

550. 85(084. 32) (521.13) [1: 50,000](083)

## 5 萬分の 1 地質図幅説明書

# 気 仙 沼

(秋田一第 62 号)

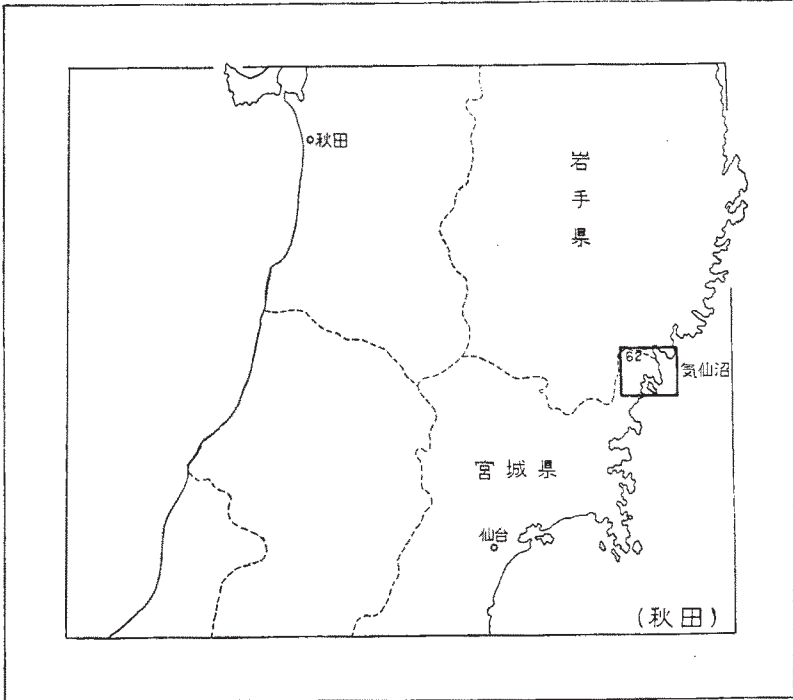
通商産業技官 神 戸 信 和

通商産業技官 島 津 光 夫

地質調査所

昭和 36 年

位置図



( ) は 1 : 500,000 図幅名

# 目 次

I. 地 形 .....	1
II. 地 質 .....	3
II. 1 概 説 .....	3
II. 2 古生界（二疊系） .....	7
II. 2. 1 坂本沢層群 .....	8
II. 2. 2 叶倉層群 .....	12
II. 2. 3 登米層群 .....	14
II. 3 中生界 .....	17
II. 3. 1 三疊系 .....	18
II. 3. 2 ジュラ系 .....	23
II. 3. 3 白堊系 .....	28
II. 4 火成岩類 .....	42
II. 4. 1 花崗岩類 .....	42
II. 4. 2 花崗岩類による熱変成岩 .....	49
II. 4. 3 閃緑岩類 .....	54
II. 4. 4 脈岩類 .....	55
II. 5 新生界（鮮新～現世統） .....	55
II. 5. 1 千岩田層・松崎層および梅神層 .....	56
II. 5. 2 沖積層 .....	57
III. 応用地質 .....	57
III. 1 概 説 .....	57
III. 2 金属鉱床 .....	58
III. 2. 1 松岩地区の鉱床 .....	58
III. 2. 2 唐柔地区の鉱床 .....	61
III. 2. 3 戸屋沢鉄山 .....	62
III. 3 非金属鉱床 .....	62
III. 3. 1 石灰石 .....	62
III. 3. 2 大理石 .....	66
文 献 .....	66
Abstract .....	1



# 気 仙 沼

(秋田一第 62 号)

本図幅地域の野外調査は、昭和32年7月から同33年3月に至る間の約4カ月余りの月日を費して行なわれた。神戸は主として古生界・中生界および新生界の地層の分布する地域調査を担当し、島津は主として火成岩の分布地域および鉱床の調査を担当した。

本図幅地域の南西部には、ウラン鉱を随伴する松岩鉱山があり、その他図幅地域には各種の鉱山があるが、これらの鉱山および鉱床に関しては、本所の大町北一郎・五十嵐俊雄・小泉久直および石原舜三の各技官に負うところが多い。なお、図幅地域内の古生界の石灰岩から産出する紡錘虫の鑑定には、本所の礒見博技官を煩わし、吉田尚・黒田和男両技官からは資料の提供を受けた。

図幅地域内磯草層および長崎層の化石産出層準については、東京大学の小林貞一教授の御教示と、同化石ならびに時代については、東京大学の佐藤正博士に負うところが多い。また図幅作成に際しては、東北大学の小貫義男教授・志子田典生学士、香川大学の坂東祐司学士および北海道大学の渡辺順学士から、有益な参考資料の提供を受けた。また、図幅地域内の気仙沼市新城百目木付近の皿貝層群産化石については、大阪市立大学の市川浩一郎助教授の鑑定に負うところが多い。

本図幅地域は明治中頃から多くの地質学者の訪れたところで、日本の地質学上忘れることのできない地域で、巻末に掲げるように、数多くの貴重な文献が公表されている。したがって、本地質図幅調査においても、これらの文献に負うところが甚だ多い。

## I. 地 形

本図幅地域は北上山地南部の一部に属し、比較的緩やかな山地を形成している。が、いして西部の安山岩および花崗岩の分布する地域は低く、東部の古生層の分布する地域は一般により高い山地を形成している。北上山地でよく知られる北北西-南南東に走る、日詰一気仙沼構造線(記述の便宜上、本図幅地域においては志井田功<sup>28)</sup>が、かつて提案した東中才断層と呼ぶことにする)の西部において、古生層の坂本沢層群・



図版1 大島亀山から北西気仙沼湾をへだてて室根山を望む



図版2 早馬山から大島を望む(段丘面の発達が認められる)

叶倉層群および登米層群が分布しているが、なかんずく叶倉層群は、主として砂岩から構成されており、これは風化に対して強いものようで、八森平山（569m）西方山地・黒沢山（535m）・鍋越山（347.9m）および安波山（239m）を構成している。東中才断層西方の地塊は、さらに下八瀬断層により2つの地塊に分けられる。前者の断層は地形的にも著しく認められ、鹿折川によって代表される明瞭な断層谷を形成し、これの南南東端は気仙沼湾に接続し、断層周辺地帯が軟弱なため、侵蝕著しく、湾を形成したものであろう。後者の断層は地形的には明瞭ではないが、これとほぼ平行に八瀬川が流れている。

図幅地域の南部にある大島と唐桑半島との間に海湾があるが、これは三疊系の稲井層群とジュラ系の唐桑層群、および鹿折層群との間の岩相の差異から生ずる、侵蝕の差によるものであろう。さらに図幅地域北東部の白堊系の大船渡層群・末崎層群の分布する地域においても、北北西-南南東に延びる構造は、海岸線および山地の方向を支配している。

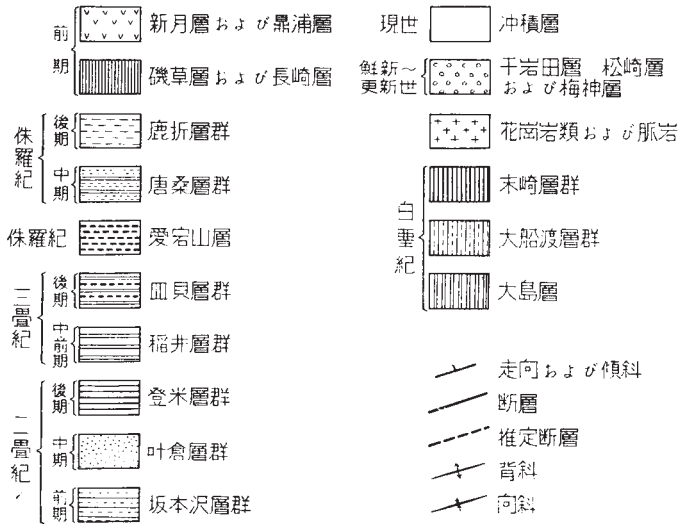
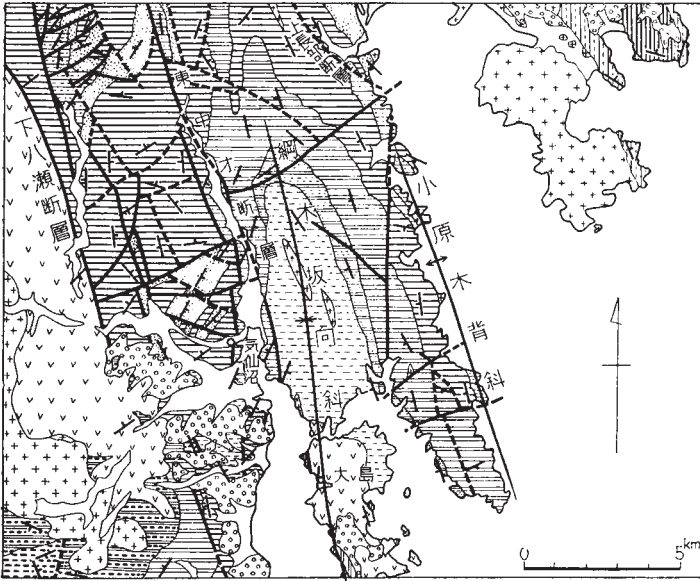
この地域の海岸、とくに広田半島周辺および広田湾西岸の地形は、三陸海岸一帯に知られるリアス式海岸地形に類似している。しかしながら、代表的な釜石付近の海岸とは違って隆起のあとが、海岸段丘の発達に認められ、平坦面を形成し、合成海岸の名で呼ばれている（図版1, 2参照）。

気仙沼湾西方には新生界の地層が分布し、これは高さ10～60mに及ぶ台地を形成し、古気仙沼湾に流出した河口堆積物であろう。これとほぼ同時の堆積物が大島南部、および図幅地域北東部の門之浜湾周辺に発達し、いずれも平坦な台地を形成している。

## II. 地 質

### II. 1 概 説（第1図、第1表参照）

本図幅地域は北上山地の南部に位置し、図幅地域外の牡鹿半島を始めとして、三疊系・ジュラ系および白堊系の広く露出する地域の基部に当たり、この付近から北方に向かって古生界の地層は広く分布し、また火成岩も多く貫入している。そして図幅地域内のほぼ中央部を縦断して北北西-向南東に延びた、日詰-気仙沼構造線<sup>62)</sup>が走っている。



第1図 地質概略図



本図幅地域には基盤岩として古生界が広く分布し、東中才断層以西においては、著しく広範囲な地域を占めて分布するが、以東においては中生界の基盤をなしてわずかにみられるのみである（図版3参照）。図幅地内の古生界は北上山地を通じて、一般によく知られる二畳系の坂本沢層群・叶倉層群および登米層群で代表され、石炭系以下の地層はまったく分布しない。東中才断層の東部と西部とではそれぞれ趣を異にする。すなわち、西部では坂本沢層群・叶倉層群および登米層群が分布するが、東部では飯森峠の東方地域および長部地域を除いて、坂本沢層群・登米層群のみ分布しており、叶倉層群ないし相当層を欠除<sup>註1)</sup>している。また、東中才断層の東部に、古生層を被覆して下部三畳系の稲井層群が広く分布し、その南端は唐桑半島に及んでいるが、断層西部では気仙沼市南部にわずかに分布し、稲井層群が古生界を平行不整合に被覆している。

本図幅地域の南西部において、稲井層群を被覆して上部三畳系の皿貝層群が分布するが、東中才断層の東部においては、稲井層群の上位に皿貝層群を欠除している。東北日本において稲井層群が広範囲を占めて分布するのに反して、皿貝層群が地域的に



図版3 東中才断層に沿う擾乱帯を示す（気仙沼市浪板にて）

註1) 叶倉層群と同時異相の関係で、登米層群が堆積したものと推察される。

限られて分布している。稲井層群と皿貝層群との関係はおそらく傾斜不整合関係であろう。

図幅地域の南西部の一隅に皿貝層群を被覆して、ジュラ系に対比されている愛宕山層<sup>49)91)</sup>が分布する。

東中才断層の東部においては、稲井層群の上位にジュラ系の唐桑層群が重畳し、さらに唐桑層群を被覆してジュラ系の鹿折層群が重畳する。鹿折層群はさらに南の大島北部においてもみられる。本層群は東中才断層の西部の気仙沼市南部においては、登米層群とは断層で接し、新生界の鮮新-洪新統によって被覆される。東中才断層の東部、主として大島においてジュラ系の鹿折層群を被覆して、下部白堊系の磯草層・長崎層・鼎浦層および大島層が重畳する。断層の西部、主として下八瀬断層の西部においては、鼎浦層に対比される新月層が広く分布する。

地質構造上の特筆すべきことは、志井田功の調査によっても知られる通り、東中才断層の東部においては、古生層の登米層群を始めとして、三疊系の稲井層群、ジュラ系の唐桑層群および鹿折層群、白堊系の磯草層・長崎層・鼎浦層および大島層が、ともに綱木坂向斜により大きく1つの向斜構造を呈しているのに反して、東中才断層の西部においては、比較的緩やかな複背斜および複向斜構造を呈することである。

新月層および鼎浦層は、普通輝石安山岩で代表され、新月層は角閃石普通輝石安山岩を伴ない、鼎浦層は普通輝石玄武岩を少量伴なっている。熔岩および火山角礫岩が多く、火山砕屑岩の量は比較的少ない。主体をなす普通輝石安山岩および同玄武岩は、ビジオン輝石岩系列に属している。なお、角閃石普通輝石安山岩は、下八瀬断層に沿う新月層分布地域の東部に多く、鼎浦層には含まれないことは、構造運動の差を反映しているものかもしれない。

この図幅地域に分布する花崗岩類は、折壁および広田石英モンゾニ岩と、気仙川花崗閃緑岩および脇の沢花崗閃緑岩・鳥越花崗閃緑岩である。折壁石英モンゾニ岩は下部白堊紀の新月層を貫き、それに接触変成を与えている。広田石英モンゾニ岩は大船渡層群を貫き、接触変成を与えている。気仙川花崗閃緑岩は登米層群を貫くほかには、貫入時期を決定する証拠はない。したがってこの地域の花崗岩類については、下部白堊紀層を貫くほかには直接の証拠はないが、おそらく宮古花崗閃緑岩<sup>註2)</sup>と同様に、

註2) 宮古市を標式地とし、北部北上山地に細長く分布している。

有田世以後宮古世以前ではないかと考えられる。気仙川花崗閃緑岩は、北隣りの盛・遠野両図幅地域まで、ほぼ南北の方向に伸長した岩体をなし、遠野花崗閃緑岩につながっている。脇の沢花崗閃緑岩は直接の関係はわからないが、気仙川花崗閃緑岩に関係するものと思われる。鳥越花崗閃緑岩のまわりとの関係も不明である。

北上山地には、従来から千厩～谷内花崗岩類・気仙川～遠野花崗岩類・宮古～田野畑花崗岩類の3つの進入帯があることを指摘され<sup>45)</sup>、それぞれの進入時代についてもいろいろに論議されている。しかしながら、宮古花崗岩以外には直接の進入時代を決定する証拠がない。これら3帯の花崗岩は岩質にはいくらかの差異があるが、進入の地質学的条件は類似し、同様の構造支配（気仙沼一日詰構造線に平行）を受けているように思われる。したがって直接の関係の明らかでない現在、これら3帯の花崗岩類の進入時代に差を設けることは、無理なように思われる。

石英モンゾニ岩としては、折壁・広田の両岩体が北上山地における主要なもので、その他南部北上山地の東稲・釜石に小岩体をなして産する。これらはともに、岩株状の産状を示し、方向性をもっていない。これらとほぼ南北に伸長した気仙川花崗閃緑岩のようなものとの関係は明瞭でなく、両者の進入順序は明らかでない。

閃緑岩は小岩体として進入し、しばしば岩脈状をなしている。折壁石英モンゾニ岩に随伴するものは、それによって混成岩化され、唐桑半島のものは、熱変成をうけている場合が多いので、花崗岩類の先駆として進入したものと考えられる。

## II. 2 古生界（二畳系）

古生界は本図幅地域内において、もっとも広範囲にわたって分布し、中生界および新生界の基盤となっている。本図幅地内の古生界は、産出化石により二畳紀に属することが知られ、志井田功の研究によって、気仙沼統として一括され、上八瀬層、長部礫岩およびニッ森層に分けられた。本図幅地域においては、北上山地における一般層序に従って、志井田功の気仙沼統を下部から坂本沢層群・叶倉層群および登米層群とよぶことにする。これらの地層は東中才断層の東部と西部とでは趣を異にし、西部においては標式的に下部から坂本沢層群・叶倉層群および登米層群に分けられるが、東部においては一部を除き、坂本沢層群および登米層群に分けられ、叶倉層群を欠除し、

叶倉層群と同時異相の関係で、登米層群の堆積が中部二疊紀頃から始まっていると考えられる。

本図幅地内の古生界は、明治中頃から神保小虎・矢部長克・早坂一郎を始めとして、多くの地質古生物学者により研究され、紡錘虫・珊瑚および腕足類などの化石を産し、古生物学上有名である。なお、これらの古生界の地域には戸屋沢鉄鉱床、石灰石鉱床が知られている。

## II. 2. 1 坂本沢層群

坂本沢層群は図幅地域北西隅、鹿折川下流域および広田湾西岸に、二疊系の基底をなして分布する。走向は全般的に志井田功<sup>28)</sup>のよんでいる追分向斜、綱木坂向斜および小原木背斜の翼部、ないし軸部に出現する。また、それぞれの地域の坂本沢層群は、下八瀬断層・東中才断層・上長部断層および従属断層で、稲井層群・鹿折層群・叶倉層群および登米層群に接している。このほかに、地質図に示した断層により、多くの地塊に分かたれている。

坂本沢層群はどの地域においても、ほぼ同様な岩相を呈し、礫岩・砂岩・粘板岩・石灰岩・チャート・輝緑凝灰岩・輝緑凝灰岩質粘板岩から構成されている。このうち石灰岩は広田湾沿岸では、花崗岩の貫入により、著しく変成作用をうけてホルンフェルスになっている。したがって、これらの変質した石灰岩からは化石を検出することはできない（図版4, 5参照）。

その他の石灰岩は主として紡錘虫・珊瑚を産出し、厚さ3～20m、あるいはそれ以上の石灰岩が各地域に数枚含まれている。

**岩相** 図幅地域においては志井田功<sup>28)</sup>による山谷礫岩に相当するものは、気仙沼市上八瀬細尾沢において、小貫義男<sup>77)</sup>によっても観察されたが、この調査においてもこれに相当する礫岩が、八瀬川上流の細尾沢流域の川底にみられた。この礫岩をもって坂本沢層群の基底と考える。河床に shearing をかなりうけた黒色粘板岩ないし砂岩が露出しているが、これは礫岩により不整合に被覆された下位の地層かもしれない。この礫岩によって示される不整合を小林貞一<sup>39)</sup>は坂本時階の変動とよび、湊正雄<sup>33)</sup>は世田米褶曲とよんでいる。この礫岩は厚さ3～5mで礫質砂岩の部分もあり、一般に径2mm～4cmの礫と砂質の基質からなっている。一般に堅く、風化によく堪え、



図版4 本吉郡唐桑町東岸にある赤磯，坂本沢層群の石灰岩



図版5 本吉郡唐桑町東岸にある人参島

強く膠結されている。新鮮なものは暗青色であるが、風化すると黄褐色を呈する。淘汰は一般によく、チャート・砂岩の礫に富み、黒色粘板岩の礫もみられる。気仙沼市街東部の大浦付近において、石灰岩および粘板岩からなる地層の上部に、径5cm大の礫を含む厚さ2～3mの薄い礫岩層があるが、坂本沢層群に属するものかどうか決定されないが、こゝでは坂本沢層群に含めておく。

細尾沢流域の礫岩の上に、黒色粘板岩・砂岩の互層および石灰岩が堆積している。互層は厚さ1～4mの単位のものである。粘板岩は一般に新鮮なものは黒色～暗灰色を呈し、風化すると茶褐色～褐色を呈する。千枚岩質で剝理性に富んでいるが、ときに塊状を呈し、堅硬である。一般に層理は明瞭である。しばしば珪質であり、ときに砂質であり、また灰緑色凝灰質のこともある。砂質粘板岩はがいて化石に富んでいる。砂岩は灰緑色を呈し、細粒～中粒である。

石灰岩は灰白色～暗灰色を呈し、砂岩粘板岩互層に挟まれて数枚認められるが、総じて化石に富んでいる。石灰岩は一般に厚さ3～20m、あるいはそれ以上であり、ときに黒色粘板岩の薄層および灰緑色の凝灰質粘板岩を挟有し、よく成層し、互層を呈することがある。また、善茶屋付近では石灰岩の上位に砂岩を随伴して、石灰岩礫岩が位置する。

チャートは西八幡前北方の神社の北東方においてのみみられ、輝緑凝灰岩は浪板北方においてみられたにすぎない。

広田湾沿岸の坂本沢層群は、全般的に花崗岩の貫入によりホルンフェルス化しており、化石の産出は望まれない。

広田湾西岸南部の笹浜東方の石灰岩は、海岸に広く露出し、海水あるいは風波により著しく侵蝕をうけ、多くの鍾乳洞などを生じ、特異な風景を展開し、巨釜・半造とよばれ、景勝地として知られている。この付近の石灰岩は節理の発達著しく、10～30cm角片に割れやすい。層理は黒色粘板岩の介在によって識別される。この付近では砂岩も識別することができ、総じて灰緑色である。また、粘板岩と砂岩とが互層することがある。

本層群の厚さは上八瀬付近において800～900mと算出される。

**構造** 坂本沢層群は図幅地域北西隅においては、一般に走向N-S～N50°E、傾斜60～75°Eである。局部的に西に傾斜するが、これは褶曲を示すものではなく、断層

によるものであろう。鹿折川流域南部においては、一般に走向  $N20^{\circ} E \sim N55^{\circ} E$ 、傾斜  $30 \sim 80^{\circ} W$  で、明らかに背斜構造ないし向斜構造を呈している。北部においては走向  $N-S \sim N25^{\circ} W$ 、傾斜  $50 \sim 60^{\circ} W$  である。広田湾沿岸においては、一般に走向  $N10 \sim 25^{\circ} W$ 、傾斜  $30 \sim 70^{\circ} W$  である。南部においては単斜構造を呈するが、山出付近においては背斜構造を示している。

**含有化石** 気仙沼市新月において、1887年(明治20年)に神保小虎により珊瑚・二枚貝・巻貝・腕足類・蘇虫類・三葉虫などの化石が最初に発見され、宮城県登米郡米谷付近および同桃生郡雄勝町小浜付近の化石の発見とともに、北上山地に二畳系の発達することが確認された。

その後1915年に、矢部長克・早坂一郎<sup>7)</sup>は本層群中の珊瑚化石を *Michelinia* (*Michelinopora*) *multitabulata* YABE et HAYASAKA として *Axophylloides rikuzenicus* YABE et HAYASAKA と関連して記載し、1955年に湊正雄<sup>70)</sup>は同一珊瑚化石を *Michelinia* (*Protomichelinia*) *multitabulata* (YABE et HAYASAKA) として記載している。その他にも多くの学者が本層群の化石につき研究した。志井田功が気仙沼周辺の研究に携わり、1940年<sup>28)</sup>に発表したところによると、種々の含有化石<sup>註3)</sup>が知られている。

その他、本図幅調査により、新たに発見された化石について、本所の磯見博が鑑定したところによると次のとおりである。

Loc. 204 *Pseudofusulina* sp.

Loc. 205 *Pseudofusulina krafftii* (SCHELLWIEN)

*Pseudofusulina* sp.

*Parafusulina* sp.

Loc. 213 *Pseudofusulina* sp.

Loc. 229 *Pseudofusulina krafftii* (SCHELLWIEN)

Loc. 299 *Pseudofusulina* sp.

註3) 志井田は当時、二畳系を気仙沼統として一括し、上八瀬層、長部礫岩および二ツ森層に分けたが、その後一般に坂本沢層群・叶倉層群および登米層群が採用されているので、志井田の発見した化石産出地と地質図幅調査結果とを併わせ、坂本沢層群から発見されたと考えられる化石のみを掲げた。

*Schwagerina* sp., *Parafusulina* sp., *Parafusulina richthofeni* (SCHWAGER), *Pseudofusulina krafftii* (SCHELLWIEN), *Pseudofusulina* cf. *japonica* (GÜMBEL), *Paraschwagerina* sp., *Productus* sp., *Camarophoria* sp., *Michelina* (*Michelinopora*) *multitabulata* YABE et HAYASAKA, *Amblysiphonella* sp., *Fenestella* sp., Crinoid stems

- Schwagerina* sp.
- Loc. 302 *Pseudofusulina* sp.  
*Schwagerina* sp.
- Loc. 305 *Pseudofusulina* sp.  
*Schwagerina* sp.
- Loc. 306 *Pseudofusulina* sp.  
*Schwagerina* sp.
- Loc. 319 *Pseudofusulina* sp.  
*Schwagerina* sp.
- Loc. 330 *Schubertella* sp.
- Loc. 358 *Pseudofusulina* sp.  
*Schwagerina* sp.

