cm程の層が連続している。普通角閃石は長柱状で層状構造にほぼ垂直に伸びている。このような層状構造はコーム・レーヤリング(comb layering)と呼ばれる。

コーム・レーヤリングとは、花崗岩質岩中に発達する層状構造のうち、構成鉱物が個々の層とほぼ垂直の方向に並ぶことを特徴とする層状構造につけられた名称である(MOORE and LOCKWOOD, 1973)。その典型的なものは北米シェラネバダ山地の斑れい岩や花崗閃緑岩中に発達している。構成鉱物は普通角閃石もしくは斜長石が一般的で、それらの結晶の非対称的な形状(枝別れや幅の変化等)から層状構造の成長方向が判別される。コーム・レーヤリングは、深成岩体中の岩相境界や母岩との境界面に沿って発達していることが多く、またマグマ中に核になる物質(母岩に由来する岩片など)の供給がある場合にはそれを取り巻いて球状岩を形成する。

コーム・レーヤリングは、過冷却状態や過飽和状態のマグマと接した固相表面に結晶が急速成長する事によってできると考えられている(BRIGHAM, 1983; MOORE and LOCKWOOD, 1973; 久保, 1987 a, bなど)。本斑れい岩体の場合、コーム・レーヤリングは角閃石斑れい岩の中粒部を覆って、中粒部から細粒部側に向けて成長している。このことは、細粒部は中粒部より後に、より急速な結晶晶出が可

能な条件下で固結したことを示唆している。

Ⅶ. 2. 1. 2 谷多丸岩体

本岩体は翁倉山東方谷多丸において、東西0.5km 南北2.3km の範囲に分布する。斑状単斜輝石斑れい岩・中-細粒斜方輝石単斜輝石斑れい岩・中-細粒石英閃緑岩の3岩相からなり、この順に貫入している(第46図)。

本岩体の北端から約1/3の範囲を中-細粒斜方輝石単斜輝石斑れい岩が占め、斑状単斜輝石斑れい岩は中-細粒斜方輝石単斜輝石斑れい岩中の、200m程度の捕獲岩として産する。また本岩体の南端近くの石英閃緑岩は少量ながらカリ長石を含んでいる。すなわち本岩体は全体として北側ほどより苦鉄質で、南に向かって珩長質になる傾向が認められる。

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斑状単斜輝石斑れい岩

本岩は、比較的細粒の斜長石に富む基質中に径1cm前後の半自形単斜輝石を多数含む緑黒色の斑状岩である。外観上は、本岩体と同様北上山地白亜紀花崗岩類の分類(片田, 1974)でVIb帯に属するとされる牡鹿斑れい岩体中の斑状単斜輝石斑れい岩(滝沢ほか, 1987)に酷似している。

主成分鉱物: 斜長石・石英・単斜輝石・普通角閃石・不透明鉱物

副成分及び二次鉱物: 黒雲母・スフェン・緑泥石

斜長石は半自形、長径0.8-1.2mmで、An組成の高い核部とAn組成が低く正累帯する狭い周縁部から成る累帯構造を有する。石英は他形で波動消光する。単斜輝石は半自形、径3-14mmで普通角閃石によって縁どられていることが多い。普通角閃石は褐緑色で、単斜輝石を縁どるものと長径2mm内外の半自形のものがある。後者の場合はポイキリティックに斜長石やレリック状単斜輝石を含むことが多い。不透明鉱物は不規則な外形を有する粒状もしくは他形で、単斜輝石中に含まれることが多い。中-細粒斜方輝石単斜輝石斑れい岩との接触部近くでは普通角閃石や黒雲母がホルンフェルスに特有のデカッセイト組織を示す事がある。

②中-細粒斜方輝石単斜輝石斑れい岩

本岩は普通角閃石と単斜輝石に富む優黒質の均質岩である。斑状単斜輝石斑れい岩との接触部近くでは、斜長石と単斜輝石に比較的富むため、やや優白質である。

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

副成分及び二次鉱物: 淡緑色角閃石・緑泥石・緑れん石

斜長石は半自形、長径0.4-2mmで弱い正の累帯構造が認められる。単斜輝石及び斜方輝石は径2mm以下で、他形もしくはポイキリティック組織を示す。また普通角閃石中にレリック状に含まれる。普通角閃石は褐緑色でポイキリティック組織を示し、粒径は4mmに及ぶ。不透明鉱物は他形で、量は多い。

③中-細粒石英閃緑岩

本岩は、自-半自形普通角閃石を多数含むやや細粒の均質岩で、一般に普通角閃石・斜長石の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

副成分及び二次鉱物: 単斜輝石(・カリ長石)・スフェン・燐灰石・緑泥石・緑れん石

斜長石は半自形、長径0.6-4mmで反復累帯構造が顕著である。石英は他形で波動消光を示す。普通角閃石は自-半自形、長径0.5-2.5mmで顕著な累帯構造を有する。すなわち、淡緑褐色の広

い核部，褐緑色の狭い周縁部，帯青緑色の最外縁部（Overgrowthして他結晶間で他形をなす）から構成される。黒雲母は褐色で他形をなし，量は少ない。単斜輝石は普通角閃石中にレリックとして含まれる。不透明鉱物は不規則な外形をなして，他の苦鉄質鉱物中に含まれる。

Ⅶ. 2. 1. 3 その他の小岩体

大萱沢岩体主岩体の北方・西方・南方には，径数100 m以下の小岩体が点在している。それらは石英閃緑岩・角閃石斑れい岩・斜方輝石単斜輝石斑れい岩等の岩体で，全般に細粒の部分が多い。これらのうち，横山東方及び彌勒山東方の2岩体が最も苦鉄質で，粒度も比較的粗い。

Ⅶ. 2. 2 楯火峠岩体

楯火峠岩体は，志津川町楯火峠において東西250 m，南北2 kmにわたって細長く分布する岩体である。中部ジュラ系長尾層中に貫入し，熱変成を及ぼしている。本岩体南部では幅4 mの角閃石ひん岩岩脈によって貫かれている。

本岩体はその大部分が細粒石英閃緑岩からなり，岩体南半部中央に中粒石英閃緑岩がわずかに分布する。中粒石英閃緑岩は，普通角閃石の粒径が2 mm内外でより粗粒であることや輝石を伴わない等の点で，細粒石英閃緑岩とは特徴を異にする。細粒石英閃緑岩の特徴は以下のとおりである。

細粒石英閃緑岩

本岩は主として径1 mm前後の斜長石・普通角閃石からなる細粒岩で，径2-5 mmの角閃石で包まれた輝石の散在が特徴的である。

主成分鉱物：斜長石・石英・普通角閃石・黒雲母・不透明鉱物

副成分及び二次鉱物：斜方輝石・単斜輝石・かんらん石・淡緑色角閃石・緑泥石

斜長石は半自形，長径0.3-1.5 mmで正もしくは反覆累帯構造を有する。顕著な定向配列を示すことが多い。石英は他形で，量は少ない。普通角閃石は半自-他形，径1 mm以下で緑褐色である。黒雲母は半自-他形，褐色である。不透明鉱物は不規則な外形を示し，黒雲母に伴うことが多い。斜方輝石と単斜輝石は淡緑色角閃石・黒雲母・普通角閃石等に取り巻かれて，最大径5 mm前後の斑状をなす。かんらん石は淡緑色角閃石に包まれた径2 mm前後の斑状結晶として，ごくまれに産する。

Ⅶ. 2. 3 針岡岩体

針岡岩体は河北町針岡の鳥屋森及び釜谷峠西方に分布する2岩体の総称である。それぞれ径約1 kmと650 mのほぼ円形の岩体で，どちらも同質の中-細粒石英閃緑岩からなる均質な岩体である。中部三畳系伊里前層と風越層を貫いてそれらに熱変成を及ぼしている。鳥屋森地域の岩体は，北東縁部に注入片麻岩様の外観を呈する塩基性火成岩源片状岩を伴っているが，露頭条件が悪く，その規模や周囲の堆積岩との関係等は明らかでない。本岩体を構成する石英閃緑岩は周囲のホルンフェルス化した堆積岩に比べて風化・浸食に対する抵抗力が弱いためか，地形的凹地を形成している。中-細粒石英閃緑岩の特徴は以下のとおりである。

中-細粒石英閃緑岩

本岩は柱状普通角閃石の定向配列が顕著な均質岩で、径1cm弱の自形普通角閃石の散在が特徴的である。

主成分鉱物：斜長石・石英・普通角閃石・黒雲母・不透明鉱物

副成分及び二次鉱物：燐灰石・緑泥石

斜長石は半自形、長径0.8-3.5mmで反覆累帯構造が顕著である。石英は他形で強い波動消光を示す。普通角閃石は自-半自形、褐緑色である。そのほとんどは長径0.5-3mmの細長い結晶であるが、この他に径5-10mmとやや粗粒の結晶が少量認められる。後者の普通角閃石は岩石中に2-3cmの間隔で散在しており、自形性が良く、細粒斜長石を多数内包している事が多い。黒雲母は半自形、褐色で量は少ない。不透明鉱物は不規則な外形もしくは他形を示す。

Ⅶ. 2. 4 太田岩体

太田岩体は桃生町太田に分布する複数の石英閃緑岩体の総称である。岩体は幅数mの岩脈状のものから、最大でも200m×1.3kmと小規模である。中部三畳系伊里前層を貫いて、その走向とほぼ平行に細長い分布を示している。

本岩体を構成する石英閃緑岩の肉眼及び鏡下の特徴は針岡岩体の石英閃緑岩とほぼ同一であるが、針岡岩体の場合ほど長柱状普通角閃石が目立たず、散在する粗粒普通角閃石の数も少ない。

Ⅷ. 地 質 構 造

(滝沢文教)

本図幅地域内の古生界と中生界の大半の地層は、強く褶曲し、かつ様々の方向の断層によって切られ、複雑な地質構造を呈している。顕著なスレート劈開の発達も、岩石の変形構造の大きな特徴である。

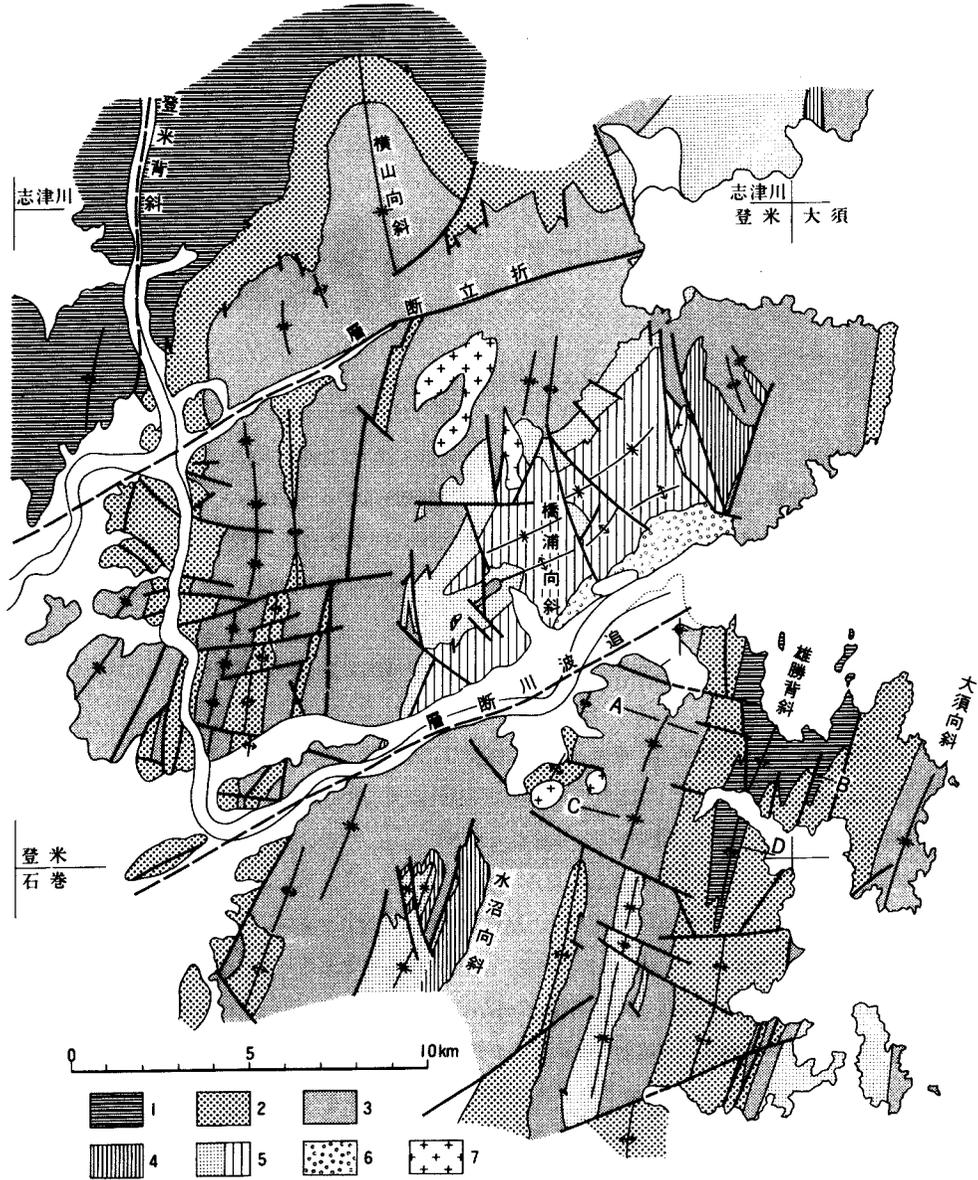
本図幅地域における第1級の構造要素として、雄勝背斜、橋浦向斜、及び登米背斜の2背斜1向斜が認められる(第47図)。これらの大きな構造は、上部三畳系・ジュラ系・下部白亜系の分布・岩相・堆積相に大きく影響しており、三畳紀後期以降の中生代堆積盆地の形成と密接に関わりを持ちながら、徐々に成長していった堆積同時的(syn-sedimentary)な構造と言えよう。

地質構造の記述を、褶曲・スレート劈開・断層の3項目に分けて行すが、これら3者は相互に関連性を持つ部分もあると推察される。

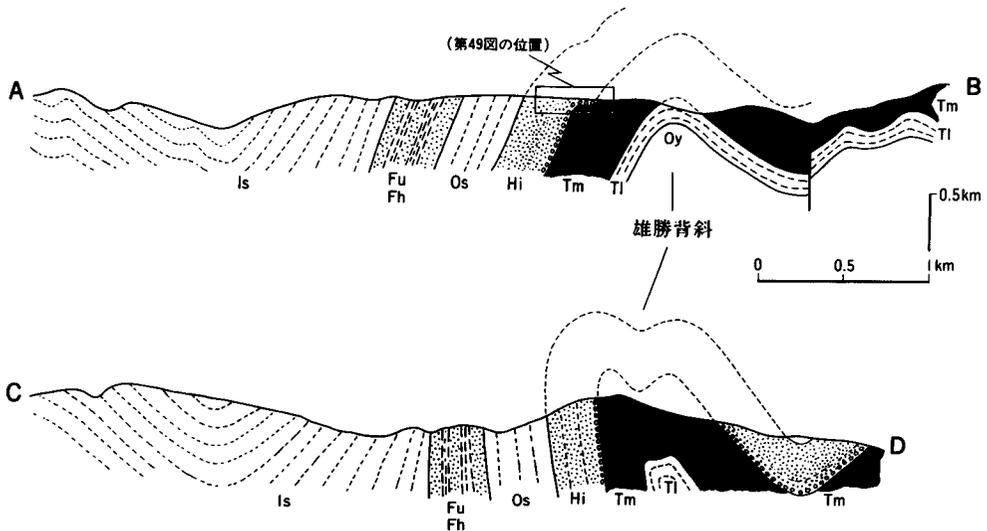
Ⅷ. 1 褶 曲

雄勝背斜をはじめとして、本図幅地域全般の二畳系と三畳系の褶曲軸はNNE-SSWないしN-Sの方向を有しており、この方向は、南部北上山地全般の古生界-下部白亜系(唐桑半島以北ではNNW-SSE)にも共通している。本図幅地域の二畳系と三畳系にみられる大小の褶曲のうち、kmオーダーの

比較的規模の大きな褶曲に注目すると、それらの多くは、背斜構造の西翼が東翼よりも急傾斜（向斜構造もこれに対応）を示す非対称的な形態をもつ。地質断面図（第48図）及び第49図で代表されるよう



第47図 登米図幅地域とその周辺地域の地質概略図と地質構造
 1: 二疊系, 2: 三疊系 (平磯層・大沢層・風越層) 3: 三疊系伊里前層, 4: 下部ジュラ系,
 5: 中・上部ジュラ系 (縦線部は長尾層), 6: 下部白亜系, 7: 貫入岩類
 A-B, C-D は第48図の断面の位置を示す
 志津川-橋浦-水沼を結ぶジュラ系の向斜の存在に注意



第 48 図 雄勝背斜の断面図
断面の位置は第 47 図に示す。地質記号は地質図と同じ

に、褶曲の形態は、相似型褶曲に近いと推定された（滝沢・神戸，1979；滝沢，1981）。これはスレート劈開の発達する地層における褶曲変形の特徴である。褶曲軸面については、スレート劈開と平行して西側に急斜すると解釈する見解が従来あったが、滝沢（1981）・滝沢ほか（1984）は、実際にはスレート劈開面と一致せず、例えば雄勝背斜の褶曲軸面は東側に急傾斜すると説明した。本図幅地域でもほとんどの軸面が、東側に急傾斜すると判断できる。

