

---

# 5 萬分の 1 地質図幅説明書

---

## 浜 益

(旭川一第 50 号)

地 質 調 査 所

昭和 32 年



550.85(084.32)(524) [1 : 50,000] (083)

## 5 萬 分 の 1 地 質 図 幅 説 明 書

浜 益

(旭川—第 50 号)

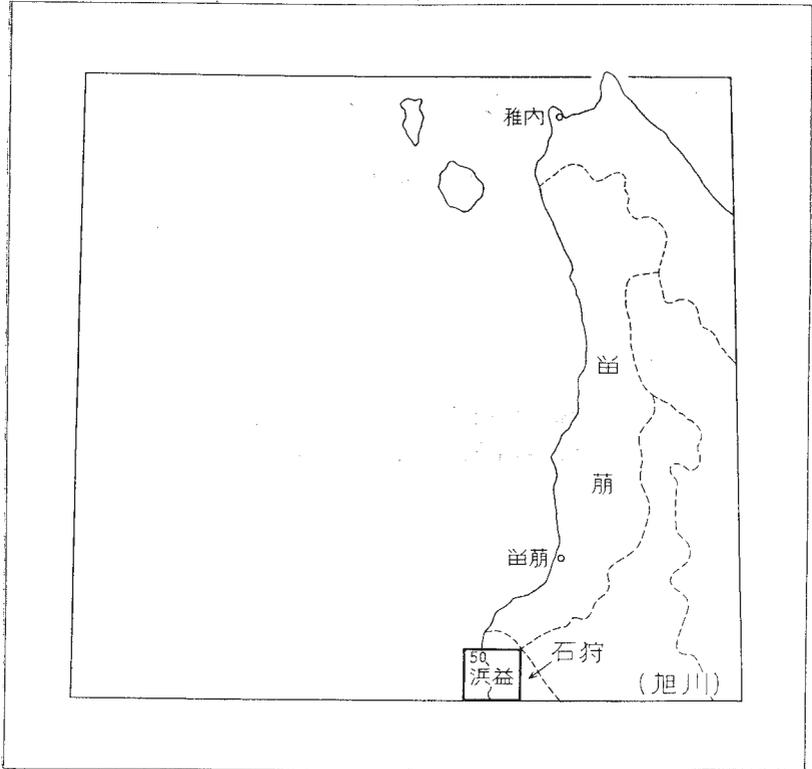
通商産業技官 秦 光 男

通商産業技官 山 口 昇 一

地 質 調 査 所

昭 和 32 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 先第三系 .....	5
隈根尻層 .....	5
II. 3 浜益層群 (新第三系) .....	6
II. 3. 1 逆川層 .....	6
II. 3. 2 左股層 .....	8
II. 3. 3 岩 脈 .....	10
II. 3. 4 於札内層 .....	11
II. 3. 5 毘砂別熔岩・集塊岩層 .....	12
II. 3. 6 岩 脈 .....	17
II. 3. 7 茂生層 .....	19
II. 3. 8 幌集塊岩層 .....	21
II. 3. 9 玄武岩熔岩 .....	23
II. 3. 10 岩 脈 .....	23
II. 4 第 四 系 .....	25
II. 4. 1 更 新 統 .....	25
II. 4. 2 現 世 統 .....	27
III. 応用地質 .....	27
文 献 .....	28
Abstract .....	1



1 : 50,000 地質図幅  
説 明 書

(昭和31年稿)

## 浜 益

(旭川—第50号)

本図幅の野外調査は昭和29年5月末から延べ150日にわたって実施された。調査にあたっては、浜益川を境として南部地域を秦が、北部地域を山口が担当した。

本図幅地域の地質に関する既発表資料としては、僅かに小林儀一郎<sup>1)</sup>のものがあるのみで、そのほかには、三谷勝利・成田英吉による手記<sup>2)</sup>および根本忠寛らが昭和15～16年に行った10万分の1地質図幅「厚田」の未発表資料<sup>註1)</sup>があるにすぎない。

有孔虫化石の鑑定は東北大学の浅野清教授を煩し、かつ多くの助言を戴いた。また調査中は浜益村役場から多大の便宜を得た。なお、調査にあたって空中写真を使用した。

### I. 地 形

本図幅地域は北海道中央西部に位置し、東側は樺戸山地の一端をなし、西側は日本海に面している。

本地域は概して北部では平坦で、南部では急峻な地形を示すが、大別して3つの地形区に分けられる。すなわち、図幅地域の北東部を占める新第三紀後期および第四紀の噴出岩類の分布する地区、地域中央部を占める新第三紀の堆積岩類を主とする地区、および地域南部を占める新第三紀の噴出岩類と先第三紀の隈根尻層との分布する地区である。

北東部地区は北東隣国領図幅地域内に中心を有する“暑寒別火山”の南端にあたり、同火山の噴出岩類によって、北から南へ徐々に高度を減ずる(海拔1,100mから450m)熔岩台地が形成されている。中新統の**びしよべつ**熔岩・集塊岩層および鮮新統の**びろ**集塊岩層の分布する地域は、幾分開析されているが、海拔300～800mの高さの台地をなしている。そのほか、幌の北方にも橄欖石玄武岩熔岩からなる海拔100～150m

註1) 北海道工業試験場の事業として実施された調査資料

の、みごとな平坦面をなす熔岩台地がある。

中央部地区は逆川層・於札内層・茂生層等の堆積岩類からなり、海拔 150 ～ 300m の低夷な丘陵地が形成されている。しかし、この丘陵地は処々にこれらの堆積岩類を貫ぬく安山岩岩脈によって、単調さが破られている。すなわち黄金山および丸山は、丘陵面よりの比高 100 ～ 350m の円錐形をなして聳立し、美観を呈している。

南部地区は新第三紀の噴出岩類からなる左股層、同じく毘砂別熔岩・集塊岩層、および先第三紀の粘板岩からなる隈根尻層からなるため、開析度は堆積岩類の地域と異なり、標高 600m 前後の鋸歯状の急峻な山嶺をなしている。

函幅地域内のおもな河川には、北から幌川・群別川・浜益川・毘砂別川・送毛沢・濃昼川・厚田川等がある。幌川および群別川はいずれも北隣雄冬函幅地域内の浜益岳 (1,257.7m)・群別山 (1,376.3m) に源を発し、南西へ流れ、中流附近で流路を西へ転じ日本海に注いでいる。これらの流域における侵蝕程度は、上流はおもに第四紀の噴出岩類からなるために幼年期の段階にあり、V 字谷を形成している。しかし、新第三紀の噴出岩類および堆積岩類からなる下流地域では開析度も進み、河幅も広く、河岸段丘が発達している。浜益川は函幅地域のほとんども中央部を東から西へ横断して流れ、日本海に注いでおり、本地域の河川中その流域は最大で、多くの支流をもっている。これらの支流のうち大きなものに逆川・兼平沢・黄金沢および域外の滝の沢などがある。また、下流にはやゝ広い沖積原が発達している。毘砂別および送毛沢はいずれも流域面積が小さく、かつ噴出岩類中を流れているため、V 字形の狭い溪谷をつくり、沖積原の発達はきわめて不良である。厚田川・濃昼川および左股沢は本函幅地域内に源を発して南流し、南隣厚田函幅地域内を流れ、いずれも日本海に注いでいる。これらの河川もまた噴出岩類および粘板岩中を流れているため、V 字形の溪谷をなしている。

海岸は毘砂別から川下間の砂浜を除き、いずれも海蝕崖を形成しており、特に愛冠岬以南および幌以北においては、高さ 100m 余の断崖絶壁をなしているため、歩行不可能な処が多い。なお、川下から柏木にいたる海岸には、高さ 3 ～ 5m、幅 3 ～ 5m の砂丘が海岸線に平行して 4 列発達しているのが認められる。

本函幅地域内は交通がきわめて不便で、夏季は函館本線滝川駅から乗合自動車の便と、小樽から海路による便とがあるが、いずれも 1 日 1 ～ 2 回往復する程度である。

冬季は積雪のため陸路は遮断され、海路もまた北西の季節風のために不定期となり、“陸の孤島”化することがある。

## Ⅱ．地 質

### Ⅱ．1 概 説

本図幅地域内の地質は、大別して次の3つに分けられる。すなわち、1) 樺戸山地の基盤をなす先第三系の隈根尻層、2) 新第三系に属する堆積岩類および火山噴出岩類からなる浜益層群、3) 第四紀の火山噴出岩類、河岸段丘堆積層および沖積層で、後2者が本地域の大部分を占めている。

隈根尻層は古くから単に“樺戸古生層”として取り扱われていたものである。これを不整合に覆って新第三系の浜益層群が発達する。

浜益層群は、水成岩類を主構成物とするものと、火山噴出物を主とするもの、との2つの岩相からなり、それらは同時異相の関係にあって、それぞれ場所を異にして発達している。すなわち、逆川層と左股層、於札内層と毘砂別熔岩・集塊岩層、これらが同時異相の関係を示している。このように、この層群の地層は、激烈な火山活動の産物からなる火山性堆積岩および噴出岩類を主とするために、岩相の水平的変化が著しく、また化石の産出が少ないので、図幅地域全域にわたる層序を組み立てることがかなり困難である。

本地域における新第三紀の火山活動は、中新統に属する逆川層の砂岩泥岩互層部に介在する安山岩質熔岩および集塊岩の噴出に始まり、引き続き南部地域で活撥に行われ、左股層の安山岩質熔岩および集塊岩を噴出した。その後さらに安山岩質の毘砂別熔岩・集塊岩層の噴出があり、南部地域では安山岩質および玄武岩質熔岩・集塊岩を、北部地域では安山岩質熔岩・集塊岩の噴出をみた。鮮新世においては活動の中心は比較的北部地域にあって、茂生層中の集塊岩・幌集塊岩層および玄武岩質熔岩を噴出した。

