

地域地質研究報告

5万分の1地質図幅

秋田(6)第71号

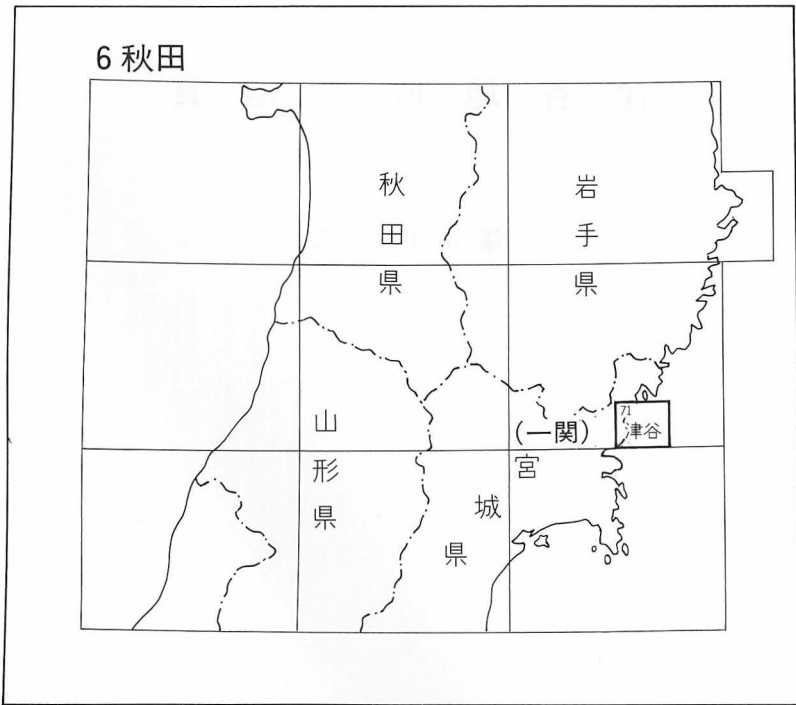
津 谷 地 域 の 地 質

鎌 田 耕 太 郎

平 成 5 年

地 質 調 査 所

位置図



() は1:200,000図幅名

目 次

I. 地 形	1
II. 地質概説	4
III. 二畳系	6
III. 1 概要及び研究史	6
III. 2 津谷地区の二畳系	9
III. 2. 1 岩井崎岩	9
III. 2. 2 登米層	14
III. 3 歌津地区の二畳系	17
III. 3. 1 末の崎層	17
III. 3. 2 田の浦層	18
III. 3. 3 堆積環境	20
IV. 三畳系	20
IV. 1 概要及び研究史	20
IV. 2 稲井層群	22
IV. 2. 1 平磯層	22
IV. 2. 2 大沢層	26
IV. 2. 3 風越層	29
IV. 2. 4 伊里前層	32
IV. 3 皿貝層群	34
IV. 3. 1 新館層	34
IV. 3. 2 長ノ森層	35
IV. 4 堆積環境	36
V. ジュラ系	37
V. 1 概要及び研究史	37
V. 2 志津川層群	38
V. 2. 1 蕪ノ浜層	38
V. 2. 2 細浦層	38
V. 3 橋浦層群	42
V. 3. 1 荒砥崎層	42
V. 3. 2 荒砥層	42
V. 4 堆積環境	43
VI. 白亜系	43
VI. 1 概要及び研究史	43

VI. 2 大島層群	44
VI. 2. 1 鼎ヶ浦層	44
VI. 2. 2 横沼層	44
VII. 貫入岩類	46
VII. 1 岩脈(ひん岩類)	46
VII. 1. 1 角閃石ひん岩	46
VII. 1. 2 斜長石ひん岩	47
VII. 1. 3 輝石ひん岩	48
VII. 2 深成岩類	48
VIII. 地質構造	49
IX. 新生界	51
IX. 1 新第三系	51
IX. 1. 1 登米沢層	51
IX. 1. 2 未区分鮮新統	52
IX. 2 第四系	53
X. 応用地質	54
文 献	55
Abstract	56

図・表 目 次

第1図 歌津町東部に見られる小起伏地形	2
第2図 「津谷」図幅及びその周辺地域の陸上及び海底地形図	3
第3図 津谷地域の地質総括図	5
第4図 南部北上山地の地質概略図	7
第5図 南部北上帯における二畳系と三畳系の関係を示す概念図	9
第6図 中部二畳系岩井崎層から産する化石	11
第7図 岩井崎付近のルートマップと地質柱状図	12
第8図 上部二畳系登米層の地質柱状図	13
第9図 上部二畳系登米層の産状	16
第10図 上部二畳系末の崎層の地質柱状図	18
第11図 上部二畳系末の崎層の産状	19
第12図 下部三畳系平磯層下部層の産状	24
第13図 下部三畳系平磯層の地質柱状図	25
第14図 下部三畳系大沢層の平行葉理の発達した粘板岩	27
第15図 下部三畳系大沢層の模式地における地質柱状図とアンモナイト化石による分帯	28

第16図	中部三畳系風越層の地質柱状図	30
第17図	中部三畳系風越層の模式的な層相	31
第18図	中部三畳系伊里前層の産状	33
第19図	上部三畳系新館層の塊状砂岩	34
第20図	上部三畳系長ノ森層の産状	35
第21図	下部ジュラ系葦ノ浜層の層相	39
第22図	下部ジュラ系志津川層群の地質柱状図とアンモナイト化石による分帯	40
第23図	下部ジュラ系細浦層下部の成層した泥岩	41
第24図	下部白亜系横沼層の化石の産状	46
第25図	上部二畳系末の崎層に貫入しているひん岩岩脈	47
第26図	上部二畳系末の崎層に見られるスレート劈開	50
第27図	鮮新統登米沢層の地質柱状図	52
第28図	模式地における鮮新統登米沢層	53
第1表	ペルム系層序対比表	10
第2表	岩井崎層産化石リスト	13
第3表	稲井層群層序対比表	22
第4表	平磯層産動物化石リスト	26
第5表	ジュラ系層序対比表	37
第6表	葦ノ浜層産化石リスト	41
第7表	下部白亜系層序対比表	44
第8表	横沼層産化石リスト	45
Table 1	Summary of geology in the Tsuya district	66

津谷地域の地質

鎌田耕太郎*

津谷図幅地域の野外調査は、平成3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。地質図作成と報告書の取りまとめに際しては、白亜紀貫入岩類の検鏡及び岩石記載に関して久保和也技官の協力を得た。

本研究報告のうち、中部三畳系岩井崎層に関しては宮城教育大学川村寿郎助教授に、下部及び中部三畳系稲井層群に関しては熊本大学村田正文教授に多くの御教示を受けた。平磯層に含まれる礫中の *Chaetetes* 化石同定に関しては千葉大学理学部坂上澄夫教授、伊里前層産アンモナイト化石の同定に関しては九州大学石橋毅博士、下部ジュラ系葦ノ浜層産魚竜化石の同定に関しては元ニュージーランド地質調査所の G. R. Stevens 博士のご教示を頂いた。また三畳系登米層の生痕化石については筑波大学野田浩司教授から御教示いただいた。現地での調査、研究に際しては志津川町教育委員会文化財調査室の佐藤秀一氏はじめ多くの方々、並びに歌津町教育委員会千葉雄次教育長ほかの方々から便宜と協力を頂いた。

以上の方々に深甚なる謝意を表する。

地質標本館佐藤喜雄技官には志津川町域の現地調査において協力いただき、下部及び中部三畳系産魚竜化石について御教示を頂いた。岩石薄片の作成は、元地質標本館の故宮本昭正氏が担当した。

I. 地 形

「津谷」図幅地域は、北緯 $38^{\circ}40'$ – $38^{\circ}50'$ 、東経 $141^{\circ}30'$ – $141^{\circ}45'$ の範囲に相当するが、東側半分以上を太平洋によって占められており陸域は東西12 km 下である。行政的には宮城県気仙沼市、本吉郡本吉町、歌津町及び志津川町にまたがる地域である。

北上山地の南部はリアス海岸が発達し、深く入り込んだ湾入部と急崖をなす岬とが交互に配列した複雑な海岸線を構成している。本図幅地域においても津谷川以南においてその傾向が著しく(第2図)、小泉湾以南の海岸線は、一般に高さ20ないし30 mの急崖をなしている。大きな湾入部は北側から気仙沼湾、小泉湾、伊里前湾及び志津川湾の四つであり、特に津谷川以南にはより規模の小さな湾入地形が発

*元地質部(現弘前大学)

Keywords : area geology, geologic map, 1:50,000, Tsuya, Miyagi, Kitakami Mountain, Permian, Triassic, Jurassic, Cretaceous, Pliocene, Toyoma Formation, Iwaizaki Formation, Suenosaki Formation, Tanoura Formation, Inai Group, Shizugawa Group, Hashiura Group, Saragai Group, Oshima Group, dike rocks, grano diorite, quartz diorite, Toyomasawa Formation, limestone, slate, Oya mine.

達している。本図幅中の気仙沼湾とした部分は北北西方向に延びて北隣図幅へ続く、深い湾入部の湾口に位置している。

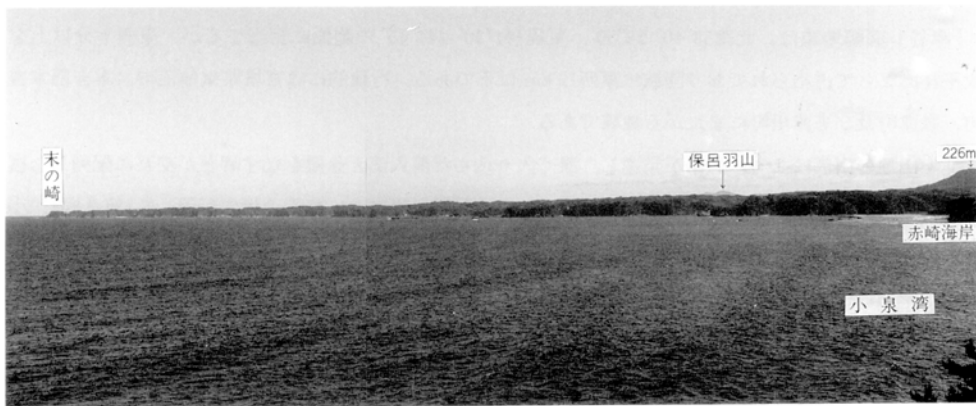
一般にリアス海岸の発達している地域では沖積平野の発達に乏しいが、津谷川下流には小規模ではあるが沖積平野が見られ、河口には砂州の発達した砂浜海岸が形成されている。同様に大谷付近及び沖ノ田川河口にも砂浜海岸が発達している。

山地を構成する地質系統は古生代二疊紀以降前期白亜紀までの堆積岩類、火山岩類及びこれらを貫く前期白亜紀貫入の深成岩及び岩脈からなる。山地の最高海拔高度は長の森山(487 m)であり、標高100 m 付近を境として地形的不連続が認められる。すなわち、歌津地区では標高100 m 付近から低い部分に小起伏面が広く発達し(第1図)、津谷地区においてはそれよりやや高い地点まで小起伏面が発達している。

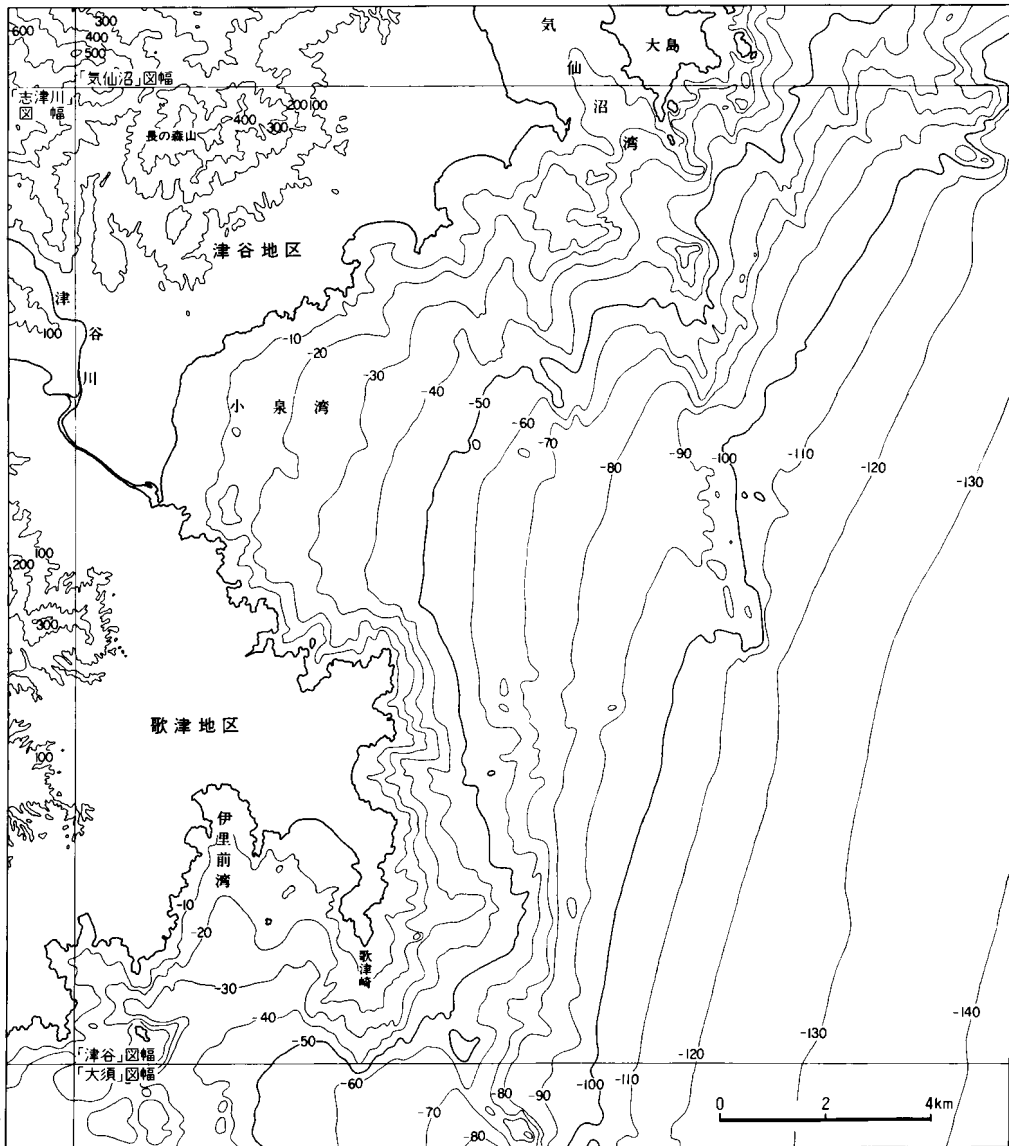
このような小起伏面は南隣する大須図幅地域の海岸部にもみられる(鎌田・滝沢, 1992)。後述のように、鮮新統の堆積後の形成と考えられるが、本図幅地域及び周辺地域においては、洪積台地や海岸段丘はみられないとされており(貝塚ほか, 1985)、小起伏面の起源についてはよく分かっていない。

滝沢ほか(1987)や鎌田・滝沢(1992)が述べているように、リアス海岸を特徴づける入り組んだ地形の凹凸は海面下にも追跡される(第2図)。歌津地域においては陸上地形の複雑な海岸線の出入りが水深40 m 付近まで顕著に連続し、特に歌津崎周辺の起伏は水深100 m 付近まで続く。津谷地区では明神崎から大島周辺の海域に同様の特徴が認められるが、竜舞崎から南南東へ延びる隆起部は水深120 m 付近まで追跡できる。このような急勾配の特徴は大須図幅地域とも共通するもので、120 m 付近にみられる傾斜変換点は水期における最大海退期に形成されたと考えられる(滝沢ほか, 1987)。同様に志津川湾にみられる30 m 以浅の緩傾斜面は現世を含む最新期の堆積面とみなせるが、同湾の水深50-70 m に発達する堆積面の形成時については不明である。小泉湾にみられる、沖合いまで続く緩傾斜面は大須図幅地域における追波湾の海底地形の特徴とよく似ている。

津谷川下流地域では、同河川を境に南と北で地質構造や地質系統が不連続で、現在沖積層の分布する



第1図 歌津町東部にみられる小起伏地形(本吉町大沢から南方を望む)
標高100m 以下に小起伏面が発達している



第2図 「津谷」図幅及びその周辺の陸上及び海底地形図
 陸上の等高線は100m間隔，海底の等深線は10m間隔(海上保安庁水路部，1983a, b)

地下に比較的落差の大きな断層が伏在していると考えられ，津谷川河口部に近い流路は，元来その断層によって形成された断層線谷をなしていたと推定される。

II. 地 質 概 説

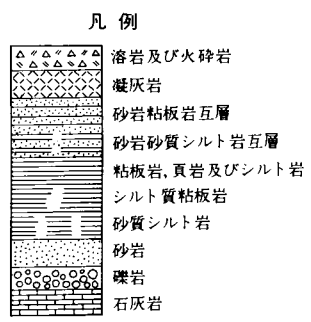
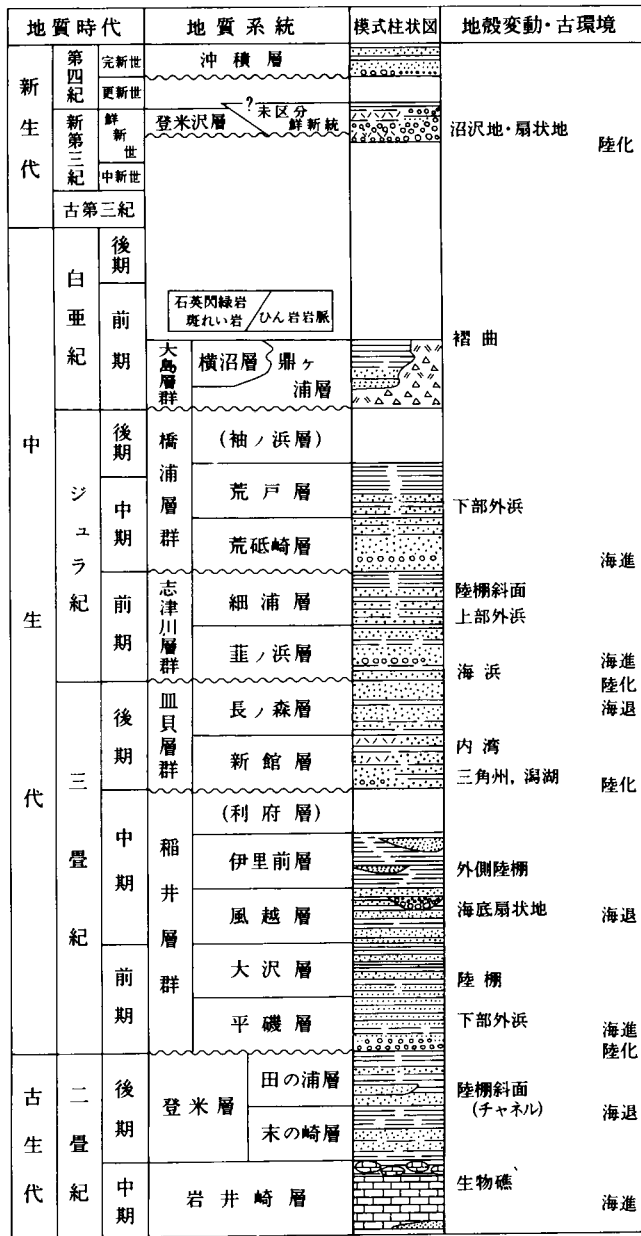
津谷図幅地域は北上山地の南部に位置し、地質学的には南部北上帯(島津ほか, 1970)に属する。本図幅地域に分布する主要な地質系統は最上部古生界と中生界の堆積岩類からなり、これらを前期白亜紀に活動した貫入岩類が貫いている。そのほかにこれらを覆う新第三系と低地を構成する完新統からなる。

地質記載の便宜上、津谷川を境に本図幅地域内を二つの地区に分け、図幅北部を津谷地区、南部を歌津地区と呼ぶことにする(第2図)。

本地域に分布する二畳系は主に上部二畳系からなり、中部二畳系を伴う。上部二畳系は泥質岩相を主体とし、砂岩や含礫泥岩を伴う。津谷地区に分布する中部二畳系はサンゴ、フズリナ、海百合などの化石を豊富に含み、礁成石灰岩から構成される。歌津地区にも中部二畳系を示す化石の産出が知られているが、上部二畳系と一連の泥質岩相中の石灰質ノジュールからの産出である。三畳系は上部三畳系基底の不整合を境に2分され、下位の稲井層群と上位の皿貝層群からなる。両者とも砂岩、礫岩、粘板岩類からなり、二枚貝類や頭足類などの軟体動物化石のほかに植物化石を産する。特に上部三畳系から産する *Monotis* は、古くから皿貝として地元においてはその存在が知られていたが、1881年(明治14年)に北上山地を巡検中の Edomund Naumann によって *Pseudomonotis (Entomonotis) ochotica* と同定され、本邦において三畳系の分布することが最初に確認される端緒となった(小貫, 1956)。また1885年には坂市太郎が本吉郡志津川町細浦において *Trigonia* を発見してジュラ系の存在を指摘し、1894年には脇水鉄五郎により気仙沼市大島において白亜紀の化石が発見され(小貫, 1956)、北上山地の中では古くから地質学的に注目されてきた。ジュラ系は下部ジュラ系志津川層群と中・上部ジュラ系の橋浦層群に区分されている。志津川層群の基底は下位の稲井層群や皿貝層群を不整合に覆う。両層群ともに砂岩や頁岩からなり礫岩を伴う。砂岩からはトリゴニアを主とする二枚貝類が、泥質岩からは二枚貝類のほかに頭足類、植物、魚類などの化石を産する。志津川層群、橋浦層群ともにそれぞれ海進を反映して上方細粒化堆積相を呈するが前者の基底付近には汽水環境に堆積した泥質岩相をはさみ、後者の上部には浅海性(滝沢, 1978)の砂岩相が発達する。白亜系は気仙沼大島に分布し、下部白亜系大島層群と命名されている。大島層群は主に火山岩からなる鼎ヶ浦層と、泥岩、砂岩、及び石灰岩からなる横沼層に区分される。横沼層には二枚貝、巻貝、頭足類などの軟体動物化石の他にサンゴなどの化石を含む。

以上の地質系統は、間に不整合をはさむものの、最上部古生界から下部白亜系までのほぼ連続した層序が観察できる。またこれらの地質系統は、大島層群堆積後で宮古層群(アプト期後期-オーブ期前期)堆積以前に花崗閃緑岩や石英閃緑岩からなる深成岩や、その活動に伴うひん岩岩脈の貫入を受けている。本図幅地域には小規模な深成岩の分布がみられるのみであるが、図幅北隣には北上山地でも比較的規模の大きな花崗岩体(石英閃緑岩・トーナル岩・花崗閃緑岩からなる)が分布し(折壁・千厩岩体)、周辺の堆積岩類にホルンフェルス化を与えている。

南部北上帯中の中生界の分布にみられる明瞭な向斜構造と、その規則的な配列から、これらを三列の



第3図 津谷地域の地質総括図
()内の地層は本図幅地域外に分布

向斜構造ととらえられることもある。すなわち東列(大船渡帯)、中列(唐桑-牡鹿帯)そして西列(志津川-橋浦帯)である(第4図)。この区分に従うならば、本図幅地域は気仙沼湾を境にその東部(気仙沼市大島)は中列に、西部は西列に属することになる。大島から北へ延びる中列の向斜構造は綱木坂向斜と呼ばれて(志井田, 1940)いるが、西列を規制する向斜構造には命名されていないので、津谷地区の向斜構造を長の森向斜、また歌津地区とその西隣図幅へ続く向斜を大上坊向斜と仮称しておく。南部北上山地に分布する三畳系は、本邦において唯一前期-中期三畳紀の堆積物と後期三畳紀の堆積物の層序関係を検討できる最もよいセクションであることが古くから指摘されているが(Yabe and Shimizu, 1933)、三畳紀最末期のレーチック階を欠くとみなされている。本図幅東部の大島に分布する白亜系は、綱木坂向斜の最上部を構成する地質系統で、本図幅地域中の西列上部二畳系から上部ジュラ系にわたる各地質系統よりなる。しかし大上坊向斜では、その東翼にのみ上部三畳系及び下部ジュラ系が分布している。

上に述べた各帯列の岩相層序とその水平方向への岩相、化石相の変化にもとづいて、南部北上山地の堆積盆は、ペルム紀後期から白亜紀前期にかけて次第に縮小し、皿貝層群堆積時からは堆積盆が分化するとともに、沈降の中心が順次東方へ移動していったと考えられている(山下, 1957; 滝沢, 1978)。また堆積相の組合せや、礫岩中にみられる誘導化石などの資料によれば、ペルム紀後期から中期三畳紀にかけて、堆積盆の縁辺は断層により画されており、横ずれ運動があった可能性も指摘されている(Kamada, 1989, 1991)。

気仙沼沖から雄勝地域の東方海上を通り、金華山瀬戸に延びる地磁気異常帯は構造帯または基盤ブロックと考える意見もある。しかし、この構造帯の想定される位置におけるボーリング探査によると、蛇紋岩の存在はなく、変玄武岩や変斑れい岩が存在することが確認されている(瀬川, 1987)。

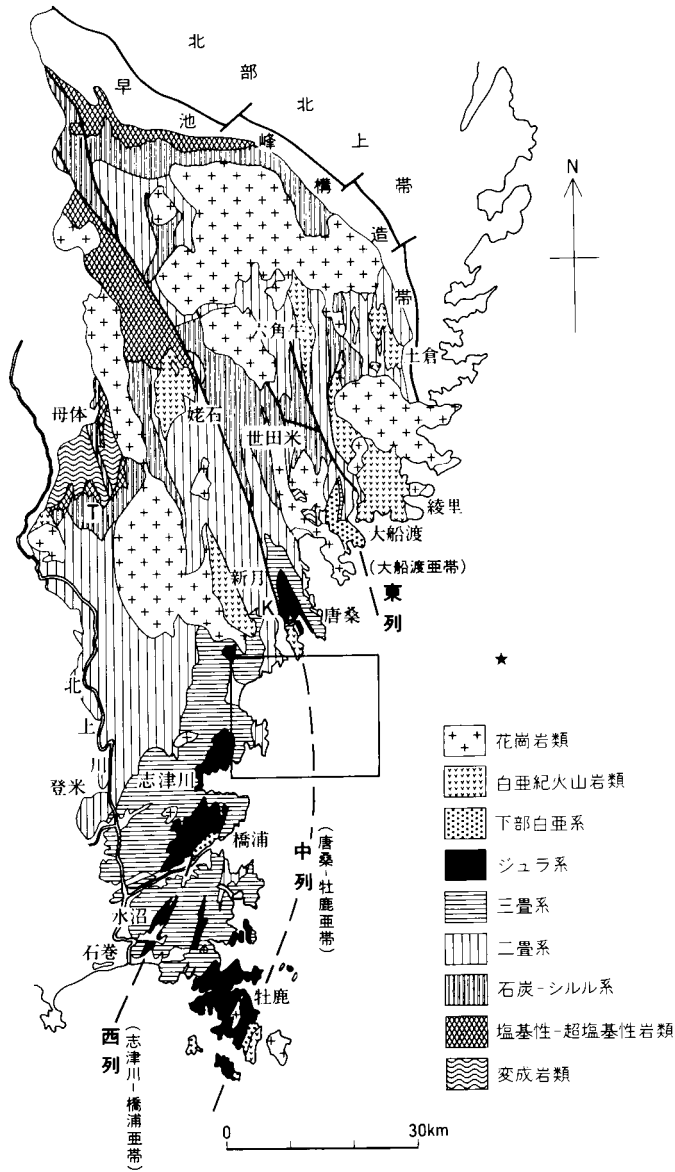
以上は陸上部における現在までの地質調査の研究成果に基づくものである。海域については、本図幅東方(岩井崎東方約35 km)の水深240 m地点において試錐調査も実施されている。その結果、同地点(第4図の星印)においては海底下1.843-2.027 mまでは花崗岩が存在し、その上位の大部分は白亜系アルビアン-コニアシアン泥岩、石灰質砂岩からなる(佐藤, 1986)。この花崗岩は一部カタクラサイト化した黒雲母花崗岩で、Rb-Sr モデル年代から125 Ma 前後の貫入とされている(柴田, 1986)。