様々な規模の褶曲について、本図幅地域では波長（又は半波長で表現）に基づいて、次のような種類が識別できる。

半波長約 20k m 雄勝背斜，橋浦ジュラ系向斜など第 1 級の褶曲構造である。

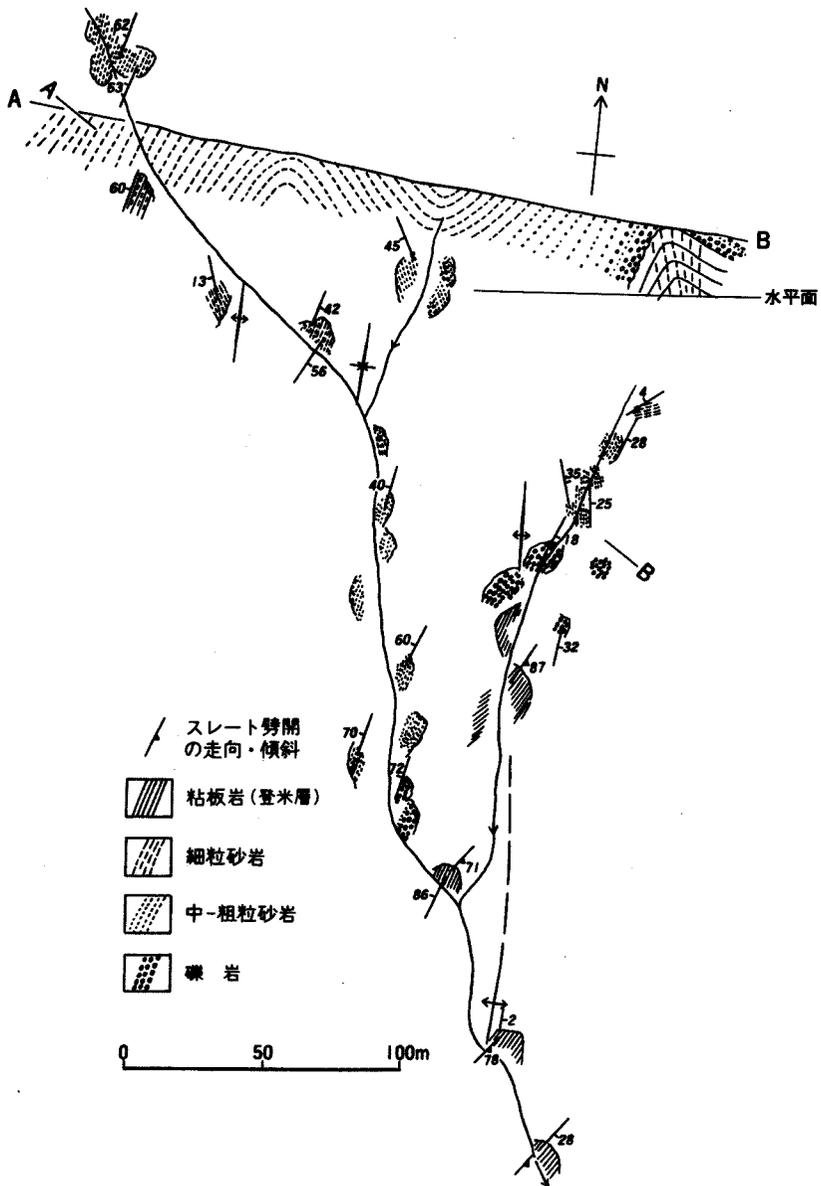
波長 2-4k m，平均 3k m 二畳系・三畳系に普遍的に見られる。

波長 200-500 m 背斜と向斜が対をなすことが多い。

波長 10- 数 10 m 局所的で遍在して見られる。

波長数 -10c m あまり普遍的ではなく、泥質岩卓越層に見られる。

これらのうちで、地質図に表現してあるのは、の規模までである。については、前述したように、中生代堆積盆の形成にも関与した syn-sedimentary な構造とみなせる。ただし、大島変動時に、それらは一層強調され、副次的な褶曲形成によって修飾された。褶曲が連続した波型として地層全体にゆきわたるように発達するのはのオ-ダ-の褶曲に限られ、以下の褶曲は、しばしば背斜と向斜が対をなして出現し、次に現れる“対褶曲”まではかなり距離が隔たっていることが多い。との規模の褶曲は二畳系と三畳系・ジュラ系・白亜系ともに局所的に見られるに過ぎない。のタイプは、又はの規模の褶曲の翼部又は同斜構造部分に見られるほか、軸部にも見られ、単なる曳ずり褶曲（drag folds）では説明が難しいであろう。のタイプの褶曲は、ほとんど頁岩中の砂岩薄層、葉理頁岩や砂岩頁岩互層に限られる。の微小な褶曲は、二畳系の一部（雄勝背斜部）と三畳系の大沢層、伊里前層及びジュラ系中原層に局所的に観察される過ぎない。



第 49 図 雄勝背斜西翼部のルートマップ(雄勝町明神山南麓、登米層と平磯層の境界部付近)
 マッピング: 宮崎技官、波長約 150 m の褶曲が発達する。また、登米層におけるスレート劈開の方位が
 褶曲軸と斜交している

次に層準ごとに褶曲の発達様式を概述する。

二畳系では、前述の区分で と の規模の褶曲が一般的で の小褶曲はまれである。粘板岩に挟まる砂岩薄層には、短波長の褶曲（数 cm から 1 m 位まで）がうねり様に時々見られるが、形状と発達状況が規則的でない。このうねり様の小褶曲では波長 - 層厚比が 1 : 2 という極端に小さい値を持つ場合が散見される。登米層中には、粘板岩中に、方解石脈や石英脈のプチグマチック型の微褶曲が発達することがあるが、それらの形状は不規則である。

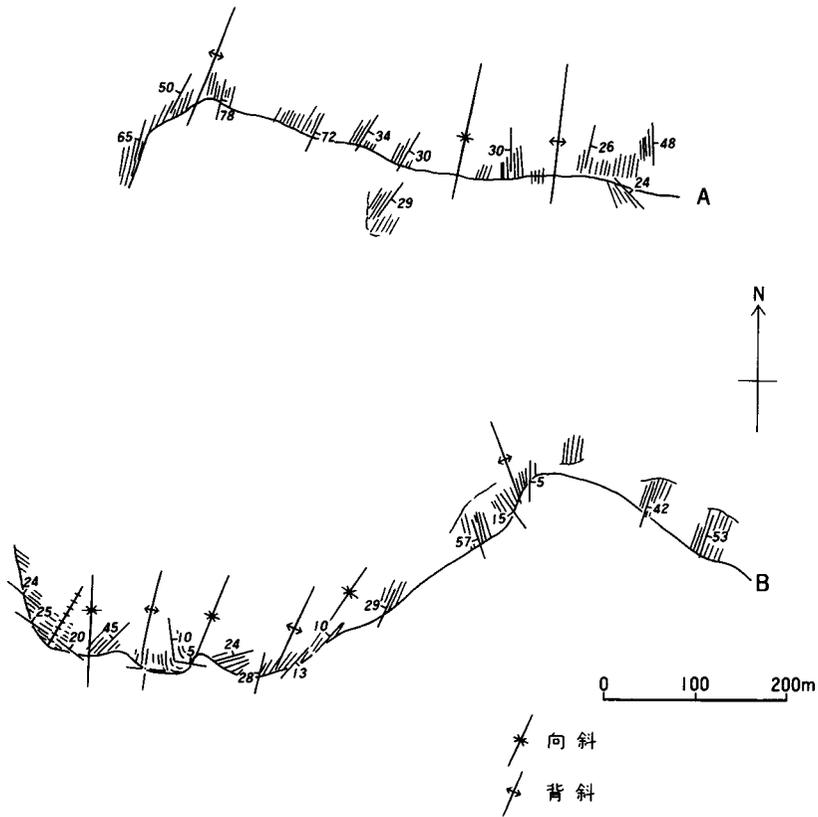
三畳系稲井層群には様々なオーダーの褶曲が最も良く発達している。稲井層群の中では、伊里前層が広い分布面積を占める中で、 の規模の背斜構造部に風越層の砂岩が露出することが特徴的である。このタイプの褶曲の軸は南方に沈下することが多い。しかし、部分的には走向が北に向かっても収斂し、背斜構造が舟底をひっくり返したような両端プランジ型の褶曲構造を示す場合がある。これは、津山町伊貝から南へ経山を経て河北町の塩崎に至るまでの風越層の背斜構造（地質図参照）の形態に特徴的に現れている。このような形状の褶曲は小 - 微小褶曲でも見られることがあり、エシェロン型褶曲の形状を暗示する。

また、稲井層群では、波長 10-50 m の小褶曲が連続して出現する場合がある。第 50 図にその 1 例を示すが、地層の剪断が著しく、南北性の断層に付随して生じた剪断帯である可能性を持つ。この例では褶曲軸が北方に沈下しており、この小褶曲帯は約 4 km 北方で尖滅している。大沢層のように葉理・層理の細かく発達した泥質岩や風越層の砂岩頁岩互層には、N-S 方向の剪断帯に伴って、小褶曲又は微小褶曲を伴った変形が見られることもある（第 51 図）。このような微小褶曲の周囲の地層はもめが著しいことから明確な断層にまで発展しなかった封圧のやや強い条件下（中深度）でのストレス集中帯に起因するであろう。

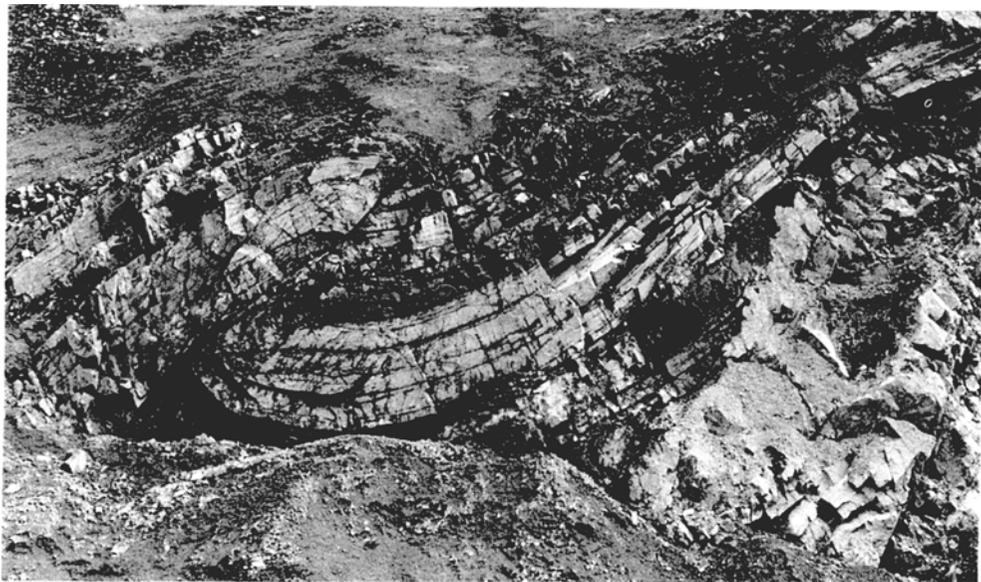
次にジュラ系の褶曲は、大まかに見て地層の変形度や褶曲軸の方位などの点で、三畳系稲井層群とはかなり差異があるように見える。三畳系で見られた小褶曲は、無という訳ではないが極めてまれである。前述の 又は タイプの褶曲が見られるものの、軸角の閉じたものはなく、すべて 150° 以上の開いた褶曲である。スレート劈開も三畳系に比べてかなり弱く、砂質頁岩ではほとんど認め難い場合もある。橋浦層群の西部ないし中央部の褶曲は、E-W から NE-SW と東に強く振れており、三畳系とは非調和な構造に見える。橋浦層群と十三浜層群の分布は、東西にむしろ幅広く、 $N50^{\circ} - 70^{\circ} E$ の構造が橋浦地区の特に南部で著しい。このような NE から更に東に強く振れた構造は、南部北上山地の同一系列のジュラ系（志津川地区や水沼地区）では見られず、橋浦地区の特異性と言える。橋浦地区の西部において、ジュラ系中に地壘状に露出する稲井層群の構造が、その周囲のジュラ系と調和的であることから、橋浦地区のジュラ系の東に強く振れた褶曲構造は、ジュラ系だけではなく、その下位の三畳系にも及んでいると判断できる。

橋浦地区から南方に離れて分布する水沼地区のジュラ系（滝沢ほか、1984 参照）は、地層の変形度が橋浦地区に比べてかなり強い。恐らく、追波川断層を境としてその南北で構造変形に違いがあるであろう。志津川地区のジュラ系は、橋浦地区とほぼ同様な弱い変形構造であって、スレート劈開も化石の変形も弱い。

以上に述べた褶曲の波長 - 層厚比 (L/T) には相当バラツキがある。しかし、南部北上山地の中・古



第50図 伊里前層の小褶曲集中帯のルートマップ(河北町大綱)
 A ルートは B ルートの約 800 m 北側で走向延長部に相当、岩相はすべて砂質頁岩



第51図 風越層中の変形構造(桃生町山田東方3kmの採石場)
 背斜構造の東翼部に位置する

生界のように、様々な岩相から構成される多層系においては、複数のコンピテント層（主に砂岩層が相当）あるいは準コンピテント層（砂岩頁岩互層）が相互に干渉現象を起こし、波長-層厚比は単純ではない。先に区分したように、同一の地層内（例えば稲井層群中）においてさえ、種々の波長規模を示す褶曲構造をコンピテント層の厚さのみで説明することは困難であろう。筆者の予見では、岩相の塑性的対称性（ductility contrast）や成層の間隔（interval of stratification）も、褶曲の波長を決定する要素として重要であると考える。インコンピテント層とみなし得る厚い泥質岩層よりも、砂岩頁岩互層や葉理頁岩において小褶曲が最も良く発達していることは、岩相の対称性が良く、成層面の発達が良い（細かく成層する）地層が褶曲変形の成長条件に適合していることを暗示している。

VIII. 2 スレート劈開と節理系

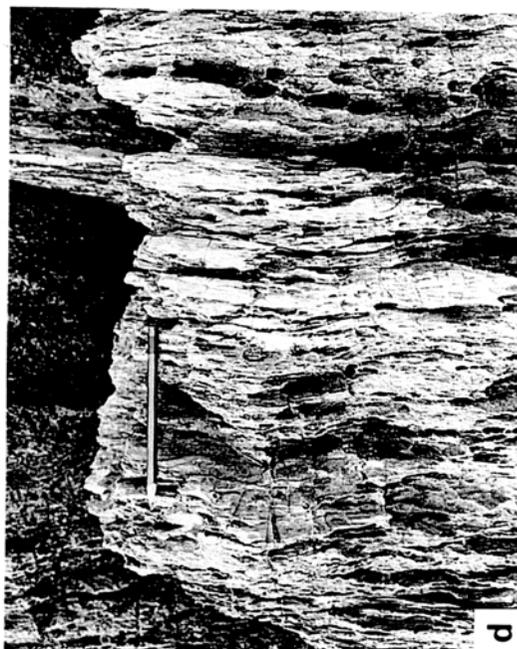
本図幅地域の二畳系・三畳系の泥質岩には、スレート劈開が良く発達している（第52図）。しかしジュラ系でのスレート劈開は水沼地区を除いて一般に微弱である。スレート劈開は鏡下では石英・長石粒など鉱物粒の回転と黒い筋模様（dusty part：於保，1981の用法による）によって特徴づけられ（第53図）、その方向への鉱物粒の定向配列のあったことを裏づけている。スレート劈開の発達強度は、X線回折による分析によって確認することができる（於保，1981；石井，1986など）。dusty partは於保（1981）によれば、おもに緑泥石とイライトから構成される。

スレート劈開の走向・傾斜は、褶曲軸面に対し、平行的であるのが普通である。しかし、本図幅地域とその周辺では、全般的傾向としてスレート劈開の方位は、褶曲軸に対して時計周りに10-30°回転した方向を示す（第54図）。たとえ走向が一致しても、傾斜も一致しなければ、“軸面劈開”とは言えない。雄勝背斜では、褶曲軸面とスレート劈開面の傾斜は逆方向を示しているように、両者は斜交している場合が少なくない（滝沢，1981；石井，1986）。

一般的に、スレート劈開の強度は下位の層準ほど強い（TOKUYAMA，1965）。しかし、同じ層準をとっても水平的な差違がかなり大きい。特にジュラ系では、橋浦地区と志津川地区は弱く、水沼地区は相対的に強い。本図幅地域南東方の牡鹿半島の中部ジュラ系では、雄勝地区の登米層とほとんど差がないほど強いスレート劈開を示す泥質岩層がある（OHO，1982）。HAYAMI（1961）は、化石の変形率が南部北上山地の中生界の中で、南東側ほど大きいことを示している。橋浦地区のジュラ系の中でも場所によって、スレート劈開の強度に差違があるが、明確な傾向は把握していない。少なくともその北西部の中部ジュラ系と東部の下部ジュラ系分布域は、相対的に強く、中央部及び南部寄りで弱くなっている傾向にある。スレート劈開は、圧縮性の応力場において、圧縮主応力に対して直交方向に形成されると言われており、広域的に一樣な方位を持つことは当然予測される。しかし、実際には、コンピテントな砂岩や礫岩層を挟む多層系の中で、また断裂を伴う構造運動による局所的な圧力方向の転向などの影響を受けて、場所によって多少の変化を示すのであろう。

