
5 萬分の 1 地質図幅説明書

小 泊

(青森一第 10 号)

地 質 調 査 所

昭和 34 年

5 萬分の 1 地質図幅説明書

小 泊

(青森一第 10 号)

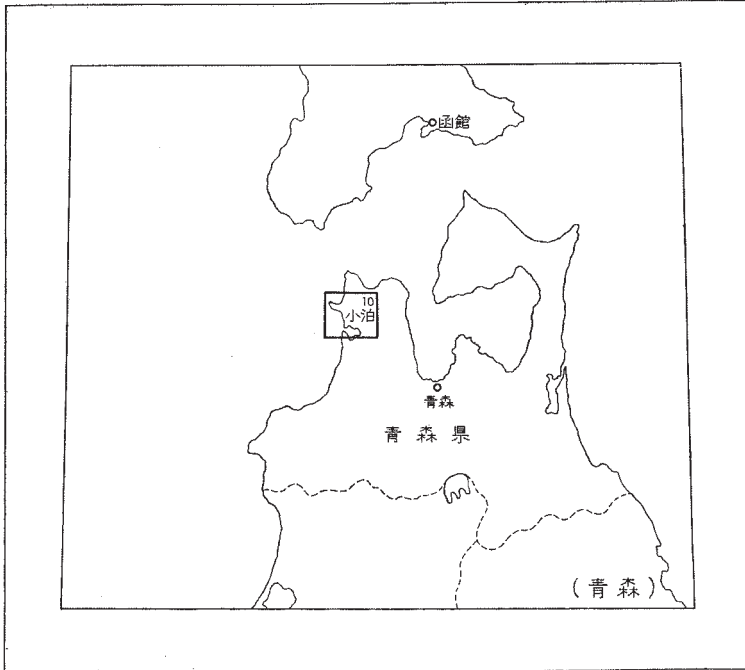
通商産業技官 対馬 坤 六

通商産業技官 上村 不二雄

地質調査所

昭和 34 年

位置図



()は1:500,000図幅名

目 次

I. 地 形	1
II. 地 質	2
II. 1 概 說	2
II. 2 古 生 層	5
II. 3 新第三系	5
II. 3. 1 権現崎層	8
II. 3. 2 磯松層	10
II. 3. 3 冬部層	12
II. 3. 4 長根層	18
II. 3. 5 竜飛安山岩類	19
II. 3. 6 小泊層	19
II. 3. 7 三厩流紋岩類	21
II. 3. 8 粗粒玄武岩類	21
II. 3. 9 塩越層	23
II. 3. 10 今別安山岩類	24
II. 3. 11 増川岳石英安山岩	27
II. 3. 12 蟹田層	28
II. 3. 13 微化石	29
II. 4 第四系	30
II. 4. 1 段丘堆積層	30
II. 4. 2 砂丘	30
II. 4. 3 沖積層	30
III. 応用地質	30
文 献	31
Abstract	1

1 : 50,000 地質図幅
説 明 書

(昭和 33 年稿)

小 泊

(青森一第 10 号)

本図幅は、昭和 30～31 年に地質調査を行ない、当時筆者らの調査と併行して実施された日本国有鉄道の委託により、竜飛崎半島部地域の地質精査を行なった本所の太田良平・大沢穠・小野晃司の各技官、小泊附近の地質精査を行なった品田芳二郎^{註1)}・三梨昂両技官、微生物研究に従事した福田理技官、およびこれらの調査の総括指導に当たった斉藤正次技官などの調査結果を加えて完成されたものである。植物化石の鑑定には棚井敏雅技官^{註2)}、貝化石の鑑定には水野篤行技官を煩わした。

北海道大学佐々保雄教授からは、種々有益な助言を仰ぐことができ、また昭和 30 年に行なわれた同教授ならびに秋田大学藤岡一男教授などによって構成されている、「グリンタフ研究会」による巡検および討論会の成果を参考とすることができた。

I. 地 形

本図幅地域は津軽半島の頸部にあたり、日本海に面し、その大部分は中山山脈と呼ばれている、海拔 600～700m の山地からなり、晩壮年期のやゝ急な山容を呈している。

地形は一般にこの地域を構成している新第三系の岩質と構造とに支配されている。すなわち中央部の四ッ滝山の南西には、北西-南東方向に走る顕著な背斜構造が認められるが、その軸部にあたる部分は、海拔 500～600m の北西-南東に延びた山稜を

註 1) 元所員、現大多喜天然ガス株式会社

註 2) 現北海道大学助教授

形成している。しかしこの附近でもっとも高い増川岳・四ツ滝山山頂部などは、石英安山岩の貫入岩体からなっており、附近の頁岩や凝灰岩などと比較して堅硬なため、侵蝕からとり残されて突起した山容を示している。また図幅地域南東隅にみられる山地もまた、新第三系中のドーム状の構造とよく一致した地形を示している。

火山岩が堆積岩に比較して堅硬なために、侵蝕からとり残されて地形のうえにその分布が明瞭に現わされている例としては、上記のほか小泊の北、七ツ石附近や、小泊の南、脇本部落に近い霧山、小泊半島などがある。霧山は流紋岩からなっており、一見第四紀の火山にみられるドーム状の火山地形とよく似た地形を示しているが、周囲の地層と同じ新第三紀の火山活動によるものである。また小泊半島はその西端に僅かに露出している古生層のほかはほとんどが、比較的堅硬な帯紫緑色の凝灰岩類や流紋岩・変朽安山岩などからなっており、日本海の手蝕に抵抗して半島をなして突出し、その周辺には海蝕崖がよく発達している。その突端の小泊岬（権現崎）は200m以上に及ぶ急崖をなしているが、これはその附近の地質構造からみて、おそらく断層性の海蝕崖であろう。

平野はあまり広くはないが、図幅地域の南西、十三湖^{じゅうさんこ}の周辺にやゝ発達しており、これはこの附近から南に拡がる津軽平野の北端に当る。平野の西側には低い砂丘が発達しており、十三湖の西側では長い砂嘴をつくり、「十三^との砂山」として知られている。なお十三湖は最近干拓事業が進んでおり、図上にみられる範囲よりはいく分せばめられている。

II. 地 質

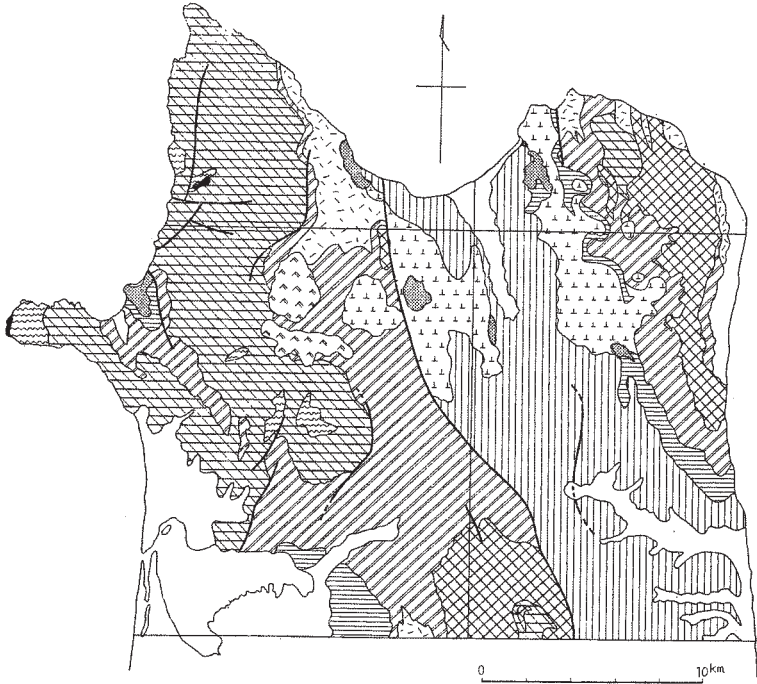
II. 1 概 説














本図幅地域は地質的には東北裏日本に拡がる、グリンタフ地域と呼ばれている新第三系の堆積区に属し、古生層を基盤として、主としてこれを覆う新第三系からなっている。新第三系は普通の堆積岩のほか、火山岩や火山砕屑岩に富み、いわゆるグリンタフ地域に共通した特徴を示している。これらの層序関係の概略を示せば第1表のよ

第 1 表 地質總括表

時代		地層名	層厚	模式柱狀図	火山岩類
第四紀	現世	冲積層			
	更新世	段丘堆積層			
新第三紀	鮮新世	蟹田層			
		塩越層	350m	An Da	今別安山岩類
	?				
	中新世	小泊層	1050m(±)	Da Rh B-DI	増川岳石英安山岩 三厩流紋岩類 粗粒玄武岩類
		長根層	350m		
		新世	冬部層	550m	An Rh B
	磯松層		500m		
	権現崎層		500m	(?) An	
古生代	古生層				

Rh: 流紋岩 Da: 石英安山岩 An: 安山岩 B: 玄武岩 DI: 粗粒玄武岩



- | | | | |
|---|---------------------------------|---|---|
|  | 沖積層
Alluvium |  | 粗粒玄武岩類
Dolerites |
|  | 蟹田層
Kanita formation |  | 三廐流紋岩類・Mimmaya rhyolites and
母衣月火山岩類・Horozuki volcanic rocks |
|  | 石英安山岩
Dacite | } 今別安山岩類
Imabetsu andesites |  |
|  | 安山岩
Andesite | |  |
|  | 塩越層
Shiwokoshi formation |  | 長根層 Nagane formation
冬部層 Fuyube formation
磯松層 Isomatsu formation |
|  | 増川岳石英安山岩
Masukawadake dacite |  | 権現崎層
Gongenzaki formation |
| | |  | 古生層
Paleozoic formation |