なお、泥質岩類の呼称については、滝沢ほか(1990)の示した区分に準ずる。

Ⅲ. 二 畳 系

Ⅲ. 1 概要及び研究史

本図幅地域の陸域に見られる最下部の地質系統は二畳系で、津谷地区においては、長の森向斜の東翼部の東縁をなして、歌津地区では大上坊向斜のやはり東翼部を構成して二畳系が分布している。津谷地区の二畳系は二畳期中期の岩井崎層と同後期の登米層に分けられる(第3図)。南部北上山地の中部二畳系に典型的に発達する薄衣式礫岩は、本図幅地域においては見られない。



第4図 南部北上山地の地質概略図

枠内は津谷地域を示す。星印は基礎試験錐「気仙沼沖」の坑井位置を示す。T：蔦が森，K：気仙沼

今回の調査により、歌津町南方海上に位置する唐島東端に幅 1 m 以下で上部二畳系の分布することが判明した。

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乏しい。しかし、二枚貝・巻貝化石の層序学的群集組成変化に基づいての上位から以下のような化石帯に三分できるとする意見もある(ペルム・三畳系ワーキンググループ, 1975; 村田・下山, 1979)。Kitakamispira hanzawai-Nuculopsis mabutii Zone, Palaeoneilo ogachiensis-Phestia kon'noi Zone, Euphemitopsis kitakamiensis-Astartella toyomensis Zone. このうち津谷地区には下部及び中部の化石帯が存在するとされている(村田・下山, 1979)。しかし、永広(1987)は、Kitakamispira hanzawai-Nuculopsis mabutii 帯について、対比の基準として有効でないとしている。最近では本地域外を含む登米層中から頭足類の産出が相ついで報告され(Murata and Bando, 1975; 永広・坂東, 1978, 1980; Ehiro and Bando, 1985; 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)。

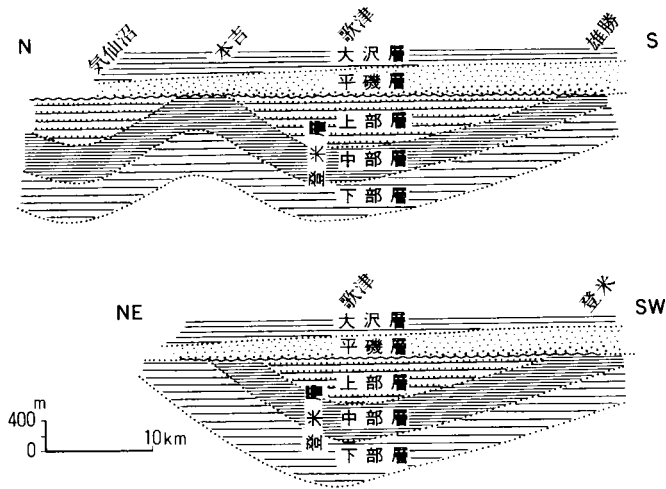
気仙沼市鍋越山(気仙沼図幅)や歌津地区田の浦においては、最上部二畳系を示す小型有孔虫及びフズリナ化石の産出が報告されている(Tazawa, 1975; Ishii et al., 1975; 村田・下山, 1979)。

研究史

二畳系は、本図幅地域北側の気仙沼市北部を中心に発達する下部-上部二畳系の構造的には南部への延長部に当たるものであるが中部二畳系岩井崎層に関する研究を除くと、上部二畳系に関する研究は比較的少ない。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。その中で登米郡東和町米谷付近、桃生郡雄勝小浜などにおいてサンゴ、腕足類、蘚虫類、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) に地質図付きで取りまとめられている。その後、志井田(1940)による層序学的研究や森川ほか(1958)による生層序学的研究がなされ、津谷地区の層序学的基礎が築かれた。古生物学的にはサンゴ(Yabe and Hayasaka, 1915; Minato, 1955)、フズリナ(Morikawa, 1960; Choi, 1970; Ishii et al., 1975)、頭足類(Yabe and Mabuti, 1935; Nakazawa, 1960)、こけ虫化石(坂上, 1959, 1967; Sakagami, 1960, 1961など)、二枚貝など(村田, 1968; Murata, 1969; Nakazawa and Newell, 1968)や貝形虫(Ishizaki, 1964)に関する研究がある。また、湊(1944)、加納(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。半沢(1954)は登米層を岩相的特徴からフリッシュ相と見なしていた。これらの研究成果は小貫(1956, 1969, 1981)に取りまとめられている。更に最近、吉田(1991)や吉田ほか(1992a, b)、Kamada (1991)により中部、上部二畳系の粗粒碎屑岩を中心とした堆積学的検討が進められている。

津谷地区の二畳系についての層序学的研究では、志井田(1940)が最初の本格的な研究報告といえる。村田・下山(1979)は、それまでの生層序学的資料を基に二畳系と三畳系境界付近の層序と構造を詳細に検討し、三畳系基底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(第5図)。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。

登米層粘板岩の化学組成や鉱物組成に関する研究は、1960年代以降数多くなされてきた。それらの研



第5図 南部北上帯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)

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。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。最近、地質調査所作成の地球化学標準試料 (JSL-1, 2) として雄勝地域の米川層粘板岩の分析値が公表されている (大須図幅参照)。このほか近藤 (1966) や石原ほか (1969), Kanisawa and Ehiro (1986) の分析値もある。遠藤ほか (1973) は黄鉄鉱とイオウの起源について地球化学的研究を行い、それらの形成条件を論じた。藤貫ほか (1974) は登米層の炭質物について研究した。これらの研究については、滝沢ほか (1990) に紹介してある。

III. 2 津谷地区の二畳系

志井田 (1940) は津谷地区を含む気仙沼周辺の二畳系に対して気仙沼統の名称を与えた。そして下から上八瀬層及び二ッ森層に区分し命名した (第1表)。その後本地区の上部二畳系は半沢 (1954) により登米統に対比された。村田・下山 (1979) は登米層を三分し、本地区にはそのうちの下部層と中部層が分布するとしたが、部層区分の境界が岩相上明瞭でなく、しかも本地区においては海岸線を除くと露出が不十分で風化が進み、津谷地区全域で両部層の分布を識別することは困難なことから、本報告では部層区分は行わなかった。

III. 2. 1 岩井崎層 (Iw)

定義 岩井崎付近に分布する、石灰岩を主とする中部二畳系。志井田 (1940) による上八瀬層の K4 から K7 に相当する。

第1表 ペルム系層序対比表

	志井田 (1940) 気仙沼・津谷		小貫 (1956) 津谷	村田・下山 (1979) 津谷・歌津		Ehiro & Bando (1985) 歌津	本報告 (1993) 歌津 津谷			
	上部二疊系	気仙沼統	ニッ森層		登米層	登米層	田の浦層	田の浦層	登米層	
					上部					
					中部					
					下部	末の崎層	末の崎層			
中部二疊系		上八瀬層	K7 K6 K5 K4	岩井崎石灰岩	岩井崎石灰岩			岩井崎層		

地層名 (新称), 従来岩井崎石灰岩と呼ばれていたが(Mabuti, 1935; 森川ほか, 1958; 小貫, 1969; 永広, 1989), 本報告では岩井崎石灰岩層と呼ぶことにする。

層厚 大部分が塊状石灰岩からなることや, 一部逆転を示すなどの構造の乱れが認められるが, 東端(最下部)の砂質粘板岩(森川ほか, 1958のa層)を含めると199m+とされている(森川ほか, 1958)。

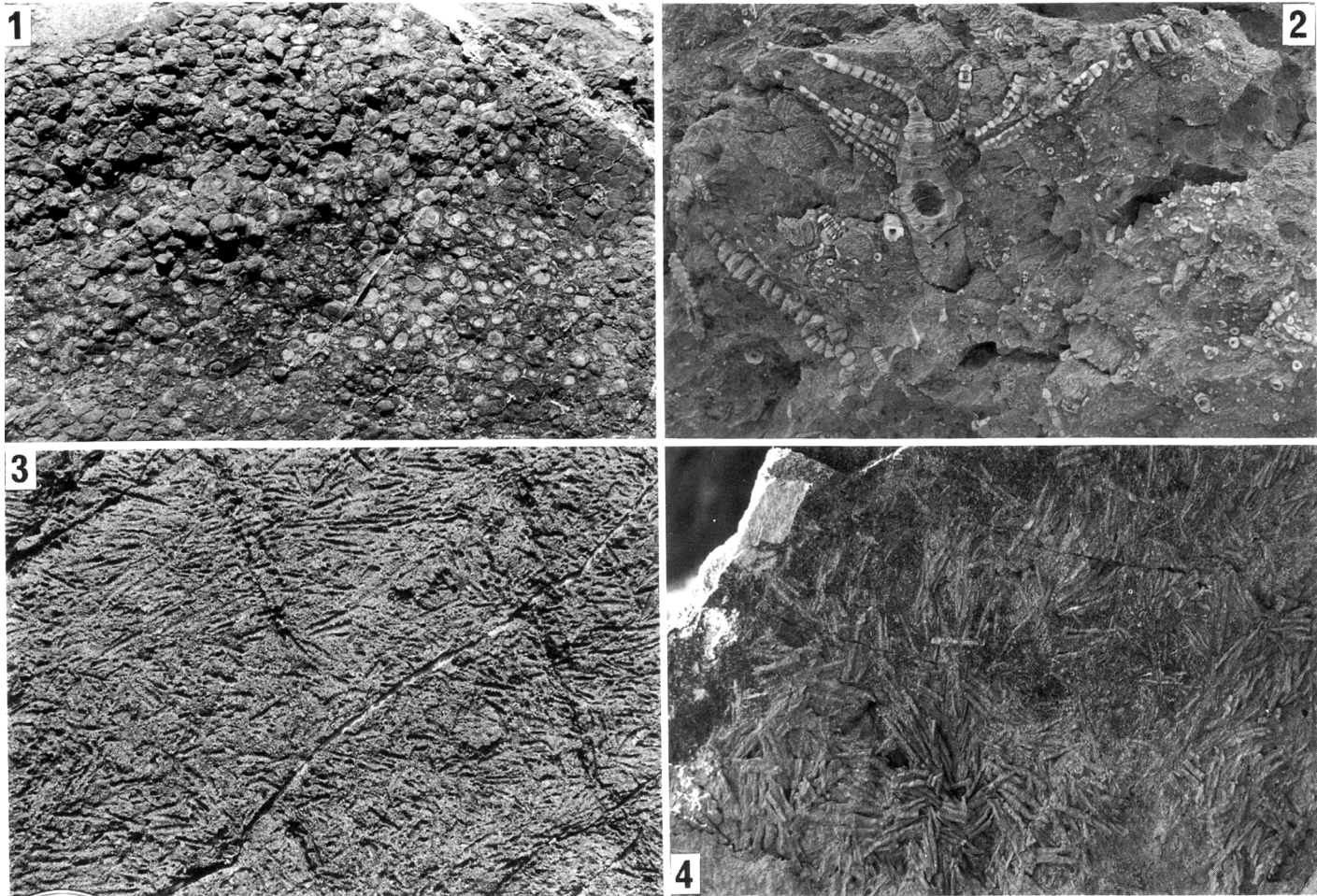
模式地 宮城県気仙沼市岩井崎

分布 上述の岩井崎付近及びその南方海上の岩礁に露出する。

岩相 森川ほか(1958)は本層を8つの岩相(下位からa-h層)に区分した(第7図)。

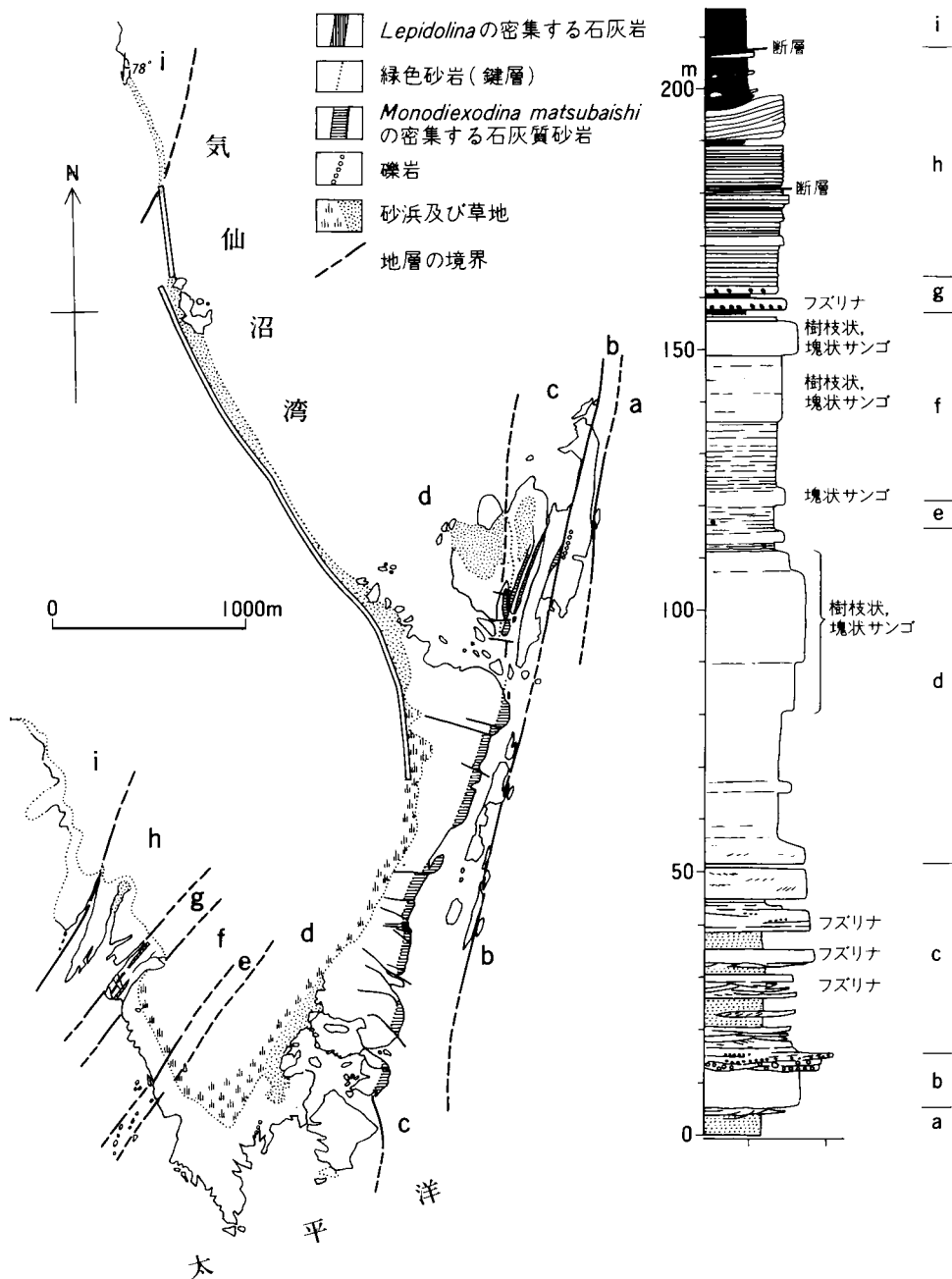
a層: 黒色砂質粘板岩からなり, 石灰質ノジュールを含む。b層: 灰白色石灰岩からなり, 最上部に珪質砂岩・チャート・花崗斑岩などの中礫サイズの円礫を含む。c層: 砂岩・粘板岩及び黒色石灰岩からなる互層。最上部に1.5m以下の緑色砂岩層を挟む。本層には斜交葉理が発達し, トラフ型斜交葉理も見られる(川村, 1990)。石灰質砂岩には円礫を含むことがある。また *Monodioxodina matsubaishi* を多量に含むことで特徴づけられる(第6図の3, 4)。d層: 塊状灰白色石灰岩からなり, 海百合の茎を密集して産するが, サンゴやフズリナを多量に含む部分も見られる。e層: 主に黒色の石灰岩からなり, 砂質石灰岩を挟む。Yabeinaの密集層が見られる。f層: 灰色石灰岩からなり, サンゴやフズリナ化石に富む。g層: フズリナ化石を含む黒色石灰岩からなるが, 基底部に腕足類化石を含む石灰質頁岩を挟む。h層: 粘板岩黒色石灰岩の互層からなるが, 上部ほど砂質になる。本層は特に石灰岩の角礫やブロックを多量に含む。この石灰岩角礫やブロックは化石に富み, 蘇虫・腕足類・サンゴ・二枚貝・三葉虫などを産する。この上位は森川ほか(1958)によってi層とされる登米層の黒色粘板岩に覆われる。

化石と時代 本層最下部の黒色砂質粘板岩からは頭足類化石 *Stacheoceras* の産出が報告されている(Mabuti, 1935)。森川ほか(1958)により区分されたb層-h層から, 第2表に示すようなフズリナ, 小



第6図 中部二畳系岩井崎層から産する化石

1.g部層のフズリナ石灰岩(大部分 *Lepidolina*)、2.d部層の海百合化石、4.c部層最上部を特徴づけるフズリナ化石 (*Monodioxodina matsubaiishi*)と“松葉石”と呼ばれるゆえんとなったその風化面(3)
写真1, 2の縦は約12cm, 3, 4の縦は10.5cm



第7図 岩井崎付近のルートマップと地質柱状図(森川ほか, 1958及び川村, 1990より)
 柱状図の打点部は砂岩, 黒くぬりつぶした部分は粘板岩。その他は石灰岩で, 横線や小さな斜線は成層状況や斜交葉理をあらわす。

第2表 岩井崎層産化石リスト(森川ほか, 1958; 小泉, 1964などによる)

	a	b	c	d	e	f	g	h
<i>Codonofusiell</i> sp.			○	○	○	○	○	
<i>Rauserella</i> sp.			○				○	
<i>Pseudofusulina nobilis</i>				○	○	○		
<i>Psf. motoyoshiensis</i>				○	○	○		
<i>Psf. gregaria</i>				○				
<i>Psf. iwaizakiensis</i>						○		
<i>Psf. hashigamiensis</i>						○		
<i>Psf. cf. hunania</i>						○		
<i>Psf. paratschernyschewi</i>				○				
<i>Psf. kiyoharai</i>				○				
<i>Psf. paramotohashii</i>				○				
<i>Psf. paramotohashii</i> var. <i>oyaensis</i>				○				
<i>Schwagerina shinadai</i>			○					
<i>Sch. paragumbeli</i>				○		○		
<i>Parafusulina hisamatsui</i>					○	○		
<i>Paraf. cf. licornis</i>					○			
<i>Paraf. chihsiaensis</i>				○		○		
<i>Paraf. matsubaishi</i>			○					
<i>Verbeekina</i> sp.					○		○	
<i>Yabeina shiraiwensis</i>					○		○	
<i>Colaniella</i> sp.								○
<i>Iranophyllum</i> cf. <i>splendens</i>				○		○		○
<i>Wentzelella iwaizakiensis</i>		○		○				
<i>Went. aff. paracanalifera.</i>				○		○		
<i>Went. persica</i> var. <i>minor</i>								○
<i>Went. elegans</i>						○	○	
<i>Went. aff. timorica</i>						○		
<i>Waagenophyllum</i> cf. <i>indicum</i>				○				
<i>Waag. sp.</i>					○			
<i>Yatsengia kiangsuensis</i> var. <i>mabunii</i>				○		○		
<i>Yat. kiangsuensis</i>				○				
<i>Yat. aff. asiatica</i>				○				
<i>Paradin yanagisawai</i>								○
<i>Pseudophillipsia obtusicauda</i>								○
<i>Stacheoceras iwaizakiense</i>	○							
<i>Tainoceras abukumensis</i>								○
<i>Foordiceras akiyamai</i>								○
<i>Foordiceras</i> sp.								○
<i>Propinacoceras</i> aff. <i>galilaei</i>								○
<i>Leptodus richthofeni</i>								○
<i>Richthofenia japonica</i>								○
<i>Meekella gigantea</i>								○
<i>Meekella</i> sp.								○
<i>Orthotetina</i> sp.								○
<i>Derbyia</i> cf. <i>magnifica</i>								○
<i>Martinia</i> sp.								○
<i>Neospirifer fasciger</i>								○
<i>Dielasma</i> sp.								○
<i>Rhynchonella</i> sp.								○
<i>Camarophoria humbletonensis</i>								○
<i>Avlosteges</i> sp.								○
<i>Geyerella</i> sp.								○
<i>Auculopecten</i> sp.								○
<i>Protleyris</i> sp.								○
<i>Sanguinolites</i> cf. <i>plicatus</i>								○
<i>Bellerophon</i> sp.								○
<i>Fenestella</i> sp.								○
<i>Dentalium herculeum</i>								○
<i>Amblysiphonella</i> sp.								○
<i>Wentzelella</i> cf. <i>indicum</i>								○

型有孔虫・サンゴ・三葉虫・腕足類・頭足類・斧足類・腹足類・堀足類・海綿類・蘇虫類化石を産することが報告されている(森川ほか1958; 小泉, 1964; Ishii *et. al.*, 1975). また, Ishizaki (1964)は, f層から貝形虫類化石の産出を報告している. ごく最近加藤(1991)は本層の *Neoschwagerina-Yabeina* 帯から *Yatsengia*, *Waagenophyllum*, *Paraventzelella* が, d層から *Lophophyllidium*, h層から *Lophophyllidium spp.?* や *Calophyllum* の産出を報告している. 本邦の中部二畳系はフズリナ化石の産出に基づいて分帯されており(Morikawa, 1960; Choi, 1973), c層は *Parafusulina matsubaishi* 帯(現在の *Monodioxodina matsubaishi* 帯), d層は *Pseudofusulina paramotohashii* 帯, e-g層は *Yabeina shiraiwensis* 帯に区分される(森川ほか, 1958). 以上のことから本層は叶倉層の下部及び上部に対比できるが(森川ほか, 1958), 叶倉層の最上部に対比される層準については, 古生物学的に確認されておらず, 欠除しているとみなされている(永広, 1989).

Ⅲ. 2. 2 登米層(To, Tss)

定義 二畳系上部に発達する厚い泥質岩層. 志井田(1940)のニッ森層にほぼ同じ.

地層名 馬淵(1932)の命名による.

模式地 登米図幅地域の宮城県登米郡登米町北沢付近.

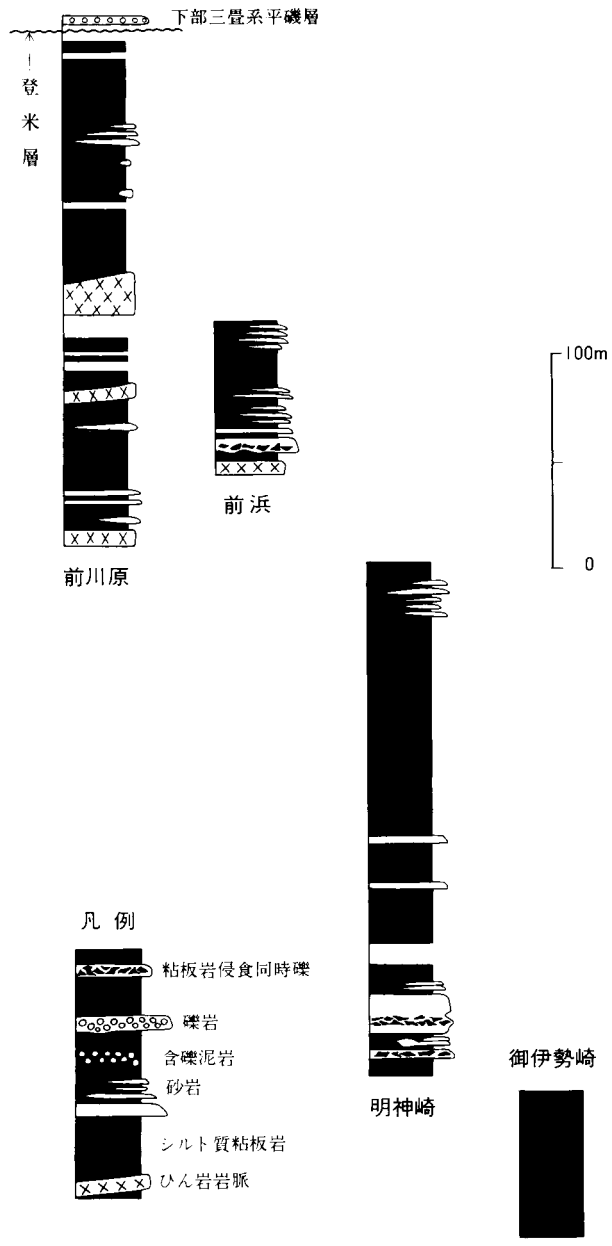
分布 本吉町前浜と土樋下を結ぶ線の東側に広く分布する. 特に海岸線に沿って走向方向の好露出が認められるが, 内陸部では鮮新統や沖積層に覆われるため露出に乏しい.

層厚 約450 m.