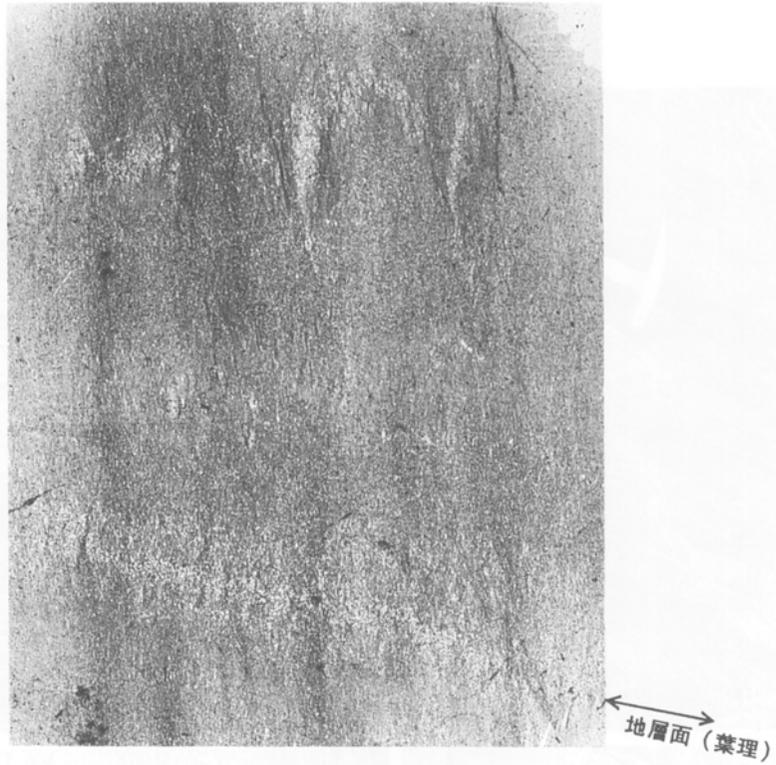
橋浦地区のジュラ系に見られるスレート劈開は、褶曲軸と同様に、東に強く振れた方位を示している。

褶曲軸部ではスレート劈開面が、扇状又は逆扇状に傾斜変化している場合がある。この場合、厚いコンピテントな砂岩に挟まれた泥質岩に、押しつぶし作用（flattening）が働いて、圧縮主応力が局所的

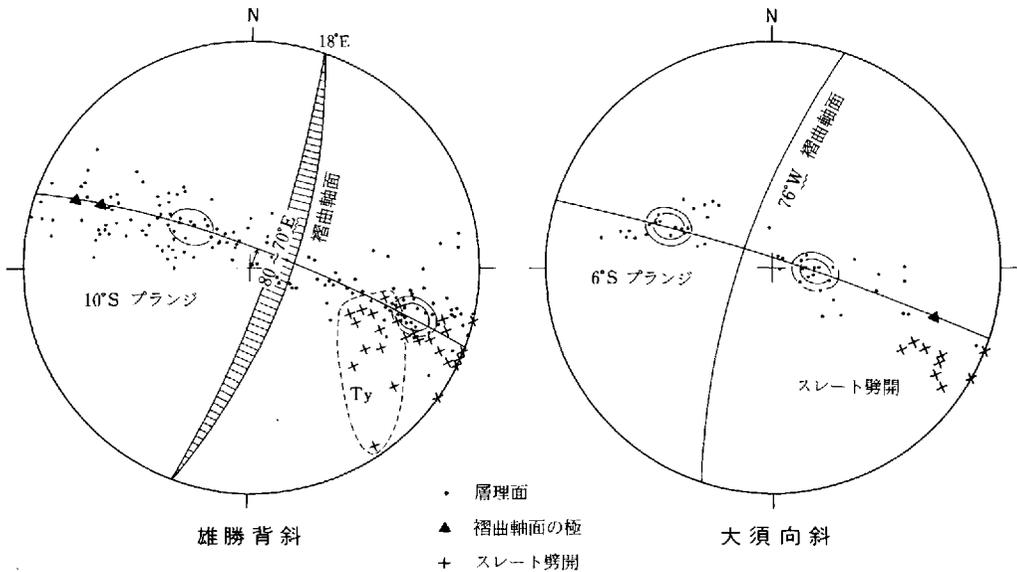


第52図 二群系のスレート劈開 (名瀬湾西岸)

a: 砂質シルト岩, b: シルト質粘板岩, c: 粘板岩, d: 石灰岩
 a, b, dは大八坂島層, cは登米層. 写真中の矢印 b は解理, s はスレート劈開を示す



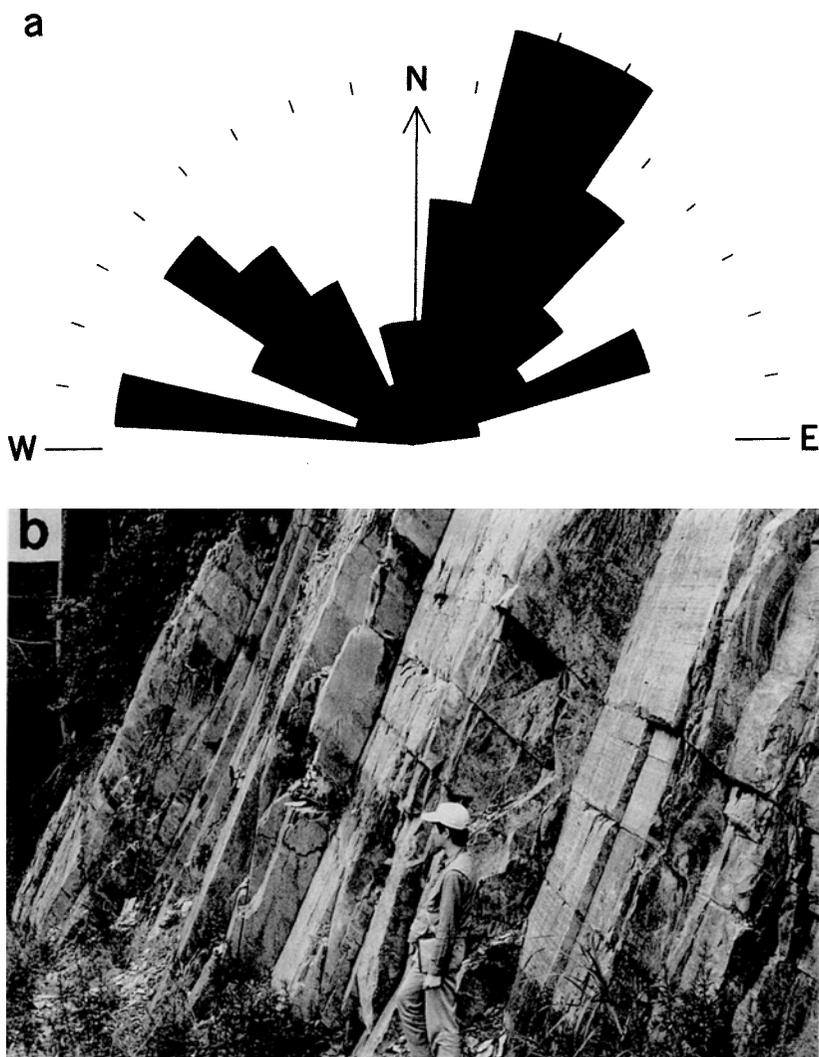
第 53 図 登米層の粘板岩の顕微鏡写真 (雄勝町明神)。葉理とほぼ直交してスレート劈開が発達している



第 54 図 スレート劈開の方位と地質構造との関係 (雄勝背斜以東)
 下半球投影。雄勝背斜では褶曲軸が東傾斜(70-80°)であるのに、スレート劈開面はすべて西傾斜である点に注意。大須向斜では褶曲軸に対し、スレート劈開は 15-20° 東にふれており一致しない

に砂岩層の影響を受けて屈折し、広域的な圧縮方向とは異なる向きに少しずつ変化したのであろう。

節理の測定結果を第55図に示す。測定の対象は本地域の南半部において定間隔に顕著に発達する場合に限った。方位としては、NE-NNEとNWの2方向が目立っている。スレート劈開に平行的な節理は普遍的に発達している。それらの傾斜は 60° 以上の急傾斜を示すことが多い。節理の間隔は場所によって様々であり、10-50cmの間隔で発達することが多い。稲井層群ではときに2-5cmの極めて



第55図 登米図幅地域南半部の中生界における節理
a) 節理面の方位分布
b) 三疊系伊里前層にみられる節理 (河北町釜谷東方)
写真の縦方向が節理 (N 30° E 方向, 70° 西傾斜)
地層面は緩く右下に傾斜

狭い間隔で密に発達した節理の見られることがある。

VIII. 3 断層

登米地域の中・古生界には、ほとんど全方位と言える程様々な方向の断層が認められる。それらは、次の数方向に集約可能である。以下、断層の方位を北を中心に述べる。

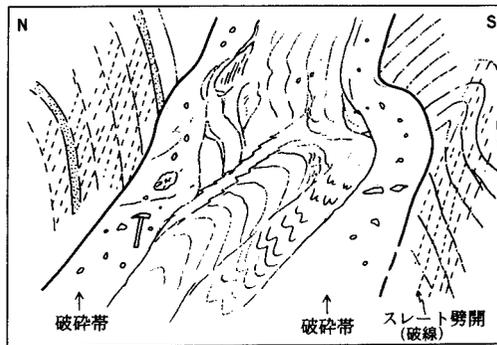
(断層の方位)	(代表的な発達場所)
i) N-S ないし NNW	橋浦地区及び雄勝地区
ii) NNE, 時に NE	登米地区及び橋浦地区
iii) ENE	追波川断層, 折立断層
iv) E-W ないし WNW	根津地区
v) NW	図幅地域の南東半部

これらの種々の方向を持つ断層の形成順序は、必ずしも明確ではないが、i), ii)の南北性の断層系が、iii), iv)の東西性の断層系に切られる場合が多い。前者は褶曲軸など中・古生界の主要な構造方向であり、後者はいわゆる胴切り断層系に相当する。ただし、橋浦地区西部の中生界では、この関係が逆となり、東西方向が褶曲軸方向で、南北方向が胴切り系となっている。橋浦地区の西部は、本地域全体の中でも特異な構造方向を示し、地質構造が複雑になっている。それはジュラ系ばかりでなく下位に伏在する三畳系も同様であると予測できることは既に述べたとおりである。

上記の様々な断層を変位のセンスといった観点から見ると、i), ii)の南北性の断層群は、水平横ズレ変位よりも鉛直方向の変位が大きいと判断できる。南北性の断層を境として、三畳系とジュラ系あるいは二畳系と三畳系とが接しているような場合が、その例である。他方、東西方向の断層群は、橋浦地区西部を除いて、その大半が左横ズレの変位を示している。NW方向及びWNW方向の断層群も左横ズレ変位が顕著である。この傾向は、南隣の石巻図幅地域にも現れており、北上山地南端部の一般の傾向である。以上のE-WからNWにかけての断層における断層面上の条線(striation)が、水平に近いものがしばしば見いだされることも、これらの断層が水平ズレ断層系の性格を持っていることを示唆している。石英脈の中にNW方向の脈が散見されることは、この断層系が深成岩類の貫入と何らかの関係があることを想起させる。特に、強い熱変成を受けた堆積岩中の石英脈はそのような関連性を示唆している。

追波川断層は伏在しており、野外での露頭が欠如しているので、直接に断層の性状を把握できない。しかしこの断層を境としての構造の不連続及び中生界の分布規制には非常に大きなものがあり、既述のように、中・古生界の褶曲運動時における圧縮応力に差違のあったことが推察できる。同じ方向の折立断層も非常に大きな断層で、津山町横山から志津川町弁天崎にかけての数か所で、N70°E方向の強い剪断帯と破砕帯を見ることができる。第56図は追波川断層に平行な破砕帯の例である。

追波川・折立両断層は地形に、顕著な凹地をなして現れており、幅広い破砕帯を伴っていたことが推測できよう。柳津から桃生町山田にかけての北上川両岸に露出する三畳系は、ENEないしE-W方向の断層が多数発達する上に、岩石に小断層や微小割れ目(fracture)がネットワーク状に見られ、幅広



第 56 図 N 70° E 方向の横ズレ断層の露頭 (河北町釜谷東方)

く破碎されている。地層の走向・傾斜も著しく乱れて全体として南北方向の破碎帯をなしているように見える。

登米地区では、北上川を境に東西両側の地層分布や構造が不連続なことから、北上川に沿って大規模な断層の存在が推測できる。米谷付近を中心として南北に延びる 2 本の断層に対して新北上川断層と猿沢 - 桃生断層と呼ばれている (小貫, 1969)。登米地区にもこれらの断層が連続し、それらに派生する断層群も加わって、北上川沿いの地質構造を一層複雑にしている。また新北上川断層、猿沢 - 桃生断層付近は、見掛け上周囲より下位の地層が分布し、背斜構造状を呈している。

以上に述べた褶曲とスレート劈開、断層の形成過程について簡単に考察してみる。ただし、多種類、多方向ある断層の形成時期は白亜紀以降、特に新生界の地層・岩石が極端に少ないので明確にはできない。ここではその大部分が、大島変動時に形成されたとの仮定に基づいて考察してみる。

白亜紀前期の十三浜層群堆積後まもなく、恐らくアプト階初葉に、本図幅地域を含む北上山地には、大規模な地殻変動が生じた。この変動は東西性の強い圧縮応力のもとで、地下深部でのマグマ活動（深成作用）を伴っていた。当初は、東西方向での層短縮（layer shortening）と座屈作用（buckling）によって、層面滑り（bedding slip）を主要な変形機構とするフレクチャー褶曲（flexure folds）が、古生層と中生層の全般に形成された（変形の第1次段階）。ただし、雄勝背斜と橋浦複向斜、そして登米背斜の大きな構造要素は、この大島変動以前にその原形が萌芽的に形づくられ（0次段階）、この変動の東西圧縮によってその形状が一層強調された。中・古生層の全般に波長2-5km位の波状の褶曲が形成されたが、東西方向の主応力は東から西に強く作用し、西フェルゲンツの変形を生んだ。東西性の圧縮作用に短期間の休止期があった後に、再び強い東西方向の、しかし、先の主応力方向から時計回りに10-20°に回転して水平圧縮作用が働いた。この後期の圧縮作用は押しつぶし作用（flattening）として、既に形作られた褶曲形を、鉛直方向に伸長するように押しつぶす剪断的な変形を生んだ（変形の第2段階）。スレート劈開の形成は、この押しつぶしによって起こった。押しつぶし作用は封圧の強い地下中-深部では強く、表層部では弱かった。表層部では封圧が低いため、圧縮応力は上方に解放されたであろう。押しつぶしによって、地層の傾斜は増し、東西方向で40-50%（中深部）ないし20%以下（浅部）の短縮が生じたと推定される（滝沢，1981；石井，1986）。

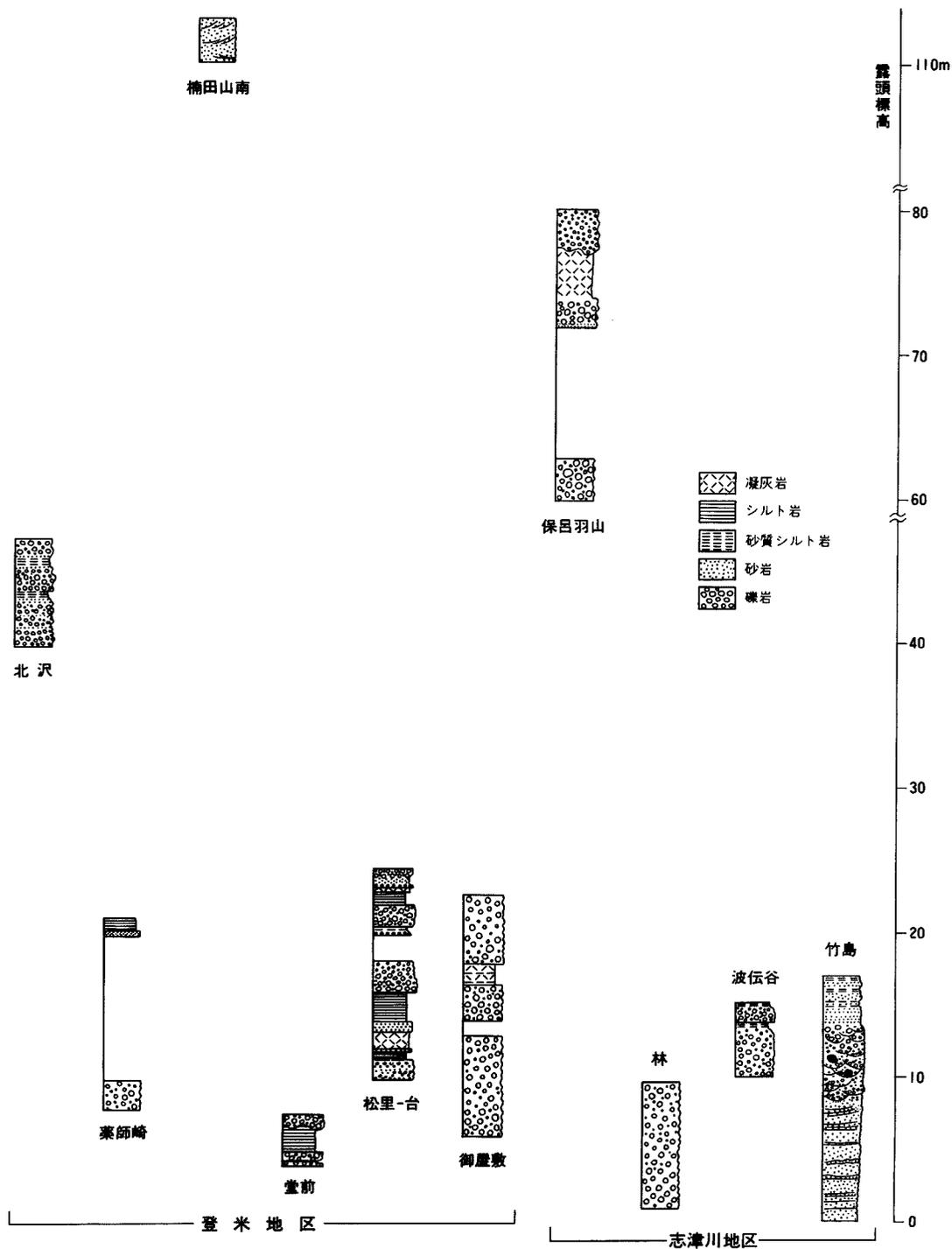
以上の一連の東西性の圧縮作用は、水平的にみて均質に作用せず、牡鹿半島から雄勝地区までは強く、それより北側では弱かった。その差違の境界は歪みの集中する横ズレ剪断帯となり、結果として追波川断層となった。橋浦地区のジュラ系の褶曲軸が東に強く振れているのは追波川断層の横ズレ剪断変位と深い関連を持って形成されたからであろう。一連の強い圧縮作用は北上山地全般の隆起運動を生じたが、これらの構造運動と前後して、地下深部では多数のひん岩脈や花崗岩類が貫入した。