これらの化石群は *Pseudoschwagerina* Zone の上半部から *Parafusulina* Zone に及ぶものであり、*Neoschwagerina* Zone 以上の層準の要素はまったくみられない。

**地質時代** 坂本沢層群の地質時代は、その含有化石により一般に下位から、*Pseudoschwagerina* Zone および *Parafusulina* Zone の2帯が認められ、下部二畳紀に属する。

## II. 2. 2 叶倉層群

叶倉層群は主として図幅地域北西部、気仙沼市街北西部、および地域北縁中央部に分布している。叶倉層群は八森平山・黒沢山周辺地域北西部において、坂本沢層群の上位に重なっており、それら相互の関係は一般に整合といわれているが、一部において不整合<sup>65)</sup>ともいわれている。東中才断層の東部において、小貫義男<sup>77)</sup>は図幅地域北縁中央部の長部港の北岸、および南岸において叶倉層岩畑石灰岩部層の石灰岩に相当する、K6の薄い石灰岩を認めているが、本図幅地域においては叶倉層群として一括塗色してある。

**岩相** 叶倉層群は砂岩・礫岩・粘板岩および石灰岩からなり、砂岩がもっとも優勢である。

砂岩は暗灰色～灰緑色を呈し、風化すると暗灰色～黄褐色を呈する。一般に細粒～中粒で塊状を呈し、緻密、堅硬である。しばしば石灰質となり石灰岩に移化すること



もある。しばしば黒色粘板岩を挟み、層理は明瞭である。気仙沼市戸屋沢の砂岩は鉄鉱を胚胎し、戸屋沢鉄山として知られている。

粘板岩は黒色を呈し、ときに石灰質を帯び砂質である。

図幅地域北西部の叶倉層群の、基底分布地域においてみられた礫岩の転石は、チャート・黒色粘板岩および花崗岩質岩石の、径1～2cmの礫を含んだものである。また、気仙沼市街北方山塊において、叶倉層群の上位に径10cm内外の、礫に富んだ薄い礫岩層が露出しており、その礫は主として黒色粘板岩・珪質岩・輝緑岩質岩石および花崗岩質岩石からなっている。これは薄衣礫岩に相当するものである。

石灰岩は灰色～暗灰色を呈し、一般に不純である。

本層群の厚さは地域北西部、および気仙沼市街北方周辺において450～1,000mと算定される。

**構造** 地域北西部のものと気仙沼市街北西部のものとは、構造を異にし、前者において向斜構造を呈している。向斜軸の方向はおおむねNNE-SSWで、全般に傾斜は40～60°である。後者においては全体として背斜構造を呈するが、局部的に向斜構造がみられる。褶曲軸の方向はNE-SWであり、傾斜20～50°である。

**含有化石** 本層群の化石も、坂本沢層群の化石と同様に、古くから知られ、多くの者が訪れている。化石は砂岩のなかに著しく、石灰岩のなかにもまたみいだされる。とくに、地域北西部および気仙沼市街北方山地においては、矢部長克・早坂一郎・湊正雄<sup>3)10)70)</sup>により、*Productus flemingii* (SOWERBY) de KONINCK, *Dielasma* cf. *biplex* WAAGEN, *Leptodus* (*Lyttonia*) *richthofeni* KAYSER, *Waagenophyllum polyseptala* MINATOが記述されている。その他志井田功<sup>28)</sup>は1940年に、気仙沼周辺から種々の化石<sup>註4)</sup>を報告している。なかんずく、田柄・表松川は砂岩からの化石産地として古くから知られている。

小貫義男<sup>77)</sup>によれば地域北西部八森平山の南中腹には、薄い石灰岩を挟んでおり、

註4) 志井田の発表と、本図幅調査結果とを併わせて、叶倉層群から産出したと考えられる化石のみを掲げる。  
*Parafusulina wanneri* (SCHUBERT), *Parafusuhna* sp., *Schwagerina* sp., *Codonofusiella* sp., *Marginifera* sp., *Chonetes* sp., *Choneles sinuosa* SCHELLWIEN. *Chonetes* cf. *blanfordi* REED var. *lata* HAYASAKA, *Rhynchonella* sp., *Athyris* sp., *Productus flemingii* (SOWERBY) de KONINCK, *Productus cora* D'ORBIGNY, *Productus* sp., *Derbya hemisphaerica* WAAGEN, *Retzia indica* WAAGEN, *Retzia* sp., *Spiriferina cristata* SCHLOTHEIM, *Spiriferina* sp., *Orthotetes* sp., *Leptodus richthofeni* (KRUSER) HAYASAKA, *Dielasma* sp., *Myohhoria subelegans* WAAGEN var. *tobai* HAYASAKA, *Phillipsia* sp., *Feneslilla* sp., Crinoid stems

この石灰岩から茂木陸は *Verbeekina*, *Neoschwagerina*, *Parafusulina* などを採集している。その他、叶倉層の上部に相当するところに薄衣礫岩が介在するが、その基質の石灰質の部分、あるいは石灰岩から *Yabeina* を産すると述べている。

本図幅調査により新たに発見された化石について、本所の礫見博が鑑定したところによると、次のとおりである。

Loc. 135 *Neoschwagerina* sp.

Bryozoa

Crinoid stems

Loc. 311 *Pseudodoliolina* sp.

Loc. 324 *Parafusulina* sp.

*Schwagerina* sp.

*Pseudofusulina* sp.

岩手県陸前高田市の飯森部落付近の化石群は、古くから諸学者<sup>9)10)11)13)14)15)22)26)56)</sup>により研究が進められたが、とくに早坂一郎は種々の化石<sup>註5)</sup>を報じている。しかし正確な化石産地は明示されておらず、この図幅地内にはいるかどうか不明である。

**地質時代** 叶倉層群の地質時代はその含有化石により、一般に下位から *Neoschwagerina* Zone および *Yabeina* Zone の2帯が認められ、中部二疊紀に属する。

## II. 2. 3 登米層群

登米層群は本図幅地域に広く分布する。東中才断層の西部においては、叶倉層群の直上に整合に重なり、東部においては叶倉層群とは断層で接し、広田湾沿岸の地域では、坂本沢層群の直上に整合に重なっている。

---

註5) *Aviculopecten interstitialis* PHILLIPS, *Acanthopecten spinosus* HAYASAKA, *Crenipecten kesenensis* HAYASAKA, *Pleuronectites interlineatus* MEEK et WORTHER, *Liebea sinensis* FRECH, *Myophoria sub-elegans* WAAGEN var. *tobai* HAYASAKA, *Orthotetes rugosa* FREDERIKS, *Derbyia hemispnaerica* WAAGEN, *Chonetes blanfordi* COWPER REED ver. *lata* HAYASAKA, *Chonetes sinuosa* SCHELLWIEN, *Productus cora* D'ORBIGNY, *Productus villiersi kozlowskianus* FREDERIKS, *Rhynchonella (Uncinulus) jabeiosis* WAAGEN, *Spirifells* cf. *saranae* VERN. mut. *lata* FREDERIKS, *Leptodus richthoferni* KAYSER em. HAYASAKA, *Productus flemingii* (SOWERBY) de KONINCK, *Productus horridus* SOWERBY, *Productus vishnu* WAAGEN, *Spiriferina cristata* SCHELLWIEN, *Camarophoria humbletonensis* HOWSE, *Conularia rectangularis* HAYASAKA, *Phillipsia* sp., *Paracelites* aff. *elegans* GIRTY, HAYASAKA, *Dielasma* cf. *biplex* WAAGEN, *Richthofenia* sp.

**岩相** 本層群は黒色粘板岩によって特徴づけられ、比較的下部の層準に、いわゆる薄衣礫岩を挟有する（図版6参照）。このほかに砂質粘板岩・砂岩および石灰岩を挟有している。

粘板岩は黒色を呈し、風化すると黄褐色を呈する。一般に堅硬、緻密である。層理は砂質粘板岩を挟有する場合にのみ明瞭で、とくに気仙沼市月立および塚沢周辺においては、著しく砂質粘板岩ないし砂岩と互層する 경우가多く、広く現われている粘板岩とは産出状態が異なる。粘板岩は節理の発達が著しく、また断層付近においては著しく擾乱し、小さい褶曲がみられ、かつ黒鉛のような岩相となっている部分もある。東中才断層の東部、ことに広田湾沿岸の地域においては、黒色粘板岩は千枚岩質となっている。黒色粘板岩に挟有される砂岩は、灰白色～暗灰色を呈し、風化すると黄褐色を呈する。一般に細粒～中粒で、塊状、堅硬である。ときに石灰質ないし珪質で、また大きさ4～5cmの黒色粘板岩の同時礫を豊富に含有することがある。

砂岩の厚さは一般に1～10mである。石灰岩は暗灰色を呈し、一般に不純である。ときに石灰岩礫岩状を呈し、黒色粘板岩の大小の角礫を有し、石灰岩もみかけ上、円礫を呈することがあるが、いずれも同時堆積物とみなしてよい。



図版6 登米層群の黒色粘板岩（本吉郡唐桑町笹浜海岸にて）

礫岩は一般に薄衣礫岩と称されるもので、大部分が円礫で、礫の直径は普通2～20 cmであるが、30cmに及ぶものもある。礫の種類はチャート・砂岩・黒色粘板岩・石灰岩および花崗岩である。その厚さは普通1～5mであるが、広田湾沿岸において志井田功<sup>28)</sup>が長部礫岩と称したものは、薄衣礫岩に包括されるもので、その厚さは優に10mを越すものである。

本層群の厚さは福伏西方において、900～1,400mと算定される。

**構造** 登米層群は東中才断層の東部と西部とでは、構造が著しく異なり、東部では一般に走向NNW-SSE、傾斜50～70°Wで、全般に片理の発達著しい。西部では全般に北北西方向の走向を呈するが、局部的には必ずしもこれと一致しない。また、北北西方向および北東方向の断層が発達し、比較的緩傾斜の背斜、向斜構造が繰り返している。

**含有化石** 登米層群からは化石の産出が一般にまれであるが、本図幅調査において、図幅地域北西部黒沢山南方の黒沢の黒色粘板岩中に、巻貝が発見された。小貫義男<sup>78)</sup>によれば茂木睦が、1956年に気仙沼市早稲谷から *Bellerophon* sp., *Calamites* sp., Plant remains を発見した。なお、本図幅調査により採集した石灰岩のなかの化石について、本所の磯見博が鑑定したところによると、次のとおりである。

Loc. 274 *Yabeina* sp.

*Sumatrina* sp.

*Pseudodoliolina* sp.

*Lepidolina* sp.

Loc. 344 *Schubertella* sp.?

Loc. 363 *Yabeina* sp.

*Schwagerina* sp.

*Lepidolina* sp.

*Pseudodoliolina* sp.

**地質時代** 登米層群の地質時代は、その含有化石により一般に上部二畳紀に属するものといわれているが、一部は叶倉層群と同時異相の関係にあるもののようで、中部二畳紀頃から堆積が開始されたものと考えられる。

## II. 3 中生界

中生界は本図幅地内においては、主として東中才断層の東部において、二畳系の登米層群の上位に重なり、一つの向斜盆地構造を呈して、北北西から南南東方向に伸びて分布している。また、図幅地域北東部の一部および東中才断層の西側地域南西部に、火成岩や新生界に囲まれてわずかに分布する。本図幅地内の中生界の調査研究は、古生界と相並んで、明治中頃から多くの地質古生物学者によって、行なわれてきたが、最近 20 年間に於いて著しく進捗している。

本図幅地内の中生界は、含有化石により三畳系・ジュラ系および白堊系に分けられるが、三畳系およびジュラ系は中生界のうちでもっとも広範囲に分布している。三畳系は含有化石と岩相とから、下部三畳系の稲井層群と上部三畳系の皿貝層群とに分けられ、皿貝層群は東中才断層の西部にのみ分布している。東中才断層の東部においては、稲井層群とジュラ系の唐桑層群との間に皿貝層群を、さらに東中才断層の西部におけると同様、南部北上山地にみられる中部三畳系の利府層群を欠除している。

ジュラ系は含有化石、岩相および堆積輪廻から、唐桑層群および鹿折層群に分けられ、さらに唐桑層群は小鯖層および綱木坂層に、鹿折層群は石割峠層・舞根層および小々汐層に分けられる。ジュラ系は主として東中才断層の東部に広く分布するが、断層の西部においても、気仙沼市南部の五駄鱈周辺に小々汐層が、図幅地域の南西部にジュラ系と考えられる愛宕山層が、小範囲に分布するのみである。

白堊系は下八瀬断層西部、大島および門之浜湾東部の 3 地区に分かれて分布し、すべて下部白堊系に属する。下八瀬断層の西部では大部分が安山岩質岩石からなる新月層が、大島では最近佐藤正により、下部白堊系に属することが判明した磯草層および長崎層、さらに新月層にほぼ対比される鼎浦層が分布し、大島では鼎浦層の上位に重なって大島層が分布する。門之浜湾東部では下部から大船渡層群・末崎層群が分布する。

岩相は古生界に較べて全般的に軟弱であるが、稲井層群は総じて登米層群によく似ている。産出化石はきわめて少ないが、古生界とともに動物化石群および植物化石群を産することで有名である。

### II. 3. 1 三 疊 系

本図幅地内の三疊系は、含有化石と岩相とから、下部三疊系の稲井層群と上部三疊系の皿貝層群とに分けられる。

#### 稲 井 層 群

稲井層群は主として東中才断層の東部に広く分布するが、気仙沼湾西方にも分布し、二疊系の登米層群の上位に平行不整合関係をもって重なっている。

稲井層群は本地域南方において、下部から平磯層・大沢層・風越層および稲井層に分けられているが、こゝでは岩相によって区分し、仮に下部層・中部層・上部層および未区分稲井層群に分けて記載することにする。

**下部層** 本層は本層群分布地域の北部において、登米層群の直上に、稲井層群の基底をなしている（図版7参照）。

本層は主として砂岩・礫岩から構成され、ときに帯状砂質粘板岩を介在することがある。

砂岩は灰緑色を呈し、風化すると褐色～暗灰色を呈する。一般に塊状を呈するが、しばしば細粒砂岩の介在により層理は明瞭である。一部は珪質砂岩で、また粘板岩と互層することがある。砂岩の厚さは一般に5～20mであるが、ときに100mに達することがある。

礫岩は直径1～10cmの円礫に富むもので、礫の種類は砂岩・黒色粘板岩・チャート・珪質岩石および花崗岩である。基質は中粒～粗粒の石灰質砂岩で、礫を突発的に含む場合がある。礫岩の厚さは4～10mで、唐桑町北部では数枚認められる。

本層の厚さは100m前後と推定されるが、南部ほど薄く、北部に行くに従って厚さを増す傾向がある。南部北上山地の津谷・伊里前および十三浜地域では、化石が多く産出するが、本図幅地域では未だ知られていない。

**中部層** 本層は最下部層の上位に重畳するが、唐桑半島では登米層群と断層で接して分布する。本層は黒色砂質粘板岩と黒色粘板岩との縞状細互層、珪質粘板岩と細粒～粗粒砂岩との帯状互層、および灰色～灰緑色砂質粘板岩と同色の粘板岩との縞状細互層からなり、縞状互層は単位の厚さ1mm～8cmであるが、ときに10～15cmに及ぶことがある（図版8参照）。



図版7 登米層群および稲井層群の境界（本吉郡唐桑町青野沢にて）



図版8 稲井層群の砂質粘板岩および粘板岩の縞状互層（本吉郡唐桑町大日東方海岸にて）

粘板岩は厚さ40～50cmに及ぶことがある。粘板岩は層理明瞭であるが、千枚岩質の場合がある。ことに東中才断層の東部付近においてはその傾向が強い。粘板岩および砂岩はともに一般に石灰質である。風化すると灰色～草色となる。

砂岩は灰緑色で、黄褐色に風化する。細粒～粗粒で、緻密、堅硬、塊状で、層理は明瞭でない。約1mの層理明瞭な黒色粘板岩を挟有し、成層ないし帯状をなすことがある。砂岩は節理の発達により角状の大小の破片に割れる。

本層は北部において、下部層にみられるような、薄い礫岩を挟有することがある。下部層の厚さは450～550mと算定される。

**上部層** 本層の下部には砂岩を特徴的に多く有する岩相があり、砂岩の厚さは4～80mあるいはそれ以上に達し、ときに暗青色～暗灰色の砂質粘板岩、ないし粘板岩の帯状あるいは縞状互層を挟み、また紫色の珪質砂質粘板岩、あるいは黒色粘板岩を挟むことがある。

砂岩は灰白色、暗灰色あるいは灰緑色を呈し、珪質～石灰質のこともある。一般に細粒～中粒で、堅硬、塊状である。しばしば粒度の差により、あるいは粘板岩の介在により層理が明瞭のこともある。

本層の厚さはときに350mに及ぶことがある。

砂岩の上位には中部層とよく似た岩相を呈し、砂質粘板岩と粘板岩との細い帯状互層、および砂岩と粘板岩との互層からなり、砂質粘板岩は暗灰色、灰緑色～暗緑色を呈し、粘板岩は黒色でいずれも剝理性に富んでいる。

砂岩は細粒～中粒で、灰白色石灰質ないし灰緑色で、風化すると多孔質で灰白色ないし黄褐色を呈する。砂質粘板岩および粘板岩はともに厚さ3mm～20cmで、砂岩は一般に厚さ1～50cmであるが、しばしば2～10mのことがある。砂質粘板岩および粘板岩は、ときに珪質を帯びることがある。

唐桑半島の御崎岬付近では、厚さ50cm内外で1cm大の礫に富んだ礫岩層が、なん枚かこれらの互層に挟まれている。

本層の厚さは1,000～2,350mと算定される。

本層の上限は直接にジュラ系の唐桑層群の最下部の小鯖層に被覆され、上部三畳系の皿貝層群および中部三畳系の利府層群を欠除し、稲井層群上限の侵蝕が推定される。

気仙沼市南部の稲井層群：地質図幅で未区分稲井層群としたもので、本図幅地域南西隅に、津谷図幅地域において登米層群の上位に位置して分布する、稲井層群の北方延長部が分布する。東中才断層の東部に分布する稲井層群と同様に、砂岩・礫岩層、砂質粘板岩粘板岩互層、砂岩層および砂岩粘板岩互層からなるが、全般に火成岩の貫入により、熱変成作用をうけており、地層を区分し難い。

津谷図幅地域の稲井層群<sup>49)</sup>は平磯砂岩礫岩層・大沢暗青色粘板岩層・風越砂岩礫岩層および稲井砂質粘板岩層の標式的分布地域で、豊富な動物化石群を産出する。

本地域の稲井層群の厚さは約1,600mと算定される。

**構造** 東中才断層東部では、稲井層群は大きく褶曲して綱木坂向斜をつくっている



るが、北部の笹長根山周辺では登米層群とともに向斜構造を繰り返し、背斜構造もみられる。唐桑半島では小原木背斜の南方延長に当り、その褶曲の西翼に相当するものである。走向は全般に NNW-SSE で、傾斜は 50～70° であるが、南部では 80° を超えることもあり、北部ではがいて緩く 30° くらいのこともある。唐桑半島では走向 ENE～E-W で、傾斜は 50～80° S である。本層群は一部東中才断層をへだてて、登米層群ないし坂本沢層群と接する。

気仙沼市南方の稲井層群は走向 N-S～NNW、傾斜 40～70° W であり、東中才断層東側の稲井層群との構造的関係は不明である。

**含有化石** 本図幅地域南方の津谷町を始めとして、伊里前および十三浜地域では菊石・二枚貝・巻貝・腕足貝・海百合および植物の破片などの化石が豊富に産出するが、本図幅地域では、下記の地域に化石がわずかに産出する。

1. 地域南西部道貫南方：二枚貝・腕足貝の痕跡が認められる（本図幅調査による）。
2. 気仙沼市街南方上沢西方：巻貝を産する（本図幅調査による）。
3. 図幅地域中央付近の夜這路峠東方：*Hollandites* sp.（志井田功による）。

**地質時代** 本図幅地域に分布する稲井層群は化石に乏しいが、岩相から津谷図幅地域の津谷町北東方に分布する、標式的稲井層群に対比される。すなわち、本図幅地域の下部層・中部層および上部層は、それぞれ平磯砂岩礫岩層・大沢暗青色粘板岩層・風越砂岩礫岩層および稲井砂質粘板岩層に対比される。これらの標式的地域の産出化石により、稲井層群の地質時代は、下部三疊紀のスキティックからアニシクにわたるものであると決定される。

### 皿貝層群

本図幅地域の南西部において、砂岩を主とする累層が稲井層群を被覆している。近藤信興<sup>17)</sup>が大谷金山のこの累層から、初めて“*Pseudomonotis ochotica densistriata* TELLER”を発見した。志井田功<sup>28)</sup>はこの付近で基底礫岩を伴ない、砂岩・頁岩の互層からなり、花崗岩の貫入によりホルンフェルスとなっている地層を長ノ森層とよび、その厚さを 400m としている。基底礫岩の礫は志井田によれば、花崗岩類・粘板岩・縞状粘板岩・砂岩および珪質岩などからなり、稲井層群との関係は傾斜不整合である。

最近、小貫義男・坂東祐司は、長ノ森層を下部から新館層および長ノ森層<sup>註6)</sup>に分けている。本図幅地域においてはこれらを一括し、従来通り皿貝層群として記載する。

**岩相** 本層群は砂岩を主とし、砂質粘板岩・粘板岩および礫岩から構成され、砂岩は帯緑色、暗灰色、黒色を呈し、風化すると黄褐色を呈する。砂岩は中粒～粗粒で、ときにアルコーズである。砂質粘板岩および粘板岩は、ともに黒色を呈する。とくに砂岩の層理は明らかでない。本層群の岩石は花崗岩類の貫入により、一般にホルンフェルスとなっている。

礫岩は小貫義男・坂東祐司<sup>91)</sup>によれば、南に隣接する津谷図幅地内の長ノ森山の東側斜面に、基底礫岩として分布し、礫は径2～4mmのものが多く、礫の種類は砂岩・粘板岩・角閃石玢岩・珪質岩および安山岩などである。

**構造** 本図幅地内の皿貝層群は、NNE方向の断層により2地区に分けられ、四十二部落の南西方では走向N70°W、傾斜30°Sである。断層の東側では走向および傾斜は明らかでないが、走向N80°W、傾斜50°Nのところがある。気仙沼市街から百目木付近の皿貝層群の構造は不明である。

**含有化石**<sup>註7)</sup> 本図幅地内の皿貝層群からは、化石はあまり産出しないが、市川浩一郎<sup>49)</sup>によれば、南に隣接する津谷図幅地内の皿貝層群からは数多くの *Entomonotis* を産し *Entomonotis ochotica* var. *densistriata* 帯、*Entomonotis ochotica* 帯、*Entomonotis pachyleura* 帯、*Entomonotis zabaikalica* 帯が識別されている。本図幅調査により、従来稲井層群とされていた気仙沼市街西方百目木付近の、帯緑色の砂質粘板岩中から *Entomonotis* を発見した。市川浩一郎の鑑定によれば *Monotis* (*Entomonotis*) cfr. *typica* (KIPARISOVA) である。

**地質時代** 皿貝層群の地質時代は、上記の化石により三疊紀ノーリックとされているが、最近小貫義男・坂東祐司<sup>91)</sup>は上部カーニックからノーリックと考えている。

註6) 従来皿貝層群として総括されていたが、小貫義男・坂東祐司<sup>89)</sup>は下部から新館層および長ノ森層に区分した。新館層の模式地は図幅地域外の宮城県本吉郡本吉町・気仙沼市長ノ森山北斜面・気仙沼市新館(日本吉郡松岩村新館)付近とされ、厚さは長ノ森山にて250m、愛宕山にて300mと算定されている。長ノ森層の模式地は宮城県本吉郡本吉町長ノ森山および愛宕山付近とされ、厚さは長ノ森山では上部が削割されているため60m、愛宕山にては200mと算定されている。長ノ森層と新館層との関係は漸移で、整合であるといわれる。

註7) 小貫義男・坂東祐司<sup>91)</sup>によれば、新館層からは化石はまだ採集されないが、長ノ森層からは *Entomonotis* を主とする二枚貝を豊富に産するほか、巻貝・頭足類・海百合・珪化木および植物化石などを産する。

## II. 3. 2 ジュラ系

本図幅地内のジュラ系は東中才断層の東部と西部とに分かれて分布し、東部では中部ジュラ系の唐桑層群および中・上部ジュラ系の鹿折層群が、稲井層群の上位に広く分布し、西部では地域南西隅にジュラ系に対比される愛宕山層が、皿貝層群の上位に分布する。

### 愛宕山層

愛宕山層は砂岩および砂質粘板岩からなり、層理は辛うじて測定することができる。岩質は一般に黒色である。市川浩一郎<sup>49)</sup>・小貫義男・坂東祐司<sup>91)</sup>は基底礫岩を認めている。地層は走向N70° EあるいはN30° W、傾斜10～20° SあるいはEで向斜構造を呈する。小貫義男・坂東祐司によれば、二枚貝などの化石を産するが、保存が悪く、愛宕山層の正確な層準は不明であるが、ジュラ系に対比されている。

### 唐桑層群

本層群は志井田功<sup>28)</sup>によって唐桑統とよばれ、小鯖砂岩層・黒色頁岩層および黒色砂岩層の3層に分けられた。志井田は下位の三疊紀層との関係を、傾斜不整合と述べている。

小貫義男<sup>77)</sup>は前者を小鯖層とよび、後2者を綱木坂層とよんでおり、本図幅においてもこのようによぶことにする。

**小鯖層** 本層は砂岩を主とし、部分的に黒色粘板岩を挟有し、ときに偽層を呈することがある。砂岩の基底に礫質な部分がある。砂岩は淡青色～灰白色を呈し、細粒～中粒で、風化すると特徴的に鉄錆状褐色を呈する。志井田功<sup>28)</sup>によれば礫は花崗岩類・珪質岩類および縞状粘板岩などである。

厚さは3～300mで、変化に富んでいるという。

本層は綱木坂向斜の東翼では、走向N10° W～N45° W、傾斜50～75° Wであって、西翼では東に傾斜している。

本層からは志井田功・小林貞一・紮野義男・森一男・小貫義男<sup>23)37)58)69)77)</sup>などにより、二枚貝<sup>註8)</sup>などの化石の産出が知られている。

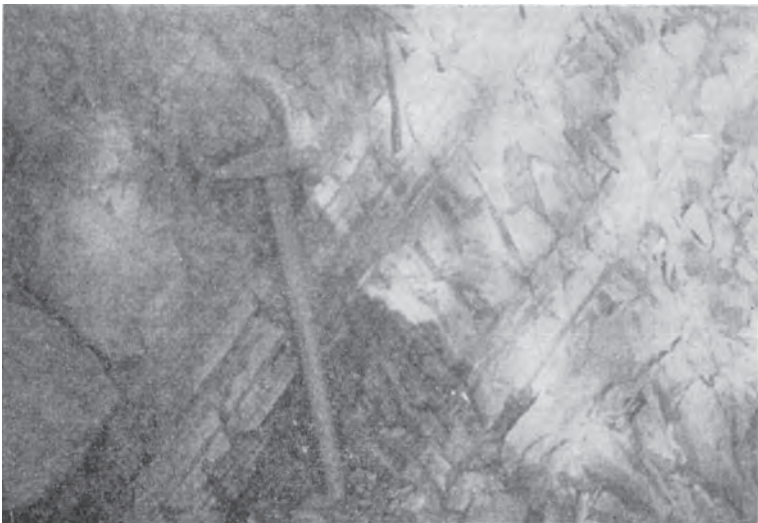
註8) *Trigonia (Lyrodon) sumiyagura* KOBAYASHI and KASENO, *Trigonia (Vaugonia) yokoyamai* KOBAYASHI and MORI, *Vaugonia (Hijitrigonia) geniculata* KOBAYASHI and MORI, *Lima* sp., *Macrodon* sp., *Nucula*? sp., *Leda*? sp., *Astarte*? sp., *Inoceramus* spp., *Belemnites* sp.

