

5 万分の 1 地質図幅  
説 明 書

# 春 苧 古 丹

(網走一第 41 号)

北 海 道 開 発 庁

昭 和 38 年 3 月



5 万分の 1 地質図幅  
説 明 書

# 春 苧 古 丹

(網走一第 41 号)

北海道立地下資源調査所

北海道技師 三 谷 勝 利

同 杉 本 良 他

同 国 府 谷 盛 明

同 松 下 勝 秀

北海道開発庁

昭和 38 年 3 月

この調査は、北海道総合開発の一環である、  
地下資源開発のための基本調査として、北海  
道に調査を委託し、道立地下資源調査所にお  
いて、実施したものである。

昭和38年3月

北海道開発庁

## 目 次

はしがき	1
I 位置および交通	1
II 地 形	2
III 地 質	4
III.1 地質概説	4
III.2 地質各説	6
III.2.1 新第三紀層	6
III.2.1.1 忠 類 層	6
III.2.1.2 奥薬別集塊岩層	6
III.2.1.3 越 川 層	9
III.2.1.4 幾 品 層	11
III.2.1.5 中新世と鮮新世の地層境界	12
III.2.1.6 陸 志 別 層	14
III.2.2 新第三紀？（鮮新世？）火山岩類	15
III.2.2.1 崎無異川集塊岩	16
III.2.2.2 オタフケ岩集塊岩	16
III.2.3 脈 岩	16
III.2.3.1 石英安山岩	17
III.2.3.2 粗粒玄武岩	17
III.2.4 第四紀層	17
III.2.4.1 薰 別 層	17
III.2.4.2 1,019.6 m 熔岩	18
III.2.4.3 遠音別岳火山噴出物	19
III.2.4.4 段丘堆積物	22
III.2.4.5 泥流堆積物	23
III.2.4.6 遠音別熔結凝灰岩	23
III.2.4.7 河岸段丘堆積物	24
III.2.4.8 標津浮石堆積物	24
III.2.4.9 崖錐堆積物	24
III.2.4.10 現河床氾濫原堆積物	24
III.3 地質構造	25
IV 地 史	25
V 応用地質	27

V.1 羅白鉍山.....	27
V.2 硫黃鉍床.....	32
V.3 鉍泉.....	32
文 献.....	33
Résumé (in English).....	35

5 万分の 1 地質図幅  
説 明 書 春 莉 古 丹 ( 網 走 一 第 41 号 )

北海道立地下資源調査所

北海道技師 三 谷 勝 利

同 杉 本 良 也

同 国 府 谷 盛 明

同 松 下 勝 秀

は し が き

この図幅説明書は、昭和 35 年と 36 年の両年にわたって実施した野外調査の結果を取りまとめたものである。

野外調査に際しては、地域を分担した。三谷は、春莉古丹川以南の地域、国府谷は、遠音岳をふくむ春莉古丹川以北の地域、松下は、植別川・陸志別川上流地域、杉本は、峰浜図幅の隣接部地域および鉱床を、それぞれ担当した。

なお、北海道大学魚住悟助教授は、三谷とともに現地調査に参加し、新第三系の層序の確立に協力した。厚く謝意を表する次第である。

この地域は、濃霧地帯で晴天の日が少ない。加えて道路網のない山岳地帯であるため、野外調査の結果については、意に満たない点が少ない。

図幅地域は、東部北海道のグリーンタフ地域にふくまれ、新第三紀の地層および火山岩類が広く分布している。また、脊稜部には、千島火山帯にぞくする第四紀の火山岩類も、かなり発達している。したがって、この地域の地下資源としては、賤金属・褐鉄鉱・硫化鉄鉱・硫黄鉱床があげられるが、現在のところ、あとの 2 者の発達がいちじるしい。それらについては、調査報告が公表されている。また、一般地質については、門倉三能・北海道総合開発委員会の調査報告がある。

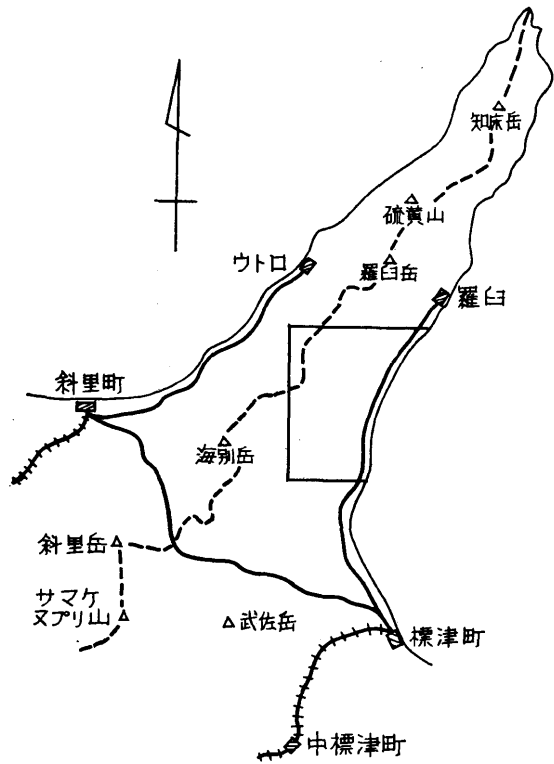
I 位置および交通

この図幅のしめる地域は、北緯 43°50′～44°、東経 145°～145°15′ で、知床半島基部の東部をしめる。行政的には、北西隅は、網走支庁の斜里町、そのほかは、根室支庁の標津町

と羅臼町とに、それぞれ稜線あるいは河川を境としてわかれている。

村落は、海岸線ぞいの沖積原および段丘堆積面上に発達し、主として、漁業と農業に従事している。

この地域は、北海道の3大暗黒地帯の一つにかぞえられるだけあって、海岸線にそう道路が唯一の交通網であるが、四季を通じて、バスが運行している。また、最近、森林資源の造成のため、各河川にそって林道が開さくされつつあるので、将来は交通網にめぐるようになるだろう。



第1図 位置図

## II 地 形

この図幅内の地形を概観すると、基盤岩相と密接な関連をもった、つぎの四つの地形区に区分することができる。

- ① 解析山地区
- ② 火山性山地区
- ③ 平坦段丘地区
- ④ 沖積低地帯

①の地形区は、図幅の3分の2以上の地域をしめている。新第三紀の火山砕屑岩類および堆積岩類がしめす地形であって、基盤の構成岩相の相違が地形上によくあらわれている。すなわち、この地区は、ほかの地区にくらべて解析作用がかなり顕著であり、一般に、



火山砕屑岩類の分布する地域では、地形は急峻であって、河川も、多くの滝をともなったV字谷をつくる場合が多い。植別川が、この代表的なものである。これに対して、堆積岩類の分布する地域では、小沢がいちじるしく発達している割合に、地形はゆるやかで、河川もU字谷を形成している。

㊤の地形区は、おもに、第四紀の火山岩類の発達する地域であって、春稜山系として、ほぼNE~SW方向に連なっている。

㊤の標高700m前後の解析山地を基底として、標高1,330.5mの遠音別火山がある。遠音別岳の北西麓は、ほぼ円錐形の火山形態をとどめているが、これに対し、東南方は、急崖を形成している。この急崖は、山頂部より東南方に連なり、東南に口を開いた、馬蹄形の急崖を形成している。侵蝕と崩壊がいちじるしく進み、明瞭な火口の地形は、残されていない。この馬蹄形の急崖の東南には、広く、比較的ゆるい傾斜の平坦な地形が発達している。この地域は、灌木や笹が叢生し、諸所に沼や湿地を形成している。全体には東南にゆるく傾斜しているが、地形は複雑で、崩壊性地汜りにより、階段状の滑落が、沼沢群を形成している。山稜部には、一見、二重山稜状の地形を呈しているが、詳細は不明である。春荊古丹川の東部には、標高600mから300mにわたり、平坦な地形が発達しているが、この平坦な山地は熔結凝灰岩でおおわれている。



第2図 陸志別川上流より遠音別岳を眺む

④の地形区は、海岸に面して、海岸線に斜交する NE~SW 方向の延長をもって発達する平坦段丘台地である。この平坦面は、標高 20~80 m と 100~180 m との互に連続関係をもった二つの緩斜面に大別される。前者は、地質上の第 2 段丘、後者は第 1 段丘に、それぞれ一致し、両者とも礫層を主体にした堆積物をのせている。

⑤は、植別川・陸志別川そのほかの大きな河川、および海岸地帯に発達する現河床氾濫原低地である。海岸低地は、汀線から 50~200 m の幅のせまい範囲にかぎられ、すぐ背後に、段丘崖がせまっている。

河川流域の低地も、④の平坦段丘地形の広く発達する南西区域では、広く、かつ、奥地にまではいりこんでいるが、北東地域では、下流域の小区域にかぎられている。

水系は、すべて南東~東流して、根室海峡にそそいでいる。主な河川は、精神川・春刈古丹川・陸志別川・植別川などで、大小多くの支流をとまなっている。これらの水系は、段丘堆積物の発達する区域では、ゆるい傾斜をもっているが、それ以外のところでは、河床の傾斜がかなり急で、多くの滝をつくり、水流も急流である。とくに、植別川では、流路内に延長数 km にわたって函をつくっている。

### III 地 質

#### III.1 地 質 概 説

この地域を構成している地質系統は、第 1 表のよう区分され、新第三系およびそれ以降の地層と火山岩類とで構成されている。

新第三系の最下部をしめる忠類層は、局所的な発達をしめし、標式的なグリーンタフ岩相からなる。岩質は、石英粗面岩質緑色凝灰岩である。

忠類層の上位には、基性~中性の火山碎屑岩を主要構成員とする奥薬別集塊岩層が、整合して発達し、西部地域に分布する。

この集塊岩層とほぼ同時代の越川層は、おもに硬質頁岩相で構成され、図幅全域にわたり、比較的広く発達している。

この越川層を斜交不整合におおって、基底岩相と泥岩相とに細分される幾品層が、図幅の東部地域に発達する。この上位には、砂岩・礫岩を主要構成員とする陸志別層が、累重している。

筆者らは古生物学上の資料にとぼしいが、この幾品層基底の斜交不整合を鮮新世地層の下限としている。

これらの地層を不整合におおって、鮮新世?に相当する崎無川集塊岩とオタフケ岩集塊

第1表 地質総括表

時代	地層名	模式柱状図	記号	岩相および岩質	備考	
第 三 紀	沖積層		Al	礫, 砂, 粘土, 火山灰		
	崖錐堆積物		T	安山岩塊, 砂		
	標津浮石層		Sp	軽石		
	河岸段丘堆積物		Rt	礫, 砂, 粘土		
第 四 紀	第二段丘堆積物		T1	礫, 砂, 粘土, 火山灰		
	遠音別嶽結凝灰岩		Wt	安山岩質熔結凝灰岩		
	泥流堆積物		Om	安山岩塊, 砂		
	第一段丘堆積物		T2	礫, 砂		
	遠音別岳火山噴出物	O2		O2		紫蘇輝石普通輝石安山岩
		O1		O1		普通輝石紫蘇輝石安山岩
		O3		O3		含クアール石紫蘇輝石普通輝石安山岩
		O2		O2		紫蘇輝石普通輝石安山岩
		O1		O1		普通輝石紫蘇輝石安山岩
	1,091.6m 熔岩		Ot	含クアール石紫蘇輝石普通輝石安山岩		
薫別層		K	礫, 砂, 粘土, 火山灰			
新 鮮 世	差無異川集塊岩		As	奥燧安山岩質集塊岩		
	オタフケ岩集塊岩		Ao	普通輝石紫蘇輝石安山岩質集塊岩		
新 世	陸士別層		Ra Rc Rs	集塊岩層 礫質岩相 砂質岩相		
	幾品層		Ik Ib	泥岩相 基底岩相		
	越川層		Ko	硬質頁岩相 頁岩相		
中 三 紀	奥薬別集塊岩層		OKa	集塊岩・角礫凝灰岩相		
			Kb	集塊岩・角礫凝灰岩相		
			Do (d)	プロピライト質熔岩・集塊岩相		
			OKp	プロピライト, 泥岩, 砂岩		
			Da (e)	泥岩, 砂岩		
忠類層		ULi	石英粗面岩質緑色凝灰岩			