IX. 新生界

（鎌田耕太郎・滝沢文教）

IX. 1 未区分新第三系

本図幅地域には、比較的固結度が低く、粗粒碎屑物を主体とした新期堆積物が、ごく狭い地域に散在的に分布している。それらの大部分は中・古生界を基盤としてその上に発達するが、一部はその基底が沖積層下となる。岩相的には砂岩、礫岩を主体とし、凝灰岩やシルト岩、ピートを挟み、いずれも限られた狭い分布を示す。従来、本図幅地域内では、新生界に関する知見に乏しく、本図幅調査においても層序区分や対比が十分に行えなかったため、地質図ではそれらを未区分新第三系として扱った。ここではそれらを岩相の特徴と分布高度により、代表的な4つの地点をあげて記述する（第57図）。



第 57 図 未区分第三系の地質柱状図

区 1.1 竹島の未区分新第三系

志津川湾内に位置する竹島を構成する、層厚約30 mの非海成層。砂岩層（下部）、礫岩層（中部）、シルト岩及び凝灰質砂岩層（上部）からなる。上部層からは花粉や植物化石を産する。層序関係は上・下位ともに不明である。

下部（層厚8.4 m）は平行葉理や非常に緩傾斜の斜交葉理、波状葉理の発達した粗-細粒砂岩から成り、中-細礫を散点的に含む。中部（層厚5.6 m）は主にトラフ状の斜交層理の発達する含礫砂岩・礫岩から構成され、凝灰質中-細粒砂岩をレンズ状に挟む。全体に上方粗粒化を呈するが、トラフ状斜交層理のそれぞれのセットは上方細粒化を示し、上位のセット下底の緩いトラフ状あるいは小規模なチャンネル状の侵食面に切られる。礫岩中には角礫ないしは不規則な形をしたシルト岩塊、砂岩中には数10 cm大の角礫を散点的に含む、上部に向かってより淘汰不良となる。上部（層厚3 m）は弱く成層した砂質シルト岩と細粒凝灰質砂岩の互層からなり、シルト岩を挟む。シルト岩の一部は炭質物に富み、植物片や花粉を含む。竹島南西岸においては、中部の含礫粗粒砂岩に碎屑岩脈が見られ、更に上部の砂質シルト、砂岩互層を貫いているのが観察される（第58図）。



第58図 竹島の未区分新第三系に見られる碎屑岩岩脈
(志津川町竹島)

上部層のシルト岩について花粉分析を行った結果、*Sequoia-type* のほかに *Fagus*, *Ulmus-Zelkova* などをはじめとする温帯性落葉広葉樹種が極めて多く、*Pinus*, *Picea* も含まれており、更に *Carya* が検出された。

森（1989）によれば、同層準の炭質物に富むシルト岩から *Celtis* cf. *aizuensis* SUZUKI や *Diospyros* sp. などの植物化石の産出が報告されている。

対比と年代 本図幅地域内においては、上記の岩相、化石構成に比較できるものは他にない。竹島を構成する地質系統について、森（1989）は気仙沼市付近に分布する鮮新統千岩田層（志井田，1940）に対比している。しかし模式地の千岩田層は、50cm以下の亜炭層を挟み、海成二枚貝を産する（志井田，1940；神戸・島津，1961）ことや、一般に礫の円磨度が低い（志井田，1940）などの点で竹島のものとは異なる。

花粉分析の結果、本層からは *Carya* が検出されている。従来、東北地方では第四紀層からは、*Carya* の産出は知られていない。したがって、岩相とこれらの資料から上部鮮新統と考える。

区 1.2 台付近の未区分新第三系

桃生町台から津山町松里に至る低地に分布する地層で、主に礫岩、礫質砂岩、砂岩からなり、凝灰岩や凝灰質砂岩、泥岩を挟む。全体に固結度は弱い。

岩相 一般に斜交葉理の発達した礫岩、含礫砂岩からなり、凝灰岩やシルト岩を挟む。礫岩は全体に水平方向の岩相変化に富み、凝灰岩質砂岩やシルト岩をレンズ状に挟む。台付近においては、最も厚



第 59 図 台付近の未区分新第三系の模式的な産状（桃生町台）

く、連続した柱状図（第59・60図）が得られる。そこでは下部（2m）は、礫層をレンズ状に挟む濃緑色シルト岩からなり、上限に茶灰色シルト岩を挟む。中部（3.6m）はシルト岩と砂岩の互層からなり、凝灰岩を挟む。凝灰岩の基底部には火山豆石を含み、植物化石を産する。砂岩は一般に凝灰質で、級化互層や小規模な斜交葉理が発達している。シルト岩も凝灰質で、その一部は炭質物に富み、植物片や花粉を含む。また植物の根のあとがみられる。上部（2.6m）は斜交葉理の発達した礫岩からなり、シルト岩の岩塊を含み、含礫中-細粒凝灰質砂岩をレンズ状に挟む。礫岩の礫は一般に卵大以下で円磨度が高い。偽礫状のシルト岩角礫の配列が斜交葉理を形成していることもある。

中部の凝灰岩（第60図P3）からは次の化石が産出している。

Metasequoia occidentalis (NEWB.)

CHANEY

Carpinus ? sp.

Carex ? sp.

Quercus sp. cf. *Q. variabilis* BLUME

Gleditsia sp.

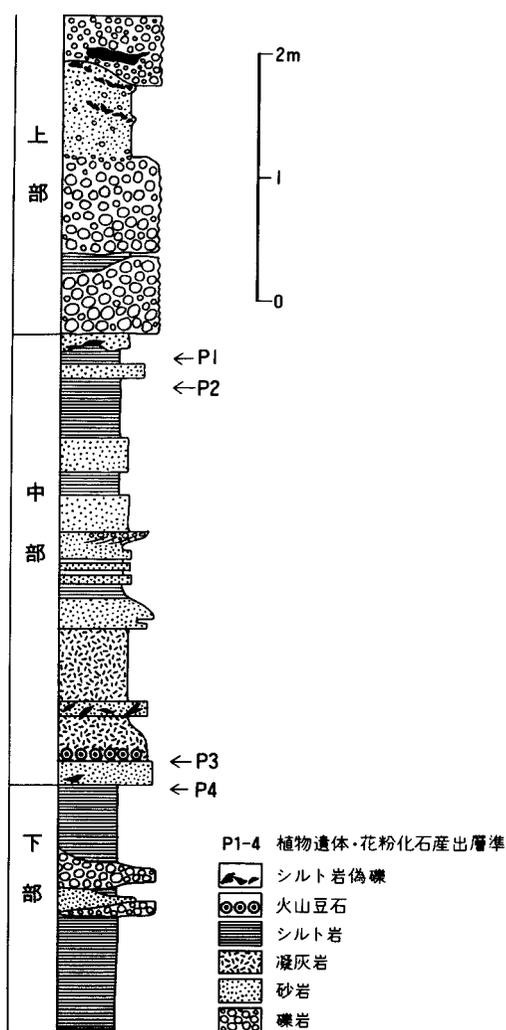
また上部、下部のシルト岩について花粉分析を行った結果、後者（第60図P4の層準）からは樹木花粉として *Sequoia-type* や

Alnus を多産し、*Picea*, *Pinus*, *Fagus*, *Quercus* など産する。またシダ類の胞子を多く含んでいる。上部のシルト岩（第60図P1, 2の層準）からはシダ類の胞子の出現率が極めて高いのが特徴である。樹木花粉としては *Alnus* が優勢で、*Picea*, *Pinus* がこれについて多い。また *Sequoia-type*, *Abies*, *Fagus*, *Quercus*, *Betula*, *Ulmus-Zelkova* などかなり見られる。

P1, 2, 4の花化石群集からは、当時の気候が温暖湿潤であったことが推定される。

対比と年代 同様の地層は桃生町永井堂前、同町葉田、登米町薬師崎付近、北上町相野谷付近などの、標高25m以下に分布する。また登米町北沢や米山町永沢、豊里町大柵付近にも同様の岩相が見られるが、それらは標高30-46mに位置している。これらの地点について、従来分布は知られていなかった。

上記の岩相は石巻図幅地域の鮮新統寺内層に似ているが、本層は凝灰質岩がより厚く、また寺内層の



第60図 桃生町台における未区分新第三系の地質柱状図

ような二枚貝化石を含まない。寺内層は海成層と考えられているが（滝沢ら，1984），本層は植物遺体や花粉化石等を含むシルト岩を挟み，河川成の礫岩から成る陸成層である。

花粉化石の群集組成の特徴は，一関付近の丘陵に分布する上部鮮新統の金沢層あるいは真滝層に似ている。

本層の堆積時期は十分明らかではないが，岩相と花粉化石の内容から，後期鮮新世と推定される。

IX. 1. 3 草飼山南方の未区分第三系

登米町の草飼山から楠田山の間の高 110-120 m の間の尾根部にのみ分布する粗粒碎屑岩相。上部二畳系の登米層を不整合に覆い，上限は不明。

層厚 3.2 m 以上。

岩相 全体に含礫粗粒砂岩及び砂質礫岩からなり，平板型，トラフ型斜交葉理が発達している（第 61 図）。台層に比べて赤褐色（レンガ色）を呈することを特徴とし，固結度もより低い。礫岩の礫は円磨度が高く，火山岩礫が多く，凝灰質シルト岩の偽礫や発泡の進んだ繊維質の軽石礫も見られる。基質の粗粒砂岩には石英粒子が多い。

対比と年代 本層に似た岩相は，従来本図幅地域内からは報告されていない。火山岩，火山碎屑岩に富む粗粒碎屑岩相ということや，分布高度を考慮すると，本層は西隣の涌谷図幅地域の大貫層よりも，より新期の堆積物と考えられ，涌谷及び若柳図幅地域の高清水層に相当する可能性が高い。



第 61 図 登米町草飼山南方の未区分第三系の層相
斜交葉理の発達した礫質砂岩と礫岩

IX. 1. 4 志津川湾沿岸の未区分第三系

志津川湾沿岸の林漁港、波伝谷、保呂羽山東北部などに点在する、主に礫層からなる固結度の低い堆積物。いずれも中・古生界からなる基盤岩上に不整合に重なる。

岩相 主として礫層及び礫質砂からなり、一部に薄い砂層や凝灰質シルト層を挟む。礫層は一般に風化して褐色を呈し、径30cm以下の種々の大きさの円-亜円礫からなる。礫種は中生界から由来した堆積岩、深成岩、脈岩やそのホルンフェルスなどのほかに、第三系の安山岩、凝灰岩、砂岩、シルト岩などを含み、くされ礫となっているところが多い。礫層の基質は、淡褐-黄色を呈するルースな粗粒砂である。波伝谷付近においては、二つの上方細粒化サイクルが認められる。

このような堆積物は、志津川湾沿岸の他に津山町柳津御屋敷および入沢付近にも分布する。

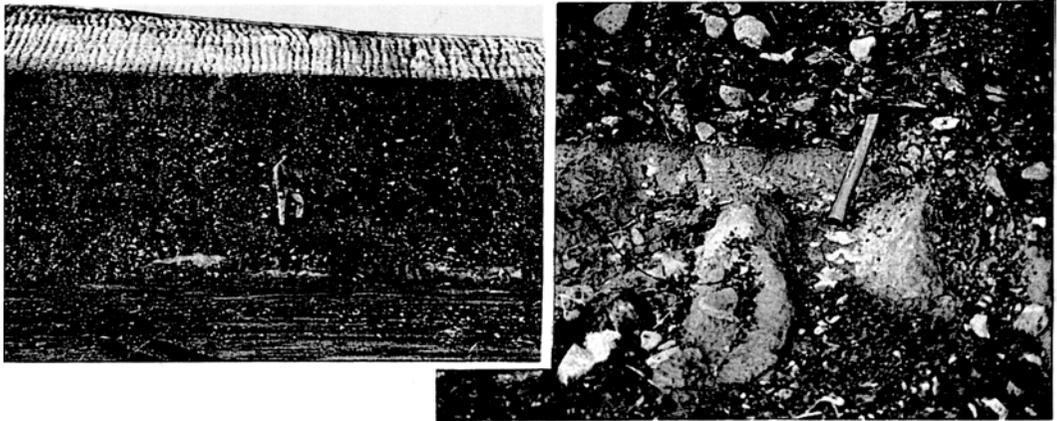
層厚 波伝谷で5.2 m、林漁港で3 m以上、保呂羽山東部で2.5 m、御屋敷で16.8 m+である。

対比と年代 これらの堆積物については、分布地点によっては平坦面の発達が認められるものの、明瞭な段丘地形としては確認されていない。またこれらの堆積物の形成時期を決定する資料は今のところ得られていない。

岩相や分布高度などから太平洋岸の志津川、本吉付近に分布する段丘堆積物（小貫・坂東，1959）に對比されるが、年代は鮮新統に遡る可能性もある。

以上のほかに、北上町十三浜には2か所で新期の礫岩層が小規模に分布する。1つは大岩東方の標高30-40mの平坦な地形面を構成し、下部白亜系の吉浜層を不整合に被覆する。この礫岩層は厚さ10m以上で、2枚のシルト層（半固結）を挟む（第62図）。礫は直径5-10cm以上で、円磨度も淘汰も良好で海浜礫と推察できる。他のもう一つの礫層は吉浜西方の標高40-50mの地点にあって、橋浦層群を不整合に覆う。この礫層は直径5-20cmの亜円礫で、円磨度・淘汰度ともあまり良好でなく、シルト層を挟まないなど、上記の吉浜東方の礫層とは層相が異なる。

北上町に見られる上記二つの礫層の年代は未詳であるが、前述の登米地区の礫層と同様に、鮮新世？



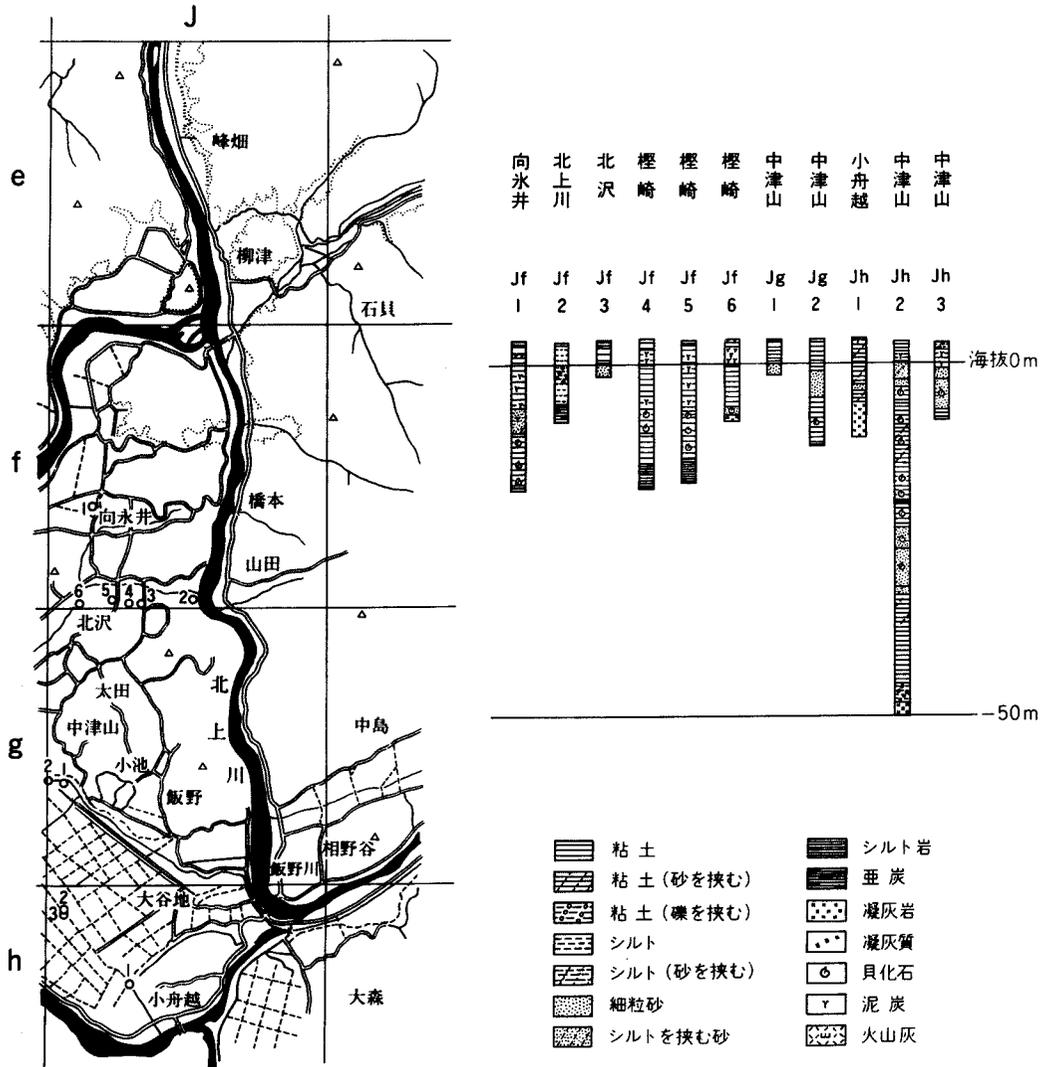
第62図 北上町大岩北方の礫層
礫層の基底の標高は約30m。白色部はシルト層

と推定しておく。

IX. 2 第四系

本図幅地域には、明確に更新統と結論できる地層は、確認されない。前項で述べた鮮新統?の一部は更新統の可能性もある。貝塚(1985)によれば、三陸海岸南部では更新統の段丘堆積物は、海面下に埋没している可能性が強いという。