新第三系の堆積岩類は、その岩相および含有する古生物から海成層であることは明らかで、その堆積環境は逆川層堆積の初期においては海は比較的浅く、隈根尻層から

第1表 地質総括表

	層名 (圖厚m)	柱状図	岩相	火成岩 種類	火成活動 地殻運動	対比 (厚田図幅)
第四系	沖積層		砂・礫・粘土・泥炭・砂質砂			
	崖錐堆積層		礫・砂		地盤上昇	
	河原段丘堆積層		礫・砂・粘土			
新統	箕益北部 火山噴出物		安山岩質熔岩および集塊岩			
	玄武岩熔岩		橄欖石玄武岩熔岩	橄欖石玄武岩 角閃石安山岩 石英含有角閃石安山岩	褶曲運動	
新統	幌業虎岩層 350Z		安山岩質集塊岩 (安山岩質熔岩・火山円礫岩・凝灰質砂岩) 凝灰質砂岩・泥岩			
	茂生層 600Z		(凝灰岩・安山岩質熔岩・集塊岩)と伴なう	粗粒玄武岩 石英角閃石含有角閃石安山岩 安山岩 角閃石角閃石安山岩 石英安山岩	狐北作用	別層
第三系	於札内層 350 800		硬質頁岩 凝灰質砂岩と挟む 北東部地域安山岩質集塊岩	僅石安山岩質集塊岩 角閃石安山岩質熔岩・集塊岩 輝石安山岩質熔岩 および集塊岩		盤の沢層
	左股層 600Z		砂岩 泥岩 五層	海浸化石 有孔虫化石		厚田層
第三系	川層 600Z		中粒・細粒 砂岩	角閃石安山岩質熔岩 輝石安山岩質熔岩 および同質集塊岩		左股層
	層		砂岩	有孔虫化石		左股層
先第三系	隈根尻層 1,000Z		粘板岩 硬質粘板岩・凝砂岩・千枚岩		火山活動開始 褶曲運動断	釜定層

由来する粘板岩・硬砂岩および千枚岩等の角礫岩の堆積をみる。その後、次第に沈降しつつ、砂岩泥岩互層を堆積し、於札内層の硬質頁岩の堆積した時期に深度が最大であったと考えられる。この硬質頁岩の堆積後、海は次第に浅くなり、於札内層上部および茂生層の砂質泥岩・細粒砂岩を堆積した。また、幌業塊岩層中には火山円礫岩を伴なうことから、きわめて浅海状態にあったことがうかがわれる。

浜益層群のうち、逆川層～左股層および於札内層～毘砂別熔岩・集塊岩層は、古生物および層序から中新統上部に、茂生層・幌集塊岩層および玄武岩質熔岩は鮮新統に属する。

地質構造は新第三系の分布する地域と、第四紀の噴出岩類の分布する地域とは全く異なる。新第三紀の地層の分布する地域は、全体として走向 N-S ～ N20° E で、W ～ NW 方向へ緩く傾斜する単斜構造をなすが、さらに詳細に観察すると、毘砂別から送毛に至る N-S 方向の緩やかな向斜構造、黄金沢附近を中心とする N-S 方向の背斜構造、逆川上流のドーム構造および茂生附近の小褶曲構造などがみられる。断層は南部地域に多いが、いずれも小規模なものである。これらの運動は幌集塊岩層の堆積後、玄武岩質熔岩噴出以前に行われ、南部で激しく、北部では比較のおだやかであったようである。その後、玄武岩質熔岩および更新統の浜益北部火山噴出物が、北から南へ傾斜する熔岩台地をなして新第三紀の地層を覆って分布した。

また、地域内の各所には貫入岩類が多く存在するが、貫入時代はそれぞれ異なり、岩質もまた同一ではなく、安山岩質、粗粒玄武岩質および玄武岩質などがある。

左股層および毘砂別熔岩・集塊岩層の一部には、鉍化作用を蒙ったところがあり、緑泥石化・珪化・粘土化・炭酸塩化作用がみられ、また少量の黄鉄鉍鉍染を受けている。

## II. 2 先第三系

### 隈根尻層

本層は図幅地域の南南東部の厚田川上流地域に露出し、この地域は急峻な地形をなしている。主として黒色粘板岩・灰色硬質砂岩からなり、厚田川最上流附近および域外の盤の沢附近には、動力変成作用によって生じた絹雲母千枚岩が発達する。

本層は従来から“樺戸古生層”といわれているものであるが、未だ時代を決定する化石が発見されておらず、岩質から古生層とされているにすぎない。域内においては分布地域が狭く、褶曲および断層運動を激しく受け、また鍵層となるものがないために、その構造を明らかになし得ない。

## II. 3 浜益層群 (新第三系)

### II. 3. 1 逆川層

本層は地域の東部、すなわち黄金沢から厚田川上流にかけて帯状に分布し、全体としてその走向は N-S ~ N20° E で、W ~ NW へ 20 ~ 40° 傾斜している。

本層は新第三系中最下位を占め、厚田川上流において先第三系の隈根尻層の上に不整合関係をもって接している。東隣西徳富図幅地域内の滝の沢および盤の沢附近における本層は、樺戸夾炭層<sup>2)</sup>と不整合および断層関係をもって接している。

なお、本層の中部および上部と、後述の左股層とは同時異相の関係にある。

本層は下位から礫岩部・砂岩部・砂岩泥岩互層部とに大別することができるが、各岩相の側方変化が著しく、また鍵層となるものがないために、地質図上においては一括して逆川層として取り扱った。

化石は全般的に乏しいが、イタンケの沢入口の暗灰色泥岩中から有孔虫化石を、兼平沢中流の砂岩泥岩互層中から海棲化石を 2, 3 産した。しかし、海棲化石は保存が悪く、鑑定し得なかった。本層の地質時代は、岩質的に厚田図幅地域における発足層<sup>8)</sup>および厚田層<sup>8)</sup>に対比され、また有孔虫化石からも中新世後期のものと考えられる。

**礫岩部** 厚田川上流および域外の盤の沢附近に広く分布し、数 10 枚に及ぶ礫岩と、粗粒～中粒砂岩との互層からなっている。礫は主として隈根尻層に由来した黒色粘板岩・灰色硬質砂岩および千枚岩の、直径 2 ~ 4cm の角礫～垂角礫である。この礫岩層中の礫は上位になるにしたがって次第に円味を帯び、礫の種類も上記のもののほか、本地域の隈根尻層にはみられないチャートや、珪岩類および第三紀層のものと思われる泥岩・砂岩が多い。

**砂岩部** 逆川・イタンケの沢および御料地附近に分布する。砂岩は主として灰緑色～帯緑灰色の凝灰質中粒～細粒砂岩であり、比較的硬い。このほか暗灰色～灰色の泥岩および細礫岩の薄層を挟む。この砂岩部は全体的に側方変化が著しく、逆川中流東部附近においては泥岩をほとんど含まず、砂岩および含礫砂岩のみから構成されてい



図版1 逆川層中に挟有される安山岩質熔岩

An: 兩輝石安山岩質熔岩  
SS: 帯緑色硬質中粒砂岩

る。また浜益川以南、すなわちイタンケの沢・逆川および厚田川上流にかけては、岩床状の兩輝石安山岩質熔岩および集塊岩を挟有する(図版1参照)。

この兩輝石安山岩質熔岩は40cm～100m余の厚さを有し、数多く介在する<sup>註2)</sup>。この兩輝石安山岩は黒色～帯緑暗灰色の緻密な岩石で、多少変朽安山岩化しており、風化して帯褐色～緑灰色となっている。また、熔岩中の薄いものの一部には風化して玉葱状あるいは砂岩様の外観を示すものがある。

斑晶: 斜長石・紫蘇輝石・普通輝石・磁鉄鉱(量の多い順, 以下同じ)からなる。斜長石は中性斜長石～曹灰斜長石の性質を示し、甚だしく汚濁されているものが多い。紫蘇輝石の多くは緑泥石化されており、新鮮なものはおもに普通輝石である。

石基: ガラス基流晶質あるいは毛氈状組織を示し、斜長石・輝石・鉄鉱およびガラスからなる。全般的にこれらは変質しており、緑泥石化および炭酸塩化作用を蒙って汚染されている。特に逆川本流地域附近ではその変質が著しい。

**砂岩泥岩互層部** 樺の沢・黄金沢・兼平沢中流附近に分布し、灰色～帯緑暗灰色の中粒～細粒砂岩と、暗灰色泥岩との互層からなり、上位になるにしたがって泥岩が優

註2) 地質図にはこれらの数多くのものうち、連続性のあるもののみを記入した。

勢となる。泥岩は風化して表面が赤褐色を帯び、細かく碎ける性質がある。砂岩は一般に南部において凝灰質である。また、黄金沢の一支流においては、泥岩中に灰白色の凝灰岩の薄層を2～3枚挟んでいる。

兼平沢およびドドメキの沢付近で、本互層部の比較的上位の層準と左股層の安山岩質熔岩・集塊岩とが漸移している。

兼平沢中流およびイタンケの沢入口の暗灰色泥岩中から、次のような有孔虫化石を採集した。

*Cyclammina japonica* ASANO

*Martinottiella communis* (d' OBRIGNY)

*Haplophragmoides* sp.

*Bathsiphon* sp.