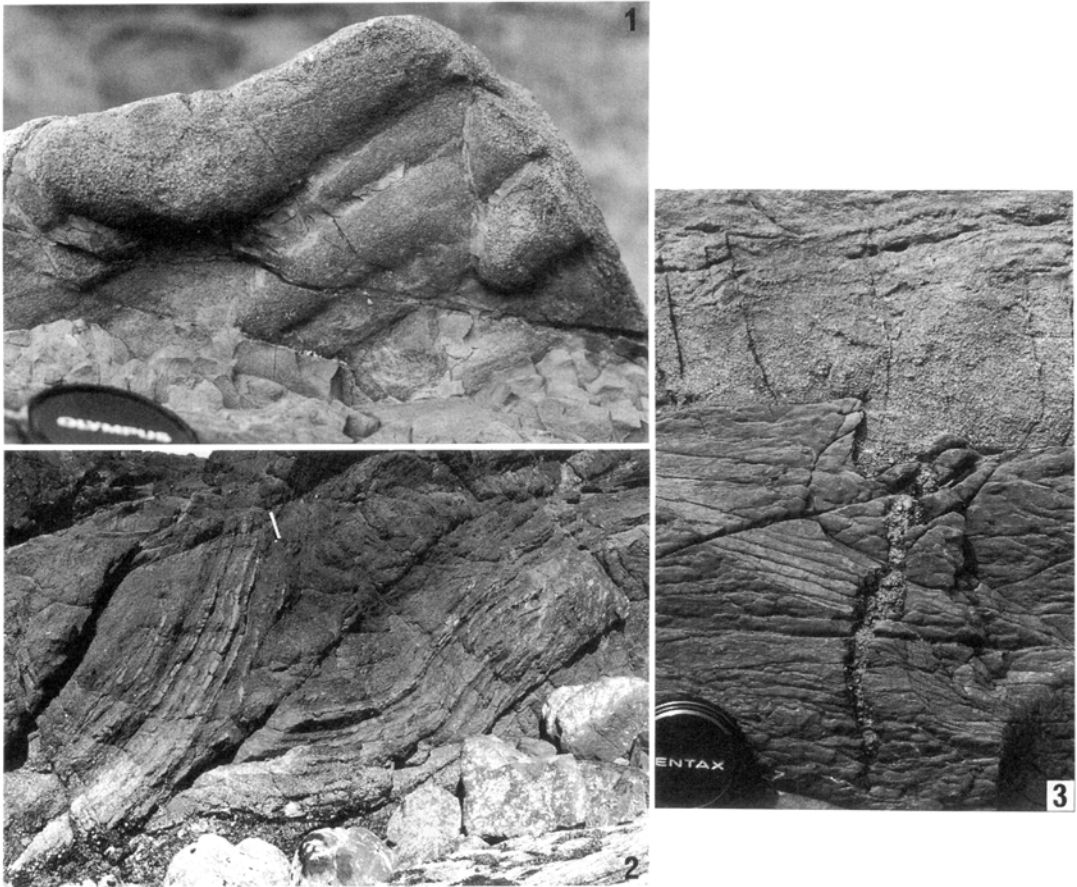
層序区分と層序関係 本層は一般にスレート壁開が発達し, 岩相変化に乏しい泥質岩から構成される. 軟体動物化石の産出組合せに基づいて3化石帯(3部層)に区分されるが(ペルム・三畳系ワーキンググループ, 1975), 津谷地区にはそのうちの下部及び中部層が分布するとする意見もある(村田・下山, 1979). しかし, 各化石帯の境界が確定したのではなく(ペルム・三畳系ワーキンググループ, 1975), 岩相境界と一致するものでもない. 津谷地区においては特に海岸線を除くと一般に露出が不良で風化の影響も著しく, 生層序学並びに岩相変化を層序学的に把握し, 部層に区分できる状況ではないので, 本報告では登米層として一括して扱う.

岩相 津谷地区に分布する本層は, 葉理の発達した黒色粘板岩やシルト質粘板岩を主体とし, 種々の層準に砂岩を挟む(第8図). 天ヶ沢, 明神崎においては粘板岩, シルト質粘板岩中に石灰質ノジュールを含んでいる. 前浜漁港西の露頭ではシルト質粘板岩と薄層理砂岩の互層が発達し, まれに厚層理砂岩を挟むが, この砂岩から下位のシルト質粘板岩に向かって砂岩岩脈が延びているのが見られる(第9図3). 前浜付近では最大層厚8 m, 明神崎においては10 mを越える層厚の砂岩が発達する(第8図). 特に明神崎においては最大直径1.5 m前後に達する砂岩ブロックを含むスランプ性の砂岩と泥岩の混在した岩相が見られ, フズリナや海百合, 二枚貝などの化石を豊富に含んでいる. 薄層理から中層理の砂岩には不完全ではあるが *Bouma* シークエンスが認められ, 層厚に比べて規模の大きな侵食構造や荷重痕などのソールマークが観察される(第9図1)

前浜付近に分布する本層の葉理粘板岩, シルト質粘板岩には海底地滑りによって形成されたと考えられる断層やそれに伴うスランプ褶曲(第9図2)が認められ, その下位には1.8 m×0.7 mの砂岩塊がスランプブロックとして含まれているのも観察される.



第8図 上部二疊系登米層の地質柱状図



第9図 上部二疊系登米層の産状(本吉町前浜付近)
1.タービダイト砂岩基底にみられる底痕, 2.スランプ褶曲, 3.粘板岩中に発達する砕屑岩岩脈

化石と年代 南部北上山地の他分布地域の登米層相当層と比べるとスレート壁開の発達が弱く、化石は産出する層準に限られるが、比較的保存がよい。特に前浜海岸においては軟体動物化石は石灰質の殻が残されている。前浜海岸に露出する部分の本層上部(通称前川原付近)においては *Araxoceras* sp. や *Bellerophon* sp. などの頭足類を含む軟体動物のほかに多数の巻貝、二枚貝、海百合、植物化石を産する。天ヶ沢の海岸に露出する粘板岩中の石灰質ノジュールには、複数の頭足類化石が密集して産するのが観察された。また明神崎のチャンネル埋積砂岩の基底部付近からは、二枚貝(一部腕足類?)や海百合、フズリナ、海綿、鮮虫、ウニの棘、三葉虫などの化石を産する(Kamada, 1991)。

大谷付近に分布する粘板岩中に挟まれる石灰質ノジュールから、志井田(1940)は *Conularia* sp. を発見し Sugiyama (1942) はこれを *Paraconularia shiitai* とした。植物化石としては、*Paracalamites*, *Neocalamites* などを産することが報告されている(村田・下山, 1979)。

本層の粘板岩のうち、スレート壁開の顕著でない部分には生物擾乱による暗灰色の斑状、ひも状の生痕化石が見られ、その一部は *Chondrites* や *Scalarituba*, *Helminthoida* である。かつて Kobayashi (1945) が

Notaculites toyomensis とした生痕化石は *Taenidium* とされている (Häntzschel, 1975) .

これまでに前浜においては *Araxoceras cf. kiangsience* Chao の産出が報告され (Murata and Bando, 1974), 中国の楽平統(上部二畳系最上部) 呉家坪階並びにアルメニアやイラン地域のズルファー期に対比される。志井田(1940)は前浜において馬淵精一により *Bellerophon* spp., *Pachypora* sp., *Leda* sp., *Yoldia* sp., *Anthraconeilo* sp., *Nucula* spp. などの産出が報告されていることを引用している。また同地点から産する二枚貝, 巻貝化石は以下のものが村田・下山(1979)により同定され, *Palaeoneilo ogachiensis*-*Phestia kon'noi* Zone に対比されている。 *Nuculites kimunai* Hayasaka, *Palaeoneilo ogachiensis* Hayasaka, *Phestia kon'noi* Murata (MS), *Nuculopsis mabutii* Murata (MS), *Bellerophon* (B.) *yabei* Murata.

III. 3 歌津地区の二畳系

本地区に分布する上部二畳系は一般にスレートへき開の発達した砂質-シルト質粘板岩及び粘板岩から構成され, 砂岩や含礫泥岩を伴う。この上部二畳系は Mabuti (1933) 以来, 登米層に対比されてきたが, 村田・下山(1979)はこれを三部層に細分し, さらに当地区においては最下部に中部ペルム系が存在するとし, その分布図を示した。しかし後に Ehira and Bando (1985) は, 下位から末の崎層及び田の浦層に二分した。永広(1987)が指摘するようにペルム・三畳系ワーキンググループ(1975)や村田・下山(1979)が提唱した化石による分帯(部層区分)には問題が残されているので, 本報告では Ehira and Bando (1985) の層序区分に従い記載する。田の浦層に比べて末の崎層の粘板岩は粒度が粗く, 粗粒岩相の挟みも多い。

III. 3. 1 末の崎層(Su, Ss)

定義 歌津地区に分布する泥質岩を主体とする上部二畳系のうちの下層部。

地層名 Ehira and Bando (1985) の命名による。

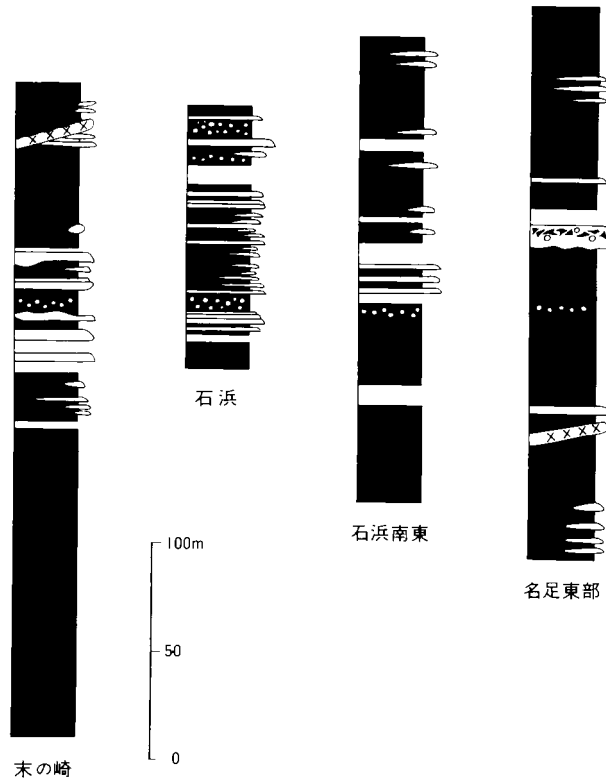
層厚 800m 以上(下限は不明)。

模式地 宮城県本吉郡歌津町末の崎付近。

分布 歌津町田茂川と稲淵を結ぶ南北の線の東部に広く分布する。

岩相 主に層理の発達した砂質-シルト質粘板岩からなり(第11図1), 石灰質ノジュールを伴う。砂質-シルト質粘板岩は一般に葉理が発達し, 生物擾乱を受けている。本層下部には含礫泥岩や砂岩卓越の砂岩粘板岩互層が発達する。これらの粗粒砕屑岩層は走向方向に著しい層厚変化を示し(第10図), 粘板岩中には直径1m前後の砂岩ブロックを伴うことがある。含礫泥岩は不淘汰で部分的に軟体動物, 海百合, サンゴなどの化石を密集-散点的に含む。粘板岩に挟在される砂岩薄層にも側方へ著しい層厚変化を示すものがあり, チャンネル状に層厚の増した所には細礫や泥岩の侵食同時礫, 化石を含む。

化石と時代 本層下部の含礫泥岩や石灰質砂岩は軟体動物, 海百合, サンゴなどの化石を産し, シルト質粘板岩からも二枚貝, 巻貝化石を産する。特に石浜を中心に南北方向に分布する含礫泥岩からは *Euhemitopsis kitakamiensis*, *Pseudopermophorus uedai*, *Astartella toyomensis* など(村田・下山, 1979), 含礫泥岩中の石灰質レンズからは *Timorites intermedium*, *Araxoceras cf. rotoides*, *Protoceras japonicum* を産する (Ehira and



第10図 上部二畳系末の崎層の地質柱状図
凡例は第9図と同じ

Bando, 1985; Ehiro *et al.*, 1986) とされている。これらの化石の産出により本層は上部二畳系登米層の下部及び中部に対比できるが、村田・下山(1979)は石浜東方から *Lepidolina kumaensis*, *Lepidolina multiseptata* などの産出を報告しており、叶倉層最上部を含むとされる(永広, 1989)。

Ⅲ. 3. 2 田の浦層(Ta, Tns)

定義 歌津地区に分布する泥質岩を主体とする上部二畳系のうちの上半部。基底に砂岩シルト質粘板岩互層が発達する。

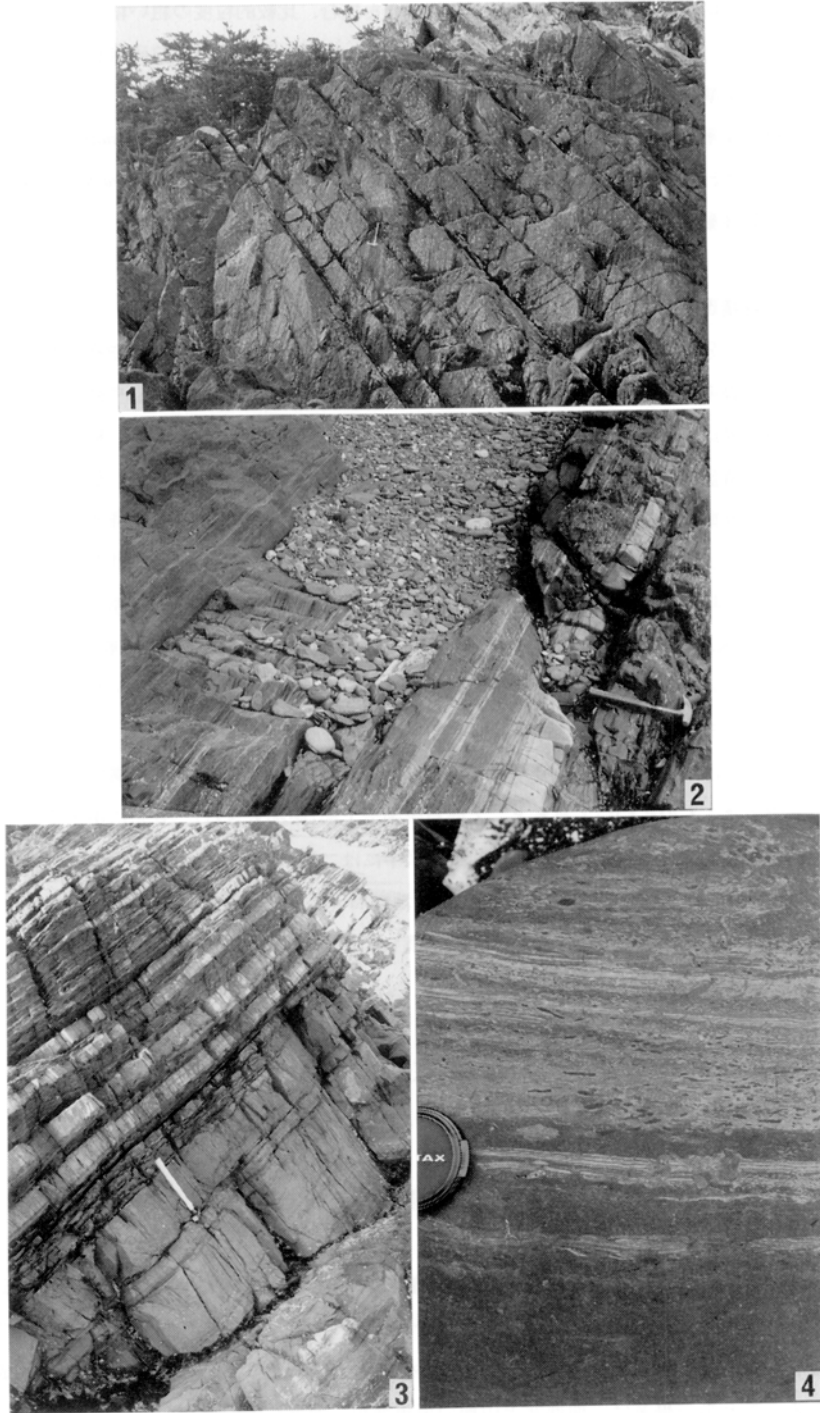
地層名 Ehiro and Bando (1985) の命名による。

層厚 東縁が断層で切られ、640m+。

模式地 宮城県本吉郡歌津町田の浦付近。

分布 歌津町田茂川と稲淵を結ぶ線から西に広く分布し、西縁を田の浦断層(小貫・坂東, 1959)に切られる。また歌津町南端に位置する唐島東端において、本層に対比される黒色粘板岩の分布が新たに確認された。

岩層 一般にスレート壁開の発達したシルト質粘板岩-粘板岩から構成され、石灰質ノジュールを含



第11図 上部二畳系末の崎層の産状

1.成層したシルト質粘板岩(石浜東部), 2.葉理の発達したシルト質粘板岩と、そこに挟まれる級化砂岩(名足南部), 3.末の崎層チャンネル埋積砂岩(石浜), 4.生物擾乱の発達したシルト質粘板岩砂質粘板岩互層(名足東部)

む。最下部に砂岩粘板岩互層，中部に砂岩や含礫泥岩を挟む。比較的粒度の粗い粘板岩には生物擾乱の影響が認められる。含礫泥岩には化石を伴うことがある。本層に見られる粗粒碎屑岩相は，南部へ向かって層厚，粒度を減少させる。

化石と時代 本層下部から小型有孔虫(*Colaniella* aff. *inflata*) やフズリナ(*Palaeofusulina* sp.)を産し，登米統上部に対比される(村田・下山, 1979)。また *Bellerophon* (B.) *yabei*, *Kitakamispira hanzawai*, *Nuculopsis mabutii* などの軟体動物化石の産出することも報告されている(村田・下山, 1979)。

Ⅲ. 3. 3 堆積環境

南部北上山地に分布する中部(石灰岩相を除く)及び上部二畳系は，岩相組合せやその堆積様式の点から，下・中部三畳系(ただし平礫層を除いた稲井層群)によく似ている。この礫岩や砂岩を伴う泥岩卓越岩相は，波浪限界以深の比較的静穏な堆積環境に形成されたものである。しかし，稲井層群の泥岩卓越岩相が海進期に堆積盆地の相対的な沈降により，陸棚上に堆積したのに対し，特に上部二畳系の泥質岩相は汎世界的な海退期の堆積物である。つまり海面低下の速度よりも堆積盆地の沈降速度が大きな中で，堆積したものと見える(Kamada, 1991)。最近の地球化学的並びに堆積相解析に関する研究の結果，その一部については陸棚外縁(Kanisawa and Ehiro, 1986)，あるいはチャネルの発達したスロープ環境とみなされている(Kamada, 1991; 吉田ほか, 1992)。末の崎層中の粗粒碎屑岩は一般に連続性に乏しく，上方薄層化サイクルが認められる(第11図3)。川村(1990)はこれらの粗粒碎屑岩を海底扇状地の舌状堆積体とみなしているが，Kamada(1991)はチャネル埋積物と解釈している。

稲井層群の下底は常に上部二畳系登米層に接しており，稲井層群の基底礫岩を構成する礫のうち，地質時代を特定できるものについて見ると，上部石炭系や下部(中部も含む)二畳系に由来するもののみが知られている(鎌田, 1979; 1983)。また上部二畳系中には二畳系前期を示す再堆積性の化石を含むことから(Kamada, 1991)，上部二畳系堆積時には後背地においては既に下部二畳系が削剥レベルに達しており，最上部二畳系は堆積盆のより深い部分に堆積したとみなすことができる。

Ⅳ. 三 畳 系

Ⅳ. 1 概要及び研究史

南部北上山地に分布する三畳系は，上部三畳系基底の不整合を境に2分され，下部・中部三畳系の稲井層群と上部三畳系の皿貝層群とに区分，命名されている(市川, 1951a)。稲井層群は主として瀬海-陸棚成海成層から構成され，基底部の一部に陸成層を挟む(鎌田ほか, 1983)。上部三畳系は陸成-瀬海成相からなる。これら三畳系は，南部北上山地の南東部から南部に広く分布し，ほぼ南北に並んだ3列(西列，中列，東列)の向斜構造をなしている(第4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畳系を不整合

に覆い(第5図)、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。共に上方に向かって細粒化するが、上・下のサイクルで岩相が異なる。下部のサイクルは二畳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化し、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は平磯層、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(Bando and Shimoyama, 1974)。上部のサイクルは、厚層理砂岩の卓越した砂岩粘板岩互層(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。風越層及び伊里前層の時代は頭足類化石によりアニス階に対比されている(Bando, 1964)。

歌津地区の稲井層群は、大上坊向斜のジュラ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東翼の地層が広く分布している。津谷地区の稲井層群と岩相はほとんど同じであるが、各層の層厚にかなり大きな違いが認められる。歌津地区においては、地層の走向を斜めに切る断層が随所に発達しているため、場所によってはいくつかの累層が欠如、または逆に繰り返し露出することになる。その結果、見かけ上、歌津地区南部では平磯層・大沢層・風越層は模式地に比べてそれぞれの分布が狭く、同北部では逆に平磯層・大沢層は非常に厚く発達しているように見える。

三疊紀初期の中性-塩基性火成活動を示すものとして、登米地域では平磯層基底礫岩層中に凝灰岩及び凝灰質頁岩をはさむ(小貫・坂東, 1958a)。最近雄勝地域においても凝灰岩の同時浸食礫-ブロックが含まれていることが判明し、平磯層堆積時には比較的広い地域に火成活動の影響が認められるようになった。本地域においては平磯層中に凝灰岩はみられない。このような下部三畳系の火砕岩の存在は、古流向や砂岩組成の資料とともに当時の火成活動や古地理を考察する上で重要である。

二畳系登米層と三疊系平磯層の関係については古くから不整合とされてきた(Yabe and Shimizu, 1933)。本地域における両者の関係について、稲井(1939)や志井田(1940)は不整合とし、Kambe(1963)は平行不整合と見なしている。また半沢(1954)は斜交不整合とみなした。

研究史

稲井層群及びその相当層は、北は宮城・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てきた。また稲井層群を構成する各累層は地域ごとに若干異なった岩相構成を示すため(市川, 1951a; Kamada, 1989)、詳細に検討してみると、同じ累層に対比されるものであっても、地域によっては模式地と異なった層序区分がなされ、層序区分や対比に問題が残されていた。例えば雄勝地域(登米図幅)に分布する平磯層相当層はかつて小島礫岩砂岩層(稲井・高橋, 1940)と呼ばれ、同地域から南方の女川にかけて分布する大沢層相当層は女川灰色粘板岩(稲井・高橋, 1940)、風越層相当層は小乗砂岩層と呼ばれていたこともある。新北上川(追波川)南岸(登米図幅地域)に分布する伊里前層の上部は戸倉(粘板岩)層と区分・命名されたこともある(永井, 1940)。

市川(1947, 1951a)は南部北上山地の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

第3表 稲井層群層序対比表(小貫・坂東, 1959に加筆)

研究者		矢部長克 (1918)	黒沢 守 (1929)	馬淵精一 (1932)	矢部・清水 (1933)	市川浩一郎 (1951)	小貫・坂東 (1959)	本報告 (1993)								
時代		北上山地	登米・歌津 志津川	登米・歌津 志津川	北上山地	津谷・伊里前 唐桑	北上山地	津谷・函館								
三 疊 紀	前期	Ladinian	Daonella bed of bed of Rikuzen		Daonella beds		利府層									
	中期								Series Ceratites bed of Rikuzen	伊里前層	伊里前層	Hollandites beds	稲井 砂質 粘板岩層	稲井 伊里前層	利府層	伊里前層
	後期															
前期	Scythian	Fossiles bed	館砂岩層	館 層	層 大沢暗青色 粘板岩層	層 大沢層	群 平磯砂岩 礫岩層	群 大沢層	群 大沢層	群 大沢層						
後期											Scythian	Fossiles bed	三疊紀 礫岩層	館 層	層 大沢暗青色 粘板岩層	群 平磯砂岩 礫岩層

た。その後、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(第3表)。

なお、本図幅地域内に分布する稲井層群に関する主な層序学的研究としては、稲井(1939)、志井田(1940)、市川(1947, 1951a)、小貫・坂東(1959)、村田・下山(1979)などがある。また軟体動物に関する古生物学的研究(Murata, 1973)、更に二疊・三疊系の境界問題を扱った研究(Kambe, 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。また最近では堆積学的研究も行われている(鎌田, 1984; 鎌田・川村, 1984; Kamada, 1989)。

IV. 2 稲井層群

IV. 2. 1 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、主に礫岩と砂岩からなり、シルト質粘板岩を伴う。志井田(1940)が平磯層を Hi-H₆に区分したうちの Hi に相当する。

地層名 本層名は志井田(1940)が最初に用いたが、ここでは市川(1951a)の再定義に従う。

模式地 宮城県本吉郡本吉町平磯海岸。

層序関係 市川(1951b)、矢部(1964)、及び小貫・坂東(1959)らが指摘しているように、南部北上山地内のほかの分布地と同様、本図幅地域でも平磯層の基底は上部二疊系登米層及びその相当層を覆っている。半沢(1954)は、歌津地区の二疊系-三疊系について、前者が等斜褶曲を呈するが三疊系は単斜構造をなすこと、三疊基底礫岩と登米層が長い距離に渡って分布が斜交することから、両者は斜交不

整合の関係と見なした。

津谷地区ではかつて二畳系登米層と平磯層の基底礫岩が同一露頭内で接しているのが観察できたが(志井田, 1940 ; Kambe, 1963の Plate XIX の Fig. 1), 今では港の改修工事によりその境界部の露頭は見られない。歌津地区においては田の浦西方において両者の接した露頭が観察できる(第12図2)。ここでは平磯層の基底礫岩が二畳系登米層の粘板岩を覆っている。礫岩は卵大以下の円礫岩からなり、下底は登米層の粘板岩を小規模に削り込んでいるが、この露頭の中で両者の構造差を判断する堆積構造は見あたらない。第12図2の左方で露頭は断たれ、その上位との関係は更に小規模な断層関係にある。

分布 歌津地区においては管の浜北東部から南に向かって、館崎まで断層で寸断されながらも連続して分布する。その北部延長部は、田の浦付近と浪板東端及び浪板東北東の海岸に分布する。また唐島及びその周辺の島々も平磯層からなる。今回の調査により、館浜付近においては、三畳系が従来考えられていたよりも東方へ分布が張出し、田の浦断層の東部に、断層で囲まれた形で平磯層が分布することが新たに確認された。

層厚 基底に礫岩が発達し、歌津地区においては断層の影響で正確な層厚を把握することが難しいが約170m。津谷地区では170m。

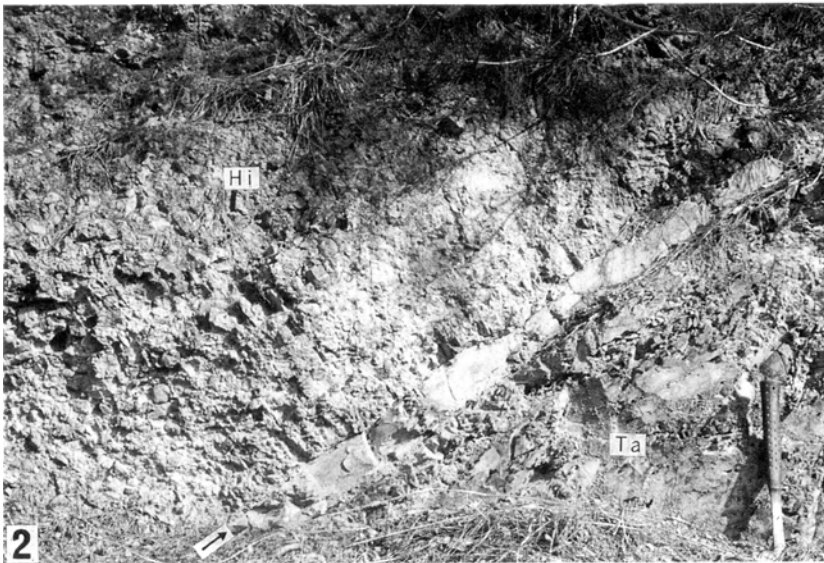
岩相 基底に礫岩が発達し、礫岩と砂岩の互層からなる下部と、主に中-細粒砂岩からなる中部及び砂質泥岩と砂岩の互層からなる上部に3分され全体として上方細粒化堆積相を呈する(第13図)。下部層の基底には比較的厚い礫岩が発達し、登米層を覆う。この接合関係は既述のように田の浦西方でのみ確認される。中部層は、石灰質粗粒砂岩と、細粒砂岩の互層を呈し、薄い泥岩を挟む。上部層は細粒砂岩と、砂質泥岩の互層からなり、後者は生物擾乱を受けている。また、特に上部層には、貝殻片を多量に含み、ハンモック状斜交葉理を持つ細粒砂岩から泥岩へ漸移するストーム堆積物(鎌田・川村, 1988)を頻繁に挟む。