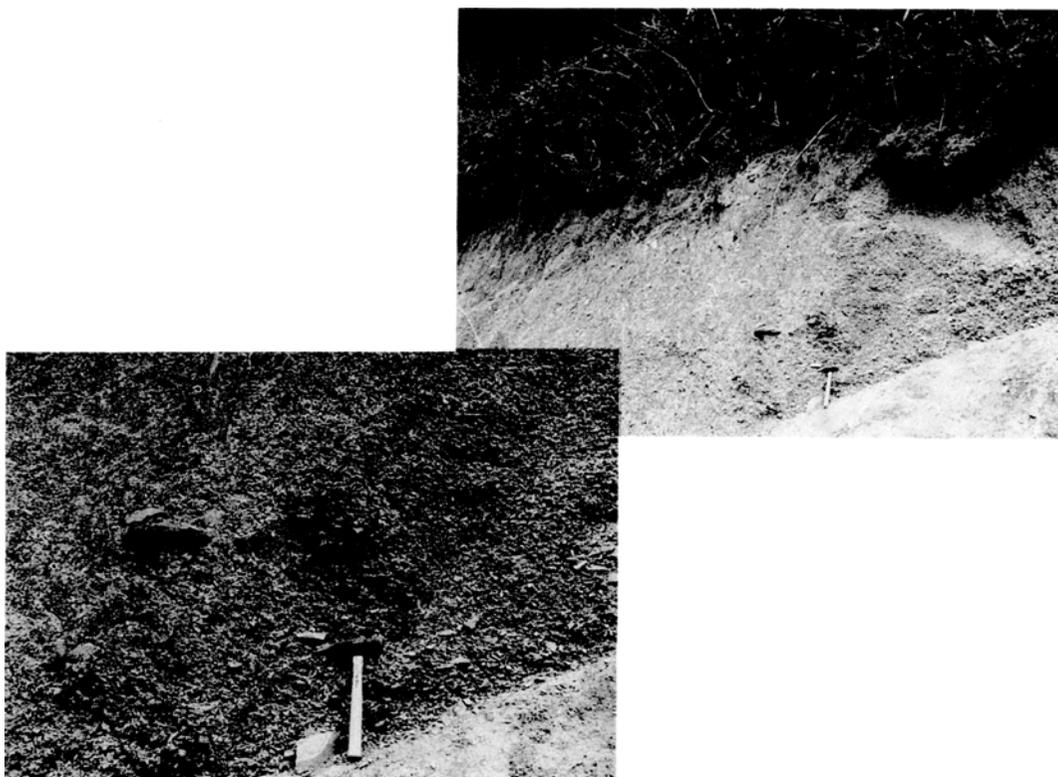
完新統の沖積層は、本図幅地域西縁部の低地、追波川流域の低地及び山間の小規模な河谷沿いに分布する。沖積層は、表層堆積物としては、後背湿地、自然堤防及び河谷埋積の各堆積物に分けられ、いずれも河川の運搬作用によってもたらされた陸成堆積物である。地質図には、示していないが、低地の地表



第 63 図 沖積層のボーリング柱状図(長谷, 1967より)

下には、海成沖積層が伏在しており、表層の沖積層とは地史的に異なっている。

沖積層は、約18,000年前のウルム氷河期における最大海退時以降の新时期堆積物であり、実際には、約7,500-4,000年前に起こった縄文海進時とそれ以降の堆積物を主とする。最大海退時には、海水面が現在より120-130 m低下していたという従来の考えに対し、最近、大嶋（1987）はその低下が80 m位であると主張している。どちらにせよ、18,000年前以降は海水面が徐々に上昇し、約7500年前には、海水は現在の海岸平野のかなり奥地にまで侵入した。縄文海進を裏づける貝塚の分布は、本図幅地域の西部の桃生町榎崎や河北町沢田（以上、長谷、1967による）、河北町中島の北部などに知られている。また、この海進による海成粘土は、登米町市街地から約20 km北西の若柳町（地域外）まで分布している（長谷、1967）。第63図に示すように、本図幅地域西縁部の地下には、最大50 m位の沖積層が伏在している。その半分以上は海成の粘土・シルト・砂で、浅海成貝化石を含み、沖積層全体の中では中部を占める。沖積層の下部と上部は陸成層でかつての北上川から運搬された砂・シルトからなり、上部には場所によって何枚かの泥炭層を挟む。追波川流域の地表下にも縄文海進時に堆積した海成沖積層の存在が推測されるが、確認されていない。桃生町榎崎と同太田との間にある北西に伸びた小さな低地は、新北上川ができる以前は、山田からの沢筋の延長であった。この低地も地表下少なくとも20 mまでは沖積層であって、その下半部の多くは海成層である（長谷、1967）。



第64図 ジュラ系橋浦層群（長尾層）の頁岩の破片からなる崖錐堆積物（北上町本地北方）

MATSUMOTO (1981) によれば約6000年前には、縄文海進の海はかなり退いて、本図幅地域西部の低地は離水した。以後、この低地は北上川のはん乱原堆積物（後背湿地堆積物、自然堤防堆積物、流路充填堆積物）の埋積する場となり、現在に至った。これらは粘土と砂からなる。

山間の河谷を埋める沖積層は、主として角張った砂礫からなる。山麓の傾斜が著しいので、斜面基部にはしばしば崖錐堆積物が存在する。これは、いずれも小規模なので、地質図では省略した。本図幅地域の中・古生層は頁岩や粘板岩といった泥質岩が優勢なので、崖錐堆積物は、径1-2cmのバラス状の泥質岩片から構成される場合が多い。北上川の左岸に流入する沢筋（登米から飯野川を経て北上町まで）には、こうした小規模な崖錐堆積物が、山腹斜面基部に多数存在する（第64図）。

X. 応用地質

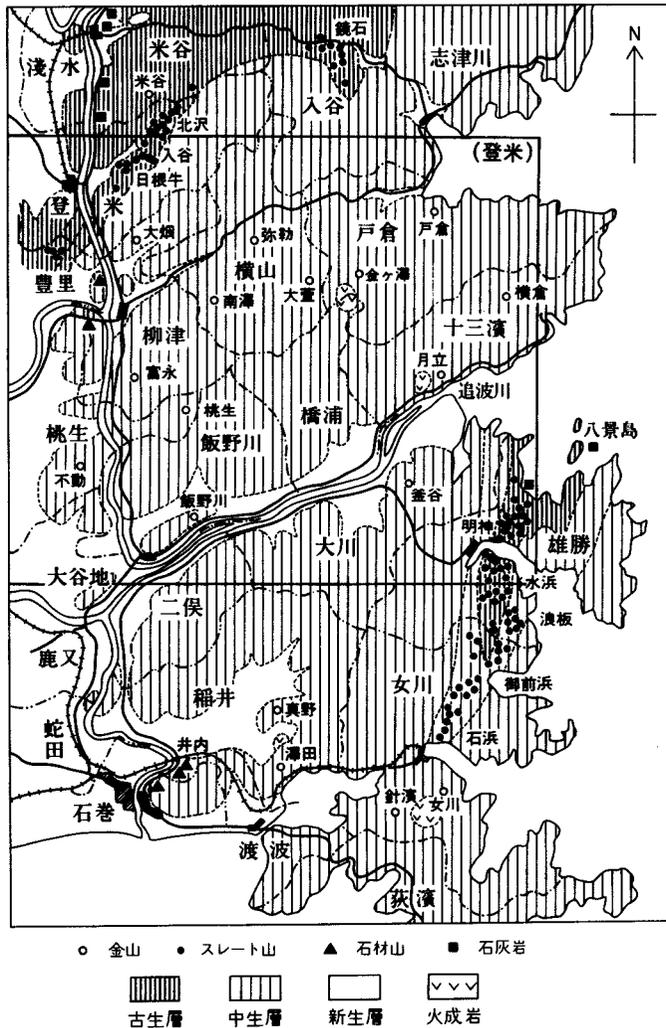
(滝沢文教)

登米図幅地域内の有用な鉱物資源として、中・古生層中に小規模ながら多数の金鉱床が胚胎するが、現在は稼行されていない。石材資源では、二疊系及び三疊系の粘板岩があり、本邦最大の天然スレート産出地として、豊富な資源量を擁している。砕石骨材資源としては、主に三疊系砂岩が盛んに採掘されている。

X. 1 金 鉱 床

金山の歴史（主に渡辺，1950による） 宮城県下における金の採掘の歴史は古く、古来より多数の金山の名称が知られながら、その正確な採掘地点の不明なものも少なくない。当初は砂金鉱床が対象であったので、その跡が残りにくかったのである。かつて東北地方を治めた諸将によって断続的に採金が進められたのは、主に南部北上山地とその西麓であった。特に本吉郡は金産の中心の一つをなしていたと伝えられる。当時の採掘方法は、「みよし掘」と称され、含金表土に摺鉢形に穴を掘って、土を水で洗い金を集める手法であった。鎌倉時代には、有力な砂金鉱床はかなり掘り尽くされ、鉱脈としての金鉱床探しと採掘に力を注いだのは、慶長年間（1596-1614）以降の仙台伊達藩であった。津山町横山南方の横山金山や水戸辺川奥の金ヶ沢金山などは、この時代に栄えた金山である。

明治時代には本図幅地域内で少なくとも数か所で金が採掘されていた。大正年間及び昭和初期にも登米町大畑金山はじめ幾つかの金山が、断続的に、経営者又は採掘者が代わりながら稼行されていたが、昭和14-15年の産金奨励政策により、多くの鉱山が採掘を手掛けた（第65図）。しかし、間もなく第二次大戦末期の金山整備により、大部分が休山または廃山と化し、その後は再開の企てはあったものの、全く稼行されていない。



第 65 図 登米地区及びその近隣地区における金山及びスレート石材採掘場の分布 (渡辺, 1950). 枠内は登米図幅地域を示す

金鉱床 歴史の古い砂金鉱床については、詳細が不明なので略し、ここでは鉱脈型鉱床について、渡辺 (1950) の記載から、場所や採掘記録の明らかなものを抜粋して第 14 表に示す。このほかに、存在と名称は分かっているものの、詳しい場所や採掘時期の不明な金山として、中島金山 (河北町東部)、富永金山 (津山町柳津)、津山町横山近傍の大畑金山と南沢金山、桑沢金山 (津山町野尻南方)、大萱金山 (津山町大萱沢)、青金山 (同左)、戸倉金山 (志津川町水戸辺の南西) などがある。これらの金山の大半は北上川と南沢川 - 折立川に囲まれた三疊系中に属している。

登米地区を含め、北上山地の中・古生層中に胚胎する金鉱床の大部分は、含金石英脈鉱床である。含金石英脈は、通常幅数 10cm 以下、延長は様々である。金ヶ沢金山の脈は延長 900 m、最大幅 2 m

第14表 登米図幅地域における主な金山 (渡辺, 1950より抜粋)

金山名	場所	産状	脈幅	脈の走向	傾斜	母岩	備考
金ヶ沢金山	志津川町 水戸辺川上流	含金石英脈	最大2m (数条)	N 30° -40°SW	35° -55°SW	ジュラ系橋浦層 群の頁岩又は閃 緑岩	300年以上前の開 山, 本鉱脈延長 900m
戸倉金山	志津川町 水戸辺の南西	含金石英脈	0.6m	N 20°W	?	三疊系稲井層群	
横山金山 (小金沢金山)	津山町横山 兩次南方	含金石英脈 及び砂金	? 4条	N 40°W	30°SW	三疊系稲井層群 及び閃緑岩	
桃生金山	桃生町山田の 東方	含金石英脈	15cm (数条)	N 30°E	50°SE	三疊系稲井層群	20g/トン 東邦産金KK
不動金山	桃生町西部	含金石英脈	?	?	?	三疊系稲井層群	3,796g/昭和16年
横倉金山	北上町相川西 方	含金石英脈	10-20cm 3条	N 10° -20°E	80°E	三疊系稲井層群	脈の延長900m
月山金山	北上町月浜東 方	風化土状	(ひん岩の断層 破砕帯?)			白亜系十三浜層 群	10g以上/トン, 2,271g/昭和16年 石英・硫化物を伴 わない
飯野川金山	河北町飯野川 東方	含金石英脈	?	?	?	三疊系稲井層群	

に達したという。金以外の含有金属は登米図幅地域内では明らかでない。周辺の石巻あるいは志津川地域等における同種の石英脈鉱床では、硫砒鉄鉱を伴う場合が散見される。志津川町北東の津谷付近の鉱床では、硫砒鉄鉱のほかに閃亜鉛鉱や方鉛鉱を伴う。

北上町の月立金山は石英脈でなく、接触変成を受けたひん岩岩脈中に金を含有する特異な鉱床である。ただし、含金富鉱帯は岩脈を切る断層の下盤に沿っており、金は土状に著しく風化したひん岩から採取したらしい。

鉱脈の方向性はNNE - NE方向とNW方向の2種類認められる。第14表に本図幅地域内の含金石英脈の方位を、渡辺(1950)の資料に基づいて示した。NNE方向は、中・古生層の褶曲軸の方位に一致する。

鉱床の生成は、白亜紀前期の中頃の石英閃緑岩を中心とした花崗岩質岩の貫入に関連したものであろう。鉱床は点在するこれらの貫入岩類の周辺に集中して多い。

X. 2 石 材

スレート及び硯石材 本図幅地域の二疊系と三疊系の分布域は、日本随一の天然スレート及び硯石材の産出地であり、古くから稼行されている(第65図)。雄勝地区と登米地区の上部二疊系登米層の黒色粘板岩が著名である。三疊系大沢層の粘板岩もかつては広く採掘されたが、現在は本図幅地域内では採掘されておらず、南隣の石巻図幅内北東部に限られている。

登米層産スレートは、登米層の中部層準に限られ、現在稼行中の規模の大きいものは、登米町北沢(東北天然スレートKK)と雄勝町明神(雄勝天然スレートKK)の2か所である。昭和62・63年度における採掘量は登米地区で3,600-3,700t、雄勝地区で500-600tである。スレートの用途は、屋根瓦とタイル(第66図)、硯石が主であり、その他に種々の加工品(灰皿、ペン立て、絵石板その他)も

製作されている。大盤ものとして玉突き台用や庭石（飛び石など）もあるが、玉突き台は、最近は大沢層の粘板岩（“女川スレート”と呼ばれる。）がよく搬出されている。かつては、スレートの用途として、木枠をつけた石版が東南アジアや南方への輸出用として大量に生産されたことがある。

登米地区では屋根瓦や硯石材として登米層の模式地の北沢、皮装、五郎峯、豊里町楠田山周辺などにおいて盛んに採掘された。現在では屋根材などのほかに床材、壁材など種々のインテリア装飾用に、北沢において採掘、加工が続けられている。

硯石材の採掘は、登米地区ではまれで、雄勝地区にほとんど限られる。硯石材は、スレートのように大量の採掘を要しないので、小規模な個人営業方式の採掘が雄勝町下の唐桑、水浜西方、明神西方など数か所で行

われている。スレートに比べて、石材としての吟味に慎重を要するため、手掘かそれに近い採掘方法によっている。唐桑の硯石材産出地は御留山^{おとめ}と呼ばれ、旧伊達藩の管理下にあった頃から、300年間も採掘されている。明神のスレート石材の一部も硯石材として加工されている。

石材に用いられている登米層の粘板岩については、既に第三章で記述したとお・古生代末の海底に堆積した粘土質物質が、固結して褶曲運動によるスレート劈開の形成によって片状化したものである。現地で“すじ”と呼ばれる縞模様は、堆積面を示す葉理である。粘板岩は微粒（通常0.005mm以下）の石英を10%以下含み、絹雲母、緑泥石及びびライトを主とする粘土鉱物からなる（片田ほか、1973）。成分的には、 SiO_2 と Al_2O_3 が多く、そのほかに少量の MgO_2 、 Fe_2O_3 、 K_2O 、 CaO などを含む（第15表参照）。石材用語として“つら”と呼ばれる剥離面、すなわち、スレート劈開面は、その方向に、鉱物片が定向配列し、黒いすじ模様（dusty part）が鏡下で観察される。於保（1981）によれば dusty part はより細粒の物質からなる。登米層粘板岩は、球状又は方形の黄鉄鉱微粒を普通に含有し、ときに“金じゃか”と称される黄鉄鉱団塊を含む（遠藤ほか、1973）。

スレートや硯石材の採掘に当たっては、スレート劈開面のほか、様々の節理や層理面などの“割れ目”の方向性に注意しながら進めるが、“割れ目”が多すぎる粘板岩は石材として不向きである。この



第66図 登米層スレートを用いた民家（雄勝町明神）

第 15 表 二疊系・三疊系泥質岩の化学組成 (小貫, 1969 による)

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 疊 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
		女 川 (p)	4	9.46	50.97	16.54	6.47	9.58	2.74	1.82	3.10	100.68
	大沢層	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 疊 系	登米層	菅 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, 女川ボゾラン
 3 女川, 日東ボゾラン
 4 女川, 日本ボゾラン
 5 女川, 女川ボゾラン採石場
 6 女川, 日東ボゾラン採石場
 7 女川, 日本ボゾラン採石場
 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 岩手県陸前高田市菅沢, 岩手ボゾラン
 12 宮城県雄勝, 宮城ボゾラン
 13 雄勝磯浜, 磯石材
 14 雄勝, 木村氏高級磯石材
 15 雄勝, 木村氏低級磯石材
 16 雄勝, 木村氏層積材
 17 登米町, 大槻氏層積材旧坑口
 18 登米町, 大ノ沢10号坑内 (80 m) 層積材
 19 登米町, 佐々木氏 6 号坑内 (10 m) 層積材
 20 福平東方, 泉道の傍
 21 豊里町, 佐々木氏旧坑内

割れ目には“合せ目”, “木口”, “しき”, “はびろ”などの呼び名によって 区別されている. 合せ目はスレート劈開にほぼ平行な節理, 木口はそれにほぼ直交する鉛直方向の節理, しきは緩傾斜の節理または層理面に相当している. これらの割れ目を利用して大塊として切羽から採取し, 工場に運搬して, スレート劈開に直交する方向に一定の間隔に切断したブロックを, スレートの場合, 厚さ 5 mm 程度に熟練した手作業によって割る.