(鑑定：東北大学教授 浅野 清)

以上の有孔虫化石は東北裏日本の船川層に最も多いもので、上部中新世を示す<sup>註3)</sup>。

### II. 3. 2 左 股 層

本層は函館地域中央南部に帯状に分布し、N-Sの走向をもち、西に20～30°傾斜している。

本層は安山岩質熔岩・同質集塊岩および暗灰色泥岩から構成され、前述のように逆川層の一部と同時異相の関係にある。本層は厚田川上流で逆川層の比較的下位の地層と接し、その層厚は南部において最大で1,500mに達するが、北部へ行くにしたがってその厚さを減じ、兼平沢およびドドメキの沢付近で、逆川層の上部の砂岩泥岩互層部に移化している。したがって本層と逆川層との境界線は、同一層準を示すものではない。

本層は岩質から角閃石安山岩質熔岩・輝石安山岩質熔岩・集塊岩および泥岩に区別される。角閃石安山岩と輝石安山岩との関係は、前者が後者の間に帯状に分布することから、輝石安山岩の噴出は左股層生成の初期から何度も繰り返され、その間に角閃石安山岩の噴出があったものと考えられる。

#### 角閃石安山岩質熔岩

本岩は南部の円錐峰(690.2m)を中心として発達し、厚田川上流・左股沢および逆

註3) 浅野清による。

川上流地域に分布する。本岩は左股層の比較的下部に位置し、南部地域の左股沢附近では熔岩状を示すが、その末端部である逆川上流および毘砂別川支流においては集塊岩状となっている。

本岩は主として暗灰色～灰色の緻密な、輝石含有角閃石安山岩であるが、風化すると灰色～帯黄灰白色の粗鬆な岩石となる。角閃石の斑晶には長径 0.8cm 以上のものがあり、風化すると肉眼的に明瞭に識別できる。

斑晶：斜長石・角閃石・普通輝石および磁鉄鉱からなる。斜長石は中性長石～曹灰長石の性質を示し、多少分解して汚濁されている。角閃石は一般に褐色で、その周縁部ないし全体が暗灰色のオパサイトになっているものがあり、一部緑泥石化している。輝石は大部分緑泥石化しているが、新鮮な普通輝石がみられることがある。

石基：一般にガラス質で、一部微珪長質組織を示す。斜長石・鉄鉱および微細な石英の密集およびガラスからなる。石英粒は珪化作用による 2 次的なものと思われ、場所によってその量を異にする。

#### **輝石安山岩質熔岩・集塊岩**

本岩類は厚田川・左股沢および濃屋川上流地域から図幅地域中央部を、N20° E 内外の方向をもって北へ延び、兼平沢中流附近までに分布するもので、左股層の大部分を占めている。

南部の左股沢および濃屋川上流地域では、熔岩状をなして下位の角閃石安山岩質熔岩と接しているが、逆川および兼平沢附近では集塊岩状となり、側面的に逆川層の砂岩泥岩互層部と接している。

本岩類は主として黒色～暗灰色の緻密、堅硬な両輝石安山岩質熔岩および集塊岩からなるが、処々に普通輝石安山岩質の岩石が介在する。しかし両者は肉眼的には酷似しており、これらの間の境界は明らかでない。集塊岩の角礫はおもに径 10cm 内外で、密集している。これらの岩石は風化すると灰褐色となり、砂岩の様相を呈することがある。それは黄金沢入口附近の浜益川本流左岸の崖および兼平沢入口附近で観察される。また、熔岩状をなすものなかには、不規則な形をした径 0.5～10cm の玉髓質石英が、点々とはいつているのが観察される。

#### **両輝石安山岩**

斑晶：斜長石・紫蘇輝石・普通輝石および磁鉄鉱からなる。斜長石は曹灰長石～亞灰長石の性質を示すが、分解して汚濁されていることが多い。紫蘇輝石および普通輝石の量は場所によって異なり、その多くは緑泥石化している。

石基：一般にガラス基流晶質であるが、一部には毛氈状組織を示すものがあり、短冊状の斜長石・少量の普通輝石・ガラスおよび微粒の磁鉄鉱からなる。また、部分的に緑泥石化および炭酸塩化などの変質作用を受けて、全体の組織の判然としないものがある。

### 普通輝石安山岩

斑晶：斜長石・普通輝石からなる。斜長石は一般に曹灰長石の性質を示し、分解して汚濁されている。

石基：ガラス質～ガラス基流晶質で、短冊状の斜長石・きわめて少量の普通輝石・ガラスおよび鉄鉱からなる。

左股層中のこれらの岩石のうち、濃屋岳南部および新田の沢中流附近の一部は、珪化・粘土化および黄鉄鉱の鉱染などが著しい。特に濃屋川本流の最上流には著しく珪化して灰白色を呈する部分があり、かつて金・銀・銅などを目的として探鉱された形跡がある。

### 泥 岩

左股層の熔岩・集塊岩層中には、各所に暗灰色～帯青灰色の泥岩が挟み込まれる。しかし、これらの泥岩は連続性がなく局地的な堆積・分布を示している。この泥岩は特に南部地域に発達し、最大層厚 350m に達する。

本岩は暗灰色～灰黒色で、逆川層上部の泥岩と全く同様の岩相を呈する。南隣厚田図幅地域に分布する本岩中には、凝灰岩・集塊岩等を挟んでいるようであるが、本地域ではまれに灰白色凝灰岩の薄層を挟むほか、岩質が均一である。この泥岩中からは化石の産出をみないが、きわめてまれに有孔虫および魚鱗の化石を産する。

## Ⅱ. 3. 3 岩 脈<sup>註4)</sup>

### 兩輝石安山岩

本岩は逆川上流に分布し、岩栓状をなして逆川層の下部層を貫ぬいており、本地域の岩脈中最も規模が大きく、この岩脈で沢は急にせばめられ、処々に高さ 10m 前後の滝をつくっている。

本岩は貫入に際して逆川層の砂岩および泥岩に変質を与えており、岩脈附近の砂岩・

註4) 図幅地域の各所には多くの岩脈があり、その貫入時期ははっきりしないが、その岩脈の岩質と変質度から、一応それぞれの時期に区別した。

泥岩は多少脱色および珪化している。また、本岩自身変朽安山岩化作用をかなり受けていることから、左股層の熔岩・集塊岩噴出時期の貫入になるものと考えられる。

本岩は柱状節理のよく発達した暗緑灰色～帯緑灰色の両輝石安山岩で、岩体の周縁部が特に緑色味を帯びている。

斑晶：斜長石・紫蘇輝石・普通輝石および少量の磁鉄鉱からなる。斜長石は大部分が分解して汚濁しており、一部には絹雲母化した部分がある。比較的新鮮なものでは曹灰長石の性質を示している。輝石類はほとんどが緑泥石化されており、紫蘇輝石と普通輝石との量比は明らかでない。

石基：組織は緑泥石化および炭酸塩化などの変質が著しいためにはっきりしない。短冊状の斜長石・少量の輝石・ガラスおよび粒状の鉄鉱からなる。なお、部分的に著しく珪化しているところがあるが、この部分では石基はほとんど微細な粒状の石英で埋められている。

### II. 3. 4 於 札 内 層

本層は地域中央部の於札内沢・孵化場の沢・兼平沢上流および新田の沢附近に分布し、主として“硬質頁岩”からなり、最大層厚は350mである。

本層と下位の逆川層とは整合関係にあつて、兼平沢上流附近において、逆川層上部の砂岩泥岩互層が次第にその砂岩を減じ、泥岩もいわゆる“硬質頁岩”へ移り変わってゆくのが観察される。また、本層と左股層の熔岩・集塊岩が接する実田の浜益川北岸で、左股層の集塊岩が次第にその角礫を減じて、火山性の粗粒砂岩と泥岩との互層となり、“硬質頁岩”へと漸移している。なお、本層と毘砂別熔岩・集塊岩層とは同時異相関係にあつて、新田の沢附近で本層と毘砂別熔岩・集塊岩層中の角閃石安山岩質熔岩・輝石安山岩質熔岩および集塊岩とが接しており、一部では漸移しているのが観察される。また、黄金沢・兼平沢および群別川上流における毘砂別熔岩・集塊岩層の安山岩質熔岩および集塊岩も、本層の“硬質頁岩”と漸移している。

本層は主として帯褐暗灰色～暗灰色の“硬質頁岩”からなり、灰白色～灰色の凝灰質細粒砂岩の薄層を挟み、板状の層理を示す。頁岩は立方体に割れる性質があり、遠くから見ると煉瓦を積み重ねたように見え、また乾くと灰白色～灰色を呈し、年輪状の褐色の縞が現われるのを特徴とする。砂岩は凝灰質で、厚さ10cm内外を常とし、南部地域の毘砂別熔岩・集塊岩層に近づくにしたがつて、多くこれが挟有されている。

また、本層中にはしばしば扁平な泥灰質の団塊が含まれる。

摺鉢山山麓の“硬質頁岩”中から次のような海棲介化石および有孔虫化石を産した。

海棲介化石

*Nuculana pernula* (MULLER)

*N. confusa* (HANLEY)

*Portlandia thraciaeformis* (STORER)

*Acila divaricata* (HINDS)

有孔虫化石

*Globobulimina* cf. *pacifica* CUSHMAN

(鑑定：東北大学教授 浅野 清)

なお、本岩中にはこれらの化石のほか魚鱗の化石を多産する。

本層はその岩相から天北地方の稚内層、留萌地方の増毛層<sup>7)</sup>および厚田地方<sup>8)</sup>の厚田層上部から望来層までの地層に対比されるものであろう。したがってその地質時代は上部中新統、稚内階である。

### II. 3. 5 毘砂別熔岩・集塊岩層

本層は函幅地域南西部および北東部に分布する。南西部地域のは左股層の、北東部地域では逆川層の上位に接しており、それらとは整合関係にある。

#### 北東部地域

北東部地域の本層は、群別川上流から黄金沢上流および東隣西徳富函幅地域内の滝の沢地域に分布し、安山岩質熔岩・集塊岩からなっている。本層と下位の逆川層とは黄金沢および滝の沢地域において整合関係にある。本層と於札内層との関係は直接観察することはできないが、ともに逆川層上部の泥岩の上位に整合累置し、また、茂生層によって覆われていることなどから、これらはおそらく同時異相の関係にあると考えられる。