本層の地質時代は古く志井田功<sup>28)</sup>・小貫義男<sup>78)</sup>により、下部ジュラ紀と考えられ、また韮浜層に対比されているが、小林貞一<sup>40)</sup>はその著書において、「森一男学士に依ると其三角貝は荒戸崎砂岩のものに非常に近縁で、花崗質岩礫を含み、此点ではカナダ沢アルコーズ砂岩との類縁を示している。夫故茲には仮に顕著な偽層を呈し、南方に薄化尖滅する小鯖砂岩は細浦海侵開始期の瀬海相、恐らくは三角洲相として取扱う」と述べている。最近、佐藤正<sup>79)</sup>は綱木坂層（いわゆる志井田功の黒色頁岩層および黒色砂岩層）産菊石の研究発表のなかで、小鯖層は *Stephanoceras humphriesianum* 帯直前で、おそらく狭義の Bajocian 最下部のものであろうと述べられている。

**綱木坂層** 本層は小鯖層の上位に整合に重なる、黒色粘板岩および黒色砂岩からなり、しばしば互層を呈する（図版9参照）。

粘板岩は一般に塊状であるが、剝理性に富んでいる。風化すると灰白色を呈する。

砂岩は塊状であるが、粘板岩の介在により層理を呈することがある。本層の厚さは志井田功<sup>28)</sup>によれば、およそ360～450mと算定されている。本層は綱木坂向斜とよばれる向斜構造を呈し、東翼では走向N10°W～N55°W、傾斜50～80°Wである。綱木坂向斜軸付近では走向N50°E、傾斜40°Sである。



図版9 唐桑層群綱木坂層の粘板岩および砂岩の互層（本吉郡唐桑町東浜街道にて）

本層からは志井田功<sup>28)</sup>・佐藤正<sup>76)</sup>などにより、種々の化石<sup>註9)</sup>が知られている。

本層の地質時代は従来、志井田功<sup>註10)</sup>により下部ジュラ紀と考えられていたが、佐藤正<sup>75)</sup>は黒色頁岩中から *Stephanoceras* sp. cf. *St. plicatissimum* (QUENSTEDT) を採集し、*Stephanoceras* は環太平洋地域に広く産出するもので、狭義の Bajocian の最下部を示すと述べている。

### 鹿折層群

鹿折層群は東中才断層の東部において、唐桑層群の上位に重なり、綱木坂向斜の中心部を占めて分布する。本層群は志井田功<sup>28)</sup>により鹿折統とよばれ、下部から花崗岩礫層・舞根層および小々汐層に分けられたが、小貫義男<sup>77)</sup>は花崗岩礫層を石割峠層とよんでいるので、本図幅では後者に従った。なお、小々汐層は東中才断層の西部の気仙沼市南部にもわずかに分布する。

**石割峠層** 本層は綱木坂向斜の両翼に分布し、西翼では気仙沼市東八幡前東方で尖滅する。本層は鹿折層群の基底をなして、綱木坂層の上位に重なっており、その両層の関係は一般に非整合といわれている。東翼では南部ほど厚さはうすく、唐桑町舞根東方まで辛うじて追跡できる。

本層はきわめて顕著な礫岩からなり、ときに砂岩を挟有することがある。礫岩の礫には花崗岩がもつとも多く、砂岩・粘板岩およびチャートもみいだされることがある。礫の径は最大 40cm にも及ぶものがあり、全体として円礫で、基質は粗粒砂岩である(図版 10 参照)。志井田功<sup>28)</sup>によれば本層の厚さは綱木坂南方において 230m である。本層に挟有される砂岩は礫質砂岩で非常に粗粒である。南部では礫岩はほとんど認められず、砂岩のなかに礫が散発的に認められるだけである。地層は全般に 40°~70° 傾斜している。

**舞根層** 本層は石割峠層の上位に整合に重なり、綱木坂向斜とよばれる向斜構造を呈する。

註9) *Stephanoceras* sp. cf. *St. plicatissimum* (QUENSTEDT), *Harpoceras ikianum* YOKOYAMA, *Schlotheimia jimboi* YOKOYAMA, *Grammoceras* sp., *Phylloceras* cf. *nilssoni* HEBERT, *Phylloceras* sp., *Rhacophyllites?* sp., *Belemnites* sp.

註10) 最近の小貫義男・坂東祐司・高橋治之・長谷弘太郎<sup>90)</sup>の報告によると、志井田は黒色頁岩から *Schlotheimia*, *Harpoceras*, *Phylloceras*, *Grammoceras* などの菊石化石を採集して、その時代は Hettangian ~ Toarcian にわたるものとし、その下位の小鱗砂岩を Hettangian 下部と考えた。さらに 1956 ~ 57 年に綱木坂層模式地において志子田典生・武田要吉などの採集したのものには *Hammatoceras* があり、Aalenian を指示するものが含まれていると述べている。

本層は向斜構造の東翼に広く分布し、志井田功<sup>28)</sup>は東浜街道に沿う断面において、約470mの厚さを算定している。

本層は粘板岩・砂岩の互層からなり、ときに径5～10cmの礫を有する礫岩を介在する(図版11象照)。粘板岩は黒色～暗緑色を呈し、風化すると淡黄色～淡緑色を呈する。砂岩は暗灰色、灰緑色～灰白色を呈し、一般に細粒～中粒である。また、塊状で節理が発達する。しばしば粘板岩の薄層を挟有し、明瞭な層理を示すことがある。地層は40～80°傾斜している。

本層からは従来志井田功<sup>28)</sup>・小貫義男<sup>77)</sup>などによって、種々の化石<sup>註11)</sup>が知られている。しかしその産出層準は舞根層よりも上位に属するのではなかろうかと考えられる。



図版10 鹿折層群石割峠層の巨大な花崗岩礫岩(本吉郡唐桑町東浜街道にて)

註11) *Trigonia* sp., *Adiantites Sewardi* YABE, *Brachyphyllum* sp., *Cladophlebis Browniana* (DUNKER), *Cladophlebis distans* HEER, *Cladophlebis* cf. *Klukia exilis* (PHILLIPS), *Cladophlebis* cf. *nebbensis* (BRONGNIART), *Coniopteris burgensis* (ZALENSKY), *Ctenopsis latifolia* (FONTAINE) ?, *Dictyozamites cycadopsis* (FONTAINE) ?, *Equisetum ushimarensense* (YOKOYAMA), *Frenelopsis* cf. *Hohenegeeri* (ETTINGSHAUSEN), *Leckenbya valdensis* SEWARD, *Matonidium Goeperti* (ETTINGSHAUSEN), *Nilssonia Johnstrupi* HEER, *Nilssonia ezoana* YOKOYAMA, *Podozamites lanceolatus* HEER, *Ptilophyllum* cf. *pecten* (PHILLIPS) MORRIS, *Todites* cf. *Roesserti* ? (FRESL.), *Todites* cf. *Williamsoni* BRONGNIART *Williamsonia* sp., *Zamites Buckianus* (ETTINGSHAUSEN), *Zamites* cf. *megaphyllis* (PHILLIPS)



図版11 鹿折層群舞根層の粘板岩および砂岩の互層（本吉郡唐桑町東浜街道にて）

本層の地質時代について志井田功<sup>28)</sup>が、次のとおり述べている。「舞根層の化石植物群は *Frenelopsis cf. hoheneggeri*, *Williamsonia* sp. などを含み、著しく下部白堊紀に近縁にして、従来より Jurassic-Cretaceous の漸移型、または領石化石植物群なりと考へられたるも、筆者は幾分之をより下位に考へて上部侏羅紀に属せしめ、所謂手取化石植物群に相当せるものなりと考へたり」。小林貞一<sup>40)</sup>・小貫義男<sup>77)</sup>も文献中にそれぞれ、本層を他の地域のジュラ系と対比している。

**小々汐層** 本層は舞根層の上位に重なり、綱木坂向斜の軸部に広く分布し、南方は大島にも及んでいる。その他気仙沼市南部の五駄鱈を中心とした地域でも、鮮新一更

新世の千岩田層および松崎層に被覆されて狭く分布する。志井田功<sup>28)</sup>によれば石割峠に沿う断面において、本層の厚さは約 800m と算定されている。

本層は砂岩・粘板岩ならびにこれらの互層、および礫岩からなる。砂岩は一般に細粒～粗粒で、灰色、灰緑色、白色を呈し、白色のものが著しくアルコーズである。風化すると黄褐色を呈する。粘板岩は暗灰色～黒色を呈し、一般に脆い。風化すると黄褐色を呈する。砂岩・粘板岩はそれぞれ 10m 以上の単層として露出することもあるが、一般にそれぞれ 8～20m の種々の互層として分布することが多い。礫岩はまれであるがチャートの径 1～2cm の礫に富み、砂岩中に挟有される場合が多い。本層の白色砂岩は樹木が生えないためか、遠くからよく識別される。

本層は走向 NNW-SSE で、傾斜 40～80° E あるいは W で、著しく走向・傾斜の変化に富んでいる。本層は大きくは綱木坂向斜とよばれる向斜構造を呈するが、東浜街道ならびに石割峠道に沿っても観察されるとおり、複向斜構造を呈している。西辺は東中才断層を境として坂本沢層群と接する。気仙沼市南部の五駄鱈を中心とした地域の本層は、層理がほとんど不明であるが、高谷南方では走向 20° W、傾斜 60° E である。当地域では登米層群と断層関係にある。

本層からは志井田功・小林貞一・田村実・小貫義男<sup>28)(68)(77)</sup>などにより、種々の化石<sup>12)</sup>が知られている。

本層の地質時代は従来、大島の磯草付近から産出する *Perisphinctes* (*Discosphinctes*) *isokusensis* KOBAYASHI and FUKUDA<sup>36)</sup> により、上部ジュラ紀の Argovio-Kimmendgian と考えられていたが、最近、佐藤正<sup>95)</sup>はこの化石を *Thurmanniceras isokusensis* (KOBAYASHI et FUKUDA) と鑑定し、白堊紀の最下位の Berriasien に属するものと考え、白堊系の項目に述べるとおり、長崎層とともに、磯草層を小々汐層から分離した。

小々汐層は有力な指準化石に乏しいが、佐藤正によれば大島の長崎北方のニラノワキの海岸付近の露頭から、*Substeuoceras* sp. が産出し、小々汐層の上部はジュラ紀最上位の Titnonian にまで及んでいる。

### II. 3. 3 白 堊 系

白堊系は図幅地域西部の主として下八瀬断層以西、大島および地域東部の門之浜周

註 12) *Astarte* cf. *elegans* SOWERBY, *Trigonia* cf. *formosa* LYCETT, *Myophorella* (*Promyophorella*) *obsoleta* KOBAYASHI and TAMURA, *Myophorella* (*Promyophorella*) *orientalis* KOBAYASHI and TAMURA.



辺に分布する。図幅地域西部および大島のものは、下部から磯草層および長崎層、新月層および鼎浦層・大島層に分けられる。地域北東部のものは下部から大船渡層群・末崎層群に分けられる。

### 磯草層および長崎層

従来、大島の磯草および長崎付近、主として磯草付近から *Perisphinctes* (*Discosphinctes*) *isokusense* KOBAYASHI and FUKUDA, *Astarte* cf. *hermanni* OPPEI, *Astarte* cf. *elegans* SOWERBY, *Alaria* cf. *myurus* DESLONG, *Trigonia* cf. *formosa* LYCETT, *Spondylus*? sp., *Myophorella* (*Promyophorella*) *obsoleta* KOBAYASHI and TAMURA, *Myophorella* (*Promyophorella*) *orientalis* KOBAYASHI and TAMURA が産出しており、その化石帯は上部ジュラ紀の Argovio-Kimmeridgian を示し、それを含む地層は小々汐層の一部と考えられていたが、最近、佐藤正<sup>95)</sup>はこの化石を *Thurmanniceras isokusensis* (KOBAYASHI et FUKUDA) と鑑定し、さらに長崎から *Olcostephanus* sp., *Kilianella* sp., *Berriasella* sp. を報告し、これらの化石は白堊紀の最下位の *Berriasien* に属するものと考えている。佐藤正はこれらの菊石化石群を含む地層を、小林貞一<sup>40)</sup>の磯草層および長崎層を活用し、小々汐層から分離している。磯草層および長崎層の岩相は小々汐層によく似ているが、小々汐層との層序的關係はなお不明である。本図幅地域には磯草層および長崎層を設けることにする。

### 新月層および鼎浦層

**層位的関係** これらの層は下部白堊紀の火山岩および火山砕屑岩からなる。新月層 (Na および Nt) は新月を標式地とし、図幅地域の西部に NNW の方向に分布し、その延長はさらに千厩図幅地域に及んでいる。

鼎浦層 (Ka, Kt, Kb) は大島の大半を占めて分布している。

新月層は地域の南西部の赤岩付近では、折壁石英モンゾニ岩の進入を受け、新月付近では下八瀬断層に切られている。この断層は大船渡線以北では、明らかに破碎帯を伴っているが、その南部の面瀬までの間には明らかな断層が認められず、本層は稲井層群、または皿貝層群の上に不整合にのっているようである。岩倉山の北東部の農業用水池の傍の露頭で、皿貝層群の砂質頁岩の上に 20° SW の傾斜で、一見整合的に本層の角閃石含有普通輝石安山岩がのっている (図版 12 参照)。また猿掛の南の沢では、皿貝層群と思われる 20° ~ 30° S の傾斜を示す砂岩・石灰質砂岩ないし頁岩の互層



And : 新月層の角閃石含有輝石安山岩

Sdsl : 皿貝層群の砂質頁岩

図版12 岩倉山東方における皿貝層群と新月層との関係

大滝以南では、走向E～Wに近く、南または南西にゆるく傾いている。そしてこの付近を境にして、北部では北ないし北西に傾斜を変えている。たゞしこの付近は露出はよくないので、充分明らかではないが、このような大滝付近を軸としたようなもり上りの部分は、一方では、南部に角閃石輝石安山岩が卓越し、北部に両輝石安山岩およびその火山角礫岩の広い分布がみられるように、岩相の境目当たっている。

その北部の大船渡線沿線付近では、本層の東縁は下八瀬断層に接している。そこでは、走向NE、傾斜は50～60°NWとなっている。しかしそれより西側に行くに従い、走向がE-Wに近くなり、傾斜は約50°NNWとなる。戸波平付近になると傾斜が緩くなり、走向も逆にNWに変化し、東に傾斜するようになる。すなわち、戸波

の上位にやはり同じ傾斜で、本層の凝灰質砂岩および火山角礫岩が重なっている。大石倉付近に分布する砂岩も、直接重なっている関係は確認できないが、本層の下位にくるものと考えられる。

本層は鍵層となる顕著な地層を含まないので、その層序や構造を明らかにすることは困難である。しかし、比較的連続性のある紫黒色の細粒凝灰岩（一部凝灰質頁岩）と、それに伴う同じ色の凝灰角礫岩を用いて地層を追跡し、地層の走向・傾斜を凝灰質岩石の岩相の境、あるいは葉理（図版13、第2図参照）を手がかりにして調べた結果、おおよそ次のような関係が認められる。



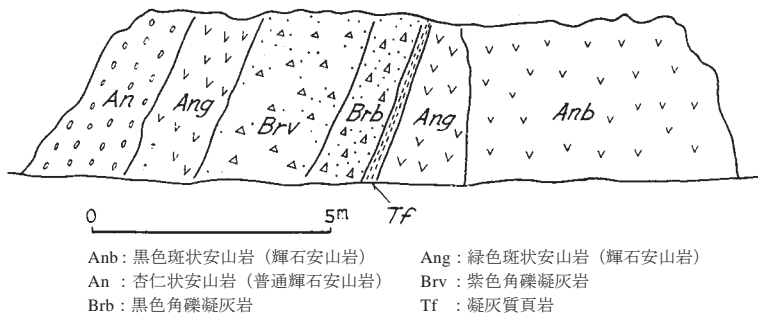
And : 輝石安山岩 (杏仁状)    Tf : 細粒凝灰岩 (葉理を示す)  
 BrTf : 淡緑色角礫凝灰岩

図版13 鹿倉にみられる新月層の産状

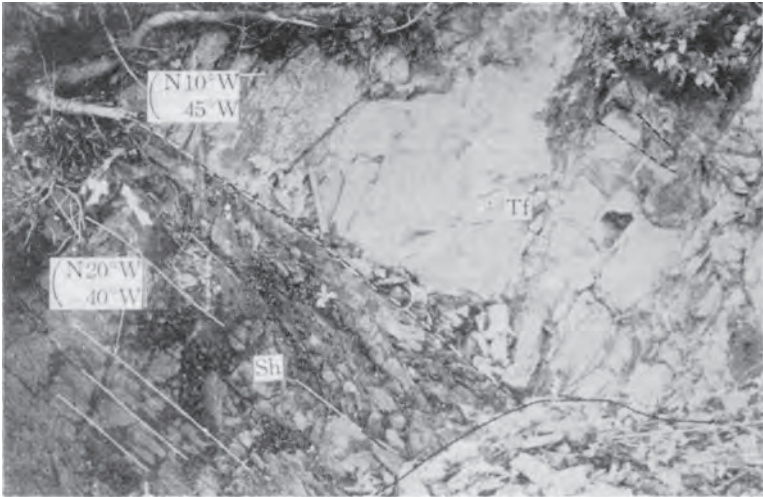
平付近に向斜軸をもち、北に沈んだ向斜構造をなしている。しかし、ある程度構造のつかめるのはこの付近だけである。

新月層の岩相および層序は、およそ南部に角閃石を含む安山岩、中央部では下位に厚い安山岩質熔岩、その上位に安山岩質火山角礫岩・凝灰角礫岩・凝灰岩の互層が重なっているものと考えられる。ただし本層は、圧倒的に火山角礫岩が多く、火山活動の機構も特異性があり、本層の層序を組立てることは、きわめて困難である。

鼎浦層は唐桑半島の三疊紀・ジュラ紀層からなる綱木坂向斜の南端部に分布し、ジュラ紀の鹿折層群の最上部の小々汐層の上部にのり、さらにその上を大島層が覆っている。



第2図 新月街道における新月層の安山岩の産状



Tf : 鼎浦層の凝灰岩                      Sh : 小々汐層の黑色頁岩  
 図版14 葡萄海岸における小々汐層と鼎浦層との不整合関係

東翼の葡萄・亀山および長崎では、小々汐層あるいは長崎層の黑色頁岩、または砂岩の上に本層がのっている。本層の凝灰質砂岩は、葡萄海岸では走向  $N20^{\circ}W$ 、傾斜  $40 \sim 50^{\circ}W$  で、黑色頁岩の上にほぼ平行に重なっており（図版 14 参照）、葡萄の対岸の鶴ガ浦では、小々汐層のアルコズ砂岩の上ののっている。西端の磯草では本層の細粒凝灰岩、および角礫凝灰岩の互層は、磯草層と同様、傾斜的  $80^{\circ}E$  である。

しかし、その間の直接の関係は明らかでなく、断層関係ではないかと考えられる。

本層の構造は、大きくは前述の向斜構造に調和的であるが、詳細は明らかでない。新月層と同様に、紫黑色の細粒凝灰岩およびそれに伴う角礫凝灰岩を追跡すると、本層内でも小々汐層に調和した向斜構造が認められる。なお、小々汐層との関係は個々の露頭ではほとんど平行であるが、各地点で小々汐層の違った層準に重なり、しかも小々汐層は全然火山碎屑岩を含んでいないことなどから、不整合関係にあるものと考えられる。その関係は鮎川層と山鳥層<sup>註13)</sup>との関係に類似している。

#### 噴出岩類の岩石学的性質

**新月層 (Na, Nt) の噴出岩類** これらは輝石安山岩・角閃石輝石安山岩を主とし、

註 13) 牡鹿半島の東端に分布している。

わずかに粗面岩質安山岩を伴う火山岩類 (Na) で、玄武岩を伴わない。その他の火山砕屑岩類 (Nt)、すなわち輝石安山岩の火山角礫岩、および角礫凝灰岩も広く分布し、凝灰岩・凝灰質砂岩・凝灰質頁岩を少量伴っている。

角閃石を含む安山岩は、がいして分布地域の南部に分布し、その範囲は狭く、皿貝層群のすぐ上にのるものは石英・斜長石の捕獲結晶を含んでいる。火山角礫岩および角礫凝灰岩は東側に多く、西側は均質な熔岩からなっている。

**普通輝石安山岩**は、この地域にもっとも普遍的に産するもので、A) 緑色～草緑色、または紫色斑状のもの、B) 黒色緻密なもの、C) 紫褐色緻密で、気孔に富んだもの、がある。

A) に属するものは斑晶に富み、均質のものほかに、緑色の地に数 cm 大の紫色の角礫 (岩質はほとんど同じ) を含む火山角礫岩を伴ない、それらは東部にかなり多い。

斑晶：斜長石・普通輝石

斜長石は 3mm の柱状の曹灰長石で、絹雲母・緑簾石・緑泥石に変化しているものが多い。普通輝石は半自形～自形、長さ 1mm 前後で、2V (+) は 45° である。淡緑色を帯び、弱い多色性がある。その他、原鉱物の明らかでない緑泥石仮像が含まれる。

石基：填間組織

拍子木状の斜長石および柱状の普通輝石からなる。普通輝石は 2V (+) 33～40° である。一般に変質の程度著しく、曹長石・緑泥石・炭酸塩・チタン石を生じている。

B) に属するものは斜長石の扁平な斑晶がめだち、4～5mm の大きさのものもみられる。斜長石のならばには方向性のみられる場合もあるが、狭い範囲で乱れることが多い。分布地域の西側に多く、変質の程度は著しく、炭酸塩の細脈やパッチを生じている。

斑晶：斜長石・普通輝石

斜長石は長さ 2～3mm で、数 mm に達するものもある。絹雲母・炭酸塩に変化している。普通輝石は半自形、長さ 1mm 前後で柱状、淡黄色を帯び、弱い多色性がある。まわりに狭い幅の累帯が認められ、2V (+) 54° である。

石基：填間組織

拍子木状の斜長石、柱状の普通輝石、微粒の鉄鉱からなる。普通輝石は 2V (+) 57° である。緑泥石・炭酸塩・チタン石に変質し、一部に緑泥石脈を生じているものもある。

C) に属するものは、紫褐色、緻密で、一定方向にならんだ気孔 (または方向性が

なく、杏仁状)を有するもので、分布は狭い。孔隙は炭酸塩または石英・緑泥石で埋められている。

斑晶：斜長石・普通輝石

斜長石は長さ1～1.5mmの柱状で、普通輝石は長さ0.5mmの半自形柱状結晶である。緑泥石に変化しているものもある。

石基：隠微晶質流晶組織

斜長石は微細な短冊状で、微粒の赤鉄鉱が散点している。変質して曹長石・緑泥石・炭酸塩を生じている。

なお、岩脈状をなす普通輝石安山岩は、斜長石・普通輝石・鉄鉱およびやゝ多量の・燐灰石を含んでいる。孔隙を埋めて曹長石・石英を生じているが、少量の半自形の赤褐色角閃石も伴っている。