採掘は, 雄勝地区では古来より露天掘であるのに, 登米地区では坑内掘である. 後者の登米層は, 雄勝地区のそれに比べて割れ目(節理)に富み, 若干堅固であると言われている.

石材と地質構造との関係に注目してみると, スレート用の石材は登米層中部であれば, 如何なる構造の部分でも採掘されてきている. 例えば明神のスレート山は雄勝背斜の西翼部で, 西に 40° 傾く同斜構造の部分であり, 登米町北沢では南東に約 65° 傾斜するやはり同斜構造部分である. ところが, 硯

石材は少なくとも現在採掘されている数か所のすべてが、背斜か向斜の軸部か、軸部の近くの部分から採掘されている。このことは肉眼では区別が困難であるが、石材としての質が、褶曲軸部でより良好であるということを示唆している。石工業者が褶曲の軸部であることを看破して採掘している訳ではなく、永年の経験からより良質な石材を探索すると、褶曲軸部に当たっていたというのが真相であろう。同様のことは三疊系大沢層の粘板岩の採掘についても言える。

この地方での粘板岩は様々な節理が発達しており、石英脈や方解石脈や団塊の存在など、原石から製品化するまでには、かなりの目減りがある。渡辺（1950）は、雄勝地区の登米層粘板岩の総量を約15億tと見なし、可採原石量を坑内掘としてその10分の1、露天掘なら30分の1以下で、加工・製品化して150万t以下になるであろうと述べている。

三疊系稲井層群伊里前層の砂質頁岩が、本図幅地域には広く分布する。この岩石は本図幅地域南方の石巻市周辺山地では、“井内石”として、石材として多量に採掘されている（滝沢ほか、1984）。井内石は、全国的に広く行きわたっており、石塔、建築用石材として用いられている。本図幅地域内では採掘されていないが、利用可能である。

その他の石材 下部白亜系十三浜層群の砂岩が、かつては石垣の材料として、また最近では墓石や建築材料として採掘されている。

北上町追波付近に分布する砂岩は、通称“追波石”^{おっばいし}と呼ばれ、昭和30年代まで石垣用の石材^{けんち}（間知石^{いし}）として採掘されていたが、生産量等詳細は不明である。またこの追波石で作られた高さ約2mの地藏尊が、北上町大岩の中学校入口に今も残っている。この砂岩は、十三浜層群吉浜層の砂岩で、塊状の粗-中粒長石質砂岩（アレナイト）である。十三浜層群の砂岩は単層の厚さが1-3m程度のものが普通であるが、採掘された砂岩は3-5mと厚く、また節理や割れ目が少ない。このような砂岩は追波周辺に分布が限られており、採掘も追波だけである。

最近、北上町長塩谷の厚さ3-4mの塊状の青灰色中-粗粒砂岩が壁材や墓石材として採掘されている。砂岩を建築材料として使用することはかなり珍しい。この砂岩は十三浜層群立神層の砂岩頁岩互層中に挟まれたもので、しばしば皿状構造（dish structure）が発達しており、この堆積構造が模様として珍重されている（第42図）。採掘は福島県の業者によって行われており、“三陸ひめこまつ”の名称で販売されている。採掘は断続的で生産量等は不明である。

砕石 建築用コンクリート骨材や道路のバランスとして、三疊系稲井層群の砂岩が多量に採掘されている。現在採掘されている骨材は、すべて三疊系稲井層群の砂岩（平磯層及び風越層）と砂質頁岩（伊里前層と風越層の一部）である。採掘場所は河北町飯野川以北の北上川左岸沿いに数か所所在するほか、登米町皮装、などである。

これらの砂岩、砂質頁岩は堅固で、骨材として良品質である。採掘は地方自治体直轄営業が多いが、一部民間企業によっている。

本図幅地域の中では三疊系の大沢層以外の中生層の岩石及びジュラ系砂岩は大部分骨材資源として有用であり、その量は膨大である。

文 献

- ALLEN, J. R. L. (1970) Studies in fluvial sedimentation: A comparison of fining-upward cyclothems, with special reference to coarse-member composition and interpretation. *Jour. Sediment. Petrol.*, vol. 40, p.298-323.
- ASAMA, K.(1956) Permian Plants from Maiya in northern Honshu, Japan(Preliminary note). *Proc.Japan Acad.*, vol.32, p.469-471.
- BANDO, Y.(1959) Origin of the some irregular type of sedimentation of the Mesozoic strata in the Kitakami Massif, Northeast Japan.*Mem. Fac. Lib. Arts and Educ. Kagawa Univ.*, no.79, p.1-14.
- (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.
- BRIGHAM, R. H.(1983) A fluid dynamic appraisal of a model for the origin of comb layering and orbicular structure. *Jour. Geol.*, vol. 91, p. 720-724.
- 千坂武志(1949)北上山地南部米谷町錦織村付近の古生層(演旨), 地質雑, vol. 55, p. 119.
- (1953)北上山地西南部米谷町付近の二疊系. 東京教育大地質鉱物研究, no. 2, p. 1-9.
- CHOI, D. R. (1984) Late Permian-Early Triassic paleogeography of northern Japan. *Geology*, vol. 12, p.728-731.
- 永広昌之(1987)南部北上山地ペルム紀アンモナイト類—その層位的分布とペルム系の分帯—. 地質雑, vol. 93, p. 823-832.
- ・坂東祐司(1978) 南部北上山地のペルム系登米層から *Xenodiscus* の発見. 地質雑, vol. 84, p. 37-38.
- ・ —— (1980) 南部北上山地の上部ペルム系からの *Rotodiscoceras* の発見とその意義. 地質雑, vol. 86, p. 484-486.
- EHIRO, M. and BANDO, Y.(1985) Late Permian ammonoids from the Southern Kitakami Massif, Northeast Japan.*Trans. Proc. Palaeont. Soc. Japan*, N. S., no. 137, p. 25-49.
- 永広昌之・大上和良・蟹沢聰史(1988) “早池峰構造帯” 研究の現状と課題. 地球科学, vol. 42, p. 317-335.
- EHIRO, M., SHIMOYAMA, S. and MURATA, M.(1986) Some Permian cyclolobaceae from the Southern Kitakami Massif, Northeast Japan. *Trans. Proc. Palaeont. Soc. Japan*, N. S., no. 137, p. 25-49.
- and TAKIZAWA, F. (1989) *Foordiceras* and *Domatoceras* (Nautiloid cephal-

- opods) from the Upper Permian Toyoma Formation, South Kitakami Massif, Northeast Japan. *Trans. Proc. Palaeont. Soc. Japan*, N. S., no. 115, p. 212-217.
- 遠藤房治(1954) 北上川改修による柳津町移転の覚え(改訂版). 津山町, 30p.
- ENDO, R. (1952) Stratigraphical and paleontological studies of the later Paleozoic calcareous algae in Japan. III-A few species from the Maiya section, Maiya-machi, Tome-gun, Miyagi-ken. *Sci. Rep. Saitama Univ.*, ser. B, vol. 1, p. 23-28.
- 遠藤祐二・片田正人・佐々木昭(1973) 北上山地の二疊紀登米層中の黄鉄鉱. 地調月報, vol. 24, p. 113-121.
- 藤貫 正・片田正人・鈴木孝太郎(1974) 南部北上山地二疊紀登米スレート中の炭素質物質. 地調月報, vol. 25, p. 619-625.
- 八谷彪一(1901) 北上中生層より出でたる化石一・二について. 地質雑, vol. 8, p. 202.
- HANZAWA, S. (1938) Stratigraphical distributions of the genera *Pseudoschwagerina* and *Paraschwagerina* in Japan, with descriptions of two new species of *Pseudoschwagerina* from the Kitakami Mountainland, northeastern Japan. *Japan. Jour. Geol. Geogr.*, vol. 16, p. 65-73.
- (1950) On the occurrences of the foraminiferal genera, *Eoverbeekina*, *Nankinella* and *Sphaerulina* from Japan. *Short Papers. IGPS*, no. 2, p. 1-12.
- (1954) 東北地方(日本地方地質誌). 朝倉書店, p. 1-368.
- 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.
- HATAI, K. (1967) A concentric structure from the Permian Toyoma slate, Iwate Prefecture, northeast Japan. *Saito Ho-on Kai, Mus. Res. Bull.*, no. 36, p. 1-5.
- 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. (1960a) Pelecypods of the Jusanhama Group(Purbeckian or Wealden) in Hashiura area, Northeast Japan. *Japan Jour. Geol. Geogr.*, vol. 31, p. 13-21.
- (1961a) Successions of the Kitakami Jurassic: Jurassic stratigraphy of South Kitakami, Japan (I). *Japan. Jour. Geol. Geogr.*, vol. 32, p. 159-177.
- (1961b) Jurassic inoceramids in Japan. *Jour. Fac. Sci. Univ. Tokyo*, ser. II, vol. 12, p. 277-328.
- HAYASAKA, I. (1924) Fossils in the roofing slate Ogachi, Prov. Rikuzen. *Japan Jour. Geol. Geogr.*, vol. 3, p. 45-53.
- 市川浩一郎(1947) 北上山地南部津谷伊里前地方中下部三疊系の層序に就いて. 地質雑, vol. 53, p. 79-80.
- (1951a) 北上山地南部の三疊紀層. 日本三疊系の地質, 地調報告, 特別号 A, p. 7-23.
- (1951b) 宮城県雄勝地方三疊系稲井層群の基底礫岩. 鉱物と地質, vol. 4, p. 17-19.

- 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邦報, no. 34, p. 1-40.
- 石原舜三・関根節郎・大場きみじ(1969) 上部古生代粘板岩と新第三紀シルトストーン中のウラン量. 地調報, no. 232, 日本におけるウランの産状(その2), p. 221-231.
- ISHIKI, K., OKIMURA, Y. and NAKAZAWA, K. (1975) On the genus *Colaniella* and its biostratigraphic significance. *Jour. Geosci. Osaka City Univ.*, vol. 19, p. 107-138.
- 石井和彦(1985) 南部北上山地牡鹿半島における褶曲およびスレートへき開の形成過程. 地質雑, vol. 91, p. 309-321.
- 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地質図幅), 地質調査所, 121p.
- 岩井淳一・石崎国熙(1966) 北上山地薄衣式礫岩の研究—とくにその古地理学的・構造地質学的意義. 東北大地質古生物研邦報, no. 62, p. 35-53.
- 貝塚爽平・成瀬 洋・大田陽子(1985) 日本の平野と海岸.(日本の自然4). 岩波書店, 226p.
- 鎌田耕太郎(1979) 南部北上山地唐桑半島周辺の三畳系稲井層群(その1) —層序及び古地理—, 地質雑, vol. 85, p. 737-751.
- (1983) 宮城県登米地域の稲井層群の層序—とくに大沢層の海底地送り堆積物について地球科学, vol. 37, p. 147-161.
- (1984) 南部北上山地宮城県津谷地域の中三畳系風越層の堆積環境. 地質雑, vol. 90, p. 875-888.
- ・川村寿郎(1988) 南部北上山地下部三畳系のストーム堆積物. 地球, vol. 10, p. 494-498.
- ・———・横山 裕(1983) 宮城県十三浜地域の下部三畳系平磯層の堆積環境. 砕屑性堆積物の研究, no. 2, p. 33-39.
- ・中村 通(1978) 宮城県登米町東方の稲井層群中の石灰岩礫から石炭紀コノドントの発見. 地質雑, vol. 84, p. 697-700.
- KAMBE, N. (1963) On the boundary between the Permian and Triassic Systems in Japan. *Rep. Geol. Surv. Japan*, no. 198, p. 1-66.
- 神戸信和・片田正人・大森貞子(1968) 南部北上帯の二畳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.
- ・島津光夫(1961) 5万分の1地質図幅「気仙沼」および同説明書. 地質調査所, 73p.
- KANAGAWA, K. (1986) Early Cretaceous folding and cleavage in the Kitakami Mountains, analysed in the Ofunato Terrane. *Jour. Geol. Soc. Japan*, vol. 92, p. 349-370.
- KANAYA, H. and KATADA, M. (1975) Contents of thorium, uranium and potassium of Upper Permian mudstones and sandstones in the Southern Kitakami Mountains, Japan. *Jour. Japan. Assoc. Min. Petr. Econ. Geol.*, vol. 70, p. 286-294.
- 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.

- 加納 博(1971) 北上山地の薄衣式礫岩(総括), 地質雑, vol. 77, p. 415-440.
- 加瀬友喜(1979) 南部北上山地, 橋浦地域中生界の層序の再検討, 地質雑, vol. 85, p. 111-122.
- 片田正人(1974) 北上山地の白亜紀花崗岩類, I. 序論. 地質報告, no. 251, p. 1-7.
- KATADA, M., ISOMI, H., OMORI, E. and YAMADA, T. (1963) Chemical composition of Paleozoic rocks from northern Kiso district and of Toyoma clayslates in Kitakami Mountainland: 1. Chemical composition of pelitic rocks. *Jour. Japan Assoc. Min. Petr. Econ. Geol.*, vol. 49, p. 85-100.
- · ————— · ————— · ————— (1964) Chemical composition of Paleozoic rocks from northern Kiso district and of Toyoma clayslates in Kitakami Mountainland: Supplement. Carbon and carbon dioxide. *Jour. Japan Assoc. Min. Petro. Econ. Geol.*, vol. 52, p. 217-221.
- 片田正人 · 神戸信和 · 大森えい(1973) 南部北上山地二疊紀登米相泥質岩のNa₂OとK₂O. 地調月報, vol. 24, p. 233-242.
- · 小野千恵子(1968) 北上山地古生層泥質岩の化学分析. 岩鉱, vol. 60, p. 75-91.
- · ————— (1969) 北上山地古生層泥質岩の化学分析(補遺および考察). 地調月報, vol. 20, p. 79-81.
- 川村寿郎 · 鎌田耕太郎(1988) 下部三疊系平磯層の海進堆積相. 日本地質学会東北支部会報, no. 18, p. 4.
- KOBAYASHI, T. (1941) The Sakawa orogenic cycle and its bearing on the origin of Japanese Islands. *Jour. Fac. Sci. Imp. Univ. Tokyo, Sec. II*, vol. 5, p. 219-578.
- (1945) *Notaculites toyomensis*, a new trail found in the Upper Permian Toyoma Series in Nippon. *Japan. Jour. Geol. Geogr.*, vol. 20, p. 13-18.
- (1947) On the occurrence of *Seymourites* in Nippon and its bearing on the Jurassic palaeogeography. *Japan. Jour. Geol. Geogr.*, vol. 20, p. 19-31.
- 近藤 務(1966) 宮城県に発達するペルム系登米統黒色粘板岩の放射能. 地質雑, vol. 72, p. 427-437.
- 久保和也(1980) 宮城県, 笠貝島斑れい岩体について. 岩鉱, vol. 75, p. 234-243.
- (1987a) 花崗岩の結晶集積構造. 地質ニュース, no. 398, 口絵
- (1987b) シエラネバダバソリス中のレーヤリング. 昭和62年度三鉱学会演旨集, p. 135
- 黒沢 守(1929) 陸前米谷 · 志津川付近の地質. 東北大地古教室卒論(MS).
- 馬淵精一(1932) 北上山地南部田東山塊の層位について. 東北大地古教室卒論(MS).
- · 野田光雄(1934) 北上山地南部の古生層に就いて. 地質雑, vol. 41, p. 401-403.
- MABUTI, S. (1933) Jurassic stratigraphy of the southern part of the Kitakami Mountainland, Northeast Japan. *Proc. Imp. Acad. Japan*, vol. 9, p. 313-316.
- MATSUMOTO, H. (1981) Developmental process of Alluvial coastal plain related to the Holocene sealevel change. *Sci. Rep. Tohoku Univ.*, ser.7 (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.
- MINATO, M. (1950) Toyoma-Sea, the Late Permian Inland-Sea in the Kitakami Mountainland, NE. Honshu, Japan. *Proc. Japan Acad.*, vol. 6, p. 80-86.
- (1955) Japanese Carboniferous and Permian corals. *Jour. Fac. Sci. Hokkaido Univ.*, ser.4, vol. 9, p. 1-202.
- 水戸 滉(1957) 南部北上山地宮城県水界峠周辺の地質. 東北大地古教室卒論(MS).
- MOORE, J. G. and LOCKWOOD, J. P. (1973) Origin of comb layering and orbicular structure, Sierra Nevada Batholith, California. *Bull. Geol. Soc. Amer.*, vol. 84, p. 1-20.
- MORI, K. (1949) On the Jurassic formations in the Hashiura District, Province of Rikuzen, Japan. *Japan. Jour. Geol. Geogr.*, vol. 21, p. 315-321.
- 森 啓(1989) 志津川町の地質. 志津川町誌, 第1巻, p. 101-176.
- MURATA, M. (1964) Some Middle Permian Aviculopectinidae from the Kitakami Massif, northeast Japan. *Trans. Proc. Palaeont. Soc. Japan*, N.S., no. 54, p. 215-233.
- 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. (1969) Molluscan fauna of the Toyoma Formation(Late Permian). *Saito ho-on Kai Mus. Res. Bull.*, no. 38, p. 1-22.
- (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.*, ser. 2, Spec. vol., no. 6, p. 267-275.
- (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.
- 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.
- 村田正文・水戸 滉(1957) 宮城県登米郡米谷町付近の層序, 特に米谷植物化石の層序について. 地質雑, vol. 63, p. 412.
- ・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.
- NAKAZAWA, K. (1960) Two Permian nautiloids from Japan. *Japan. Jour. Geol. Geogr.*, vol. 31, p. 121-127.
- and MURATA, M. (1966) On the Lower Cretaceous fossils found near the Omine, Iwate Prefecture, Northeast Japan. *Mem. Coll. Sci. Univ. Kyoto*, ser B, vol. 32, no. 4, p. 303-333, and *Prof. S. Matsushita Mem. Vol.*, p. 263-288.