第1図 津軽半島北部の地質概略図

うである^{註3)}。またこの函幅地域のほか、三厩函幅¹³⁾・母衣月函幅¹⁴⁾・蟹田函幅¹⁵⁾の4函幅地域の地質の概略を第1図に示すこととした。なおこれらを総合した地域を、以後、津軽半島北部地域と呼ぶこととする。

II. 2 古 生 層

本層は小泊半島の西端、小泊岬の懸崖の最下部と、その近辺海中の岩礁ならびに同半島の北西部の^{けいもんとう}経間島とに露出しており、粘板岩・チャートを主とした地層である。

この地層はかつて桜井金重氏によって、小泊層と命名されたものと同一の地層であるが、本函幅においては後項に述べる理由によって、小泊層という名称は新第三系の硬質頁岩などを主体とする他の地層に用い、こゝではたゞ古生層と呼ぶこととした。

小泊岬西端に分布する本層は、上位の第三系権現崎層とは大部分は断層をもって、一部は不整合に接している。この附近では粘板岩・チャートの互層からなっており、粘板岩中には薄く石灰岩を挟む。

経間島の本層はチャートからなり、新第三系とは断層関係のようである。

粘板岩は一般に千枚岩質で、暗灰色を呈し、劈開面がよく発達している。石灰岩は灰白色を呈し結晶質である。チャートは淡褐色、淡緑色、淡紫色などを示し不透明で、層理がよく発達している。

本層は露出が散点し、構造も擾乱しており、また未だ化石を産していないが、その岩相からみて、東北地方から西西北海道方面に分布している、いわゆる古生層と同一の地層であろう。

II. 3 新 第 三 系

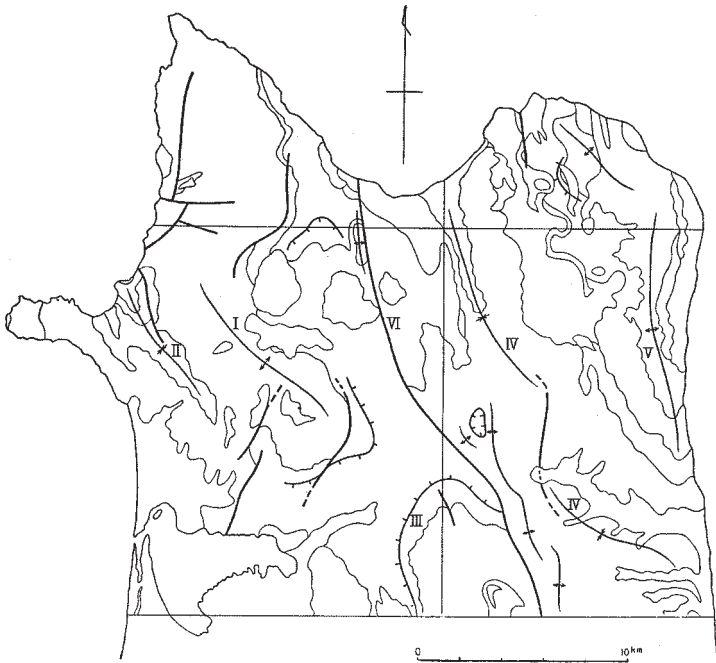
この地域の新第三系は、最下部の権現崎層から蟹田層まで、ほぼ一続きの堆積層で、その時代は中新世初期ないし中期から鮮新世に至るまでと考えられる。これらの地層はいずれもかなり著しい火山活動下に堆積したものであり、各種の火山岩や火山碎屑岩がこれと指交(interfinger)し、あるいはこれを貫ぬいて現われている。これら

註3) 本函幅地域内の地層名は、1955年この地方の地質調査を行なった地質調査所の調査担当者と、北海道大学佐々保雄教授との合意のうえ、命名されたものである。なお塩越層の名称は三厩函幅完成後に命名したもので、同地質函幅による今泉層と同一地層である。

火山岩類のうち、津軽半島北部地域全域を通じてその分布が広く、かつ熔岩や粗い火山碎屑岩が厚く累積している部分や、これらに伴なって貫入した貫入岩体は、前述の層序から取り出して記載することとした。すなわち冬部層ないし長根層とほぼ同時期に活動した竜飛安山岩類、小泊層とほぼ同時期に噴出し、一部はこれを貫ぬいて進入した三厩流紋岩類および粗粒玄武岩類、小泊層の上部から塩越層にかけてこれと同時期に生成した今別安山岩類および小泊層を貫ぬいて貫入し、おそらく塩越層と同時期と推定される増川岳石英安山岩がそれである。

権現崎層は古生層を直接覆い、帯紫緑色の凝灰岩を主とする地層で、変朽安山岩を伴っている。この図幅地域のほか三厩図幅地域内に小範囲分布しており、津軽半島北部全域を通じて新第三系中、最下位の地層である。この次に来る上位の磯松層は、この図幅地域内では、ほぼ中央の四ッ滝山の南西附近を通る、北西-南東方向の背斜構造(磯松背斜)の南西翼に分布している。しかしながら小泊半島などではこれが欠除して、権現崎層のう上に直接に後述の冬部層が堆積している。磯松層は主として礫岩・砂岩・泥岩などの互層からなっており、岩相と層厚が側方に不規則に変化する。権現崎層とは著しく岩相が違い、また礫岩のなかに古生層のチャートなどの円礫を含んでおり、一部に不整合の疑いがあるが、構造的には両層の間には大きな違いはみられず、両層の堆積には時間的な間隙はほとんどないようであり、むしろ磯松層は権現崎層に引き続いて堆積した、特異な局地的堆積物とみるべきであろう。冬部層は緑色凝灰岩と呼ばれている。変質した安山岩質の火山碎屑岩類を主体としている地層で、権現崎層とは岩相がかなり似ているが、流紋岩や変朽安山岩のほか玄武岩を多く挟み、また砂岩・泥岩などを伴うこと、貝化石や植物化石に富む点など、若干の違いがみられる。本層に挟まれている砂岩や泥岩などは、下位の磯松層の堆積物と似ており、磯松層と本層とは整合に累重しているが、一部は同時異相の関係にある。長根層は冬部層から漸移しており、緑色の凝灰質の砂岩を主体とする地層である。磯松・冬部・長根の3層は貝化石がしばしば認められるが、これらの貝化石はいずれも門の沢動物群と呼ばれているものに含まれるものである。

小泊層は、いわゆる硬質頁岩など細粒の堆積物を主体とする地層であり、長根層を整合に覆い、しばしば軽石質凝灰岩と互層している。凝灰岩は三厩流紋岩類に伴なう凝灰岩と同質のものであり、たゞ火山活動の中心から遠ざかるに従い、より細粒とな



- | | | | |
|-----|---|--|-------------------------------|
| I | 磯松背斜
Isomatsu anticline | | 断層
Fault |
| II | 小泊向斜
Kodomari syncline | | 背斜軸
Anticlinal axis |
| III | 袴腰岳ドーム
Hakamagoshidake
dome structure | | 向斜軸
Synclinal axis |
| IV | 今別向斜
Imabetsu syncline | | ドーム構造
Dome structure |
| V | 蟹田背斜
Kanita anticline | | 半ドーム構造
Semi-dome structure |
| VI | 津軽断層
Tsugaru fault | | 盆地構造
Basin structure |
| | | | 半盆地構造
Semi-basin structure |

第2図 津軽半島北部の地質構造図

り、頁岩類と互層するにいたったものである。小泊層の上位の塩越層は、珪藻質の泥岩が主体となっている地層で、小泊層を整合に覆うが、岩相はこれとかなり明瞭に移りかわる。また珪藻のほか放射虫や海綿骨針などを多産する。最上位の蟹田層はこの図幅地域内ではおもに凝灰質の砂岩からなっており、今別安山岩類と接しているが、塩越層との関係は明らかでない。しかし標式地とされている蟹田図幅地域内では塩越層を整合に覆っている。この図幅地域内では化石を産しないが、蟹田図幅地域内では貝化石を多産し、鮮新世の地層であることが明らかとなっている。なお三厩・母衣月両図幅地域に分布し、第四紀更新世の地層とされている浜名層は、この地域内にも一続きの地層として分布しているが、その後の調査の結果、後に述べる理由により、蟹田層の最上部として、このなかに含めることとした。

これらの新第三系のなかには、やや複雑な褶曲構造や断層が発達している。その概略は第2図に示してある。それらのうち、図幅地域のほぼ中央を北西-南東方向に延びる磯松背斜、その南西にこれとほぼ平行して小泊向斜が延びている。磯松背斜の軸の南の延長には、この図幅地域内では南東隅にその一部のみが現われているが、袴腰岳ドームと従来から呼ばれている大ドーム状構造が認められる。

図幅地域の北東部に断層がみられるが、この断層は津軽断層と呼ばれており、ほぼ南北に走り、南の延長は青森市の西部浪岡町附近まで追跡されており、津軽半島の地質構造を考えるうえで重要である。

II. 3. 1 権現崎層

本層は小泊半島の突端小泊岬(権現崎)附近に、もっとも標式的に広く分布している。そのほかには小泊の南東磯松川の上流と、四ッ滝山の南四ッ滝沢の中流および木無岳の南側などに小範囲に分布している。

小泊半島においては本層は、基盤の古生層とは断層をもって接していることが多いが、一部では直接古生層を覆っている。この半島では本層は、岩相から最下部層・下部層および上部層に3分される。最下部層は粘板岩・チャートなどの拳大の円礫をもった礫岩からなり、この地域の新第三系の基底礫岩層である。下部層は小泊岬の懸崖に露出し、層厚は約200mである。本層は帯紫灰白色～灰白色で、緻密な安山岩質凝灰岩ないし凝灰角礫岩からなり、このなかに5～30mの厚さをもつ変朽安山岩の熔