- ①: 角礫凝灰岩, 硬質頁岩相  
②: 石英粗面岩質集塊岩相

- a: 集塊岩, 角礫凝灰岩, 凝灰岩, 泥岩, 凝灰質砂岩, 燧岩  
b: 石英粗面岩質角礫凝灰岩, 集塊岩  
c: 角礫凝灰岩, 浮石質凝灰岩, 凝灰質砂岩  
(d): 粗粒玄武岩 (e): 石英安山岩

地変

硫化鉄鉱賦存帯

硫黄鉛床賦存帯

岩が、図幅の南西隅と東北隅に、それぞれ分布し、中性岩の火山活動で特徴づけられる。

第四紀層は、火山岩類・段丘堆積物・火山灰および沖積層などである。

火山岩類は、1,019.6m 熔岩・遠音別岳火山噴出物で、輝石安山岩からなる。なお、出所不明の同質熔結凝灰岩もみられる。これらの各火山は、脊稜部に位置し、千島火山帯の西南部にあたり、国後島と雁行する一つの弧状配列として取扱われるもので阿寒知床帯に属する。

段丘堆積物は、第1・第2段丘堆積物に、それぞれ区分され、海岸線にそって発達する。

また、これらの段丘堆積物を不整合におおって、南東隅の丘陵ないし平坦地区には、標津浮石堆積物が、比較的広範囲に発達する。

## III. 2 地質各説

### III. 2. 1 新第三紀層

#### III. 2. 1. 1 忠類層

1953 佐々保雄：忠類層<sup>4)</sup>

模式地： 武佐岳図幅の忠類川流域

分 布： 陸志別川上流の隣接峰浜図幅との境界付近に、小規模に分布している。

構 造： この図幅では不明であるが、隣接峰浜図幅の状態からみて、背斜状ドーム構造をしめしていることがうかがわれる。

関 係： 最下位の地層で、上位の奥薬別集塊岩層の最下位をしめるプロピライト質熔岩・集塊岩相とは、整合である。

層 相： 隣接峰浜図幅では、石英粗面岩をともなうが、この図幅では、石英粗面岩質緑色凝灰岩だけからなる。一般に、淡緑色を呈し、石英の微粒が散在する。ガラスの一部は、繊維状の緑泥石や炭酸塩鉱物・粘土質物におきかえられており、石英は、融蝕形ないし破片状の稜角形をしている。

#### III. 2. 1. 2 奥薬別集塊岩層

1962 杉本良也ほか：奥薬別集塊岩層<sup>12)</sup>

模式地： 植別川中流および陸志別川中・上流流域

分 布： この図幅内でもっとも広い分布範囲をもっている。とくに、春苅古丹川から南側の地域で発達がいちじるしい。北側の地域では、背斜軸の頂部および上位の越川層の一部と指交して、小さな規模でそれぞれ発達している。

構 造： ほぼ、 $N 10^{\circ} \sim 40^{\circ} E \cdot 10^{\circ} \sim 30^{\circ} SE$ の走向・傾斜をもった単斜構造をとっているが、図幅の北部地域では、局部的に背斜構造を作っている。

関 係： 下位の忠類層とは、緑色凝灰岩、プロピライト～プロピライト質基性安山岩を挟在する量比で区別した。したがって、岩相は漸移関係をもっている。

層 相： 集塊岩、角礫凝灰岩、緑色凝灰岩、プロピライト、安山岩質熔岩などの火山碎屑岩から構成されており、泥岩、凝灰質砂岩、凝灰岩、硬質頁岩などをともなっている。

プロピライトは、堅硬緻密で、暗緑色ないし暗黝色をしている。しばしば、柱状節理が発達しており、小規模な硫化鉄鉱の鉱染帯がともなわれる。

鏡下では、斑晶として、長径0.6~1mmの自形柱状の斜長石が多く、ついで緑泥石で交代された普通輝石がみとめられる。また、有色鉱物が、まったく緑泥石で交代され、原鉱物不明なものもある。斜長石は、劈開ならびに結晶の周辺部から曹長石・炭酸塩鉱物・緑泥石におきかえられ、一部には、輪郭をとどめていないものもある。とくに、あとの2鉱物による置換がいちじるしい。ときには、緑簾石や絹雲母の集合体にかわっていることもある。

石基は、偽填間組織~ハイアロピリチック構造を残しているが、これもまた炭酸塩鉱物・緑泥石でおきかえられ、不規則粒状形の鉄質物・粘土質鉱物を随伴する。

原岩は、玄武岩質安山岩・玄武岩に相当し、粗粒玄武岩もある。

集塊岩は、堅硬な熔岩状のものと粗鬆な凝灰質のものとがみとめられる。礫は、人頭大以下の角礫が大半であるが、ときには、径1m以上のものもふくまれている。粗鬆な岩相のなかには、浮石質凝灰岩・凝灰質砂岩・泥岩を不規則にふくんでいる。岩相上、プロピライトの上位の集塊岩は、暗黒色を呈する緻密な変質安山岩で特徴づけられ、上部相の大部分は、ほとんど変質していない輝石安山岩となっている。ときには、石英粗岩質集塊岩・角礫凝灰岩もみとめられる。



第3図 陸志別川における奥薬別集塊岩層の上部集塊岩相  
(多くの場合断崖・滝を形成する)

変質安山岩の鏡下における構成鉱物は、斜長石・普通輝石・紫蘇輝石を主体とし、2次鉱物の緑泥石・曹長石・炭酸塩鉱物や鉄質物・粘土質物を随伴する。

石基は、ガラス基流晶質であるが、ガラスの一部は、2次鉱物でおきかえられている。ときには、空隙部を玉髄や緑泥石が充填している。

上部相の岩石を鏡下で観察すると斑晶は、斜長石>普通輝石からなり、斜長石斑晶は、自形卓状で、比較的新鮮で、曹長石化作用はうけていない。普通輝石は、短柱状ないし粒状で、周辺はわずかにピナイト化している。

石基は、ピロタキシチック構造をしめし、普通輝石の粒状結晶が少量ある。ガラスは、淡緑褐色の緑泥石化している。

石英粗面岩質集塊岩・角礫凝灰岩は、淡緑灰色を呈し、流理様構造が発達した、そのような岩石である。角礫は、大部分が石英粗面岩で、安山岩礫がごくわずかにある。石基も、石英粗面岩質の凝灰岩および軽石である。

斑晶は、斜長石>石英からなり、有色鉱物は、ほとんどない。わずかに変質した仮像がみられるだけである。ともに破砕片である。斜長石斑晶は新鮮で曹長石化作用はうけていない。

石基は微細な石英からなり、軽石はおしつぶされて彎曲し、熔結凝灰岩様の構造をしめている。割れ目やキャビティーは、淡黄色の緑泥石で埋められている。

角礫凝灰岩は、灰褐色～暗緑色の粗鬆なもので、浮石礫をまじえている。礫は、大部分が径5cm以下の普通輝石安山岩角礫であるが、ときには、石英粗面岩の角礫から構成されたものもみられる。また、緑色の浮石質凝灰岩、黒色のスコリア、凝灰質砂岩・泥岩の壘円礫や不規則な形をしめた岩塊をふくんでいる。

緑色凝灰岩は、淡緑色～灰緑色の浮石質な塊状の岩相のものである。岩質は、下位の忠類層にふくまれている酸性凝灰岩と同じである。

硬質頁岩および泥岩は、上位の越川層の構成岩相と同じである。厚い連続性のある地層として発達しているものはほとんどない。

この地層は、地層接触状態からみると、越川層の一部と指交する関係をしめしており、越川層とは、同時期の異相の関係をもっている。したがって、火山砕屑岩類の卓越した岩相を奥薬別集塊岩層とよんで越川層と区別している。指交する状態は、春苅古丹川流域およびこの北側の地域で観察することができる。

この地層は、大きくみて、間に越川層に相当する岩相をはさんで、下部のプロピライト質安山岩をふくむ集塊岩、熔岩、緑色凝灰岩をともなった集塊岩・熔岩岩相と、上部の角礫

凝灰岩・集塊岩岩相とに区分できる。

下部の岩相は、集塊岩、熔岩、プロピライト質岩、緑色凝灰岩がおもな構成岩であって、凝灰質砂岩、泥岩、硬質頁岩、角礫凝灰岩などを各所にはさんでいる。とくに、この部分の上半部には、砂岩、泥岩、角礫凝灰岩などの乱堆積様互層が発達している。

なお、硬質頁岩や泥岩の卓越した岩相が、この下部相中に数帯はさまれているが、いずれも連続しないものである。

上部の岩相と下部の岩相との間には、300m ていどの厚さの越川層に相当する硬質頁岩・角礫凝灰岩岩相が発達している。

上部の岩相は、集塊岩、熔岩、角礫凝灰岩、粗鬆集塊質岩などの卓越した部分、角礫凝灰岩、凝灰岩、砂岩、泥岩などの卓越した部分が不規則に互層している。これらの火山碎屑岩の多くは、輝石安山岩質であるが、石英粗面岩質集塊岩や角礫凝灰岩から構成された部分もふくまれている。とくに、春荊古丹川から北側の地域では、同じ層準の岩相として石英粗面岩質火山碎屑岩が追跡できる。それで、この部分は、地質図において、区別して取扱った。

この上部の岩相は、春荊古丹川を境にして、その北側では、火山碎屑岩類の発達が悪くなっているが、越川層の硬質頁岩・泥岩岩相と指交関係をもって互層している。一方南側では、指交関係はみられず、厚い火山碎屑岩類が発達している。

すなわち、この上部の岩相は、いちじるしい岩相の地域的変化をしめしている。

層 厚： 陸志別川流域では、下部の岩相が1,300 m 以上、上部の岩相が500 m 前後の厚さをしめしている。

### III. 2. 1. 3 越 川 層

1962 杉本良也<sup>12)</sup>ほか：越川層

模式地： 春荊古丹川流域

分 布： 陸志別川から北側の地域に広く発達しているが、とくに、春荊古丹川から北側の地域に、良好に分布している。

構 造： おもに、N 10°~50°E・20°~40°SE の走向・傾斜をもった単斜構造をしめしているが、春荊古丹川の北側では、背斜および向斜構造をつくっている。なお、植別川上流域で、断層によって局部的に転移し、N 20°~30°W・10°~40°SW の走向・傾斜をしめし、また、陸志別川上流域では、N 10°~30°W の走向をもった小規模な背斜および向斜構造が発達している。