角閃石含有普通輝石安山岩は灰緑色で、凝灰質砂岩とまちがえるような岩相を示し、高前田以南に分布している。

斑晶：斜長石・普通輝石・角閃石

斜長石は長さ1～2mmで、累帯構造を示し、内部は汚れている。絹雲母化をしているものが多い。普通輝石は0.3mm前後の短柱状のものが多いが、2mmに近いものもある。一般に集合状をなすものが多い。また完全に緑泥石化し、周りのみに輝石が残っているものも多く、骸晶状をなしている。淡緑色を帯び、弱い多色性がある。角閃石は半自形、1～1.5mmで、緑色を帯びた褐色を呈する。

石基：填間ないしガラス基流晶質組織

拍子木状の斜長石、柱状の普通輝石からなり、変質して緑泥石・曹長石・炭酸塩・チタン石などを生じている。

皿貝層群の上に直接重なっている黄緑色の岩石は、石英および斜長石の捕獲結晶を含み、これらの周りは普通輝石の小結晶により、とりかこまれている。普通輝石は2V(+)55～58°である。

角閃石普通輝石安山岩は、紫色または草緑色斑状で、角礫状を示す場合もある。八瀬付近および高前田付近に分布している。

斑晶：斜長石・普通輝石・角閃石

斜長石は長さ0.5～1mmの柱状で、絹雲母化しているものが多い。普通輝石は柱状で、長さ0.5mm以内で、やゝ淡褐色を帯び、結晶の周りは褐色に縁どられている。普通輝石は2V(+)53°である。また部分的、ある

いは完全に微粒の鉄鉱に交代されているものが多い。角閃石は緑褐色で、破砕され、周りは鉄鉱によりとりかこまれている。

石基：ガラス基流晶質組織

拍子木状斜長石とガラスとが変質して生じた緑簾石・緑泥石からなる。

この岩石には岩脈状の産状を示すものもみられる。これは灰緑色、緻密で、淡緑色の角閃石の斑晶がめだち、斑晶と石基との区別がつきにくいほかは、熔岩状のものと大差がない。

**粗面岩様安山岩**は淡青緑色で流状構造を示し、同質の角礫凝灰岩を伴ない、黄鉄鉱を鉄染状に含んでいる。戸波平の西方にわずかに産するだけである。

斑晶：斜長石

石基：微珪長質または粗面岩質組織

微細な拍子木状の斜長石と鉄鉱・燐灰石からなる。変質して曹長石・炭酸塩を生じている。

**角礫凝灰岩**は、紫色または灰緑色で、紫、青、淡緑色の角礫を含んでいる。鏡下では、それらの角礫は安山岩質で、基質は長石の破片からなっている。凝灰質頁岩（あるいは細粒凝灰岩）の角礫を含むものもある。

**鼎浦層 (Ka, Kt, Kb) の噴出岩類** これらは玄武岩 (Kb) 輝石安山岩 (Ka)<sup>註14)</sup> およびその火山砕屑岩類 (Kt)、すなわち火山角礫岩・凝灰角礫岩・凝灰岩からなる。量的には輝石安山岩およびその火山角礫岩がもっとも多く、北部および東岸には、凝灰岩・凝灰角礫岩がかなり多い。輝石安山岩は熔岩状の産状を示すが、玄武岩の一部は岩脈状である。

**普通輝石玄武岩**は、濃緑色、細粒な岩石で、斑晶は肉眼では認められない。田尻・館沢・要害の鼻・通島崎などに小分布を示し、田尻のものは安山岩を貫く幅1mの岩脈である。その他のものは熔岩状と思われる。

微斑晶：普通輝石・斜長石

斜長石は0.3～0.4mmの柱状で、曹長石である。普通輝石は0.3mm以内で、淡緑色～淡黄色を帯び、砂時計構造を示すものがある。2V(+)は55°である。

石基：間粒状組織

拍子木状の斜長石・微粒の普通輝石(2Vは微斑晶と同じ)・鉄鉱(赤鉄鉱

註14) それぞれ志井田による黒玢岩(melaphyre)・輝石玢岩に相当する<sup>28)</sup>。

化しているものが多い) からなり、変質の程度は弱く、石基の結晶のまわりに緑泥石を生じ、また処々に炭酸塩を生じている。

**橄欖石普通輝石安山岩**は、暗紫色または緑黒色、斑状緻密な岩石で、鼎浦層分布地域内にもっとも広く分布している。火山角礫岩として産するものも多い。

斑晶または微斑晶：斜長石・普通輝石・橄欖石

斜長石は2～4mmで、集合斑晶を示すことがあり、曹長石で、部分的に曹長石・緑簾石に変化している。普通輝石は0.2mm前後の小柱状で、2V(+) 50～55°であるが、反応縁をつくるものもある。この場合、内核は2V 40°±で、反応縁は石基輝石と同じである。淡緑色～黄緑色を帯び弱い多色性がある。橄欖石は2mm程度の大きさで、緑泥石(および炭酸塩)に完全におきかえられている。

石基：間粒状組織

拍子木状の斜長石と、微斑晶と同じ2V値をもつ小柱状の普通輝石および磁鉄鉱からなる。新鮮なものもあるが、変質して緑泥石・炭酸塩を生じているものもある。

**普通輝石安山岩**は灰青緑色または暗紫色斑状緻密な岩石である。

斑晶：斜長石・普通輝石・磁鉄鉱

斜長石は伸長した柱状の結晶が多く、4mmに達している。変質して、細かい網の目状の曹長石と細脈状の炭酸塩とを生じている。普通輝石は通常1～3mmで、他形、柱状であるが、大きさに変化があり、0.2mm程度のもみられる。平行双晶を示すものもあり、周りに反応縁を生じている。斑晶の普通輝石は2V(+) 55°である。かなり多くのものが緑泥石に完全におきかえられている。孔隙を埋めて石英・緑泥石・斜長石のパッチ状集合を生じ、一部には褐色半自形の角閃石を伴っている。

石基：ガラス基流晶質組織

拍子木状斜長石・鉄鉱・やゝ多量の磷灰石からなり、輝石を伴わない。曹長石・緑泥石・炭酸塩に変化し、また緑泥石・曹長石・緑簾石からなる細脈を生じている。

以上の玄武岩および安山岩は、熔岩状の産状を示している。

**火山砕屑岩**としては、安山岩質角礫凝灰岩と、凝灰質砂岩とがある。角礫凝灰岩は、2～数cm大の角礫を有し、灰緑色または紫色がかかった灰緑色を呈している。肉眼的に火山角礫岩と区別しにくいものもある。凝灰岩は灰緑色または灰褐色である。これら火山砕屑岩は、斜長石・普通輝石・褐色角閃石からなり、葡萄海岸の小々汐層の上



にのる部分では石英を含んでいる。変質は著しくなく、わずかに曹長石・炭酸塩を生じているだけで、ガラスがほとんど残っている。

#### 新月および鼎浦層の噴出岩 (Na, Ka, Kb) の岩石学的特徴

日本の第三紀以前の火山岩は、変質あるいは変成している場合が多く、従来、詳しく記載された例が少ない<sup>87)</sup>。新月層、とくに鼎浦層の噴出岩は上述のように変質の程度が低く、石基輝石も充分検鏡に堪え、岩石学的特徴もある軽度明らかにすることができる。

鼎浦層の噴出岩は普通輝石安山岩が主体で、普通輝石玄武岩をわずかに伴っている。新月層の噴出岩もやはり普通輝石安山岩が主体で、角閃石を含む普通輝石安山岩を伴い、その他に少量の酸性岩を伴っている。

普通輝石安山岩・普通輝石玄武岩は、斑晶に普通輝石（ときに橄欖石）を含み、石基も普通輝石のみからなっている。紫蘇輝石は斑晶にも石基にも認められない。普通輝石の2Vは斑晶では50～55°前後で、石基も似たような値を示すが、一部に33～40°という小さい値を示すものがある。すなわち、これらの岩石はビジオン輝石岩系

第2表 鼎浦層の噴出岩の化学成分

	1	2
SiO <sub>2</sub>	49.22	56.44
TiO <sub>2</sub>	1.04	1.04
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	16.17	16.19
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	6.64	6.82
FeO	5.79	2.03
MnO	0.17	0.09
MgO	6.23	1.98
CaO	7.40	4.94
Na <sub>2</sub> O	1.83	2.97
K <sub>2</sub> O	1.38	3.61
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0.29	0.62
H <sub>2</sub> O+	2.66	1.95
H <sub>2</sub> O-	1.02	1.04
Total	99.84	99.72

1. 気仙沼市大島 玄武岩  
2. 同 安山岩

分析：地質調査所 川野昌樹

に属するものと考えられる。なお、角閃石を含む輝石安山岩においても、紫蘇輝石を含んでいない。

玄武岩の化学成分は第2表に示したが、ソレーイト質玄武岩に近い値を示す。安山岩はやゝ  $K_2O$  が多い。なお、変質が少ないといっても、 $H_2O$  の量がかかなり多く、比較するのが意味があるかどうかは疑わしいが、伊豆・箱根の平均に<sup>註15)</sup> 較べると、玄武岩・安山岩（とくに後者）ともに  $Fe_2O_3$ 、アルカリ（とくに  $K_2O$ ）が多く、 $CaO$ 、 $MgO$  が少ないのがめだっている。

### 大 島 層

本層は粘板岩・砂岩ならびにこれらの互層、石灰岩質粗粒砂岩・凝灰岩質砂岩および礫岩からなる。粘板岩および砂岩は明瞭に成層し、互層を呈する。粘板岩は黒色を呈し、堅硬、緻密であるが、粒度の差により層理は明瞭である。風化すると灰白色～黄褐色を呈する。砂岩は暗灰色で、塊状をなし、風化すると褐色を呈する。

本層は走向  $N-S \sim N20^\circ W$ 、傾斜  $50 \sim 70^\circ E$  あるいは  $W$  である。本層の向斜構造は綱木坂向斜の長南方延長に属するものと考えられる。本層の厚さは、志井田功<sup>28)</sup> によれば東翼では約 370m、西翼では約 460m と算定されている。

本層は古くから脇水鉄五郎・矢部長克・清水三郎・長尾巧・志井田功・小林貞一・松本達郎・江口元起・小貫義男<sup>2)</sup><sup>12)</sup><sup>21)</sup><sup>28)</sup><sup>47)</sup><sup>52)</sup><sup>61)</sup><sup>77)</sup> などにより、産出化石、地質構造、地質時代が研究され、種々の化石<sup>註16)</sup> が知られている。

本層の地質時代は矢部長克・清水三郎<sup>12)</sup> により *Paracrioceras ishiwarai* (YABE and SHIMIZU) に基づき、下部白堊系の Hauterivian-Barremian と判定されている。

### 大 船 渡 層 群

註 15) 久野久による（火山および火山岩）。

註 16) 軟体動物

*Trisonia hokkaidoana* YEHARA, *Trigonia pociliformis* YOKOYAMA, *Gervillia haradai* (YOKOYAMA), *Nerinea* cf. *rigida* NAGAO, *Alectryonia diluviana* (LINNE), *Paracrioceras ishiwarai* (YABE and SHIMIZU), *Perna* sp., *Spondylus* sp., *Turritella* sp., *Corbicula* sp.,

珊瑚類

*Enallkelia nipponica* EGUCHI, *Trochosmia*? *orientalis* EGUCHI, *Eugyra oshimaensis* EGUCHI, *Eohydrothora* cf. *picteti* (KOBAY), *Stylina japonica* EGUCHI, *Rhabdophyllia osimaensis* EGUCHI, *Tkamnasteria*? *maxima* EGUCHI, *Thamnasteria rikuzenica* EGUCHI, *Thamnasteria* cfr. *rikuzenica* EGUCHI, *Thamnasteria cycloides* EGUCHI, *Thamnasteria komagatensis* EGUCHI, *Thamnasteria protosericides* EGUCHI, *Centrastrea japonica* EGUCHI, *Microsolena japonica* EGUCHI, *Microsolena subexcavata* EGUCHI, *Meandראה mabutii* EGUCHI, *Meandראה nipponica* EGUCHI, *Mastophyllia japonica* EGUCHI

本層群は北隣の盛岡幅地内の大船渡地方に広く分布する地層であるが、関武夫・今泉力蔵<sup>81)</sup>によって詳細に調査され、下部から船河原層・下部飛定地層・上部飛定地層および長磯層に区分されているが、本図幅地域には上部飛定地層および長磯層が分布するだけである。船河原層および下部飛定地層は本図幅地内には分布しないが、便宜上、関武夫・今泉力蔵・小貫義男<sup>28)31)</sup>の記述に従い、記載する。

**船河原層** 本層は基底礫岩で始まる。本層の模式地は大船渡市末崎町船河原付近であって、基底部の礫岩層は厚さ約 80m に達し、基質の一部は輝緑凝灰質砂岩および輝緑凝灰岩である。礫は砂岩・頁岩およびホルンフェルスなどの径 5cm 内外の中小礫を含む。本層の主部は基底礫岩の部分から漸移し、砂岩・頁岩の互層からなるが、ところによって凝灰岩を挟んでいる。本層全体の厚さは約 600m である。

**下部飛定地層** 本層は飛定地山の主体を構成し、その北側の馬越街道に模式的によく露出している。本層は礫岩および砂岩からなり、厚さ約 200m である。

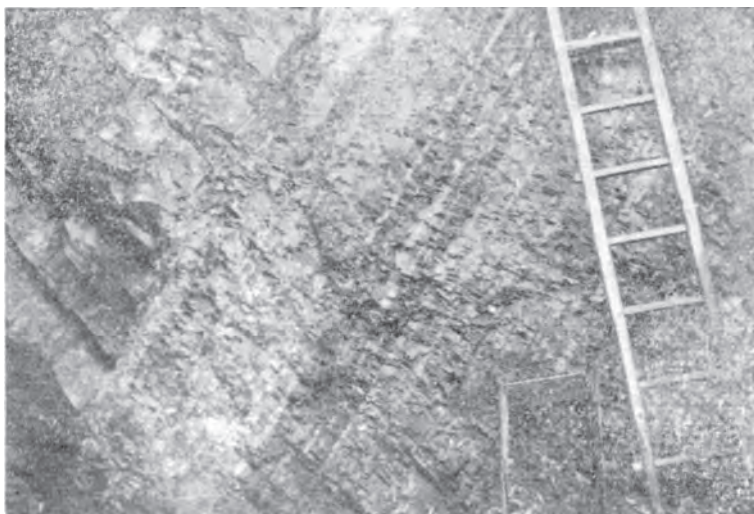


図版 15 大船渡層群上部飛定地層の砂岩および粘板岩の細互層（陸前高田市黒磯岩南方にて）

**上部飛定地層** 本層は門之浜湾西岸からその南東方に分布する。黒色粗粒砂岩を主とし、ときに礫質砂岩ないし礫岩を伴ってくる。まれに黒色粘板岩を挟有し、明瞭な層理を示す（図版 15 参照）、砂岩それ自身も粒度の差により、層理が明瞭である。



図版 16 大船渡層群長磯層の砂岩および粘板岩（大船渡市碁石岬にて）



図版 17 大船渡層群長磯層の砂岩および砂岩・粘板岩の細互層（大船渡市碁石にて）

本層は花崗岩の貫入により、顕著なホルンフェルスとなり、海岸に沿うその露出は、遠望すれば火成岩体を思わせる。本層の厚さは400～450mである。

**長磯層** 本層は大船渡市末崎町長磯海岸を模式地として分布するが、本図幅地域では北東隅に分布する。本層は灰緑色～灰白色砂岩を主とし、黒色粘板岩・凝灰岩質粘板岩を挟有する。その産状には砂岩・粘板岩ともにそれぞれ5m以上からなる互層を呈する場合と、砂岩の厚い層のなかに砂岩・粘板岩の5m内外の明瞭な互層を介在する場合とがある（図版16, 17参照）。砂岩は堅硬、塊状、緻密、中粒で節理の発達が顕著である。関武夫・今泉力蔵・小貫義男<sup>28)31)</sup>によれば、本岩の厚さは500mである。

### 末崎層群

本層群は北隣の盛岡幅地内の大船渡地方に広く分布するが、本図幅地内では北東隅に分布している。関武夫・今泉力蔵<sup>31)</sup>により詳細に調査され、下部から小山層および長崎層に地層区分されている。

**小山層** 本図幅地域では長磯層の上位に位置し、本層の基底には礫岩が発達し、それより上位に至るに従って頁岩を伴った砂岩が累層する。礫岩はきわめて特徴的で、黒色粘板岩ないし乳白色チャートの礫に富み、基質は砂質である。礫の径は一般に小さく、4mm～2cmである。礫岩の厚さは10m以上に及んでいる。

関武夫・今泉力蔵・小貫義男<sup>28)31)</sup>によると、本層の厚さは100～150mと算定されている。

**長崎層** 本層は帯灰緑色粗粒砂岩と黒色粘板岩との互層で、砂岩は一般に優勢で、厚さ2mに達することもある。粘板岩は塊状、緻密、堅硬で、凝灰質の部分もある。風化すると灰黄色、灰褐色を呈する。砂岩は一般に層理不明であるが、粘板岩と互層する場合には明瞭となる。本層の厚さは関武夫・今泉力蔵・小貫義男によれば、300m以上とされている。

**大船渡層群および末崎層群の構造** 両層群ともに同一の構造を呈し、地層の走向は変化し、傾斜50～70°である。これらの地層は向斜構造を呈する。

**大船渡層群と末崎層群との関係** 小貫義男は次のように述べている。「関武夫・今泉力蔵<sup>28)</sup>によれば、船河原層から長崎層までは全部整合関係に累積している。しかし長磯層と小山層は末崎地内では一見整合であるが、赤崎地内では小山層は直接古生層

の上のり、かつ小山層は陸成層と考えているようである。これらの点からみて、2層群に区分することは根拠があり、しかもこれは末崎層群の基底は不整合と解釈されるべきものではないかと思われる。」

**大船渡層群と末崎層群の含有化石** 今泉力蔵<sup>28)67)</sup>により多くの含有化石が知られている。

大船渡層群および末崎層群の地質時代、関武夫・今泉力蔵・小貫義男<sup>28)31)</sup>によれば *Trigonia*, *Coral* などから大島層に対比されている。船河原層下部に火山砕屑岩・凝灰岩を含むことから、船河原層の一部は鼎浦層に対比されるのではなかろうかと述べている。

## II. 4 火成岩類

### II. 4. 1 花崗岩類

本図幅地域内に分布するおもな花崗岩類は、南西部の赤岩付近に分布している折壁石英モンゾニ岩と、北西部の広田半島に分布する広田石英モンゾニ岩とである。このほかには、図幅地域北縁、中央部付近に小規模に分布する片状の花崗閃緑岩があるが、これは北に接する盛図幅地域に細長く分布する、気仙川花崗閃緑岩<sup>註17)</sup>の延長にあたる。また、この東北東の米ヶ崎付近にも、脇ノ沢花崗岩の一部である花崗閃緑岩が分布している。この東方鳥越付近に、わずかに花崗閃緑岩が分布しているが、広田石英モンゾニ岩との関係は明らかでない。

#### 折壁石英モンゾニ岩

折壁石英モンゾニ岩は、西隣りの千厩図幅地域内の折壁を標式地とし、石英モンゾニ岩を主とするものであるが、図幅地域内ではその一部が露出するだけで、岩体の中心から離れており、岩相の変化に富み、花崗閃緑岩がおもな岩相で、赤岩・水梨子・羽田付近に分布している。石英モンゾニ岩は折壁寄りの部分にのみ小範囲に分布する。岩倉山につきだした部分は、石英閃緑岩ないし閃緑岩<sup>註18)</sup>である。水梨子付近の花崗閃緑岩に移過するものと考えられるが、明らかでない。また南側の周辺部の四十二付近では、カリ長石の量を減じ、北側の周辺部の立沢西方には、閃緑岩<sup>註19)</sup>ないし

註17) 竹駒花崗岩とも呼ばれている。

註18), 19) 閃緑岩であるが、この項で記載する。

斑禰岩が分布している。これは混成岩的な性質を示す部分もあって、先駆的な進入岩かも知れない。

折壁石英モンゾニ岩は、皿貝層群，新月層を貫き，それらに熱変成を与えている。接触部の露出はきわめて悪く，直接する関係は図幅地域内では認めることができない。

**石英モンゾニ岩**は，中粒優黒質で，ねずみ色がかった灰色で，油ぎった感じを与える。

主成分鉱物：斜長石・正長石・石英・普通輝石（紫蘇輝石）・角閃石・黒雲母

副成分鉱物：磁鉄鉱・燐灰石・ジルコン・褐簾石・電気石

自形～半自形の斜長石を正長石がとりかこみ，モンゾニ岩質組織を示している。斜長石は5mm内外の卓状の結晶であるが，周縁に曹長石およびミルメカイトの反応縁をつくっているので，凹凸のある外形を示すものが多い。累帯構造の発達が著しく，中性長石に属している。微細な磁鉄鉱・黒雲母・角閃石を包有しているものもある。正長石は比較的量が多く，波状（moire）消光を示し，劈開に対し，ほぼ35°で交わる方向に，細かい不規則なペルト石を生じている。2V（－）は60°前後である。石英は量が少なく，1mm前後で粒状または間を埋め，あるいは正長石とともに文象共生をなしている部分もみられる。小さい輝石の粒を包有しているものもある。普通輝石は1.5～2mmで，淡緑色を帯び，縁に淡緑色の角閃石を生じているものが多い。裂開が発達し，その方向に平行に配列したチタン鉄鉱の針状の結晶を生じているものが多い。紫蘇輝石はわずかにねずみ色を帯びている。量は普通輝石よりはるかに少ない。角閃石の発達が著しいものでは，輝石は中心部にわずかに残っているにすぎない。角閃石は淡緑色で，輝石のまわりをとりかこみ，不規則な外形をつくり，さらにそのまわりには細片状の黒雲母を生じている。また淡緑色の角閃石の集合となっているものも多い。黒雲母は2～3mmの片状で，単独に生じている場合と，細片状の集合として，また角閃石に伴っている場合とがあるが，一般に不規則な集合状のものが多いのが特徴である。多色性は，X：帯褐色，Y＝Z：褐色で， $\gamma = 1.661$ である。なお，黒雲母には多量の磁鉄鉱を含むものが多い。電気石は褐色を帯びたねずみ色で，角閃石・黒雲母を交代している。

**花崗閃緑岩**は，石英モンゾニ岩に較べて優白質で，淡ねずみ色から白色となっている。

正長石の量が著しく減り、石英・黒雲母が多くなっている。岩体の周辺部では粒度が小さくなっている。

主成分鉱物：斜長石・正長石・石英・角閃石・黒雲母・(輝石)

副成分鉱物：磁鉄鉱・チタン石・ジルコン・燐灰石

不等粒粒状組織に乏しく、部分的にモンゾニ岩質組織を示す。斜長石は1～2mm内外で、自形を示す場合が多く、累帯構造を示し、中性長石である。正長石は間を填めてわずかに生じ、ペルト石構造をほとんどつぐらない。石英は0.2mm前後で間を填めている。角閃石は1～1.5mmの半自形～他形の結晶で、輝石を中心部に残している場合がある。多色性は、X：淡褐色、Z：緑褐色である。黒雲母は0.5～1mmの片状で、X：帯黄褐色、Y=Z：褐色である。

部分的に緑泥石・チタン石を生じている。

**閃緑岩**は、細粒優黒質で、石英モンゾニ岩および花崗閃緑岩に移過し、石英をほとんど含まない。

主成分鉱物：斜長石・普通輝石・角閃石・黒雲母

副成分鉱物：磁鉄鉱

閃緑岩質組織を示し、斜長石は0.5mm内外の自形で、曹灰長石である。絹雲母化しているものが多い。普通輝石はほとんど無色でまわりが角閃石におきかえられ、中心部だけに残っているものもある。角閃石は不規則な形を示し、多色性は、X：淡黄褐色、Z：緑褐色であるが、部分的に濃青緑色を示す部分がある。黒雲母は小片状で、X：帯黄色、Y=Z：赤褐色で、緑泥石化しているものがある。磁鉄鉱は黒雲母を伴ない、かなり量が多い。

#### 広田石英モンゾニ岩<sup>51)60)72)</sup>

広田半島の大部分を占めて分布し、南東部の鶴ノ巣崎・黒崎海岸で大船渡層群を貫いている。北部では露出が悪く、直接の貫入関係も熱変成域も明らかでないが、海岸に露出する粘板岩には、わずかに黒雲母を生じている。

本図幅地域の北端鳥越付近には、花崗閃緑岩が露出しているが、この岩石は広田岩体と違った岩相を示し、別個の岩体と考えられる。したがって広田石英モンゾニ岩の北限は、柳沢付近ではないかと考えられる。両替付近の花崗岩は風化して岩質が明らかでないので、広田岩体の一部なのか、別の岩体なのか明らかでない。