岩流を挟んでいる。なお後に述べる植物化石はこの地層から発見されたものである。上部層は層厚約 350m で、主として帯紫緑灰色～紫色の安山岩質凝灰角礫岩ないし火山礫凝灰岩からなり、そのなかに紫色の火山礫を少量含む緑色の安山岩質凝灰角礫岩層を挟んでいる。凝灰角礫岩中の角礫は一般に拳大以下の安山岩であるが、角礫のほかに赤褐色のガラス質のレンズ状岩片が含まれており、ときにはたとえば経間島の南燈台附近にみられるように、角礫岩質な部分とレンズ状岩片のみからなる部分とが、1 ヶ所の露頭で上下に移化している場合がある。レンズ状の岩片は重なり合って一見ガラス質の熔岩流に見られる流理構造に似ているが、基質はやゝ粗鬆な凝灰質物であり、熔結凝灰岩に似ている。なお熔結凝灰岩様部分を挟む凝灰岩は、鏡下において少量の石英および黒雲母の破片を含み、酸性の安山岩か石英安山岩質のものであろう。

下部層に挟まれている変朽安山岩は、帯紫緑色～緑色を示し、多斑晶質の安山岩である。2 枚の熔岩流について鏡下で観察した結果、いずれも普通輝石紫蘇輝石安山岩である。斑晶、石基ともに著しく変質作用をうけており、斜長石・輝石はいずれも炭酸塩化あるいは緑泥石化しており、処によって輝石はすべて緑色の 2 次鉱物によって置換えられ、外形によって僅かに識別されることがある。なおこの地域の権現崎層中には、小泊岬の懸崖の上部と尾崎山の南西に鉍化帯が認められる。前記の岩石は白色に粘土化あるいは珪化し、硫化鉄鉍が鉍染している。尾崎山の南西では、鉍化帯中に石英脈が発達している。

磯松川では上部の層厚約 150m が露出しており、小泊岬附近における上部層に相当する岩相を示している。この附近では本層は、主として緑色、帯紫緑色、淡緑色などの安山岩礫を多量に含む、緑色凝灰角礫岩ないし粗粒の凝灰岩からなっており、薄い変朽安山岩の熔岩流を挟んでいる。変朽安山岩は紫がかった緑褐色の輝石安山岩である。

四ッ滝沢中流には本層の上部約 120m が露出し、おもに変朽安山岩からなっている。凝灰岩ないし凝灰角礫岩は四ッ滝沢のやゝ上流に、この附近ではもっとも下部に当る部分に認められ、そのほかに変朽安山岩のなかに薄く挟まれている。凝灰角礫岩は小泊半島附近に分布している上部層のなかに挟まれている、緑色の安山岩質凝灰角礫岩と同様の岩質であり、とくに半島の南側海岸の立松島附近にみられる岩石とよく似ている。変朽安山岩は緑色のもの、緑褐色のもの、濃緑色のものなどがあり、5～20m

の厚さの熔岩流 10 数枚からなっており、紫蘇輝石普通輝石安山岩・橄欖石含有普通輝石紫蘇輝石安山岩などである。いずれも炭酸塩化、緑泥石化などの変質作用を著しく受けている。

木無岳の南側に分布しているものは、変朽安山岩からなっている。この附近では上位の礫松層を欠き、直接冬部層に覆われているが、岩質および冬部層との層序関係からみて、四ッ滝沢に分布している権現崎層の変朽安山岩と同じものと考えられる。岩質は四ッ滝沢に分布するものと同じ紫蘇輝石普通輝石安山岩である。

小泊岬の西端断崖に露出する本層から、東北大学の北村信・斎川俊明両氏によって植物化石が発見されている。これは秋田大学の藤岡一男教授によって阿仁合型の植物化石群に属するものと鑑定されたとのことである（未発表）。本層は冬部・礫松層の下位に位置することから、秋田県下における門前層、あるいは北海道西部に分布する福山統に対比されている。

II. 3. 2 礫松層

標式地は礫松川上流であり、礫松含化石層として知られている。本層は権現崎層を整合に覆うと推定されるが、その分布は図幅地域中央部に限られ、小泊半島にはみられない。津軽半島では本層に属するものは、本図幅地域内のものと北隣の三厩図幅地内の片刈石海岸とに僅かに知られている。

本層は礫岩・砂岩・泥岩および凝灰岩からなり、海棲貝化石を産する。また変朽安山岩熔岩を挟んでいる。

礫松川上流では本層は下位から礫岩および砂岩頁岩互層に大別される。

礫岩は円～垂円礫のほゞ拳大の安山岩礫の集合体で、膠結物は凝灰質である。また、古生層から由来したと思われるチャート円礫をも含んでいる。

砂岩頁岩互層は、軽石礫・安山岩礫をまばらに含む、灰褐色凝灰質砂岩・砂質凝灰岩および黒色頁岩の、きわめて不規則な異常堆積相を示すものである。本層には海棲貝化石および炭質物が含まれる。

礫松層は局地的なレンズ状堆積物で、標式地を除く他の地域では、上記の岩相の一部しかみられないが、岩相および層厚がいずれも側方に変化しているためと思われる。

本層のなかからは次の化石を産出する。なお(5)は三厩図幅地域内から産出したものであるが、参考のために挙げたものである。

(1) 四ッ滝沢中流

Nanaochlamys notoensis (YOKOYAMA)

Ostrea sp.

(2) 上二股沢上流

Cerithidea cfr. *sugaii* MIZUNO et FUJII (MS)

Clinocardium shinjiense (YOKOYAMA)

Pitar itoi (MAKIYAMA)

Mercenaria chitaniana (YOKOYAMA)

Protothaca tateiwai (MAKIYAMA)

(3) 山王坊沢上流

Batillaria yamanarii MAKIYAMA

Volsella tugaruana NOMURA et HATAI

Ostrea sp.

Pitar itoi (MAKIYAMA)

Dosinia nomurai OTUKA

Katylisia ? sp.

(4) 山王坊沢(品田・三梨採取)

Volsella tugaruana NOMURA et HATAI

Patinopecten kobyamai KAMADA

Ostrea sp.

(5) 三厩図幅地域内カヨビ沢南方(小野採取)

Littorina sp.

Sericominolia sp.

Protorotella yuantaniensis MAKIYAMA

Turritella sp.

Cerithidea cfr. *sugaii* MIZUNO et HATAI

Vicaryella ? otukai NOMURA

Searlesia cfr. *kurodai* MAKIYAMA

Nassarius iwakianus NOMURA et HATAI

Ostrea sp.

Pitar itoi (MAKIYAMA)

Callista sp.

Dosinia nomurai OTUKA

Katylisia ? sp.

(鑑定:水野篤行)

水野によれば、本層の化石は冬部層・長根層のものと同じく、門の沢動物群に属するものであり、その時代はほぼ中新世の中・前期である。

II. 3. 3 冬 部 層

本層は図幅地域の中央部磯松背斜の軸部と、小泊向斜の西翼に広く分布しており、下位権現崎層に似て、一般に緑色凝灰岩と呼ばれている、変質した火山碎屑岩に富むことをもって特徴づけられている地層である。

本層の模式地は図幅地域の北方の冬部沢に沿った附近であり、また下位の権現崎層および磯松層との関係は、小泊半島の南側海岸沿いと、磯松川の中流でよく観察することができる。小泊半島では本層は権現崎層を直接覆っており、その最下部は薄い玄武岩熔岩からなっているが、両層の接している露頭は現われていない。しかし構造的にはほとんど差はなく、整合的に累重している。また磯松川を中心とした磯松背斜の西翼では、磯松層を整合に覆っているが、南東に向かうに従い磯松層は薄くなり、木無岳の南西方では、四ッ滝沢において磯松層の下位にみられると同じ変朽安山岩を覆っているが、こゝでは両者の累重関係は明らかでない。

本層を構成している岩相のうち、主体をなしているものは、先にあげた緑色凝灰岩であるが、この地域に分布している緑色凝灰岩は、大部分が安山岩質の凝灰岩ないし凝灰角礫岩からなっており、そのほかに部分的に玄武岩質や石英安山岩質のものを含む。これらの火山碎屑岩のなかには、頁岩・砂岩などの堆積岩層とともに、流紋岩・変朽安山岩・灰長石安山岩・玄武岩など、各種の火山岩が熔岩あるいは岩床などとし

て挟まれている。これらの火山岩については後に一括して述べることにする。

安山岩質の凝灰角礫岩は灰緑色、粗鬆な基質中に淡褐色、灰色、灰緑色などの安山岩礫と、黄灰色～緑色の軽石を多量に含むものである。一般に安山岩礫の大きさは、図幅地域北方の竜飛安山岩類の近くでは、ときとして人頭大以上のものもあって、一般に大きいのが、これを遠ざかるに従い小さくなる傾向があり、磯松川以東では拳大以上の安山岩礫はまれであり、軽石のみを含むものが多い。このことは、冬部層を構成している火山砕屑岩類が、現在竜飛安山岩類が分布している地域から、主として供給されたことを示している。凝灰角礫岩は、同質の火山礫凝灰岩ないし凝灰岩と互層し、またこれと互に移化しており、層理は一般に下位の権現崎層中の火山砕屑岩に比較するとやゝ明らかである。

玄武岩質の凝灰岩は、小泊半島の白岩埼-穴間ノ崎間にみられる玄武岩質熔岩に伴って、小範囲に分布しており、暗緑色を示している。また石英安山岩質の凝灰岩は、市浦村桂川部落と、その北西方に当る通称観音堂（地形図上には神社の記号がある）に近い附近とに分布している。帯緑褐色のやゝ緻密な岩石で、指頭大の安山岩および石英安山岩礫を含み、基質には処によって熔結凝灰岩に似た流理様の構造がみられる。この附近では本岩を切石として採石している。なおこれらはともに安山岩質の凝灰岩に似ており、変質作用が進んでいる場合には肉眼的には判別しにくく、緑色を示す凝灰岩として地質図上では一括して示している。しかし流紋岩質な火山砕屑岩類は、これらとはかなり見掛けも異なり、また常に流紋岩質熔岩流と密接に伴って局部的に分布しており、熔岩流と一見判別し難い場合が多いので、地質図上では流紋岩として一括して示し、本項では次に述べる流紋岩のところで記載することにする。

頁岩および砂岩はまれに薄い夾みとして認められるが、冬部沢の附近では淡緑色～灰白色の砂質凝灰岩と互層して、やゝ厚く発達している。この附近では頁岩は暗灰色のやゝ硬質なもので、表面はやゝ茶褐色を帯びており、岩質的には小泊層の下部に分布している硬質頁岩に似ている。砂岩は1～2mがそれ以下のもので地質図上には示していない。木無岳南南西の植物化石を含む砂岩層は、黄灰色のやゝ泥質の砂岩層であるが、この砂岩層は磯松層のやゝ上部に夾まれている砂岩に岩質が似ており、磯松川附近に分布している磯松層の上部の岩相は、この附近では冬部層の凝灰岩を主体とする岩相に、側方に移化しているものであろう。

本層のなかからは次の植物化石と貝化石とを産出する。なお貝化石のうち(5)は三廐図幅地域内から産出したものであるが、参考のために挙げたものである。なお微化石については後項に一括して記載してある。

植 物 化 石

- (1) 小泊図幅地域内(品田・三梨採取)

Zelkova Unger (ETTINGS.)

