

宮城県歌津地域の上部三疊系皿貝層群について

安 藤 寿 男

On the Upper Triassic Saragai Group in the Utatsu Area of
Miyagi Prefecture, Northeast Japan

Hisao ANDO

Abstract: The Upper Triassic Saragai Group is distributed in five areas in the Southern Kitakami Mountains, namely Mizunuma, Hashiura, Utatsu, Tsuya-Kesenuma, and Ofunato areas northward. Among them, in the Utatsu area, the group is typically exposed out only along the east wing of the Shizukawa Syncline which is characterized by asymmetrical and low-dipped wings, and a meridional axis plunging southward. This syncline, including the Middle Triassic Isatomae Formation, Inai Group to the Middle-Upper Jurassic Hashiura Group, is cut by NW or WNW to SE or ESE transverse faults and NNE to SSE faults slightly oblique to the axis. The northern blocks relatively had fallen against the south along the transverse faults, in general.

The Saragai Group clino-unconformably overlies the Anisian Isatomae Formation of the uppermost unit of the Lower to Middle Triassic Inai Group. It is covered with the basal conglomerate of the Hettangian Niranoama Formation, Lower Jurassic Shizukawa Group, with slight disconformity.

The Saragai Group is lithologically divided into two formations, which are now named the Hiramatsu and Saragaizaka Formations after local names in this area.

The lower, Hiramatsu Formation, is mainly composed of massive, medium- to coarse-grained, micaceous, arkosic sandstone. The upper part subordinately bears some coaly beds, thinly interbedded mudstone and sandstone layers, and white acid tuff. This formation contains no fossils except plant fragments and is thought to be non-marine.

The Saragaizaka Formation is mainly composed of lithic to arkosic, coarse- to fine-grained sandstone and sandy mudstone. The lowest part contains no *Monotis* but *Dictyoconites nipponicus*, *Tosapecten*, *Oxytoma* rarely. The other part shows very exclusive occurrence of *Monotis* shells, rarely with only a few other marine bivalves such as *Oxytoma*, *Palaeoneilo*?, and *Halobia*, and brachiopods and stems of crinoids. The Saragaizaka Formation is obviously shallow-marine deposits, probably inner bay ones, caused by the sea transgression after the deposition of the Hiramatsu Formation.

Four *Monotis* zones can be recognized: *Monotis scutiformis*, *M. ochotica densistriata*, *M. ochotica ochotica* and *M. zabaikalica* Zones in upward sequence. Each of them is composed of only one species, except *M. zabaikalica* Zone in which a few individuals of *M. mabara* accompany.

Several white acid tuff layers in the upper part of the Hiramatsu Formation indicate a line of evidence for the Late Triassic volcanic activity in the Southern Kitakami Mountains. It is supported by a large amount of volcanic rock fragments in grains content of sandstone from the Saragaizaka Formation to the lower part of the Niranoama Formation, Shizukawa Group.

はじめに

南部北上山地の中古生界は北部北上山地とは対照的にむしろ単純な3列の向斜列を成して分布する。とりわけ三疊系は最も広く分布し、中下部三疊系稲井層群と上部

三疊系皿貝層群に分けられている(市川, 1951)。南部北上山地は日本における海成三疊系の古典的好フィールドとして NAUMANN (1881) 以来幾多の研究者が足跡を残してきた。小貫・坂東 (1958, 1959), BANDO (1964) によって総括的研究がなされ、層序, 生層序, 古生物学

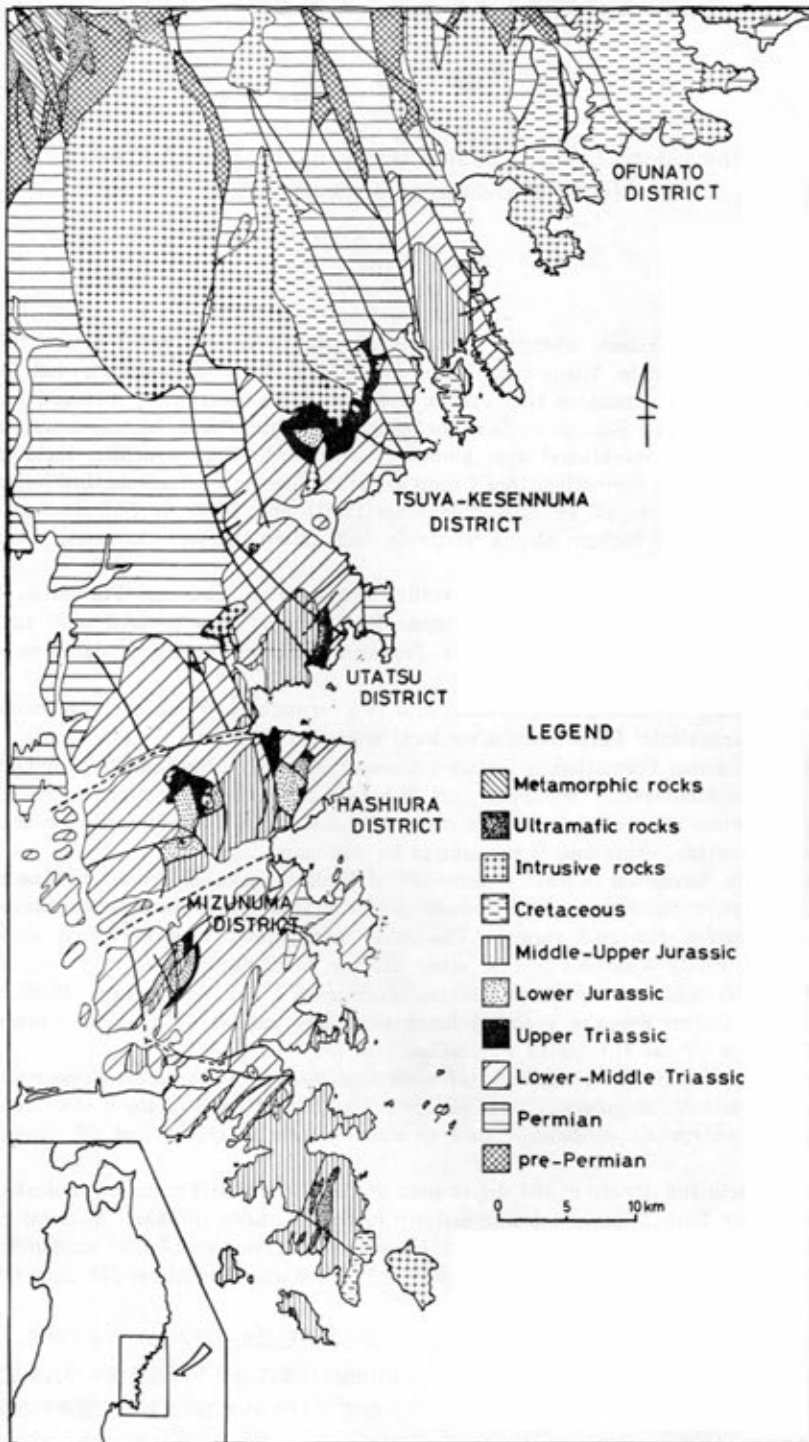


図1 南部北上山地における血貝層群およびその相当層の分布

といった観点の研究はひとつの完成期に達した。これらの研究史は小貫(1969, 1981)によくまとめられている。最近では鎌田(1979, 1980, 1983, 1984)が稲井層群の層序学及び堆積学的研究を行い、地質学的情報は飛躍的に増大した。稲井層群については分布が広く露出に恵まれることから研究が多いのに対し、皿貝層群の方は分布・露出条件が悪く、小貫・坂東(1958)以降まとまった研究例はない。

著者は日本産 *Monotis* の古生物学的研究(安藤, 1983, 1984, ANDO in press)の一貫として1980年から82年にかけて、皿貝統の模式地である歌津地域、津谷・気仙沼地域の地質調査を行った(安藤, 1982)。本報告では歌津地域の地質、特に皿貝層群の層序・層相について詳報す

る。

地質概説

南部北上山地の皿貝層群は中生代向斜列の西列(志津川-橋浦列)に4地域、そして東列(大船渡列)の1地域に分布する(図1)。即ち南より水沼(速水, 1959), 橋浦(加瀬, 1979), 歌津(小貫・坂東, 1958), 気仙沼(神戸・島津, 1961)及び大船渡(金川・安藤, 1983)である。西列では稲井層群に囲まれる一方でジュラ系を囲むように或は接して分布するが、面積は概して狭少である。水沼、橋浦地域では本層群の下部層のみが分布するが、歌津、津谷・気仙沼地域では *Monotis* を産出する海成上部層もよく露出する。大船渡地域の *Monotis*