本地域でのこれらの安山岩質熔岩・集塊岩は大体その岩質から、普通輝石安山岩質熔岩・集塊岩および石英角閃石安山岩質熔岩・集塊岩に区別され、前者が後者の下位にある。

**普通輝石安山岩質熔岩・集塊岩** 本岩は黄金沢中流附近に分布し、逆川層に直接し、北東部地域における本層初期の噴出物である。

本岩は暗青灰色～灰黒色で、斜長石の斑晶が著しく目立つ。集塊岩の部分では一部多少多孔質となっているところもある。また、しばしば白色の玉髄質石英が不規則な形で本岩中に散点的に含まれている。一見これは左股層中の集塊岩の岩塊によく似ている。

斑晶：斜長石・普通輝石からなる。斜長石は曹灰長石の性質を示し、一般に大形であるが、時に径3mm以上の大きなものがみられる。普通輝石は少なく、あるものは炭酸塩鉱物に変わっている。

石基：ガラス基流晶質で、ガラスが多く、柱状の斜長石と粒状の輝石および鉄鉱からなる。本岩は全般的に緑泥石化および炭酸塩化している。またまれに石英の捕獲結晶を含む。

**石英角閃石安山岩質熔岩・集塊岩** 本岩は群別川上流から黄金沢上流にかけて分布し、前述の普通輝石安山岩質熔岩・集塊岩を覆っている。この熔岩および集塊岩は全般的に変質作用を受け、珪化した部分および黄鉄鉱の鉱染している部分がある。観察されるが、特に群別川上流のものに著しい。本岩の新鮮なものは群別川中流附近にみられる。この新鮮なものは外観灰色～暗灰色で、肉眼で斜長石・角閃石・石英の斑晶が明らかに認められる。

斑晶：斜長石・石英・角閃石および黒雲母からなる。一般に斜長石と石英とが多く、角閃石は場所によって異なり様でない。輝石類の斑晶はみられない。斜長石は中性長石～曹灰長石の性質を示し、多少分解している。石英は融蝕を受け円味を帯びている。角閃石は緑色で、濃淡の多色性を示す。また、一部オパサイト化している部分もある。

石基：ガラス質で、少量の微細な石英・角閃石・鉄鉱および斜長石からなる。また、珪長質あるいは填間構造を示す部分が不規則に含まれていることがある。

本岩の変質したものは、淡灰色～淡灰緑色で、緑泥石化・粘土化・珪化が著しく、また脱色している。斑晶は新鮮な岩石とあまり変わらないが、角閃石が緑泥石化および炭酸塩化している。この部分の石基は微珪長質で、粒状の石英を主としており、新鮮な岩石に比して著しく汚れている。

## 南西部地域

南西部地域の本層は、毘砂別川・送毛沢・濃屋川流域および茂生附近に分布し、主

として安山岩質熔岩・同質集塊岩および玄武岩質安山岩熔岩からなる。このほか、毘砂別川流域・愛冠岬附近および送毛南部附近の本層は、灰色の凝灰質砂岩、暗灰色～灰色の凝灰質泥岩、灰白色凝灰岩などの薄層を挟有する。

これらの熔岩・集塊岩は、域内においては下位の左股層と接するが、南隣厚田図幅地域の濃昼附近では、左股層の上位にある安瀨集塊岩層<sup>やそすけ</sup><sup>8)</sup>と接している。それらの関係は整合漸移である。

毘砂別から送毛の間にみられる本層は、緩い向斜構造を形成し、その軸はN-S方向で北方に沈降する。その東翼は20°内外、西翼は10°内外の傾斜を示している。

本地域の噴出岩類は、その岩質から角閃石安山岩質熔岩および同質集塊岩、輝石安山岩質熔岩・集塊岩、玄武岩質安山岩熔岩および安山岩質熔岩に分けられる。

**角閃石安山岩質熔岩 および 同質集塊岩** 本岩は毘砂別熔岩・集塊岩層の下部を占め、浜益川以南の各河川流域に分布し、特に毘砂別以南の海岸において良く観察される。層厚は南部において最大で、北東部の毘砂別川中流附近では上部の輝石安山岩質熔岩および集塊岩と交錯し、次第にその厚さを減じ、遂に新田の沢附近で尖滅あるいは於札内層の暗灰色硬質泥岩に移化している。

摺鉢山およびその対岸(三角点 167.6m)附近の本岩は、一見於札内層を貫ぬく岩脈様に分布するが、於札内沢入口の崖において、集塊岩が次第に於札内層の暗灰色硬質泥岩へと移化するのが観察されることから、これらは於札内層のなかの不規則な厚いレンズ状をなす岩体と考えられる。

本岩は灰色および帯桃色～帯紫灰色の粗鬆な石英含有角閃石両輝石安山岩で、肉眼で斜長石および角閃石の斑晶が認められる。斜長石は比較的大きく最大7×10mmのものがあり、角閃石も長径12mmのものがある。また、送毛海岸附近の角閃石は酸化して赤褐色を呈しているものがある。

集塊岩は密集型のものが多く、その角礫は直径10～20cmで、しばしば“ヤケ”で帯赤褐色を呈するものがある。基質は凝灰岩および火山性砂岩からなる。

斑晶：斜長石・角閃石・紫蘇輝石・普通輝石・石英からなり、まれに磁鉄鉱を含む。斜長石は中性長石～曹灰長石の性質を示し、多少分解して汚濁している。角閃石は長柱状を呈し、緑色～褐色角閃石(一般に下部のものは帯褐色で、上部のものは帯緑色である)で、比較的多色性に富む。また変質を受けているものは、周縁部ないし全体

が暗黒色のオパサイトが変わっている。紫蘇輝石および普通輝石は一般に少量で、その多くは緑泥石化している。石英は融蝕されて円形を示すものが多く、場所によって著しくその量を異にしている。

石基：ガラス基流晶質～ガラス質で、短冊状の斜長石・ガラス・少量の輝石および粒状の鉄鉱からなるが、一般的に緑泥石化および炭酸塩化している。

なお送毛南方の海岸で、本岩中に暗灰色の緻密、堅硬な両輝石安山岩質熔岩・集塊岩の薄層が2、3枚介在するが、レンズ状で連続性がない。

この岩石の斑晶は、斜長石・紫蘇輝石・普通輝石・石英からなり、斜長石は中性長石～曹灰長石の性質を示す。紫蘇輝石および普通輝石はほぼ等量であるが、場所によって普通輝石のみられない部分がある。石英はまれである。石基はガラス基流晶質～ガラス質で、斜長石・紫蘇輝石・少量の普通輝石およびガラスからなっている。

送毛附近および毘砂別川中流の本岩の一部は、珪化・粘土化等の変質作用および黄鉄鉱の鉱染作用を蒙っている。また、送毛海岸の本岩中には小規模な断層や、節理に沿って幅2cm内外の石英脈、およびそれに沿って幅5mm内外の黄鉄鉱脈などがみられる。これらのうち、送毛沢においては10数年前に金・銀・銅を目的として採鉱されたことがある。

**輝石安山岩質熔岩・集塊岩** 本岩は新田の沢・毘砂別川・送毛沢上流および茂生附近に分布し、南部の送毛沢・毘砂別川中流附近では熔岩状を示すが、北部の新田の沢および茂生附近では集塊岩状を呈し、下位の角閃石安山岩質熔岩および集塊岩と交錯した不規則な分布を示して於札内層に接している。茂生附近では、毘砂別川附近に発達する上位の玄武岩質安山岩熔岩および安山岩質熔岩を欠いて、本岩は茂生層の砂岩および集塊岩に直接しているが、両者の関係は整合である。

本岩は黒色～暗灰色の緻密、堅硬な両輝石安山岩で、肉眼的には左股層の輝石安山岩に類似しており、新田の沢附近の本岩の下位に角閃石安山岩質集塊岩が分布していなければ、この両者を区別できないほどである。また、角閃石安山岩質集塊岩中に介在する両輝石安山岩にもきわめて酷似する。

斑晶：斜長石・紫蘇輝石・普通輝石および石英からなる。斜長石は比較的新鮮で、中性長石～曹灰長石の性質を示す。普通輝石は一般に量が少ない。紫蘇輝石は自形のものも多く、弱い多色性を示す。石英もまたまれであり、融蝕せられ円味を帯びている。

石基：ガラス基流晶質～半ガラス質で、斜長石・普通輝石・紫蘇輝石・ガラスおよ

び粒状の鉄鉱からなる。一部は緑泥石化および炭酸塩化しているが、新鮮なものが多い。

毘砂別川中流および新田の沢附近の本岩には黄鉄鉱が鉱染し、また粘土化、珪化しているので、灰白色の岩石となっている。

**玄武岩質安山岩熔岩** 本岩は毘砂別川下流および毘砂別南方の海岸に局部的に発達する。本岩は毘砂別舟入澗附近で最もよく発達し、南方へ向かうにしたがって次第に厚さを減じ、輝石安山岩質熔岩および同質集塊岩の上で尖滅している。この状態は毘砂別南方約 500m の海岸の崖で観察される。

本岩は帯褐暗灰色の緻密かつ堅硬な橄欖石玄武岩質安山岩で、特に板状節理が著しく発達し、厚さ 2～5cm の板状に割れるため、附近の住民はこれを庭石や道路の敷石として使用している。

斑晶：斜長石・普通輝石・紫蘇輝石および橄欖石からなる。斜長石は比較的大きく、曹灰長石～亜灰長石の性質を示し、しばしば分解して汚濁している。普通輝石は一般に小さな結晶の集合体となっていることが多く、紫蘇輝石は完全な自形を呈し、淡黄色から淡緑色の弱い多色性を示す。橄欖石は場所によってその含まれる量を異にし、一般に自形を呈するが、まれに柱状のものが観察され、その周縁部はほとんど常にイディングサイト化している。