Gd : 花崗閃緑岩 (広田石英モンゾニ岩体)    Hf : ホルンフェルス (大船渡層)    Ap : 半花崗岩

図版18  広田半島南東端黒崎海岸における大船渡層群と広田石英モンゾニ岩の貫入関係

黒崎付近の接触部の関係は、海岸でよく観察することができる (図版 18 参照)。すなわち、進入関係は非整合的で、接触部では花崗岩はやゝ粒度が細くなり、暗色包有物に富んでいる。ホルンフェルスとの境に淡紅色の半花崗岩ないしペグマタイトを生じている部分がみられる。熱変成岩の産状については後述する。

**石英モンゾニ岩**は、中粒～細粒で、灰白色～ねずみ色を帯び、有色鉱物は一般に集合状をなしている。

主成分鉱物：斜長石・正長石・石英・黒雲母・角閃石・普通輝石

副成分鉱物：磁鉄鉱・ジルコン・褐簾石・燐灰石・チタン石

モンゾニ岩組織を示し、斜長石は3～5mmで自形～半自形、累帯構造を示し、正長石と接する部分では、縁にミルメカイトをつくっている。中性長石～曹灰長石である。正長石は他形、ときにカールスバッド双晶をなし、波状 (moire) 消光を示し、やゝペルト石を生じている。2V (+) は60°前後である。石英は粒状他形で、一部文象状である。黒雲母は1～2mmの片状で、X：淡黄褐色、Y = Z：暗褐色で、まわりに微少な磁鉄鉱の集合を生じている。γは1.658である。緑泥石化しているものがある。角閃石は自形～半自形のものとは他形集合状のものとがあり、中心部に残晶状の普

通輝石を残しているものもある。多色性は、X：淡黄褐色，Z：緑色である。磁鉄鈹は角閃石・黒雲母のなかにとくに多い。

花崗閃緑岩は中粒～細粒で，淡ねずみ色から白色で，淡赤色の長石がめだっている。石英モンゾニ岩とは完全に漸移するので，構成鉱物も大差ないが，正長石の量は少なくなっている。

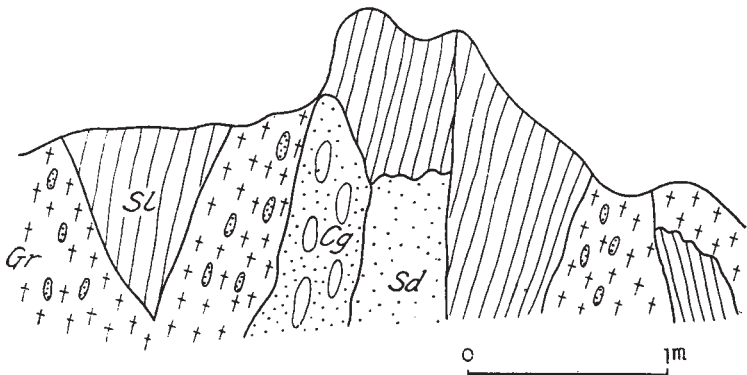
主成分鉱物：斜長石・正長石・石英・黒雲母・角閃石・(普通輝石)

副成分鉱物：磁鉄鈹・チタン石・ジルコン・燐灰石

不等粒粒状組織を示し，斜長石は1mm内外で自形～半自形，累帯構造を示し，絹雲母化しているものがある。正長石は他形で，波状(moire)消光，あるいはかすかに格子状双晶を示している。石英は粒状であるが，文象共生を示す部分がある。黒雲母は半自形片状で，0.5mm内外で，X：淡黄褐色，Z：褐色の多色性を示す。緑泥石・緑簾石に変化しているものがある。角閃石は0.7mm程度で，柱状～長柱状，自形～半自形の結晶で，内部に普通輝石が残っているものがある。多色性はX：淡黄褐色，Z：淡青緑色である。

#### 気仙川花崗閃緑岩<sup>51)</sup>

気仙川に沿って分布し，図幅地域内ではわずかに長部付近の海岸沿いに分布するにすぎない。白浜崎では片状のホルンフェルスに整合的に進入し，接触面の走向・傾斜



Gr：気仙川花崗閃緑岩（片状，包有物多し） SL：泥質ホルンフェルス  
Sd：砂岩ホルンフェルス Cg：薄衣礫岩

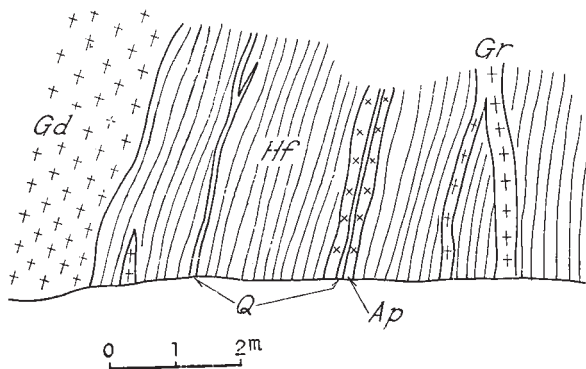
第3図 恵比須鼻崎における気仙川花崗閃緑岩の産状

はN20° W, 65° Wとなっている。また接触部付近には、ホルンフェルスを貫く石英脈、半花崗岩脈が多い。気仙川の川口の恵比須鼻付近では、薄衣礫岩を貫いている(第3図参照)。薄衣礫岩はおしつぶされて扁平となり、礫が伸長し、礫岩と互層する粘板岩・石灰質砂岩とともに著しいホルンフェルス化を受けている。花崗岩は片理に拾い数10cmの幅の岩脈として貫入している部分もあるが、その場合も粒度に差がなく、第4図のような産状を示している。この岩石は中粒で流理構造が著しく、扁平な暗色包有物に富んでいる。

主成分鉱物：斜長石・正長石・黒雲母・角閃石

副成分鉱物：磁鉄鉱・燐灰石・褐簾石・ジルコン・チタン石

自形の2.5～3mmの斜長石の結晶の間をとりまいて、正長石・石英の粒状結晶と小片状の黒雲母・角閃石が流れたようにならび、さらにそれに破碎状の石英とミル



Gd：気仙川花崗閃緑岩（片状） Ap：半花崗岩 Q：石英脈 Hf：ホルンフェルス

第4図 長部における気仙川花崗閃緑岩の進入関係

メカイトの小粒とが伴ない、著しい流理構造を示している。部分によっては眼球状に近い組織を示す。斜長石は累帯構造著しく、中性長石で、まわりにはミルメカイトの反応縁を生じている。アルバイト～カールスバッド双晶が普通であるが、ペリクリソ双晶もめだっている。双晶面の彎曲したのもみられる。中心部が絹雲母に変化しているものもある。カリ長石はほとんどが波動消光を示している。石英は粒状で、ときに咬合状を示し、波動消光が著しい。黒雲母は X：淡黄褐色、Z：濃褐色である。角閃石は中心部は緑褐色、まわりは青緑色で、累帯構造を示している。

第3表 折壁・広田石英モンゾニ岩の化学成分

	1	2	3	4	5	6	7
	石英モン ゾニ岩	石英モン ゾニ岩	花 閃 崗 岩 緑	花 閃 崗 岩 緑	石英モン ゾニ岩	石英モン ゾニ岩	花 閃 崗 岩 緑
SiO <sub>2</sub>	55.58	56.06	64.72	65.22	61.22	61.06	65.12
TiO <sub>2</sub>	0.81	0.69	0.45	0.43	0.70	0.60	0.41
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	16.53	18.18	15.89	16.08	16.91	16.51	15.31
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	2.90	2.54	2.52	2.48	1.39	1.08	0.97
FeO	4.95	3.96	2.32	1.91	3.66	4.21	3.17
MnO	0.17	0.11	0.09	0.08	—	0.08	—
MgO	3.91	3.14	2.12	1.94	2.55	2.85	1.97
CaO	8.84	6.07	4.54	4.48	5.53	5.65	4.27
Na <sub>2</sub> O	2.22	3.06	2.91	3.06	3.32	3.46	3.44
K <sub>2</sub> O	3.22	3.38	2.60	2.75	2.88	2.54	3.44
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0.29	0.27	0.13	0.12	—	0.03	—
H <sub>2</sub> O+	0.92	1.97	1.05	0.61	1.21	1.02	0.90
H <sub>2</sub> O-	0.54	0.50	0.54	0.52	0.38	0.42	0.45
Total	100.88	99.93	99.88	99.68	99.70	99.51	99.45

- |    |                     |     |                         |
|----|---------------------|-----|-------------------------|
| 1. | 折壁 (折壁石英モンゾニ岩体の中心部) | 分析者 | 八木健三 <sup>53)</sup>     |
| 2. | 80206 気仙沼市新月上廿一     | }   | 分析者 川野昌樹                |
| 3. | 80309 同上 赤岩物見沢      |     |                         |
| 4. | 80104 同上 赤岩羽田       |     |                         |
| 5. | 陸前高田市広田太陽           |     |                         |
| 6. | 同 上 塩谷              | }   | 分析者 柴田秀賢 <sup>88)</sup> |
| 7. | 同 上 脇ノ沢             |     |                         |

脇ノ沢花崗閃緑岩<sup>51)</sup>

この岩体は盛岡幅地域の脇ノ沢を模式地とする花崗岩で、図幅地域内では米ケ崎付近に産する。中粒ないしやや粗粒で、流理構造はわずかに認められる。暗色包有物はきわめて多く、最大径40cmに達するものがある。

主成分鉱物：斜長石・正長石・石英・角閃石・黒雲母

副成分鉱物：磁鉄鉱・燐灰石・ジルコン

不等粒粒状組織，一部モンゾニ岩組織で，斜長石は5mm内外の自形結晶で，中性長石に属し，正長石と接する部分にミルメカイトの反応縁を生じている。累帯構造がよく発達している。正長石は他形で，斜長石をとりかこみ，波状 (moire) 消光を示

し、わずかにペルト石質になっている。裂開がよく発達している。角閃石は2.5～3 mmの緑色半自形で、黒雲母に伴っているものもある。黒雲母は片状で、多色性は、X：淡褐色、Z：濃褐色である。暗色包有物の構成鉱物もほとんど同様であるが、斜長石はアルバイト双晶が多く、ミルメカイトの発達が著しいこと、ポイキリチックな形をしたチタン石が多いことなどが特徴的である。石英がほとんどなく長石の量比は、モンゾニ岩に近い。

#### 鳥越花崗閃緑岩

図幅地域の北端鳥越付近に分布するもので、広田石英モンゾニ岩との関係は明らかでない。中粒～細粒で、流理がない。

主成分鉱物：斜長石・正長石・石英・黒雲母・角閃石・(普通輝石)

副成分鉱物：磁鉄鉱・燐灰石・ジルコン

不等粒粒状組織を示し、斜長石は1～2mmの自形～半自形結晶で、累帯構造を示す。正長石は他形1mm前後で、弱い格子状双晶を示す。角閃石は半自形～他形、1～2mmで、緑褐色を呈し、内部に輝石を含むものもある。黒雲母は1mm内外の片状で、多色性は、X：淡褐色、Z：濃赤褐色である。

## II. 4. 2 花崗岩類による熱変成岩

図幅地域内に分布する前述の花崗岩類は、それぞれ周辺の古生層・中生層に対して熱変成を与えている。すなわち、折壁石英モンゾニ岩は新月層・稲井層群・皿貝層群・愛宕山層に対し、広田石英モンゾニ岩は大船渡層群に対し、気仙川花崗閃緑岩は二疊紀の叶倉層群に対し、それぞれ熱変成を与えている。

#### 折壁石英モンゾニ岩周辺の熱変成岩

図幅地域西縁の新田・久保・手長山・立沢付近の接触部では、新月層の噴出岩の変成したホルンフェルスの幅は、数10m以内であるが、黒雲母の出始める所は、接触部からかなり離れている。赤岩・前田付近では変成域が広くなり、接触部から2kmほどの間の新月層の噴出岩、および皿貝層群の砂岩が変成され、角閃石・黒雲母を生じている。このような変成域の拡がりには、この付近が松岩鉱山を始めとする鉱床賦存地帯にも当り、熱水性の変質か、あるいは下部に花崗岩の拡がりがあるか、どちらかの影響ではないかと考えられる。立沢付近の接触部付近は著しい気成作用をうけ、各

所に電気石の細脈を生じている。電気石は松岩鉾山の鉾脈にも伴ない、この付近のやや低い変成岩中にも認められる。

岩倉山・四十二では数100m程度の、皿貝層群に対する接触変成が認められるが、原岩が砂岩であるので、変成岩は単純な黒雲母ホルンフェルスである。なお、新月層の噴出岩分布地域の西部は、東部に較べて変質の程度が著しく、炭酸塩・緑簾石などをパッチ状、脈状に生じ斜長石の曹長石化がめだっている。これは自変質<sup>註20)</sup>だけによると考えるのはいささか無理で、花崗岩の最外側の変成帯ではないかと考えている。これは北上山地の他の地域の石英モンゾニ岩<sup>24)78)</sup>の周辺にもみられる現象で、この種の岩石は鉾化作用も伴っており、被侵入岩が火山岩であることとも相まって、このような変成帯を形成しているのではないかと考えている。

このような幅の広い弱変成帯に較べ、内側ホルンフェルス帯の幅はきわめて狭く、変成度の高いのも特徴的である。

立沢・手長山付近の安山岩の熱変成の様子を、外側からさらに詳しく辿ると、まず黒雲母の生成に始まり、淡緑色角閃石も生じている。角閃石はまわりから青緑色の電気石に交代されているものもある。さらに花崗岩体に近づくと、脈状に角閃石・黒雲母の小柱状の集合を生じている。さらにその内側には単斜輝石の小粒状の集合からなる脈を生じている。花崗岩体に接近すると、安山岩の石基はもちろん、残斑状の輝石も完全に再結晶し、ポイキリチックな結晶となっている。このような最内側の代表的なホルンフェルスの性質を次に記載する。

**黒雲母—輝石ホルンフェルス**は、細粒、緻密、黒褐色または緑黒色を示す硬い岩石である。鉾物組み合わせは、単斜輝石—斜方輝石—黒雲母—カリ長石—斜長石—石英<sup>註21)</sup>である。斑晶の斜長石は残晶としてほとんどそのまま残っているが、石基の部分は完全に再結晶している。単斜輝石はおおむね外形をとどめて再結晶しているものもあるが、ポイキリチックあるいは虫喰状をなしているもの、あるいは小粒状の集合となっているものがある。石基の部分の再結晶した輝石は、小粒状に散点するものが大部分であるが、斑晶の斜長石をとりかこんでいるときは、じゅず状になっている。斜方輝石も含まれている。単斜輝石は淡青緑色を帯びている。黒雲母は小片状でX：淡黄

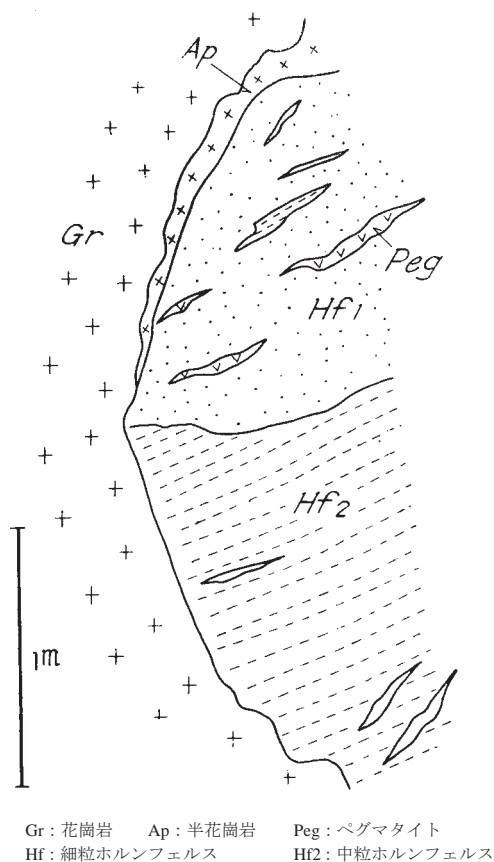
註 20) 大島噴出岩は一般に変質の程度は弱い。

註 21) 輝石ホルンフェルス相の組み合わせである。

色, Z: 褐色である。カリ長石は小粒状で, やゝ波状 (moire) 消光を示す。一部に石英・斜長石・カリ長石からなる細脈を生じている場合もあるが, その場合はそのなかに発達している単斜輝石は, 周囲の粒状のものより3~4倍の大きさになっている。そのようなカリ長石は, 波状 (moire) 消光を示し, 一部は格子状双晶を示している。磁鉄鉱・緑簾石を少量伴ない, 緑色の角閃石をわずかに含むものもある。

#### 広田石英モンゾニ岩周辺の熱変成岩

広田半島の南東, 黒崎付近および鶴ノ巣崎付近の花崗岩体に直接する部分によく発達し, 変成帯の幅は広い所で200m程度である。唯出付近の粘板岩は黒雲母を生じ



第5図 黒崎海岸の花崗岩接触部

ているが、直接接触する関係は明らかでない。小田・門前付近にもホルンフェルスを産するが、これはこの花崗岩に関係するものか、鳥越花崗岩によるものか明らかでない。

黒崎付近の接触部（第5図参照）では、泥質ないしやゝ砂質の岩石が、黒雲母ホルンフェルスとなっている。直接に接する部分では数mの幅に、交代作用著しく細粒花崗岩質となっている。また、その部分にはペグマタイト質のレンズ状脈が生じている。電気石を含むペグマタイトは、ホルンフェルス中にレンズ状、脈状、紐状に生じている。泥質ホルンフェルスを貫く玢岩脈もホルンフェルス化している。石灰質の基質をもつ礫岩は変交代されて、透輝石・灰礬柘榴石を生じている。

**黒雲母ホルンフェルス**は、再結晶あまり進まず、斜長石・石英の残晶と、再結晶した細片状の黒雲母・白雲母・粒状の石英・斜長石および炭質物からなっている。黒雲母はX：淡黄色、Z：赤褐色である。

**変成玢岩**は、灰色を帯びた青黒色を呈し、斑状の黒雲母の集合を生じている。鏡下では斜長石は残斑晶状をなすが、その他の部分は完全に再結晶化している。黒雲母は小片状の集合で、X：淡褐色、Z：濃赤褐色である。角閃石と伴っているものも多い。単斜輝石および斜方輝石は再結晶し、小粒状で、一部はまわりに角閃石を伴っている。角閃石は褐緑色で、一部は青緑色を呈する。石英・カリ長石は小粒状で量は少ない。

**黒雲母—角閃石—単斜輝石—斜方輝石ホルンフェルス**は、花崗岩に直接接するホルンフェルスで、青黒色細粒で、第5図に示すように、それよりやゝ粒度の粗い花崗岩質ホルンフェルス<sup>註22)</sup>と接している。完全に再結晶し、黒雲母—角閃石—単斜輝石—斜方輝石—斜長石—カリ長石—石英—磁鉄鉱<sup>註23)</sup>の組み合わせを示している。

カリ長石のパッチおよびカリ長石、石英からなる脈を生じている。黒雲母は他形、ポイキリチックで、X：淡黄色、Z：濃褐色である。角閃石は青緑色で他形、単斜輝石は淡緑色を帯び、ポイキリチックでまわりに角閃石を生じている場合がある。斜方輝石は粒状で、淡黄～淡青色の多色性を示す。斜長石は自形短柱状で、アルバイト双晶多く、カリ長石は他形の正長石で、石英は粒状、または不規則に間を填めている。

註22) 交代作用が進んでいるだけでなく、原岩が砂岩ではないかと考えられる。

註23) 輝石ホルンフェルス相の組み合わせである。



パッチ状カリ長石は毛髪状の裂開を示し、斜長石・輝石などの小結晶をとりこんでいる。

花崗岩質ホルンフェルスは、鉱物の組み合わせは上のホルンフェルスと変わりはないが、石英・カリ長石が著しく多くなり、それらは短柱状の斜長石をとりこんだまま、粒状の結晶をなしている。黒雲母も大きさを増している。これに付し、角閃石・単斜輝石は量を減じている。

なお、これらのホルンフェルスに接する花崗岩は優白質で、カリ長石に富み、石英はそれと文象共生を示し、有色鉱物は黒雲母だけである。

#### 気仙川花崗閃緑岩周辺の熱変成岩<sup>80)</sup>

この花崗岩は図幅地域内ではわずかに露出するにすぎないが、長部付近の海岸では接触部に顕著なホルンフェルスを生じ、黒雲母粘板岩を含めて、その幅は約500mに達している。

花崗岩の露出は長部の南方に認められないが、熱変成は小原木付近の岩石にも認められる。原岩は叶倉層群の粘板岩・石灰岩および薄衣礫岩で、泥質岩源のものは、黒雲母粘板岩・紅柱石—堇青石ホルンフェルスなどを生じ、石灰質砂岩源のものは透輝石ホルンフェルスとなっている。薄衣礫岩中の石灰岩礫は扁平楕円体状で、内側から珪灰石・透輝石・角閃石・黒雲母の順に帯状に変成している。白浜崎の石灰岩は、透輝石・珪灰石・柘榴石などのスカルンを生じている。

この付近の花崗岩は片理に平行、または片理を切って数10cmの岩脈をなして貫いていることが多い。堆積岩の片理の著しい部分には、透輝石石英質脈が割れ目に沿って黒雲母ホルンフェルスを交代して生じている。石英脈の発達も著しい。

**紅柱石—堇青石ホルンフェルス**は長部の南、古谷付近の海岸に発達し、黒褐色で結晶度が高い。鉱物組み合わせは、紅柱石—堇青石—黒雲母—斜長石—(カリ長石)—石英—磁鉄鉱で、炭質物、ジルコンを伴っている。紅柱石は1mm内外の柱状半自形の結晶で、空晶石の場合と、ポイキリチックの場合(花崗岩に近く結晶度の高いもの)とがある。堇青石は空晶石に伴うものは集片双晶をなすが、内側のものはピナイトに変化している。黒雲母は小片状で、X:淡黄色、Z:赤褐色である。

**透輝石ホルンフェルス**は、長部海岸に分布し、薄衣礫岩と互層する青灰白色～緑灰白色のもので、黒雲母ホルンフェルスと互層する場合と、脈状をなしている場合とが

ある。鉱物組み合わせは、透輝石—角閃石—黒雲母—方解石—(チタン石)—斜長石—石英からなっている。

角閃石は単独または輝石に伴ない、帯褐緑色である。黒雲母は片状で、X: 淡褐色、Z: 赤褐色である。

### II. 4. 3 閃緑岩類<sup>註24)</sup>

図幅地域内、とくに唐桑半島には、かなり多くの閃緑岩の小岩体および小岩脈が露出している。そのうちもっとも大きいものは、ジュラ紀層の向斜軸の付近にあたる東八幡前の東方に分布するもので、南北に伸長した幅数 100m の岩体を形成している。石割峠のものもやゝ大きい岩体をなす。小岩脈は、細粒の閃緑岩または閃緑玢岩で、出山・大槻島・石浜・欠浜・笹浜・不動山・舞根など、唐桑半島の東半分集まり、その他の地域では、大森山・黒沢・西中才などにわずかに分布するだけである。しかも、唐桑半島のものは大部分が、角閃石のまわりに小片状の黒雲母を生じているのがめだっている。広田半島黒崎の花崗岩接触部付近にも、2本の閃緑坊岩が露出するが、熱変成を受けている。

閃緑岩は東八幡前東方のものは中粒であるが、その他のものは細粒である。斜長石・普通輝石・角閃石・黒雲母を主とし、少量の石英とカリ長石を伴っているものがある。斜長石は3～5mmで自形をなし、累帯構造は少なく、絹雲母化している。普通輝石は、まわりに淡黄緑色を帯びた角閃石を生じている。黒雲母は淡褐色で、角閃石に伴っているものと、それと独立に産するものがあるが、その場合も細片状の集合(輝石の仮像か)として生じている。カリ長石は含まれる場合でも量は少なく、また部分的にミルメカイトをつくっている。

細粒の閃緑岩のうちで、変成をうけたものは、角閃石が淡緑になり、黒雲母も量が増えて濃褐色となっている。斜長石は部分的に曹長石化し、また石英と斜長石の細粒状集合を生じ、炭酸塩・緑簾石・チタン石も生じている。熱変成をうけないものでは角閃石は緑泥石化している。

閃緑玢岩は、斑状組織を示すほかは、構成鉱物は閃緑岩と大差がない。斜長石・角閃石・輝石を主としている。変質がひどく、絹雲母・緑簾石・炭酸塩化が著しい。斜

註24) 折壁石英モンゾニ岩に伴なり、岩倉山付近のものについては、前に述べたのでこの項ではふれない。

長石は1mm内外である。角閃石は輝石の仮像をなす場合は淡緑色で、一部緑泥石に変化している。輝石のまわり、または単独に生じているものは、一般に褐色を帯びた緑色を呈する。少量の石英(2次的)・磁鉄鉱・燐灰石を伴っている。

花崗岩の影響を受けたものは、小片状の淡褐色の黒雲母、淡緑色の角閃石の集合を生じている。

#### II. 4. 4 脈 岩 類

脈岩類は閃緑岩類と同時に、唐桑半島に多い。その他の地域では西中才・西館などに産している。閃緑玢岩は閃緑岩の項に含めて記述した。また、明らかに鼎浦層の噴出岩類に関係があると考えられるものは、それぞれの章で述べたので、こゝではそれ以外のものについて述べることにする。

角閃石玢岩が大部分で、大日・高石浜・石浜・小々汐に分布している。梶ガ浦には輝石玢岩の大きな岩体<sup>註25)</sup>があるが、これは幅数10m、延長数100mに達している。そのほか、西中才・浪板には長石斑岩を産している。