- NAKAZAWA, K. and NEWELL, N. D. (1968) Permian bivalves of Japan. *Mem. Fac. Sci. Kyoto Univ., ser. B*, vol. 35, p. 1-108.
- 於保幸正(1981) 南部北上山地牡鹿半島におけるスレート劈開組織. 地質雑, vol. 87, p. 657-673.
- 西山 勉・生沼 郁(1973) 三疊系赤色頁岩中の緑泥石とバーミキュライトの混合層鉱物. *Nendo Kagaku*, vol. 13, p. 8-14.
- ・———・佐藤満雄(1976) 北上山地のデボン系・三疊系赤色頁岩. 三鉱学会昭和51年講演会演旨, p. 98.
- ・———・植田房雄(1973) 宮城県登米付近三疊系赤色頁岩の鉱物学的研究, 東洋大紀要(自然科学), no. 16, p. 21-31.
- 西和田久学(1894) 北上山地の子持石統に就いて略言す. 地質雑, vol. 1, p. 75-80.
- OHO, Y. (1982) Effective factors controlling cleavage formation and other microstructures in the South Kitakami Mountains. *Jour. Fac. Sci. Univ. Tokyo, Sec. II*, vol. 20, p. 345-348.
- OKADA, H. (1971) Classification of sandstone. *Jour. Geol.*, vol. 79, p. 509-525.
- 大嶋和男・横田節哉・斉藤文紀・鈴木泰輔・松本英二・池田国昭・羽坂俊一・村瀬 正(1987) 開口性沿岸海域開発に伴う底質汚染予測技術に関する研究. 昭和61年度国立機関公害防止等試験研究成果報告書, no. 54, p. 1-34.
- 小貫義男(1937) 北上山地坂本沢付近の古生層“鬼丸統・雪沢統(新称)”に就いて. 地質雑, vol. 44, p. 168-186.
- (1938) 北上山地岩手県気仙郡地方の秩父系に就いて. 地質雑, vol. 45, p. 48-78.
- (1956) 北上山地の地質. 岩手県地質説明書II. 岩手県, 189p.
- (1969) 北上山地地質誌. 東北大理地古研邦報, vol. 69, p. 1-239.
- (1971) 礫石考(On the Inkstone). 宮城教育大紀要, vol. 5, p. 35-55.
- (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, 307p.
- ・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) 下部及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.
- ・森 啓(1961) 南部北上山地, 岩手県大船渡地方の地質. 地質雑, vol. 67, p. 641-654.
- ・村田正文・坂東祐司・水戸 滉(1960) 宮城県米谷地方の二疊系. 地質雑, vol. 66, p. 717-732.
- ペルム・三疊系ワーキンググループ(1975) 日本におけるペルム・三疊系境界付近の層序と対比. 地質雑, vol. 80, p. 165-184.
- 佐藤 浩(1969) 南部北上山地宮城県登米町周辺の二疊系の層位学的研究. 地質雑, vol. 75, p. 555-570.

- 佐藤 正(1956) 菊石化石に基づいた日本下部ジュラ系対比. 地質雑, vol. 62, p. 490-503.
- SATO, T. (1957) Biostratigraphique de la Serie de Shizukawa (Jurassique inrierieur) du Japon septentrional. *Jour. Fac. Sci. Univ. Tokyo*, sec. II, vol. 10, p. 313-350.
- (1962) Etudes biostratigraphiques des ammonites du jurassique du Japan. *Mem. Soc. Geol. France*, nouv. ser., vol. 41, p. 1-122.
- 志井田 功(1940) 宮城県気仙沼町近傍の地質に就きて. 東北大理地古研邦報, no. 33, p. 1-72.
- SHIKAMA, T., KAMEI, T. and MURATA, M. (1978) Early Triassic ichthyosaurus, *Utatusus hataii* gen. et sp. nov., from the Kitakami Massif, North-east Japan. *Sci. Rep. Tohoku Univ.*, Ser. 2 (Geol.), vol. 48, p. 77-97.
- SHIMIZU, S (1930) On some Anisic Ammonites from the *Hollandites* beds of the Kitakami Mountainland. *Sci. Rep. Tohoku Imp. Univ.*, ser. 2, vol. 14, p. 63-74.
- 高橋治之(1961) 南部北上山地橋浦・十三浜地方の中生界. 茨城代文理紀要, no. 12, p. 145-160.
- ・小貫義男(1959) 南部北上山地水沼・大和田地域のジュラ系に就いて. 地質雑, vol. 65, p. 454.
- 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.
- 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.
- (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. (1985) Jurassic sedimentation of the South Kitakami Belt, Northeast Japan. *Bull. Geol. Surv. Japan*, vol. 36, p. 203-320.
- 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, 62p.
- ・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.
- ・——— ・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地質図幅), 地質調査所, 103p.
- ・久保和也・猪木幸夫(1987) 寄磯地域の地質. 地域地質研究報告(5万分の1地質図幅), 地質調査所. 74p.
- TAZAWA, J. (1975) Uppermost Permian fossils from the Southern Kitakami Mountains, Northeast Japan. *Jour. Geol. Soc. Japan*, vol. 81, p. 629-640.
- 寺島 滋・安藤 厚・伊藤司郎(1989) GSJ 岩石標準資料“堆積シリーズ”の化学組成. 日本地球科学年会講演要旨, p. 129.
- TOKUYAMA, A. (1965) Faltungsstockwerke in der Ojika-Halbinsel, Nordost-Japans. *Sci. Rep. Col. Gen. Educ. Univ. Tokyo*, vol. 15, p. 217-235.

- TOYAMA, C. (1919) On the Geology of Southern Kitakami Mountainland in the Environ of Tome and Shidzugwa. 東北大地古教室卒論 (MS).
- 植田房雄 (1963) 南部北上山地宮城県登米・米谷地区二畳系・三畳系の地質構造. 東洋大紀要, no. 4, p. 1-78.
- 渡辺萬次郎 (1950) 宮城県の地下資源. 宮城県商工部, 140p.
- 矢部長克 (1903) 北上三畳系の時代に就いて. 地質雑, vol. 10, p. 117-123.
- (1918) 日本三畳紀層の地質時代. 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.
- 矢部長克 (1964) 本邦における二畳系・三畳系境界の問題 (II. 北上山地). 地学雑, vol. 73, p. 1-7.
- YABE, H and HAYASAKA, I. (1915) Palaeozoic corals from Japan, Korea and China, I. *Michelinia* and *Favosites*. *Jour. Geol. Soc. Japan*, vol. 22, p. 55-70.
- and MABUTI, S. (1935) On two Upper Palaeozoic nautiloids from Japan and China. *Japan. Jour. Geol. Geogr.*, vol. 12, nos. 1-2, p. 9-12.
- and SHIKAMA, T. (1948) A new Lower Triassic Nothosauria from Ishihu near Yanaizu, Mono-gun, Miyagi Prefecture. *Proc. Japan Acad.*, vol. 25, p. 35-41.
- and SHIMIZU, S. (1933) Triassic deposits of Japan. *Japan. Jour. Geol Geogr.*, vol. 10, p. 87-98.

QUASEANGLE SERIES

SCALE 1:50,000

Akita (6) No. 79



GEOLOGY

OF THE

TOYAMA DISTRICT

By

Fuminori TAKIZAWA, Kotaro KAMADA,
Akira SAKAI and Kazuya KUBO

(Written in 1989)

(Abstract)

GEOLOGY

1. OUTLINE

The Toyoma district is located in the southern part of the Kitakami Mountains (Kitakami Sanchi), Northeast Japan. The mountainous land of this district was once a peneplain, elevated to a height of 300 to 500m, and dissected. The Kitakami River (Kitakami Gawa) flows through the western margin of the mountainous land. In the geotectonic divisions the southern half of the Kitakami Mountains belongs to the South Kitakami Belt and consists of Paleozoic and Mesozoic strata ranging from Silurian to Cretaceous in age.

The Paleozoic and Mesozoic strata contain much neritic sediments such as slate or shale, sandstone, limestone, volcanoclastic rocks which yield many invertebrate

fossils, e.g. coral, trilobite, brachiopod, gastropod, pelecypod, cephalopod. These strata are very important in many standard biostratigraphical successions in Japan.

In the Toyoma district, Permian to lower Cretaceous formations are distributed and consist mostly of clastic sediments, specially rich in muddy sediments, and have several unconformities, associated with the certain change of sedimentary facies.

The Paleozoic and Mesozoic strata of the district are complicatedly deformed by folding and faulting. The Ogatsu Anticline, the Hashiura Synclinorium and the Toyoma anticlinorium from the east to the west are of largest structural elements. Furthermore, many folds of 2 to 4 km (3km in average) in the scale of wave length are extensively developed with a slightly westward vergence. The greater part of the folds has NNE-SSW trending axes, but partly NE-SW trend in the Jurassic strata. Compressive forces in about east-west direction during middle Early Cretaceous time produced strong slaty cleavage, especially in Permian and Triassic strata. The Permian to lower Cretaceous strata are intruded by late Early Cretaceous granitic rocks and porphyrite dikes.

The younger sediments, Pliocene and Pleistocene (?) strata of shallow marine facies are distributed at several small outcrops. Holocene alluvial deposits associated with marine deposits in the underground occupy along the Kitakami River.

On the description of the stratigraphy, this district is subdivided as follows: Toyoma area (northwestern part of the district), Kahoku area (southwestern part), Shizugawa area (northeastern part), Hashiura area (central part) and Ogatsu area (southeastern part).

2. PERMIAN

The Permian strata in the South Kitakami Belt are divided into the Sakamotozawa, Kanokura, and Toyoma Formations (or Series) as the standard stratigraphic division. They correspond to the Nishikori, Tenjinnoki, and Toyoma Formations respectively in this district. These Permian strata are composed mainly of shallow marine clastic sediments and are accompanied with limestone. They differ from other coeval strata of the Japanese Islands in that chert and mafic volcanic rocks are contained.

The Lower to Upper Permian strata crop out at the northwestern part, the Toyoma area of the district and the upper Middle to Upper Permian strata are distributed in the southwestern part, Ogatsu area.

The Nishikori Formation, over 320m thick at the type area (Maiya area to the northwest of this district) and 53m thick in this district, corresponds to the Sakamotozawa Formation. The formation comprises sandstone, slate, and limestone. Its lowermost part consists of limestone which yields fusulinids indicating the *Pseudoschwagerina* Zone. The sandstone contains such marine fossils as brachiopods and bivalves, and also the Maiya Flora including *Taeniopteris*, *Cordaites*, and *Sphenopyllum*.

The Tenjinnoki Formation, 280-330m thick at the type area, is correlated with the lower part of the Kanokura Formation and consists mainly of sandstone, sandy

Table1 Summary of geology in the Toyoma district.

Geologic age		Stratigraphic division		Tectogenesis and environment		
Cenozoic	Quaternary	Alluvium		Near shore marine and coastal Transgression		
		?				
	Neogene	Undivided Neogene deposits				
		Pliocene				
Paleogene						
Mesozoic	Cretaceous	Late	Quartz diorite-gabbro and porphyrite		Faulting Folding (Oshima Movement)	
			Early	Jusanhama Group	Tatsugami Fm. Yoshihama Fm.	Shallow marine Uplift and erosion
		?				
	Jurassic	Hashiura Group	Late	Nagao Fm.	Arato Fm. (upper part)	Inland sea
			Middle	Nakahara Fm.	Arato Fm. (lower part) Aratozaki Fm.	Shallow marine
		Shizugawa G.	Early	Hosoura Fm.		Embayment
				Niranojama Fm. Uchinohara Fm.		
	?				Uplift and erosion	
	Triassic	Inai Group	Middle	Isatomae Fm.		Semi-basyl (?)
			Late	Fukkoshi Fm.		
Early		Osawa Fm.		Shallow marine Uplift and erosion		
		Hiraiso Fm.				
?						
Paleozoic	Permian	Late	Toyoma Fm.	Middle Mb.	Inland sea	
				Lower Mb.		
	Middle	Yamazaki Conglomerate Mb.		Tenjinnoki Fm.	Oyakejima Fm.	Shallow marine
Early	Nishikori Fm.				Shallow marine	

G : Group, Fm : Formation, Mb : Member

shale and slate. The formation yields *Leptodus* sp. and *Monodiexodina matsubaishi*.

The Oyakejima Formation of the Ogatsu area is equivalent to the Tenjinnoki Formation and also is similar to the formation in lithology. The Yamazaki Conglomerate, 520m in thickness, is referable to the Usuginu Type Conglomerate in a broad sense. It consists of an enormous amount of cobble to pebble sized conglomerate which is characterized by containing pebbles of granitic rocks. According to yielding fusulinids of the *Lepidolina-Yabeina* Zone and *Waagenophyllum*, the formation is correlated with the upper Kanokura Formation.

The Toyoma Formation corresponds to the uppermost part of the Paleozoic strata in the South Kitakami Mountains, being unconformably overlain by Lower Triassic strata. This formation is represented chiefly by black slate and is 950 to 1,150m thick in this district. Its lower part is frequently interbedded and interlaminated with sandy shale or fine-grained sandstone. The formation is divided into three members, the Lower, Middle and Upper Members, but the Upper Member of the formation is not distributed in this district owing to the erosion of Early Triassic. The slate of this formation shows characteristics of strong slaty cleavage and is famous for roofing slate.

The Toyoma Formation is poor in fossils on the whole, but gastropods and pelecypods occur locally. In the Toyoma Formation three molluscan zone, the zone of *Euphemitopsis kitakamiensis-Astartella toyomensis*, *Palaeoneilo ogachiensis-Phestia konnoi*, and *Kitakamispira hanzawai-Nuculopsis mabutii* are distinguished in descending order. *Bellerophon* sp. occurs throughout the above three zones. Some nautiloid fossils, *Foordiceras* cf. *wynnei* and *Domatoceras ogatsuense* are found from the Middle Member in the Ogatsu area (Plate 1). Therefore, the middle zone is correlated with the Wuchiapingian Stage (lower-middle Dzhulfian) in southern China.

3. TRIASSIC

The Triassic, Scythian to Anisian Inai Group, is widely distributed in this district. The Inai Group is made up of clastic marine sediments on the whole and shows two sedimentary cycles from the viewpoint of vertical change of grain-size.

The group is divided into four stratigraphic units, the Hiraiso, Osawa, Fukkoshi, and Isatomae Formations in ascending order. The muddy strata of the group, the Osawa and Isatomae Formations, is characterized by being well-developed lamination and calcareous. The group is more than 2,000m in total thickness.

The Hiraiso Formation, 200 to 290m thick, consists mainly of coarse to medium-grained sandstone with conglomerate at the basal and upper parts of the formation. The basal conglomerate crops out in the Toyoma and Ogatsu areas. These areas differ from each other in their lithofacies and kinds of gravel. The conglomerate of the Toyoma area comprises mostly reddish or greenish matrix made of sandstone, and contains a lot of pebbles of acid volcanic rocks. On the contrary, that of the Ogatsu area includes considerable amount of pebbles of granitic and metamorphic rocks in addition to pebbles of volcanic rocks and its matrix is gray colored arkosic sandstone.

The following fossils are found in the Hiraiso Formation; *Nuculopsis* sp., *Palaeopharus* sp., *Myalina?* sp. From the occurrence of these fossils, the geologic age of this formation is assigned to early Scythian of Triassic.

The Osawa Formation is 360m thick and is mainly composed of streaky slate with intercalations of dark greenish or grayish fine-grained sandstone. Lithofacies being calcareous and rock-color of the formation differ from the rock facies of the black slate of the Permian Toyoma Formation. From the occurrence of *Subcolumbites* fauna, the geologic age of this formation is assigned to late Scythian of Triassic, namely from Columbitan to Prohungaritan.