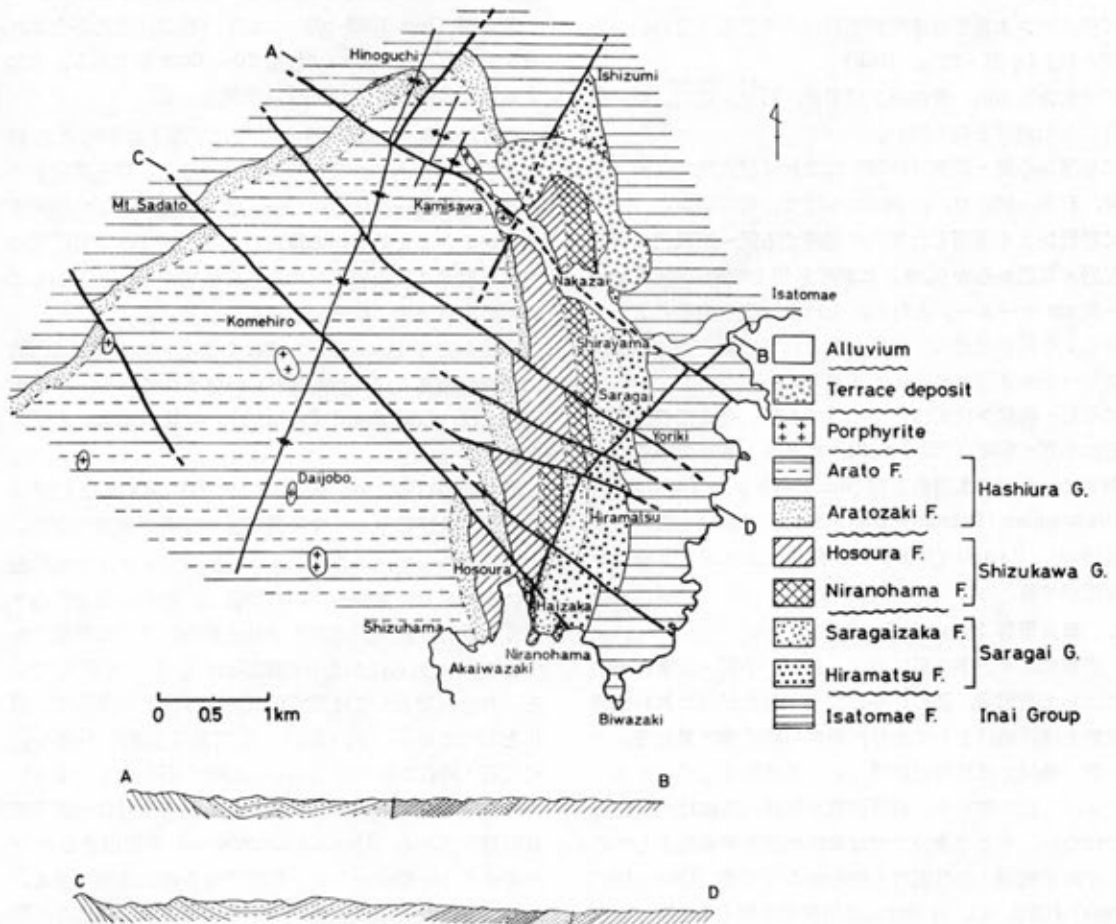


図2 歌津地域の地質図及び地質断面図

層(明神前層:金川・安藤, 1983)は火山噴出物に富み, *Monotis* も凝灰質礫岩中の凝灰質砂岩礫から産出しており, 西列の皿貝層群とは岩質上かなり異なる。

調査地域は本吉郡歌津町伊里前より西方約 6.5×6 km の地域である(図 2)。北北東方向の比較的単純な南に開いた半盆状の向斜構造に支配されて中部三疊系稲井層群伊里前層, 上部三疊系皿貝層群(平松層, 皿貝坂層), 下部ジュラ系志津川層群そして中部ジュラ系橋浦層群が分布する。但し皿貝層群・志津川層群は向斜の西翼部には分布しない。各層群は軽微な傾斜不整合或は非整合で境される。

層 序 各 論

1. 稲井層群伊里前層 (Isatomae Formation, Inai Group)

<模式地>本吉郡歌津町伊里前南方の海岸(管の浜から董の浜)^(小貫・坂東, 1959)

<分布>董の浜, 管の浜, 伊里前, 石泉, 弘川。皿貝層群以上の地層を取り囲む。

<層厚>小貫・坂東(1959)によれば模式地では約 800 m, 石泉, 種の口, 田東山^(たつがやま)にかけては約 1300 m。

<岩質>よく成層した葉理の発達する灰~暗灰色の砂質泥岩・頁岩からなり, まれに細粒砂岩との薄互層(数 mm ~数 cm オーダー)となる。しばしば底生生物による生物じょう乱が発達して葉理が乱されている。本地域ではスレートへき開はほとんど発達しない。

<化石・時代>化石は非常に希である。今までの産出化石は小貫・坂東(1959, p. 21)にリストされている。本調査では石泉の本層最上部(loc. 4077)より *Balatonites kitakamicus* (DIENER) が得られた。これは小貫・坂東(1959), BANDO(1964)の時代論によればアニシアンを指示する。

2. 皿貝層群 Saragai Group

岩質により上下 2 層に分けられる。小貫・坂東(1958)によって新館層, 長の森層に二分されたが, これらは模式地を津谷地域としており, 層群の模式地と異なる。また津谷地域では花岡岩類貫入による熱変成を受けホルンフェルス化しており, 岩質記載が歌津地域に比べて容易ではない。そこで本論文では歌津地域を模式地としてそれぞれ平松層, 皿貝坂層と呼称する(安藤, 1982, 1983, 1984)(図 3, 4)。分布は志津川向斜東翼(董の浜~平松~皿貝~中在~石泉)に限られる。ただし中在から石泉南方では一部高位段丘堆積物(砂・礫)に覆われる。

a) 平松層 Hiramatsu Formation

<模式地>本吉郡歌津町平松

<層厚>董の浜付近で約 230m と最も厚く北に向かって減じ, 石泉では 110m となる。

<岩質>下部から中部は灰緑~灰色の, アルコース質で雲母類をかなり含む塊状~厚層, 中~細粒砂岩を主体とし, 時に細礫混じりとなる。基底礫岩は見られない。時々平板型の斜交層理が見られる。平松南方では, (loc. 2040), 赤みを帯びた細~中粒砂岩と泥岩の薄互層(約 2 m)がある。砂岩はよく淘汰され, 泥岩は凸側を下にした破片状の干割れ(mud crack)状構造を呈する。時々数 mm 厚の炭質物に富む黒色泥岩薄層を含む。

中部から上部層にかけては厚層砂岩に粘土鉱物を多く含む灰色砂質泥岩, 炭質泥岩, 灰白~白色酸性凝灰岩を挟在し, 層厚変化と同様, 岩質の側方変化が著しい。

董の浜(loc. 1009-10)では約 10 枚の凝灰岩が含まれ, 最大 6 m 厚を除けばいずれも 20~30cm 厚である。また 1 m 以下の炭質泥岩が 6 枚以上見られる。

模式地平松(loc. 2009-18)では層厚 3 m を超える炭質泥岩が 3 枚あり, 最大 15m 厚に達する。粘土鉱物を多く含むために一部は耐火粘土(歌津粘土)として採掘されている。また約 7 m の細粒砂岩・泥岩或は炭質泥岩の有律互層, 2 枚の約 5 m の白色凝灰岩がある。しかしこれらの炭質泥岩, 凝灰岩の連続性は悪い。

平松の北方(loc. 3054)では 2 枚のレンズ状炭質泥岩に黄鉄鉱結晶(径 1 cm 以下)が含まれている。また凝灰岩には glass shard の bubble wall texture も見られた。