関 係： この地層と奥蘂別集塊岩層とは、構成岩相のちがった同時期の地層であって、

一部の岩相は、指交関係をもっている。また、この地層と、奥薬別集塊岩層の下部の岩相とよんだ部分との境は、厚い硬質頁岩の下底で兩地層を境しており、地層境界は、同時間面を意味していない。

層相： おもに、硬質頁岩と泥岩から構成されており、凝灰質砂岩、堅硬凝灰質泥岩、凝灰岩および角礫凝灰岩をともなっている。

硬質頁岩は、暗灰色で、厚板状の層理が発達している。かなり凝灰質である。風化すると、角板状に破碎するが、ときには、介殻状断口をとるものもある。

泥岩は、暗灰色で、やや硬質である。一般に塊状であるが、板状の層理をしめすものも多い。分級は悪く、砂粒や細礫をまじえている。風化すると、黄褐色の年輪状縞目模様ができるものもみられる。

凝灰質砂岩は、中粒～細粒のもので、やや硬質である。ときに、粗鬆な砂岩をともなっている。浮石礫や安山岩角礫をふくんでおり、これらが縞目状～偽層状の葉理面にそって並んでいるものがみとめられる。

凝灰岩には、浮石の多い粗鬆なものと、やや硬質な泥質のものがある。後者は、灰白色で角板状層理がある。

堅硬凝灰質泥岩は、暗銜色の玻璃質泥岩である。ひじょうに堅硬で、破碎面は介殻状～樹脂状断口である。一見黒曜石に類似している。

角礫凝灰岩は、灰褐色～暗緑色の粗鬆なものである。礫は輝石安山岩の角礫、浮石礫、スコリアなどであって、下位の奥薬別集塊岩層中の同質岩と同じものである。

この地層は、図幅内では、地域によって累重の状態がかなりちがっている。

模式地の春荊古丹川流域の層序では、この地層の最上部は、おもに硬質頁岩と泥岩で構成された岩相であって、この下位に、硬質頁岩・泥岩・角礫凝灰岩から構成された岩相、さらに、硬質頁岩・泥岩相が続いている。次は、奥薬別集塊岩層とこの地層の硬質頁岩・泥岩相とが指交関係で互層する岩相が発達し、さらに、最下部の厚い硬質頁岩・泥岩・角礫凝灰岩相が連なっている。

模式地におけるこの層序関係も、この北側のボン春荊古丹川流域では、かなり大きくちがってきている。すなわち、模式地でみられた指交岩相部の集塊岩相の発達が悪くなり、硬質頁岩・泥岩相がよく発達している。このような状態は、さらに、北側の精神川、知西別川などでもみとめられ、北方にむかって、漸次、火山碎屑岩類の発達は悪くなっている。

一方、模式地の南側では、越川層の上位に累重する幾品層基底の不整合によって、上部



の岩相から漸次削剥され、陸志別川や植別川流域では、模式地における指交岩相に相当する部分の上位に発達していた地層は、まったく削剥されて、奥薬別集塊岩層と幾品層基底とが直接している。

また、模式地における指交岩相は、すぐ南側の幌萌川流域では、硬質頁岩・泥岩相をまったくはさまず、奥薬別集塊岩層に相当する集塊岩・角礫凝灰岩相だけにかわっている。この地層が、まえに奥薬別集塊岩層で上部の岩相とよんだものである。さらに、この南側の地域においても、同じ状態をしめしている。

陸志別川、植別川などの流域では、奥薬別集塊岩層で上部の岩相とよんだ地層の下位に、越川層の最下部である硬質頁岩・泥岩・角礫凝灰岩相が厚く発達している。この岩相は、模式地において最下部に発達していた地層と同じものである。

化石：化石は泥岩や団球中からわずかに産出するが、鑑定の可能なものは、ほとんどえられなかった。なお、春荊古丹川流域の泥岩中から、魚骨をえたが、未鑑定である。

層厚：模式地において、奥薬別集塊岩層と指交する部分の上位に発達する地層は、模式地で、700 m の厚さをしめしているが、ここから南方にむかって薄くなり、幌萌川で、480 m、茶志別川で100 m、陸志別川ではまったくなくなっている。

一方、指交部分の下位の地層は、陸志別川で、300 m 前後の厚さをしめしている。

#### III. 2. 1. 4 幾品層

1962 杉本良也<sup>12)</sup>ほか：幾品層

模式地：春荊古丹川口と幌萌川口との間の海岸崖。

分布：模式地から植別川中流にかけて、NE—SW 方向の帯状の範囲を占めて発達している。そのほか、松法から北側の海岸寄りの地域にもわずかに分布している。

構造：N 10°~40°E・20°~30°SE の走向・傾斜をもった単斜構造をしめしている。

関係：下位の越川層とは、斜交不整合関係で接している。不整合の状態は、第4図にみられるように、越川層上部の岩相を北から南にむかって削剥量を増しながら削っていく、南部の植別川や陸志別川流域では、上部岩相をまったく欠いて、この地層の基底は、奥薬別集塊岩層と直接している。そして陸志別川付近における削剥量は、700 m 以上に達している。

層相：全層を通じて、泥岩、砂質泥岩が卓越しており、ほかに、砂岩、浮石質凝灰岩、角礫凝灰岩などをはさんでいる。

泥岩は、暗灰色で塊状をしているが、やや硬質で厚板状の層理の発達したのも、みとめられる。風化すると、淡灰色~黄褐色になり、また、茶褐色の年輪状模様ができている。

る。浮石礫、細礫、安山岩角片、泥灰岩団球などをふくんでいる。

砂質泥岩は、暗灰色～暗緑灰色の塊状岩であるが、偽層層理の発達していることがある。分級が悪く、砂粒や円礫をかなりまじえている。また、細粒～中粒砂岩を不規則レンズ状や“むら雲状”岩相としてふくんでいる。浮石礫、安山岩角～亜角礫、硬質頁岩礫、団球などをふくんでいる。

砂岩は、細粒砂岩と中粒～粗粒砂岩とがある。前者は、帯青灰色～暗灰色のやや硬質岩である。後者は、淡灰色～淡緑灰色で、粗鬆であって、偽層層理が発達している。両岩相とも、分級が悪く、凝灰質であって、浮石礫、安山岩角礫、スコリア、円礫などをふくんでいる。また、異質粒度の砂岩を不規則レンズ状にふくんでいる。

浮石質凝灰岩は、灰白色で、浮石礫を多くふくんだ粗粒な岩相をもっている。一般に厚さは薄く、粗粒～中粒砂岩と互層していることが多い。

角礫凝灰岩は、下位の越川層中の同質岩と同じものである。

この地層は、基底部に、角礫凝灰岩、浮石質凝灰岩にとみ、凝灰質砂岩、泥岩をまじえた、厚さ 70～90 m の特徴のある岩相が発達している。そしてこの岩相中には含まれた厚さ 3 m 以上の浮石質凝灰岩層は、鍵層として追跡することができる。また、泥岩中に、硬質頁岩の円礫をふくんでいる。この岩相は、幾品層の基底岩相として地質図で区別している。

この地層は、全層を通じて、泥岩、砂質泥岩が卓越しており、岩相の細分は困難である。しかし概観すると、下部には、やや硬質で板状層理をもった泥岩が多く、上部には、砂質岩相が目立っている。

岩相の地域的变化は、ほとんどみられない。浮石質凝灰岩や凝灰質砂岩は、全層を通じて、数帯みとめられるが、1～2m の厚さであって、連続性がない。

なお、幌萌川口の北側の海岸崖に、灰白色の凝灰岩が、5×15 m 前後の半レンズ状岩相で泥岩中には含まれている。この凝灰岩相は、部分的に、堅硬で、流理構造様節理の発達した石英粗面岩状の岩相をしめしている。

化石： 化石は、わずしかか産出せず、鑑定可能なものは、あまりえられなかった。

*Lucinoma* sp.

*Conchocera bisecta* (CONR.)

*Diatom* gen. et sp. indet.

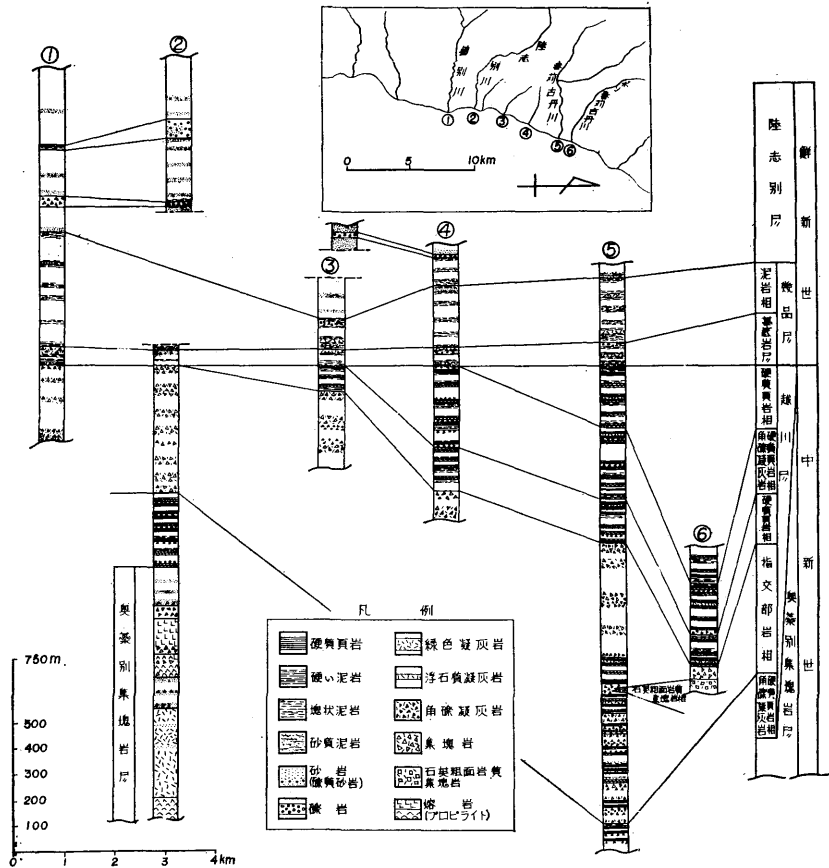
層厚： 春苅古丹海岸で 340 m、幌萌川で 310 m、植別川で 520 m の厚さをしめしている。なお、基底岩相は、60～90 m 厚さで発達している。

### III. 2. 1. 5 中新世と鮮新世の地層境界

中新世と鮮新世の地層の境をどこにとるかにについては、北海道全域にわたって、今日まで、多くの論議がなされてきた。とくに、鮮新世時代を示準する化石である“*Fortipecten takahashii* (Yok.)”<sup>14)</sup>をふくむ滝川一本別化石動物群が発見されていない地域では、両時代の境とされている層準に、かなりの変化がみとめられる。