化石と時代 歌津町館浜付近から“*Pecten*”や*Avicula*, *Myalina*, *Myophoria*などの二枚貝化石を産したとの記録がある(小貫・板東, 1959)。また本吉町前浜西方の本層からは第4表に示すような軟体動物化石の産出が報告されている。浪板北東部に露出する本層下部の含礫砂岩中の石灰岩礫から*Chaetetes*を産する。浪板北東部の海岸に露出する本層中に挟まれるストーム堆積物の基底を構成する貝殻石灰岩中には、海百合を含むものもあり、まれに海百合片のみからなる石灰岩薄層も見られる。本層の泥質岩には生痕化石が豊富に認められるが、ストームシート砂岩から級化を示すハンモック状斜交層理シークエンズ最上部の泥質岩には*Rhizocorallium*などの生痕が認められる。

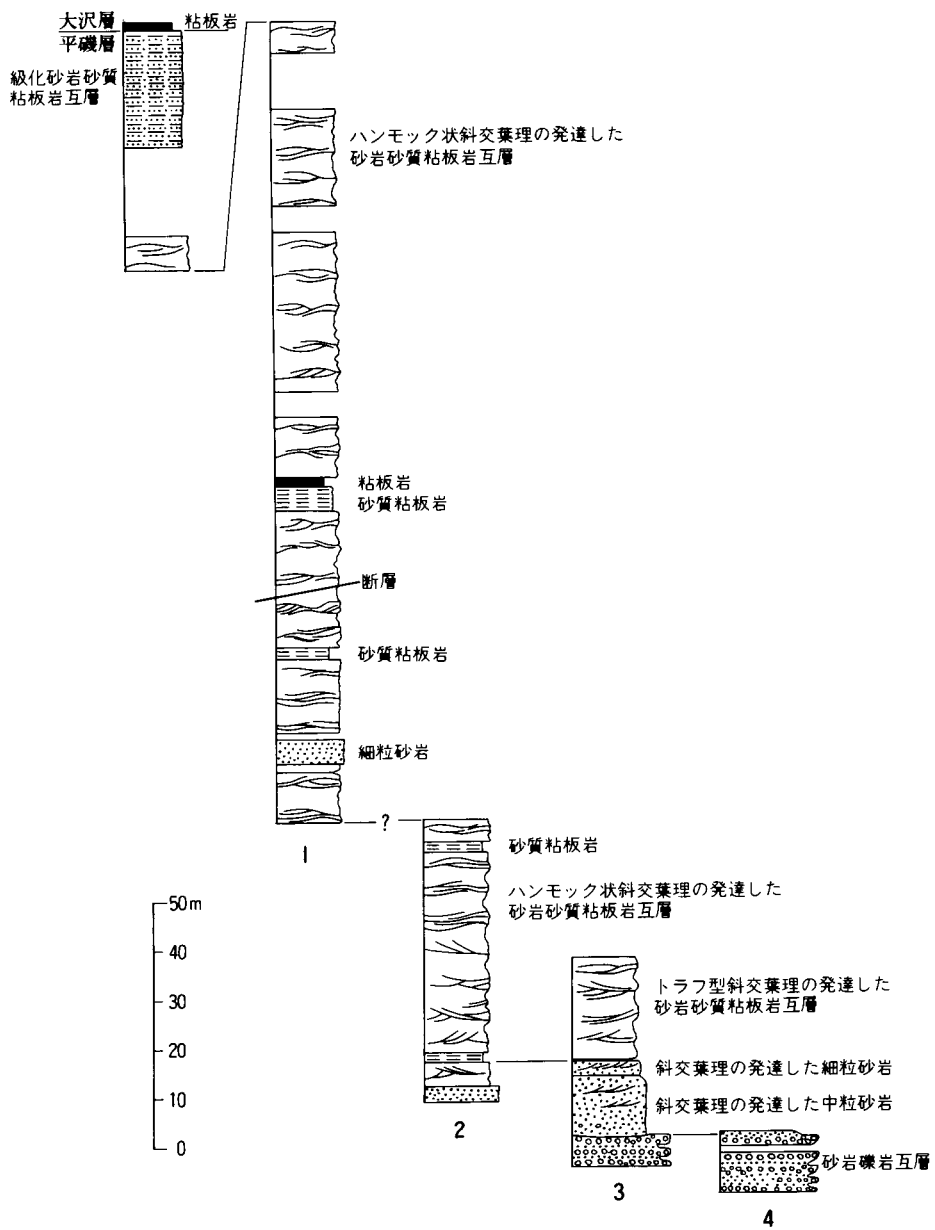
本層基底部の礫岩中の石灰岩、石灰質頁岩礫からは、これまでに石炭紀(ビゼー世-ナムール世)の化石を産することが報告されている(鎌田, 1983 ; 滝沢ほか, 1990など)。

上述の二枚貝化石は、模式地の本吉郡本吉町平磯層産の化石群と共通のもので、これらはシベリア、アームル地区のスキタイ期の動物群に対比されている(黒沢, 1929)。

上位層の大沢層が下部三畳系最上部のスパース階に対比されているので、本層はスパース階あるいはそれより多少古い時代に対比される可能性がある。



第12図 下部三疊系平磯層下部層の産状
1.礫岩砂岩互層(歌津町浪板北東方), 2.平磯層(Hi)と上部二疊系田の浦層(Ta)の不整合(歌津町田の浦北西)



第13図 下部三疊系平磯層の地質柱状図(本吉町前浜西部)

第4表 平磯層産動物化石リスト(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 (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>Avicura</i> sp.
<i>M.</i> aff. <i>laevigata</i> Albert	<i>Myalina</i> sp.
<i>M.</i> sp.	<i>Nuculopsis</i> sp.

IV. 2. 2 大沢層(0s, 0ss)

定義 主に灰色粘板岩からなり、少量の砂岩や礫岩を挟む下部三疊系。志井田(1940)のH2と同義。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。

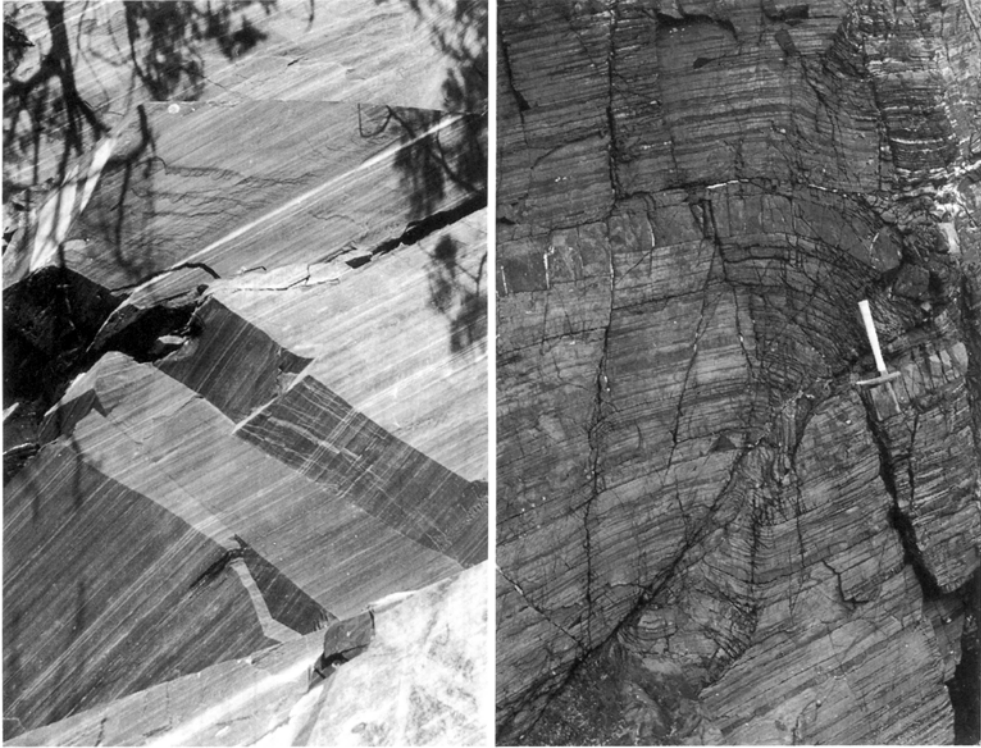
模式地 宮城県本吉郡本吉町大沢付近の海岸。

分布 歌津地区においては浪板西部に広く分布し、その南部延長は長羽を通り館崎まで連続して分布する。津谷地区においては模式地に指定されている本吉町大沢付近から北東方向にほぼ連続して分布する。

層厚 全地域を通じてほぼ360m前後の厚さを示す。

岩相 主に泥質岩卓越の岩相から構成され、種々の層準に砂岩を挟在する(第15図)。歌津地区においては、最下部はシルト質粘板岩と砂岩の薄互層からなり、上位に向かってシルト質粘板岩が急激に優勢となり、平行葉理の発達した粘板岩層となる(第14図左)。下位の平磯層から岩相上、漸移するので、特に本層下部には級化の発達した砂岩薄層を挟むことが多い(第14図右)。このような平磯層からの連続する岩相変化は、館崎付近、浪板東部、前浜西方の各海岸の露頭において観察できる。また本層下部の比較的粗粒な泥質岩層には生痕がよく見られる。本層中・上部には、砂岩層の卓越する部分が認められるが、そこではタービダイト様の砂岩や、基底に侵食構造を有し、泥岩侵食同時礫を含む複合成層した砂岩が見られる。また本層下部の砂岩・粘板岩互層の砂岩の表面にはリップルマークが発達し、館崎や浪板付近においてその典型的な産状が観察できる。

本層中部には、海底地滑りによって形成されたと考えられるスランプ褶曲が発達し、館崎魚竜産出地点の砂岩・粘板岩互層や、長羽付近に分布する葉理粘板岩中にしばしば見られる。

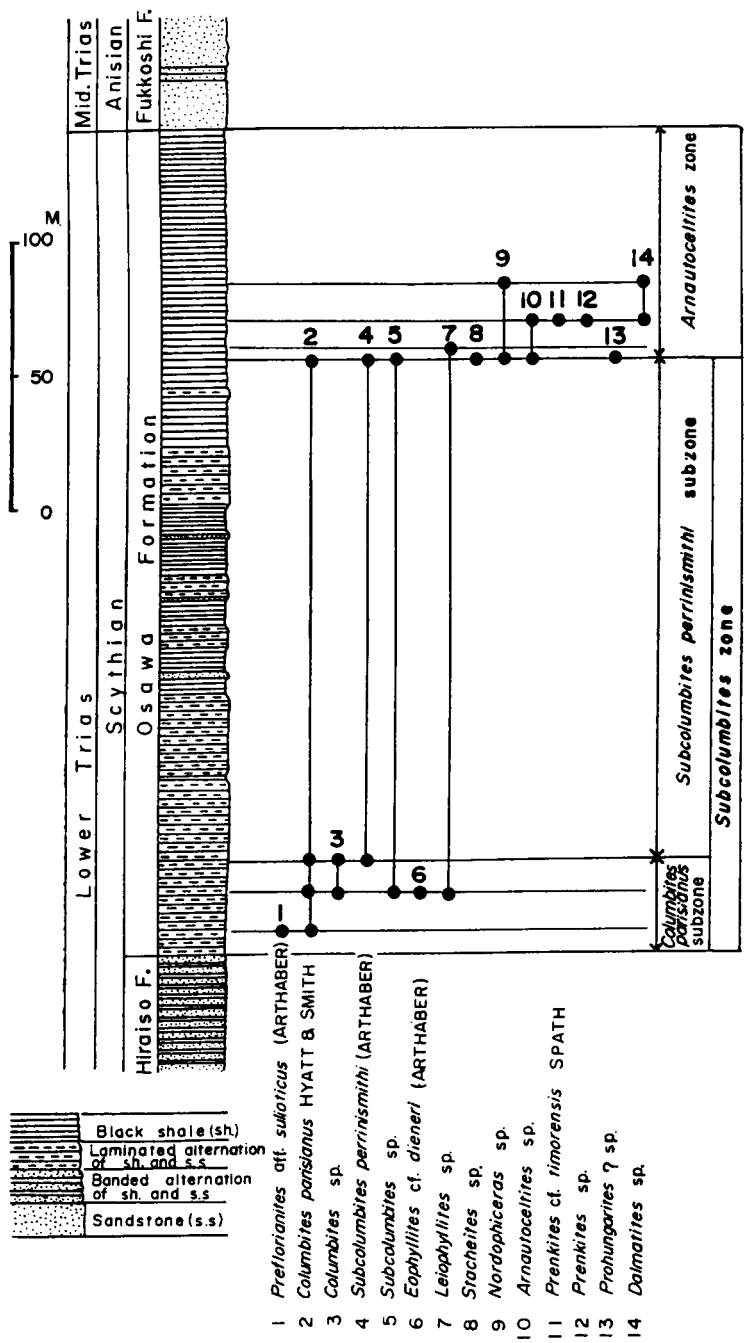


第14図 下部三畳系大沢層の平行葉理の発達した粘板岩
 1.葉理粘板岩(歌津町館浜西部), 2.まれに中層理砂岩をはさむ砂岩粘板薄互層(歌津町浪板)

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; Murata, 1973; 鎌田ほか, 1983). また, 館崎付近に分布する本層の下部から中部にわたる複数の層準から, 脊椎動物化石を産する. 歌津町榊沢付近に分布する本層の砂岩からは巻貝を産する. 館浜付近の本層下部から *Subcolumbites perrinismithi* (Arthaber) や *Lingula* sp., *Orbiculoidea* sp.などを産する. 従来, 館浜付近において *Subcolumbites perrinismithi*, *Leiophyllites*, *Arnautoceltites*, *Isculitoides*などの頭足類化石(Bando and Shimoyama, 1974), *Leptochondria* や *Lingula*, *Orbiculoidea*などの二枚貝や腕足類(Murata, 1973)をはじめ, 魚竜 *Utatsusaurus hataii* (Shikama et al., 1978)を産することが知られている. また津谷地区においては, 前浜西方の本層の上, 中及び下部のそれぞれの層準から二枚貝化石 *Leptochondria? hataii*を産する(Murata, 1973).

本図幅地域以外の本層下部層準には, まれに礫岩層を挟み, 礫岩層中の石灰岩礫からは, 後期石炭紀を主とするコノドント, サンゴ, 巻貝, 海百合, 蘇虫, 海綿骨針, 三葉虫などの化石を産出する(鎌田, 1983). 雄勝地域(大須図幅)の本層最上部からは *Ogatsusaurus microdentata*とされる魚竜化石の産出が報告されている(Minoura and Ono, 1992).

模式地や歌津町館, 女川町小乗(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



第15図 下部三畳系大沢層の模式地における地質柱状図とアンモナイト化石による分帯 (Bando and Shimoyama, 1974より)

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世後期の *Columbitan* から *Prohungaritan* に対比されることを示している. 志津川図幅地域の東和町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 *Procarmites kokeni* などの頭足類化石の産出が報告されている(Bando and Ehiro, 1982).

IV. 2. 3 風越層 (Fu)

定義 厚層理の中-粗粒砂岩を主とし, 細礫岩及び葉理のよ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)の命名による.

模式地 宮城県本吉郡本吉町風越付近¹⁾.

分布 津谷地区においては長畑から風越を結ぶ付近に分布する. 風越東部の海岸は模式地に指定されているが, 防潮堤工事により露頭の大部分が観察できなくなった. 歌津地区においては, 二十一浜西部に分布し, 石泉断層に切られるものと, 蔵内南部から菅の浜東部まで分布するものがある.

層厚 津谷地区においては, 模式地の風越東部で250 m+, 一般には350 m. 歌津地区においては280 m.

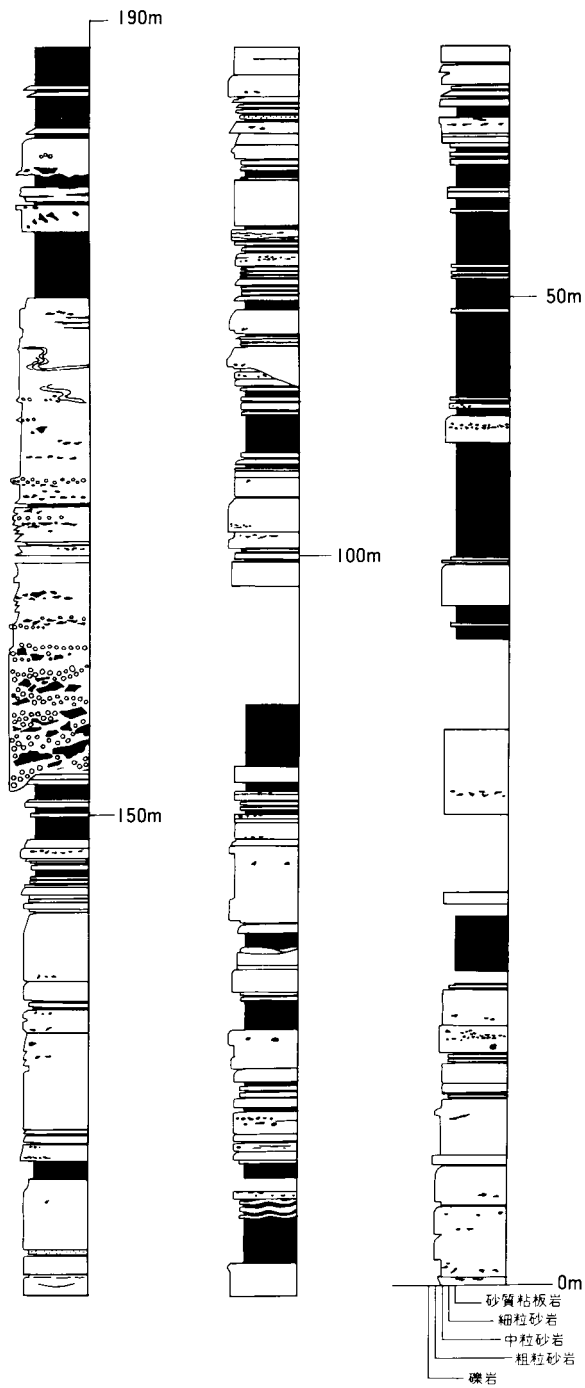
岩相 一般に成層砂岩または砂岩勝ち砂岩粘板岩互層が優勢であるが(第16図), 厚さ数10 m 以下の粘板岩層を2, 3枚挟む(第17図1). 歌津地区の小浜北東部においては, 本層中部にスランブブロックを含む含礫砂岩層を挟む. 含礫砂岩の礫は中礫で円磨度が高く, 部分的に礫が集中することがある. 本層中部には平行葉理の発達した比較的厚い粘板岩層を挟む(第17図1). 本層の砂岩層は主に厚さ60-120 cmの単位で成層する青灰色粗粒砂岩からなり, 特に厚い砂岩は複合成層をなし細礫を伴うことがある. また砂岩は薄い葉理粘板岩と互層することもある. 砂岩単層の基底部及び最上部の粘板岩層移行部付近には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, 粘板岩侵食同時礫を伴うこともある. 砂岩にはまれにコンボリユート葉理やピロー構造が見られる.

歌津町二十一浜北東に露出する本層は, 粘板岩のはさみが少なく, スランブ構造を呈する礫岩を挟むなど粗粒砕屑物に富む. すなわち, 歌津地区における風越層は, より北部で砂岩層が厚く, かつ粗粒であるという傾向が認められる.

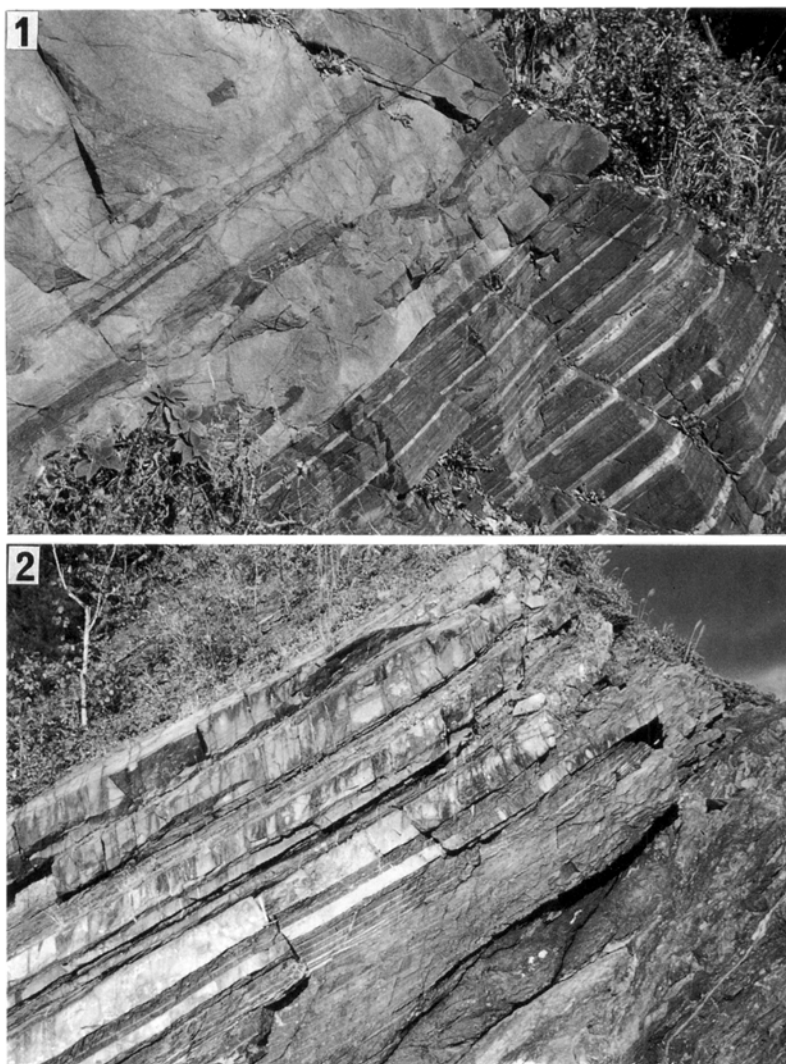
風越層の砂岩は, 平磯層の砂岩に比較して岩片がかなり少なく, 大部分長石質アレナイトからなる. 平磯層と比べて有色鉱物も少ないが, 緑れん石・電気石などを普遍的に含有する. 石英21-31%, 長石36-45%, 岩片及び有色鉱物など29-35%, 基質5-9%である. 方解石を平均10%程度, 主に基質として含む(滝沢ほか, 1990).

化石と時代 風越西方の海岸に露出する本層中部の粘板岩層からは, 植物化石や二枚貝化石を産する(鎌田, 1984). また本層の粘板岩は生物擾乱を受けていることがあり, *Chondrites*, *Neonereites*, *Phycosiphon*,

1) 模式地に指定されている本吉町風越東部の海岸に露出する本層は, 近年防波堤建設による護岸工事のため大部分の露頭が観察できなくなった. 元来, ここでは本層上限の岩相と伊里前層との接合関係も確認できる状況ではなかったため, 副模式地を選定することが望ましい.