最北部の石泉(loc. 4076)では層厚 20cm と約 2 m の凝灰岩及び数十 cm の炭質泥岩の分布が確認できた。

平松層の砂岩は一般にアルコース質アレナイトで中程度に淘汰された亜角~亜円の斜長石, 微斜長石を含むアルカリ長石, 石英が方解石や粘土鉱物によって膠結されている。これらはかなりの絹雲母化を受け変質している。有色鉱物としては黒雲母(3~5%)が優勢で, 岩片としてはチャート, 泥岩そして酸性凝灰岩が多い。<化石・時代>植物片を除いて動物化石を全く含まないので正確な時代は不明。しかし次に述べる整合一連の皿貝坂層下部から *Monotis scutiformis* が産出するのを考慮すると中期ノーマン以前であるのは確定できる。しかし下限がどこまで及ぶのかを確定する証拠は今の所ない。従来どおりおそらくカーニアンにおよぶと推定しておく。

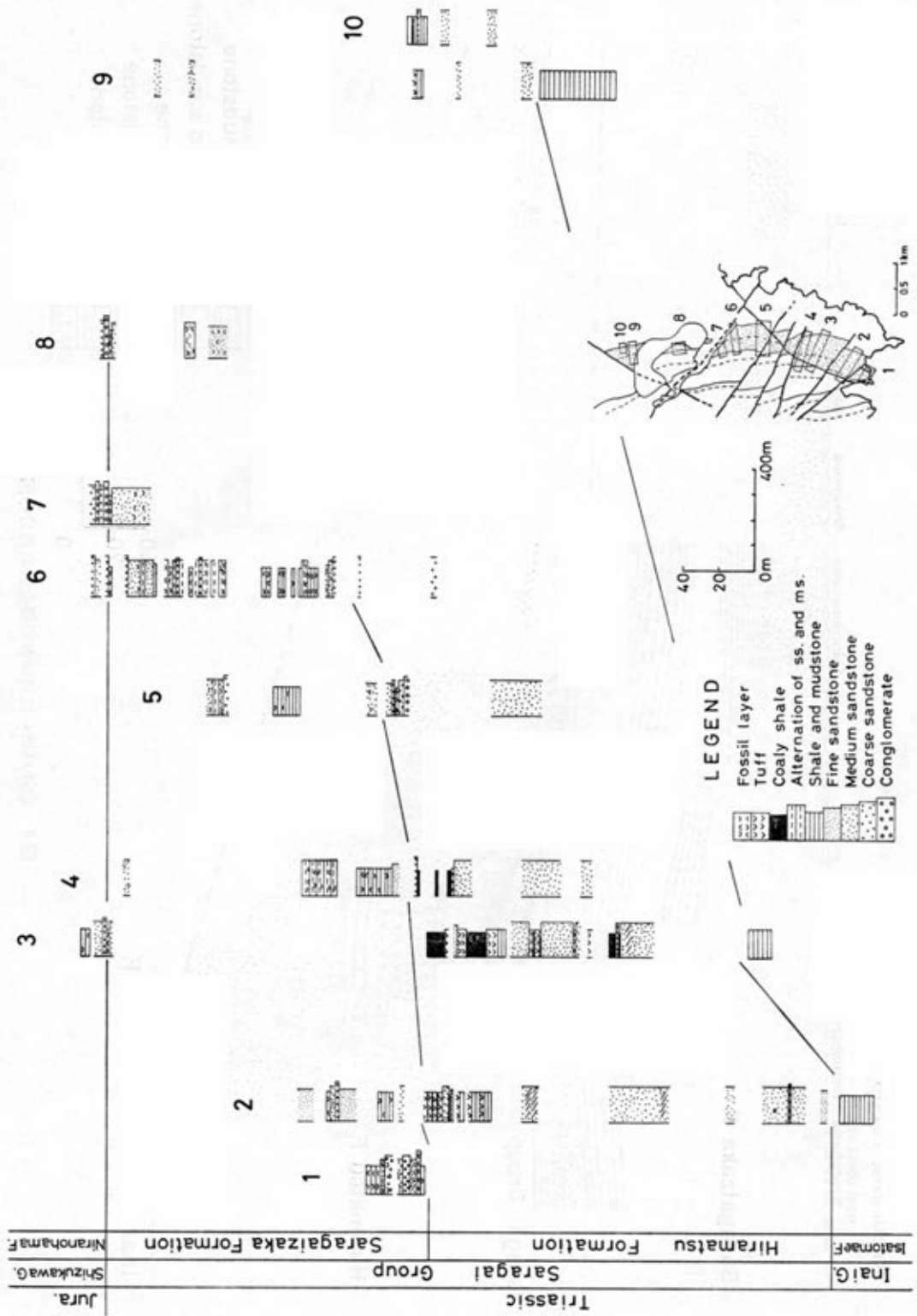


図3 歌津地域の皿貝層群地質柱状対比図

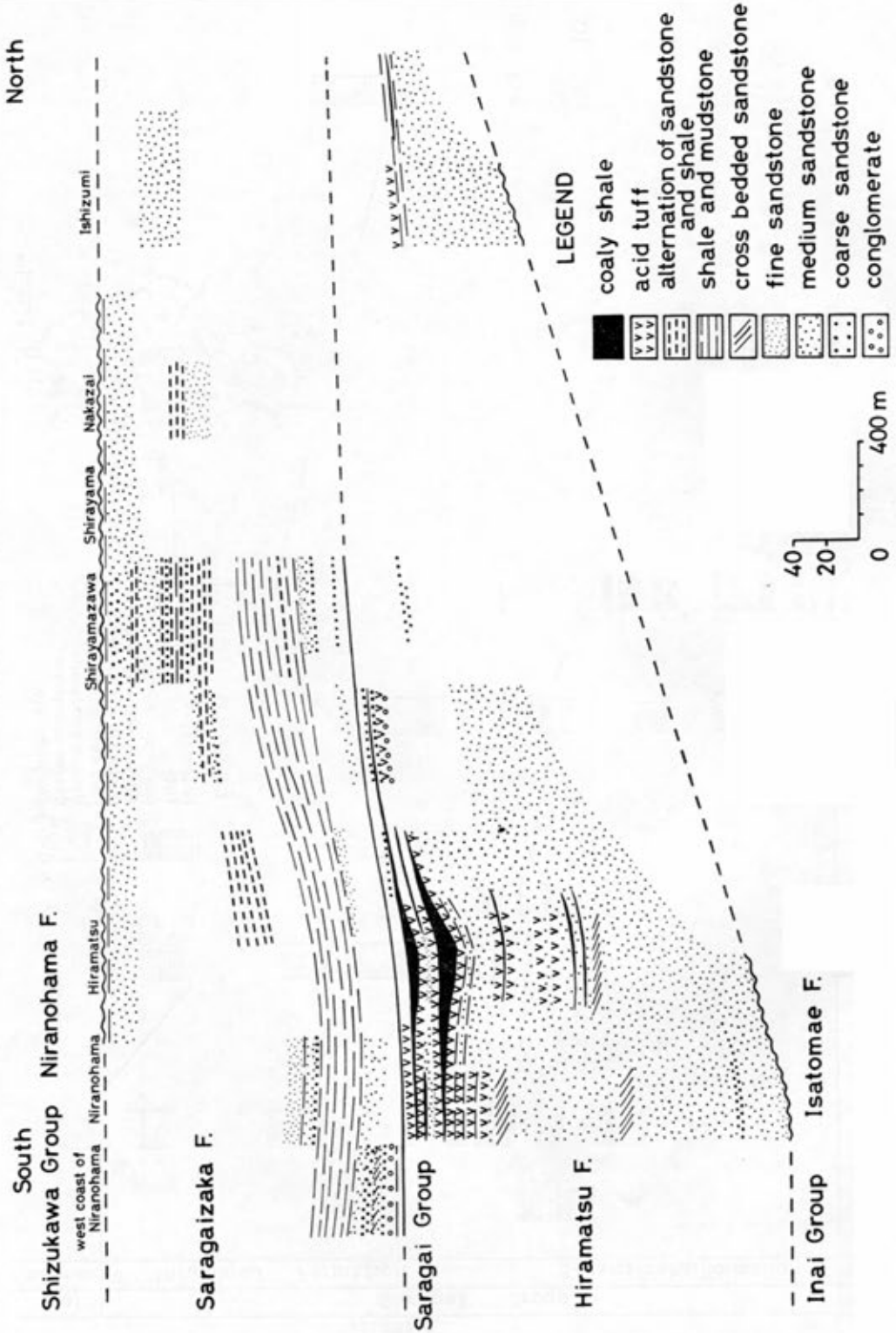


図 4 歌津地域の皿貝層群の概念的岩質分布図

b) 皿貝坂層 Saragaizaka Formation

<模式地>本吉郡歌津町皿貝坂(伊里前西南方国道45号線沿い)。NAUMANN (1881) が日本で初めて *Monotis* を発見した地になむ。ただし現在では大部分が落石防止のコンクリートで覆われている。北方の小沢の白山沢しろやまの方が露出に恵まれる。