**角閃石玢岩**は、淡緑色緻密で、柱状または細柱状の角閃石斑晶を含んでいる。鏡下では角閃石・斜長石の斑晶と石基とからなっている。角閃石は帯淡褐緑色で、緑泥石・炭酸塩に変化している。斜長石は自形で絹雲母を生じている場合がある。石基には拍子木状の斜長石は認められるが、その他の部分は変質して、曹長石・石英・炭酸塩・緑泥石・絹雲母などの集合となり、赤鉄鉱・チタン石を生じているもののみられる。

**輝石玢岩**は緑色緻密で、鏡下では斜長石斑晶、普通輝石の集合状斑晶および石基からなっている。

**長石斑岩**は斜長石の斑晶と石基とからなる。斜長石は一部絹雲母化している。石基は拍子木状斜長石と緑泥石・緑簾石・炭酸塩などの集合からなっている。

### II. 5 新生界 (鮮新～現世統)

本図幅地域の新生界は地域南西部および北東隅に分布するのみである。南西部では鮮新世～更新世の千岩田層および松崎層が、北東隅では鮮新世～更新世の梅神層が分

註25) 大島噴出岩に関係があるかも知れない。

布する。各河川の流域には沖積層が発達している。

## II. 5. 1 千岩田層・松崎層および梅神層

千岩田層および松崎層は台地を形成し、志井田功<sup>28)</sup>により下部から千岩田層および松崎層の2つに分けられたが、本地質図幅では同一の色に塗ってある。

千岩田層は気仙沼湾沿岸の千岩田付近に、代表的に露出し、礫・砂および粘土からなり<sup>註26)</sup>、ときに亜炭を挟有することがある(図版19参照)。礫の径は20cmに及ぶことがあり、礫の種類は玢岩類が著しく、まれに花崗岩・頁岩・砂岩およびアルコーズ砂岩を含んでいる。また、ときに樹幹片を含むことがある。礫・砂および粘土は、一般に1m内外の互層であり、しばしば偽層理を呈する。砂および粘土は一般に灰白～灰青色である。亜炭は千岩田海岸で厚さ40～50cmであって、一般に膨縮に富み、稼行に耐えない。本層の厚さは志井田功<sup>28)</sup>によれば最厚10mと算定されている。なお、本層中にみいだされる化石としては、志井田の報文中にみられる *Macoma* sp., *Cyclina* sp. (野村七平博士の談)のみである。



図版19 千岩田層の堆積状況(気仙沼市千岩田海岸にて)

註26) この粘土は気仙沼市付近で、瓦焼の原料として使われている。

**松崎層**は千岩田層の上に重畳し、千岩田層よりも分布範囲広く、気仙沼市新城・五駄鱈・上沢・最知・長磯・大島要害北部のそれぞれの段丘を形成して分布する。本層は大部分、礫からなり、ときに薄い砂および粘土を挟有する。礫の径は40～50cm以上に及ぶことがあり、礫の種類は玢岩・チャート・花崗岩・砂岩および粘板岩などである。本層の厚さは志井田<sup>28)</sup>によれば45cmと算定されている。なお、本層中からは未だ化石は発見されていない。

千岩田層および松崎層、とくに松崎層は気仙沼湾がさらに陸地深く侵入していた時代の堆積物であろう。千岩田層と松崎層との関係は、軽微な不整合と考えられている。これらの地層は5°内外傾斜する。また、大島層以下の各地層および火成岩を不整合に被覆する。

図幅地域北東隅に関武夫・今泉力蔵<sup>31)</sup>により命名された**梅神層**が分布しているが、これは大船渡層群・末崎層群を被覆して、礫・砂および粘土からなり、おそらく松崎層に対比される堆積物であろう。

**地質時代** 志井田<sup>28)</sup>によれば、千岩田層は仙台付近の上部埋木層上位の、大年寺介層に相当するものと考えられ、おそらく上部鮮新統に属するものであろうといわれている。松崎層は仙台の青葉山礫層に相当し、洪積統に属するものと考えられている。なお、大塚弥之助博士<sup>18)</sup>によれば、千岩田層は更新世のd1 IIおよびdu Iに対比されている。

## II. 5. 2 沖 積 層

沖積層は図幅地内の鹿折川を始めとして、各河川の流域に分布する。沖積層は古生界から新生界にわたる、主として古生界および中生界、火成岩類から供給されたと考えられる岩石の礫・砂・粘土から構成されている。

## III. 応 用 地 質

### III. 1 概 説

本図幅地域内には、折壁石英モンゾニ岩周辺の松岩鉦山を始めとする、鉦脈鉦床群

(松岩地区)と、大島から唐桑半島にかけて南北方向に、点々と分布する金鉱脈を主とする鉱床群(唐桑地区)とがある。前者に関係した花崗岩は、折壁石英モンゾニ岩と考えられ、それをとりまいて帯状配列をなすことが指摘されている<sup>45)</sup>。すなわち、銅・水鉛一金・銅一砒素一金・砒素の順に配列している。しかし鉱床の規模は比較的小さい。ほとんどの鉱山は休山中であるが、松岩・新月・羽田・岩倉などは、かつてかなり開発された実績をもっている。

後者は、北部の盛岡幅地域内の世田米付近から、ほぼ気仙沼一日詰構造線に沿って、NNWの方向に分布する南部北上山地における金・タングステン鉱床区の一部である。その分布からして、おそらくNNWの方向に伸長した分布を示す気仙川花崗岩に関係したものと考えられる。

鹿折から世田米にかけては、古くから有名な産金地帯である。

その他には二疊紀層中の砂鉄鉱床と、唐桑東海岸との石灰石鉱床がある。

### III. 2 金属鉱床<sup>44)</sup>

#### III. 2. 1 松岩地区の鉱床<sup>81)83)85)</sup>

##### 松岩鉱山<sup>84)89)</sup>

**位置および交通** 図幅地域南西部の神山川の中流に位置し、大船渡線気仙沼駅から事務所まで約6kmで、バスの便がある。

**沿革および現況** 明治40年頃から大正初年まで、新月鉱山の一部として金鉱床として開発され、その後、銅鉱山として稼行されたといわれるが、その後は休山となった。昭和10年頃から硫砒鉄鉱を主とする砒素原料鉱山として、東北砒素工業会社によって開発された。昭和28年銅鉱の好況に伴ない、磐井鉱業株式会社により銅鉱山として再開された。昭和31年ウラン鉱が発見された。昭和32年経営不振となり、新磐井鉱業(株)の手に移り、一時探鉱されたが、現在休山中である。

**地質および鉱床** この付近は、新月層の噴出岩を構成する角閃石輝石安山岩、および同質の火山角礫岩・凝灰岩・凝灰質砂岩を主とし、その下位に当る皿貝層群の砂岩が一部露出している。折壁石英モンゾニ岩がそれらを貫き、接触部付近ではホルンフェルスをつくり、熱水変質および弱い熱変成(片状の黒雲母を生ずる)は鉱床付近に

広く及んでいる。鉱床を胚胎する岩石は上記火山岩類である。

おもな鉱床は、大滝・宮内（旧隆盛）および前田の各鉱床で、調査当時、宮内堅坑・前田堅坑を掘さくし、探鉱中であった。NE-SW、E-W系の裂か充填鉱床で、中熱水性の含銅磁硫鉄鉱床である。

大滝鉱床は、N40° E、70° NEの走向・傾斜を有する3号鍾が主脈で、既知走向延長300mで、平均脈幅80cmである。鉱石鉱物は、磁硫鉄鉱・黄銅鉱・灰重石で、角閃石・緑泥石・電気石を脈石としている。

宮内鉱床は、N40° E、60° NWの走向・傾斜を有する1号鍾（既知走向延長230m、平均脈幅70cm）と、走向・傾斜E-W、70° Nの2号鍾（既知走向延長150m、平均脈幅50cm）が主要脈で、鉱石鉱物は、磁硫鉄鉱・硫砒鉄鉱・黄銅鉱で、脈石は角閃石・緑泥石・電気石である。2号鍾に平行する角礫状細脈にウラン鉱を産するが、これは黄銅鉱・黄鉄鉱・灰重石・電気石を主とする粘土脈で、褐鉄鉱化している。

前田鉱床は、走向・傾斜N40° E、60° SE（既知走向延長約100m、平均脈幅80cm）の鉱脈で、鉱石鉱物は、磁硫鉄鉱・硫砒鉄鉱・黄銅鉱・黄鉄鉱・灰重石で、電気石・石英および角閃石・緑泥石・方解石・絹雲母の脈石を伴っている。上盤際の電気石および石英に富む部分に、ウラン鉱（閃ウラン鉱）を産する。母岩の変質は電気石帯・珪化帯・粘土帯（緑泥石・絹雲母）で特徴づけられ、電気石帯には輝コバルト鉱・輝水鉛鉱・赤鉄鉱を鉱染状に伴っている。

昭和30年から32年までの産額を第4表に示す。

第4表 産 額

	年 度	精 鉱 量 (t)	品 位 (g/t)	含 有 量 (g/t)	粗 鉱 量 (t)	品 位 (g/t)	含 有 量 (g/t)
金	昭和30	1,322	12.5	16,531	13,360	1.8	27,737
	31	294	36.8	10,840	8,943	1.7	15,366
	32	379	62.5	23,698	10,219	3.4	34,075
銀				(kg)			(kg)
	30	1,322	153	202	13,360	7.3	97
	31	294	177	52	8,943	0.9	84
	32	379	79	79	10,219	13.0	131
銅			(%)	(t)		(%)	(t)
	30	1,322	14.1	187	13,360	2.0	251
	31	294	11.7	35	8,943	0.5	44
	32	379	13.9	50	10,219	0.6	65

なお、砒素鉱石としてもっとも出鉱量の多かった、昭和22年度の実績は、粗鉱量1,385tで、As 4.1%である。

松岩鉱山の南方1.5kmに同様な性質を示す金取旧坑があり、ウラン鉱の産出が知られている。付近にはそのほかに2, 3の旧坑がある。

### 新月 鉱山

松岩鉱山の西方約1.5km、立沢部落に位置している。明治35年頃から開発され、44年までに月産960kgの産銅をみたとのことである。大正3年田中鉱業の手に移り、釜石鉱山の支山として盛況をみた。昭和12年日本鉱業に移り、昭和18年頃まで盛んに稼行されたとのことであるが、昭和13～14年頃の品位は、Au 6g/t、Ag 60g/t、Cu 8%で、その後休山となった。現在、坑道は完全に埋没し、入坑できず、詳細は不明である。

新月層の噴出岩中の輝石安山岩中に胚胎する磁硫鉄鉱・黄銅鉱・黄鉄鉱・閃亜鉛鉱石英脈で、走向N-SおよびN30～40°Eの、2組の断層群に沿って発達し、数10条の鉱脈が発達しているとのことである。

### 羽田 鉱山

図幅地域の南西部、羽田に位置し、松岩鉱山の西方4kmにあたる。明治年間に開発され、その後、大正3～11年頃、新月・松岩とともに田中鉱業によって稼行された。昭和14年水鉛を目的として再開された、Cu 9%、MO 0.7%の鉱石を産したが、その後、ふたたび休山となった。現在の鉱業権者は高橋吉蔵である。

鉱床は、石英モンゾニ岩中に胚胎する黄銅鉱・輝水鉛鉱・石英脈で、走向N50～60°E、傾斜70°Wで、脈幅30～50cmである。

### 金取 鉱山

図幅地域南西部、松岩鉱山の南方3kmにあり、日本鉱業に属している。閃緑岩中の黄銅鉱・閃亜鉛鉱・黄鉄鉱石英脈である。

本鉱山の南方(図幅地域の南縁)の新館鉱床、およびその東方の日鉱松岩鉱床は、大谷鉱山の支山である。新館鉱床は粘板岩中の金銀石英脈である。

### 岩倉 鉱山

図幅地域の南縁に近く、階上部落の鳥子沢に位置し、気仙沼駅の南方9kmに当り、バスの便がある。慶長年間に発見された由緒ある鉱山で、昭和16年頃まで稼行され、



かなり採掘された模様である。最盛期は、従業員400～600人くらいで、50tプラントの選鉱場をもち、2堅坑、3旧坑があり、－60mまで採掘していたとのことである。鉱業権者は長谷川省次である。現在は休山中で、入坑もできない。

鉱床は、稲井層群の粘板岩・砂岩、小規模の花崗閃緑岩中に胚胎され、走向・傾斜それぞれN30°E、60°EおよびN30～50°W、30°Eの含金—黄銅鉱・硫砒鉄鉱・黄鉄鉱・石英脈で、脈幅20～50cmである。

### III. 2. 2 唐桑地区の鉱床

#### 鹿折鉱山

図幅地域北西部、鹿折川の上流の一支流、源氏の沢の西側に位置し、大船渡線上鹿折駅の北方4kmにあたる。

古くから著名な金山で、平泉の藤原氏時代の伝説がある。慶長年間、伊達政宗の開山にかゝり、多量の金を産したが、その後まったく荒廃していた。明治33年中村亀治により再開され、同34年徳永重康の手に移り、発展し、37年11月鉱石10貫中2貫目の金を産したといわれている。その後も大きな自然金を産して有名になった。製錬所もたてられたが、明治40～41年頃が再盛期で、次第に産出が減り、45年休山となった。その後も一時稼行されたこともある。昭和13年現在の鉱業権者（堀家万太郎）によって第4坑が開かれて、ふたたび盛んになり、後さらに日本産金会社によって一時200g/t Auの上鉱を産したが、大部分は低品位（3g/t Au）で、やがて金山整備で倒れた。

鉱山付近は二疊紀（登米層群）の粘板岩・砂岩・礫岩と、三疊紀の稲井層群の粘板岩からなる。鉱床はおもに二疊紀の粘板岩の層理に平行する、1条の石英脈で、走向N30°E、傾斜30°SEである。延長200m、上下80m内外、脈幅1mに達する。鉱石は自然金がおもで、輝銀鉱・黄鉄鉱・黄銅鉱・方鉛鉱を伴ない、最近、灰重石を含むことが明らかとなった。脈石は石英で、母岩の変質はほとんど認められない。

近接して、上鹿折・鹿子沢の鉱床があるが、これらは同一の脈を採掘したものである。

#### 浦島鉱山

気仙沼市浪板部落にあり、鹿折駅の東方1.5kmにある。岡本邦夫により、調査当時探鉱中であつた。鉱床は二疊紀（坂本沢層群）の粘板岩中に胚胎され、含金灰重石

石英脈である。なお鉾床付近は、東中才断層の破碎帯に当り、鉾床もはげしく破碎されている。

### その他の金山

鹿折鉾山に類した含金石英脈は、唐桑地区に広く分布し、かつて稼行されたが、小鉾山が多く、現在すべて休山となっている。以下にそれらを列挙する。

金谷金山	気仙沼市西八幡
本吉金山	〃 上鹿折
小原木金山	唐桑町青野沢
陣ガ森金山	〃 陣ガ森
舞根金山	〃 舞根
日高見金山	〃 馬場
早馬金山	〃 早馬山
大島金山	気仙沼市大島外浜

### III. 2. 3 戸屋沢鉄山

上鹿折駅の北方4kmの白石から西方3km、戸屋沢の上流にある。この付近は二疊紀の砂岩・粘板岩からなる。

鉾床は砂岩の間に挟まれた磁鉄鉾の層状集合で、厚さ3～5m、一部含鉄砂岩と互層し、当時の砂鉄と考えられる。Fe平均50%、延長100m前後である。

昭和17年以来、横枕留蔵氏によって、上部は露天掘、下部は坑道掘で採掘され、19年頃月平均500tを産したが、20年7月休山した。

## III. 3 非金属鉾床

本図幅地内の非金属鉾床としては、石灰石および大理石があるが、後者は微々たるものである。

### III. 3. 1 石灰石<sup>64)66)</sup>

本図幅地域の石灰岩の大部分は、二疊系の坂本沢層群・叶倉層群および登米層群に

属する地層から産し、稼行されるものは大部分、坂本沢層群のものである。西部から新月地区・気仙沼・鹿折地区・鹿桑地区および福伏地区に分けて記載する。

**新月地区** 坂本沢層群・叶倉層群および登米層群の、おのおのの地層に石灰岩を胚胎するが、上八瀬付近の坂本沢層群中の石灰岩の賦存状態は規模が大きい。これらは走向NNE、傾斜 $60 \sim 80^\circ$  EまたはWである。石灰岩はなん枚も介在し、その厚さは $40 \sim 200\text{m}$ である。第5表に化学成分を示す。

当地区の石灰岩のうちで松川周辺のものは、品位が落ちるためにほとんど利用され

第 5 表

採集地	CaO (%)	MgO (%)	SiO <sub>2</sub> (%)	Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub> +Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub> (%)
上 八 瀬	50.85	0.47	4.74	1.63
〃	52.00	0.48	3.27	0.87
〃	45.96	6.03	3.69	1.05
〃	46.91	—	—	—
〃	52.74	—	—	—
〃	53.29	0.36	3.17	0.72
〃	0.13	—	—	—
松 川	6.10	—	—	—
〃	44.47	0.79	12.92	2.86
〃	35.92	—	—	—

東北の石灰石資源から  
仙台通産局分析

ない。上八瀬周辺のものも交通が比較的不便なため、開発が遅れているが、明治15年頃、明治40年頃から大正年間および昭和19年頃に、生石灰の製造のために採石されたことがある。

**気仙沼・鹿折地区** これらの地区では、石灰岩はほとんど坂本沢層群の地層のなかに胚胎され、鹿折川の縦谷の両側に分布する。鉱床の規模を南方から漸次列記すれば、柏崎付近のものは走向N20 $\sim$ 30 $^\circ$  E、傾斜40 $\sim$ 50 $^\circ$  W、延長約250m、厚さは良質部約40mで、上盤側には厚さ約40mの黒色泥質石灰岩が発達している。神明崎北方のものは柏崎付近の石灰岩とほぼ同様の走向・傾斜を有し、延長約500m、厚さは良質部55mで、上盤側には厚さ約10mの黒色不純石灰岩が発達している。善茶屋付近のものは走向N20 $\sim$ 30 $^\circ$  E、傾斜30 $\sim$ 50 $^\circ$  W、延長は550mで、東西幅は70mで

ある。以上の地域の石灰岩は稼行の対象となるが、鹿折川東方の大浦付近に分布するものは薄層で、質が不良である。さらに北方の白石・飯森峠を通り、岩手県側に向かうものは走向N20°～30°E、傾斜50°～60°WあるいはEである。良質部の幅は70～80mで、延長は図幅地内で2kmに及んでいる。化学成分を第6表に示す。

第 6 表

採集地	CaO (%)	MgO (%)	SiO <sub>2</sub> (%)	Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub> +Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub> (%)
1. 町 裏	54.43	0.91	0.84	0.80 0.19
2. //	54.03	1.17	0.74	0.69 0.31
3. //	54.51	0.42	0.91	0.31
4. 柏 崎	55.59	0.45	1.29	0.29
5. (黒色)	49.90	1.24	5.10	1.15
6. 善茶屋	54.37	0.46	1.95	0.59
7. 白石	55.46	0.14	0.26	0.13
8. 飯森峠	50.91	3.26	1.62	0.52

東北の石灰石資源から  
1, 2 浅野セメント研究所分析  
3~8 仙台通産局分析

白石および飯森峠のものは、未だ開発利用されたことはないが、柏崎の石灰石は昭和4年から約10年間採掘され、製紙用原石として利用された。その後、昭和21年頃からふたたびこれを採掘、埋立用、漁港修築用、道路敷石および土建用として利用されている。神明崎北方町裏のものは、明治13年頃から小規模に土建用として採石され、こんにちに至っている。

昭和23年から昭和25年に亘って、生石灰を産したこともある。善茶屋付近のものは、一時的に道路敷石およびコンクリート用混石として採石されたことがある。

**唐桑地区** 本吉郡唐桑町の東海岸、笹浜の東方の名勝巨釜半造おおがまはんぞうから、大槻島・小槻島・八幡崎を経て、出山を通り大沢北方から岩手県に達している一連の石灰岩があり、大部分は坂本沢層群に属するものと考えられる。笹浜東方の石灰岩は、天然記念物巨釜半造として知られ、走向N5°～20°W、傾斜60°～80°W、延長1.0kmで、厚さは180mとされている。北方の大槻島・小槻島・出山方面に分布する石灰岩は、走向N10°～20°E、傾斜60°～80°W、延長は3.5kmに及び、幅は100～300mである。化学成分を第7表に示す。

第 7 表

採集地	CaO (%)	MgO (%)	SiO <sub>2</sub> (%)	Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub> +Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub> (%)
大 沢	53.49	0.28	0.37	0.16
出 山	54.91	0.51	1.42	0.64
笹 浜	55.32	0.30	0.48	0.27

東北の石灰石資源から  
仙台通産局分析

現在までに利用開発されたものは出山南部の石灰岩で、昭和15年から扶桑鉱業株式会社で採掘され、昭和19年4月まで毎月2,000～3,500tを産したが、一時休山、昭和23年8月再開され、月4,000tを産し、富士製鉄釜石および室蘭製鉄所に搬出、昭和25年5月には日新産業株式会社の所有となり、昭和28年2月から室蘭製鉄所、および日本製鋼室蘭工場に製鉄熔剤として運搬されている。なお大沢のものは未だ採掘されたことがない。

**福伏地区** 本地区のものは、前記大沢地域からの連続露頭として知られる石灰岩塊である（図版20参照）。



図版20 陸前高田市福伏の石灰岩露頭

鉱床の規模は走向N15～20°W，傾斜60～70°Wである。要谷では250mの厚さを有するが，南に行くに従って厚さを減ずる。化学成分を第8表に示す。

第 8 表

採 集 地	CaO (%)	SiO <sub>2</sub> +Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub> +Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub> (%)	Ig. loss. (%)
福 伏	53.06		
〃	54.39	2.34	42.40

東北の石灰石資源 p. 149 から

本地区の石灰岩は，岩手石灰石鉱業株式会社福伏鉱業所により開発され，小野田セメント大船渡工場にセメント材料として，原石を船輸送している。

### III. 3. 2 大 理 石

本図幅地内では大理石資源が乏しく，わずかに気仙沼市上八瀬細尾沢東側の坂本沢層群中に産し，淡紅色～淡緑色を呈する石灰岩が，人造大理石の原料として昭和29年から採掘されている。このほかに唐桑町岩井沢の綿状糖質石灰岩を，明治43年から約15年間小規模に採石したことがある。

### 文 献

- 1) 菊池 安：20万分の1地質図幅「一ノ関」，および同説明書，地質調査所，1892
- 2) 脇水鉄五郎：陸前国大島の中生層に就いて(一)，(二)，地学雑誌，Vol. 5, No. 61, 62, 1894
- 3) Yabe, H. : The Brachiopoda *Lyttonia* from Rikuzen Province, Jour. Geol. Soc. Japan, Vol. 7, No. 79, 1900
- 4) Yokoyama, M. : On Some Jurassic Fossils from Rikuzen, Jour. Coll. Scie. Imp. Univ. Japan, Vol. 18, Art. 6. 1904
- 5) 鈴木 敏：鹿折及六黒見金山鉱床概査報告，地質要報，1，1905
- 6) Yokoyama, M. : On a Jurassic Ammonite from Rikuzen, Jour. Geol. Soc. Tokyo, Vol. 21, No. 253, pp. 41～42, 1914

- 7) Yabe, H. & Hayasaka, I. : Palaeozoic Corals from Japan, Korea and China, Jour. Geol. Soc. Japan, Vol. 22, No. 260, 1915
- 8) Hayasaka, I. : On the Brachiopod Genus *Lyttonia* with Several Japanese and Chinese Examples, Jour. Geol. Soc. Japan, Vol. 24, No. 288, 1917
- 9) Hayasaka, I. : A New Species of *Conularia* from Southern Kitakami, Japan, Jour. Geol. Soc. Japan, Vol. 27, pp. 87 ~ 90, 1920
- 10) Hayasaka, I. : Some Permian Brachiopods from the Kitakami Mountains, Jap. Jour. Geol. Geogr., Vol. 1, No. 2, 1922
- 11) Hayasaka, I. : Some Permian Fossils from the Kitakami Mountains, Jap. Jour. Geol. Geogr., Vol. 2, No. 4, 1922
- 12) Yabe, H. & Shimizu, S. : A New Lower Cretaceous Ammonite, *Crioceras ishiwarai* from Oshima, Province of Rikuzen, Jap. Jour. Geol. Geogr., Vol. 4, Nos. 3, 4, 1925
- 13) Hayasaka, I. : On Some Brachiopods from the *Lyttonia* Horizon of the Kitakami Mountains, Jap. Jour. Geol. Geogr., Vol. 4, Nos. 3, 4, 1925
- 14) Hayasaka, I. : On Some Paleozoic Molluscs of Japan, 1, Lamellibranchiata and Scaphopoda, Scie. Rep. Toh. Imp. Univ., Sec. Series, Vol. 8, No. 2, 1925
- 15) 早坂 一郎 : 北上山地産二疊紀腕足類, 地質学雑誌, Vol. 33, No. 392, 1926
- 16) Yabe, H. : Cretaceous Stratigraphy of the Japanese Islands, Scie. Rep. Toh. Imp. Univ., Sec. Series, Vol. 11, No. 1, 1927
- 17) 近藤 信興 : 大谷鉱山のテルル化蒼鉛鉱を伴う含金石英脈, 地質学雑誌, Vol. 37, No. 437, 1930
- 18) 大塚弥之助 : 日本の洪積統と鮮新統との境界区分, 地質学雑誌, Vol. 40, No. 483, 1933
- 19) 馬淵 精一 : 岩井崎石灰岩と其層位に就いて, 斎藤博報, No. 101, 1933
- 20) 渡辺万次郎 : 陸前国気仙沼附近の化石産地, 地質学雑誌, Vol. 40, No. 474, 1933