第16図 中部三畳系風越層の地質柱状図(本吉町風越東部の海岸)
 凡例は第9図と同じ



第17図 中部三畳系風越層の模式的な層相

1.砂岩粘板岩互層を覆うチャンネル埋積砂岩(粘板岩ブロックを含む)(本吉町小浜), 2.大沢層の粘板岩を覆う風越層の上方厚層化砂岩(本吉町蔵内)

Scalarituba などの生痕化石が見られる。同海岸で見られる最上部の細礫岩には *Chaetetes* の破片からなる石灰岩細礫や、炭化した材化石並びに球顆?などの植物化石を含む。

本層からの化石の産出はまれであるが、市川(1951a)は北上町大指付近(大須図幅域)から *Spiriferina* sp. a (cf. *fragiris* Schlotheim), *Spiriferina* sp. b (cf. *stracheyi* Salter), *Spiriferina* sp. c, *Terebratura* sp.などの腕足類や“*Pteria*” spp., *Palaoneilo*? sp.などの二枚貝, *Isocrinus* sp. の産出を報告している。

柳津付近(登米図幅)からの頭足類化石の産出により、本層の時代は三畳紀中期のアニス期に対比されている(小貫・坂東, 1959)。

IV. 2. 4 伊里前層 (Is, Iss)

定義 稲井層群の下位から4番目に位置し、主に不連続縞状葉理をもつ砂質粘板岩からなる厚層で、中部三畳系に属する。下位の風越層とは整合。

地層名 本層名は、最初、黒沢(1929MS)によって使われたものであるが、ここでは小貫(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の海岸(菅の浜から葦の浜の間)。

分布 津谷地区においては長畑と大朴木を結ぶ線の北西側に、津谷川以南においては向斜の東翼を構成して港・草木沢西方・榊沢付近・菅の浜付近に広く露出する。

層厚 津谷地区においては650 m。歌津地区においては、模式地である伊里前湾西部で800 m、石泉付近においては最も厚く1,250 mとなる。

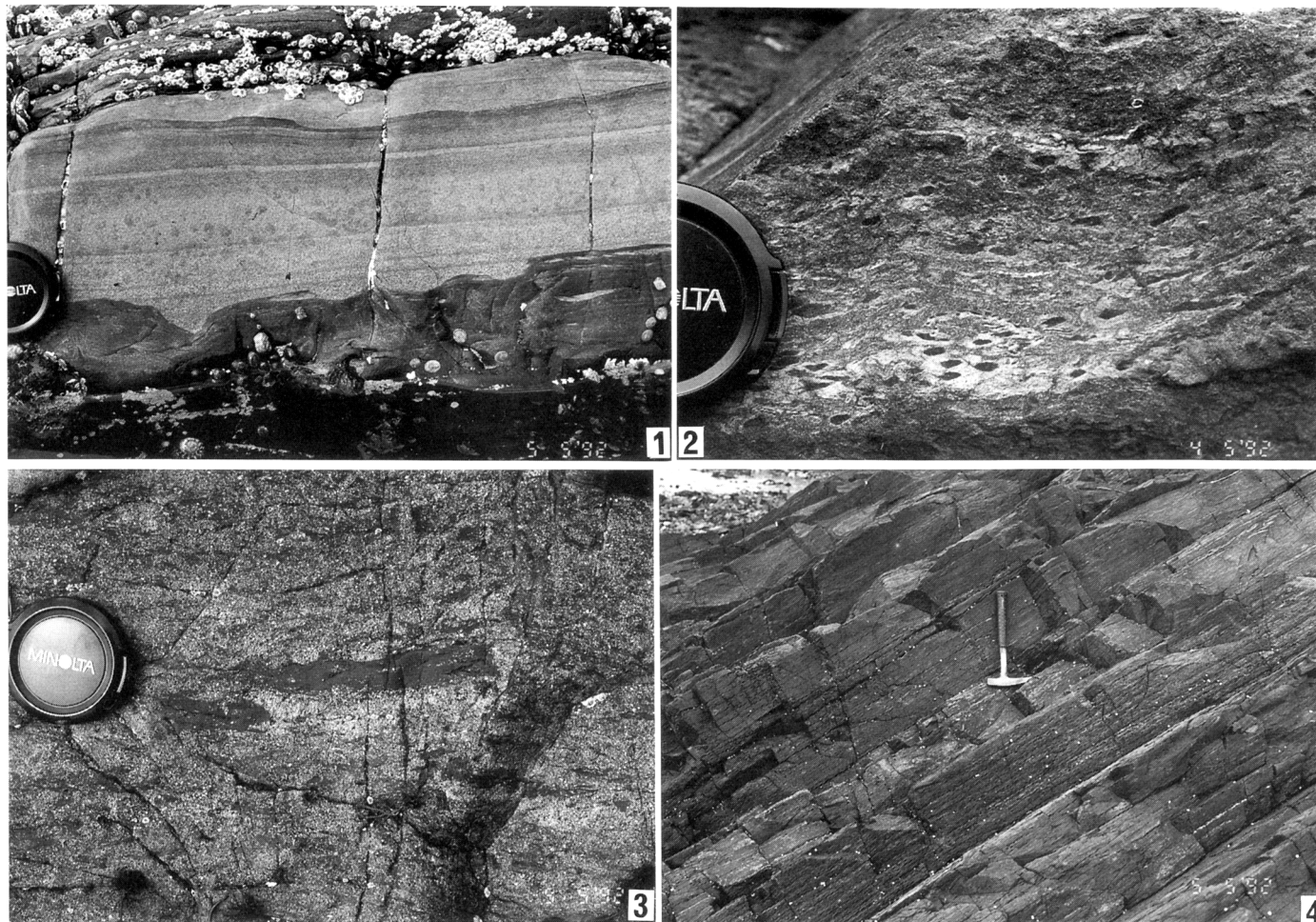
岩相 泥岩と石灰質細粒砂岩が通常0.5-3 cmの単位で細かく互層した砂質粘板岩からなる(第18図4)。この砂質粘板岩層は一般に生物擾乱を受け葉理が乱されていることが多く(第18図2)、このことが本層の特徴でもある。本層下部の泥質岩は伊里前層主部に比べると砂岩薄層の挟みが少なく、平行葉理の発達した砂質シルト岩を呈する。ごくまれにはあるが、石灰質シルト岩の薄層や泥質石灰岩ノジュールを挟むことがある。本層の種々の層準にわたって、層厚数10 cm以下の砂岩層を頻繁に挟む(第18図1)。まれに厚さ数10 cmから1 m前後の粗-中粒砂岩を挟むこともある。粗粒砂岩層の基底には、浸食構造や荷重痕が発達し、最上部にはカレントリップルを有することが多い。また、厚い砂岩はしばしば複合成層を呈し、様々な形状や大きさの粘板岩同時浸食礫を含むこともある。砂岩と粘板岩が薄く互層する部分にはときにコンボリュート葉理が観察される。寄木北東岸においては層厚約5 mにわたって砂岩層卓越部が見られるが、そこでは粗粒-極粗粒の砂と泥が不規則かつ不淘汰に混じりあった泥質砂岩(第18図3)やスランプ堆積物が見られる。

本層の砂質粘板岩は石灰質(CaO: 10%以上)で(小貫, 1969)、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。

長の森山南西部や津谷北西、狼の倉付近に分布する本層は、軽微なホルンフェルス化を受けている。

化石と時代 石泉西部、伊里前北西及び菅の浜において砂質粘板岩の転石中から *Hollandites* ? sp. を得た。また二十一浜南西方や一ツ森島などの複数の地点の砂質粘板岩から植物化石(保存不良)を、菅の浜西部、寄り木東部、一ツ森島付近などにおいてアンモナイトを産した。一ツ森島付近からのものは *Paracrochordiceras* sp. である。菅の浜において頭足類化石 *Hollandites japonicus* や *Leiophyllites* cf. *pseudopradyrna*, “*Danubites*” *shimizui* を産出したことが報告されている(小貫・坂東, 1959)。Ishibashi(1978)は葦の浜東部に分布する本層から頭足類化石 *Discoptychites inaicus* (Diener) の産出を報告している。また最近、菅の浜東部において魚竜及び頭足類化石などが新たに産出している(天然記念物歌津魚竜化石産地保存対策緊急調査委員会, 1992)。上述の頭足類化石に基づき、本層の時代は三畳紀中期のアニス期後半に対比されている。

本層の砂質粘板岩の多くには生物擾乱が認められ、主に *Scalarituba* や *Helminthoida* などの生痕化石が見られる。



第18図 中部三疊系伊里前層の産状

1.砂質粘板岩に挟まれるタービダイト砂岩(模式地), 2.砂質粘板岩にみられる生物擾乱(寄木東部), 3.泥岩の侵食同時礫を含む淘汰不良の泥質粗粒砂岩(模式地), 4.模式地(伊里前湾西岸)における成層構造の発達した砂質粘板岩

IV. 3 皿貝層群

皿貝層群に関しては志井田(1940)、黒沢(1929)、馬淵(1932)、市川(1951a)などの研究がある。上部三疊系は最初、皿貝層(黒沢, 1929; 馬淵, 1932, 半沢, 1954)または長ノ森層(志井田, 1940)と呼ばれたものであるが、市川(1951a)は皿貝層群として下部、中部及び上部層に区分し、小貫・坂東(1958b)は下部の新館層と上部の長ノ森層からなる皿貝層群とした。しかし安藤(1986)は新館層を平松層、長ノ森層を皿貝坂層と改称することを提示している。本層群の時代については、古くからカールニア階-ノール階に対比されてきた(Yabe and Shimizu, 1933)。また本層群と下位の稲井層群との間には、顕著な堆積間隙の存在することも古くから指摘されている(Yabe and Shimizu, 1933)。なお、狼の倉北部には志井田(1940)がジュラ系黒色砂岩とし、小貫・坂東(1958b, 1959)が愛宕山層(中部ジュラ系)としたものの一部が分布するとされてきたが、今回の調査により本図幅地域内に分布するものについては、市川(1951a)が指摘するように長ノ森層に対比されることが判明した。

IV. 3. 1 新館層(Sd)

定義 津谷及び歌津地区に分布する上部三疊系。市川(1951)の皿貝層群の下部層と同じ。

地層名 小貫・坂東(1958b)の命名による。

模式地 宮城県気仙沼市長の森山北側 - 新館(小貫・坂東, 1958b)。



第19図 上部三疊系新館層の塊状砂岩(本吉町狼の倉北部)

分布 津谷地区では長の森山周辺及び狼の倉北部、歌津地区では石泉東部から南へ向かって寄木、平松付近まで断続的に分布する。

層厚 蕨の浜付近で230 m、石泉では110 m。

岩相 主に石英、長石質の中-粗粒、塊状砂岩からなる(第19図)。最下部には泥岩侵食同時礫を含む中-細礫岩や砂岩泥岩互層を挟む。石泉付近や寄木西方では本層下部の砂岩泥岩互層中に炭質頁岩を挟む。

化石と時代 本層からは、これまで化石産出の報告はない。上位の長ノ森層の下位に位置することから、カールニア階前期に対比されている(小貫;坂東, 1958b)。

IV. 3. 2 長ノ森層(Ch)

定義 津谷及び歌津地区に分布する上部三畳系。市川(1951a)の皿貝層群中部及び上部層に同じ。

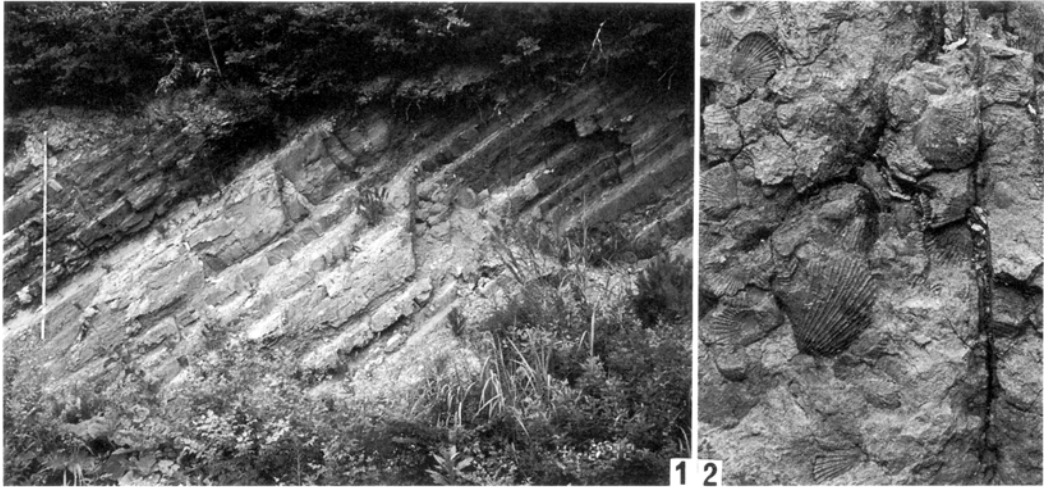
地層名 小貫・坂東(1958b)の命名による。

模式地 宮城県気仙沼市と本吉郡本吉町境界に位置する長の森山付近。

分布 津谷地区では模式地の長の森山周辺及び狼の倉北部に、歌津地区では石泉付近から南の寄木、平松付近にかけて断続して分布する。

層厚 平松付近で約150 m、石泉付近では約100 m。

岩相 模式地の長の森山においては、本層下部は層理の発達した黒色の砂質泥岩や泥岩からなる。この泥質岩相には黒色斑状の生痕化石が見られる。この泥質岩相は上位へ向かって少し粗くなり、砂岩泥岩互層も発達する(第20図1)。上部は黒色砂岩からなるが、その下部ほど泥質で、上部ほど粗粒となり、長の森山頂付近では、中-粗粒砂岩となり、泥岩薄層を挟む。下部の泥質岩には *Monotis* を主とする二枚貝化石を産し、しばしば層状に密集し、何層にも重なった産状を呈することがある。



第20図 上部三畳系長の森層の産状
1.砂岩泥岩互層(スケール2 m), 2.*Monotis*の産状(志津川町細浦北東)

化石と時代 本層の泥質岩や砂岩からは *Monotis* を主とする二枚貝 (*Neoschizodus*, *Oxytoma*, *Tosapecten*) の他に下部の砂岩からベレムナイト *Dictyoconites japonicus* (清水・馬淵, 1932) や *Placites*, *Arecestes*, *Rhacophyllites* などの頭足類を産する (中沢, 1964). 本層の *Monotis* に基づく生層位学的研究には清水・馬淵 (1932), 市川 (1954), 小貫・坂東 (1958), 中沢 (1964) によるものがある. 最近安藤 (1986) は歌津地区の本層について研究を行い, 下位から *M. scutiformis*, *M. ochotica densistrata*, *M. ochotica ochotica*, *M. zabaikalica* の4帯に分帯した. *Monotis* 類の生層学的研究により本層は上部三畳系 Norian に対比され (清水・馬淵, 1932; 市川, 1954; 小貫・坂東, 1958; 中沢, 1964), 下位の新館層は Carnian の最末期とされている (中沢, 1964).

歌津町吉野沢と宮方の間に分布する本層中の砂岩からは保存不良の二枚貝化石を多数産出する.

IV. 4 堆積環境

本地域に分布する下部三畳系平磯層は, 登米地域や雄勝地域 (登米・大須図幅) に見られるような極粗粒で厚い基底礫岩は発達しないが, 神割崎付近 (大須図幅) に分布する岩相層序 (鎌田ほか, 1983, 1992; 鎌田・滝沢, 1992) によく似ている. 平磯層のいわゆる基底礫岩とされる粗粒砕屑岩相は, 三畳紀早期の海進以前の河川成堆積物と考えられている (鎌田・川村, 1988; Kamada, 1989; 滝沢ほか, 1990). 平磯層の主部をなす基底礫岩より上位の岩相は堆積相及び堆積構造から判断すると, 主に上部外浜環境の堆積物で (鎌田, 1992), そこに挟在する含礫粗粒砂岩は, 堆積相並びに古流向資料に基づけば, 沿岸洲を形成していたと思われる sand bar 堆積物とみなされる. 前浜 (foreshore) 環境を示す明確な堆積相は今のところ見つかっていない. 以上のことから, 平磯層下部・中部堆積時には海岸線に沿って砂州が発達し, その一部はラグーン環境を伴うものであったと考えられる. 平磯層中部の生物擾乱の著しい砂質泥岩層はいわゆる漸移帯の環境に堆積したものである. 平磯層上部の堆積相, 特にハンモック状斜交層理砂岩の挟在状況などから判断すると, 平磯層上部は暴浪卓越型の下部外浜から内側陸棚での環境に堆積したことを示唆している. また, ハンモック状斜交層理部にラグ堆積物として貝殻片を多量に含む産状は, ストームによる振動流とともに, 海岸方向からのより強い卓越流が存在したことを意味している. 更にハンモックシークエンスの最上部を占める泥岩部の産状には, 生物擾乱に富むもののほかに, 植物化石を多く含み, 生痕の発達に乏しいものがあり, ストームの鎮静後にも陸上河川からの大量の泥質砕屑物の流入があっ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, 種々の生痕化石が豊富に発達していることから, 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の堆積は, 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. また, 中・下部大沢層の粘板岩層に挟有される中・厚層理砂岩層は沖合泥底環境に堆積したプロキシマルなタービダイトである.

風越層を構成する粗粒砕屑物の集積体は, 堆積相解析の結果, 浅海陸棚上に形成された海底扇状地堆積物とみなされている (鎌田, 1984).

伊里前層の砂質粘板岩のうち, 比較的生物擾乱の少なく堆積構造の残されている岩相には, ウェーブ

リップルが認められたことから、それら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。また、伊里前層の大部分を占める砂岩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岩相は、いわゆる漸移帯と呼ばれる堆積環境で形成されたことを示している。伊里前層に挟在される砂岩層は、風越層同様に粗粒ないし中粒で、浸食構造が発達し、一般に中-厚層理を示す。このような特徴から、未成熟な乱泥流堆積物であると思われる。また特に、本層の厚層理砂岩層は側方への連続性に乏しいことから、このような砂岩層は海底チャネル充填堆積物とみなされる。寄木東部に見られる不洶汰の泥質砂岩は、その堆積相から判断すると、チャネルからの溢流堆積物と考えられる。

皿貝層群は、局地化した内湾浅海成の堆積物である。Yabe and Shimizu (1933)は、*Pseudomonotis ochotica* bed (長ノ森層)は瀬海堆積物で、後期三疊紀の最大海進期の堆積物とみなし、その後レーチック期の海退へ続くとした。特に新館層(安藤, 1986の平松層)は、三角州、潟湖から後背湿地の環境に堆積したものとみなされ、乾裂痕の存在が報告されている(安藤, 1986)。

V. ジュラ系

V. 1 概要及び研究史

本地域に分布するジュラ系は、かつて下位から葦ノ浜層、権現層、荒砥層からなる志津川統に一括されたが(黒沢, 1929)、後に馬淵(1932)は荒戸層を荒砥崎砂岩と荒戸頁岩に二分し、両者の境界を不整合と見なし、これを境に下位から志津川統と橋浦統に改めた(Mabuti, 1933)。しかし稲井(1939)は荒戸崎砂岩の基底をも不整合と見なし、志津川統と橋浦統の境界を荒戸崎砂岩の基底にもうけた(第5表)。小貫(1956)はこれらを整理し、歌津地区並びにその西部(志津川図幅)に分布するジュラ系を下から葦ノ浜層、細浦層、荒砥崎層、荒戸層及び袖ノ浜層に区分した。現在では小貫(1956)による区分が踏襲されている(第5表)。なお、橋浦層群最上部の袖ノ浜層は本図幅地域内には分布しない。また本図幅北西端には小貫・坂東(1958b, 1959)などにより中部ジュラ系愛宕山層が分布するとされているが、既述のように上部三疊系長ノ森層に含められるものである。

第5表 ジュラ系層序対比表(小貫・1956に加筆)

黒 沢 1929		馬 淵 1932		Mabuti 1933		稲 井 1939		松本・小野 1946 佐藤 1953		小 貫 1956		Takizawa 1985		本 報 告 1993		
志 津 川 統	荒 砥 層	志 津 川 統	荒戸頁岩	橋浦統	月浜砂岩	橋 浦 統	荒戸頁岩	袖ノ浜層	袖ノ浜層	橋 浦 層 群	袖ノ浜層	橋 浦 層 群	袖ノ浜層	志 津 川 層 群	袖ノ浜層	
			荒砥崎砂岩	志津川統	荒砥崎砂岩		荒戸崎砂岩	荒戸崎層	荒戸層		荒戸崎層		荒砥崎層		荒砥崎層	
			細浦黑色砂質頁岩層	志津川統	細浦砂質頁岩		細浦黑色砂質頁岩層	細浦層	細浦層		細浦層		細浦層		細浦層	
	葦ノ浜層	葦ノ浜層	葦ノ浜層	葦ノ浜層	葦ノ浜層	葦ノ浜層	葦ノ浜層	葦ノ浜層	葦ノ浜層	葦ノ浜層	葦ノ浜層	葦ノ浜層	葦ノ浜層	葦ノ浜層		

上述の層位学的な研究のほかに、本地域及びその周辺地域のジュラ系に関しては、横山(1904, 1914)の軟体動物化石に関する先駆的研究をはじめ、Kobayashi (1947), Sato (1954a, b, 1957, 1958, 1962), 佐藤(1956)やTakahashi (1969)によるアンモナイト化石に関する分類学的、生層序学的研究がある。特にHayami (1957a, b, 1958a-e, 1959, 1960a, b, 1961a-e, 1962など)は、二枚貝化石を主とした記載分類学的研究を行い、生層序学的、古生物地理学的な検討も行った。またそれらの成果をふまえて、堆積学的研究も行われた(Hayami, 1961b, c)。またKobayashi and Mori (1954, 1955), Kobayashi ほか (1959), Kobayashi and Tamura (1955)によるトリゴニア類に関する研究もある。最近、滝沢(1978), Takizawa (1985) や佐藤・桂(1988)により堆積学的研究も行われている。

V. 2 志津川層群

V. 2. 1 萑ノ浜層(Ni)

定義 大上坊向斜を構成する、粗粒碎屑岩相からなる下部ジュラ系。

地層名 最初黒沢(1929)によって用いられた。

模式地 宮城県本吉郡志津川町萑の浜西部の海岸。

分布 蛇王川左岸から萑の浜にかけての地域と、中在東部に断続的な分布が見られる。

層厚 60 m.

岩相 上部は主に成層した砂岩からなり(第21図)、泥岩や砂質泥岩、礫岩を挟む。砂岩にはハンモック構造がみられることがある。下部は粗粒砂岩と黒色泥岩や砂質泥岩との互層からなる。砂岩には斜交葉理が発達し、化石を含むことが多い(第22図)。模式地の下部層に挟在される泥岩には二枚貝化石を密集して産することがある。上部層の基底付近にはスランプ性の石灰質泥岩、砂岩ブロックを含む。

化石と時代 本層は二枚貝化石を主とした軟体動物化石を豊富に含む(第6表)。特に下部の泥岩には *Burmesia japonica*, 砂岩には *Geratrigonia hosourensis*, *Modiolus bakeveloides*, *Thrasia subrhombica* などを産し、上部には *Trigonia* の密集層が発達し、*Trigonia senex*, *Vaugonia niranohamensis*, *Vaugonia yokoyamai* などの産出が知られている(Kobayashi and Mori, 1954, 1955, Kobayashi *et al.*, 1959, Kobayashi and Tamura, 1955, Hayami, 1957a, b, 1958a, b, c, d, e, 1959, 1960a, b, 1961a, 1961e, ; Takahashi, 1969 ; Sato, 1985)。その他、ベレムナイトやサメの歯、魚竜の椎骨なども産する。上部層から産したアンモナイト化石 *Alsatites onoderai* により、ヘッタンギアン上部に対比されると考えられている(佐藤, 1956, Sato, 1957, 1958, 1962, Takahashi, 1969)。

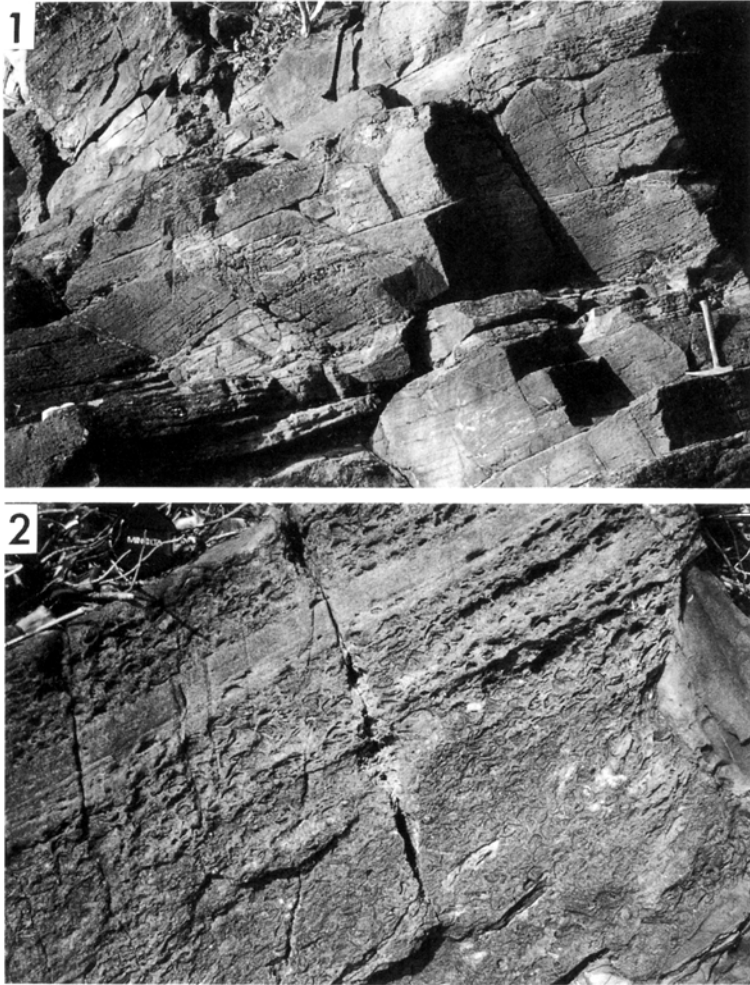
V. 2. 2 細浦層(Ho)

定義 大上坊向斜を構成する、泥質岩相からなる下部ジュラ系。黒沢(1929)の権現層と同じ。

地層名 馬淵(1932)が細浦黒色砂質頁岩層と呼んだのが最初で、小貫(1956)は細浦層とした。

模式地 宮城県本吉郡志津川町細浦の海岸。

分布 模式地の細浦漁港付近から中在付近にかけて南北方向に連続して分布するように見えるが、実際には、東西方向の断層で寸断されている。

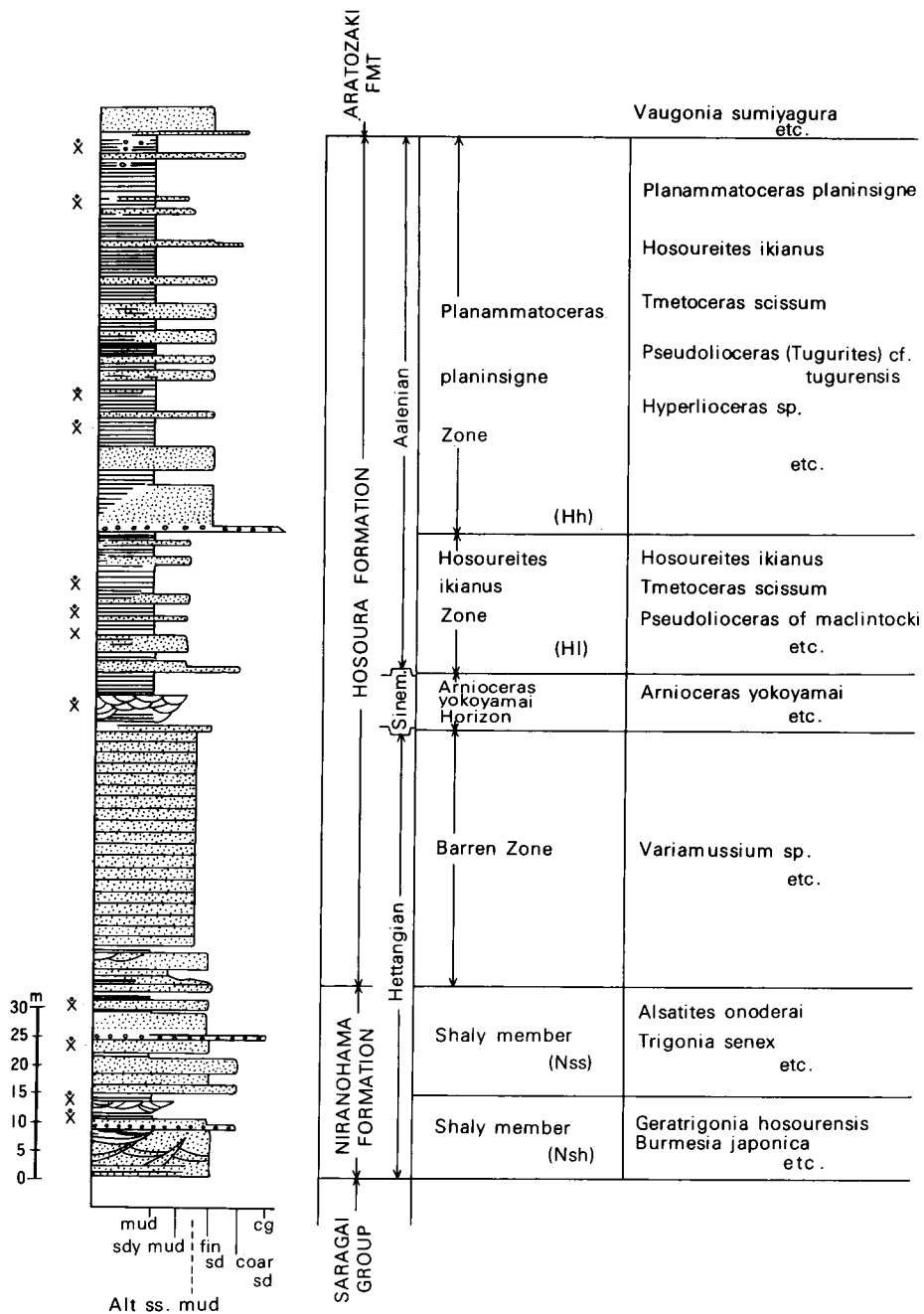


第21図 下部ジュラ系葦の浜層の層相(志津川町葦の浜西部)
 1. “三角貝(トリゴニア)砂岩”, 2.同クローズアップ

層厚 135 m.

岩相 下部は細かな葉理の発達した薄層理砂質泥岩互層からなり(第23図), 上部は層理のあまり明瞭でない黒色砂質泥岩からなり中層理以下の砂岩層を挟む(第22図).