<層厚>平松付近では約150m, 白山沢で約130m, 石泉で約100mと北方ほど薄い。

<岩質>灰~緑灰色の石質~アルコース質, 中~粗粒砂岩及び黒~暗灰色砂質泥岩を主体とする。平松層との境界部は露出していないが最下部及び下部は葦の浜西海岸 (loc. 1150) と葦の浜西のハイ坂 (loc. 1051) で, 下部以上は白山沢 (loc. 3201-13) でよくみられる。標準層序は上位より以下の通り。

— 平行不整合 —

- 1) 海緑石を含む暗灰緑~黒色砂質泥岩。 *Monotis zabaikalica* の密集層。細浦北, 白山沢, 白山, 中在北とよく追跡できる。 30~150m
- 2) 塊状, 厚層の中~粗粒砂岩。まれに薄い泥岩を挟む。 *M. zabaikalica* が散在し, 2枚の密集層(20~50cm)を挟む。斜交層理はみられない。 30m
- 3) 暗灰色石灰質砂質泥岩。 *M. ochotica ochotica* の密集層。 5m
- 4) 細~中粒砂岩(20~150cm)と砂質泥岩薄層(数~30cm以内)の互層。時々1m以上の粗粒砂岩, 数十cmの暗灰色砂質泥岩を含む。 *M. ochotica ochotica* の密集層(~30cm)と散在層とが交互する。 30m
- 5) 灰~暗灰色成層砂質泥岩。 *M. ochotica densistriata* が密集散在する。 20~40m
- 6) 一部細礫を含む粗粒から中~細粒砂岩。下部には礫質粗粒砂岩(2~4m)があり, 黒~灰色の泥岩・砂岩円礫を含む。その上位の4m厚の中~細粒砂岩は斜交層理を呈する。これより上位の中~粗粒砂岩は時々海緑石が密集し, *M. scutiformis* を散点的に含む。この砂岩の上部には80cm厚の砂質石灰岩があり, *M. scutiformis* の殻が極度に密集した特異な地層である(安藤, 1984, pl. 2, fig. 12)。下部の砂岩にはベレムナイト類の *Dictyoconites japonicus* SHIMIZU and MABUTI や, アンモナイト類の *Placites*, *Arcestes*, *Rhacophyllites*, 二枚貝の *Neoschizodus* が希に産する。 20~40m
- 7) 暗灰色砂質泥岩。 *Oxytoma*, *Tosapecten suzukii* を希に産する。 3m

皿貝坂層の砂岩は主に雲母類をかなり含む(3~10%)石質~アルコース質アテナイト~ワッケから成る。岩片は酸~中性凝灰岩・火山岩(3~10%)やチャートが多い。本層の砂岩は平松層と比べるとかなり淘汰が悪く泥質基質に富み未成熟である。

3. 志津川層群 Shizukawa Group

下部ジュラ系の志津川層群は皿貝層群と同様志津川向斜東翼に狭少な分布をする。ただし樋の口 (loc. 5080) には下部層の葦の浜層の小分布がある。葦の浜層, 細浦層に二分されているが岩質の記載は SATO (1957), HAYAMI (1961a) に詳しい。本層群は皿貝層群に非整合でのり, 中上部ジュラ系橋浦層群と同じく非整合で覆われる。前者は白山(図5), 後者は荒砥崎, 権現浜, 赤岩崎で観察される(HAYAMI, 1961a, fig. 4)。

a) 葦の浜層 Niranohama Formation

<模式地>本吉郡歌津町葦の浜西海岸(HAYAMI, 1961a)
<層厚>HAYAMI (1961a) によれば模式地では約60mであるが, 本調査では寄木~白山沢~白山付近で80~100mとみなされる。

<岩質>最下部(10~20m)は極細礫基底礫岩(80cm~1m)に始まり, 成層した(10数cm~1m)青灰色~灰緑色粗粒~細粒砂岩からなり, 時々15cm以内の暗灰色泥岩を挟む。この砂岩は細浦北方から中在北方へ追跡できる。中在北方 (loc. 4056) では基底礫岩の上に約2mの海緑石粗粒砂岩が見られる。

下部は黒~暗灰色砂質瀝青質泥岩及び細粒砂岩で HAYAMI (1961a) の Nsl に相当する。

最下部の砂岩は中程度に淘汰されたアルコース質アテナイトであるが酸性凝灰岩片・雲母片を少なからず含む。この点では皿貝坂層に類似し, 本層中部以上の砂岩とは異なる。本層の砂岩は上位ほど淘汰, 粒子組成の点で成熟度が高くなる。

前述した樋の口での本層の小分布 (loc. 5080) は, 岩質上橋浦層群荒砥崎層と類似し, 構造上からも荒砥崎層と解釈した方が調和的である。しかし産出する二枚貝化石の構成は葦の浜層のそれである。化石産地は一ヶ所だけであるが, 今の所葦の浜層の独立した小分布と考えておく。

<時代・化石>本層からは汽水生~類海生二枚貝が多産することがよく知られている。HAYAMI (1961a, c) によって二枚貝群の特性, 時代論が論じられている。

下部層では *Eomiodon*, *Bakevellia*, *Yokoyamaia*, *Isognomon*, *Geratrigonia* などの汽水生~類海生二枚

貝を多産する。一方上部層では、*Vaugonia*, *Paralleledon*, *Coelastarte* を代表する類海生二枚貝群で特徴付けられる。

上部層からは *Alsatites* 様のアンモナイト *Yebisites onoderai* MATSUMOTO (1956) が産出しており、これはヘッタンギアンを指示する。従って本層は下部ライアス統ヘッタンギアンと推定される。

b) 細浦層 Hosoura Formation

<模式地>本吉郡志津川町細浦及び権現浜
<層厚>佐藤 (1956)・SATO (1957), HAYAMI (1961a) はそれぞれ 155m, 135m と算定。

<岩質>主に暗灰色のよく成層した砂質頁岩から成り、時折細粒砂岩を挟む。上部は石灰質団球を含む塊状泥岩となる。

<化石・時代>細浦層はアンモナイトが卓越し、佐藤 (1956), SATO (1957, 1962) によって Hi, Ha, Hl, Hh の4帯に細分された。

即ち Hi: アンモナイトの産出しない帯

Variamussium 帯 (HAYAMI, 1961a)

Ha: *Arnioceras* 帯

Hl: *Hosoureites ikianus* 帯

Hh: *Planammatoceras hosourense* 帯

である。指示する時代は Ha がシネムリアン, Hl がトアルシアン, Hh がアアレニアンである。

4. 橋浦層群 Hashiura Group

中上部ジュラ系橋浦層群は志津川向斜の中心部に広く

分布する、3累層即ち荒砥崎層、荒戸層、袖の浜層からなる地層群である。東翼では志津川層群に非整合でのるのに対して、西翼では稲井層群に比較的軽微な傾斜不整合でのる。調査地域では袖の浜層は露出しない。

a) 荒砥崎層 Aratozaki Formation

<模式地>本吉郡志津川町荒砥崎

<分布>赤岩崎, 細浦, 中在西, 穂の口, 上沢西, 米広北, 貞任山, 新井田川上流。南方に開いた馬の蹄状に分布する。

<層厚>赤岩崎では最上部が走行断層に切られているが50m以上。細浦北方で90m。白山から中在南では50m以下。向斜北翼の穂の口, 上沢西では最大180mに達する。従って層厚は側方変化する。

<岩質>主に灰~青灰色の塊状から成層した中~粗粒砂岩より成り、場所によって斜交層理を呈したり、礫岩・礫質砂岩となる。岩質の側方変化は顕著である。赤岩崎では最上部に黒色瀝青質泥岩(3m)が見られるが、外での分布は認められない。上沢西 (loc. 5216) では上部にフリッシュ型の有律互層が(10m)が認められる(滝沢, 1978)。

b) 荒戸層 Arato Formation

<模式地>本吉郡志津川町荒砥 (HAYAMI, 1961a)

<層厚>HAYAMI (1961a) によれば約350m

<岩質>主に黒~暗灰色の単調な泥岩・頁岩から成り、頻りに細粒砂岩薄層を含む。下部100mは特に砂岩薄層が多く、細互層を成し一部フリッシュ相を呈する。赤岩崎では小規模なスランブ構造、コンポリュート葉理等が