- 21) Nagao, T. : Cretaceous Mollusca from the Miyako District, Honshū, Japan, Jour. Fac. Scie. Hokkaido Imperial University. Series 4, Vol. 2, No. 3, 1934
- 22) 小貫 義男 : 北上山地岩手県気仙郡地方の秩父系について, 地質学雑誌, Vol. 45, No. 532, 1938
- 23) 稲井 豊 : 気仙沼湾岩井崎の地質(予報)(北上山地南部の層位学的研究 I), 地質学雑誌, Vol. 46, No. 551, 1939
- 24) 山田 久夫 : 岩手県東稲地方の接触輝緑岩, 地質学雑誌, Vol. 46, No. 548, 1939
- 25) 山田 久夫 : 東稲地方の花崗岩漿と輝緑岩との混生現象(要旨), 地質学雑誌, Vol. 46, No. 549, 1939
- 26) Hayasaka, I. : On two Permian Ammonoids from the Kitakami Mountain, North Japan, Jour. Geol. Soc. Japan, Vol. 47, No. 565, 1940
- 27) 金原 均二 : 宮城県気仙沼町近傍の地質に就いて, 地学雑誌, Vol. 52, No. 616, 1940
- 28) 志井田 功 : 宮城県気仙沼町近傍の地質に就きて(北上山地南部の層位学的研究 VII), 東北大学理学部地質学古生物学教室研究邦文報告, No. 33, 1940
- 29) 志井田 功 : 宮城県気仙沼近傍の侏羅紀層(唐桑系)に就きて, 矢部教授還暦記念論文集, Vol. 2, 1940, 1941
- 30) Kobayashi, T. : The Sakawa Orogenic Cycle and its Bearing on the Origin of the Japanese Islands, Japan, Fac. Scie. Univ. Tokyo, Sec. II, Vol. 5, Pt. 7, 1941
- 31) 関 武夫・今泉力蔵 : 岩手県気仙郡大船渡湾沿岸の白堊紀層(北上山地南部の層位学的研究VI), 東北大学理学部地質学古生物学教室研究邦文報告, No. 35, 1941
- 32) 長尾 巧・湊 正雄 : 北上上部古生代層中の不整合に就て, 地質学雑誌, Vol. 48, No. 573, 1941
- 33) 湊 正雄 : 北上山地に於ける先坂本沢階(Pre-Sakmarian)不整合と其の意



- 義, 地質学雑誌, Vol. 49, No. 581, 1942
- 34) Yabe, H. & Minato, M. : A New Species of *Wentzelella* from the Permian Limestone near Iwaizaki Kitakami District Northeast Japan, Proc. Jap. Acad., 21-10, 1944
- 35) 湊 正雄 : 南部北上山地二疊系の大区分に就いて—日本上部古生代層の比較岩相論的並に比較構造論的検討, 其の3—, 地質学雑誌, Vol. 51, No. 606, 1944
- 36) Kobayashi, T. & Fukada, A. : On the Occurrence of *Discosphinctes* in the Kitakami Mountain in Nippon, Jap. Jour. Geol. Geogr., Vol. 20, Nos. 2 ~ 4, 1947
- 37) Kobayashi, T. & Kaseno, Y. : A New Liassic Species of *Trigonia* s. str. (i. e. *Lyriodon*) from the Kitakami Mountains, Nippon, Jap. Jour. Geol. Geogr., Vol. 20, Nos. 2 ~ 4, 1947
- 38) 市川浩一郎 : 北上山地南部津谷伊里前地方中下部三疊系の層序について(演旨), 地質学雑誌, Vol. 53, No. 622 ~ 627, 1947
- 39) 小林 貞一 : 日本群島地質構造論, 上巻, 目黒書店, 1948
- 40) 小林 貞一 : 日本群島地質構造論, 中巻前編, 目黒書店, 1948
- 41) 花井 哲郎 : 宮古層群に関する2, 3の問題(演旨), 地質学雑誌, Vol. 55, No. 648, 649, 1949
- 42) 市川浩一郎 : 北上山地南部の皿貝層群, 特に同層群中の*Entomonotis*について(演旨), 地質学雑誌, Vol. 56, No. 656, 1950
- 43) 花井 哲郎 : 岩手県重茂地方の地質とその地史的意味(演旨), 地質学雑誌, Vol. 56, No. 656, 1950
- 44) 渡辺万次郎 : 宮城県の地下資源, 宮城県商工部, 1950
- 45) 渡辺万次郎 : 北上山地の火成活動, 民主主義科学者協会地学団体研究部専報, No. 4, 1950
- 46) 日本鉱産誌, III, 地質調査所編, 1950
- 47) Eguchi, M : Mesozoic Hexacorals from Japan, Scie. Rep. Toh. Imp. Univ., Sec. Ser., Vol. 24, 1951

- 48) 市川浩一郎：本邦三畳紀の年代区分，日本三畳系の地質，地質調査所報告特別号，1951
- 49) 市川浩一郎：北上山地南部の三畳紀層，日本三畳系の地質，地質調査所報告特別号，1951
- 50) 市川浩一郎：北上山地南部，長森地方の地質，とくに皿貝層群に就いて，地質学雑誌，Vol. 57, No. 670, 1951
- 51) 鈴木 淑夫：北上山地南部高田町附近の花崗閃緑岩の構造について，地質学雑誌，Vol. 58, No. 676, 1952
- 52) Matsumoto, T.: The Cretaceous System in the Japanese Islands. The Japanese Society from the Promotion of Science, Ueno, Tokyo, 1953
- 53) Watanabe, M. & Yagi, K.: Paragenesis of Axinite and Hastingsitic Hornblende from Kannon-yama, Iwate Prefecture, Japan, Scie. Rep. Tohoku Univ., Ser. III, Vol. 4, 1953
- 54) 千藤忠昌・山下陽三：岩手県氷上山附近の花崗岩類(演旨)，地質学雑誌，Vol. 59, No. 694, 1953
- 55) Hayasaka, I. & Minato, M.: Note on the Carboniferous and Permian Faunas of Japan, Jour. Fac. Scie. Hokkaido University, Ser. IV, Geology and Mineralogy, Vol. 8, No. 4, 1954
- 56) Hayasaka, I.: Younger Paleozoic Cephalopods from the Kitakami Mountains, Japan, Jour. Fac. Scie. Hokkaido University, Sec. IV, Geology and Mineralogy, Vol. 8, No. 4, 1954
- 57) Kobayashi, T.: Studies on the Jurassic Trigonians in Japan, Vol. 25, Nos. 1 ~ 2, 1954
- 58) Kobayashi, T. & Mori, K.: Studies on the Jurassic Trigonians in Japan, Part II, Prosogyrotrigonia and the Trigoniinae. Jap. Jour. Geol. Geogr., Vol. 25, Nos. 3 ~ 4, 1954
- 59) 加納 博・関 陽太郎：北上中軸帯，第61年，日本地質学会総会見学案内書，1954

- 60) 加納 博：北上中軸帯における花崗岩類と堆積岩類との構造的関係, I, 地質学雑誌, Vol. 60, No. 705, 1954
- 61) 小林 貞一：日本地方地質誌総論, 朝倉書店, 1954
- 62) 広川 治・吉田 尚：5万分の1地質図幅「人首」, および同説明書, 地質調査所, 1954
- 63) 半沢正四郎：東北地方, 日本地方地質誌, 朝倉書店, 1954
- 64) 半沢正四郎・小貫義男：岩手県気仙及びその周辺地区の石灰石鉱床, 東北の石灰石資源, 東北地方石灰石調査委員会, 1954
- 65) 湊 正雄・他9名：世田米地方の二疊紀層の層序と化石帯(本邦古生代層の比較構造論的ならびに比較岩相論的検討その 9), 地質学雑誌, Vol. 60, No. 708, 1954
- 66) 渡辺万次郎・菅木浅彦：宮城県地区の石灰石鉱床, 東北の石灰石資源, 東北地方石灰石調査委員会, 1954
- 67) 日本の中生界, 日本地質学会第61年総会討論会における報告, 地団研中生界研究グループ速報特別号, 1954
- 68) Kobayashi, T. & Tamura, M. : The Myophorellinae from North Japan, Studies on the Jurassic Trigonians in Japan, Part IV, Jap. Jour. Geol. Geogr., Vol. 26, Nos. 1~2, 1955
- 69) Kobayashi, T. & Mori, K. : The Vaugoniinae from the Kitakami Mountains in North Japan, On the Jurassic Trigonians in Japan, Part III, Jap. Jour. Geol. Geogr., Vol. 26, Nos. 3~4, 1955
- 70) Minato, M. : Japanese Carboniferous and Permian Corals, Jour. Fac. Scie. Hokkaido University, Series IV, Geology and Mineralogy, Vol. 9, No. 2, 1955
- 71) 小貫 義男：誤認し易い二疊・三疊系粘板岩について, 北上・阿武隈総合研究連絡機関紙, No. 7, 1955
- 72) 加納 博：北上中軸帯における花崗岩類と堆積岩類の構造的関係, II, 地質学雑誌, Vol. 61, No. 714, 1955
- 73) 島津 光夫：束稲アダメロ岩岩体の岩石学的研究, 岩石礦物礦床学会誌, Vol.

- 39, No. 1, 1955
- 74) 南部 松夫：宮城県松岩鉱山産豆状褐鉄鉱について，鉱物学雑誌，Vol. 2, 1955
- 75) Sato, T. : Revision Chronologique de la Série de Karakuwa (Jurassique Moyen), Jap. Jour. Geol. Geogr., Vol. 27, Nos. 2~4, 1956
- 76) Geology and Mineral Resources of Japan, Geological Survey of Japan, 1956
- 77) 岩手県：岩手県地質説明書，II, 1956
- 78) 小貫 義男：北上山地二畳系の岩相区分とその対比，日本地質学会古生代研究小委員会古生代研究連絡誌，No. 5, 1956
- 79) 佐藤 正：菊石化石にもついた日本下部ジュラ系の対比，地質学雑誌，Vol. 62, No. 732, 1956
- 80) 鈴木 淑夫：南部北上山地の所謂薄衣礫岩，特に石灰岩礫の変成現象，地質学雑誌，Vol. 62, No. 735, 1956
- 81) 竹内 常彦・他11名：未利用鉄資源第2輯，通商産業省地下資源開発審議会鉱山部会編，1956
- 82) 広川 治・吉田 尚：5万分の1地質図幅「大迫」，および同説明書，地質調査所，1956
- 83) 大町北一郎・他2名：宮城県気仙沼市周辺のMo-W-U-Co鉄床とその鉱石鉱物について，鉱山地質，Vol. 7, No. 6, 1957
- 84) 竹内常彦・南部松夫：松岩鉱山のウラン鉱床発見について，鉱山地質，Vol. 7, No. 23, 1957
- 85) 竹内常彦・他3名：未利用鉄資源，第3輯，通商産業省地下資源開発審議会鉱山部会編，1957
- 86) 山下 昇：黒瀬川型の構造線と気仙沼型の構造線，地球科学，No. 31, 1957
- 87) 山下 昇：中生代（上）（下），民主主義地学団体研究部会，1957
- 88) 植田 芳郎：下関市の地質—特に関門層群の層序と構造について，地質学雑誌，Vol. 63, No. 736, 1957
- 89) 五十嵐俊雄・他2名：宮城県松岩鉱山ウラン鉱床について，第2回原子力シンポジウム講演集，1958
- 90) 小貫義男・他3名：東北地方の侏羅系，日本地質学会総合研究「日本の後期中生

界の研究」, 連絡紙, No. 7 (特大号), 1958

- 91) 小貫義男・坂本祐司: 上部三畳系皿貝層群について(北上山地における三畳系の層位学の古生物学的研究:—I), 地質学雑誌, Vol. 64, No. 757, 1958
- 92) 島津光夫・神戸信和: 新月・大島噴出岩層について, 地質学雑誌, Vol. 64, No. 754, 1958
- 93) 速水 格: 本邦ライアスの二枚貝群について(概報), 地質学雑誌, Vol. 64, No. 753, 1958
- 94) 森川六郎・他10名: 岩井崎石灰岩の再検討, 藤本治義教授還暦記念論文集, 1958
- 95) Sato, T. : Existence du Berriasien dans la Stratigraphie du Plateau de Kitakami (Japon septentrional), Société Géologique de France, Compte Rendu Sommaire des Séances, No. 12, 1958



EXPLANATORY TEXT  
OF THE  
GEOLOGICAL MAP OF JAPAN

Scale 1 : 50,000

---

**KESENNUMA**

Akita, No.62

By

NOBUKAZU KAMBE & MITSUO SHIMAZU

(Written in 1960)

---

(Abstract)

**GEOLOGY**

The area of this sheet-map is located in the southern part of the Kitakami mountainland in Northeast Japan. Geologically, it is divided into two provinces by the Hizume-Kesenuma tectonic line trending in NNW-SSE in the central part of the area. In the eastern part of the tectonic line, there are the Paleozoic formations, the Mesozoic formations and the plutonic rocks.

The Paleozoic and Mesozoic formations form a large synclinal basin-structure, trending in NNW-SSE. In the western part of the tectonic line, there are the Paleozoic formations widespread, the Mesozoic formations restricted, the volcanic rocks and the plutonic acidic rocks; the former two formations form the waving folded structures.

The Paleozoic formations are represented by the Sakamotozawa group, the Kanōkura group and the Toyoma group in descending order, and are known as Permian in age. The rock-facies of the Sakamotozawa group is the fine-grained sediments and the fossiliferous limestone, and that of the Kanōkura group, the fossiliferous coarse-grained sediments. It is noteworthy on the geological history that there is seen the Kanōkura group in the western part of the tectonic line described above, though the Kanōkura group in the eastern part of the line is not seen. On the contrary, the thick Usuginu conglomerate beds are distributed in the eastern part, but there are the thin Usuginu conglomerate beds in the western part.

The Mesozoic formations are named as the Inai group (lower Triassic), the Saragai group (upper Triassic), the Atagoyama formation (Jurassic), the Karakuwa group (middle Jurassic), the Shishiori group (upper Jurassic), the Isokusa formation and the Nagasaki formation (lower Cretaceous), the Niitsuki formation and the Kanaigaura formation (lower Cretaceous), the Oshima formation (lower Cretaceous), and the Ofunato group and the Massaki group (lower Cretaceous). Most of the Mesozoic formations are distributed in the area of the Tsunagizaka synclinal-structural basin, trending in NNW-SSE. It is important that the Saragai group is not distributed in the synclinal-structural basin, though it develops in the southwestern part of the sheet-map area.

The Cenozoic formations are distributed in the restricted area; the Senganda formation (Plio-Pleistocene) and the Matsuzaki formation (Pleistocene) occupy the southwestern part of the sheet-map area, and the Baishin formation occupies the small area in the northeastern part. The alluvial deposits are distributed along



the rivers, streams and valleys.

There are following five granite masses in this sheet-map area; the Orikabe and Hirota quartz monzonite masses, and the Kesengawa, Wakinosawa and Torigoe granodiorite masses. It seems that these masses are intruded in the early Cretaceous age corresponding to the Oshima orogenic phase. These granite masses make the contact metamorphic aureoles of comparatively small scale. Small diorite bodies and various dykes also occur in this area.

## PALEOZOIC

### PERMIAN

#### **Sakamotozawa group**

This group is composed of conglomerate, sandstone, clayslate, limestone, chert, schalstein and tuffaceous clayslate. These rocks, distributed in the coastal area of Hirota bay, are thermally metamorphosed to hornfels by the intrusion of granite. Fusulinids and corals are abundant in some limestone beds, of which the thickness attains to 3 ~ 20m or more. The relation between this group and the underlying formation is not known in this sheet-map area, but an unconformity indicating a crustal movement called the Sakamoto Phase or the Setamai Phase is recognized in the northern part of this sheet-map area.

This group shows the strike of N-S or N50° E and the dip of 60 ~ 75° E in the neighbourhood of Kamiyatsuse. Along the river Shishiori, the strike of this group is N20 ~ 55° E and the dip is 30 ~ 80° E or W, and the group forms anticlinal and synclinal structures. In the coastal area of Hirota bay, the strike is N 10 ~ 25° W and the dip is 30 ~ 70° W generally.

The limestone, occurred in this group, is workable as the building stone or the cement material.

From this group the following fossils are mainly found: *Schubertella* sp. , *Schwagerina* sp. , *Parafusulina richthofeni* (SCHWAGER), *Pseudofusulina krafftii* (SCHELLWIEN), *Pseudofusulina* cf. *japonica*

(GÜMBEL), *Paraschwagerina* sp., *Productus* sp., *Camarophoria* sp., *Michelinia* (*Michelinopora*) *multitabulata* YABE et HAYASAKA, *Ambly-siphonella* sp., *Fenestella* sp., Crinoid stems.

From the above-mentioned fossils, the *Pseudoschwagerina* zone and the *Parafusulina* zone are recognized in the Sakamotozawa group, and this group belongs to lower Permian.

### **Kanōkura group**

The relation of this group to the Sakamotozawa group is generally known as conformity.

The Kanōkura group is composed of sandstone, conglomerate, clayslate and limestone. It is conspicuous that the sandstone is abundant. The conglomerate in this group is often considered as a part of the Usuginu conglomerate, of which main part is in the overlying Toyoma group. Black clayslate, siliceous rock, tuffaceous rock and granitic rock are discovered in the pebbles of the conglomerate of which the diameter attains to 10cm.

Around Hachimoridaira-yama and Kurosawa-yama, this group forms a synclinal structure trending in NNE-SSW, and shows the dip of 40 ~ 60° W or E. Around Nabekoshi-yama, this group shows an anticlinal structure trending NE-SW and dip of 20 ~ 50° NW or SE.

The following fossils are found in this group:

*Productus flemingii* (SOWERBY) de KONINCK, *Dielasma* cf. *biplex* WAAGEN, *Leptodus* (*Lyttonia*) *richthofeni* KAYSER, *Marginifera* sp., *Chonetes* cf. *blanfordi* REED var. *lata* HAYASAKA, *Chonetes sinuosa* SCHELLWIEN, *Rhynchonella* sp., *Athyris* sp., *Productus cora* d'ORBGNY, *Derbya hemisphaerica* WAAGEN, *Retzia indica* WAAGEN, *Spiriferina cristata* SCHLOTHEIM, *Spiriferina* sp., *Orthotetes* sp., *Myophoria subelegans* WAAGEN var. *tobai* HAYASAKA, *Parafusulina wanneri* (SCHUBERT), *Neoschwagerina* sp., *Pseudodoliolina* sp., *Pseudofusulina* sp., *Schwagerina* sp., *Codonofusiella* sp., *Phillipsia* sp., *Fenestella* sp., Crinoid Stems.

From these fossils, the *Neoschwagerina* zone and the *Yabeina* zone are recognized in the Kanōkura group, and this group belongs to middle Permian.

### **Toyoma group**

This group accumulates on the Kanōkura group in the western part of the Higashinakasai fault, and on the Sakamotozawa group in the coastal area of Hirota bay, conformably.

The group is mainly composed of black clayslate, rarely with thin intercalations of sandy clayslate, sandstone and limestone. In the lower part of this group, the thin or thick beds of the Usuginu conglomerate are interbedded.

In the area east of the Higashinakasai fault, this group shows the strike trending in NNW-SSE and the dip of  $50 \sim 70^\circ$  W. The black clayslate occurring in this part generally shows remarkable schistosity. In the area west of the fault, the group shows the repeated synclinal and anticlinal structures with general strike of NNW and comparatively gentle dips.

Rarely, the following fossils are found in this group:

*Yabeina* sp., *Sumatrina* sp., *Schwagerina* sp., *Pseudodoliolina* sp., *Lepidolina* sp., *Schubertella* sp., *Bellerophon* sp., *Calamites* sp., plant remains.

From these fossils, the most part of the Toyoma group belongs to upper Permian, but in a certain area, the geological age of this group extends to middle Permian.

## MESOZOIC

### TRIASSIC

The Triassic system is divided into the Inai group and the Saragai group based on the difference of the geological age as well as the rock-facies.

#### **Inai group**

This group occupies the area of horseshoe formed to the east of the Higashinakasai fault, and is also distributed in small area of the southwestern part of this sheet-map. The relation of this group to the Toyoma group is generally known as parallel-unconformity. The Inai group in the area east of fault is subdivided

into the following three formations.

**Lower formation** This formation is mainly composed of sandstone and conglomerate, often intercalated with banded sandy clayslate. The pebbles of conglomerate are sandstone, black clayslate, chert, siliceous rock and granite, and are 1~10cm in diameter. No fossils are found.

**Middle formation** This formation is mainly composed of the fine banded alternation of black sandy clayslate and black clayslate, the banded alternation of siliceous clayslate and fine- or coarse-grained sandstone, and the fine banded alternation of gray or greenish sandy clayslate and gray or gray greenish clayslate. The stratification is conspicuous. The formation has the intercalation of thin conglomerate in the northern part. No fossils are found.

**Upper formation** This formation is composed of sandstone bed, the fine banded alternation of sandy clayslate and clayslate, and the alternation of sandstone and clayslate. There are the thin conglomerate beds in the southern part of the Karakuwa peninsula. No fossils are found.

The Inai group in the southwestern part of this sheet-map is not divided. The strike is N-S or NNW and the dip is  $40 \sim 70^\circ$  W. Gastropods are found.

The Inai group to the east of the Higashinakasai fault has the strike trending in NNW-SSE and the dip is generally  $50 \sim 70^\circ$  W.

Although the fossils are rare, this group is correlated by the resemblance of rock-facies to the Inai group distributed in the northeastern part of Tsuya-machi, Motoyoshi-gun, Miyagi prefecture. So, the geological age of this group is from Skytic to Anisic.

### **Saragai group**

This group is distributed in the southwestern part of this sheet-map. The group is mainly composed of sandstone, with sandy clayslate, clayslate and conglomerate. Most rocks of this

group are altered to hornfels by the intrusion of granite. The strike is N65 ~ 80° W, and the dip is 30 ~ 50° N or S.

From this group, *Monotis* (*Entomonotis*) cfr. *typica* (KIPARISOVA) is found, and the geological age of this group is Noric or upper Carnic ~ Noric.

## JURASSIC

The Jurassic system is divided into the Atagoyama formation, the Karakuwa group and the Shishiori group by the difference of the geological age and the rock-facies.

**Atagoyama formation** This formation is distributed in the southwestern extremity of this sheet-map area. The formation is composed of sandstone and sandy clayslate. The strike is N 70° E or N30° W, and the dip is 10 ~ 20° S or E. Pelecypods not well preserved, are rarely found. The geological age of this formation is Jurassic.

### **Karakuwa group**

This group is distributed in the area on the eastern side of the Higashinakasai fault. It is divided into the Kosaba formation and the Tsunagizaka formation in ascending order. The relation of this group to the Inai group is known as clino-unconformity.

**Kosaba formation** This formation is mainly composed of sandstone, and is often interbedded by black clayslate. The strike is N10 ~ 45° W; the dip is 50 ~ 75° W in the eastern wing of the Tsunagizaka syncline, while its dip is to the east in the western wing. The thickness reaches 3 to 300m.

From this formation, the following fossils are known: *Trigonia* (*Lyriodon*) *sumiyagura* KOBAYASHI and KASENO, *Trigonia* (*Vaugonia*) *yokoyamai* KOBAYASHI and MORI, *Vaugonia* (*Hijitrigonia*) *geniculata* KOBAYASHI and MORI, *Lima* sp., *Macrodon* sp., *Inoceramus* spp., *Belemnites* sp.

The geological age of this formation is probably middle Jurassic, judging from the fossils in the Tsunagizaka formation.

**Tsunagizaka formation** This formation is composed of black

clayslate and black sandstone, and these rocks often form the alternation. The strike is N10 ~ 55° W and the dip is 50 ~ 80° W in the eastern wing of the Tsunagizaka syncline. The strike is N50° E, and the dip is 40° S near the synclinal axis. The thickness reaches 360 to 450 m.

From this formation, the following fossils are known: *Stephanoceras* sp. cf. *St. plicatissimum* (QUENSTEDT), *Harpoceras ikianum* YOKOYAMA, *Schlotheimia jimboi* YOKOYAMA, *Grammoceras* sp., *Phylloceras* cf. *nilssoni*, HEBERT, *Phylloceras* sp., *Belemnites* sp.

The geological age of this formation is middle Jurassic.

### **Shishiori group**

This group is distributed in the area on the eastern side of the Higashinakasai fault. It is divided into the Ishiwaritoge formation, the Mone formation and the Kogoshio formation. The relation of this group to the Karakuwa group is known as disconformity.

**Ishiwaritōge formation** This formation is mainly composed of conglomerate, with thin intercalations of sandstone. The pebbles of conglomerate are granite, sandstone, clayslate and chert, and especially abundant in granite. The maximum diameter of the pebbles reaches to 40cm. The thickness of the bed reaches to 230m. The strike is NNW, and the dip is generally 40 ~ 70° W. No fossils are found.