知床半島地域においても、今日までの調査では、鮮新世時代を示準する滝川一本別化石動物群は発見されておらない。したがって、鮮新世地層の下底についても、未解決にされてきた。

この図幅の西側に隣接する峰浜図幅において、筆者らは、幾品層の基底面がいちじるし



第4図 地質柱状対比図

く不規則な面をもっており、また、基底部岩相中に、下位の越川層を構成する硬質頁岩と同質の角～円形礫から構成された礫岩層が発達していることをのべた。そして、越川層と幾品層との間に削剝時期が存在していたであろうことを指摘した。

この図幅内においても、第4図でみられるように、幾品層の基底面は、越川層の一部の地層を、最厚700 m以上も削剝していることが観察できる。この地域内では、越川層と幾品層との地層境界面は露頭で観察できなかったが、基底部岩相中には、硬質頁岩の円礫は、みとめられた。したがって、越川層の地層堆積後、削剝時期があつて、幾品層の堆積が行なわれたことは明らかである。

越川層の地質時代は、この地域からは化石が産出していないので確実ではない。しかし、近隣する地域でえられている資料からみて、中新世上部に属すると考えることができる。

幾品層は、隣接地域をふくめて、わずかではあるが化石を産出している。この化石種は、どれも、中新世—鮮新世を通じて見出されている種であつて、古生物上では、地質時代を決定する確実な資料とはならないものである。

北海道における新第三紀の造構造運動史の中で、後中新世—先鮮新世地変<sup>\*</sup>の存在することは、広く知られている。

筆者らは、この地変に相当するものが、この図幅および峰浜図幅内で観察できる幾品層基底の斜交不整合であると考えている。したがって、この不整合を鮮新世地層の下底と考えたい。

### III. 2. 1. 6 陸志別層 (新称)

1962 杉本良也<sup>12)</sup>ほか：知布泊層にほぼ相当

模式地： 陸志別川下流域

分布： 幌萌川口から南側の海岸、ボン陸志別川、陸志別川、植別川などの下流域に発達している。

構造： N 25°～50° E・10°～25° SE の走向・傾斜をもった単斜構造をしめしている。なお、茶志別川口付近では、小規模な向斜構造をつくっている。

関係： 幾品層とは、厚い塊状の泥質岩相の上限で境していて、地層は漸移している。

層相： 細粒砂岩、凝灰質砂岩が卓越しており、礫岩、砂質泥岩、凝灰岩、角礫凝灰岩、集塊岩および小規模の熔岩などをともなっている。

細粒砂岩は、暗灰色の塊状岩である。風化すると、淡灰色で軟弱な岩相になっている。

\* 後稚内期—先滝川期地変と俗称されている。

分級が悪く、部分的に砂質泥岩相をしめしている。また、粗粒～中粒砂岩を不規則レンズ状にふくんでいる。かなり凝灰質で、浮石礫を点々とふくみ、また、偽層層理にそって浮石礫の縞目模様を形成している。安山岩角礫、細礫、スコリア、泥灰質団球などをふくんでいる。

凝灰質砂岩は、粗粒～中粒の砂岩であって、軟弱で、偽層層理をしめしている。浮石礫、安山岩角礫、スコリアなどをふくんでいる。一般に、1 m 以上の厚さに発達することは少ない。

凝灰岩は、灰白色を呈し、浮石礫を多くふくんだ浮石質粗鬆凝灰岩である。

礫岩は、軟弱であって、粗粒から細粒までの礫岩の不規則互層状の岩相をしめしている。礫は、垂円～垂角形で、径 10 cm 以下のものが多いが、ときには、1 m 以上に達するものもみとめられる。礫の大半は、安山岩があるが、ほかに、硬質頁岩、砂岩、泥岩、凝灰岩などもふくまれている。また、砂岩や泥岩のレンズ状岩相をふくんでいる。

構成礫の状態からみて、火山性礫岩状の岩相をもっている。

集塊岩は、おもに、粗鬆な凝灰質集塊岩であるが、ときに、堅硬な熔岩状集塊岩相をもった部分をふくんでいる。また、集塊岩の一部が熔岩相をしめしている部分もみとめられる。角礫は、暗灰色緻密な普通輝石安山岩である。

斑晶は、斜長石>普通輝石からなり、斜長石斑晶は、約 0.5 mm 長柱状自形結晶である。普通輝石斑晶は、斜長石斑晶にくらべて、小型で粒状のものが多く、一部には、周辺がわずかにピナイト化したものがみられる。

石基は、ポイキリチック構造をしめし、わずかに粒状の普通輝石がある。ガラスの一部は、緑泥石化している。

この地層は、この図幅地域における、新第三紀最上部の地層である。全層を通じて、砂岩相がいちじるしく卓越している。その下半部は、細粒砂岩にとみ砂質泥岩をふくむ岩相、上半部は、細粒砂岩、凝灰質砂岩、礫質岩などの不規則互層岩相をしめしている。しかし、岩相は地域的にかなりちがっている。

この地層中には、集塊岩、角礫凝灰岩、熔岩などの火山碎屑岩の卓越した岩相および礫岩や礫質砂岩などの礫質岩の卓越した岩相で、ほぼ連続して追跡できる地層が数帯はさまっている。厚さは、地域によって、かなりちがいはあるが、ほぼ 20～40 m であって、ときに、70 m 前後の厚さに発達しているものもある。これらの地層を地質図では、礫岩相、集塊岩相とよんで区別している。

### III.2.2 新第三紀？（鮮新世？）の火山岩類

### III. 2. 2. 1 崎無異川集塊岩

1960 杉本良也：<sup>10)</sup>崎無異川集塊岩

模式地： 元崎無異川上流

分 布： 図幅南西隅の元崎無異川流域およびその支流に、やや広範囲に発達する。

構 造： 正常堆積岩を介在しないので、不明である。

関 係： 隣接の武佐岳および峰浜図幅では、幾品層の最上部とした。この図幅では、直接の関係は不明であるが、その分布からみて、陸志別層・奥薬別集塊岩層を不整合におおっているようである。したがって、時代を鮮新世？としたが、鮮新世の可能性が強い。

層 相： 正常堆積岩をまったく介在しておらず、無層理である。集塊岩は、黒色安山岩塊を、暗灰色の砂質火山灰で凝固したものである。岩礫は、拳大の大きさのもので角ばっており、新鮮で、鉄黒色をしている。斜長石の斑晶が、ごくわずかにみとめられるが、有色鉱物はみあたらない。

鏡下では、新鮮で、斑晶として、斜長石・紫蘇輝石および普通輝石がみとめられる。斜長石は、曹灰長石である。自形をしめし清透で、累帯構造は外縁部にみられ、輝石・鉄鉱を包かしている。紫蘇輝石は、自形長柱で、多色性はいちじるしくない。普通輝石は、柱状であるが、やや円味をおび、割目がいちじるしい。

石基は、ガラス基流晶質で、暗褐色ガラスにとみ、そのなかに微細な析斜長石および粒状の単斜・斜方の両輝石および微細な鉄鉱が散在する。

### III. 2. 2. 2 オタフケ岩集塊岩（新称）

模式地： オタフケ岩

構 造： 正常堆積岩を挟在していないので不明である。

分 布： オタフケ岩をふくむ松法の北部に、小規模に分布し、隣接羅白岳図幅にまたがる。

関 係： 越川層および幾品層を不整合におおい、第2段丘にきられている。

層 相： 普通輝石紫蘇輝石安山岩質集塊岩からなり、一部には熔岩をはさむ。この岩石は、黒色緻密である。

斑晶は、斜長石<普通輝石≒紫蘇輝石である。斜長石斑晶は、0.5 mm 前後で、長柱状自形を呈する。普通輝石、紫蘇輝石斑晶は、ともに卓状、自形を呈し、ときには、紫蘇輝石の周辺に単斜輝石の反応縁がある。

石基は、ピロキタンチック構造をしめし、粒状の両輝石が少量存在する。

### III. 2. 3 脈 岩

### III.2.3.1 石英安山岩

陸志別川上流の支流に、ほぼ南北にのびて小規模に発達し、奥薬別集塊岩層のプロピライトを貫らぬいている。ほかの岩層との関係は、不明である。

淡緑色を呈し、粗粒堅硬である。隣接峰浜図幅では、黄鉄鉱化・珪化などの諸作用を受けているが、この図幅では、そのような変質作用を受けていない。

鏡下で観察すると、つぎのようである。

斑状構造を呈し、斜長石・石英・普通輝石・角閃石からなる。石英は、1~2.5mm大の円形ないし楕円形状の融蝕形をとり、一般に清澄である。斜長石は、1.5~2.5mm大で、明瞭な輪郭をもっているが、劈開・割れ目にそって、曹長石・緑泥石におきかえられており、新鮮なものは少ない。また、普通輝石をポイキリチックに包かす。角閃石は、0.7mm大で、一部緑泥石・緑簾石にかわっている。

石基は、結晶質で、斜長石・普通輝石・石英・アルカリ長石?・緑泥石・鉄鉱の細粒集合体からなる。

### III.2.3.2 粗粒玄武岩

越川層の下部相に相当する硬質頁岩角礫凝灰岩・相を岩床状に貫ぬいて、植別川上流に露出する。

この岩石が、幾品層に進入している事実は、まだみとめられていないので、その貫入は、幾品層堆積以前に行なわれたものと考えられる。通常、帯緑黒色をしめし、柱状節理が発達する。

鏡下では、斑晶として、斜長石・普通輝石および少量の紫蘇輝石をとまなう。まれに、イデング石化したかんらん石がみとめられる。斜長石は、曹灰長石~亜灰長石の組織をしめし、卓状形で、果帯構造をしめすものは少ない。一部は、曹長石・緑泥石におきかえられている。普通輝石は、柱状で、緑泥石・炭酸塩鉱物にかわっているが、新鮮なものもかなりみとめられる。

石基は、填間組織をしめし、斜長石・緑泥石化・炭酸塩化した単斜・斜方の両輝石および鉄鉱・2次石英からなる。

## III.2.4 第四紀層

この図幅内に発達する第四紀の地層は、洪積世の薫別層、遠音別岳火山噴出物、段丘堆積物、熔結凝灰岩、沖積世の標津浮石堆積物、河岸段丘堆積物、崖錐堆積物、沖積氾濫原堆積物などである。

### III.2.4.1 薫別層

1961 松井公平：<sup>11)</sup> 薰別層

模式地： 茶志別川下流域

分布： ポン陸志別川から茶志別川にかけて地域に小規模に発達している。

構造： ほぼ水平な地層である。

層相： 砂礫相，砂相および火山灰相から構成されており，1～2層の粗悪亜炭層をほとんど含んでいる。

砂礫相，砂相ともに，軟弱で，浮石礫をふくむ凝灰質岩相をもっている。偽層層理をしめしている。砂礫相の礫は，火山岩類を多くふくみ，そのほか，基盤の第三紀層の構成岩もまじえている。

火山灰相は，浮石質の粗鬆な火山灰と粘土質火山灰とがあり，いずれも，灰白色～淡褐色灰色をしている。粘土質岩相中には，木片や炭化片などをふくんでいる。厚さは，60～100 cm である。

亜炭は，いく分炭化された木質部が残されている粗悪質なものであって，泥，砂，火山灰などの夾雑物が，かなり多くまざっている。ときには，細礫をふくんでいる。厚さは，10～60 cm である。