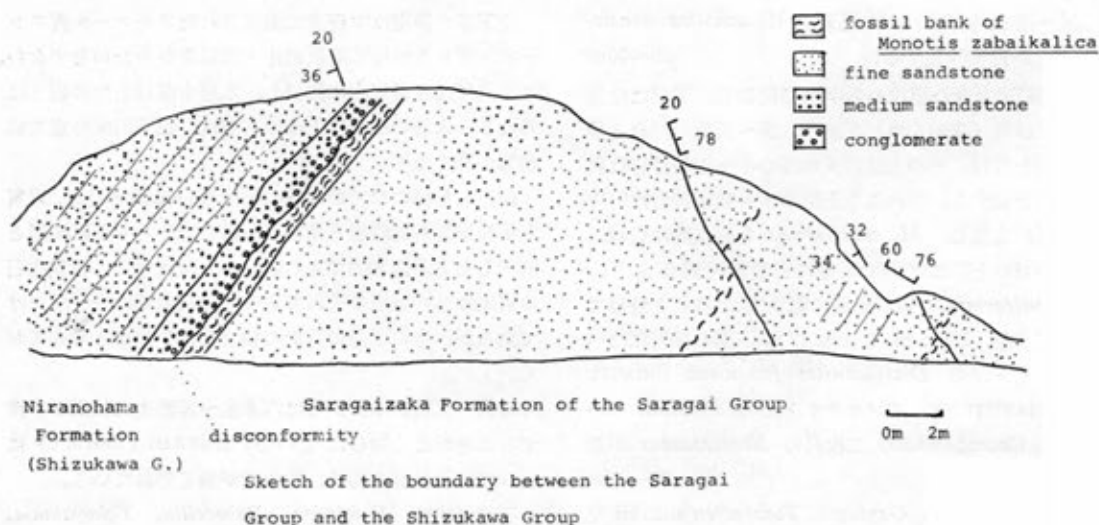


図5 白山 (loc. 4103) における皿貝層群と志津川層群の境界部のスケッチ

見られる。これらは類海粗粒岩相の荒砥崎層からやや深い陸棚公海相の荒砥層への漸移層と見なされる(滝沢, 1978)。本層の泥岩は細浦層のそれと比べてやや細粒単調でより深い沖合相を示す。

HAYAMI (1961a) は無化石の石灰質団塊を頻りに含む下部層(Ah 1)と単調な上部層(Ah 2)に分けた。<化石・時代>化石に乏しいがアンモナイトが卓越し(TAKAHASHI, 1969), *Inoceramus*, *Bositra* 等の二枚貝を伴う。時代はバジションからキンメリッジアン(HAYAMI, 1961a), 後期バジションから後期オックスフォードアン(TAKAHASHI, 1969)に推定されている。

皿貝層群と上下層との関係

a) 稲井層群との関係

清水・馬淵(1932), 市川(1951), 小貫・坂東(1958)らによって傾斜不整合とされたが, 本研究では顕著な基底礫岩を伴うような明瞭な傾斜不整合面を認めることは出来なかった。唯一観察された境界(平松付近, loc. 2521)では破砕帯のない小断層で平松層の塊状中粒砂岩が伊里前層と接している。小貫・坂東(1958)のいうように, 両層群の一般走向・傾斜がごく僅かに異なることから, 軽微な傾斜不整合と推定して問題なかろう。

b) ジュラ系志津川層群との関係

MABUTI (1933), 稲井(1939)をはじめとして小貫・坂東(1958), HAYAMI (1961a), TAKAHASHI (1969)らによって軽微な平行不整合或は非整合関係にあることが認められている。また橋浦地域(加瀬, 1978), 水沼地域(速水, 1959)でも同様な層位関係が確認されている。両者の関係は北より中在北(loc. 4056), 白山(loc. 4103), 白山沢(loc. 3213), 細浦北(loc. 3407)で観察される(図3, 7)。いずれにおいても葦の浜層の基底礫岩(1~1.5m厚)が皿貝層の最上位の *M. zabaikalica* が密集した灰黒~帯緑灰色含海緑石石灰質砂質泥岩(40~80cm)を僅かな侵食波面をもってほぼ平行に覆っている(図5)。南北3.5kmにわたって同じ層位関係が追跡され, 斜交関係は全く認められない。小貫・坂東(1958)は基底礫岩より上位の砂岩層から *Polymesoda* sp., *Perna* sp., *Viviparus* sp. を採集したがこれらは明らかに皿貝層のフォナとは異なりジュラ系のものであろう。いわゆるレーチアンを代表するフォナが皿貝層の上位に見あたらないことは, 葦の浜層の基底礫岩との間に時代間隙があることを示唆する。従ってごく軽微な侵食面をもった平行不整合関係にあるといえよう。