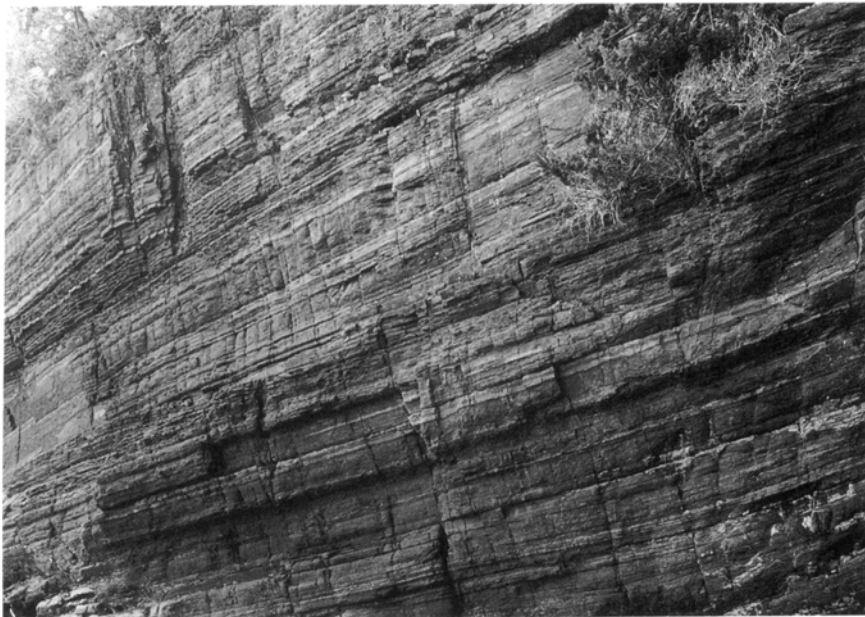
化石と時代 蛇王川で頭足類化石を産する. 中在付近で巻貝や植物化石を産する. 細浦東部及び西部においては泥質岩中にアンモナイト, ベレムナイト, 植物化石, イノセラムス等多くの化石を産する. Sato (1962) は本層を3つのアンモナイト帯(下から *Planammatoceras* 帯, *Hosoureites* 帯, *Arnioceras* 帯)に区分し, 更にその下位にアンモナイトは産しないものの *Vaugonia kodaijimensis* や *Pecten?* sp. を産する “Barren” Zone からなるとしている. これらのアンモナイトの産出に基づき, 本層は Sinemurian から Aalenian にわたるもので, Barren Zone は Hettangian に対比されるとしている (Sato, 1985). 細浦南部の本



第22図 下部ジュラ系志津川層群の地質柱状図とアンモナイト化石による分帯(Sato, 1985)

第6表 蕪の浜層産化石リスト(Hayami, 1961による)

下 部	上 部
<i>Parallelodon niranohamensis</i>	<i>Parallelodon niranohamensis</i>
<i>Modiolus bakevelloides</i>	<i>Cucullaea</i> (s.l.) <i>mabuchii</i>
<i>Pteria</i> (s.l.) <i>kitakamiensis</i>	<i>Coelastarte cardiniiformis</i>
<i>Bakevellia trigona</i>	<i>Vaugonia niranohamensis</i>
<i>Isognomon rikuzenicus</i>	<i>Vaugonia yokoyamai</i>
<i>Geratrighonia hosourensis</i>	<i>Vaugonia namigashira</i>
<i>Eomiodon lunulatus</i>	<i>Vaugonia</i> (<i>Hijitrigonia</i>) <i>kojiwa</i>
<i>Eomiodon vulgaris</i>	<i>Grammatodon</i> (<i>Indogrammatodon</i> ?) <i>nakanoi</i>
<i>Eomiodon</i> (?) <i>giganteus</i>	<i>Bakevellia trigona</i>
<i>Thracia subrhombica</i>	<i>Isognomon rikuzenicus</i>
<i>Cuspidaria</i> (?) <i>praenipponica</i>	<i>Plicatula</i> sp.
<i>Yokoyamaia elliptica</i>	<i>Trighonia senex</i>
<i>Burmesia japonica</i>	<i>Geratrighonia hosourensis</i>
" <i>Ostrea</i> "	<i>Geratrighonia lata</i>
	<i>Orthotrigonia midareta</i>
	<i>Lucina</i> (?) sp.
	<i>Meleagrinnella</i> sp.



第23図 下部ジュラ系細浦層下部の成層した泥岩(志津川町細浦南南東) 厚さ約12m

層の泥岩からは魚竜化石を産出しているが(森, 1989), この標本について最近, 藻谷(1991)は *Lep-
topterygius aff. burgundiae* と同定している.

V. 3 橋浦層群

V. 3. 1 荒砥崎層(Ar)

定義 粗粒アルコース砂岩を主とする中部ジュラ系.

地層名 最初馬淵(1932)によって命名されたが, 公表論文としては Mabuti (1933)によって使用された.

層厚 55 m.

模式地 宮城県本吉郡志津川町荒砥崎-赤岩崎付近(志津川図幅内).

分布 本図幅地域の細浦西部から中在西部にかけて挟長に分布する.

岩相 本図幅地域においては主に中-粗粒の層理の発達した砂岩からなり, 泥岩を挟む. 一部では砂岩泥岩互層も見られ, 礫岩や礫質砂岩も挟む. 砂岩には平板型, トラフ型の斜交葉理が発達する. 本層下部の砂岩には泥のフレイザー葉理が見られる. 模式地では下部は層理の不明瞭な粗粒アルコース砂岩からなり, 上部は砂岩頁岩の互層からなる. 模式地の荒砥崎から北部へ向かって全体に細粒化する.

化石と時代 模式地などにおいて *Inoceramus morii*, *Trigonia sumiyagura*, *Vaugonia yokoyamai* など多くの二枚貝化石のほかにはサンゴ, 頭足類, 腕足類化石の産出が報告されている(Kobayashi and Mori, 1954, 1955; Kobayashi *et al.*, 1955, 1959; Hayami, 1959, 1960a, b, 1961a, e; Takahashi, 1969).

時代決定に有効な化石の産出がないが, 細浦層(アーレン階)を不整合に覆い, 荒戸層(バジョース階-キンメリッジ階)に整合に重なるので, バジョース階の下部に対比される(Hayami, 1961; 佐藤・桂, 1988).

V. 3. 2 荒戸層(At)

定義 成層した黒色頁岩から構成される中部ジュラ系.

地層名 最初黒沢(1929)によって命名されたが, 公表論文としては Mabuti (1933) によって使用された.

層厚 本図幅地域においては, 分布域の東端部のみ露出するので, 130 m 以下. 西隣の志津川図幅地域では, 全体として約350m(小貫, 1981)または約400m(Takizawa, 1985)とされている.

模式地 宮城県本吉郡志津川町荒砥(志津川図幅内)

分布 向斜東翼の東端に位置するため, 本図幅地域においては蛇王川から歌津町中在にかけて, 断片的でごく狭い分布が見られる.

岩相 本図幅地域内においては, 黒色砂質頁岩からなり, ごく弱い成層構造が見られる. 斑状を呈する生痕化石の発達が認められる.

模式地付近においては, 下部層は細粒砂岩の薄層を挟む泥質フリッシュ及び葉理頁岩からなり, 上部層は厚層理の黒色頁岩からなる(Takizawa, 1985)とされている.

化石と時代 志津川図幅地域内において Sato (1962) は *Leptosphinctes cf. martusi*, *Cadomites sp.*, *Idoceras sp.*, *Parkinsonia sp.*, *Holcophylloceras cf. polyolcum*, *Calliphylloceras sp.*, *Thysanolytoceras sp.*, *Nannolytoceras sp.* の産出を報告している。また Takahashi (1969) は本層下部からアンモナイトを 7 種、上部から 3 種を記載している。本層下部は上部 Bajocian の下部、上部は Callovian に対比されている (佐藤・桂, 1988)。

V. 4 堆積環境

本図幅地域から西隣の「志津川」図幅地域内に分布するジュラ系の堆積学的研究については、各累層ごとの岩層変化や古生物相に基づいた議論がなされてきた (小林, 1951; 山下, 1957; Hayami, 1961b, 速水, 1962)。また最近では堆積相解析 (Takizawa, 1985) や特定の堆積環境を示す指標的堆積構造に基づいた堆積環境の復元もなされている (佐藤・桂, 1988)。Hayami (1961, b) が指摘しているように志津川層群、橋浦層群はそれぞれ基底から上方へ向かって細粒化傾向を呈する海進相である。

佐藤・桂 (1988) によれば葦の浜層下部は海浜の砕波帯付近の堆積物、同層上部は上部沖浜からストーム時波浪限界環境の堆積物としている。また細浦層の堆積環境は葦ノ浜層に比べると、更に沖合いに位置する堆積盆地の斜面基部から堆積盆地とみなしている。中部ジュラ系荒戸層については、ストーム起源の砂岩が堆積する shoreface から offshore 上部の比較的勾配の緩い斜面環境の堆積としている。滝沢 (1978) は葦ノ浜層は強い内湾性で塩分濃度が低かったと考えており、細浦層については堆積速度の遅い浅海相としている。

VI. 白 亜 系

VI. 1 概要及び研究史

白亜系は図幅中央部北端に位置する大島にのみ分布する。この白亜系は北隣の気仙沼図幅の綱木坂向斜を構成する最も若い地質系統で、大島層群 (下位の鼎ヶ浦層と上位の横沼層からなる) と命名されている。

火山岩からなる鼎ヶ浦層は最初大島噴出岩類と命名されたが (志井田, 1940)、半沢 (1954) により改称され現在までそれが頭襲されている。横沼層は志井田 (1940) により大島層とされたもので、半沢 (1954)、神戸・島津 (1961) もそれを使用した。小貫 (1969) は層群名と同じことから、これを横沼層と改称した。また従来横沼層は鼎ヶ浦層を整合に覆うとみなされていたが、竹谷 (1987) は同時異相とみなした (第 7 表)。

第7表 下部白亜系層序対比表

研究者 時代	志井田 (1940)	半沢 (1954)	神戸・島津 (1961)	小貫 (1969)	Tanaka (1977)	竹谷 (1987)
前期 白亜紀	H ~ Ba 大島層	大島層	大島層 — 関係未詳 —	大島層群 横沼層	大島層	大島層群 横沼層
	H ~ Ba 大島噴出岩類	鼎ヶ浦層	新月層及び 鼎ヶ浦層 — 関係未詳 —		鼎ヶ浦層	
	V ~ Be 小々汐層	鹿折層群 小々汐層	磯草層及び 長崎層	鹿折層群 磯草層	鹿折層群 磯草層	磯草層 長崎層

Ba : Barremian, H : Hauterivian, Be : Berriasian, V : Valanginian

VI. 2 大島層群

VI. 2. 1 ^{かなえ} 鼎ヶ浦層 (Ka)

定義 気仙沼大島及びその北部の気仙沼市鶴ヶ浦付近に分布する。輝石安山岩及び同質の火山砕屑岩からなり、輝石玄武岩を伴う下部白亜系。

地層名 志井田(1940)の大島噴出岩類と区分したものを半沢(1954)は鼎ヶ浦層と改称した。ここでは神戸・島津(1961)が再定義したものに準ずる。

層厚 図幅地域内では380m。大島北部では1,200mに達する(竹谷ほか, 1987)。

模式地 宮城県気仙沼市大島(神戸・島津, 1961)。

分布 本図幅地域中北部の大島南端部, 横沼付近に分布する。

岩相 横沼付近においては主に淡青緑色から暗紫色を呈する輝石安山岩からなる。竜舞崎北西の本層最上部は亜円礫-亜角礫状を呈する。ごく稀に幅1m以下の普通輝石玄武岩の岩脈が認められる。本図幅地域北方(気仙沼図幅)では火山砕屑岩相がより卓越して見られる。

柴田ほか(1977)や Shibata *et. al.*, (1978) の Rb-Sr 法による年代測定によると, 119 m.y. の値が, K-Ar 年代は122 m.y. の値が得られている。本層の苦鉄質火山岩類にはパンペリー石やプレーナイトが出現することが報告されており(守屋, 1969), 広域的な低温変成作用を受けたと考えられている(Moriya, 1972)。

VI. 2. 2 横沼層 (Yo)

定義 気仙沼市大島南西部に露出する下部白亜系。志井田(1940)や神戸・島津(1961)による大島層に相当する。

地層名 志井田(1940)により大島層と命名されたが, 層群名との重複を避けるため, 小貫(1969)は, 横沼層と改称することを提唱した。

層厚 図幅地域内では240 m であるが, 小貫(1969)によると向斜西翼で約460 m, 東翼で約370 m(気

仙沼図幅内)とされている。

模式地 宮城県気仙沼市大島横沼(小貫, 1969)。

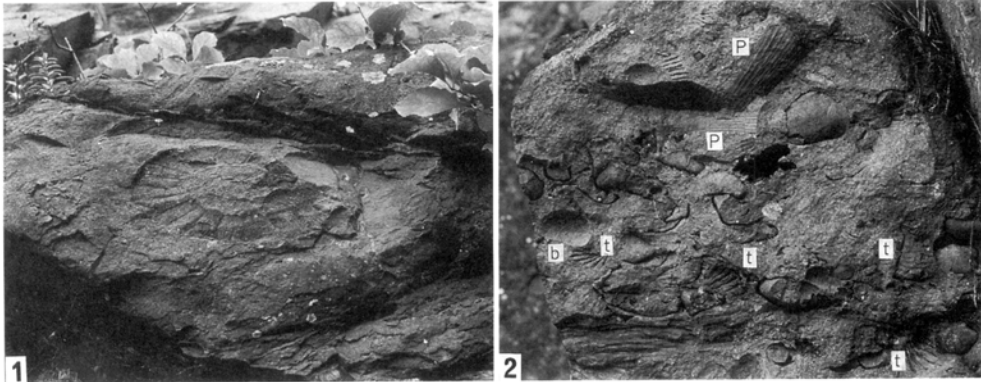
分布 本図幅地域中北部の大島南端部, 横沼付近に分布する。横沼から北西方向に1.7 kmの要害(気仙沼図幅)にかけて模式的に分布する。

岩相 向斜東翼に位置する本図幅内では, 主に泥岩, 砂岩及び砂岩泥岩互層からなり, 石灰質粗粒砂岩や凝灰質砂岩を挟む。泥岩にはスレート壁開が発達し, 石灰質ノジュールを含む。また, まれに不純石灰岩を挟むこともある。向斜西翼部の要害付近(気仙沼図幅)においては, より下位の層準に対比される非海成の泥岩が発達する(志井田, 1940)。

化石と時代 本層からは従来, 多くの二枚貝, 巻貝, 頭足類, サンゴなど(第8表)の化石の産出が報告されている(脇水, 1894; 志井田, 1940; Eguchi, 1951; Matsumoto, 1953; など)。Yabe and Shimizu (1925)により頭足類化石 *Crioceratites (C.) ishiwarai* の産出が報告されており, 本層の年代はHauterivian-Barremian に対比される(小島, 1988)。

第8表 横沼層産化石リスト(神戸・島津, 1961より)

軟体動物	サンゴ類
<i>Trigonia hokkaidoana</i>	<i>Enallhelia nipponica</i>
<i>Trigonia pociliformis</i>	<i>Trochosmilia ? orientalis</i>
<i>Gervillia haradai</i>	<i>Eugyra osimaensis</i>
<i>Nerinea cf. rigida</i>	<i>Eohydnothora cf. picteti</i>
<i>Alectryonia diluviana</i>	<i>Stylina japonica</i>
<i>Crioceratites (C.) ishiwarai</i>	<i>Rhabdophyllia oshimaensis</i>
<i>Perna sp.</i>	<i>Thamnasteria ? maxima</i>
<i>Spondylus sp.</i>	<i>Thamnasteria rikuzenica</i>
<i>Turritella sp.</i>	<i>Thamnasteria cycloides</i>
<i>Corbicula sp.</i>	<i>Thamnasteria komagataensis</i>
	<i>Thamnasteria protosericides</i>
	<i>Centrastrea japonica</i>
	<i>Microsolena japonica</i>
	<i>Microsolena subexcavata</i>
	<i>Meandראה mabutii</i>
	<i>Meandראה nipponica</i>
	<i>Mastophyllia japonica</i>



第24図 下部白亜系横沼層の化石の産状(気仙沼市横沼南)
 1.アンモナイト(縦の直径約20cm), 2. p: *Pinna* sp. t: *Trigonia* sp. b: その他の二枚貝

VII. 貫入岩類

VII. 1 岩脈(ひん岩類) (Po)

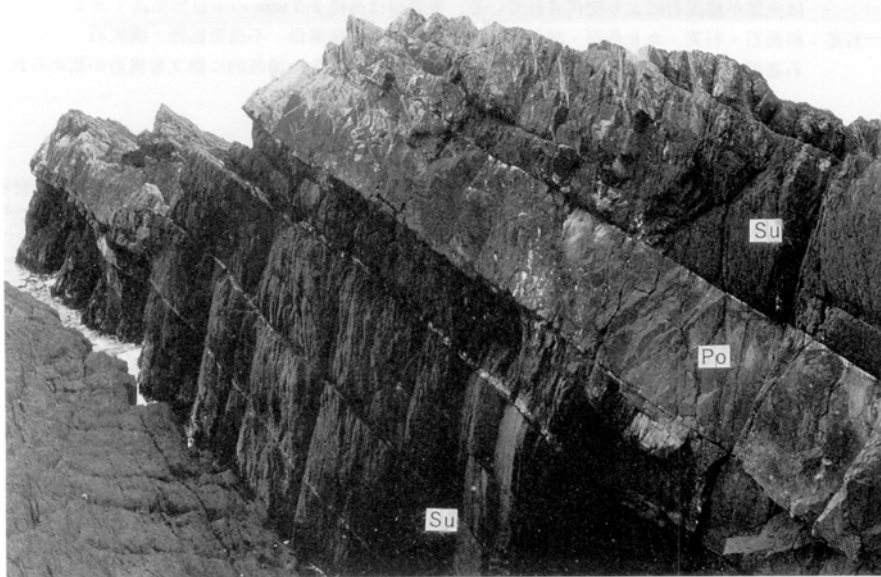
本図幅地域内には白亜紀に貫入した多数の岩脈類が分布している。それらのひん岩岩脈は幅10 m 以下の小規模なものが一般的であるが、大規模な岩脈では幅50 m 以上、長さも1-2 km に及ぶ。地質図ではそれらを一括して扱い、多数の岩脈のうち代表的なものだけを表現してある。

南部北上山地では、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, 1984, 1990)。

本地域内では角閃石ひん岩が主で斜長石ひん岩と、輝石ひん岩はごくわずか認められるのみである。地質図では岩脈(ひん岩類)として一括して表示した。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。また斑晶と石基の粒状に余り差のない等粒状に近いものもある。角閃石ひん岩の岩脈は本図幅地域全域に分布するが、特に志津川町から歌津町にかけては数多く分布する。



第25図 上部二畳系末の崎層中に貫入しているひん岩岩脈(歌津崎北北西)
Su: 成層した末の崎層のシルト質粘板岩, Po: 角閃石ひん岩

角閃石ひん岩

斑晶: 斜長石・普通角閃石・単斜輝石

斜長石は自-半自形, 長径 1-2.5 mm で, 波動累帯構造が顕著である。普通角閃石は自-半自形, 長径 0.5-7 mm の短柱状結晶であるが, 岩脈によっては 5-8 mm × 1 mm の長柱状自形結晶の場合もある。普通角閃石は均質で褐緑色 (Z軸色, 以下同様) を示すものと累帯構造を持っているものがある。累帯構造は褐-緑褐色の狭い周縁部, 褐緑色の最外縁部からなる。単斜輝石は半自形柱状のものと, 普通角閃石斑晶中の核を占めるものなどが認められるが, 量は少ない。

石基: 斜長石・石英・普通角閃石・不透明鉱物・スフェン

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

Ⅶ. 1. 2 斜長石ひん岩

本岩は, 暗緑色の石基中に最大長径 1 cm 以上, 厚さ 2-3 mm の偏平卓状の斜長石斑晶を多数含む岩石である。通称“ゼニボー”と呼ばれる岩石である。本図幅地域内での分布はわずかであるが, 南方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, 単斜輝石及び黒雲母の量は少ない。

斜長石は自-半自形, 長径 2-10 mm で, 弱く正累帯するコアと, An 成分に乏しく正累帯するリムとからなる。斜長石のコアはしばしば変質して絹雲母や粘土鉱物に交代されている。単斜

輝石は半自形、長径1.5-2 mm で弱い累帯構造を示す。単斜輝石は、しばしばその一部あるいは全部が緑泥石により交代されている。黒雲母は長径 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. 1. 3 輝石ひん岩

本岩は、灰緑-暗緑色の石基中に、最大径 1 cm 前後に及ぶ自-半自形単斜輝石が散在する岩石である。本図幅地域内での輝石ひん岩岩脈の産出はごくわずかである。

輝石ひん岩

斑晶：斜長石・単斜輝石

斑晶は主として単斜輝石からなり、斜長石を伴う。単斜輝石は自-半自形、径 1-10 mm で、顕著な累帯構造を有する。斜長石は自-半自形、長径 0.5-2 mm で、弱い正累帯構造を有する。斜長石はしばしば絹雲母・方解石により交代されている。

石基：斜長石・単斜輝石・普通角閃石・不透明鉱物

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

Ⅶ. 2 深成岩類

本図幅地域内に分布する深成岩類としては、本吉町狼の巣付近に複数の小岩体が分布する。その最大のもので径 1 km 程度の小規模なもので、中粒角閃石黒雲母花崗閃緑岩から構成される。また、本吉町林の沢・大沢及び歌津町歌津崎には中-細粒石英閃緑岩の岩脈状小岩体が分布する。これらの岩体の貫入時期に関する放射年代は不明であるが、岩石学的類似性から西隣「志津川」図幅地域、南西隣「登米」図幅地域の深成岩類と同様白亜紀前期深成岩類の一部と考えられる。深成岩類の肉眼及び鏡下での特徴は以下のとおりである。

角閃黒雲母花崗閃緑岩 (Gd)

本岩は長径 3 mm 前後の普通角閃石と径 2 mm 前後の黒雲母に富む均質岩である。黄鉄鉱による鉱染が局部的に認められる。

主成分鉱物：斜長石・石英・カリ長石・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 0.6-4 mm で、反復累帯構造が発達する。石英は他形もしくはプール状で弱く波動消費する。カリ長石は他形もしくは間隙充填状である。

普通角閃石は半自形、長径は最大 3 mm である。黒雲母は半自形、最大径 2 mm で褐色を呈し、しばしば緑泥石で交代される。不透明鉱物は主として、粒状の磁鉄鉱と間隙充填状の黄鉄鉱からなる。これらは普通角閃石・黒雲母に伴うことが多い。

石英閃緑岩 (Qd)

中-細粒優黒質の均質岩で単斜輝石にとみ角閃石を欠くのが特徴である。

主成分鉱物：斜長石・石英・単斜輝石・黒雲母・不透明鉱物

副成分及び二次鉱物：スフェン・緑泥石

斜長石は半自形、長径 0.6-3 mm で、An 成分に富む広いコアと An 成分に乏しい狭いリムからなる

累帯構造を有する。石英は間隙充填状で量は少ない。単斜輝石は半自形粒状，径0.5-2 mm で稀に径4 mm に及ぶものも認められる。弱い累帯構造を示す場合がある。

黒雲母は他形～半自形で，径2 mm 以下である。不透明鉱物は粒状もしくは他形である。

津谷，狼の巣付近の堆積岩類はこの深成岩体の貫入により弱いホルンフェルス化を受けている。また長の森山周辺でもホルンフェルス化を受けた堆積岩類が分布するが，これは北隣の気仙沼図幅中に分布する花崗岩類(折壁岩体)の南部への延長部が地下に伏在しているためと思われる。同様に，地表での深成岩類の分布が認められないものの，赤牛付近や津谷川下流右岸に分布する堆積岩類もホルンフェルス化しており，地下浅所に深成岩体が存在していると考えられる。

VIII. 地 質 構 造

本地質図幅地域内に分布する中・古生界の地質構造は，気仙沼湾を境に大きく二分される。すなわち気仙沼湾沿いに NNW-SSE 方向に走る日詰-気仙沼断層(永広，1977)を境に東部は中列(唐桑-牡鹿帯)に属し，西部は西列(志津川-橋浦帯)に属する(第4図)。

中列の向斜構造は綱木坂向斜(志井田，1940)と呼ばれており，NNW-SSE 方向の褶曲軸を示す。これに対し，西列では長の森を中心とする北方に沈んだ向斜構造と(長の森向斜)，西隣図幅の志津川町大上坊付近を軸とする南に開いた向斜構造(大上坊向斜)からなる。これらの向斜構造は NNE-SSW 方向の向斜軸を有するが，両者は後述のように東西方向の断層により不連続である。以上は波長15 km 前後の褶曲構造であるが，この他により規模の小さな褶曲もみられる。特に上部二畳系の末の崎層や田の浦層には波長30-70 m 程度の褶曲が局所的に発達している。また末の崎層には半波長が数 m 以下で延長性に乏しい褶曲もみられるが，これらはスランプ性の褶曲であろう。下部三畳系大沢層の葉理粘板岩中にみられる軸面が不規則に変化し，複雑な形態を示す波長数 m 以下の褶曲構造は海底地滑りなどによる変形構造と考えられる。

本地質図幅地域内にみられる変位の大きな断層は田の浦断層，狼巣断層，石泉断層(いずれも小貫・板東，1959の命名による)などである。田の浦断層は田の浦西部から館浜へ続く南北性の断層であるが，今回の調査により，館浜付近では上部二畳系田の浦層中に，下部三畳系平磯層がくさび状に分布し，平磯層中に田の浦層がさらにくさび状にはいり込んだ複雑な断層系をなすことが明らかになった。狼巣断層は NNE-SSW 方向の断層で，北部ほど落差が大きく，本図幅地域北方(気仙沼図幅)では前期白亜紀に活動した花崗岩の貫入を受けている。石泉断層は小浜東部から石泉を通る NE-SW 方向の断層で，一部で中部三畳系と中部ジュラ系が接する最も変位の大きな断層である。本地域内にはこのほかにも延長性に乏しい断層が多数存在する。歌津地区の西部には大上坊向斜の胴切り性の断層が複数認められるが，地層の露出状況が不良なことから，風化の著しいことなどの影響で断層の位置や変位については十分ではない。また上述の断層はいずれも高角度の断層面と考えられるが，蔵内東部の大沢層中や，蛇王川付近においては比較的低角で，一部逆断層系の変位を示すものが観察された。

本図幅地域の二畳系、三畳系の泥質岩には一般にスレート劈開が良く発達している。しかし津谷地区の上部二畳系登米層には前浜付近のようにスレート劈開の発達に乏しい所もある。大島の下部白亜系横沼層の泥岩には著しくスレート劈開が発達している。鎌田・滝沢(1992)が述べているように、鏡下での観察によるとスレート劈開は石英、長石などの鉱物の回転と、主に緑泥石とイライトから構成される *dusty part* (於保, 1981) で特徴づけられるものである。スレート劈開の走向傾斜は一般に褶曲軸に対して平行とされているが、滝沢・神戸(1979)、滝沢(1981)、石井(1985)、Kanagawa (1986)らは両者が斜交する例をあげている。歌津地区の二畳系分布地における褶曲軸の方向は明らかではないがスレート劈開の走向、傾斜は N22-28°E, 90-85°SE を示している。