石基：一般に塊間組織を示し、細小な短冊状の斜長石・普通輝石・ガラスおよび粒状の鉄鉱からなる。

**安山岩質熔岩** 本岩は主として毘砂別南方の 465.6m 高地を中心として発達するもので、玄武岩質安山岩との関係は露出不良で確認することはできなかったが、その分布状態からその上位にあるものと思われる。本岩は暗灰色で、玄武岩質安山岩に近似した橄欖石含有両輝石安山岩であり、玄武岩質安山岩と異なり、斑状組織を示し、よりガラス質である。しかし、幌海岸に発達する玄武岩における斑晶の側方変化などにおける観点から考えると、あるいは同一のものであるかも知れない。

斑晶：斜長石・紫蘇輝石・普通輝石および橄欖石からなる。斜長石は中性長石～曹灰長石の性質を示す。紫蘇輝石は柱状のものが多く、淡黄色を示すが、多色性に乏しい。普通輝石は一般に少量である。橄欖石は半自形を呈し、その周縁部は普通イディングサイト化されている。また、橄欖石の量は薄片によって異なり、普通輝石より多い場合がある。このほか、斜長石・輝石および鉄鉱からなる集合体（聚斑状）がまれにみられる。

石基：ガラス基流晶質～毛氈状組織を示す。短冊状の斜長石・普通輝石・紫蘇輝石

ガラスおよび鉄鉱からなっている。これらは多少の炭酸塩化作用を蒙っている。

### Ⅱ. 3. 6 岩 脈

この岩脈類は茂生層堆積前で、毘砂別熔岩・集塊岩層の噴出時と相前後して貫入したと考えられるもので、安山岩質および粗粒玄武岩質のものがある。

**石英安山岩** 本岩は黄金沢中流および群別川上流に露出し、前者は逆川層の比較的上部の互層部を貫ぬき、後者は毘砂別熔岩・集塊岩層中に貫入している。いずれも周囲の地層は変質し、黄金沢では逆川層の砂岩・泥岩が珪化して、黒色、堅硬となり、群別川上流では毘砂別熔岩・集塊岩層が、その接触部で珪化および粘土化されて灰白色となっている。また、その岩脈の延長方向に沿って幅 1～2cm の方解石脈が発達している。

黄金沢の岩脈は逆川層中の断層に沿って貫入し、群別川の岩脈もその延長方向に露出するので、これら 2 つの岩脈は一連の構造線に沿って貫入したものと考えられる<sup>註 5)</sup>。また、これらの岩脈は岩質上前述の北東部地域の毘砂別熔岩・集塊岩層の一部の安山岩に酷似していることから、毘砂別熔岩・集塊岩層とほぼ同一時期に貫入したと思われる。

本岩は灰緑色～暗灰緑色を呈し、堅硬で板状節理がよく発達し、肉限で斜長石・石英・角閃石の斑晶を認めることができる。

斑晶：斜長石・石英・黒雲母・角閃石からなる。この斑晶の組合せは場所によって異なっている。群別川のもの是一般に黒雲母・石英が多く、またまれに細粒柵石を含むことがある。一方黄金沢のものは逆に角閃石が多いようである。斜長石は曹灰長石～中性長石の性質を示す。石英は融蝕を受け円味を帯びている。黒雲母は小さく多少汚染している。角閃石は緑色で、淡緑から緑色に変わる弱い多色性がある。

石基：微珪長質で、大部分が微細な粒状の石英・長石類からなり、少量の角閃石・緑泥石・鉄鉱を含む。本岩は全般的に緑泥石化および炭酸塩化していることが多く、特に群別川のものは変質が著しい。

**角閃石両輝石安山岩** 本岩は送毛沢入口の海岸にみいだされるもので、毘砂別熔岩・集塊岩層中の角閃石安山岩質熔岩・集塊岩を貫ぬいている。本岩は帯緑暗灰色の緻密、堅硬な岩石で、緑泥石化されている。

註 5) この断層についてはその延長を確認することができなかったので地質図上には表現しなかった。

斑晶：斜長石・角閃石・紫蘇輝石・普通輝石および鉄鈹からなる。斜長石は中性長石の性質を示し、分解して汚濁している。輝石類はきわめて少量で、その大部分は緑泥石化されている。角閃石は一般に褐色で自形を呈し、その周縁部にオパサイト縁をつくっている。

石基：比較的新鮮なものではガラス基流晶質のようであるが、多くは緑泥石化および炭酸塩化しているために明らかでない。短冊状の斜長石・普通輝石・紫蘇輝石・鉄鈹およびガラスからなる。

**石英含有両輝石角閃石安山岩** 本岩は愛冠岬および送毛山道の峠に露出するもので、いずれも毘砂別熔岩・集塊岩層を貫ぬいている。

肉眼的に灰色～淡灰色の岩石で、柱状節理が比較的よく発達している。特に愛冠岬のものは、海岸線から塔状にそり立って美観を呈している。なお、愛冠岬のものは同質の捕獲岩を多く有している。

斑晶：斜長石・角閃石・紫蘇輝石・普通輝石および石英からなる。斜長石は中性長石～曹灰長石の性質を示す。角閃石は自形を呈し、比較的大きい。普通輝石は一般に少量である。石英もまた少なく、円味を帯びているがまれに長方形のものが観察される。

石基：ガラス基流晶質を示し、短冊状の斜長石・普通輝石・ガラスおよび磁鉄鈹からなる。

**石英角閃石両輝石安山岩** 本岩は逆川中流とポロナイ沢間の稜線に露出するもので、逆川層の砂岩泥岩互層部を貫ぬいている。

本岩は灰色～暗灰色で、風化すると灰色～淡灰色のきわめて粗鬆な岩石となる。

斑晶：斜長石・紫蘇輝石・普通輝石・角閃石および石英からなる。斜長石は中性長石の性質を示し、一般に分解して汚染されている。輝石類の多くは緑泥石化されている。角閃石は緑色で双晶しているものが多く、その周縁部はオパサイト化している。石英は大きく、融蝕され円味を帯びており、場所により比較的多く含まれていることがある。

石基：一般にガラス基流晶質で、斜長石・普通輝石・磁鉄鈹およびガラスからなる。全般的に緑泥石化および炭酸塩化している。

本岩および角閃石両輝石安山岩・石英含有両輝石角閃石安山岩岩脈は、野外においても鏡下においても多少の差異はあるが、毘砂別熔岩・集塊岩層中の角閃石安山岩質熔岩の性質に近似しており、構成鉱物もほぼ同一である点、およびこれらの岩脈の産状から、本岩は角閃石安山岩質熔岩および同質集塊岩噴出末期、あるいは次期の輝石

安山岩質熔岩噴出初期の貫入になるものとする。

**粗粒玄武岩** 本岩は実田の南方 512.1m の高地に露出するもので、岩栓状をなして左股層の輝石安山岩質熔岩・集塊岩を貫ぬいている。外観は黒色の緻密、堅硬な岩石で、個々の組成鉱物は肉眼的に区別できないが、風化すると粒状になり斜長石の斑晶が識別できる。

斑晶：斜長石・橄欖石からなるが、斑晶は一般に少ない。このほかごくまれに輝石類を含む。斜長石は曹灰長石の性質を示し、2mm 程度のものがある。橄欖石は自形を呈するが、ほとんど緑泥石化されている。

石基：明らかな間粒構造を示し、斜長石および鉄鉱・輝石類からなる。

### II. 3. 7 茂 生 層

本層は群別川流域・茂生附近および孵化場の沢上流等に広く分布し、孵化場の沢上流附近を標式地とする。孵化場の沢上流および於札内沢上流では、於札内層の“硬質頁岩”が漸次砂質となり、茂生層の砂岩に移化するのが観察され、また、岡島海岸および群別川上流において、本層の熔岩・集塊岩層と整合漸移する。地質図上では、本層と於札内層との境界は一部両者の不整合関係を示すようであるが、それは本層と於札内層との間に局所的な水平的岩相変化があるためと考えられる。

本層の堆積時には、火成活動の中心が浜益川北部に移動し、局所的に熔岩・集塊岩を噴出したが、一般的には凝灰質な砂質物の堆積が行われた。

本層は凝灰質砂岩・凝灰質泥岩を主とし、凝灰岩・集塊岩・熔岩を伴っている。大体下部に砂質相が発達し、上部になるにしたがって泥質相となる傾向がある。砂岩は暗灰色～暗緑灰色、中粒～細粒、凝灰質で塊状を呈し、一般に白色の浮石質の小粒を含み、ところによってはこれが非常に多くなって灰白色の浮石質砂岩となる。泥岩は暗灰色凝灰質～珪藻土質で、塊状を呈し、浮石の小粒を散点的に含み、風化すると表面が灰白色～淡黄褐色を呈する特徴がある。また、砂岩・泥岩中には安山岩の礫をしばしば散含し、ところによっては集塊岩に移化している部分がある。その集塊岩は岡島海岸・毘砂別北部地域・群別川二股沢附近および群別川中流附近によく発達し、地質図上に図示してある。

**岡島海岸に発達する集塊岩**は、凝灰岩および両輝石安山岩質熔岩を伴っている。

この集塊岩の角礫は主として両輝石安山岩および紫蘇輝石角閃石安山岩の2種類からなる。前者は分布地域全域にみられるが、後者は岡島海岸の一部にのみみられる。

両輝石安山岩の礫は集塊岩中に介在する熔岩と同じ岩質を示す。本岩は灰黒色、緻密、堅硬であるが、一部多孔質で粗鬆なものもある。新鮮なものは肉眼で斑晶を認めることが困難である。

斑晶：斜長石・紫蘇輝石・普通輝石からなる。斜長石は中性長石～曹灰長石の性質を示し、左股層中の両輝石安山岩中のものより新鮮である。紫蘇輝石は普通輝石に較べて多く、かつ新鮮である。

石基：ガラス基流晶質で、ガラスが多く、斜長石と少量の輝石および磁鉄鉱からなる。また、石基中で部分的に珪化しており、細粒の石英が脈状～プール状に形成されているところがある。有色鉱物の一部は僅かに緑泥石化している。

紫蘇輝石角閃石安山岩の礫は、灰色～暗灰色で、肉眼で識別しうる角閃石の、長径1～2cmにも達する長柱状の自形結晶を多く含み、粗鬆であって、風化するとこの角閃石の斑晶がよく目立つ。