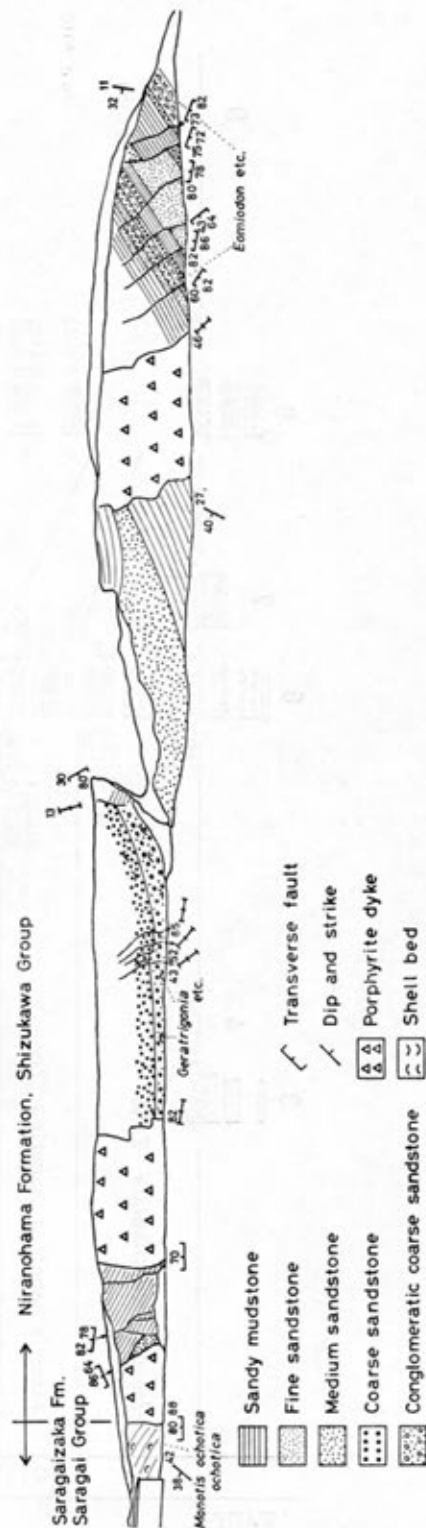


図6 平松北 (loc. 3111) における安山岩質岩脈に貫入された開切り断層群

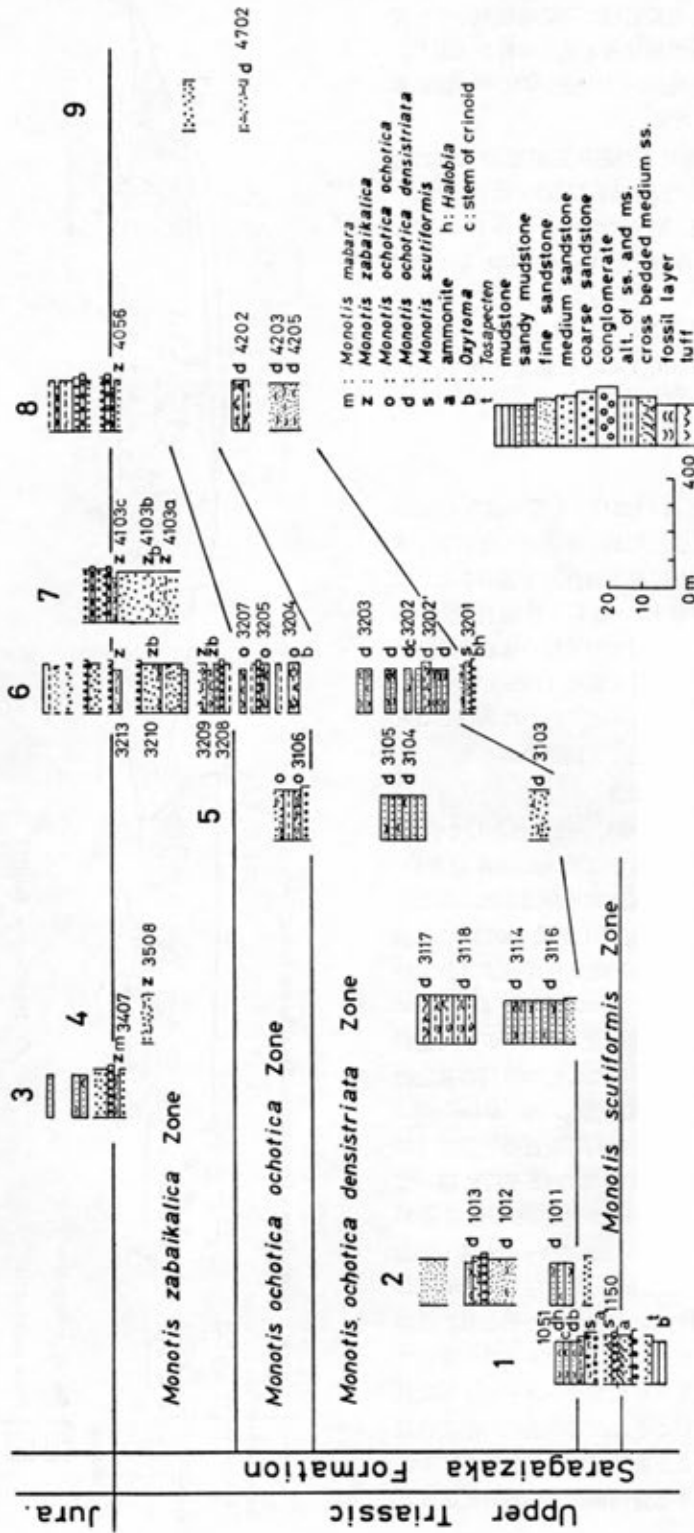


図7 歌津地域の皿貝層群皿貝坂層の地質柱状対比図と *Monotis* 帯の分布

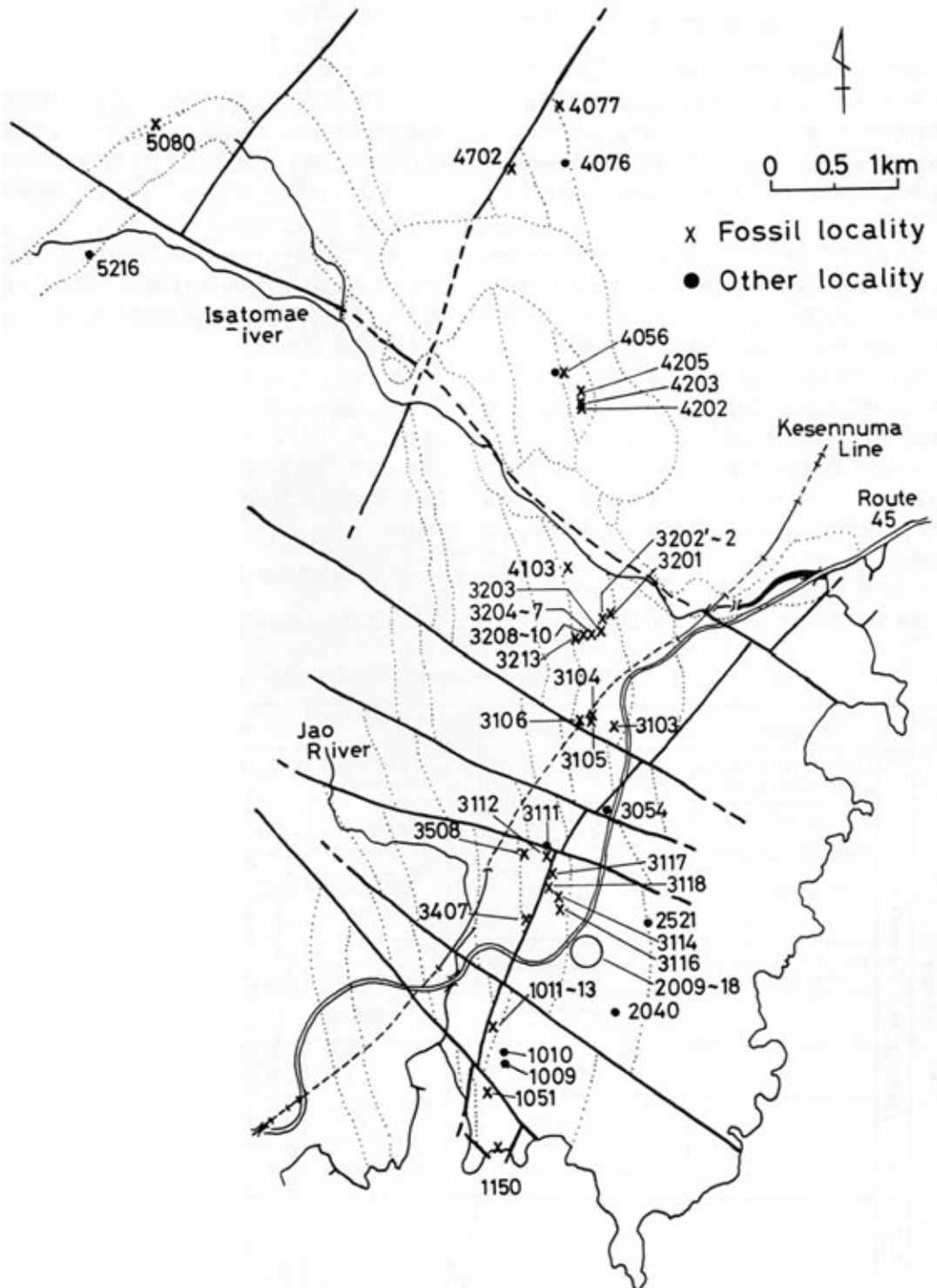


図 8 歌津地域皿貝層群の化石産地と引用地点

地質構造

稲井層群から橋浦層群に至る地層群は北北東—南南西の南にブランチした開いた向斜に支配される。しかし稲井層群の作る褶曲は皿貝層群以上の褶曲に対して軸がやや南北寄りにずれている。西翼の平均傾斜が40~50°、東翼では30~40°と軸面がやや東に傾く。上沢付近では半波長200~400mの小褶曲が見られる。

これらの褶曲は北西~南東から西北西~東南東の副切り断層で切れ、殆どの場合相対的に北側が落ちている。露頭で観察されることは希であるが、砂岩に富む皿貝層群、志津川層群並の浜層、橋浦層群荒砥崎層の雁行状の分布から追跡される。平松の北 (loc. 3111) ではこの断層群が実際に観察できる(図6)。これらの断層群の落差は数mから100mのオーダーにおよぶ。

一方北東~南西性の断層も存在し、石泉断層で代表される(小貫・坂東, 1958)。並の浜層上部層の小分布(樋の口, loc. 5080)を除けば皿貝層群、志津川層群は石泉断層以北には分布しない。

歌津地域では南部北上山地の他地域と同様、多くのまた様々な大きさの安山岩貫入岩(石英閃緑岩ポーフ

リー~花岡閃緑岩ポーフリー)岩脈・岩床・岩株がある。それらの分布は褶曲、断層、層面に支配されている(図2, 6)。平松北 (loc. 3111) では皿貝坂層が3枚の安山岩貫入岩脈をはさんで並の浜層と接し、破碎帯のない小断層も多数伴っている。ここでは岩脈の所で北東側(右側)が南西側(左側)に接し数~数十mずつ落ちている。三枚の岩脈は主要な断層の形成後に断層破碎帯に沿って貫入したものである。

本地域の地層群のいずれもが安山岩貫入岩脈の貫入を受けていることから、貫入時期は後期ジュラ期以降と確定できる。従来南部北上山地の貫入岩類の多くはいわゆる大島造山運動(Kobayashi, 1941; 前期白亜紀)の産物とされている。従って副切り断層の形成時期は少なくとも一部は後期ジュラ期から前期白亜期の間であったと推論できよう。