津谷川下流部を境にその北部と南部とでは地質構造に大きな違いが見られ、各累層の分布も不連続であり、この付近に分布する沖積層下に NW-SE 方向の大きな伏存断層が存在すると考えられ、これを津谷川断層と仮称する。小貫・坂東(1959)は本吉町中島付近に東西方向の断層(小泉断層)を想定している。



第26図 上部二畳系末の崎層に見られるスレート劈開(歌津町歌津崎北北東)
層理面 N30° E, 48° NW の砂岩(層厚10cm)に斜交して劈開(N28° E, 85° SE)が密に発達している

IX. 新 生 界

本図幅地域及びその周辺地域には後述の沖積層や崖錘堆積物のほかに粗粒碎屑物を主体とし、凝灰岩やピートを伴う比較的固結度の低い新期堆積物が分布している。この新期堆積物は中・古生界を基盤として点在した分布を呈し、時代決定に有効な化石の産出に乏しいため、中・古生界の研究に比べると層序や地質年代に関する資料は極めて乏しい。このうち歌津地区に分布する礫層を主体とする堆積物について、稲井(1939)は後に千岩田層(志井田, 1940)と命名された、気仙沼湾周辺に分布する亜炭相を挟む礫質堆積物に対比し、一部段丘礫の可能性のあるものの上部第三系?とした。また本図幅地域内のうち、津谷付近にまとまって分布するものや、中在北東に分布する堆積物の時代については、更新統の段丘堆積物(小貫・坂東, 1959; 北村, 1967)とみなされていたが、最近の研究によれば、このような礫岩からなる堆積物の一部は新第三系に遡る可能性があると考えられている(滝沢ほか, 1990; 鎌田ほか, 1992)。

IX. 1 新 第 三 系

IX. 1. 1 登米沢層(Ty)

定義 津谷付近に分布し、比較的固結度が低く、凝灰岩やピートを伴う礫岩を主体とする上部鮮新統。

地層名 新称。

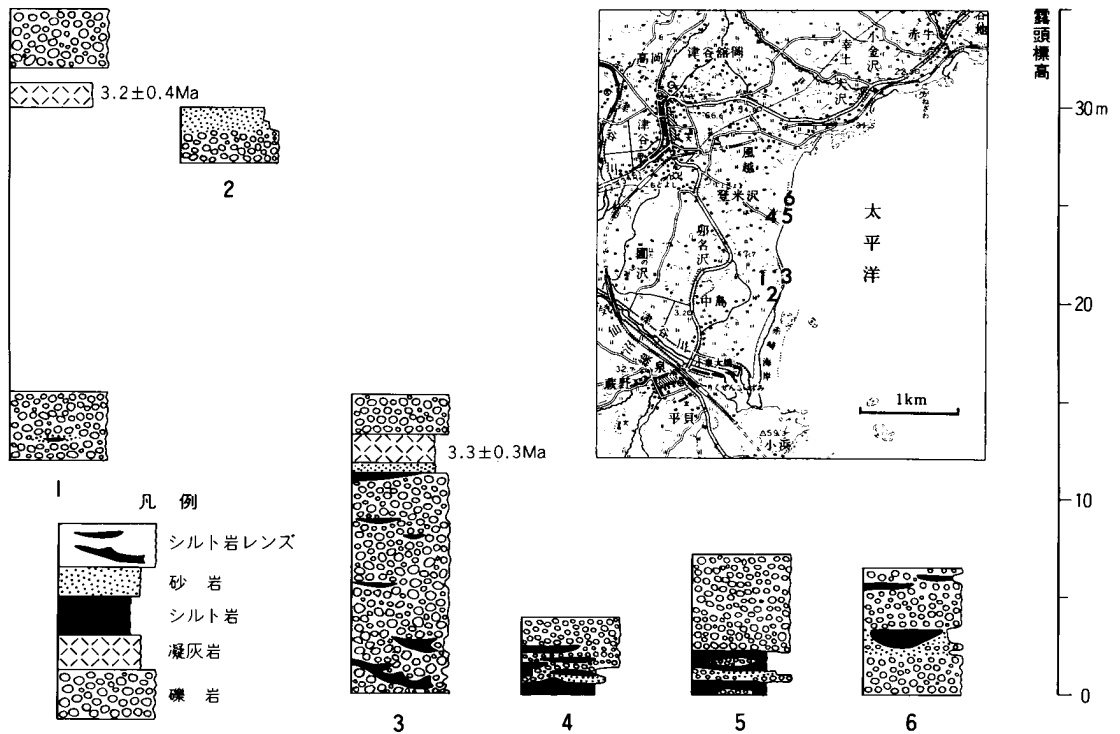
模式地 宮城県本吉郡本吉町登米沢東部の海岸。

分布 本吉町津谷付近の丘陵表層部においては標高60 m以下に比較的広く分布し、その東部の海岸線に沿っては、次第に分布の基底の高度が低くなり、海水面の高さまで分布が確認できる(第27図)。その他、本吉町小泉南部においても標高50 m付近に数 mの厚さで本層が分布する。歌津町菅の浜付近においては、標高15 m以下に本層が分布している。

層厚 登米沢東部の海岸で15 m以上。

岩相 主に礫岩からなるが、本吉町赤崎海岸北部では最下部付近に砂岩や有機物に富むシルト岩を、最上部には白色含火山豆凝灰岩(1.5 m+)や砂岩、灰緑色シルト岩を挟む(第28図)。登米沢東部海岸においては礫岩の下部に側方の連続性に乏しい1.4 m前後の灰緑色シルト岩を挟むが、このシルト岩にはサンドパイプが発達している。また同じくらしい層準の(炭化木片を含み)有機物に富む紫灰色シルト岩には植物の根の跡(最長25 cm)も認められる。礫岩の礫は主に泥質岩(頁岩, 砂質頁岩)やひん岩及び堆積岩のホルンフェルスから構成され、円礫から亜円礫である。ホルンフェルス礫には *Monotis* を含むものが多数認められる。

化石 赤崎海岸北部に露出する礫岩に挟まれるピートからは炭化木のほかに針葉樹類の球顆や昆虫の羽などを産する。



第27図 鮮新統登米沢層の地質柱状図

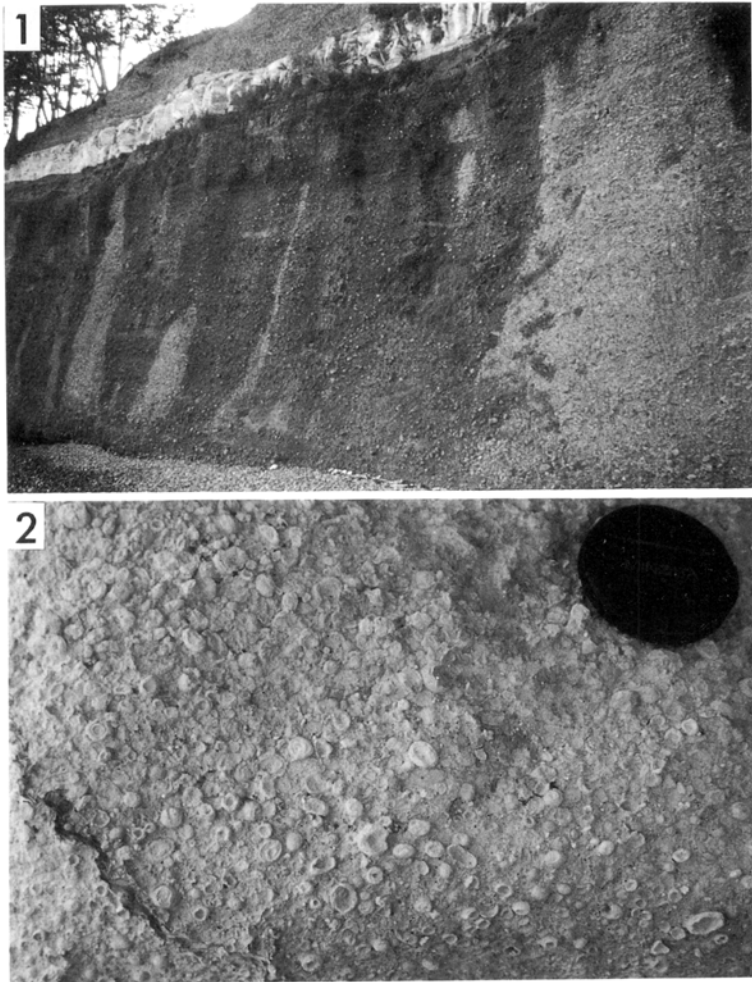
時代 赤崎海岸付近に露出する礫岩に挟まれる含火山豆石凝灰岩(第27図)並びに同海岸北西部に分布する本層中の凝灰岩(第27図)についてフィッション・トラック法により年代測定を行い、 3.3 ± 0.3 及び 3.2 ± 0.4 Maの年代値が得られた。その結果、本層は上部鮮新統に対比されることが判明した。

Ⅹ. 1. 2 未区分鮮新統(Tp)

津谷付近以外にも登米沢層に似た岩相は、伊里前付近に点在する小規模な分布と、本吉町-気仙沼市境界付近に比較的広く分布が見られる。これらの堆積物は登米沢層の岩相に似ているものの、凝灰岩を挟まず、時代的な確認が得られない。気仙沼湾周辺に分布する、志井田(1940)が鮮新-更新統とした堆積物を含めて、ここでは未区分鮮新統として扱い、記載する。

岩相 中在北部や北東部の標高40-70 mに分布する本堆積は、ひん岩や砂質泥岩、粘板岩、深成岩のこぶし大-人頭大礫からなり、クサレ礫を呈する(ホルンフェルス礫を除く)礫岩相と、淡緑色の粘土質シルト岩を主体とする泥質岩相の両者からなる。前者は登米沢層主部によく似ている。管の浜付近においては標高15m以下に礫岩のみからなる堆積物が分布している。

なお、中在から伊里前付近の標高50 m前後の定高性が見られる丘陵は、ごく一部を除くと新期の堆積物の分布は認められない。中在東部に点在する未区分鮮新統に対比した堆積物は丘陵構成層というよりはむしろ谷理的な分布形態を示している。また、この丘陵表面には指頭大以下の円礫が散点してお



第28図 模式地における鮮新統登米沢層(登米沢東部の海岸)
 1.全体は層理の不鮮明な礫岩からなり、露頭最上部には青灰色シルト岩、砂岩、含火山豆石凝灰岩(2)が重なる.

り、伊里前周辺に分布するこのような小起伏地形は鮮新世後期から-更新世頃の侵食面の可能性がある。

IX. 2 第四系(a, b)

本図幅地域においては更新統に対比される地質系統の分布は、今までに確認されていない。しかし前項で述べたように、津谷付近に分布する未区分鮮新統とした堆積物の一部は、更新統に対比されるかもしれない。同様に岩井崎北西部に分布する上部鮮新統千岩田層相当層の一部も更新統に含められる可能性がある。

本地域において、段丘と確定できる地形面やその堆積物に相当すると考えられるものは顕著ではない

が、小起伏地形が標高100 m以下に各所で発達し(第1図)、その形成年代については今後の検討課題である。なお、貝塚ほか(1985)によれば、三陸海岸南部においては更新統の段丘堆積物は、海面下に埋没していると述べている。

歌津町稲淵付近、津谷川河口(赤崎海岸)、本吉町三島付近(大谷海岸)及び沖ノ田川河口(通称御伊勢浜)には砂浜海岸が形成されている。大谷海岸では比高4 m前後の浜堤が約800 mにわたって発達している。また津谷川河口の赤崎海岸では河口の北岸から南方へ砂州が発達し(湾口砂州)、その内側には小規模ながら後背湿地が形成されている。

歌津町馬場南方の海岸背後に広がる平地は、現在水田に利用されているが、かつては沼沢地であったとされている。近世に干拓された後に水田耕作に利用されるようになり、当地の沼のごく一部が現在でも残されている。

X. 応用地質

本図幅地域並びにその周辺地域は古くから産金地として知られていた。特に本図幅地域のものは「本吉金」と称され(佐藤, 1985)、平泉藤原氏の栄華をささえる主産地であった。これらの金はいずれも前期白亜紀に貫入した磁鉄鉱系花崗岩に伴う金鉱床に由来するもので、多少のタングステン鉱物をとまなう石英脈として形成されたものである(山岡, 1989)。

津谷地区の大谷鉱山はかつて本邦における代表的な金鉱山として知られていたが、昭和51年閉山された。以下に谷・高橋(1960)、今井(1961)や日本鉱業協会(1968)の資料にもとづいて概要を述べる。

本鉱山は中部三畳系伊里前層および地下に伏在する閃緑岩中に胚胎している。鉱脈は5 cmから15 cmで、断続しながら幅200 mの地域に南北方向に約1 km続く。鉱石は硫砒鉄鉱、磁硫鉄鉱、黄鉄鉱、閃亜鉛鉱、黄銅鉱、自然金、方鉛鉱、テルル蒼鉛鉱などで、テルル蒼鉛鉱は含金高品位部において自然金と共生する。鉱床生成温度は、石英のデクレピテーション法により最高320℃、最低270℃とされている。平均品位は本脈群で6.0(g/t)、4号脈や萱刈脈で5.0(g/t)、3号脈では3.0(g/t)である。以下に沿革を述べる。

当所の発見時代は不明である。

1905年(明治38年)頃郡内唐桑村の鈴木鉄郎によって初めて試掘権設定。

1907年(明治40年)秋田県の人、福山久吉再願登録。

1910年(明治43年)当地区の一獵師によって本脈露頭ならびに旧坑発見。

1912年(大正元年)三原経国買収経営。

1919年(大正8年)十時精一の経営に変わる。

1920年(大正9年)これより3年間休山。

1922年(大正11年)十時精一と久原鉱業の共同経営権設定。

1925年(大正14年)久原鉱業日立支山として事業開始。

1929年(昭和4年)日本鉱業(株)の経営となる.

1943年(昭和18年)金山整備令により休山し,すべての施設を撤去.全鉱区を帝国鉱業開発(株)に委譲.

1949年(昭和24年)日本鉱業(株)が全鉱区を買い戻す.

1950年(昭和25年)再開着手.

1951年(昭和26年)下期(10月)より出鉱開始.

1962年(昭和37年)大谷鉱山(株)の経営となる.

1970年(昭和46年)製錬場を残して閉山となる.

1976年(昭和51年)全面閉鎖.

古くから知られた金山としては,図幅内においては大谷鉱山のほかに本吉町の赤牛金山,岩尻金山などがあつた(渡辺,1950).また津谷川河口においては砂金を産し,河口北岸の海食崖下の礫浜においては明治41-42年に採金され,同河口南岸の比較的砂鉄の濃集して堆積している所においても昭和初期に採掘された.また大谷海岸においても昭和8-10年頃,砂金の採掘が試みられた(渡辺,1950).

歌津地区においては平松付近において上部三疊系長の森層準に粘土鉱床が胚胎され,現在も採掘されている.

文 献

- 安藤寿男(1986) 宮城県歌津地域の上部三疊系皿貝層群について.早稲田大学教育学術研究,一生物・地学編一,第35号,p.35-49.
- (1983) 後期三疊紀二枚貝 *Monotis* の古生物学的意義.その1—研究史.化石,33号,p.13-27.
- (1984) 後期三疊紀二枚貝 *Monotis* の古生物学的意義.その2—南部北上山地の材料を例として.化石,35号,p.1-15.
- Ando, Y. (1987) Paleobiological study of the Late Triassic bivalve *Monotis* from Japan. *Bull. Univ. Mus., Univ. Tokyo*, no.30, p.1-109.
- Bando, Y. (1964) The Triassic stratigraphy and ammonite fauna of Japan. *Sci. Rep. Tohoku. Univ., 2nd ser.*, vol.36, p.1-137.
- 坂東祐司(1967) 本邦中部三疊系のアンモナイトとその層位学的研究 一本邦三疊系のアンモナイトとその層位学的研究その2—地質雑, vol.73, p.151-162.
- Bando, Y. (1970) Lower Triassic ammonoides 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.
- and Ehiro, M. (1982) On some lower Triassic ammonites from the Osawa Formation at Asadanuki, Towa-cho, Tome-gun, Miyagi Prefecture, northeast Japan. *Trans. Proc. Palaeont. Soc. Japan, N. S.*, no.127, p.375-385.

- Choi, D.R. (1970) On some Permian fusulinids from Iwaizaki, N.E.Japan. *Jour. Fac. Sci. Hokkaido Univ.*, ser. IV, vol.14, p.313-325.
- (1973) Permian fusulinids from the Setamai-Yahagi district, Southern Kitakami Mountains, N.E. Japan. *Jour. Fac. Sci. Hokkaido Univ.*, Ser.4, vol.16, p.1-132.
- (1984) Late Permian-Early Triassic paleogeography of northern Japan. *Geology*, vol.12, p.728-731.
- Eguchi, M. (1951) Mesozoic hexacorals from Japan. *Sci. Rep.Tohoku Univ.*, 2nd ser., vol.24, p.1-96.
- 永広昌之(1977) 日語-気仙沼断層 —とくにその性格と構造発達史的意義について—。東北大地質古生物研邦報, no.77, p.1-37.
- (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.
- (1989) ペルム系。日本の地質2 東北地方, p.23-31, 共立出版社。
- 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. Jap.*, N.S., no.137, p.25-49.
- 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.
- 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.80, no.12, p.619-625.
- Häntzschel, W. (1975) Trace fossils and problematica. In Teichert, C.ed *Treaties on Invertebrate Paleontology*, part W, Miscellanea. 269p., Univ. Kansas Press and Geol. Soc. America.
- 半沢正四郎(1954) 東北地方(日本地方地質誌)。朝倉書店, p.368.
- Harada, T. (1890) *Die Japanischen Inseln, eine topographischgeologische Ubersicht*. Verlagvon 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.
- Hayami, I. (1957a) Liassic *Bakevellia* in Japan. *Jap. Jour. Geol. Geogr.*, vol.28, p.47-59.
- (1957b) Liassic *Gervillia* and *Isognomon* in Japan. *Jap. Jour. Geol. Geogr.*, vol.28, p.95-106.
- (1958a) Liassic *Volsella*, *Mytilus* and some other dysodont species in Japan. *Trans. Proc. Palaeont. Soc. Japan*, N.S., no.29, p.155-165.
- (1958b) Supplementary descriptions of the Liassic pelecypods from the Kuruma and Shizukawa groups in Japan. *Trans. Proc. Palaeont. Soc. Japan*, N.S., no.30, p.193-200.

- 速水 格(1958c) 本邦ライアスの二枚貝群について(概報). 地質雑, vol.64, p.31-314.
- (1958d) A review of the so-called Liassic “Cyrenoids” in Japan. *Jap. Jour. Geol. Geogr.*, vol.29, p.11-27.
- (1958e) Some Hettangian pelecypods from the “*Trigonia*-sandstone” of the Shizukawa Group in northeast Japan. *Jap. Jour. Geol. Geogr.*, vol.29, p.99-110.
- Hayami, I. (1959) An additional note on the Liassic “Cyrenoids” in Japan. *Trans. Proc. Palaeont. Soc. Japan, N.S.* no.34, p. 78.
- 速水 格(1960a) 北上山地のジュラ紀斧足類化石層の層位と分布. 地質雑, vol.66, no.778, p.465.
- Hayami, I. (1960b) Jurassic inoceramids in Japan. *Jour. Fac. Sci. Univ. Tokyo*, sec.2, vol.12, pt.2, p.277-328.
- (1961a) Successions of the Kitakami Jurassic. Jurassic stratigraphy of South Kitakami, Japan, I. *Jap. Jour. Geol. Geogr.*, vol.32, no.2, p.159-177.
- (1961b) Sediments and correlation of the Kitakami Jurassic. Jurassic stratigraphy of South Kitakami, Japan, II. *Jap. Jour. Geol. Geogr.*, vol.32, no.2, p.179-190.
- (1961c) Geologic history recorded in the Kitakami Jurassic. Jurassic stratigraphy of South Kitakami, Japan, III. *Jap. Jour. Geol. Geogr.*, vol.32, no.3, p.191-204.
- 速水 格(1961d) 南部北上山地ジュラ系に関する2,3の考察. 地質雑, vol.67, no.790, p.403-404.
- Hayami, I. (1961e) On the Jurassic pelecypod faunas in Japan. *Jour. Fac. Sci. Univ. Tokyo*, sec.2, vol.13, p.243-343.
- 速水 格(1962) 本邦ジュラ紀の斧足類群特に層位学的分布と生物地理区について (Jurassic pelecypod faunas in Japan with special reference to their stratigraphical distribution and biogeographical provinces). *Jour. Geol. Soc. Japan*, vol.68, p.96-108.
- 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, nos. 622-627, p.79-80.
- (1951a) 北上山地南部の三疊紀層. 地質報告特別号「日本三疊系の地質」, 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.
- 今井秀喜(1961) 宮城県大谷鉱山の鉱脈について. 鉱山地質, vol.11, p.66-69.
- 稲井 豊(1939) 宮城県本吉郡志津川町四近の地質(予報)(北上山地南部の層位学的研究II). 地質雑, vol.46, no.548, p.231-242.
- ・高橋年次(1940) 北上山地南端部の地質に就いて. 東北大地質古生物研邦報, no.34, p.1-40.
- Ishibashi, T. (1978) A Middle Triassic Ammonite from the Isatomae Formation, Kitakami, Japan. *Mem. Fac. Sci., Kyusyu Univ.*, Ser. D, Geol., vol. XXIV, p.25-31.
- 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. 地調月報, no.232, 日本におけるウランの産状, p.221-231.
- 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.
- Ishii, K., Okimura, Y. and Nakazawa, K. (1975) On the genus *Colaniella* and its biostratigraphic significance. *Jour. Geosci. Osaka City Univ.*, vol.19, art.6, p.107-138.
- Ishizaki, K. (1964) Middle Permian ostracodes from the Iwaizaki Limestone, Notheast Japan. *Tohoku Univ., Sci. Rep., Ser.2*, vol.36, p.139-160.
- 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・構造地質学意義―. 東北大地質古生物研邦報, no. 62, p.35-53.
- 海上保安庁水路部(1983a) 5万分の1沿岸の海の基本図. 海底地形地質調査報告「志津川湾」, 33p.
 ———・(1983b) 5万分の1海底地形図. no.6370-8. 志津川湾.
- 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疊系稲井層群(その1) ―層序及び古地理―. 地質雑, vol.85, no.12, 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入り堆積物について. 地球科学, vol.37, no.3, p.147-161.
 ———(1984) 南部北上山地宮城県津谷地域の中中部三疊系風越層の堆積環境. 地質雑, vol.90, no. 12, p.875-888.
- Kamada, K. (1989) Coarse clastic sedimentation in the Triassic offshore sequence of Southern Kitakami Mountains, Japan. In, Taira, A and Masuda, F., ed., *Sedimentary Facies in the Active Plate Margin*. p.365-375.
 ———(1991) Upper Permian to Middle Triassic sedimentation and its tectonic implication in the Southern Kitakami Belt, Japan: Preliminary report. *Proceedings of Shallow Tethys 3*. p.423-432.
- 鎌田耕太郎(1992) 南部北上山地, 神割崎付近の下部三疊系にみられるハンモック状斜交層理. 弘前大教育紀要, 67号, p.25-33.
 ———・川村寿郎・横山 裕(1983) 宮城県十三浜地域の下部三疊系平磯層の堆積環境. 砕屑性堆積物の研究, 第2号, p.33-39.
 ———・————(1984) 南部北上山地下部三疊系の浅海堆積相. 日本地質学会北海道支部総会講演要旨, p.10-12.
 ———・————(1988) 南部北上山地下部三疊系のストーム堆積物. 地球, vol. 10, no. 8, p. 494-498.
 ———・竹内貞子・雁沢好博・尾上 亨(1992) 北上山地南西縁に分布する鮮新統台層(新称)の堆積相とフィッシュン・トラック年代. 弘前大学教育紀要, 68号, p.41-47.
 ———・滝沢文教(1992) 大須地域の地質. 地域地質研究報告(5万分の1地質図幅), 地質調査所. 69p.
- 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) 南部北上帯の二疊系登米粘板岩の化学組成および堆積環境. 地

- 調月報, vol.20, p.1-11.
- ・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.
- Kanisawa, S. and Ehiro, M. (1986) Occurrence and geochemical nature of phosphatic rocks and Mn-rich carbonate rocks in the Toyoma Series, Kitakami Mountains, Northeastern Japan. *Jour. Japan Assoc. Min. Petr. Econ. Geol.*, vol.81, p.12-31.
- 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.
- (1971) 北上山地の薄衣式礫岩(総括), 地質雑, vol.77, p.415-440.
- 片田正人・小野智恵子(1968) 北上山地古生層泥質岩の化学成分. 岩鉱, vol.60, p.75-91.
- Katada, M., Isomi, H., Ohmori, E. and Yamada, T. (1963) Chemical composition of Paleozoic rocks from Kiso district and of Toyoma clayslates in Kitakami Mountainland: 1. Chemical composition of pelitic rocks. *Jour. Japan Assoc. Min. Petro. Econ. Geol.*, vol.49, p.85-100.
- ・———・———・———(1964) Chemical composition of Pleozoic 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.
- 加藤 誠(1991) 日本の古生代ペルム紀単体サンゴの研究. 平成2年度科学研究費研究成果報告書. p.1-10.
- 川村寿郎(1990) 海岸部の古中生界 —とくにその堆積相について—. 文部省・特定研究「宮城県における地域自然の基礎的研究」, p.209-262.
- 北村 信(1967) 20万分の1宮城県地質図および同説明書. 宮城県, p.1-32.
- 小林貞一(1951) 日本地方地質誌, 総論. 朝倉書店, 365p.
- 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. *Jap. Jour. Geol. Geogr.*, vol.20, p.13-18.
- (1947) On the occurrence of *Seymourites* in Nippon and its bearing on the Jurassic palaeogeography. *Jap. Jour. Geol. Geogr.*, vol.20, p.19-31.
- ・Mori, K. (1954) Studies on the Jurassic trigonians in Japan, Part II. *Prosogyrotrigonia* and the *Trigoniinae*. *Jap. Jour. Geol. Geogr.*, vol.25, p.155-175.
- ・———(1955) The *Vaugoniinae* from the Kitakami Mountains in north Japan. On the Jurassic trigonians in Japan, Part III. *Jap. Jour. Geol. Geogr.*, vol.26, p.73-88.
- ・———・Tamura, M. (1959) The bearing of the trigoniids on the Jurassic stratigraphy of Japan —Studies on the Jurassic trigonians in Japan, VIII. *Jap. Jour. Geol. Geogr.*, vol.30, p.273-292.