斑晶：斜長石・角閃石と少量の紫蘇輝石からなる。斜長石は曹灰長石の性質を示す。角閃石は多色性が強く、淡黄緑色～褐色に変わる。また、周縁部はオパサイト化している。まれに石英を含むこともある。

石基：ガラス質で、柱状の斜長石・ガラス・粒状の輝石および鉄鉱からなる。またしばしば変質した角閃石の捕獲結晶を含むことがある。

**群別川二股沢入口附近に発達する熔岩・集塊岩**は、一見すると左股層中の集塊岩に似ており、熔岩は灰黒色、堅硬で、ガラス質の両輝石安山岩である。

斑晶：斜長石・紫蘇輝石・普通輝石からなる。斜長石は曹灰長石の性質を示し、輝石に較べてはるかに多い。輝石は一部緑泥石化している。また、しばしば斜長石・紫蘇輝石が集まって聚斑晶構造を示すことがある。

石基：ガラス基流晶質～ガラス質で、特徴的な短冊状の斜長石・ガラス・磁鉄鉱と、少量の輝石とからなる。

**群別川中流附近から兼平沢上流の分水嶺附近に発達する集塊岩**は、その下部に熔岩を伴う。集塊岩を構成する安山岩は、10～15cmの角礫を主とし、灰緑色～暗灰色の石英含有両輝石安山岩である。肉眼で斜長石・石英および有色鉱物の斑晶を認めることができる。

斑晶：斜長石・紫蘇輝石・普通輝石・石英からなる。斜長石は他の斑晶に較べてはるかに多く、中性～曹灰長石の性質を示す。輝石類は一般に新鮮で小さく、径約1mm

であるが、なかには比較的大きな径約 3mm の斑晶もみられる。

石基：ガラス基流晶質で、短冊状の比較的大きな斜長石・粒状の輝石・磁鉄鉱およびガラスからなる。部分的に填間構造を示す部分もある。また、角閃石の変質した捕獲結晶をしばしば含むことがある。

本層中に介在する凝灰岩は、茂生市街地附近によく発達し、灰色～淡黄灰色で浮石質の礫を多く含み軟弱である。また、処によっては安山岩の小礫を含むことがある。この凝灰岩中にはしばしば海棲化石 (*Chlamys*) を産するが、保存が悪く鑑定に堪えない。

本層は一般に火山性の堆積岩類からなるため化石に乏しく、その時代を決定するのは困難であるが、下位層との累置関係および砂岩・泥岩の岩質等から、留萌地方の留萌層<sup>7)</sup> および厚田地方の当別層<sup>8)</sup> に対比される。したがって、その地質時代は鮮新世初期である。

### II. 3. 8 幌集塊岩層

本層は函館地域北西部の幌川流域および群別川下流附近に分布し、主として安山岩質集塊岩からなり、火山円礫岩・安山岩質熔岩および凝灰岩を伴っている。下位の茂生層との関係は、茂生から群別間の海岸および群別川二股沢において、茂生層の砂岩中に漸次安山岩岩礫を含み、次第に角礫が多くなり、本集塊岩層に整合的に移行するのが観察される。なお、両層の一部は同時異相関係にあり、本層の基底は必ずしも同一層準を示すものではない。

**安山岩質集塊岩** 灰色～淡紅灰色を呈し、角礫は主として直径 15cm 内外で、密集型でないのを常とするが、床丹以北の海岸では密集型である。この集塊岩を構成する安山岩岩礫は、黒雲母含有角閃石安山岩と両輝石安山岩との 2 種があり、両者ともに分布地域全域に含まれるが、前者がこの集塊岩の角礫の大部分を占めている。

**黒雲母含有角閃石安山岩** 灰色～淡紅灰色の粗鬆な岩石で、肉眼で角閃石の自形結晶を認めることができる。一見すると毘砂別南方の海岸にみられる毘砂別熔岩・集塊岩層の角閃石安山岩に似ている。

斑晶：斜長石・角閃石・普通輝石・紫蘇輝石・黒雲母・磁鉄鉱からなり、斜長石・角閃石を除く他の斑晶はきわめてその量が少ない。斜長石は曹灰長石の性質を示す。角閃石は黄緑～黄褐色に変わる多色性を示す。また、その周縁部がオパサイト化して

いるものがある。そのほかまれに石英・橄欖石を含むことがある。

石基：ガラス質～ガラス基流晶質で、少量の斜長石・輝石・磁鉄鉱からなる。有色鉱物で一部緑泥石化しているものがある。

**両輝石安山岩** 黒雲母含有角閃石安山岩が角礫であるのに反し亞角礫状を呈する。本岩は黒色～暗灰色の緻密、堅硬な岩石で、肉眼で斑晶を認めることが困難である。

斑晶：斜長石・紫蘇輝石・普通輝石からなり、まれに橄欖石を含むことがある。斜長石は中性長石～曹灰長石の性質を示す。紫蘇輝石は無色～淡黄褐色に変わる多色性があり、普通輝石は短柱状でしばしば自形を呈する。

石基：ガラス質～ガラス基流晶質で、ガラス・斜長石・輝石および磁鉄鉱からなる。本岩は茂生層の両輝石安山岩に似ている。

**火山円礫岩** 茂生一幌間の海岸にみられ、厚さ 15～20m で、球状の安山岩質岩塊の間を軟弱な砂あるいは砂質泥が填め、一見段丘堆積層のような外観を呈する。円礫は径 50cm から 1m に達する黒色～灰黒色を呈する緻密、堅硬な両輝石安山岩からなる。

**熔岩** 本集塊岩層中の比較的上部に発達し、床丹および小川中流附近で、上位の橄欖石玄武岩熔岩の基底から 10～15m 下位の集塊岩中にみられる。この熔岩は灰色～暗灰色の橄欖石含有両輝石安山岩で、斜長石の 5mm 内外の斑晶が多く、15～20m の厚さを有し、板状節理がよく発達している。

斑晶：斜長石・普通輝石・紫蘇輝石および橄欖石からなる。橄欖石はその周縁部がイディングサイトおよび緑泥石化している。また、しばしば輝石類が集まって聚斑晶構造を示している。

石基：毛氈状構造あるいはガラス基流晶質で、針状の斜長石・少量の輝石・ガラスおよび鉄鉱からなる。有色鉱物で緑泥石化および炭酸塩化している部分がある。

そのほか、幌・天狗沢入口附近および天狗沢上流附近に分布する熔岩および集塊岩は、角閃石含有両輝石安山岩で、灰色～暗灰色を呈し、斜長石の斑晶を多く含む。

斑晶：斜長石・普通輝石・紫蘇輝石および角閃石からなる。角閃石は少なく、そのほとんどはオパサイト化している。

石基：ガラス基流晶質で、斜長石・ガラス・少量の輝石および鉄鉱からなる。

**凝灰質砂岩および凝灰岩** いずれも局部的に介在し、図示することが困難である。

### II. 3. 9 玄武岩熔岩

本熔岩は幌以北の地域および幌川滝の沢下流と、群別川中流以北地域（以後幌川滝の沢地域と呼ぶ）の2地域に分布する。

幌以北地域では、NE-SWへ緩やかに傾斜する熔岩台地を形成し、下位の幌集塊岩層を覆っている。一方幌川滝の沢地域のものは、川筋に沿って狭く露出し、幌集塊岩層を覆っている。これらはいずれも不整合関係であって、幌一床丹間の海岸でよく観察される。また、上位地層との関係は明らかでないが、幌川滝の沢地域においては、本熔岩が浜益北部火山噴出物によって覆われているように観察される。幌以北地域と幌川滝の沢地域との関係は直接観察することはできないが、下位層との関係からみて、おそらく同一時期の噴出によるものであろう。

この2者の熔岩を肉眼で観察すると、幌以北地域のものは灰色で橄欖石および斜長石の斑晶が認められ、板状節理が良く発達し、厚さ3～5cmの薄板状に剥げる性質がある。一方幌川滝の沢地域に分布するものは、黒色～灰黒色、緻密、堅硬で、肉眼では斑晶がほとんど認められない。しかし鏡下では両者ともに同じ性質を示している。

斑晶：橄欖石・斜長石・輝石からなる。橄欖石はほとんどその周縁部がイディンググサイト化している。また、幌川滝の沢地域のものには橄欖石を含まないものもある。

石基：一般に填間構造を示すが、一部流状構造のみられるところもある。短冊状の基性長石およびその間隙を埋める粒状の輝石・ガラス・少量の磁鉄鉱からなる。また、まれに石英の捕獲結晶を含むことがある。

本熔岩の噴出時期は後幌期であって、樺戸地方および留萌地方に分布する玄武岩質岩脈と同一活動期のものと考えられ、鮮新世末期であろう<sup>5)6)</sup>。

### II. 3. 10 岩脈

この岩脈類は、於札内層・毘砂別熔岩集塊岩層・茂生層および幌集塊岩層を貫ぬくもので、その進入時期は幌集塊岩層後、玄武岩熔岩前あるいは一部玄武岩熔岩噴出時と思われる。これらの岩脈には安山岩質および玄武岩質のものがある。

**両輝石安山岩** 本岩は黄金山・円山および天狗山を形成する。

黄金山では著しい岩栓状をなし、柱状節理が発達し、逆川層および於札内層を貫ぬ

き、円山ではドーム状をなして茂生層を貫ぬいている。黄金山・円山の岩石はいずれも暗灰色～灰黒色を示し、肉眼で斑晶の明らかな岩石である。

斑晶：斜長石・普通輝石・紫蘇輝石からなり、斑晶が多い。斜長石は輝石類に較べて大きく、中性長石～曹灰長石の性質を示す。普通輝石・紫蘇輝石はほぼ等量で、ともに新鮮であるが、一部緑泥石化している。また、局部的に斜長石・輝石類が集まり完晶質の粒状構造を示す部分がある。