**Mōne formation** This formation is composed of an alternation of clayslate and sandstone, with thin intercalations of conglomerate. The thickness reaches to 470m. The strike is NNW, and the dip is in general 40 ~ 80° W.

The following fossils are found in this formation: *Trigonia* sp., *Adiantites Sewardi* YABE, *Brachyphyllum* sp., *Cladophlebis Browniana* (BUNKER), *Cladophlebis distans* HEER, *Cladophlebis* cf. *Klukia exilis* (PHILLIPS), *Cladophlebis* cf. *nebbensis* (BRONGNIART), *Coniopteris burgensis* ZALENSKY, *Equiset umushimarensense* (YOKOYAMA), *Frenelopsis* cf. *Hoheneggeri* (ETTINGSHAUSEN), *Leckenbya valdensis* SEWARD, *Matonidium Goeperti* (EXTINGSHAUSEN), *Nilssonina Johnstrupi* HEER, *Nilssonina ezoana* YOKOYAMA,

*Podozamites lanceolatus* HEER, *Ptilophyllum* cf. *pecten* (PHILLIPS) MORRIS, *Todites* cf. *Williamsoni* BRONGNIART, *Williamsonia* sp., *Zamites Buckianus* (ETTINGSHAUSEN), *Zamites* cf. *megaphyllis* (PHILLIPS).

From these fossils, the Mone formation belongs to upper Jurassic.

**Kogoshio formation** This formation is composed of sandstone and clayslate, with thin intercalations of conglomerate, and these rocks often form alternating beds. The strike is NNW to SSE, and the dip is  $40 \sim 80^\circ$  E or W. The thickness reaches to 800m.

The following fossils are known in this formation: *Astarte* cf. *elegans* SOWERBY, *Trigonia* cf. *formosa* LYCETT, *Myophorella* (*Promyophorella*) *obsoleta* KOBAYASHI and TAMURA, *Myophorella* (*Promyophorella*) *orientalis* KOBAYASHI and TAMURA.

The geological age of this formation probably belongs to upper Jurassic.

## CRETACEOUS

The Cretaceous system is divided into the Isokusa and Nagasaki formations, the Niitsuki and Kanaigaura formations, the Oshima formation, the Ofunato group and the Massaki group by the difference of the geological age and the rock-facies.

**Isokusa formation and Nagasaki formation** These formations are distributed in a small area at Oshima. The rock-facies of these formations resembles that of the Kogoshio formation. Recently T. Sato denominated the ammonites found from the Nagasaki formation as *Olcostephanus* sp., *Kilianella* sp., *Berriasella* sp., and those from the Isokusa formation as *Thurmanniceras isokusensis* (KOBAYASHI et FUKADA), all these fossils belonging to Berriasian in age. Besides these fossils, *Myophorella* (*Promyophorella*) *obsoleta* KOBAYASHI and TAMURA, *Myophorella* (*Promyophorella*) *orientalis* KOBAYASHI and TAMURA, etc. are known in the Isokusa formation.

**Niitsuki formation and Kanaigaura formation** The Niitsuki formation is distributed, in the western part of this sheet-map, and occupies an area elongated NNW which is parallel with the main fault. The Kanaigaura formation occupies a large part of Oshima.

These formations are composed of volcanic products such as andesitic lava, volcanic breccias and other pyroclastic rock.

The Niitsuki formation unconformably overlies the Saragai or Inai group of Triassic age in the southern part, and is cut by the Shimoyatsuse fault in the eastern part, while it is intruded by the Orikabe quartz monzonite mass, which have metamorphosed it into various hornfelses in the western part.

The Kanaigaura formation unconformably overlies the Kogoshio formation of upper Jurassic age, and is covered by the Oshima formation of lower Cretaceous. From the geologic succession mentioned above, it is shown that the Kanaigaura formation may belong to the lower Cretaceous age. The Niitsuki formation may also be of the same age. These formations show thoroughly synclinal folding having NE or NS trend.

The Niitsuki formation consists of augite andesite, hornblende-bearing augite andesite, hornblende andesite and their pyroclasts. Most of them are heavily altered.

The Kanaigaura formation consists mainly of olivine augite andesite, augite andesite and their pyroclasts with a small amount of augite basalt.

These volcanic rocks mostly seem to belong to the pigeonitic rock series.

**Oshima formation** This formation is distributed in the southwestern part of Oshima. The formation is composed of claystone, sandstone, calcareous coarse-grained sandstone, tuffaceous sandstone and conglomerate. The strike is N-S or N20° W, and the dip is 50 ~ 70° E or W. The thickness reaches 370 to 460m. From this formation, the following fossils are known: *Trigonia hokkaidoana* YEHARA, *Trigonia pociliformis* YOKOYAMA, *Gervillia haradai* (YOKOYAMA), *Alectryonia diluviana* (LINNE), *Paracrioceras ishiwarai* (YABE and SHIMIZU), *Enallhelia nipponica* EGUCHI, *Eugyra oshimaensis* EGUCHI, *Stylina japonica* EGUCHI, *Rhabdophyllia osimaensis* EGUCHI, *Thamnasteria rikuzenica* EGUCHI, *Thamnasteria cycloides* EGUCHI, *Thamnasteria komagataensis* EGUCHI, *Thamnasteria protosericides* EGUCHI, *Centrastrea japonica* EGUCHI, *Microsolena japonica* EGUCHI, *Microsolena subexcavata* EGUCHI,



*Meandראה mabutii* EGUCHI, *Meandראה nipponica* EGUCHI, *Mastophyllia japonica* EGUCHI, etc.

The geological age of this formation is known as Hauterivian-Barremian from the *Paracrioceras ishiwarai* (YABE and SHIMIZU).

#### **Ofunato group**

This group is distributed at the northeastern extremity of this sheet-map area. The group is divided into the Funagawa formation, the lower Hijōchi formation, the upper Hijōchi formation and the Nagaiso formation in descending order. Only the latter two formations are distributed in the sheet-map area.

**Upper Hijochi formation** This formation is mainly composed of black coarse-grained sandstone, interbedded by conglomeratic sandstone or conglomerate, and rarely by black clayslate. The thickness reaches 400 to 450 m.

**Nagaiso formation** This formation is mainly composed of gray-greenish or gray-white sandstone, interbedded by black clayslate and tuffaceous clayslate. The thickness is 500 m.

#### **Massaki group**

This group is distributed in the northeastern extremity of this sheet-map area. The group is divided into the Koyama formation and the Nagasaki formation in descending order.

**Koyama formation** This formation is composed of basal conglomerate and sandstone with the intercalation of shale. The thickness reaches 100 to 150 m.

**Nagasaki formation** This formation is composed of an alternation of gray-greenish coarse-grained sandstone and black clayslate. The thickness is more than 300m over.

The Ofunato group and the Massaki group are lower Cretaceous in age, and are correlated to the Oshima formation.

## CENOZOIC

**Senganda formation** This formation is distributed in the southwestern part of Kesenuma city. The formation is composed of

gravel, sand and clay, often interbedded by thin beds of lignite. Gravel is composed of porphyrite, granite, shale, sandstone and arkosic sandstone. Rarely the fossils are found. This formation belongs to Plio-Pleistocene in age.

**Matsuzaki formation** and **Baishin formation** The former is distributed in the southwestern part of Kesenuma city, and the latter is distributed in the northeastern part of this sheet-map area. These formations are mainly composed of gravels often with the thin layers of sand and clay. Gravels are porphyrite, chert, granite, sandstone and clayslate. These formations belong to Pleistocene in age.

**Alluvial deposits** Alluvial deposits are seen along the several streams in this sheet-map area. They are composed of gravel, sand and clay which are supplied from the region of the Paleozoic formations, the Mesozoic formations and the igneous rocks.

#### **Granitic rocks**

Five granitic masses are distributed in this sheet-map area. The Orikabe and the Hirota quartz monzonite masses occupy comparatively larger areas than the other three masses, the Kesengawa and Wakinosawa and Torigoe masses.

The Orikabe quartz monzonite mass, which represents the eastern marginal part of the main mass, is intruded into the Niitsuki formation and Saragai group. It is composed of the following rock types; quartz monzonite, granodiorite and diorite. Among them, granodiorite is abundant in this marginal part.

Quartz monzonite is medium-grained, and purplish gray in color. It consists mainly of plagioclase, orthoclase, quartz, augite, hypersthene, light green hornblende and brown biotite. Accessory components are magnetite, apatite, zircon and allanite.

Granodiorite is slightly finer and lighter in color than quartz monzonite. Quartz and biotite are usually abundant, and orthoclase and pyroxene are small in amount.

Diorite is fine-grained, melanocratic and contains little quartz and orthoclase.

The Hirota quartz monzonite mass, which intrudes into the Ofunato group, is divided into the following two rock types, quartz monzonite and granodiorite. The former occupies the western half of the Hirota peninsula, and petrographically graduates into the latter which occurs in the eastern half.

Quartz monzonite is medium- to fine-grained, and grayish in color. The chief components are plagioclase, orthoclase, quartz, brown biotite, green hornblende and augite. The accessory components are magnetite, zircon, allanite, apatite and sphene. Granodiorite also comprises similar components, but orthoclase is small in amount.

The Kesengawa granodiorite mass, which occupies a large part of the Sakari sheet-map area with the elongation of N-S trend, has a very small exposure in this sheet. On the Osabe coast, this mass shows a remarkable foliated structure, and concordantly intrudes into the Usuginu conglomerate bed. The apophysis of granite is also sub-concordantly intruded. The chief components are plagioclase, biotite, hornblende and a small amount of orthoclase.

The Wakinosawa granodiorite mass shows a small exposure. This rock is medium- to coarse-grained, and includes a large amount of dark inclusions, and shows a weak flowidal structure. The chief components are plagioclase, orthoclase, quartz, green hornblende and dark green biotite.

The Torigoe granodiorite mass also shows a very small exposure. The relation to the Hirota quartz monzonite mass is not clear. This rock is medium- to fine-grained, and is lacking in foliation. The chief components are plagioclase, orthoclase, quartz, dark reddish brown biotite and greenish brown hornblende.

### **Dioritic rocks**

Some diorites and diorite porphyrites intrude mainly into the Paleozoic and Mesozoic formations in the Karakuwa peninsula.

The majority of these rocks forms small dykes. The largest rock body is exposed at the central part of the peninsula, and

elongates in the N-S direction. This rock is medium-grained, while the other small bodies are finer.

The chief components are plagioclase, augite, pale brown biotite and pale green hornblende, and the latter two are alteration products.

In the eastern half of the peninsula, most of diorites are thermally affected, and as a whole contain dark brown biotite flakes. Diorite porphyrites show porphyritic structure, but the constituent minerals are not different from those of the diorite. Many of them are heavily altered.

#### **Dyke rocks**

Dyke rocks except diorite porphyrites mentioned above also show similar occurrences to dioritic rocks, and most of them are exposed in the Karakuwa peninsula. They comprise hornblende porphyrites, pyroxene porphyrites and feldspar porphyry.

#### **Thermally metamorphosed rocks**

The contact metamorphic aureole around the Orikabe quartz monzonite mass is divided into the inner and outer zones. The inner zone is narrow in width, and consists of strongly metamorphosed hornfels, some parts of which have been moreover subjected by metasomatism such as tourmalinization and alkali metasomatism. At the immediate contact, hornfelses originated from volcanic rocks are perfectly recrystallized, and show a glauoblastic texture. The mineral assemblage observed is as follows; augite-hypersthene-biotite-orthoclase-plagioclase-quartz. Pyroxene crystals are small in grain size, and have short prismatic habits or poikilitic textures. Psammitic rocks change only into biotite hornfels. In the outer zone, both volcanic and psammitic rocks contain biotite flakes.

The contact metamorphic aureole around the Hirota quartz monzonite mass is also narrow in width. At its immediate contact near the Kurosaki coast, biotite hornfels biotite-hornblend-monoclinic pyroxene hornfels and granitic hornfels are found. Granitized

hornfels is coarser in grain size, and has more orthoclase and quartz as compared with normal hornfels.

Around the Kesengawa granodiorite mass, metamorphic rocks originated from pelites are biotite slates in the outside, and andalusite-cordierite hornfels in the inside. Calcic rocks are altered to diopside-hornblende-biotite-calcite hornfels. Limestone pebbles of conglomerate are metasomatically altered, and have concentric bands, consisting of wollastonite, diopside, hornblende and biotite bands, from the core towards the margin.

Limestones intercalated in pelitic, psammitic and calcic hornfels are recrystallized and altered to diopside-garnet-wollastonite skarn.

## ECONOMIC GEOLOGY

### **Metallic mineral deposits**

Most ore deposits in the sheet-map area are classified into two groups. One group is distributed around the Orikabe quartz monzonite mass (the Matsuiwa district) and the other mainly in the Karakuwa peninsula (the Karakuwa district). Bedded iron ore deposits occur in the Permian formation.

### **Ore deposits of the Matsuiwa district**

The ore deposits of this district are zonally arranged around the Orikabe quartz monzonite mass, and form veins rich in sulphides.

The ore deposits of the Matsuiwa mine are the representative of them. They occur in the hornblende-pyroxene andesites and their pyroclastics of the Niitsuki formation, and are copper-bearing veins having NE and EW trends. Ore minerals are pyrrhotite, chalcopyrite, scheelite, arsenopyrite and pyrite, accompanied by a small amount of cobaltite and molybdenite. Gangue minerals are hornblende, tourmaline, chlorite, quartz and calcite. A little amount of uraninite was lately discovered.

The ore deposits of the Niitsuki copper mine, which were worked about fifteen years ago, seem to be similar in character

to those of the Matsuiwa mine. Ore minerals are pyrrhotite, chalcopyrite, pyrite and sphalerite.

The ore deposits, of the Hada and Kanatori mines are located in the Orikabe quartz monzonite mass. The former is a Molybdenum ore deposit, and includes such ore minerals as molybdenite, chalcopyrite and pyrite. The latter is a chalcopyrite-sphalerite-pyrite-quartz vein.

The ore deposits of the Iwakura mine, which were one worked on a fairly large scale, are gold veins in granodiorite. Ore minerals are native gold, chalcopyrite, arsenopyrite and pyrite.

#### **Ore deposits of the Karakuwa district**

Ore deposits of this district are mostly gold-bearing quartz veins and several deposits contain a small amount of scheelite and silver minerals. There are also an insignificant amount of chalcopyrite, galena and pyrite. Country rocks are Paleozoic or Mesozoic sediments.

The Shishiori mine being closed at present, is the representative of them, and is famous because of the occurrence of large native gold clod.

Many other ore deposits are small in scale.

#### **Toyazawa iron mine**

The ore deposits of this mine are iron beds occurring as intercalations in the Permian sandstone. The iron beds seem to be originated from iron sand in Permian age.

#### **Non-metallic deposits**

**Limestone** The limestone beds are known in the Sakamotozawa group, the Kanokura group and the Toyoma group. Above all, the limestones in the Sakamotozawa group are thickest, and particularly the beds exposed at Deyama and Huppuse along the western coast of the bay of Hirota are workable.

**Marble** At Kamiyatsuse, the marble in the Sakamotozawa group is workable on a small scale.

---

昭和36年3月20日印刷

昭和36年3月25日発行

工業技術院  
地質調査所

著作権所有

印刷者 笠井朝義

印刷所 笠井出版印刷社

---

第1表 地質総括表

地質時代	層名	厚さ	模式柱状図	主要岩質	主要化石	火成活動		
新生代	現世	沖積層	不定	礫・砂および粘土		閃緑岩・脈岩類・花崗岩類貫入		
	鮮新世	松崎層および梅神層	4~45 m	礫・砂および粘土				
	更新世	千非整合	10 m	礫・砂および粘土	Macoma sp., Cyclina sp.			
中生代	白垩紀前期	大島層	長崎層	300 m	大島層 粘板岩砂岩互層 砂岩および頁岩 礫岩 粘板岩 凝灰岩質粘板岩 砂岩 粘板岩 礫岩 砂岩 礫岩および砂岩 砂岩質岩互層 凝灰岩 礫岩	大島層 Paracrioceras ishiwarai (Yabe and Shimizu) Coral	未詳 大船渡層群	Pelecypoda, Gastropoda, Ammonite gen. et sp. indet., Plant
			小山層	100~150 m				Pelecypoda, Gastropoda, Echinodermata, Crinoid, Plant
			長磯層	500 m				
	白垩紀前期	新月層および鼎浦層	未詳	普通輝石安山岩・角閃石普通輝石安山岩 橄欖石普通輝石安山岩・普通輝石玄武岩 角礫凝灰岩・凝灰質砂岩および凝灰質頁岩				
			磯草層および長崎層	未詳	砂岩および粘板岩	Thurmanniceras isokusensis (Kobayashi et Fukuda), Olcostephanus sp., Kilianella sp., Borriasella sp., Myophorella (Promyophorella) obsoleta Kobayashi and Tamura, Myophorella (Promyophorella) orientalis Kobayashi and Tamura		
	ジュラ紀後期	鹿折層群	小々沙層	800 m	砂岩粘板岩互層 礫岩	Myophorella (Promyophorella) obsoleta Kobayashi and Tamura Myophorella (Promyophorella) orientalis Kobayashi and Tamura Plant		
			舞根層	470 m	粘板岩砂岩互層			
			石胡峠層	230 m	礫岩および砂岩			
	ジュラ紀中期	唐桑層群	綱木坂層	360~450 m	粘板岩および砂岩	Stephanoceras sp. cf. St. plicatissimum (Quenstedt)		
			小鱈層	3~300 m	砂岩	Trigonia (Lyriodon) sumiyagura Kobayashi and Kaseno, Trigonia (Vaugonia) yokoyamai Kobayashi and Mori, Vaugonia (Hijitrigonia) geniculata Kobayashi and Mori		
ジュラ紀	受岩山層	未詳	砂岩および砂質粘板岩 礫岩	Pelecypoda				
三疊紀後期	血貝層群	450~500 m	砂岩質岩互層 礫岩	Entomonotis spp., Monotis (Entomonotis) cfr. typica (Kiparisova)				
中生代	三疊紀前期および中期	桶井層群	上部層	1,000~2,350 m	砂質粘板岩粘板岩帯状互層 砂岩粘板岩互層	Hollandites sp.		
			砂岩					
			砂質粘板岩粘板岩細互層 珪質粘板岩砂岩帯状互層					
			下部層	100 m	礫岩および砂岩			
中生代	二疊紀後期	登米層群	900~1,400 m	砂岩 粘板岩 石灰岩 礫岩(薄衣礫岩)	Bellerophon sp., Calamites sp. Yabeina sp., Sumatrina sp., Schwagerina sp., Pseudodoliolina sp., Lepidolina sp., Schubertella sp.			
	二疊紀中期	叶倉層群	450~1,000 m	石灰岩 砂岩 粘板岩 礫岩	Parafusulina wanneri (Schubert), Chonetes sinuosa Schellwien, Productus flemingii (Sowerby) de Koninek, Productus cora d'Orbigny, Derbya hemisphaerica Waagen, Retzia indica Waagen, Spiriferina cristata Schlotheim, Leptodus (Lyttonia) richthofeni Kayser, Myophoria subelegans Waagen var. tobai Hayasaka, Waagenophyllum polyseptata Minato			
中生代	二疊紀前期	坂本沢層群	800~900 m	粘板岩 石灰岩 砂岩 礫岩凝灰岩および凝灰岩質粘板岩, まれにチャート 礫岩	Parafusulina richthofeni (Schwager), Pseudofusulina krafftii (Schellwien), Michelinia (Michelinopora) multitabulata Yabe et Hayasaka			



Table 1 General Stratigraphy and Geological History

Geological age		Formation	Thickness	Rock-facies	Fossils	Igneous activity					
Cenozoic	Recent	Alluvial deposits	uncertain	Gravel, sand and clay							
	Pleistocene	Matsuzaki formation and Baishin formation	4~45m	Gravel, sand and clay							
	Pliocene	Senganda formation	10m	Gravel, sand and clay	Macoma sp., Cyclina sp.						
Mesozoic	Early Cretaceous	clino-unconformity									
		Oshima formation 370~460m	Massaki group	Nagasaki formation	300m	Oshima formation Tuffaceous sandstone conglomerate	Massaki group	Alternation of sandstone and clayslate	Oshima formation <i>Paractioceras ishiwarai</i> (YABE and SHIMIZU) Coral	Massaki group	Pelecypoda, Gastropoda, Ammonite gen. et sp. indet., Plant
			Ofunato group	Koyama formation	100~150m		Massaki group	Sandstone and shale conglomerate		Ofunato group	Pelecypoda, Gastropoda, Echinodermata, Crinoid, Plant
				unknown							
				Nagaiso formation	500m			Clayslate Tuffaceous clayslate Sandstone			
				Jōbu Hijōchi formation	400~450m			Clayslate Conglomerate Sandstone			
	Kabu Hijōchi formation			200m			Conglomerate and sandstone				
	Funagawara formation	600m		Alternation of sandstone and shale tuff Conglomerate							
		unknown	Niitsuki formation and Kanaigaura formation	unknown	Augite andesite, hornblende augite andesite, olivine augite andesite and augite basalt						
		unknown	Isokusa formation and Nagasaki formation	unknown	Sandstone and clayslate	<i>Thurmanniceras isokusensis</i> (KOBAYASHI et FUKADA), <i>Olcostephanus</i> sp., <i>Kilianella</i> sp., <i>Berriasella</i> sp., <i>Myophorella</i> ( <i>Promyophorella</i> ) <i>obsoleta</i> KOBAYASHI and TAMURA, <i>Myophorella</i> ( <i>Promyophorella</i> ) <i>orientalis</i> KOBAYASHI and TAMURA					
	Middle and late Jurassic	Shishiori group	unknown			<i>Myophorella</i> ( <i>Promyophorella</i> ) <i>obsoleta</i> KOBAYASHI and TAMURA <i>Myophorella</i> ( <i>Promyophorella</i> ) <i>orientalis</i> KOBAYASHI and TAMURA Plant					
			Kogoshio formation	800m	Alternation of sandstone and clayslate conglomerate						
			Mōne formation	470m	Alternation of clayslate and sandstone						
		Karakuwa group	Ishiwari-tōge formation	230m	Conglomerate and sandstone						
			disconformity								
Tsunagizaka formation			360~450m	Clayslate and sandstone	<i>Stephanoceras</i> sp. cf. <i>St. plicatissimum</i> (QUENSTEDT)						
	unknown	Kosaba formation	3~300m	Sandstone	<i>Trigonia</i> ( <i>Lyriondon</i> ) <i>sumiyagura</i> KOBAYASHI and KASENO, <i>Trigonia</i> ( <i>Vaugonia</i> ) <i>yokoyamai</i> KOBAYASHI and MORI, <i>Vaugonia</i> ( <i>Hijitrigonia</i> ) <i>geniculata</i> KOBAYASHI and MORI						
Jurassic	Atagoyama formation	unknown	Sandstone and sandy clayslate conglomerate	Pelecypoda							
Late Triassic	Saragai group	450~500m	Alternation of sandstone and shale conglomerate	<i>Entomonotis</i> spp., <i>Monotis</i> ( <i>Entomonotis</i> ) cfr. <i>typica</i> (KIPARISOVA)							
Early and middle Triassic	Inai group	Upper formation	1000~2350m	Banded alternation of sandy clayslate and clayslate Alternation of sandstone and clayslate	<i>Hollandites</i> sp.						
		Middle formation	450~550m	Fine alternation of sandy clayslate and clayslate Banded alternation of siliceous clayslate and sandstone							
		Lower formation	100m	Conglomerate and sandstone							
Paleozoic	Late Permian	parallel-unconformity									
		Toyoma group	900~1400m	Sandstone Clayslate Limestone Conglomerate (Usuginu conglomerate)	<i>Bellerophon</i> sp., <i>Calamites</i> sp., <i>Yabeina</i> sp., <i>Sumatrana</i> sp., <i>Schwagerina</i> sp., <i>Pseudodololima</i> sp., <i>Lepidolina</i> sp., <i>Schubertella</i> sp.						
		Kanōkura group	450~1000m	Limestone Sandstone Clayslate Conglomerate	<i>Parafusulina wanneri</i> (SCHUBERT), <i>Chonetes sinuosa</i> SCHELLWIEN, <i>Productus flemingii</i> (SOWERBY) de KONINCK, <i>Productus cora</i> D'ORBIGNY, <i>Derbya hemisphaerica</i> WAAGEN, <i>Retzia indica</i> WAAGEN, <i>Spiriferina cristata</i> SCHLOTHEIM, <i>Leptodus</i> ( <i>Lyttonia</i> ) <i>richthofeni</i> KAYSER, <i>Myophoria subelegans</i> WAAGEN var. <i>tobai</i> HAYASAKA, <i>Waagenophyllum polyseptata</i> MINATO						
Early Permian	Sakamotozawa group	800~900m	Clayslate Limestone Sandstone Schalstein, tuffaceous clayslate and chert Conglomerate	<i>Parafusulina richthofeni</i> (SCHWAGER), <i>Pseudofusulina krafftii</i> (SCHELLWIEN), <i>Michelinia</i> ( <i>Michelinopora</i> ) <i>multitabulata</i> YABE et HAYASAKA							

Intrusion of diorite, dyke rocks and granitic rocks