- ・Tamura, M. (1955) The Myophorellinae from north Japan. Studies on the Jurassic trigonians in Japan, Part IV. *Jap. Jour. Geol. Geogr.*, vol. 26, p. 89-103.
- 小泉 齊 (1964) 気仙沼市岩井崎よりの三葉虫とその層位. 地学研究, 15巻, p. 47-52.
- 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, no. 9, p. 427-437.
- 黒沢 守 (1929) 陸前米谷・志津川付近の地質. 東北大地質古生物卒論 (MS).
- 馬淵精一 (1932) 北上山地南部田東山塊の層位に就いて. 東北大地質古生物卒論 (MS).
- Mabuti, S. (1933) Jurassic stratigraphy of the southern part of the Kitakami Mountainland, Northeast Japan. *Proc. Imp. Acad. Japan*, vol. 9, p. 313-316.
- (1935) On the occurrence of Stacheoceras in the Kitakami Mountainland, northeast Honshuu, Japan. *Saito Ho-on Kai Mus. Res. Bull.*, vol. 6, p. 143-149.
- Matsumoto, H. (1953) The Cretaceous System in the Japanese Islands. *Jap. Soc. Prom. Sci.*, P. 1-324
- Matsumoto, H. (1981) Developmental Process of Alluvial Coastal Plain related to the Holocene Sealevel Change. *Sci. Rep. Tohoku Univ.*, 7 ser. (Geography) vol. 31, p. 155-171.
- 湊 正雄 (1944) 薄衣礫岩の層位的位置及び登米海について. 地質雑, vol. 51, p. 83-90.
- 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, no. 2, p. 1-202.
- ・Gorai, M. and Hunahashi, M. (1965 ed) *The geologic development of the Japanese Islands*. Tsukiji Shokan, Tokyo, 442p.
- ・Hunahashi, M., Watanabe, J. and Kato, M. (1979 ed) *Variscan geohistory of northern Japan: The Abean orogeny*. Tokai Univ. Press, 427p.
- 箕浦名知男・鎌田耕太郎・加藤 誠 (1988) 雄勝町三疊系魚竜化石について. 日本地質学会第95年学術大会講演要旨, p. 292.
- ・小野慶一 (1991) 宮城県雄勝町産早期三疊紀魚竜について (1). 日本地質学会第98年学術大会講演要旨, p. 275.
- Minoura, N. and Ono, K. (1992) Scythian Ichtyosaur from the Kitakami Mountains, Northeast Japan. abstract of 29th Int. Geol. Cong. Kyoto, vol. 2, p. 351.
- 森 啓 (1989) 志津川町の地質. 志津川町誌. 第1巻, p. 101-176.
- Mori, K., Tazawa, J. and Kamada, K. (1990) Paleozoic and Mesozoic sequences in the Southern Kitakami Mountains. *The 3rd Int. Symp. Shallow Tethys Guidebook for Field Trip*, no. 2, p. 1-55.
- Morikawa, R. (1960) Fusulinids from the Iwaizaki Limestone. *Sci. Rep. Saitama Univ.*, ser. B., vol. 3, p. 273-299.
- 森川六郎・佐藤敏彦・柴崎達雄・品田 穰・大久保雅弘・中沢圭二・堀口万吉・村田正文・菊池良樹・田口享子・高橋幸蔵 (1958) 岩井崎石灰岩の再検討. 藤本治義教授還暦記念論文集, p. 81-

90.

守屋資朗(1969) 東北地方三陸沿岸の低変成岩. 岩鉱, vol.62, p.55-65.

Moriya, S. (1972) Low-grade metamorphic rocks of the northern Kitakami Mountainland. *Sci. Rep. Tohoku Univ.*, Ser.3, vol.11, p.239-282.

藻谷亮介(1991) 宮城県志津川町産出の大型魚竜化石について. 日本古生物学会第140回例会講演要旨. p. 36

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(既報). 化石, no.15, p.16-21, 1 tab.

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, Part1, Pelecypods and brachiopods of the Osawa and Fukkoshi formations. *Sci. Rep. Tohoku Univ.*, 2nd ser., Special vol., no.6, p.267-275.

————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・下山正一(1979) 北上山地におけるペルム系-三畳系境界付近の層序と先三畳系不整合. 熊本大学理学部紀要(地学), vol.11, p.11-31.

永井浩三(1940) 追波川北岸地域の地質. 東北大地質古生物卒論(MS).

Nakazawa, K. (1960) Two Permian nautiloids from Japan. *Jap. Jour. Geol. Geogy.*, vol.31, nos. 2-4, p. 121-127.

————(1964a) On the *Monotis tipica* zone in Japan. *Mem. Coll. Sci. Univ. Kyoto*, ser. B, vol.30, p.21-39.

中沢圭二(1964b) 上部三畳系 *Monotis tipica* 帯に就いて. 地質雑, vol.70, p.523-535.

————and Newell, N. D. (1968) Permian bivalves of Japan. *Mem. Fac. Sci. Kyoto Univ.*, ser B, vol. 35, p.1-108.

日本鉱業協会(1968) 日本の鉱床総覧(下巻).

小島郁生(1988) 東北日本の白亜系. 地球科学, vol.42, p.385-395.

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.

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.

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.

————(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.

————(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(1958a) 北上山地, 三疊系基底における凝灰岩について. 地質雑, vol. 64, p. 265-266.
- ・————(1958b) 上部三疊系皿貝層群について. 地質雑, vol.64, p.481-493.
- ・————(1959) 下部及び中部三疊系稲井層群について. 東北大地質古生物研邦報, no. 50, p.1-69.
- Onuki, Y. and Bando, Y. (1959) On some Triassic ammonites from the Isatomae Formation. *Jap. Jour. Geol. Geogr.*, vol.30, p. 97-103.
- ベルム・三疊系ワーキンググループ(1975) 日本におけるベルム・三疊系境界付近の層序と対比. 地質雑, vol.80, p.165-184.
- 坂上澄夫(1959) 岩井崎石灰岩の蘇虫化石. 地質雑, vol.65, p.457.
- Sakagami, S. (1960) *Hayasakapora*, a new Permian bryozoan genus from Iwaizaki, Miyagi Prefecture, Japan. *Trans. Proc. Palaeont. Soc. Japan, N.S.*, no. 39, p. 321-323.
- (1961) Japanese Permian Bryozoa. *Palaeont. Soc. Japan, Spec. Pap*, no. 7, P. 1-58.
- (1967) 日本の古生代蘇虫類の研究. *Contr. Cel. Prof. I. Hayasaka's 76th Birth.*, p.145-163.
- 佐藤正助(1985) 志津川物語. p.1-615.
- Sato, T. (1954a) Decouverte de Tmetoceras dans le plateau de Kitakami au nord du Japon. *Jap. Jour. Geol. Geogr.*, vol.24, p. 115-121.
- (1954b) *Hammatoceras de Kitakami, Japon. Jap. Jour. Geol. Geogr.*, vol.25, p.81-100.
- 佐藤 正(1956) 菊石化面にもとづいた日本下部ジュラ系対比. 地質雑, vol.62, p.490-503.
- Sato, T. (1957) Biostratigraphie de la serie de Shizukawa (Jurassique inferieur) du Japon septentrional. *Jour. Fac. Sci. Univ. Tokyo, ser. 2*, vol. 10, p. 313-350.
- (1958) Supplement a la faune de la serie de Shizukawa (Jurassique inferieur) du Japon septentrional. *Jap. Jour. Geol. Geogr.*, vol.29, p.153-159.
- (1962) Etudes biostratigraphiques des ammonites du Jurassique du Japon. *Mem. Soc. geol. France, nouv. ser.*, vol. 41, p.1-122.
- (1985) Guidebook to Japanese Jurassic. Circum-Pacific Jurassic Research Group. IGCP Project No.171. p.1-59.
- 佐藤 正・桂 雄三(1988) 北上山地志津川地方のジュラ系に見られる堆積構造. 地球科学, 42巻, p.336-345.
- 佐藤時幸(1986) 基礎誌「気仙沼沖」より産出した白亜紀石灰質ナンノ化石群集とその時代. 石油技術協会誌, 51巻, p.205-208.
- 佐藤喜男・鎌田耕太郎(1991) 歌津魚竜化石分布調査について. 日本古生物学会1992年年会講演要旨, p.55.
- 瀬川爾朗(1987) 海底の電磁気学的研究. 地学雑誌, vol.96, p.442-449.
- 柴田 賢(1986) 基礎誌「気仙沼沖」花崗岩コアの同位体年代. 地調月報, vol.37, p.467-470.
- Shibata, K., Matsumoto, T., Yanagi, T. and Hamamoto, R. (1978) Isotopic ages and stratigraphic control

- of Mesozoic igneous rocks in Japan. *Contr. Geol. Time scale, Amer. Assoc. Petrol. Geol.*, p.143-164.
- 柴田 賢・柳 哮・浜本礼子(1977) 北上山地中生代花崗岩・火山岩の年代. 岩鉱, vol. 72, p. 119-120
- 志井田功(1940) 宮城県気仙沼町近傍の地質に就きて. 東北大地質古生物研邦報, no.33, p.1-72.
- Shikama, T., Kamei, T. and Murata, M. (1978) Early Triassic ichthyosaurus, *Utatsusaurs hataiigen.* et sp. nov., from the Kitakami Massif, North-east Japan. *Sci. Rep. Tohoku Univ.*, 2nd Ser. (Geol.), vol. 48, nos.1-2.
- Shimizu, S. (1930) On some Anisic Ammonites from the Hollandites beds of the Kitakami Mountainland. *Sci. Rep. Tohoku Imp. Univ.*, 2nd ser., vol. 14, p.63-74.
- Sugiyama, T. (1942) Studies on the Japanese Conularida. *Jour. Geol. Soc. Japan*, vol.49, p.390-399.
- Takahashi, H. (1969) Stratigraphy and ammonite fauna of the Jurassic System of the Southern Kitakami Massif, northeast Honshu, Japan. *Sci. Rep. Tohoku Univ.*, 2nd ser., vol. 41, p.1-93.
- 竹谷陽二郎(1987) 宮城県気仙沼市大島より産する下部白亜系放射虫化石. 福島県立博物館紀要, 第1号, p.23-39.
- 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 in 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.
- ・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, p.126.
- ・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.
- ・正井義郎(1978) 牡鹿・雄勝地方の褶曲(その1), ジュラ紀層の褶曲形態. 地質ニュース, no.291, p.49-61.
- Tanaka, K. (1977) Cretaceous Systems. In Tanaka, K. and Nozawa, T. ed. *Geology and Mineral Resources in Japan*. p.182-206.
- Tazawa, J. (1975) Uppermost Permian fossils from the Southern Kitakami Mountains, Northeast Japan. *Jour. Geol. Soc. Japan*. vol.81, p.629-640.
- 田沢純一(1992) 東アジアの中期ペルム紀腕足類フォーナとその動物地理学的重要性. 地質雑, vol. 98, p.483-496.
- 天然記念物歌津魚竜化石産地保存対策緊急調査委員会(1992) 天然記念物歌津館崎の魚竜化石および魚

竜化石産地保存対策緊急調査報告書. P.1-26

- Terashima, S., Ando, A., Okai, T., Kanai, Y., Taniguchi, M., Takizawa, F. and Itoh, S. (1990) Elemental concentrations in nice new GSJ rock reference samples "Sedimentary rock series". *Geostand. Newsletter.*, 14, p.1-5.
- 徳山 明(1969) 登米地域の褶曲, 特に剪断褶曲とスレート劈開の生成機構について. 地質雑, vol. 75, p.77.
- 脇水鉄五郎(1894a) 陸前大島の中生層に就いて. 地学雑誌, vol.6, p.11-17
- (1894b) 陸前大島の中生層に就いて. (前巻の続き). 地学雑誌, vol.6, p.80-83.
- 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(1918) 日本三畳紀層の地質時代. 地質雑, vol.25, p.385-389.
- (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, no.260, p.55-70.
- and Mabuti, S. (1935) On two Upper Palaeozoic nautiloids from Japan and China. *Jap. Jour. Geol. Geogr.*, vol.12, nos.1-2, p.9-12.
- ・Shimizu, S. (1925) A new Lower Cretaceous ammonite, *Crioceras ishiwarai*, from Oshima, p.vince of Rikuzen. *Jap. Jour. Geol. Geogr.*, vol.4, p.85-87.
- ・————(1933) Triassic deposits of Japan. *Jap. Jour. Geogr.*, vol.10, p.87-98.
- 山岡一雄(1989) 日本の地質2. 東北地方 第7章 2-(3)鉞脈鉞床. p.196-199, 築地書館.
- 山下 昇(1957) 中生代(下). 地学双書Ⅱ, 地学団体研究会, 116p.
- Yokoyama, M. (1904) On some Jurassic fossils from Rikuzen. *Jour. Coll. Sci. Imp. Univ. Tokyo*, vol.18, p. 1-13.
- (1914) On a Jurassic ammonite from Rikuzen. *Jour. Geol. Soc. Japan*, vol.21, p.41-42.
- 吉田孝紀(1991) 粗粒砕屑物からみた南部北上帯中部～上部ペルム系堆積作用. 日本地質学会第98年学術大会講演要旨, p.127.
- ・川村信人・町山栄章(1992a) 南部北上帯ペルム系における砕屑物供給の変遷. 日本地質学会第99年学術大会講演要旨, p.119.
- ・町山栄章・加藤 誠・川村信人(1992b) 南部北上帯達曽部地域のペルム系層序の再検討. 地球科学, vol.46, p.97-104.

QUADRANGLE SERIES

SCALE 1 : 50,000

Akita (6) No. 71



GEOLOGY OF THE TSUYA DISTRICT

By

Kotaro KAMADA

(Written in 1992)

(ABSTRACT)

GEOLOGY

1. OUTLINE

The Tsuya district, a quadrangle of latitude 38°40'–38°50'N and longitude 141°30'–141°45'E, is located in the southernmost part of the Kitakami Mountains (Kitakami Sanchi), Northeast Japan. The east side of the district is characterized by rias coast that is facing the Pacific Ocean. A low relief erosion surface is developed in the district about 100m below.

In the geotectonic divisions the southern half of the Mountains belongs to the South Kitakami Belt and consists of Paleozoic and Mesozoic rocks 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, trilobites, brachiopods, gastropods, pelecypods, cephalopods. These strata are designated as the standard biostratigraphical successions in Japan.

In the Tsuya district, middle Permian to lower Cretaceous successions are distributed and consist mostly of clastic sediments, especially rich in muddy sediments, and have several uncon-

Table Summary of geology in the Tsuya district.

Geologic age			Stratigraphic division		
Cenozoic	Quaternary		Alluvium		
	Neogene	Pliocene	Toyomasawa Fm.	Undivided Pliocene deposits	
		Miocene			
Paleogene					
Mesozoic	Cretaceous	Late	Quartz diorite and porphyrite		
		Early	Oshima Group	Yokonuma Formation	
			Kanaegaura Formation		
		Jurassic	Late	Hashiura Group	(Sodenohama Formation)
	Middle		Arato Formation		
	Early		Shizugawa G.	Aratozaki Formation	
				Hosoura Formation	
				Nirano-hama Formation	
	Triassic	Late	Saragai G.	Chonomori Formation	
		Shindate Formation			
		Middle	Inai G.	(Rifu Formation)	
				Isatomae Formation	
Fukkoshi Formation					
Early	Osawa Formation				
	Hiraiso Formation				
Paleozoic	Permian	Late	Toyoma Formation	Tanoura Formation	
				Suenosaki Formation	
	Middle	Iwaizaki Formation			

formities associated with certain changes of sedimentary facies.

The Paleozoic and Mesozoic strata of the district are complicatedly deformed by folding and faulting. The Cyonomori and Daijyobo synclin from the north to the south are of largest structural elements. The axes of these folds has NNE-SSW trending. Compressive forces in approximate 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. These granitic intrusions have had a contact metamorphic effect on the surrounding rocks.

The younger sediments, Pliocene deposits of nonmarine facies rest sporadically on the older formation. Holocene alluvial deposits associated with marine deposits lie underground along rivers.

On the description of the stratigraphy, this district is subdivided as follows. Tsuya Area (northern part of the district), Utatsu Areas (southern part of the district).

2. PERMIAN

The Permian strata in the South Kitakami Belt is divided into the Sakamotozawa, Kanokura, and Toyoma Formations (or Series) as the standard stratigraphic division. These Permian strata are composed mainly of shallow marine clastics and are accompanied with carbonate rocks.

The Middle Permian Iwaizaki Formation and Upper Permian Toyoma Formation crop out in the Tsuya area of the district, and the upper Permian Suenosaki and Tanoura Formation are distributed in the eastern margin of the Utatsu area.

The Iwaizaki Formation, over 200m thick, corresponds to the Kanokura Formation. The Formation is comprised of mainly fossiliferous reef limestone. Its lowermost part consists of sandy slate which yields *Stacheoceras*. The limestone contains such marine fossils as fusulinids, corals, brachiopods, crinoids, cephalopods, ostracods, bryozoans and others. Morioka *et al.* (1958) distinguished *Monodioxodina matsubaishi*, *Pseudofusulina Paramotohashii*, *Lepidolina multiseptata* zones in ascending order (Ehiro, 1989) in the formation.

The Toyoma Formation, 450m thick, is represented chiefly by black slate. Its lower part is frequently interbedded and interlaminated with sandy slate and sandstone. This part also reveals slump folds and sandstone slump block showing slope-channel sedimentation. The Toyoma Formation is poor in fossils on the whole, but pelecypods, gastropods and plant fossils occur locally. The occurrence of *Araxoceras cf. kiangsiense* shows that the formation is correlated with the Wuchiapingian Stage (lower-middle Dzhulfian) in southern China.

Suenosaki and Tanoura Formation in the Utatsu area correspond to the Upper Permian Toyoma Formation. They are represented chiefly by black sandy slate and slate, and frequently interbedded with sandstone and pebbly mudstone. The basal part of the Tanoura Formation contain thick interbedded sandstones with fossil and rests conformably on the Suenosaki Formation. Coarse clastic facies in these formations are regarded as channel fill deposits in a slope environment (Kamada, 1992). Pebbly mudstone and sandy slate in the Suenosaki Formation yields *Timorites*, *Araxoceras*, *Prototoceras* and gastropods and pelecypods. Calcareous nodules in the basal part of the formation contain *Lepidolina kumaensis*, *L. multiseptata*. Slate, sandstone and

pehhly mudstone in the Tanoura Formation yield pelecypods, gastropods, *Palaeofusulina*, *Colaniella* aff. *inflata*. The slate of this formation shows characteristics of strong slaty cleavage and is famous for roofing slate.

3. TRIASSIC

The Triassic, Scythian to Anisian Inai Group, is widely distributed in this district. The Inai Group is made 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 five stratigraphic units, the Hiraiso, Osawa, Fukkoshi, Isatomae, and Rifu Formations in ascending order. But the Rifu Formations is distributed outside and the other Formations in the group crop out in the southern Kitakami Moutains. The group is more than 2500 m in total thickness.

The Hiraiso Formation, 170 to 200m thick, consists mainly of coarse- to medium-grained sandstone with conglomerate at the basal parts of the formation. The main part of the Formation is composed mainly of sandy mudstone with storm sheet sandstones. These storm generated deposits abound in bivalves such as *Eumorphotis*, *Entolium*, *Gervilleia*, *Pecten*, etc. (Bando, 1964). The Osawa Formation is 360m thick and is mainly composed of calcareous streaky slate with intercalations of dark greenish or grayish sandstone. This formation yields a fauna of ammonoids, pelecypods, brachiopods and reptiles. From the occurrence of *Arnautoceltites*, *Columbites*, *Subcolumbites*, *Prenekites*, *Eophyllites*, *Leiophyllites* etc. The geologic age of the formation is assigned to late Scythian of Triassic, namely from Columbitan to Prohunganritan (Bando & Shimoyama, 1964).

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 with conglomerate in the upper part. The vertical variation of sedimentary features and facies association indicated the formation was deposited as a progradational submarine fan (Kamada, 1984).

The Isatomae Formation, more than 1,800m in thickness, is mainly composed of laminated sandy slate with thin intercalations of calcareous sandstone. The sandy slate is characterized by remarkable bioturbation. *Hollandites*, *Leiophyllites*, “*Danubites*”, *Stria* etc. are found in this formation (Onuki & Bando, 1956). From these fossils, this formation is assigned to the Anisic of Middle Triassic.

The upper Trissic Saragai Group is subdivided into the Cyonomori and Shindate Formation in ascending order in the district. The Shindate Formation rests unconformably on the Lower to Middle Triassic Inai Group.

The Shindate Formation, 110–230m in thickness, is composed of coarse- to medium-grained sandstone with conglomerate and coaly shale in the lower part. The sandstone in the upper part of the formation is interlaycred with acid tuff layers in the Utatsu area.

The Cyonomori Formation, 150–300m in thickness, consists of sandy mudstone and mudstone with sandstone in the lower part of the formation. These mudstone facies are characterized by bioturbation. This formation abounds in bivalves such as *Monotis scutiformis*, *M. ochotica*, *M. zabaikalica*, with *Neoschizodus*, *Oxytoma*, *Tosapekten*, *Dictyoconites*, *Placites*, *Arcestes*, *Rhacophyllites* (Ando, 1986). Nakazawa (1964) reported that the formation corresponds to Norian by *Monotis* fauna.

4. JURASSIC

The Lower Triassic to Lower Cretaceous strata of the South Kitakami Belt occur in three meridional subbelts: the Western, the Middle and the Eastern Subbelts. The Jurassic strata in the Utatsu area belong to the Western Subbelt, and the Cretaceous in the Oshima at the north central part of the district belong to the Middle Subbelts. The Jurassic sequences in the Utatsu area are divided into two groups, the Lower Jurassic Shizugawa Group and Middle to Upper Jurassic Hashiura Group. The Shizugawa Group covers the Middle Triassic Isatomae Formation with an unconformity and consists of two formations, the Niranohama and the Hosoura Formation in ascending order.

The Niranohama Formation, 130 m thick, consists of sandy shale with a subordinate amount of fine-grained sandstone. The formation is restricted only to the eastern parts of the "Jurassic basin" of the Utatsu area. Very abundant fossils of bivalves and gastropods are contained in the formation. They are represented by *Burmesia japonica*, *Geratrigonia hosourensis*, *Trigonia senex*, *Meleagrinnella* and others (Hayami, 1961a).

The Hosoura Formation, more than 135m in thickness, consists of wellbedded and abundant laminated sandy shale in the lower part. In the upper part of the Formation, thick bedded sandy shale is found with sandstone. This Formation contains many ammonites such as *Schlotheimia*, *Arnioceras*, *Harporoceras*, *Tmetoceras*, *Hosoureites*, *Hanmmatoceras*, *Planamntoceras*, etc. (Sato, 1962) in addition to bivalves. These ammonites indicate Sinemurian to Aalenian dating.

The Hashiura Group covers the Lower Jurassic Shizugawa Group unconformably. The group shows two sedimentary cycles in major scale and is divided into the Aratozaki and the Arato Formations in the Utatsu area. The aratozaki Formation, 55 m thick, consists of pebble-conglomerate, medium to fine-grained sandstone, sandy shale and shale from the base upward. This formation shows a noticeable lateral variation in lithofacies and thickness and becomes thinner to the north. The basal conglomerate and the sandy shale yield the following bivalves, *Inoceramus morii*, *Trigonia sumiyagura*, *Vaugonia yokoyamai* and others.

The Arato Formation, 130m thick, is represented chiefly by black sandy shale and is characterized by bioturbation. *Leptosphinctes*, *Cadomites*, *Idoceras*, *Parkinsonia*, *Holcophylloceras*, *Calliphylloceras*, *Thysanolytoceras*, *Nannolytoceras* are found in this formation in the type locality (Sato, 1962). From these fossils, this formation is assigned to the Bajocian to Callovian. It is notable that *Keplerites* (*Seymourites*) sp. from this Formation (Kobayashi, 1947) belongs to boreal fauna similar to the some species reported from Siberia or Alaska.

5. EARLY CRETACEOUS

The Oshima Group, middle Early Cretaceous, consists of the Kanaegaura Formation below and the Yokonuma Formation above. The group is the youngest sediments in Paleozoic to Mesozoic continuous sedimentary sequences of the district.

The Kanaegaura Formation, 380 m in thickness, predominates of augeite andesite and their pyroclastic rock. This formation is dated 122 m.y. by the K-Ar method.

The Yokonuma Formation, more than 240 m in thickness, is composed of mudstone and sandstone with limestone and tuffaceous sandstone. The mudstone of this formation shows slaty

cleavage. This formation yields a fauna of ammonoids, pelecypods, gastropods, and corals. From the occurrence of *Crioceratites ishiwarai* the geologic age of the formation is assigned to the Hauterivian to Barremian (Yabe & Shimizu, 1925).

6. INTRUSIVE ROCKS

Several plutonic masses and many porphyrite dikes of the Early Cretaceous age are intruded into the Permian and Mesozonic strata.

Hornblend biotite granodiorite is distributed at the Oinosu in the Tsuya area as small stock intruding into the Middle Triassic Isatomae Formation. Quartz diorite crops out in the vicinity of Hayashinosawa and Utatsuzaki. They intrude into the Upper Permian Suenosaki Formation, Lower to Middle Triassic Inai Group. The Mesozoic sedimentary rocks close to the contact with the masses are thermally metamorphosed to biotite hornfels.

Many but small porphyrite dikes are exposed at Numerous places and their mineral composition is various. Among the dikes, hornblende porphyrite is very abundant, and frequently shows occurrence like sheet.

7. CENOZOIC

Pliocene Toyomasawa Formation is distributed in the northwestern part of the district, unconformably covering basement rocks of the Triassic age. Toyomasawa Formation, more than 15 m in thickness, is composed mainly of conglomerate with tuff, mudstone, sandstone and lignite. The fission track dating of zircons separated from the tuff are 3.3 ± 0.3 Ma and 3.2 ± 0.4 Ma. The formation is correlative with upper part of the Sendai Group. Undivided Pliocene deposits are sporadically and narrowly exposed at several points in this district. These deposits, several meters in thickness, consist of semi-consolidated gravel, sand and silt intercalated with sand which originated mainly from fluvio-shallow marine.

Quaternary fluvial terrace deposits are not found in the district. Holocene alluvial deposits (Alluvium) are made up of buried valley sediments which were deposited during the time of sea level rise after the Wurm Glacial Age and the Recent sediments. The Recent sediments are unconsolidated and form the flood-plain deposits along rivers, sand beach with beach ridge along seashore and bay-head beach and bay-head barrier with marsh deposits at Koizumi Bay.

ECONOMIC GEOLOGY

The mineral deposits in this district are only gold-bearing quartz veins which are genetically in a close connection with Early Cretaceous quartz diorite.

Oya Mine located south of Mt.Chonomori in the Tsuya area was the largest gold producer in Japan. The major workable deposits concentrate in a mesothermal vein trending in the N-S direction, situated in the sandy slate with sandstone in the Middle Triassic Isatomae Formation. The mines and the smelter were operated until April 1976. Other gold mines in the area are also closed at present.

文献引用例

鎌田耕太郎 (1993) 津谷地域の地質. 地域地質研究報告 (5万分の1地質図幅), 地質調査所, 70 p.

BIBLIOGRAPHIC REFERENCE

Kamada, K. (1993) *Geology of the Tsuya district*. With Geological Sheet Map at 1 : 50,000, Geol. Surv. Japan, 70 p. (in Japanese with English abstract 6 p.)

平成 5 年 3 月 23 日 印 刷

平成 5 年 3 月 26 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 小 宮 山 一 雄

印刷所 小宮山印刷工業(株)

東京都新宿区天神町78

© 1993 Geological Survey of Japan