石基：黄金山のもは填間構造で玄武岩質であるが、円山のもはガラス基流晶質～填間構造である。いずれも柱状の斜長石・粒状の輝石・ガラスおよび少量の鉄鉱からなる。

毘砂別川上流の俗称“天狗山”山頂に露出する本岩は、毘砂別熔岩・集塊岩層の角閃石安山岩質熔岩を貫ぬいている。新鮮なものは暗灰色～黒色、緻密、堅硬であるが、風化すると帯褐灰色を呈し、黄金山の安山岩に較べて斑晶が小さく新鮮である。また、石基は典型的な毛氈状組織を示し、斜長石の微晶と少量の輝石類・ガラスおよび磁鉄鉱からなる。

**石英含有両輝石安山岩** 本岩は孵化場の沢中流附近にみられ、ドーム状をなし、於札内層および茂生層を貫ぬいている。於札内層との接触部では、泥岩が珪化して褐色となっており、孵化場の沢堰堤附近で本岩は部分的に集塊岩状を呈している。また、この附近の於札内層は本岩の貫入によってドーム状の構造をつくっている。

本岩は暗灰色、緻密、堅硬であるが、風化して灰色～灰白色を呈し、肉眼的に輝石類の斑晶が明らかに認められる。孵化場の沢堰堤附近では珪化し、また黄鉄鉱が鉱染している。

斑晶：斜長石・紫蘇輝石・普通輝石およびごく少量の石英からなる。斜長石は曹灰長石の性質を示し、輝石類に較べてはるかに多い。両輝石はほぼ等量で新鮮である。

石基：ガラス質で微細な斜長石・輝石・鉄鉱からなる。ところによって微珪長質に近い構造を示す。珪化している部分はほとんどこの微珪長質の岩石で、鉄鉱の微粒が多い。

**橄欖石玄武岩** 本岩は幌川天狗沢附近および幌川下流の左岸にみられ、いずれも幌集塊岩層を貫ぬいている。前述の玄武岩熔岩との関係は直接観察することはできないが、本岩脈の進入はおそらくそれと同一時期のものと考えられる<sup>註6)</sup>。

註6) 文献2)によれば床丹北方タンバケ岬(雄冬図幅地域)附近において、玄武岩熔岩を貫ぬく同質岩脈があるとのことである。

本岩はいずれも暗灰色～灰黒色，緻密，堅硬で，まれに斜長石・橄欖石の斑晶が肉眼で認められる。

斑晶：橄欖石・斜長石・輝石からなる。橄欖石は他斑晶に較べてはるかに多く，また，そのほとんどは周縁部がイディングサイト化および緑泥石化している。斜長石は曹灰長石の性質を示す。

石基：填間構造を示し，柱状の基性斜長石とその間隙を埋める粒状の輝石・ガラスおよび少量の磁鉄鉱からなる。玄武岩熔岩とは岩質的に大差がない。

## Ⅱ．４ 第四系

本図幅地域に分布する第四系は，“暑寒別火山”の一部を構成する浜益北部火山噴出物，各河川沿岸に発達する段丘堆積層および沖積層からなる。

### Ⅱ．４．１ 更新統

#### 浜益北部火山噴出物

この火山噴出物は図幅地域北東部に広く分布し，域外の北東方にある群別山(1,376.3m)・浜益岳(1,257.7m)・暑寒別岳(1,491.4m)等を形成する“暑寒別火山”の一部である。この地形の開析度は幼年期末の段階にあつて，この火山活動の時期は更新世と考えられている。この分布地域ではNE-SWへ傾斜する緩やかな熔岩台地を形成し，熔岩の末端では急峻となり，処々に熔岩崖がみられる。

この火山噴出物は熔岩・集塊岩の繰返しからなるもので，数回に及ぶ活動がうかがわれる。これらの熔岩および集塊岩の岩質は一様でなく，種々の岩質のものからなっているが，それらを追跡して分布範囲を確認することが困難なので，こゝでは一括して浜益北部火山噴出物とした。

下位の橄欖石玄武岩熔岩との関係は，幌川滝の沢中流においてみられ，本噴出物が明らかにそれを覆っている<sup>註7)</sup>。本火山噴出物を構成する岩石には次のようなものがある。

註7) 文献2)によれば雄冬附近(雄冬図幅地域)においても，本火山噴出物が橄欖石玄武岩熔岩を覆っているという。

- 1) 両輝石安山岩質熔岩および集塊岩
- 2) 角閃石含有両輝石安山岩質熔岩および集塊岩
- 3) 橄欖石含有両輝石安山岩質熔岩

**両輝石安山岩質熔岩および集塊岩**は、この火山噴出物の初期の噴出になるものと考えられ、黄金沢上流から群別川上流にかけて分布する。本岩は暗灰色～灰黒色、緻密、堅硬で、径1～1.5mmの斜長石の斑晶が散点的に認められる。また、熔岩の部分では柱状節理がよく発達している。

斑晶：斜長石・紫蘇輝石・普通輝石からなる。有色鉱物が多く、特に紫蘇輝石が多い。また、斜長石・普通輝石・紫蘇輝石・磁鉄鉱が集まって聚斑晶構造を示している部分があり、この部分に限って炭酸塩鉱物が填間している。

石基：ガラス基流晶質で、柱状の斜長石・粒状の輝石と少量のガラスおよび磁鉄鉱からなる。また、ところによって石基中の斜長石が大きく、斑晶よりはやゝ小さい結晶となっている場合がある。また填間構造を示す玄武岩質岩石の捕獲岩の小片を含んでいることがある。

**角閃石含有両輝石安山岩**は、幌川滝の沢中流附近にみられるもので、おそらく前記両輝石安山岩の上位にあるものと考えられる。本岩は暗灰色で、肉眼で径3～4mmの斜長石および径1mm前後の輝石の斑晶が認められる。

斑晶：斜長石・普通輝石・紫蘇輝石および角閃石からなる。斜長石は曹長石の性質を示す。輝石類は一般に斜長石よりも小さい。角閃石はきわめて少量含まれ、他形を呈し、そのほとんどは周縁部がオパサイト化している。

石基：ガラス基流晶質で、短柱状の斜長石・鉄鉱・ガラスおよび粒状の輝石からなる。鉄鉱は比較的多く、なかには斑晶程度のものもみいだされる。

**橄欖石含有両輝石安山岩**は、幌川滝の沢と群別川との分水嶺をなす三角点(943.6 m)附近の熔岩台地を形成するもので、浜益北部火山噴出物のなかでは比較的末期の噴出物である。本岩は灰色～暗灰色で、外観は前記の角閃石含有両輝石安山岩に似ている。

斑晶：斜長石・普通輝石・紫蘇輝石・橄欖石および磁鉄鉱からなる。橄欖石は周縁部がイデイングサイトおよび緑泥石に変わっている。

石基：ガラス基流晶質～毛氈状構造を呈する。斜長石・ガラスを主とし、少量の輝石および鉄鉱からなる。

### 河岸段丘堆積層

本層は幌川・群別川・浜益川・毘砂別川および送毛沢の各河川沿岸に発達し、主として砂礫からなる。前2者にみられるものはかなり広い分布を示すが、そのほかは規模が小さい。本層の構成物はそれぞれの河川流域の地質に応じたものである。したがって、浜益川を除く地域では、ほとんど火山岩類のよく水磨された円礫からなっている。幌川流域では橄欖石玄武岩の熔岩が発達しているため、その周辺部の本層中には玄武岩の角礫が多い。浜益川流域では、本層は支流の黄金沢・御料地・実田附近にみられ、御料地附近のものは安山岩・粘板岩・千枚岩および第三系の砂岩・泥岩などの、礫および砂からなる。この堆積層は、その開析度からみて、他の段丘堆積層よりも古いようであるが、それらの直接の関係は不明である。

## II. 4. 2 現世統

### 沖積層

本層は各河川の氾濫原堆積物・泥炭・砂丘砂および崖錐堆積層からなる。

氾濫原堆積物は主として砂・礫からなり沖積原を形成する。特に浜益川流域に広く分布する。泥炭は柏木附近国道南西部の水田地帯に発達する。この地域は浜益川河口附近の古河の状態からみて、かつて浜益川が蛇行して流れた流路であって、その後流路が北方へ移動したため湿地帯となり、生成されたものと考えられる。

砂丘は川下近平地の前面に4列みられ、いずれも高さ3～5m、延長約1.5kmで、現在の海岸線に平行している。しかし、その両端においては4列の砂丘が接近して合一している。このことから浜益川河口附近の旧海岸線は、現在よりもかなり陸地へ向かって彎入していたことがうかがわれる。

## III. 應用地質

本図幅地域の地質は前述したように、そのほとんどが火山活動に由来した噴出岩類からなるため、それに伴う鉍化作用を受けているところが随所にみられる。例えば、左股沢上流の左股層の両輝石安山岩熔岩、毘砂別川中流および送毛沢下流の毘砂別熔岩・集塊岩層および群別川上流の毘砂別熔岩・集塊岩層等にみられるものである

が、いずれも規模がきわめて小さく、稼行価値のあるものはない。かつて群別川・毘砂別川・送毛沢および濃昼川地域には金・銀・銅の試掘鉱区があり、群別川地域には黄金鉱山と呼ばれた試掘鉱山があったが、まもなく閉山している。また、送毛沢・濃昼川上流地域にも試掘した跡がある。現在ではそれらの鉱区もその全部が廃棄されている。

毘砂別北方約 1.5km の海岸に海浜型の砂鉄が分布するが、鉱量が少なく経済約価値は少ない。

その原砂の分析結果は次の通りである。

Fe %	TiO <sub>2</sub> %	S %	SiO <sub>2</sub> %
49.7	11.36	0.05	12.6

(分析：北海道支所技術課)

## 文 献

- 1) 小林儀一郎：石狩国浜益郡浜益川流域及浜益郡茂生厚田郡安瀬間地質調査報告，鉱物調査報告，No. 11，1912
- 2) 三谷勝利・成田英吉：浜益郡浜益村附近の地質，北大理地修論（手記），1952
- 3) 長尾巧・佐々保雄：北海道西南部の新生代層と最近の地史，地質学雑誌，Vol. 40, 41, No. 483, 488, 1933, 1934
- 4) 橋本 互：樺戸山地周縁部の地質—1, II, 北海道地質要報，No. 13, 14, 1950
- 5) 舟橋三男：雨竜空知地方の玄武岩，新生代の研究，No. 5, 1950
- 6) 舟橋三男：玄武岩の問題，地球化学，No. 10, 1953
- 7) 対馬坤六・山口昇一：5 万分の 1 地質図幅「留崩」，同説明書，地質調査所，1954
- 8) 対馬坤六・垣見俊弘・植村武：5 万分の 1 地質図幅「厚田」，同説明書，地質調査所，1956

EXPLANATORY TEXT  
OF THE  
GEOLOGICAL MAP OF JAPAN

Scale 1 : 50, 000

---

**HAMAMASU**

Asahikawa, No. 50

By

MITSUO HATA & SHOICHI YAMAGUCHI

(Written in 1955)

---

(Abstract)

The quadrangle of the Hamamasu sheet-map is situated in the western central part of Hokkaidō and faces the coast of the Sea of Japan.