The Fukkoshi Formation, 120-400m in thickness, 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. The following fossils are found in this district. *Hollandites* sp., *Balatonites* cf. *kitakamicus* (DIENER). The geologic age of this formation is assigned to early Anisic of Triassic.

The Isatomae Formation, more than 1,800m in thickness, is mainly composed of laminated sandy slate with thin intercalations of sandstone. The laminated sandy slate is characterized by remarkable bioturbation. Ammonoid fossils such as *Hollandites* aff. *haradai* (MOJSISOVICS), *Protrachyceras* sp., *Beyrichites* sp., *Anolcites* ? sp. are found in this formation of the district and other districts. From these fossils, this formation is assigned to Anisic of Middle Triassic.

4. JURASSIC

The Jurassic to Lower Cretaceous strata of the South Kitakami Belt occur in three meridional subbelts: the Western, Middle and Eastern Subbelts. The Jurassic strata of the district belong to the Western Subbelt, and are distributed in three separated areas as follows. The Shizugawa area at the northeastern part of the district, the Hashiura area at the central part and the Mizunuma area at the southern extremity.

These Jurassic sequences of the Hashiura area present its whole stratigraphic sequences, whereas each of other two areas has a part of the successions. The sequences are divided into two groups, the Lower Jurassic Shizugawa and Middle to Upper Jurassic Hashiura Groups, and indicate similar lithofacies throughout the three areas.

The Shizugawa Group covers the Middle Triassic Isatomae Formation with an unconformity and consists of three formations, the Uchinohara, the Niranohama and the Hosoura Formations in ascending order. The Uchinohara Formation, 150 to 300m thick, is composed of massive fine- to medium-grained sandstone. Molluscan fossils occur in the uppermost part of the formation, are very similar to the fossils of the Niranohama Formation. So its geologic age is inferred to be earliest Jurassic.

The Niranohama Formation, 130m thick, consists of sandy shale with a subordinate amount of fine- to medium-grained sandstone. The formation is

distributed at both of the eastern and western parts of Jurassic basin of the Hashiura area. Very abundant fossils of bivalves and gastropods are contained in the formation. They are represented by *Bakevella trigona*, *Eomiodon lunulatus*, *Geratrigonia hosourensis*, *Vaugonia niranohamensis* and others, forming several shell-beds.

The Hosoura Formation, more than 300 m in thickness, consists of well-bedded and frequently laminated sandy shale. Fossils from this formation are not found in this district, but the Hosoura Formation in the type area (Shizugawa district to the northeast of this district) contain many ammonites such as *Arnioceras yokoyamai*, *Hosoureites ikianus*, *Planammatoceras kitakamiense*, and others (SATO, 1962) in addition to bivalves. Their ammonites indicate Sinemurian to Aalenian in age.

The Hashiura Group covers the Triassic Isatomae Formation with an unconformity, and in the Shizugawa district on the north the group rests disconformably on the Shizugawa Group. The Hashiura Group shows two sedimentary cycles in major scale and is divided into the Nakahara Formation below and the Nagao Formation above in the Hashiura area, and the Aratozaki and Arato Formations in the Shizugawa area.

The Nakahara Formation, 230-550m thick, consists of pebble-conglomerate, medium- to fine-grained sandstone (Nk₁), sandy shale and shale (Nk₂) from the base upward. The formation is thickest at the northwestern part of the Hashiura area. The sandy shale (Nk₂) is frequently laminated. The basal conglomerate and the sandy shale yield the following bivalves, *Retroceramus* sp., *Plagiostoma* sp., *Chlamys* sp. and others.

The Nagao Formation, 500-800m thick, conformably covers the Nakahara Formation. The lower part of this formation (Ng₁) is composed mainly of medium- to fine-grained sandstone, accompanied by shale and interbedded sandstone and shale. Ng₁-beds shows a noticeable lateral variation in lithofacies and thickness and becomes thinner to the east. The main part of the Nagao Formation (Ng₂) is predominant in shale and sandy shale. This shale bed is extensively distributed in the Jurassic sequence of the Hashiura area.

In this study, radiolarian fossils as follows are found: *Archaeodictyomitra* sp., *Cinguloturris* cf. *carpaica*, *Dictyomitrella* (?) cf. *kamoensis*, *Hsuum* sp., *Parvicinngula* sp., *Stichocapsa convexa*, *Tricolocapsa*(?) *fusiformis*, *T. plicarum*, *Eucyrtidieillum* sp. These radiolarian fossils indicate late Middle Jurassic .

It is notable that *Kepplerites* (*Seymourites*) sp. from the Nakahara Formation (KOBAYASHI, 1947) belongs to boreal fauna and is similar to the some species reported from Siberia or Alaska.

5. EARLY CRETACEOUS

The Jusanhama Group, probably middle Early Cretaceous, consists of the Yoshihama Formation below and the Tatsugami Formation above. The group is the latest sediments in Paleozoic to Mesozoic continuous sedimentary sequences of the district.

The Yoshihama Formation is predominant massive arkosic coarse- to medium-grained sandstone with a small amount of sandy shale and it amounts to 370m thick. The formation covers the Jurassic Hashiura Group with a disconformity, and is considered to be derived from a very shallow sea environment. Minor and rubbed shell-fragments are contained in the sandstone.

The Tatsugami Formation, more than 150m in thickness, is composed of coarse-grained sandstone and sandy shale in thick-bedded alternation. Conspicuous sedimentary structure such as slump folds, channel structure, cross-lamination and dish structure are occasionally found from this formation.

HAYAMI (1960) reported brackish molluscan fossils such as *Filosina jusanhamaensis*, *Crenotrapezium kitakamiense*, *Protocardia morii* etc. These fossils are very similar to the molluscan fauna of the Nekogawa Formation exposed at the north of Ohunato, correlative to late Neocomian stage (middle Early Cretaceous).

6. INTRUSIVE ROCKS

Several plutonic masses and many porphyrite dikes of Early Cretaceous age are intruded into the Permian and Mesozoic strata. Four plutonic masses named the Harioka, Ohta, Tatebitōge and Ōkayazawa Masses, are exposed in this district. Of them, the Ōkayazawa Mass is the largest in size, comprising central main body and satellitic several small bodies. It is composed mainly of quartz diorite and several types of gabbro. Other three masses are relatively small, and consist of quartz diorite.

Many small porphyrite dikes are exposed at many places and their mineral composition is various. Among the dikes, hornblende porphyrite is very abundant, and frequently shows occurrence like sheet. Plagioclase porphyrite is conspicuous as containing phenocrysts of disk-shaped plagioclase. The elongation of most porphyrite dikes is nearly parallel to the strike of the Paleozoic and Mesozoic strata.

The Mesozoic sedimentary rocks close to the contact with the masses are thermally metamorphosed to biotite hornfels. The shale within 30 meters to the contact possesses plenty of spot which is made of muscovite, probably after cordierite.

7. CENOZOIC

Undivided Pliocene strata are sporadically and narrowly exposed in this district. These strata, several tens of meters in thickness, consist of semi-consolidated gravel, sand and silt intercalated with pumiceous sand which were composed mainly of fluvial sediments. They can be correlative with the upper part of the Sendai Group.

Quaternary fluvial terrace deposits are not found in the district.

Holocene alluvial deposits (Alluvium), 50m in maximum thickness, and the Recent sediments are distributed along main rivers. The recent sediments are

weakly consolidated and form the natural levee and the flood-plain and marsh deposits which are composed of sand, silt and mud.

ECONOMIC GEOLOGY

Gold Mine The mineral deposits in this district are only gold-bearing quartz veins which are genetically in a close connection with quartz diorite, but their deposits are on a small scale. Many gold mines expanded to more than 15 mines once mined or examined for prospecting, but all of them are closed at present.

Building stone etc. The slate of the Permian Toyoma Formation has been quarried out since 300 years ago. The slate is used mainly for roofing stone, tile or inkstone ("suzuri"). Present quarries are confined at the Ogatsu and Toyoma areas, although in old time numbers of quarries for slate reached more than 100 sites in this district and the adjacent area.



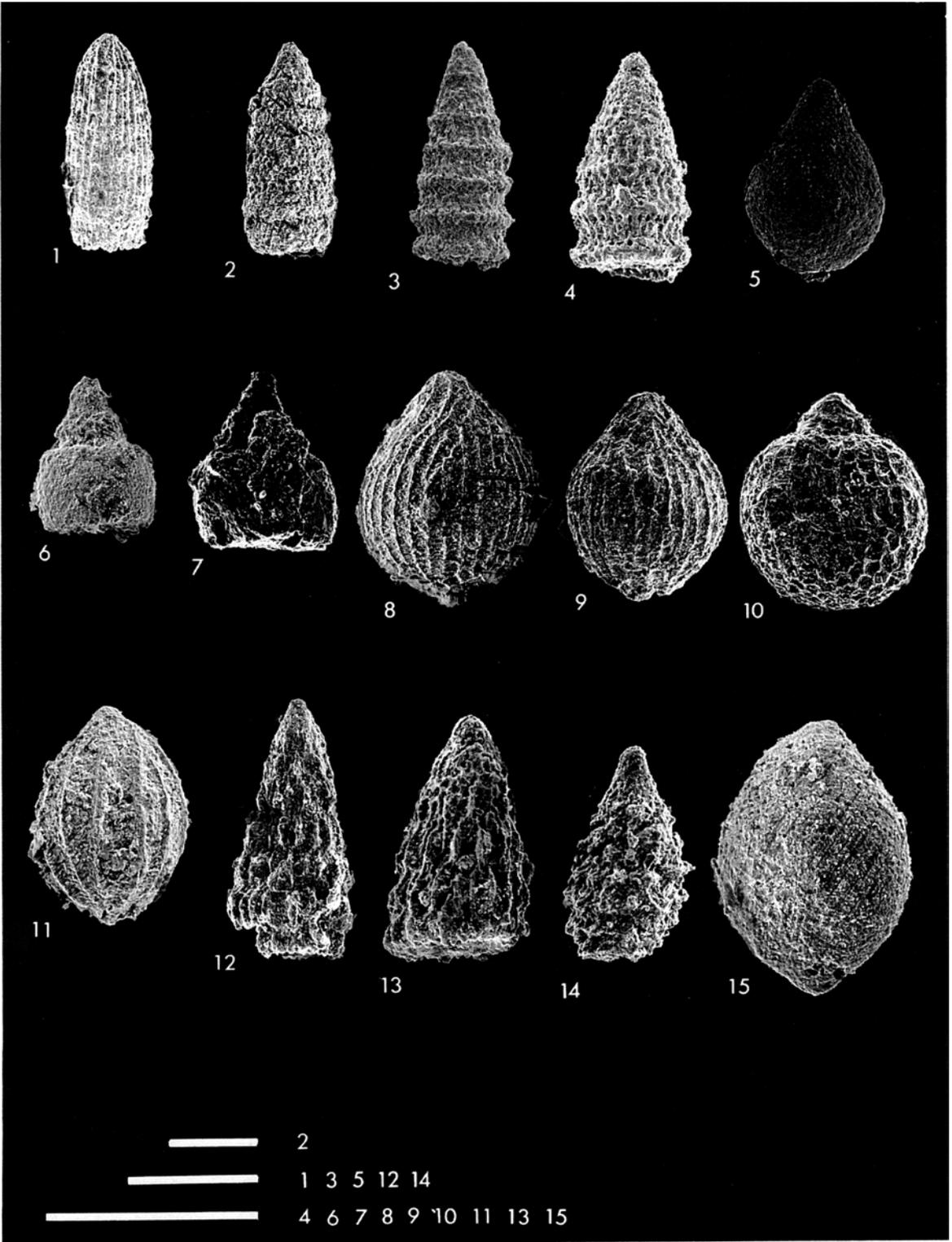
登米層下部産出の Nautiloid 化石 (EHIRO and TAKIZAWA, 1989 より転載)
a : *Foordiceras* cf. *wynnei*(WAAGEN) GSJ F12866
b : *Domatoceras ogatsuense* EHIRO and TAKIZAWA GSJ F12867

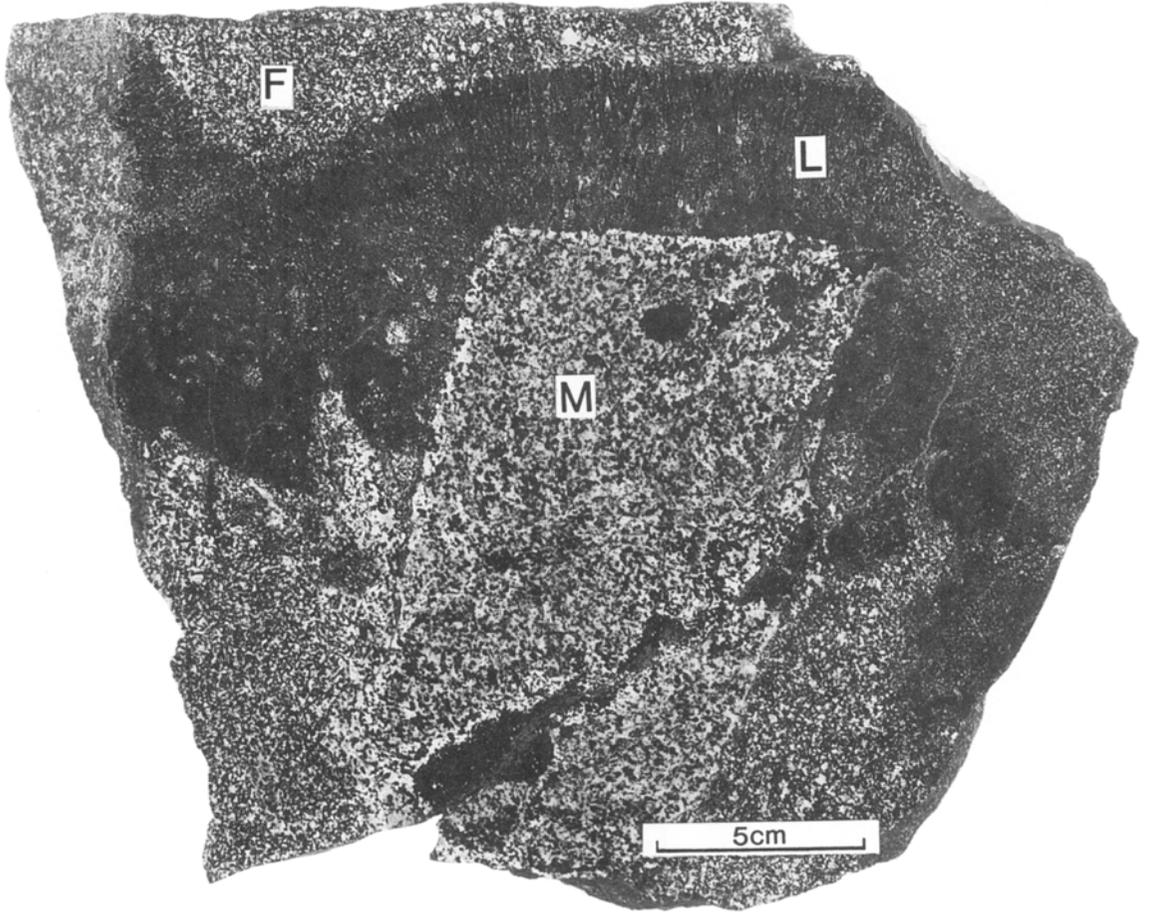
第II図版

橋浦層群長尾層産の放散虫化石

1. *Archaeodictyomitra* sp.
 2. *Cinguloturris* cf. *carpatica*
 3. *Dictyomitrella*(?) cf. *kamoensis*
 4. *Dicryomiterella* cf. *kamoensis*
 5. *Stichocapsa convexa*
 6. *Eucyrtidiellum* sp.
 7. *Eucyrtidiellum* sp.
 8. *Tricolocapsa plicarum*
 9. *Tricolocapsa plicarum*
 10. *Tricolocapsa* sp.
 11. *Protunuma* sp.
 12. *Hsuum* sp.
 13. *Hsuum* sp.
 14. *Parvicingula* sp.
 15. *Tricolocapsa*(?) *fusiformis*
- 1, 2, 3, 5, 6, 8, 11, 12, 13, 14, 15はGSJ R48980から, 4, 7, 9, 10はGSJ R48987からそれぞれ
産出. スケールは100 μ

第 II 图版





大萱沢岩体（主岩体）の中-細粒角閃石斑れい岩中の層状構造（津山町大萱沢）
中-細粒角閃石斑れい岩の中粒部（M）から細粒部（F）に向けて、普通角閃石の長柱状結晶が生成し、厚さ約
4 cm の普通角閃石に富む層（L）を構成している。この層は中粒部と細粒部の凹凸のある境界に沿って、中粒
部を覆うようにして連続している。このような構造はコム・レーヤリングと呼ばれている

文献引用例

滝沢文教・鎌田耕太郎・酒井 彰・久保和也 (1990) 登米地域の地質. 地域地質研究
報告 (5 万分の 1 地質図幅), 地質調査所, 126 p.

BIBLIOGRAPHIC REFERENCE

TAKIZAWA, F., KAMADA, K., SAKAI, A. and KUBO, K. (1990) *Geology of the
Toyoma district*. With Geological Sheet Map at 1 : 50,000, Geol. Surv.
Japan, 126 p. (in Japanese with English abstract 8 p.).

平成 2 年 3 月 26 日 印刷

平成 2 年 3 月 30 日 発行

通商産業省工業技術院 地質調査所

〒 305 茨城県つくば市東 1 丁目 1-3

印刷者 木村 篤 義

印刷所 創文印刷工業(株)

東京都荒川区西尾久 7-12-16

© 1990 Geological Survey of Japan