貫入岩類は完品質の斑状組織をよく示す。斜長石、角閃石、単斜輝石、斜方輝石の斑晶はしばしば5mm長に達する。

皿貝坂層の *Monotis* 帯と化石相

皿貝層群は NAUMANN (1881) 以来日本における代

表1 皿貝層群における *Monotis* 帯の対比

		This paper	Nakazawa, 1964	Onuki and Bando 1958	Ichikawa, 1954	Shimizu and Mabuti, 1932
Norian	Saragaizaka Formation	<i>Monotis zabaikalica</i> <i>Monotis mabara</i>	<i>M.(E.) zabaikalica</i>	C4 <i>E. zabaikalica</i> <i>E. semiradiata</i>	S7 <i>M.(E.) zabaikalica</i>	<i>Pseudomonotis</i> n. sp.
		<i>Monotis ochotica</i> <i>ochotica</i>	E <i>M.(E.) ochotica</i>	C3 <i>E. ambigua</i> <i>E. pachypleura</i> <i>E. ochotica</i> var. <i>eurhachis</i> <i>E. ochotica</i>	S6 <i>M.(E.) ochotica eurhachis</i> <i>M.(E.) pachypleura</i> S5 <i>M.(E.) ochotica eurhachis</i> <i>M.(E.) ochotica</i> <i>M.(E.) ambigua</i> <i>M.(E.) ochotica densistriata</i>	<i>Ps. ochotica</i> <i>Ps. ochotica</i> var. <i>pachypleura</i>
		<i>Monotis ochotica densistriata</i>	D <i>M.(E.) ochotica densistriata</i>	C2 <i>E. ochotica</i> var. <i>densistriata</i> <i>E. multistriata</i>	S4 <i>M.(E.) ochotica densistriata</i>	<i>Ps. ochotica</i> var. <i>densistriata</i>
		<i>Monotis scutiformis</i>	C <i>M.(E.) typica</i>	C1 <i>E. scutiformis</i> <i>E. scutiformis</i> var. <i>typica</i> <i>E. scutiformis</i> var. <i>kolyma</i> <i>E. scutiformis</i> var. <i>tenuicostata</i>	S3 <i>M.(E.) typica</i> <i>M.(E.) ochotica densistriata</i> S2 <i>Dictyoconites nipponicus</i> S1 <i>Tosapecten</i> cf. <i>suzukii</i> <i>Oxytoma</i>	<i>Ps. ochotica</i> var. <i>densistriata</i> <i>Placites</i> aff. <i>oxyphyllus</i> <i>Arcestes</i> aff. <i>oligosarcus</i> <i>Dictyoconites</i> n. sp.
			B <i>Dictyoconites nipponicus</i> A <i>Tosapecten</i> cf. <i>suzukii</i>			
Carnian	Hiramatsu Formation		Spindate Formation	Lower form.		

表的 *Monotis* 層の一つとして多くの化石層序学的研究がある (MABUTI, 1933: 市川, 1954: NAKAZAWA, 1964)。化石帯区分については既に安藤 (1984) で述べた (図 7, 表 1) ように, 下位より *Monotis scutiformis*, *M. ochotica densistriata*, *M. ochotica ochotica*, *M. zabaikalica* の 4 帯が認められる。*M. zabaikalica* 帯を除いて 1 種より構成され複数種の共存は認められない。しかし *M. zabaikalica* 帯では *M. mabara* とみなされる個体が僅かに産出する。以上の 4 帯の分布は図 7 のように追跡される。しかし地質構造, 露頭条件から連続性はよくない。

歌津地域皿貝層群における *Monotis* 殻の産状の主要な特質については安藤 (1984) で何点かにまとめた。この中で最も顕著な点は極端に排他的な monospecific なフォーナを形成する点である。中生界の二枚貝化石層としては極めて多くの個体を産するにもかかわらず, 共産化石は大変少ない。同一化石層の化石個体中の 99% 以上が *Monotis* の殻で構成され, 残りは *Oxytoma*, *Palaeoneilo?* sp. 腕足類, ウミユリの茎板などである。ただし *M. scutiformis* 帯ではそれらに加えて *Rhacophyllites*, *Arcestes* のようなアンモナイト, 薄殻二枚貝の *Halobia* が共産し, 上位の化石帯に比べて共産化石がやや多い。皿貝層の最下部には *Monotis* を含まない砂岩層 (約 10m 厚以上) があり, 葦の浜海岸に露出する。一部 *Dictyoconites nipponicus*, *Neoschizodus* sp. を含む。最下位には *Oxytoma*, *Tosapekten suzukii* だけを含む泥岩層がある。

皿貝層群の堆積環境

皿貝層群の基盤の稲井層群伊里前層は皿貝層群とは対照的に陸棚公海性の泥岩頁岩からなり, 遙かに沖合性の堆積物である。本層堆積後公海沖合から陸上~頻海内湾への大きな環境変化があった。

平松層は干割れや帯赤色砂岩泥岩の存在から少なくとも下部の一部は陸成の地層であった。従って下部は河川三角州の堆積物の可能性がある。上部は岩相の側方・垂直変化に富み不安定な環境下で堆積した。例えば黒色炭質泥岩は平松で最厚 10m を超えるが南に 700m 離れた葦の浜北方では十数 cm にしか及ばない。これらの炭質泥岩は潟湖や海岸後背湿地のような局所的な凹地に堆積したのであろう。いずれにせよ平松層から海成の証拠は見あたらない。

平松層と皿貝層との境界部は露出しないがその間に

海進が起こり内湾性の黒色泥が堆積した。ここには *Tosapekten*, *Oxytoma* が棲息していた。

皿貝層下部が示す環境はごく浅い頻海である。細礫混じりの粗粒砂, 斜交層理等高エネルギーを示す堆積構造が多い。コキナ質砂質石灰岩は *Monotis* の殻が小規模な凹所にはきよせられて極度に密集したものである。

中部の黒色泥岩は下部よりかなり安定した静穏な海域での堆積を示唆する。

中~上部の粗~中~細粒砂岩は下部に比べ低エネルギーの場とはいえかなり浅い海に堆積した。時折層厚 50 cm 内外の *Monotis* 密集層を含み, 凸側を下にした完全な左殻が卓越する (安藤, 1984)。これはある種の重力堆積物として殻が淘汰・運搬・集積されたものと予想される。*Monotis* 散在層は破片が多く, 密集層とは対照的である。この砂岩には 2~3 の層準に *Monotis* が散在~密集する砂質泥岩が含まれ, 中部の泥岩堆積時と似た環境が間欠的に現れたことを示している。

最上部の含海緑石砂質泥岩は完全な *M. zabaikalica* の殻が密集する, 鉄イオンに富む静穏な内湾性の還元環境でできたものであろう。この後葦の浜層の基底礫岩が堆積するまでは海退後の僅かな侵食を受け無堆積であった。

以上のように大きくみると皿貝層群は不完全ながら陸成~海成~陸成の堆積サイクルの下半分を示すものと思われる。従って皿貝層群はノーリアン中期に始まった海進による堆積物である。本層群が志津川向斜の西翼に分布しないことから, 稲井層群に比べ皿貝層群の堆積盆はかなり小さく, 海進最盛期の海岸線は両翼のあいだに存在していたものと想定される。南部北上山地の皿貝層群の分布を考慮すれば, 水沼地域から津谷・気仙沼地域にかけて少なくとも南北 50km に延びる内湾浅海性の堆積盆があったことが容易に推定できる。しかしこれが連続した湾入であったのか, 独立した小さな内湾の列であったのか, 或はどの方向に開いた海であったのかを知る証拠は今の所ない。

構造発達史について

歌津地域を含む南部北上山地の構造発達史は長年に亘る先達の研究によって大略解明されている (小貫, 1969, 1981; 速水, 1961b; 加瀬, 1979 など)。本研究はこうした成果を大局的には支持するものであるが, 2, 3 の問題点について以下に述べる。

皿貝層群と稲井層群伊里前層との傾斜不整合の間には

ラディアン〜カーニアの指示化石を欠いており、少なくともラディアンが時代間隙となっている。これは KOBAYASHI (1941) によって歌津時階と呼ばれたものに相当する。伊里前層堆積後、一旦陸化し大きな堆積環境の変化が起こった。しかし大きな傾斜不整合を形成するような大規模な変動ではなかった。従ってこの不整合だけから造山性の運動 (小貫, 1981) を想定することは根拠に乏しい。

小貫・坂東 (1958) は皿貝坂層の化石帯 (C3~C4 帯と志津川層群の浜層基底礫岩の斜交性を認めこれを造山性上昇・下降の地殻運動“松岩運動”によるものとした (小貫, 1969, fig. 31, 1981, p. 162; KOBAYASHI, 1941 の豊が岳時階と同義)。先に述べたように皿貝層群と志津川層群とはごく軽微な侵食面をもった平行不整合関係にある。確かに堆積間隙があるが、小貫・坂東のいう斜交は認められない。ゆえに造山性の或は強度の造陸性運動を当てはめることは到底できない。むしろ海水準変動により無理なく解釈できよう。