Tilia distans (NATHORST)

Cfr. *Marlea aequalifolia* (GOEPP.)

Carpinus ? sp.

Alnus sp. nov.

- (2) 磯松川(転石)

Cyclobalanopsis Mandraliscae (GAUDIN)

- (3) 長根沢中流

Castanea Kanekoi (TANAI)

Zelkova Unger (ETTINGS.)

(鑑定: 棚井敏雅)

貝 化 石

- (1) 唐川

Cerithidea cfr. *sugaii* MIZUNO et FUJII (MS)

Pitar itoi (MAKIYAMA)

Mercenaria chitaniana (YOKOYAMA)

Katylisia nakamura IKEBE

- (2) 冬部沢(小野採取)

Crepidula isimotoi OTUKA

Volsella tugaruana NOMURA et HATAI

- (3) 冬部沢～三廐越山道

Glycymeris sp.

Chlamys nisataiensis OTUKA

(4) 冬部沢 (小野採取)

Glycyzeris matumoriensis NOMURA et HATAI*Chlamys* sp.*Paphia hachiyai* NOMURA

(5) 三厩幅地域内片刈石沢 (小野採取)

Mytilus k-sakurai NOMURA et HATAI*Lima* cfr. *smithi* SOWERBY

(鑑定: 水野篤行)

冬部層中の火山岩類は次のものからなっている。

流紋岩類 流紋岩は小泊向斜の西翼におよむね3つの時階に分かれて分布している。そのうち一番下部の岩体と、上部の2つの時階のものとを併せた岩体は、品田・三梨両技官によってそれぞれ白岩崎流紋岩層・弁天島流紋岩層と命名されている。本図幅では両者は地質図に分けて示されていないが、この項では便宜上この名称を用いることとする。

白岩崎流紋岩層は層厚約60mで、半島の北部では主として帯紫褐色を示し、縞状の流理状の構造をもった熔岩からなっているが、南部の下前部落の北の山稜部附近から南では、安山岩などの礫を含む凝灰角礫岩に岩相が移化し、さらに下前部落附近では白色の、やや成層した凝灰岩層からなっており、熔岩流は一見下位の権現崎層の帯紫褐色凝灰岩に似ている。

鏡下では斑晶は1.0～3.0mmの斜長石(灰曹長石)と、細かい不定形の石英である。石基はガラス質で、流理構造に沿った孔隙をうずめて不定形の石英がみられる。

弁天島流紋岩層は、ほとんどが熔岩からなっている。凝灰岩は小泊のやや西側の、通称船入間附近から析戸附近まで薄層として続いている。熔岩流は一般に灰褐色～灰白色で、数cm単位の縞状の流理構造をよく示すもので、部分的にはやや角礫状をなす部分を挟んでおり、また部分的に、たとえば弁天崎東側や下前の西では真珠岩を伴っている。附近の地層に較べて侵蝕が遅れ、一般にやや突起した山形を示しているが、とくに磯松川の下流に近い靄山は、一見第四紀の火山に見られるようなドーム状の美麓な山容を示しており、あるいは元来熔岩円頂丘に近い火山体を示していたものかも知れない。鏡下では斑晶が一般に少量で、不定形の斜長石と石英の微斑晶が含ま

れている。石基は微晶質で、少量の斜長石・黒雲母、微細な珪酸鉱物およびアルカリ長石からなっている。そのほかに流理状構造に沿った孔隙を少量の石英がうずめている。

このほかに太田川の上流に、弁天島流紋岩層と同質の熔岩流と、凝灰角礫岩とが薄く挟まれている。

変朽安山岩 変朽安山岩は竜飛安山岩類中に含まれているものを除いては、薄い夾みとして、断片的にみられるのみである。その大部分は熔岩流であるが、太田川の上流において、冬部層の最上部に分布するものは迸入岩床の疑いがある。岩質は処によってやゝ異なり、緑色、帯緑褐色、褐色のものなどがみられるが、すべて輝石安山岩である。そのうち代表的なものを鏡下でみると次の通りである。

1. 普通輝石安山岩 (小泊村脇本附近)

斑晶：斜長石・普通輝石

石基：ガラス基流晶質組織を示し、斜長石・単斜輝石・斜方輝石および鉄鉱からなる。

2. 普通輝石紫蘇輝石安山岩 (磯松川下流)

斑晶：斜長石・普通輝石・紫蘇輝石

斜長石は1～2mm大で量は少ない。輝石はいずれも著しく緑泥石化しており、外形から判別されるものが多い。

石基：ガラス質組織を示し、やゝ流理構造をもち、流理に沿って気孔が発達している部分がある。

3. ガラス質安山岩 (山王坊沢下流および上流)

斑晶：斜長石・普通輝石(ごく少量)

石基：ガラス質組織を示し、やゝ流理構造を示し、これに沿って一部脱ガラス化し、一部に微細な球類(Spherulite)が著しく発達している部分がある。

灰長石安山岩 本岩は図幅地域のほゞ中央の四ッ滝沢・山王沢などに分布し、そのほか相内附近や太田川の上流に局部的に露出している。おもに熔岩流からなっているが、ところによって熔岩と同質の拳大の礫を含む凝灰角礫岩を挟んでいる。大型の斜長石斑晶を多量に含む点で、従来から短冊石・巨晶をもつ安山岩・巨晶長石玄武岩などと呼ばれて、他の安山岩～玄武岩から区別されてきた。

熔岩流をなす岩石は濃緑色～黒色のやゝ緻密な石基中に、白色の2cm大の斜長石斑晶を多量にもつ塩基性の安山岩で、風化をうけると岩石は軟弱となり崩れ易くなり、ときに角礫状をなすことがある。またときには柱状の節理を示す。

斑晶：斜長石・橄欖石

巨晶をなす斜長石は灰長石に属し、一般に2cm大、ときには3cm以上のものも含まれている。熔岩によっては柱状～長柱状をなすものと、短柱状をなすものがあり、輝石とみられる微細な鈹物粒や、斜長石・ガラスなどを少量包有している。そのほかに約0.4mmの曹灰長石が少量含まれている。橄欖石はことごとく緑色の2次鈹物によって置換えられている。

石基：塊間状組織を示し、斜長石・普通輝石・紫蘇輝石・鉄鈹および少量のガラスからなる。2次的に普通輝石および紫蘇輝石は、処によってその大半が緑泥石化している。また岩石全体が炭酸塩化していたり、孔隙の一部に蛋白石が生じていることがある。

玄武岩 玄武岩はおもに小泊向斜の両翼に分布しており、層序的にとくに冬部層のどの部分と限られてはいない。しかし処によっては岩質はやゝ異なり、細粒のものからいく分粗粒のものまである。小泊半島の東側に、白岩崎流紋岩層と弁天島流紋岩層(流紋岩の項参照)との間に挟まれているものは、石基がきわめて細粒であり、その他のもは、中粒～粗粒である。

小泊半島にみられる細粒の玄武岩は暗緑色、緻密な岩石で、板状の節理が発達している。

斑晶：斜長石・橄欖石

斜長石は約0.6mm大で、曹灰長石～亜灰長石に属し、量は少量である。橄欖石は約0.2mm大で、緑色の2次鈹物によって置換えられている。

石基：間粒状組織を呈し、微細な斜長石・輝石・鉄鈹粒からなり、輝石の多くは緑泥石化している。そのほか径約0.2～1.0mmのクリストバル石が孔隙をうずめている。

このほかに冬部層内に散在している玄武岩質岩石は、斑晶の量や石基の粒度にやゝ違いがあるが、鈹物組成がほとんど変わらず、橄欖石玄武岩である。一般に濃緑色～黒色で、しばしば柱状節理を示し、風化すると玉葱状に崩れ易い。その代表的なものとして、析戸附近に小岩体をなす岩石を鏡下でみると次の通りである。

斑晶：斜長石・橄欖石・紫蘇輝石・普通輝石

斜長石は曹灰長石に属し、長さ1.5～2.0mmの清澄なものである。橄欖石は約0.3mm大で、まったく2次的に緑色鈹物に置換えられている。紫

蘇輝石と普通輝石は長さ約 1.0mm で、紫蘇輝石はほとんど緑泥石化している。

石基：間粒状組織を示し、斜長石・単斜輝石・斜方輝石および鉄鉱からなっており、斜方輝石はその縁辺部が単斜輝石（おそらくピジョン輝石）で取りかこまれている。

冬部層は下位の磯松層との関係、岩相、貝化石および植物化石によって、ほぼ中新世中期に生成されたものと考えられ、秋田地方における台島層あるいは西南北海道における訓縫層に対比される。