この地層は，この図幅地域の第四紀の最下部層であって，第三紀の各地層を不整合におおっている。基底部には，厚さ，1～1.5 m の礫相が発達している。

この地層は，南に隣接する薰別図幅内において標式的に発達しているものである。この図幅内では，大部分が，段丘堆積物の基底部によって削られてしまい，一部の地域に残されているにすぎない。

なお，薰別図幅では，薰別層の下位に，古多糠層とよばれる淡灰色の凝灰岩層が発達しているようであるが，この図幅内では，薰別層の下位には，そのような地層はみあたらない。

層厚： 茶志別川で，5～6 m の厚さをしめしている。

### III. 2. 4. 2 1,019.6 m 熔岩

1962 杉本良也ほか：<sup>12)</sup> 1,019.6 m 熔岩

1,019.6 m から北部につらなる脊梁にそって分布し，隣接峰浜図幅にまたがっている。

下位は，奥蘆別集塊岩層の下部相を不整合におおう。活動の時期を決定する資料が少ないが，遠呂別岳火山と同様に脊梁部に位置し，新第三紀層が，標高 700 m まで露出しているので，第四紀洪積世として取り扱った。だが，山体が，かなり解析されているので，なお，検討を要する問題は残されている。



暗黒色を呈し、堅硬で、斑晶の目立たない含かんらん石紫蘇輝石普通輝石安山岩である。

斑晶鉱物は、斜長石>普通輝石>紫蘇輝石>かんらん石である。斜長石は、0.8 mm 以下の大きさのもので、An 55~65 の組成である。累帯構造は、あまり発達していない。普通輝石は 0.5 mm 以下の大きさのもので、劈開にそって褐鉄鉱質物が発達し、 $\hat{CZ}=41^\circ\sim 45^\circ$  である。紫蘇輝石は、0.5 mm 以下の長柱状をしめすが、単斜輝石の反応縁はみとめられず、まれに緑泥石でおきかえられている。かんらん石の多くは、周辺部や割目にそって、イデング石化している。

石基は、結晶質に近く、柱状長石・斜方、単斜の両輝石・鉄鉱からなっている。

### III. 2. 4. 3 遠音別岳火山噴出物

#### 1961 杉本良也ほか：遠音別岳火山噴出物

遠音別火山は、図幅の西北部に位置している。山体は第1熔岩より第5熔岩の各復輝岩安山岩で構成されている。各熔岩と、ほかの堆積岩との関係は、この地域では明らかでない。したがって、正確な火山活動の時期を決めることはできないが、遠音別熔結凝灰岩が、第1段丘堆積物をおおい、第2段丘によってきられている点から、洪積世期の火山と考えた。

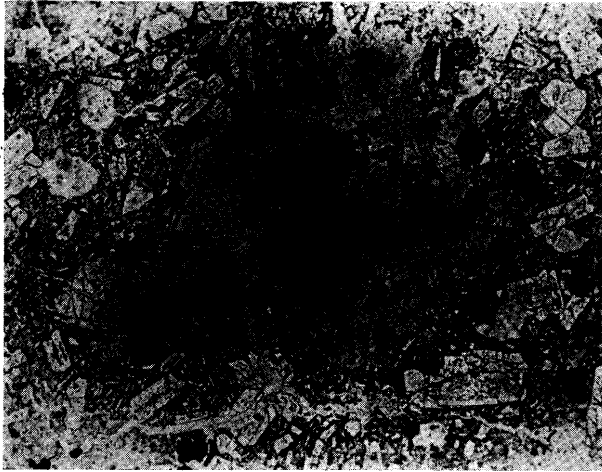
火山活動の概要は、洪積世初期の第1熔岩の活動からはじまり、第5熔岩の活動によって、遠音別岳が形成された。その後東南方に開いた火山口の形成は、泥流堆積物、遠音別熔結凝灰岩の形成と結びつくものと考えられる。さらに、遠音別火山の東南方に発達する崖錐堆積物は、この火山口の崩壊にともなうものと考えられる。

#### III. 2. 4. 3. 1 第1熔岩

遠音別岳の東南、春苧古丹川の上流に分布し、遠音別熔結凝灰岩、泥流堆積物、崖錐堆積物に不整合におおわれているので、わずかに河床に分布しているだけである。この岩石は、暗灰色で、比較的粒粗で斜長石、輝石の斑晶が肉眼でみとみられる。普通輝石、紫蘇輝石安山岩である。

斑晶は、斜長石>紫蘇輝石>普通輝石で、斑状構造をしめす。斜長石は 0.5 mm~1.5 mm の長柱状、卓状の自形を呈する。紫蘇輝石は、0.5 mm 前後で長柱状を呈し、ごくまれに、周辺に単斜輝石の反応縁を形成している。普通輝石は、紫蘇輝石にくらべて斑晶は小さく、短柱状を呈する。

石基は、結晶質で、ガラスは少なく、針状、短柱状の斜長石が多く、少量の普通輝石および紫蘇輝石、磁鉄鉱をとまなう。



第5図 第1熔岩 (普通輝石紫蘇輝石安山岩) ×20

#### III.2.4.3.2 第2熔岩

遠音別岳の南および西側に広く分布し、峰浜区幅では、遠音別岳基底熔岩として記載されているものである。越川層を不整合におおい、ほかの遠音別岳熔岩および崖錐積積物におおわれている。

暗灰色を呈し、やや粗粒で、柱状節理が発達している。

斑晶は、斜長石>普通輝石≒紫蘇輝石である。斜長石は、ほぼ1mmの長柱状の自形を呈す。普通輝石、紫蘇輝石はともに約1mmの長柱状または短柱状の結晶である。紫蘇輝石では、まれに単斜輝石の反応縁がみられる。

石基は、結晶質でガラスは少ない。斜長石、普通輝石、紫蘇輝石および磁鉄鉱からなる。

#### III.2.4.3.3 第3熔岩

遠音別岳の東側の火口壁基部に分布し、第2熔岩をおおい、第4、第5熔岩および崖錐堆積物でおおわれている。

この岩石は、黒色緻密で、比較的細粒な、含かんらん石紫蘇輝石普通輝石安山岩である。

斑晶は、斜長石>普通輝石>紫蘇輝石>かんらん石からなる。斜長石は、0.5mm前後で、多くは、長柱状または卓状の自形である。一部には、割目にそって、黄褐色の等方性物質あるいは淡褐色の緑泥石様鉱物によって汚染されている。普通輝石、紫蘇輝石とも

に、長柱状自形であるが、一部には、割目にそって淡褐色の緑泥石様鉱物および褐鉄鉱質物で汚染されている。ときには、これらの斑晶鉱物が、聚斑晶状に集まっている。かんらん石は、ほとんど赤褐色のイデイングサイト化し、わずかに残斑晶としてみとめられるだけである。



第6図 第3熔岩（紫蘇輝石普通輝石安山岩） ×20

石基は、ほとんどがガラスよりなり、粒状の斜長石のほか、わずかに、普通輝石と紫蘇輝石をともなうだけである。ガラスは、暗褐色を呈し、斑晶の周辺などでは、放射状に晶子を生じ球状の構造を呈している。

#### III.2.4.3.4 第4熔岩

遠音別岳の東側の山峰を形成しているもので、第3熔岩をおおい、遠音別熔結凝灰岩におおわれている。この岩石は、淡灰色を呈し、比較的粗粒な普通輝石紫蘇輝石安山岩である。

斑晶は、斜長石>紫蘇輝石>普通輝石からなる。斜長石斑晶は、0.5mm~1mmで長柱状、または卓状自形を呈する。紫蘇輝石は、0.5mm~1mm、長柱状自形を呈し、普通輝石は、0.2mm~0.5mmで、短柱状結晶である。ときには、斑晶鉱物は、聚斑晶の集合体を形成する。

石基は、ガラス質で、多量のガラス中に0.05mm以下の斜長石、両輝石および磁鉄鉱よりなる。

#### III.2.4.3.5 第5熔岩

遠音別岳の山頂部を形成する熔岩で、柱状節理がやや発達している。

暗赤紫色の粗粒な紫蘇輝石普通輝石安山岩である。斜長石斑晶の大きいものは、3 mm をこえている。

斑晶は、斜長石>普通輝石>紫蘇輝石からなる。斜長石斑晶の大型のものは、一般的に、周辺部にダストが多く、また割目によって、赤褐色の褐鉄鉱質物で汚染されている。他の斑晶は、0.5 mm 前後で柱状を呈する。紫蘇輝石、普通輝石はともに、0.3 mm 前後で、短柱状の結晶で、聚斑晶状の集合体を形成するものが多い。

石基は、比較的玻璃が多く、0.05 mm 以下の針状の斜長石、少量の粒状の両輝石、磁鉄鉱およびクリストパル石よりなる。

#### III. 2. 4. 4 段丘堆積物

この図幅内には、現海岸線といく分斜交して、2 段の平坦面が形成されている。そして、それぞれの比高および解析状態に相違をみせている。

##### III. 2. 4. 4. 1 第 1 段丘堆積物

八木島付近の海岸から、植別川中流地域にかけて、NE—SW 方向の延長をもって発達する。標高 100~180 m の平坦面を構成している。そして、植別川中流二股付近に標式的に露出している。

岩相は、大礫~細礫質礫相と砂相とで構成されている。

この段丘堆積物の基底面は、植別川二股付近で、現河床から10~15 m、八木島海岸では、海岸汀線から 80 m 前後の高さをしめしている。

層厚は、5 m 以上に発達している。

##### III. 2. 4. 4. 2 第 2 段丘堆積物

第 1 段丘堆積物の前面に、これに並列して、標高 20~80 m の平坦面をつくって発達している。この平坦面は、図幅の南側では広いが、北側にむかってせまくなっている。

岩相は、大礫~細礫集礫相、砂相、粘土相および火山灰層から構成されている。

火山灰相は、灰白色の軽石が多い火山灰であって、1.5~5 m の厚さで、2 帯みとめられる\*。

この段丘堆積物の基底面は、海岸では、汀線から 4~10 m、植別川流域では、河床面から 5 m 以下であり、ポン陸志別川中流域では、河床に露出している。

層厚は、陸志別川から南側の地域では、10~18 m の層厚で発達しているが、北側の春苅

\* 南に隣接する薫別図幅では、この段丘堆積物の上位に厚さ 1.5 m 内外の薫別浮石層をおいている。この地層の構成岩相は、この図幅で第 2 段丘堆積物の中にはさまっている火山灰相と、外観上は類似している。