The map area may be divided topographically into the northern, southern and central parts. In the northern part of this area, a lava plateau constituted by effusive rocks of early Quaternary develops, and gently dips from northeast to southwest. On the other hand, the southern part covered by effusive rocks of late Miocene shows a steeply dissected mountaineous land. The central part covered by sedimentary rock of late Miocene forms a low hilly topography.

Table 1

		Formation	Rock facies	Fossil & Dike	Crustal movement	Correlation of strata (Geological sheet map of Atsuta)			
Quaternary	Recent	Alluvial deposits	sand, gravel, clay, peat, sand dune		Upheaval				
		Talus deposits	sand, gravel						
	Pleistocene	River terrace deposits	sand, gravel, clay						
		Hamamasu-hokubu volcanics	Andesitic lava & agglomerate						
Neogene	Pliocene	Basalt lava	Olivine basalt	Olivine basalt Augite-hypersthene andesite Quartz-bearing augite-hypersthene andesite	Folding				
		Poro agglomerate	Andesitic agglomerate (with andesitic lava, volcanic conglomerate, tuffaceous sandstone & tuff)						
		Moi formation	Tuffaceous sandstone, mudstone (with tuff, andesitic lava & agglomerate)	Dolerite Quartz-hornblende-augite-hypersthene andesite Quartz-bearing augite-					
	Miocene	Hamamasu group	Osatsunai formation	Andesitic lava & agglomerate	"Hard shale" (Intercalates tuffaceous fine sandstone)	Mineralization	Mōrai f.		
								Bishabetsu lava & agglomerate	Pyroxene andesitic lava & agglomerate
			Sakasa-gawa formation	Hidarimata formation	Alteration of mudstone & sandstone				
								Medium-fine grained sandstone	(Intercalates augite-hypersthene andesitic lava & agglomerate)
		Marine fossils Foraminifera	Foraminifera	Folding & Faulting					
					Atsuta f.	Hidarimata I.	Bishabetsu lava & agglomerate	Yasouke agglomerate	
		Hattari f.							
Pre-Tertiary	Kumaneshiri formation		Slate, hard sandstone, phyllite						

## GEOLOGY

The rocks exposed in the mapped area consist of pre-Tertiary sediment, volcanic and sedimentary rocks ranging from late Tertiary to early Quaternary, by which the river terrace deposits and alluvial deposits are formed. The stratigraphic succession in this area is given in table 1.

The geologic structure of the pre-Tertiary sediments is very complicated. The Tertiary formation shows generally a monoclinical structure in N-S~N20°E direction and dips to W~NW. But it shows folded structures such as an anticline of N-S trend near the River Kogane-zawa, a gentle syncline of N-S trend near Okurike and Bishabetsu, and a dome at the upper reach of the River Sakasa-gawa.

### **Pre-Tertiary**

**Kumaneshiri formation** This formation is a part of the so-called "Kabato Paleozoic formation", and forms the foundation of this area, consisting of black slate, sandstone and phyllite. It has yielded no fossils, and so the age is unknown.

### **Neogene (Hamamasu group)**

**Sakasa-gawa formation** The Sakasa-gawa formation, which is the lowermost of the Tertiary, widely develops in the southern part of this area, covering the Kumaneshiri formation unconformably. The lower part of the formation is represented by conglomerate which contains subangular pebbles of slate, sandstone and phyllite derived from the Kumaneshiri formation. The middle part, which is exposed in the area flowed by the River Sakasa-gawa consists of greenish gray tuffaceous sandstone intercalating andesitic lava and agglomerate. The upper part occurred near the River Kogane-zawa is composed of the alternation of mudstone and fine-grained sandstone, partially accompanied with

volcanic rocks. The foraminiferal fauna has been collected from the mudstone of the upper part of this strata (see Japanese text page 8).

This formation seems to be corresponding to the Hattari and Atsuta formation in the area of southern adjacent "Atsuta" sheet-map, and the formation may be late Miocene in age, assuming from the foraminiferal fauna.

**Hidarimata formation** The Hidarimata formation is characterized by the abundance of volcanic rocks, and stratigraphically equivalent to the middle and upper parts of the Sakasa-gawa formation. It is composed mostly of andesitic lava and agglomerate, intercalating a few amount of dark gray mudstone. Andesite comprises augite-bearing hornblende andesite and augite-hypersthene andesite.

**Osatsunai formation** The Osatsunai formation conformably covers the Sakasa-gawa and Hidarimata formations. It is composed of dark gray hard shale intercalating thin layers of the tuffaceous sandstone, and contains marly nodules. From this formation, fossils of marine fauna were collected (see Japanese text page 12).

This formation is late Miocene in age, and is correlated to the Wakkanai formation developed in the northern Hokkaidō, or to the beds ranging from the upper part of the Atsuta formation to the Mōrai formation occurred in the Atsuta district.

#### **Bishabetsu lava and agglomerate**

The volcanic activity of the Hidarimata formation continued during the deposition of the Osatsunai formation in the southwest and northeastern parts of this area. This volcanic facies that is contemporaneous with the Osatsunai formation is named as the Bishabetsu lava and agglomerate.

The Bishabetsu lava and agglomerate conformably overlies Hidarimata and Sakasa-gawa formations. This formation is com-

posed of andesitic lava, agglomerate and basaltic lava, intercalated with tuffaceous sandstone and mudstone. Andesite includes the following types as quartz-bearing hornblende andesite, augite-hypersthene andesite and biotite-bearing quartz-hornblende andesite. At the upper reach of the river Kumbetsu-gawa, a part of the formation is slightly mineralized.

**Moi formation** The Moi formation covers conformably the Osatsunai formation and the Bishabetsu lava and agglomerate.

This formation consists of massive tuffaceous sandstone and mudstone, intercalating andesitic lava, agglomerate and tuff. The fossils are rarely found in this formation, so that it is difficult to determine the geologic age. But, on the basis of the rock facies and stratigraphic relation, this formation is corresponding to the Embetsu formation in the northern Hokkaidō and the Tōbetsu formation in the Atsuta district, south of this area, both being known as early Pliocene in age.

#### **Poro agglomerate**

The Poro agglomerate is conformable to the underlying Moi formation. It consists mostly of agglomerate which has chiefly subangular pebbles of biotite-bearing hornblende andesite, intercalating andesitic lava, tuffaceous sandstone and tuff.

#### **Basalt lava**

The basalt lava covers unconformably the Poro agglomerate. This lava is compact, and gray in colour. The age of eruption of this lava is probably late Pliocene.

#### **Dike**

The dikes of andesitic and basaltic rocks occur at many places in this area. Although the ages of the intrusion of these dikes are not precisely identified, the dikes may be vaguely classified into three categories, that is, post-Hidarimata or pre-Bishabetsu,

post-Bishabetsu or pre-Moi, and post-Poro.

### **Quaternary**

The Quaternary system in this area is composed of the Hamamasu-hokubu volcanics, the river terrace deposits and Alluvial deposits.

### **Hamamasu-hokubu volcanics**

The Hamamasu-hokubu volcanics are composed of andesitic lava and agglomerate, which constitute the part of the Shokambetsu volcano.

### **River terrace deposits**

The river terrace deposits are composed of gravel, sand and clay. The gravels occurring along the Poro-gawa and Kumbetsugawa, consists of andesite, and those along the Hamamasu-gawa are of andesite, slate, phyllite, sandstone and mudstone.

### **Alluvial deposits**

The alluvial deposits are composed of fluvial deposits, peat and dune sand. The peat beds distribute in the paddy field, south of Kashiwagi, and dune sand develops along the coastal zone between Kawashimo and Bishabetsu.

## **ECONOMIC GEOLOGY**

The volcanic rocks in this area have been slightly mineralized at several places, but mineral deposits are too small to be worked. The iron sand along the sea shore between Kashiwagi and Bishabetsu is also of very small in scale.

---

---

昭和 32 年 2 月 10 日印刷

昭和 32 年 2 月 15 日発行

工業技術院  
地質調査所  
著作権所有

印刷者 向喜久雄

印刷所 一ツ橋印刷株式会社

---

---





---

# EXPLANATORY TEXT OF THE GEOLOGICAL MAP OF JAPAN

SCALE 1 : 50,000

GEOLOGICAL SURVEY OF JAPAN

Katsu Kaneko, Director

---

## HAMAMASU

(Asahikawa-50)

By

MITSUO HATA & SHOICHI YAMAGUCHI

---

GEOLOGICAL SURVEY OF JAPAN

Hisamoto-chō, Kawasaki-shi, Japan

1 9 5 7