II. 3. 4 長根層

本層は磯松背斜で冬部層を取り巻いて帯状に分布するほか、小泊向斜で小泊層を向心にのせて露出している。本層の標式地は市浦村相内の東方にある長根沢であるが、磯松川流域（小泊向斜の両翼）でその露出状態がもっともよく観察される。権現崎層および冬部層が“緑色凝灰岩”，小泊層が“硬質頁岩”で代表されるとすれば、本層は“緑色砂岩層”と呼ばれるものであるが、その岩質はところによって異なり、必ずしも一定ではない。全体として緑灰色の凝灰質砂岩で、安山岩熔岩・緑色凝灰角礫岩・同凝灰岩および暗灰色泥岩を挟有する。砂岩は中～粗粒であるが、ときに小豆大以下の礫に富む部分もある。また層理がよく発達するものと無層理のものがある。

本層は下位の冬部層と同様の緑色凝灰角礫岩に富む部分があることから、本層の一部は冬部層と同時異相的の関係にあると考えられる。

緑色砂岩層から次の貝類化石を産出する。

磯松川附近（品田・三梨採取）

Glycymeris matumoriensis NOMURA et HATAI

Patinopecten kobiyamai KAMADA

Dosinia nomurai OTUKA

Cyclina cfr. *japonica* KAMADA

長根層は冬部層とともに、西南北海道の訓縫層、あるいは秋田地方の台島層にほぼ対比される。

II. 3. 5 竜飛^{たっぴ}安山岩類

本岩類は冬部層の堆積中期ないし小泊層の堆積期までに活動した、ほぼ一連の火山活動の中心部を示す噴出岩類であり、各種の安山岩・石英安山岩・玄武岩などの熔岩、主として粗い火山碎屑岩、岩脈などが、互に錯そうした関係で現われているものからなる。その大部分は隣接の三厩図幅地域内に分布しており、この図幅地域内では冬部沢の北方にやゝ広く分布している。三厩図幅では岩質によっておゝむね下部から AⅠ～AⅤまでの5つに分けられている。この図幅地域内に分布している部分は、ほぼ冬部層の中部から長根層の下部に相当する AⅢとされている輝石安山岩質の熔岩と、同質の火山碎屑岩とを主としている。

本岩類をこの図幅地域内で観察するのにもっとも便なのは、小泊から北方の海岸に面した青岩附近である。

熔岩流をなす岩石は、処によってやゝ異なるが、もっとも多いのは緑青灰～暗緑青色を呈し、緻密、堅硬で斑状組織が明らかである。凝灰角礫岩は上記の岩石の 10～50 cm 大の角礫を、凝灰質物質で充填したもので、熔岩流とは互層あるいは密雑している。また火山角礫岩も多く、凝灰角礫岩に移化している。

岩石は肉眼的には種々のものがあるが、鏡下では著しい差異はなく、いずれも普通輝石紫蘇輝石安山岩に属し、斑晶は斜長石(おゝむね曹灰長石)・紫蘇輝石・普通輝石および鉄鉱からなり、石基はガラス基流晶質～毛氈状組織で、緑泥石化作用・炭酸塩化作用および珪化作用を受けたものが多い。

II. 3. 6 小 泊 層

本層は東北日本内帯や北海道地方の新第三系に発達している、いわゆる硬質頁岩を主体とする地層である。この図幅地域内では小泊向斜の軸部および磯松背斜・袴腰岳ドームの翼部を占め、もっとも広く分布している。「小泊層」の名称はかつて前述の古生層に対して用いられたことがあるが、小泊村小泊部落附近にもっともよく露出している硬質頁岩層に命名するのが、より適当と考え再定義して用いることとしたものである。

本層の標式地を小泊部落附近とする。標式地附近では本層は、下位の長根層に整合に重なり、その主体は硬質頁岩からなっている。長根層との境近くでは、硬質頁岩の

なかには長根層を構成している緑色の砂岩を薄層として挟み、上下に岩相が移化している関係が認められる。また本層の最上部は硬質頁岩層から、白色の砂質凝灰岩と黒色の珪質頁岩との互層に移化しており、さらに塩越層の珪藻質泥岩層に整合に覆われている。砂質凝灰岩は珪藻質泥岩層の下部にも挟まれており、両層の岩相は漸移している。

磯松背斜と袴腰岳ドームの翼部に発達する小泊層は、下部層との関係は木無岳の南に当る長根沢付近で観察されるが、標式地と同じように長根層から整合に移化している。この地域では本層の主体は硬質頁岩層からなっているが、この図幅地域南東の今泉川の流域附近とその以南では、軽石質凝灰岩と互層し、また増川川の附近では三厩流紋岩類と同時異相の関係で互に移化している。本層の上部は硬質頁岩に比較してやや軟弱な、泥灰質団塊に富む頁岩層からなり、最上部には珪質頁岩層を挟有している。塩越層には整合に覆われているが、岩相の移り変わりは比較的明瞭である。

硬質頁岩は暗灰色堅硬で、明瞭な層理を示し、風化すると灰白色となり、表面は赤褐色に汚れ板状にくだけ易くなる。軽石質凝灰岩は青白色を示し、やや軟弱で、処によって灰白色の流紋岩の角礫や、黒雲母の破片を含んでいる。上部の泥灰質団塊を含む頁岩は暗灰色～黒褐色を呈し、層理は認められるが硬質頁岩ほど顕著ではなく、また風化により色は薄くなり、細かく崩れ易くなる。このなかに含まれている団塊は、円形かやや楕円形に近いものであり、その大きさは1m以上に達するものもまれではなく、今泉川の上流の林用軌道のトンネル附近では、とくに大形のもの多数含まれている。珪質頁岩は灰白色～灰黒色を示し、緻密、堅硬で風化すると細い割れ目を生じ、角張った細片に分離し易くなる。

本層の層厚は処によってかなり異なり、標式地である小泊部落附近では約350mであるが、木無岳の東方長根沢から十三湖の北岸附近にかけては約700mを有し、また袴腰岳ドームの西翼では、本層の下部から長根層にわたって粗粒玄武岩類が厚く貫ぬいているため、正確に厚さを知ることではできないが、露頭においてみられる長根層の上限から、本層の最上部まで約1,500mに達する。

小泊層のなかからは全体にわたって *Makiyama chitanii* (MAKIYAMA) を多く含むほか、*Cyclamina* などの有孔虫・放散虫・珪藻などを含み、これについては後に微化石として一括して述べる。

本層はその岩相、層序的位置、微化石などにより、西南北海道における八雲層、秋田方面における女川・船川両層にほぼ相当するものであり、ほぼ上部中新統に属するものと考えられる。

II. 3. 7 三厩流紋岩類

本岩類は函幅地域の北方増川の沿岸附近に、小泊層中に挟まれて分布しており、主として流紋岩質の進入岩床あるいは熔岩流として現われている。隣接の三厩函幅地域内においては、三厩附近にもっとも標式的に現われているが、海岸附近においてみられるものは、本岩類中上位に当る三厩函幅における流紋岩質凝灰角礫岩 (Rht) に相当し、本函幅地域内においては、これより下位の三厩函幅地域における流紋岩 (Rh) に相当する部分が分布している。

熔岩流あるいは進入岩床としてみられる流紋岩は、灰白色～帯赤白色のやゝ粗鬆な石基中に 0.5～2mm 大の斜長石および石英が点在している。鏡下では斑晶は石英と斜長石とからなり、少量の黒雲母を伴なう。石基は微晶質である。

流紋岩中にはしばしば小泊層のものと考えられる、硬質頁岩の外來岩片を多く含むことがあり、また淡緑色ガラス質の松脂岩質の岩石がみられる。

この流紋岩類は増川の岸において小泊層を貫ぬいているが、そのほかに熔岩流ではないかと思われる部分がある。小泊層との関係が明らかでない場合が多い。しかしこの岩体に近い浜名岳の東方では、小泊層中に流紋岩質の凝灰岩が挟まれており、小泊層と同時期の熔岩流もかなり含まれているものとみられ、前記の進入岩床もこれらとほぼ同時に生成したのと考えられる。

II. 3. 8 粗粒玄武岩類

本岩類は小泊層とほぼ同時に生成した玄武岩質ないし粗粒玄武岩質の、熔岩・凝灰角礫岩と進入岩とを一括命名したものである。この函幅地域内では南東隅の袴越岳ドームの西翼に、やゝ広く分布しているほか、北東部の津軽断層に接している附近に、小泊層中の小背斜の軸に沿って小範囲に分布している。

袴越岳ドームの西翼に分布しているものは、このドームの主体を構成している小泊層の構造とよく調和 (Concordant) して現われている。岩石はおもに粗粒玄武岩質

で、小泊層の硬質頁岩を接触部でやゝ変質させ、10～30cmの幅にわたって脱色あるいは黒色化させ、さらに硬化させていることがある。粗粒玄武岩は濃緑黒色緻密な岩石で、ときに柱状節理をもち、風化によって玉葱状に割れ易い。斑晶はほとんどなく、しばしば2次鉱物からなる白色あるいは緑色の、径数mmの球状体が少量みられる。

主成分：斜長石・普通輝石・橄欖石

副成分：燐灰石・鉄鉱

斜長石は曹灰長石～亜灰長石に属し、長さ約0.5mmの柱状のものである。輝石は0.2mm以下で粒状をなしている。橄欖石は約0.2mmでまったく緑泥石・蛇紋石などに変質しており、外形から識別される。輝石と橄欖石とは斜長石の間をうずめており、オフィティック組織を示している。全体にわたって変質作用をうけており、緑泥石・方解石・沸石などの2次鉱物がみだされる。またまれに石英を含むことがあるが、これは外来結晶であろう。