古丹川付近では、3 m 以下になっている。

#### III. 2. 4. 5 泥流堆積物（新称）

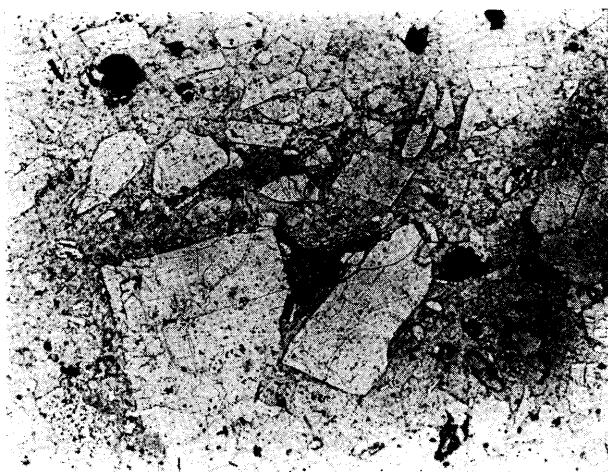
春苧古丹川，ボン春苧古丹川，精神川の上流流域に分布しているものである。基盤を形成する第三紀の諸岩相，遠音別岳第1熔岩を不整合におおい，遠音別熔結凝灰岩におおわれている。構成する礫は，遠音別岳第1，第2熔岩などの安山岩の角礫，およびわずかに円磨された安山岩礫であるが，中に角閃石安山岩礫が，かなり多量にみられる。

基質は火山灰質泥，砂から構成され，ところによっては，かなり固くしまった場所もあるが，概して軟弱である。精神川の上流部では，この泥流堆積物に類似した堆積物がみられるが，遠音別熔結凝灰岩片をもち，熔結凝灰岩を不整合におおう，小規模な崖錐堆積物と考えられる。

#### III. 2. 4. 6 遠音別熔結凝灰岩（新称）

春苧古丹川の上流部付近より，八木島にいたる，標高 600 m～300 m の山地に分布し，ゆるく傾斜した平坦面を形成している。この熔結凝灰岩は，八木島付近で第1段丘堆積物を不整合におおっているが，上位の第2段丘との直接的な関係は不明である。しかし，熔結凝灰岩の堆積面は，いちじるしく浸蝕されており，第2段丘には，きられるものと思われる。

灰白色～暗灰色，緻密で，黒色の安山岩の小岩片をともなっている。普通輝石紫蘇輝石安山岩質熔結凝灰岩である。



第7図 遠音別熔結凝灰岩 ×20  
(普通輝石紫蘇輝石安山岩質熔結凝灰岩)

斑晶は、斜長石>普通輝石=紫蘇輝石からなる。斜長石は、ほぼ自形の破砕片であるが、周辺は、わずかに融触されている。一部は割目にそって、淡褐色ガラスを生ずる。普通輝石、紫蘇輝石は、ともにほぼ自形の破砕片からなり、ときには、聚斑晶状の集合体を形成する。

石基は、暗褐色～無色のガラスからなり、わずかに、普通輝石をともなう。暗褐色ガラスは、毛髪状の晶子を多数もち、流理構造が発達する。無色ガラスでは、晶子は少なく、真珠岩構造がわずかに発達し、斜長石斑晶の周辺に淡褐色ガラスを生じ、一部には、この淡褐色ガラス中に放射状に晶子が発達し、球顆を形成する。

#### III. 2. 4. 7 河岸段丘堆積物

植別川、陸志別川、春菊古丹川などの流域および河口付近には、現河床面から1～3mの比高をもった河岸段丘面が発達している。とくに、植別川流域で良好に発達している。

岩相は、火成岩類、硬質頁岩、泥岩、砂岩などの礫をふくんだ砂礫相および砂相から構成されている。

層厚は、1～2mでいどである。

#### III. 2. 4. 8 標津浮石堆積物

1962 松井公平：標津浮石堆積物<sup>13)</sup>

第2段丘堆積物をおおって、広く発達しており、第1段丘堆積物の一部もおおわれている。

黄褐色の汚染された指頭大以下の軽石礫が卓越した火山灰相であって、ところによって、数cmの化石腐植土で2分されている。

層厚は、50cm以下である。

この火山灰は、山田忍の摩周統火山灰層の一部であるが、同氏の細分地層との対比は明らかでない。なお、薫別図幅で、松井は、これと同層準の火山灰を摩周統火山灰ML層に対比している。

#### III. 2. 4. 9 崖錐堆積物

遠音別岳の東南方に分布しているもので、地形は、ゆるい傾斜の斜面を形成している。しかし、等高線はほかの地域にくらべて、やや複雑で、各所に沼や湿地を形成している。また一部では、摩周統火山灰に相当すると思われる。薄い軽石層をはさんで、泥炭が発達している。一種の崩壊性地にけりようの堆積物とも考えられる。遠音別火山の安山岩礫をもち、基質は泥からなる。

#### III. 2. 4. 10 現河床氾濫原堆積物

この図幅内を流れる大小各河川流域、および海岸低地にそって発達している。礫、砂、粘土から構成されており、ときには、火山灰や泥炭もまじっている。

### III.3 地質構造

この図幅地域の地質構造は、概観すると、N 10°~50°E・20°~40°SEの走向・傾斜をもった単斜構造を形成している。そして、地域によって、緩傾斜の背斜および向斜構造がつけられている。

褶曲構造は、春刈古丹川から北側の地域でみられるもので、NNE—SSW 方向の背斜および向斜構造が発達している。なお、春刈古丹川流域には、そのほかに、同じ軸方向をもった、いくつかの小規模な褶曲構造がみとめられる。

また、陸志別川上流域には、NNW—SSE 方向の背斜および向斜構造が、茶志別川口には、NE—SW 方向の向斜構造がそれぞれ発達している。

断層構造は、NW—SE 方向と NE—SW 方向との断層線をもった、二つの群がある。そして、前者は後層で切られている。断層面の傾斜は、一般に 60°~70°の急傾斜をとっており、正断層である。また、断層による転移は、いずれもあまり大きくない。

## IV 地 史

これまでのべてきたことにもとづいて、この地域の地史を推察する。

知床半島地域の新第三紀中新世以前の地史については、地層の露出がないので明らかでない。

この地域にみられる最下部の堆積物は、忠類層を構成する集塊岩、角礫凝灰岩、熔岩、緑色凝灰岩などの火山碎屑岩を主体にした海成火山性堆積物である。この火山碎屑岩類をもたらした火成活動は、これらの間に砂岩や泥岩をまじえていることからみて、海底火山噴出であったものと思われる。また、岩石上からみると、この活動は、塩基性~酸性までの火山岩を包括しており、かならずしも、火成活動の一定の方式に基づいてはいないように思われる。

忠類層の堆積に引続いて、集塊岩、角礫凝灰岩を主体にし、緑色凝灰岩、砂岩、泥岩、硬質頁岩をまじえて堆積された奥薬別集塊岩下部の岩相が累積形成された。火成活動は、前期と同じ岩石的性質の海底火山噴出である。

その後この海底火山噴出は、一時、緩やかになって、海盆には、泥質の堆積物が多く累積し、越川層下部岩相を構成する硬質頁岩にとむ角礫凝灰岩との互層岩相が形成された。

この一時期の緩慢な火成活動も、ふたたびはげしく活動に転化した。この時期には、

これまでの全地域にわたって火山碎屑物を堆積するようなものとはちがって、図幅内の南半部の地域に限って、厚い火山碎屑物を供給するような活動に転化している。この時期の北半部は、泥質の堆積物と火山碎屑物とが互層しながら累積していた。火山活動は、岩石上からは、おもに、普通輝石安山岩質のものであるが、局地的には、石英粗面岩質の活動が行なわれていた。

この時期を境にして、火成活動は、いちじるしく退化し、この地域の海盆内には、角礫凝灰岩をまじえた泥質の堆積物が厚く累積された。これらの堆積物が、越川層上部岩相を構成する硬質頁岩泥岩相である。

この時期に相前後して、忠類層や奥薬別集塊岩層中の火山碎屑岩の一部に、プロピライト化や鉍化作用などが起こったようである。また、一部の地域では、粗粒玄武岩が岩脈状や岩床状に侵入した。

越川層の堆積後、上位の幾品層基底の不整合がしめすように、この地域に降起運動が起こり、全域が侵蝕区に転化した。この降起運動が、一般的に、“先滝川期—後稚内期地変”とよばれている鮮新世を境する造構運動である。

鮮新世にはいって、この地域はふたたび海成堆積盆地となり、粗粒岩相—細粒—粗粒岩相と、基盤の緩慢な昇降運動の動きに支配された一連の堆積物が累積し、幾品層および陸志別層が形成された。この時期には、大規模な火成活動はなく、浮石質凝灰岩や角礫凝灰岩を供給する活動が継続しておこっていた。なお、陸志別層堆積の中期には、中性安山岩集塊岩が一部の地域に堆積した。

これらの新第三紀層の堆積後、この地域は、大きな地殻運動に支配されて、褶曲や断層によって、地層はその分布状態を複雑化していった。

この地殻運動に引続いて、鮮新世末期から洪積世前期にかけて、火成活動が各所におこり、普通輝石紫蘇輝石安山岩の熔岩や集塊岩が噴出し、広く基盤岩類をおおった。

第四紀洪積世初期において、この地域の南東部に陸成堆積盆が形成され、砂礫相、火山灰相、亜炭層などの累重した薫別層が堆積した。

この時期は、また火成活動が激烈をきわめた時期でもあったようで、北部地域では、遠音別岳火山噴出物、オタフケ岩熔岩などを構成する火山岩類が熔岩や集塊岩として噴出した。また遠音別岳の火山噴出の初期には、泥石流堆積物も噴出している。

洪積世の火成活動が静まる時期から、この地域は、昇降運動による海岸段丘形成期にはいり、2段の平坦基盤上に砂礫層を堆積した。なお、この段丘形成期中期に、北部の地域では、熔結凝灰岩が広く流出している。



この段丘形成期に引続いて、平坦化作用や河岸段丘を形成するような基盤の動きがおり、ほぼ現在の地形状態をつくっていった。

その後、標津浮石堆積物とよんだ軽石質火山灰の噴出があって、地形状態にそって、浮石堆積物を累積した。

## V 応用地質

この地域は、知床グリーンタフ地区の一部にぞくするが、めぼしい賤金属鉱床は、まだ発見されていない。しかし、硫化鉄鉱や硫黄の鉱床や鉱微地は、諸所にしられている。羅臼鉱山はその代表的なものである。

海岸線にそっては、広範囲に段丘堆積物の分布をみるが、段丘砂鉄鉱床の賦存は期待できない。なお、海浜はせまく、断崖をつくって新第三紀の諸岩や段丘堆積物と接しているため、海浜砂鉄の賦存に不適当で、砂鉄の濃集した個所も、発見されていない。

このほか、春刃古丹川上流は、温泉が湧出しているが、立地条件が悪いので、利用されずに放置されている。そのほか、炭酸塩沈澱物を伴う冷泉が、陸志別川上流やその支流に、湧出している。

### V.1 羅臼鉱山

羅臼鉱山として採鉱・探鉱された鉱床は、諸所に散在するが、その代表的なものが旭鉱床である。これらの鉱床は、行政区劃のうえからは、標津町と羅臼町に、それぞれふくまれる。

鉱山に達するには、標津線根室標津駅下車—30 km—陸志別—2 km—鉱山の経路をとるのが最も便利で、陸志別までは、バスが利用できる。

この鉱床は、明治年代に発見されたというが、大正5年の北海道鉱物調査報告第23号には、記載されていないので、おそらく、それ以後に発見されたものと思われる。第2次世界大戦中は日窒鉱業株式会社が経営していたが、戦後は、北海道興産株式会社に引継がれて、昭和32年頃まで稼働した。その後休山し、現在にいたっている。