平松層上部の酸性凝灰岩は既に飯島・松本 (1979) によってその存在が指摘されているが、今回はその分布を確実にし、新たに津谷地域でも 1 枚 (厚さ 2 m) 確認した。ここでは花岡岩の接触変成を受けて再結晶した vitroclastic texture は僅かに残されているに過ぎない。また両地域とも皿貝坂層の砂岩は酸性火山岩片に富む火山岩質アレンイトである。これらの事実は三疊紀後期の火成活動の存在を指示しており、大船渡地域の火山砕屑岩を主とする皿貝層群相当層の分布 (金川・安藤, 1983) と調和的である。

ま と め

1. 上部三疊系皿貝層群は志津川向斜の東翼にのみ分布し、岩質により 2 層に分けられる。即ち、砂岩を主体とし炭質泥岩、凝灰岩を含む平松層と、砂岩・泥岩から成り *Monotis* を多産する皿貝坂層である。
2. 皿貝層群は中部三疊系稲井層群伊里前層に傾斜不整合にのり、下部ジュラ系志津川層群の浜層の基底礫岩に非整合に覆われる。
3. 歌津地域の中生界は南にブランチした開いた向斜を構成する。北西〜南東から西北西〜東南東に走る嗣切り断層群によって順次相対的に北側の地塊が落ちた、雁行状の地層配列がよく追跡できる。
4. 皿貝坂層の *Monotis* 帯は *M. scutiformis* *M. ochotica densistriata*, *M. ochotica ochotica*, *M.*

zabaikalica の 4 帯からなり、各帯はほぼ 1 種から構成される。ただし *M. zabaikalica* 帯では *M. mabara* を伴う。いずれも 99% 以上が *Monotis* 殻から成る排他的なフォーナを構成する。

5. 平松層は岩相から海成の証拠がなく、殆どの部分は陸成であったと思われる。皿貝坂層は平松層堆積後の海進による浅い内湾性の堆積物である。とくに下部は海進初期の高エネルギーの不安定な場で堆積した。
6. 歌津地域の平松層上部には十数枚もの白色酸性凝灰岩が含まれ、津谷地域でも一枚確認された。これらは三疊紀後期の火成活動を指示する証拠である。

[謝辞] 本論文は東京大学大学院地質学専門課程の修士論文の内容のうち、地質記載の部分新たにまとめたものである。在学中に指導をうけた東京大学理学部速水格教授、花井哲郎名誉教授、飯島東教授には深く謝意を表す次第である。また修論提出に際して京都大学鎮西清高教授、兵庫教育大学小沢智生助教授、千葉大学山口寿之助教授には貴重な討論を頂いた。早稲田大学教育学部平野弘道教授には本誌への投稿を勧めて下さり、貴重な助言を頂いた。現地調査にあたって歌津粘土鉱山橋の杉山昇氏、志津川町町史編纂室の佐藤秀一氏をはじめ志津川町教育委員会の諸氏には大変お世話になった。以上の方々に重ねて御礼申し上げます。

文 献

- 安藤寿男, 1982: 南部北上山地の上部三疊系皿貝層群について。日本地質学会第 89 年大会講演要旨, 121。
- , 1983-1984: 後期三疊紀二枚貝 *Monotis* の古生物学的意義。その 1—研究史。その 2—南部北上山地の材料を例として。化石, 33, 13-27, 35, 1-15。
- ANDO, H. in press: Paleobiological study of the Late Triassic bivalve *Monotis* from Japan. *Bull. Univ. Mus., Univ. Tokyo*, 30.
- BANDO, Y. 1964: The Triassic stratigraphy and ammonite fauna of Japan. *Sci. Rep. Tohoku Univ.*, [2 (Geol.)], 36, 1-137.
- 速水格, 1959: 宮城県稲井村水沼地方のジュラ系。地質雑報, 65, 505-515。
- HAYAMI, I., 1961a: Successions of the Kitakami Jurassic—Jurassic stratigraphy of the South Kitakami, Japan. I. *Japan. J. Geol. Geogr.*, 32, 159-177。
- , 1961b: Geologic history record in the Kitakami Jurassic—Jurassic stratigraphy of South Kitakami, Japan III. *Ibid.*, 32, 191-204。
- , 1961c: On the Jurassic pelecypod faunas in Japan. *J. Fac. Sci., Univ. Tokyo*, [2], 13, 243-

- 343.
- 市川浩一郎, 1951: 北上山地南部の三疊紀層. 地調報告特別号“日本三疊系の地質”, 7-23.
- , 1954: 化石属 *Entomonotis* にみられる歴史的な形態変化について. 生物科学, 進化特集号, 43-46.
- 飯島東・松本良 (1979): Siderite から変わった chamosite の発見. 日本地質学会第86年大会講演要旨, 141.
- 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, 46, 231-242.
- 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) —層序および古地理. 地質雑, 85, 737-751.
- , 1980: 南部北上山地唐桑半島周辺の三疊系稲井層群(その2) —大沢層にみられる層間異常について. 同上, 86, 713-726.
- , 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滑り堆積物について. 地球科学, 37, 147-161.
- , 1984: 南部北上山地宮城県津谷地域の中部三疊系風越層の堆積環境. 地質雑, 90, 875-888.
- 神戸信和・島津光夫, 1961: 5万分の1地質図幅「気仙沼」及び同説明書. 73 p. 地質調査所.
- 金川久一・安藤寿男, 1983: 南部北上山地大船渡地域からの *Monotis* の発見とその意義. 地質雑, 89, 187-190.
- 加瀬友喜, 1979: 南部北上山地, 橋浦地域中生界の再検討. 同上, 85, 111-122.
- KOBAYASHI, T., 1941: The Sakawa orogenic cycle and its bearing on the origin of the Japanese Islands. *J. Fac. Sci., Imp. Univ. Tokyo.* [2], 7, 219-578.
- MABUTI, S., 1933: Jurassic stratigraphy of the southern part of the Kitakami Mountainland, Northeast Japan. *Proc. Imp. Acad.*, 9, 313-316.
- MATSUMOTO, T., 1956: *Yebisites*, a new Lower Jurassic ammonite from Japan. *Trans. Proc. Palaeont. Soc. Japan*, n. s. (23), 205-212.
- NAKAZAWA, K., 1964: On the *Monotis typica* Zone in Japan. *Mem. Coll. Sci., Univ. Kyoto*, [B], 30, 21-43.
- NAUMANN, E., 1881: Ueber das Vorkommen von Triasbildungen im nordlichen Japan. *Jahrb. Geol. Reichsanst. Wien*, 31, 519-528.
- 小貫義男, 1969: 北上山地地質誌. 東北大理地古研邦報, 69, 1-239.
- , 1981: 第1編北上山地. 小貫義男・北村信・中川久夫編: 北上川流域地質図(20万分の1)及び説明書. 3-223, 長谷地質調査事務所.
- ・坂東祐司, 1958: 上部三疊系皿貝層群について(北上山地における三疊系の層位学・古生物学的研究-1). 地質雑, 64, 481-493.
- ・——, 1959: 下部及び中部三疊系稲井層群について(北上山地における三疊系の層位学・古生物学的研究-3). 東北大理地古研邦報, 50, 1-66.
- 佐藤正, 1956: 菊石化石にもとづいた日本下部ジュラ系の対比. 地質雑, 62, 490-503.
- SATO, T., 1957: Biostratigraphie de la serie de Shizukawa (Jurassique inferieur) du Japon septentrional. *J. Fac. Sci., Univ. Tokyo*, [2], 10, 313-350.
- , 1962: Etudes biostratigraphiques des ammonites du Jurassique du Japon. *Mem. Soc. geol. France N. S.*, 41, 1-122.
- 清水三郎・馬淵精一, 1932: 北上山地上部三疊紀層. 地質雑, 39, 313-317.
- TAKAHASHI, H., 1969: Stratigraphy and ammonite fauna of the Jurassic system of the Southern Kitakami Massif, Northeast Honshu, Japan. *Sci. Rep. Tohoku Univ.*, [2 (Geol.)], 41, 1-93.
- 滝沢文教, 1978: 南部北上ジュラ紀層の古環境. 地質ニュース, (291), 18-31.