北東部に分布する本岩類は、前者に比較してやゝ細粒の玄武岩質岩石である。この附近では袴越岳ドームに比較して頁岩をほとんど挟まず、また変質作用もやゝ進んでおり、噴出岩か侵入岩かが明らかでない場合が多い。しかし僅かではあるが、同岩質の本源火山礫を含む凝灰角礫岩を挟み、また枕状の構造をもった熔岩流とみられる部分を伴っており、大部分は熔岩であろうと考えられる。

岩石は緑色～濃緑色を示し、緻密であるが一般に変質作用が進んでおり、風化すると塊状に崩れ易くなる。また柱状あるいは板状などの節理は発達していない。

主成分：斜長石・単斜輝石・橄欖石、

副成分：燐灰石・鉄鉱・ガラス

斜長石は曹灰長石～亜灰長石に属し、長さ0.3mm以下の粒状の輝石と少量の燐灰石・鉄鉱およびガラスがみられる。単斜輝石はほとんど多少波動消光をなし、一部は緑泥石化している。橄欖石は約0.7mm大のものが少量散在しているが、すべて緑泥石・蛇紋石などによって置換えられている。そのほかきわめてまれに2～3mm以下の石英を含んでいることがあるが、おそらく外来結晶であろう。

なお本岩中には5～6mmの白色の、緑泥石・蛋白石・沸石などの2次鉱物からなる球状のバッチを多く含んでいる。これらは岩石中の気泡をうずめたものであろう。

図幅地域北東部に分布している玄武岩類は堆積岩類を挟んでいないために、その時代は正確にはわからないが、小泊層の比較的下部の岩相によって覆われており、西隣

の蟹田図幅地域における小泊層との関係などからみて、ほゞ小泊層の下部と同時代の噴出岩類であると考えられる。また袴腰岳ドームの岩床群をなす粗粒玄武岩は、小泊層下部および中部を貫ぬいているが、小泊層の上部および塩越層を貫ぬいていない。この点からみてその大部分は小泊層の上部の堆積とほゞ同時期に進入したものであろう。すなわち、本岩類は処によってや>岩質に違いはあるが、その噴出および進入は小泊層の堆積と同時期に行なわれたものであろう。

II. 3. 9 塩 越 層

本層の標式地は東隣蟹田図幅地内の蟹田村塩越小学校附近である。本地域では小泊村附近および今泉村附近の2カ所に分かれて分布する。本層は凝灰質、珪藻質泥岩で代表され、標式地のものとや>異なっている。

小泊村附近の本層は灰色～暗灰色を呈し、柔軟で無層理塊状の泥岩である。またまれに砂岩・凝灰岩の薄層を挟んでいる。泥岩は露頭では風化して灰白色を呈し、黄粉が岩面に附着するのがみられる。また大塊に破碎しやすく、また乾燥したものは非常に軽い。本層は石英安山岩質凝灰角礫岩に整合に被覆され、小泊層とともに小泊向斜を形成する。

今泉村附近に分布する泥岩は、小泊村附近のものと同じく珪藻質の塊状泥岩であるが、1～2mの軽石質、粗～中粒、灰白色の凝灰岩の数枚の夾み为本層の走向、傾斜を測るのに役立っている。本層は今泉川を越え南下するにつれて岩相が徐々に変化してゆく。すなわち珪藻質泥岩が次第に少なくなり、それに代わり、凝灰岩などが増加し、また本層の上部は砂岩に移り変わる。薄市川流域附近では、最下部は薄い礫岩を交えた凝灰岩・凝灰岩質頁岩および砂岩の互層であるが、上部になるにつれて砂岩を増し、遂には軟らかい、特徴のない塊状砂岩に変化する。鈴木達夫の中部統金木層である。本層は小泊村附近および今泉川北岸では小泊層から整合漸移するが、今泉川南岸を南下するにつれ小泊層を覆蔽不整合に覆う疑いがある。

塩越層は *Makiyama chitanii* (MAKIYAMA), 放散虫および珪藻を除いては化石が発見されないが、層位上西南北海道の黒松内層に対比される。

なお微化石については後項に一括して記載する。

II. 3. 10 今別安山岩類

本岩類は小泊層の上部ないし塩越層と同時に生成されたと考えられる、安山岩ないし石英安山岩質の火山岩類で特徴づけられる。本岩類がもっとも広く分布している地域は、図幅地域の北東隅の津軽断層の東側であるが、そのほかに前記の地域とは津軽断層をへだてて西側にあたる浜名岳附近と、図幅地域の北西の小泊部落のやゝ北にあたる七ツ石附近にそれぞれ小範囲に現われている。なお三厩図幅において今別火山岩類と呼ばれているものは、本岩類と同じものであり、三厩図幅作成後、母衣月図幅を作成するに当たり、安山岩質岩石が量的に優勢であり、かつ特徴的であるので、現在の名前で呼ぶことにしたものである。

本岩類を下部から上部にわたってもっともよく観察することができるのは、今別町長川に沿う林道沿いの露頭である。この附近では最下部は小泊層の頁岩層と互層する安山岩質の凝灰角礫岩、および熔岩流からなっている。その上部には塩越層の珪藻質泥岩を挟み、石英安山岩質熔岩と輝石安山岩質の凝灰角礫岩が発達している。安山岩質凝灰角礫岩は随所に熔岩流を挟むが、堆積岩は前記の珪藻質泥岩から上位にはほとんど挟まれておらず、まれに凝灰質の砂岩層の薄層を挟むのみで、細部の構造は判り難い。

長川流域を含む北東地域では、石英安山岩は長川の中流のほか、長川のやゝ北に当る三角点 444.0m の附近に、やゝ広く現われている。この附近では熔岩のほか同質の凝灰角礫岩と粗粒の凝灰岩を挟んでいる。凝灰角礫岩はそのなかには拳大の石英安山岩の礫のほか、異質火山礫として輝石安山岩の角礫を含んでおり、処によっては両者がほぼ同量混在していることがある。凝灰岩および凝灰角礫岩の膠結物は灰白色、粗粒でやゝ軽石質であり、石英・斜長石・黒雲母粒を含んでいる。熔岩流や本質火山礫としての石英安山岩は、灰白色のやゝ粗鬆な岩石で、石英・斜長石の斑晶を多く含み、ときに流理状の構造をもっている。言

斑晶：斜長石・石英・角閃石・黒雲母

斜長石は中性長石～灰曹長石からなり、約 3.0mm のやゝ円味をおびた短柱状をなし、累帯構造を示している。石英は 4.0mm 以下の円味をおびた清澄なものである。角閃石は普通角閃石に属し、0.5～2.0mm の長柱状ないし短柱状のもので、多色性はやゝ弱い。一般に劈開がよく発達し、縁辺部または全部がオパサイト化していることがある。黒雲母は 1.0～1.5mm

で褐色を呈し、多色性が強く、縁辺部が僅かにオパサイト化している。

石基：完晶質で斜長石とその間隙をうずめる珪酸鉱物と、アルカリ長石の微晶とからなっており、少量の鉄鉱を伴っている。そのほか副成分鉱物として微晶の燐灰石およびジルコンを含んでいる。

輝石安山岩は前記の石英安山岩をそのなかに挟んで、長川を中心に南北に拡がっており、長川の南上二股沢などによく露出している。おもに凝灰角礫岩と凝灰岩との互層からなっており、熔岩流を伴っている。そのほかに三角点 444.0m の北の小泊層の頁岩層の下部には(通称仲宇田沢の上流)、柱状の節理のよく発達した安山岩の岩床が認められる。たゞし地質図上ではとくに分けて示してはいない。

凝灰角礫岩は本質火山岩塊～火山礫として、人頭大以下の安山岩礫を多量に含むほかに、類質および異質の抛出物として安山岩礫・石英安山岩礫・頁岩・泥岩などの礫を含んでいる。とくに石英安山岩の岩体に近い部分では、同岩片を多量に含んでいることがある。凝灰角礫岩の膠結物および凝灰岩は、灰色～黄褐色、粗粒～中粒である。熔岩流はやゝ板状の節理がみられ、数 m～10 数 m の厚さで挟まれている。

熔岩流や本質抛出物として含まれている岩石は、おもに普通輝石紫蘇輝石安山岩であるが、部分的に角閃石普通輝石紫蘇輝石安山岩を伴っており(長川下流ほか)、両者は混在しているものようであり、とくに時代的に成分も移り変わるというような傾向はない。紫蘇輝石普通輝石安山岩は、暗灰色～灰黒色の比較的新鮮な斑状の岩石で、ところによって斑晶の量は異なる。

斑晶：斜長石は曹灰長石に属し、長さ 0.5～1.5mm の柱状を呈し、累帯構造をもつものがあり一般に清純であるが、少数のものは塵状包有物を多量に含んでいる。普通輝石は長さ約 1.0mm 以下の短柱状を示し、多色性はごく弱い。紫蘇輝石は長さ 0.5～1.5mm の柱状を示し、一般に劈開が発達し、それに沿って緑泥石化していることがあり、またまれに普通輝石と平行連晶をなすものがある。

石基：ガラス質～ガラス基流晶質組織を呈し、斜長石・普通輝石・紫蘇輝石・鉄鉱粒およびガラスからなっている。本岩中にはしばしば斜長石・普通輝石・紫蘇輝石および鉄鉱からなる聚斑状集合がみられ、また孔隙には鱗珪石が少量認められる。

閃石普通輝石紫蘇輝石安山岩は、暗灰色のやゝ粗鬆な岩石である。

斑晶：斜長石・普通輝石・紫蘇輝石・角閃石

斜長石は中性長石～曹灰長石に属している。角閃石は普通角閃石に属し、

長さ約 2.0mm の柱状のものであり、ほとんどオパサイト化している。

石基：ガラス基液晶質組織。斜長石・普通輝石・紫蘇輝石・鉄鈹およびガラスからなっている。そのほかに斜長石・普通輝石および紫蘇輝石からなる聚斑状集合体が含まれていることがある。