鉱床は、幾品層、陸志別川層の中に胚胎する鉱染交代型硫化鉄鉱床である。交代岩は集塊岩で、賤金属鉱物を随伴していないのが特徴である。

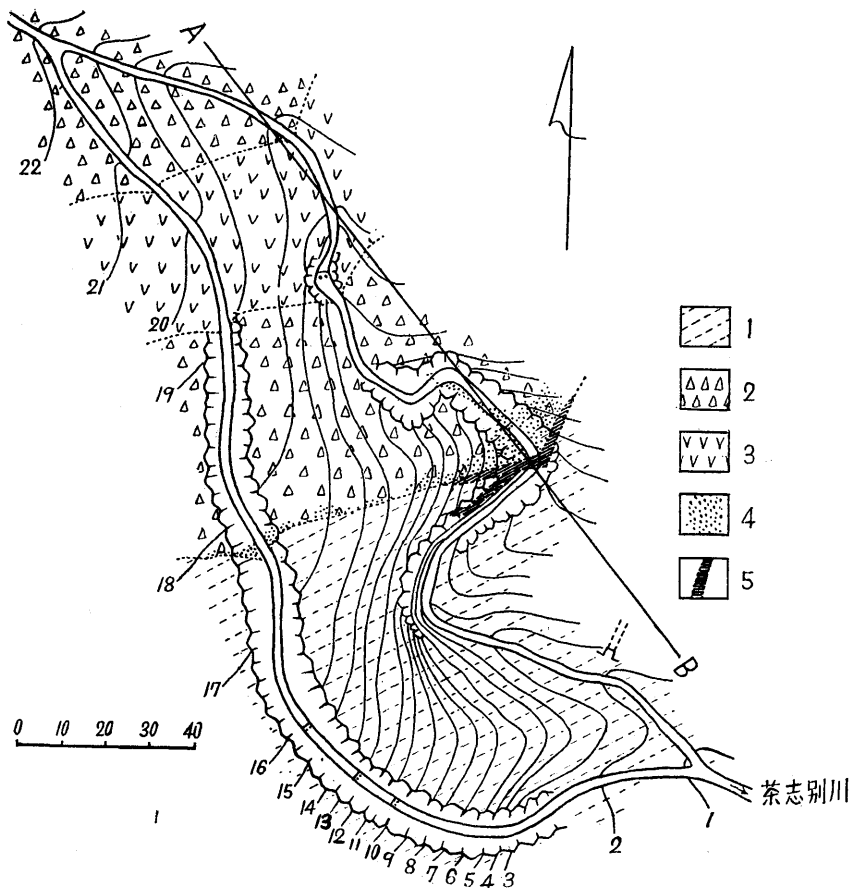
鉱体は上盤の違いから、つぎの2種にわけられる。

- (イ) 頁岩・泥岩を上盤とする鉱体—A型。
- (ロ) 珪化集塊岩を上盤とする鉱体—B型。

#### V.1.1 A型鉱床

このタイプにふくまれるものは、末広3号鉱床だけである。この鉱床は、茶志別川の上流 1.5 km にあり、日室鉱業時代に探鉱されたという。現在でも、入坑できる坑道がある。

鉱床周辺の地質鉱床図は、第8図にしめた。



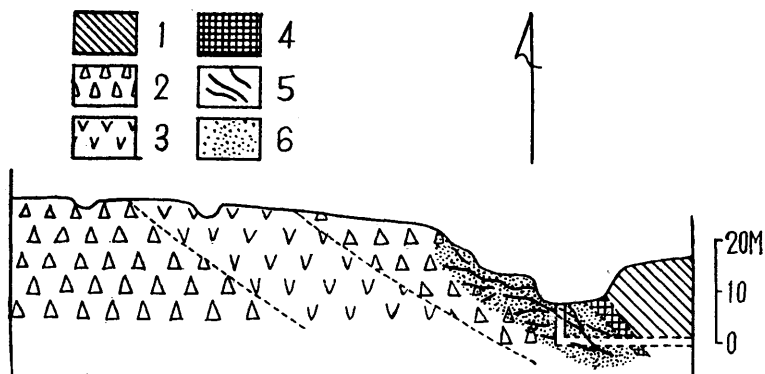
第8図 末広3号鉱床見取図

- |         |           |               |
|---------|-----------|---------------|
| 1 硬質頁岩  | 2 安山岩質集塊岩 | 3 普通輝石紫蘇輝石安山岩 |
| 4 脈状鉱染部 | 5 鉱体      |               |

周辺の地質は、灰色硬質頁岩と安山岩質集塊岩とである。後者が露出する河川には、とくに、急崖や滝が発達している。

硬質頁岩は、走向  $N 50^{\circ}E$ ・傾斜  $30^{\circ}E$  をしめすが、集塊岩との接触部では傾斜はやや急で  $50^{\circ}$  位となる。全体としては、東への単斜構造をしめている。

鉍体は、硬質頁岩と安山岩質集塊岩との間に賦存している。脱色して軟弱な硬質頁岩を上盤とし、安山岩質集塊岩を鉍染・交代した塊状形鉍床である。鉍染部を加えると、厚さは約 20 m に達するが、走向延長は 40 m ほどしか確認できない。



第9図 末広3号鉍床 A—B 断面図

- 1 硬質頁岩    2 安山岩質集塊岩    3 普通輝石紫蘇輝石安山岩  
4 鉍体    5 鉍脈状部    6 鉍染状部

硬質頁岩の直下 2 m ほどの間は、粉状鉍石からできている。この下は、鉍染状となり、さらに、はなれば、不規則な脈状にかわる。この種の鉍石は堅硬であるが、岩塊の含有度によって、品位は一定していない。

代表的試料の分析値は、下表のようである。

試料	Fe %	S %	備考
1	41.04	44.64	鉍染脈状部 2 m 平均
2	25.62	26.88	粉状鉍石

(分析者： 北海道立地下資源調査所)

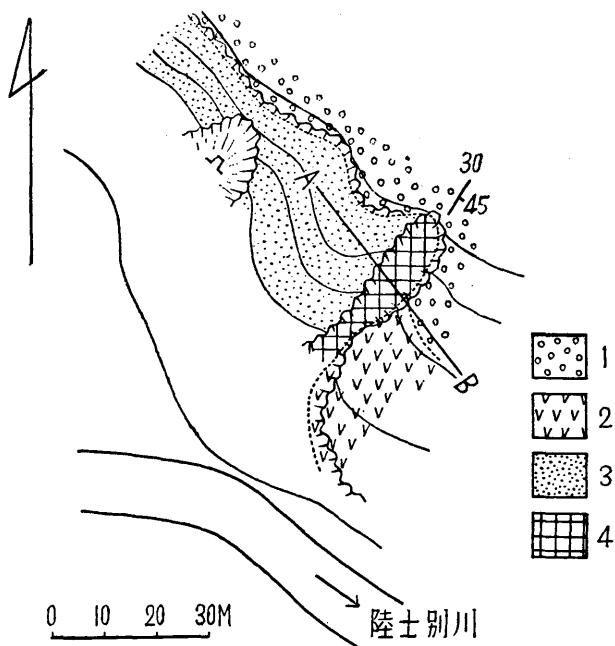
### V.1.2 B型鉍床

旭1号・2号・3号鉍床、末広1号・2号および植別川の各鉍床が、このタイプである。

#### 旭1号鉍床

陸志別川上流 1.5 km、旭2号鉍床の下流 500 m に位置する。鉍床周辺には、陸志別川の氾濫原堆積物が広く発達している。

鉍床は、河岸にあり、その賦存状態は第10図にしめしてある。鉍体は、珪化集塊岩を上盤とし、これと凝灰質砂岩・泥岩との間に扁平状——走向 N 30°E・傾斜 40°E——の形で



第10図 旭1号鉱体見取図

- 1 段丘堆積物 2 安山岩質集塊岩  
3 砂岩・泥岩層（陸志別層の砂質岩相） 4 鉱体

発達している。

かつて、露天掘りで採掘されたことがあるが、北に進むにしたがって鉱体は縮小し、品位も低下したので中止した。その確認規模は  $35 \times 8 \times 10$  m である。

そのほか、走向延長の鑪先に向って坑道を掘進しているが、研からみて着鉱していないようである。

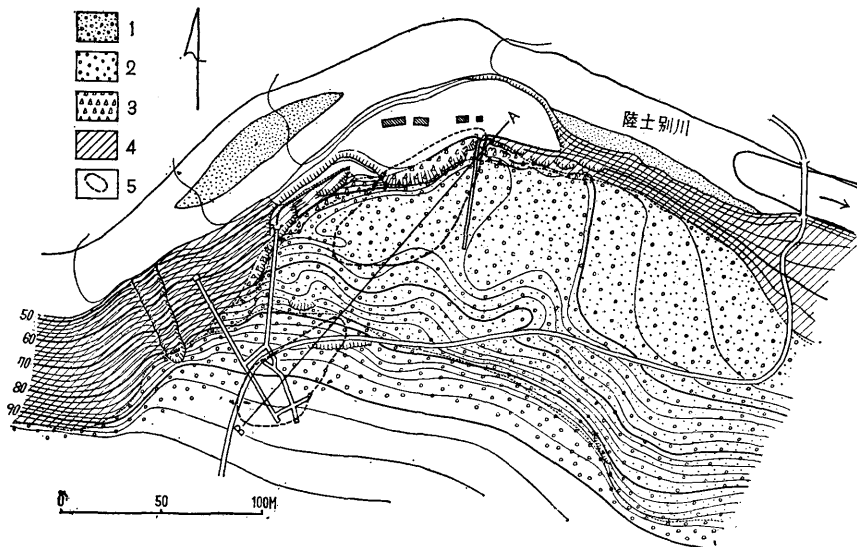
代表的試料の分析結果は、下表のようである。

試料	Fe %	S %	備考
1	14.33	16.42	上盤直下の粘土質鉱染帯
2	12.76	14.99	鉱体中央部粉鉱帯

(分析者： 北海道立地下資源調査所)

#### 旭2号鉱床

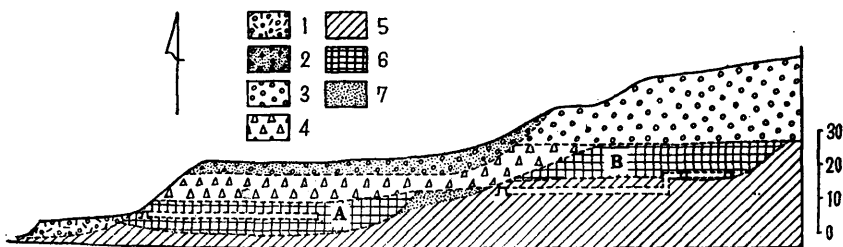
この鉱床は、旭1号鉱床の西方 500 m に位置する。周辺の地質状態は第11図にしめし