なおこの岩体の最北の、通称母沢の下流附近には、やゝ酸性の普通輝石紫蘇輝石安山岩が挟在しており、大部分は三厩図幅地域内に分布しているが、本図幅地域にもやや含まれている。本岩は灰白色のやゝ粗鬆な石基中に、斜長石・輝石および鉄鈹の斑晶が散在するもので、鏡下では石基はガラス質で真珠構造が発達している。

また先に述べた岩床状に進入している安山岩は、普通輝石紫蘇輝石安山岩で、熔岩流や凝灰角礫岩をなしているものに比較して、やゝ石基が結晶質であるが、鈹物組成は同じのものであり、両者は同一火山活動によるものであり、岩漿の一部が地下浅所に貫入したものであろう。

この地域では本安山岩類は概して新鮮であるが、長川の支流、通称重衛門沢では、一部安山岩質熔岩が珪化し、硫化鉄鈹が鈹染しており、一部に石英脈が認められる。

浜名岳を中心に分布しているものは、普通輝石紫蘇輝石安山岩の熔岩流および凝灰角礫岩からなっており、小泊層の上部を整合に覆っている。岩質は津軽断層の東側に分布しているものとほとんど同じである。

七ッ石附近の本岩類は、石英安山岩質の凝灰角礫岩と熔岩との互層からなっており、塩越層の泥岩層の上部に整合に重なっている。凝灰角礫岩は一般に人頭大以下の、ときには 1m 大に及ぶ石英安山岩の岩塊あるいは礫を多量に含むものであり、そのほか異質火山岩塊として珪藻質泥岩を含んでいる。膠結物は灰色、粗粒の火山灰質のものからなっているが、一部にはやゝ泥質の部分がみられる。熔岩は数 m の厚さのものが数枚挟まれている。熔岩や本質抛出品としての石英安山岩は、紫蘇輝石普通輝石黒雲母角閃石石英安山岩であり、青灰色の石基中にかなり大きな斜長石・石英および角閃石の斑晶をかなり密に含んでいる。

斑晶：斜長石・角閃石・黒雲母・普通輝石・紫蘇輝石

斜長石は中性長石に属し、長さ 5.0mm 以下で累帯構造がよく発達している。このなかには清純なものと、中核に塵状の包有物をもつものがある。石英は径約 4.0mm の円味をおびた清澄なものである。角閃石は酸化角閃石に属し、2.0mm 以下のものが多いが、縁辺部または全部がオパサイト化している。普通輝石は 0.7mm 以下の短柱状のものである。紫蘇輝

石は少量で、普通輝石と平行連晶している。

石基：ガラス基流晶質組織を示し、柘木状の斜長石、粒状の輝石のほか、燐灰石・鉄鉱およびガラスからなっている。そのほかに径約6.0mmの斜長石・普通輝石からなる聚斑状集合体がみられる。

今別安山岩類の生成時期は、標式地附近の関係からみて、小泊層の上部および塩越層とほぼ同時期の生成になることは明らかである。蟹田層との関係は津軽断層の東部では、同層の上部の地層に不整合に覆われているが、これは堆積岩と異なり、火山岩類はある期間に急激に厚く堆積するものであり、蟹田層は本岩類に対しアバットした関係で接しているもので、とくに本岩類との間に大きな構造的な差異や、削剥期間はないようである。

II. 3. 11 増川岳石英安山岩

本岩は図幅地域の中央から南寄りの、増川岳および四ッ滝山に、主として小泊層を貫ぬいて現われている。そのほかに同一岩質の岩脈状の小岩体が、小泊層を貫ぬいて図幅地域の東部大川目沢の上流附近などに認められる。増川岳附近ではドーム状のかなり大きな岩体をなしており、岩体の東側では小泊層の硬質頁岩は、岩体の近くで部分的に約80°の急傾斜を示している。四ッ滝山の岩体は小泊層の構造に調和して、北に向かって傾斜した形態を示しており、小泊層と接する部分では岩体の一部は分岐して、小岩脈として小泊層内に現われている。増川岳と四ッ滝山との岩体は、元来1つのものがその上部で2つに分かれて現われているものであろう。

岩石はやゝ緑色をおびた暗灰色で、大型の斜長石・角閃石斑晶が明らかである。四ッ滝山では処によって変質が進み、粘土化あるいは珪化しているが、石英の斑晶は明瞭に残り、また短冊形の斜長石を交代した2次鉱物などにより、その附近の他の岩石とは肉眼的にも区別することができる。比較的新鮮なものについて鏡下で観察した結果は次の通りである。

斑晶：斜長石・石英・角閃石・黒雲母・紫蘇輝石・普通輝石

斜長石は中性長石に属し、5.0mm以下で累帯構造が著しい。石英は2.0mmの清澄なもので円味をおびている。角閃石は普通角閃石で約0.2mmのものが多く、一部または全部がオバサイト化している。黒雲母は0.5mmの多色性の著しい、周囲にオバサイト縁をもつものがみられる。紫蘇輝石および普通輝石はともに0.5mm以下で、波動消光を示すものが多い。

石基：斜長石・輝石・鉄鉱と、これらの間隙をうめる微晶質の部分とからなっている。全般にやゝ変質作用をうけており、有色鉱物は一部または全部が緑泥石化していることがあり、また方解石・沸石などが認められる。

本岩類の生成時期については、小泊層を貫ぬく以外にそれを示す事実はないが、前に述べた今別安山岩類には、そのなかに本岩とその組成がかなり似ている石英安山岩が含まれている。このことからみて、本岩は生成時期を今別安山岩類とほぼ等しく、すなわち塩越層と同時代に貫入したものと考えられる。

II. 3. 12 蟹 田 層

本層の標式地は、東隣蟹田図幅地内の蟹田町蟹田附近で、ここでは塩越層を整合に覆い、主として頁岩や泥岩を挟む凝灰質砂岩からなっている。この図幅地域では北東部に、今別安山岩類に接して狭い範囲に分布している。岩相は標式地附近のものとはやゝ異なり、上二股川以南では、主として塊状で緻密な凝灰岩からなり、鶏卵大以下の軽石と、下部の今別安山岩類の構成物と考えられる安山岩ないし石英安山岩の礫を含んでいる。全体としては灰緑色～灰白色を呈し、層理は不明瞭である。また北東隅の長川沿いでは、凝固の程度の低い中粒の砂岩と礫岩との互層からなっている。

本図幅の北隣の三厩図幅・母衣月図幅両地域内には、砂・礫・粘土などの互層からなり、亜炭の薄層を挟み、また植物化石や *Corbicula* などを含む、浜名層と呼ばれている地層が分布している。この地層は母衣月図幅地内では、海棲の貝化石をもつ蟹田層の上位に重なり、第四紀更新世の地層と考えられているが、その間の層序関係を示す現実の露頭は認められていない。津軽半島北部地域を通覧すると、むしろ浜名層と蟹田層とは構造的な差がほとんどなく、また岩相も似ている。前にあげた長川沿いに分布している地層は、少なくとも一部は浜名層に相当する可能性があるが、分けて示してはいない。

本層の構造は上二股川流域以南では5～6°東に傾斜しており、また長川附近では10～15°東北東に向かって傾斜している。

本層のなかからは図幅地内では化石が未だ発見されていないが、蟹田図幅地内においては貝化石が多数みいだされ、これらの化石と層序関係から推して鮮新世とされている。

II. 3. 13 微化石

本図幅地内の冬部層・小泊層および塩越層の細粒堆積岩について、福田理が微化石の調査を行なった。その結果を第2表に示す。

第2表

地 域	磯 松 川						小 泊 一 セ ッ 石 間								
	冬部層		小 泊 層				塩 越 層								
試 料 番 号	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13	14	15
岩 質	凝灰質泥岩	凝灰質泥岩	硬質頁岩	硬質頁岩	硬質頁岩	硬質頁岩	凝灰質泥岩	泥岩	泥岩	珪藻岩	泥岩	泥岩	泥岩	泥岩	凝灰質泥岩
<i>Sagarites</i>								f	f	c	f	f		c	c
<i>Sponge spicules</i>		f					⊙	⊙		⊙	⊙	⊙	⊙	⊙	⊙
放 散 虫	<i>Liosphaericae</i>		r				⊙	⊙	a	⊙	⊙	○	⊙	⊙	r
	<i>Ellipsidiidae</i>		f				⊙			⊙	⊙		⊙	⊙	
	<i>Cenodiscidae</i>		c				⊙	⊙	a	⊙	⊙	⊙	⊙	⊙	f
	<i>Sethopilulidae</i>						⊙		f	⊙	⊙	○	○	⊙	
	OST (HIZO)						⊙	⊙	f		⊙	⊙	⊙	⊙	r
珪 藻	<i>Coscinodiscus</i>	r	a	c	r	r	⊙	⊙	c	⊙	⊙	⊙	⊙	⊙	⊙
	<i>Arachnoidiscus</i>	r	c	f			⊙	⊙	f	⊙	⊙	⊙	⊙	⊙	f
藻	<i>Coscosira</i>									⊙	⊙	⊙	⊙	⊙	
	<i>Triceratium</i>												○		

調査の方法は各試料について20g相当の縮分試料を調製し、そのなかに含まれている微化石を分離、識別した。識別は多数の資料を短時間に処理しうる程度にとどめた。

頻度の表わし方は算定可能であるが、数えなかったものについては $r < f < c < a$ の文字で、無数にあってとうてい数えられないものについては $○ < ⊙ < ● < ⊛$ の記号

で示してある。

なお有孔虫は三厩図幅地内の小泊層から *Bathysiphon*, *Haplophragmoides*, *Cyclammina*, *Martinotiella* が産出している。

II. 4 第 四 系

II. 4. 1 段丘堆積層

段丘は本図幅地内では一般にその発達は不良であるが、十三湖の周辺には、海拔 50～80m の附近に、よく平坦面を保持して分布している。層厚は 5～8m で砂・粘土・礫などからなり、一般に水平であるが、処によって 5～10° の傾斜をもっていることがある。

また磯松—相内間の大沼附近では、砂丘の下にまれに礫層が現われていることがある。おそらく段丘堆積層はこの砂丘の下部にも拡がっているものと考えられる。

II. 4. 2 砂 丘

津軽半島の日本海側の海岸には、海岸砂丘帯がほゞ南北に連なって発達する。本図幅地内では車力村から市浦村にかけて分布しているが、規模はそれほど大きくない。

十三湖の西岸の砂嘴は有史時代においても年々発達してきたといわれ、往時海湾であった十三湖が、現在は潟湖として僅かに 200～300m の砂嘴の間隙(十三渡)によって日本海に通じている。

II. 4. 3 沖 積 層

沖積層は各河川の海域、海岸、とくに十三湖の南岸である中里町附近に拡がっており、主として砂・粘土および礫からなっている。

III. 応 用 地 質

鉱脈 図幅地域の中央にあたる市浦村四ッ滝沢の上流、四ッ滝附近に銅・鉛・亜鉛

を主とする脈状の鉱体があり、かつて探鉱されたことがあるといわれる。相内鉱山と呼ばれているが、調査当時はまったく探鉱は中止されていた。その附近の地質からみて、権現崎層中の凝灰角礫岩あるいは変朽安山岩中に胚胎されるものとみられる。

砂鉄 十三湖の日本海との連絡口附近の湖岸に、砂鉄層が薄く賦存している。古老の言によれば明治以前にこれを採取し、市浦村内で製錬を行なったことがあるといわれる。

珪藻土 図幅地域の南部、市浦村今泉部落の西方において、塩越層中の珪藻質泥岩を採石している。主として製菓用のかまど・コンロなどの原料として搬出されている。

文 献

- 1) 佐藤伝蔵：20 万分の 1 地質図幅「三厩」、および同説明書、地質調査所、1919
- 2) 飯塚保五郎：青森県大釈迦油田地形および地質図説明書、地質調査所、1929
- 3) 飯塚保五郎：青森油田の地質につきて、地質学雑誌, Vol. 37, No. 447, 1930
- 4) 猪鹿倉忠俊：津軽半島に発達せる海岸段丘に就いて、地理学評論, Vol. 7, No. 9, 1931
- 5) Nomura, S. & Hatai, K. : A Note on the Fossil Mollusca from Tugaru Peninsula, Northeast Japan, Jap. Jour. Geogr. Geol., Vol. 13, 1936
- 6) 鈴木達夫：青森県蟹田油田地形および地質図説明書、地質調査所、1936
- 7) Yabe, H. & Hatai, K. : The Cenozoic Formation and Fossils of Northeast Honsyū, Japan, Scie. Rep. Tohoku Univ., 22-1, 1941
- 8) 青 森 県：青森県の地下資源、青森県編、1954
- 9) 佐々保雄：津軽海峡西南部両岸の地質とその対比、北海道地質要報, No. 30, 1955
- 10) 佐々保雄：津軽海峡西口両岸および海峡部の地質概要 (謄写), 1955
- 11) Kotaka, T. : Molluscan Fauna from the Oligocene Isomatsu Formation, Aomori Prefecture, Northeast Japan, Saito M. R., Bull. 24,

1955

- 12) 太田良平・大沢穠・小野晃司:津軽半島三厩地区地質調査報告, 鉄道技研中間報告(謄写), 1956
- 13) 太田良平・大沢穠・小野晃司:5万分の1地質図幅「三厩」, および同説明書, 地質調査所, 1957
- 14) 齊藤正次・上村不二雄:5万分の1地質図幅「母衣月」, および同説明書, 地質調査所, 1957
- 15) 上村不二雄・対馬坤六・齊藤正次:5万分の1地質図幅「蟹田」, および同説明書, 地質調査所, 1959

EXPLANATORY TEXT
OF THE
GEOLOGICAL MAP OF JAPAN

Scale 1 : 50, 000

KODOMARI

Aomori, No. 10

By

KONROKU TSUSHIMA & FUJIO UEMURA

(Written in 1958)

(Abstract)

GEOLOGY

The mapped area is situated in the Tsugaru peninsula, Aomori prefecture, and belongs to the so-called "green tuff" region of North-east Japan.

Table 1

Age	Formation	Thick-ness	Columnar section	Volcanic rocks		
Quaternary	Alluvium					
	Terrace deposits					
Neogene Tertiary	Pliocene	Kanita formation				
		Shiwokoshi formation	350m		Imabetsu andesites	
	?	Kodomari formation	1050m (±)		Masukawadake dacite Mimmaya rhyolites Dolerites	
				Nagane formation	350m	
				Fuyube formation	550m	
	Isomatsu formation	500m				
	Gongenzaki formation	500m				
	Paleozoic	Paleozoic formation				

Rh : Rhyolite Da : Dacite An : Andesite B : Basalt DI: Dolerite

This table shows the relationship between volcanic and sedimentary rocks.

PALEOZOIC FORMATION

The Paleozoic formation is narrowly distributed at the head of the Kodomari peninsula and its neighboring small islands. It consists of clayslate, chert and limestone. No paleontological evidence has been recognized.

NEOGENE TERTIARY

Gongenzaki formation The Gongenzaki formation, the lowermost of the Neogene in this area, consists mainly of variegated tuff and tuff-breccia, accompanied with lava flows of propylite. It rests on the Paleozoic rocks with unconformity. This formation corresponds to the Monzen formation in the Akita district, and to the Fukuyama formation in Southwestern Hokkaidō.

Isomatsu formation This formation, typically exposed in the mid-stream of the Isomatsu river, is composed of conglomerate, sandstone and shale. The sandstone contains fossils of oyster and other marine molluscs belonging to the Kadonosawa fauna. The Isomatsu formation is correlated with the Daijima formation in the Akita district and with the Yoshioka formation in Southwestern Hokkaidō.

Fuyube formation This formation is widely distributed in the axial part of the Isomatsu anticline and on the western wing of the Kodomari syncline. The formation is characterized by the dominance of altered, green-coloured pyroclastic rocks which are similar to the litho-facies of the Gongenzaki formation. The volcanic rocks within this formation are rhyolite, propylite, anorthite-andesite and basalt. Fossils of mollusc and plant are rarely recognized in this formation.

Tappi andesites The rocks consist mainly of lava flows of pyroxene andesite, and also pyroclastic rocks of the same origin. Stratigraphically, these rocks within this sheet-map roughly correspond to the upper part of the Fuyube formation and the lower part

of the Nagane formation.

Nagane formation This formation is generally composed of greenish grey sandy tuff and green sandstone interbedded by shale and mudstone. Marine fossils are rarely contained in the sandstone. The Fuyube and Nagane formations may be correlated with the Daijima formation in the Akita district and the Kunnui formation in Southwestern Hokkaidō.

Kodomari formation The Kodomari formation represents the same horizon of the so-called "hard shale" distributed widely in Northeast Japan and Hokkaidō. Except for the occurrence of *Makiyama chitanii* (МАК.), fossils have not been discovered in this formation. In stratigraphical and lithological points, however, this formation is able to correlate with the Onnagawa and Funakawa formations of the Akita district.

Mimmaya rhyolites These rocks occur mainly as intrusive sheets or lava flows, inserted into the Kodomari formation in the northern part of the area.

Dolerites Basaltic and doleritic lavas and tuff-breccia, and intrusive rock, which are contemporaneous with the Kodomari formation, are collectively named as "dolerites". Most of these rocks occupy the western flank of the Hakamagoshi dome which is seen in the southeast corner of the area, and the remainders form the axis of a small anticline in the northern part of the area.

Shiwokoshi formation The type locality of this formation is situated in the area of Kanita sheet (the eastern adjoining of this sheet). The litho-facies consists of tuffaceous or diatomaceous mudstone, being slightly different from that of the type locality. This formation scarcely yields fossils. Stratigraphically, it is correlated to the Kuromatsunai formation of Southwestern Hokkaidō.

Imabetsu andesites These rocks are petrographically characterized by andesitic and dacitic rocks, which seem to be contemporaneous with the sediments ranging from the upper part of Kodomari formation to the Shiwokoshi formation.

Masukawadake dacite This rock occurs at Masukawa-dake and Yotsudaki-yama, mainly intruding the Nagane and Kodomari formations. Besides small dykes of the same litho-facies are sporadically

intruded into the Kodomari formation.

Kanita formation This formation is widely developed in the area of the Kanita sheet and its northwestern margin is seen in this sheet-map area. In this area, the composing rocks are tuffaceous sandstone sporadically containing rounded pebbles of andesite and pumice, mudstone and tuff.

This formation may correspond to the Setana formation in Southwestern Hokkaidō.

QUATERNARY

Quaternary deposits are developed around the Jūsan-ko (lake). Near Imaizumi, terrace deposits are narrowly distributed with the elevation of 50~80 m.

ECONOMIC GEOLOGY

The volcanic rocks in this area are slightly mineralized, but the mineral deposits are too small in scale to be worked.

昭和 34 年 12 月 15 日印刷

昭和 34 年 12 月 21 日発行

工業技術院
地質調査所

著作権所有

印刷者 田 中 春 美

印刷所 田中幸和堂印刷所

EXPLANATORY TEXT OF THE GEOLOGICAL MAP OF JAPAN

SCALE 1 : 50,000

GEOLOGICAL SURVEY OF JAPAN

Katsu Kaneko, Director

KODOMARI

(Aomori - 10)

By

KONROKU TSUSHIMA & FUJIO UEMURA

GEOLOGICAL SURVEY OF JAPAN

Hisamoto-chō, Kawasaki-shi, Japan

1959