第11図 旭2・3号鉄床地質図

- 1 下位段丘堆積物 2 上位段丘堆積物 3 珪化安山岩質集塊岩  
4 砂岩・泥岩層（陸士別層の砂質岩相） 5 鉄体

たように、段丘堆積物・凝灰質砂岩・泥岩・安山岩質集塊岩から構成されている。段丘堆積物の厚さは、20 m である。また、その下位に発達する集塊岩は、東西方向への延長が 220 m、厚さは 16 m およぶので、新鮮な岩石はまったくみられない。すべて珪化し、風化面は鉄分で汚染され、赤褐色を呈し、空隙には重晶石の美晶が発達している。鏡下では、微細な蛋白石・石英・明礬石・粘土質物の集合体となり、それらの鉄物の間を、不規則地形の微晶黄鉄鉱が充填しており、原岩の構造は失われている。この下位には、凝灰質粗粒



第12図 旭2号・3号鉄床 A—B 断面図

- 1 礫石河床礫 2 下位段丘堆積物 3 上位段丘堆積物 4 珪化安山岩質集塊岩  
5 砂岩・泥岩層（陸志別層の砂質岩層） 6 鉄体 7 鉄染部  
A 旭2号鉄体 B 旭3号鉄体

砂岩・粘土化した黄色の浮石質凝灰岩・灰色泥岩が発達する。そして、構造的には、向斜構造をしめしている。

鉱体は、このような向斜部の集塊岩の中に胚胎している。いままでに、露天あるいは坑道で盛んに採鉱された。

### 旭3号鉱床

旭2号鉱床の南南西100mに位置する。

この鉱床は、露頭がきっかけとなって、採鉱が行なわれたものである。露頭の上盤は珪化集塊岩・安山岩で、その直下にはっきり区分できる境界をもって、黄鉄鉱が鉱染した黒色粘土化部——この中に拳大で、硫化鉄鉱の鉱染した角ばった堅硬な岩塊がまばらに散在する——が発達し、粘土化した凝灰質泥岩の下盤に移化する。

この露頭の凝灰質砂岩の部分から、南に向って、坑道を掘進したため、なかなか鉱体に到着しなかった。そこで、延長58mの地点から、“のぼり”を2mあげた所で到達した。

鉱石は、種々な外観を呈し、それに応じて品位も下表のように変化し、不同である。

試料	Fe %	S %	備考
1	22.63	22.73	“のぼり”個所の粗鬆鉱石
2	20.25	21.75	南側引立の緻密な鉱石
3	45.43	50.40	下盤ぎわの粉状鉱

(分析者： 北海道立地下資源調査所)

そのほか、これを同型式の鉱床の露頭が、茶志別川や植別川にもしられている。

## V.2 硫黄鉱床

陸志別川との間の海岸線には、10数mにおよぶ断崖が発達している。この断崖は、安山岩質集塊岩・凝灰質砂岩・砂質泥岩から構成されているが、その中の集塊岩中に、網脈形式の硫黄鉱床が胚胎している。

硫黄は、不規則な小裂隙を充填して発達する。母岩全体は、それほど粘土化や珪化などの作用をこうむっておらず、随伴する硫化鉄鉱の酸化によって、赤褐色を呈しているにすぎない。

## V.3 泉

陸志別川上流に分布するプロピライトの中から、鉱泉が湧出している。河岸には、10数mにわたって炭酸塩沈澱物が発達しているが、温度が低く冷泉である。

温泉は、春苺古丹川の支流にある。川口より、約12km上流の左岸に3ヵ所の湧泉があ



第13図 陸士別川上流の鉱泉沈澱物（炭酸塩物沈澱物）

るが、奥藥別集塊岩層の集塊岩中から湧出するもので、多量の赤鉄鉱沈澱物を生じている。温度は約40°C前後で、湧出量は、約50 l/minである。

## 文 献

- 1) 門倉三能 (1916): 知床半島地質調査報文, 鉱調, No. 23, P. 1~44.
- 2) 門倉三能 (1916): 知床半島の地形および地質, 地学雑, Vol. 28, P. 801~818.
- 3) 佐々保雄ほか (1954): 20万分の1北海道地質図幅および説明書
- 4) 佐々保雄ほか (1953): 釧路炭田 (北海道炭田誌一2), 日本石炭協会北海道支部
- 5) 北海道総合開発委員会事務局 (1954): 知床半島地下資源調査報告 (概要)
- 6) 勝井義雄 (1955): 摩周火山の地質と岩石, 地質雑, Vol. 61, No. 27, P. 481~495.
- 7) 橋本 亘 (1955): 十勝支庁管内の地質および地下資源, 十勝総合開発促進期成会
- 8) 杉本良也・山口久之助 (1956): 根室国羅臼鉱山調査報告, 北海道地下資源調査資料, No. 26, 北海道開発庁
- 9) 杉本良也ほか (1958): 標津一羅臼地区, 未利用鉄資源, 通商産業省, P. 27~28.
- 10) 杉本良也 (1960): 武佐岳図幅, 北海道立地下資源調査所
- 11) 杉本良也・松下勝秀 (1961): 宇登呂図幅, 北海道開発庁
- 12) 杉本良也ほか (1962): 峰浜図幅, 北海道開発庁
- 13) 松井公平 (1961): 薫別図幅, 北海道開発庁
- 14) 藤江 力・魚住 悟 (1957): 北海道の新第三紀化石動物群の変遷 (予報), 新生代の研究, 第23号

EXPLANATORY TEXT  
OF THE  
GEOLOGICAL MAP OF JAPAN

Scale, 1 : 50,000

---

SHUNKARIKOTAN  
(ABASHIRI—41)

By

Katsutoshi Matani, Ryōya Sugimoto, Moriaki Kōnoya  
& Katsuhide Matsushita  
(Geological Survey of Hokkaido)

Résumé

**Topography**

The map area of this sheet can be divided into the following four topographic provinces having intimate relations to the basement rocks :

(a) Province of dissected mountains : Pyroclastic rocks and sedimentary rocks of the Neogene period are distributed in this province, occupying more than two-thirds of the map area.

(b) Province of volcanic mountains : This province, characterized by volcanic landforms, serves as the backbone range of the map area, trending roughly NE-SW. The Onnebetsu-dake Volcano, 1,330.5 m above sea level, is the representative mountain ; its north western foot retains a nearly conical shape, but the southeastern foot ends in a horseshoe cliff open to the southeast. To the southeast of this cliff, a vast, gently sloping, level land stretches, dotted with lakes and marshes. This level land adjoins another level land of welded tuff ranging in height from 300 m to 600 m.

(c) Province of level terraces : This province faces the sea, with flattened terraces trending more or less oblique to the coastline. The



surface of these terraces is roughly divided into two gentle slopes, discontinuous with each other, having elevations of 20–80 m and 100–180 m respectively. The former slope corresponds to the second terraces and the latter to the first terraces of the geologic division.

(d) Province of alluvial lowland: This province, comprising flood plains of the present rivers, develops along such rivers as Uembetsu, Rikushibetsu, Shunkarikotan and other large rivers, and in the coastal region. The coastal lowland is limited to a narrow zone, 50–200 m wide from the beach line.

### Geology

The geology of the map area consists of the Miocene and younger formations and volcanic rocks. No rocks older than Miocene have been found yet. The Neogene system is included in the green tuff region of eastern Hokkaido, and the Quaternary volcanoes and volcanic rocks are included in the Akan-Shiretoko zone. The geologic division is shown in the following table:

	Alluvium	{ Alluvial deposits, Talus deposits. Shibetsu pumice bed and River terrace diposits
Quaternary	Diluvium	{ Terrace deposits, Onnebetsu welded tuff, Mudflow-deposits Onnebetsu dake volcanics, 1,019 m. lavas and Kunbetsu bed
Neogene ? .....	Pliocene ?	{ Sakimuigowa and Otafukeiwa agglomerate
Neogene	{ Pliocene	{ Rikushibetsu formation Ikushina formation
		{ Koshikawa formation Okushibetsu aggelmerate formation Chūruui formation
	Dyke rocks .....	Dacite and dolerite

### Tertiary System

The Chūruui formation, the lowermost member of the map area, is

distributed limitedly in the upper reaches of the Rikushibetsu river near the border of the Minehama sheet area. Consisting chiefly of liparitic green tuff, this formation is correlated with the upper horizon of the Chūruī formation when judged from the stratigraphic sequence in the adjacent Minehama sheet area.

The Chūruī formation grades into the overlying Okushibetsu agglomerate which is widely distributed extending from the central part of the map area to the adjacent Minehama sheet area.

The Okushibetsu agglomerate comprises three facies; propylitic lava-agglomerate facies, liparitic agglomerate facies, and agglomerate-tuff breccia facies. The propylitic lava-agglomerate facies is found in the western part of the map area. It is characterized by basalt or basaltic andesite, intercalated with mudstone, sandstone, and green tuff. The liparitic agglomerate facies is locally distributed in the northeastern part. It is generally fresh and contains a small quantity of andesite pebbles. The agglomerate-tuff breccia facies is generally fresh and is characterized by augite andesite, intercalated with discontinuous beds of hard shale.

Between the upper facies and the lower facies is found a facies of hard shale and tuff breccia, about 300 m thick, which corresponds to the Koshikawa formation.

The Koshikawa formation develops in a broad area north of the Rikushibetsu river; distribution is especially good in the area north of the Shunkarikotan river. This formation is contemporaneous with the Okushibetsu formation but lithologically differs from the latter, and the facies has locally interfingering relations. The formation is divided by facies into two parts; tuff breccia and hard shale in the lower part, and the hard shale in the upper part.

The Ikushina formation shows a typical development in the coastal cliff between the mouth of the Shunkarikotan river and the mouth of the Horomeo river. The formation contacts the underlying Koshikawa formation with a clino-unconformity. This unconformity denuded the upper facies of the Koshikawa formation from north to south, gradually increasing the amount of denudation, so that the upper facies

is entirely absent in the drainage areas of the Uembetsu river and the Rikushibetsu river in the south, and the base of the Ikushina formation directly contacts the Okushibetsu agglomerate. In the vicinity of the Rikushibetsu river, the amount of denudation exceeded 700 m. Accordingly, the writers hold a view that the lower limit of the Pliocene series should be set at the base of the Ikushina formation. Throughout the formation, mudstone and sandy mudstone are predominant, intercalated with sandstone, pumiceous tuff, and tuff breccia.

The Rikushibetsu formation is distributed along the coast south of the Horomoe river and in the lower reaches of such rivers as Ponrikushibetsu, Rikushibetsu and Uembetsu. This formation is generally correlatable with the Chipputomari formation of the adjacent Minehama sheet area. The constituent rocks are predominantly fine-grained sandstone and tuffaceous sandstone, accompanied by conglomerate, sandy mudstone, tuff, tuff breccia, agglomerate, and lava of a small scale.

Unconformably overlying the Rikushibetsu formation the Sakimui-gawa agglomerate is distributed in the southwestern corner of the map area. Angular pebbles of the agglomerate are hyaloandesite.

Dacite and dolerite occur as dikes of limited distribution, intruding the Okushibetsu agglomerate and the Koshikawa formation.

The above-mentioned Neogene system generally shows monoclinical structures striking N 10°–50° E and dipping 20°–40° SE. Gently dipping anticlines and synclines of the same strike are locally found. As to faults, there are two groups, one trending NW–SE and the other NE–SW, the former being cut by the latter.

### **Quaternary System**

The Pleistocene Kumbetsu formation has its type locality in the lower reaches of the Chashibetsu river. It consists of sand-gravel facies, sand facies, and volcanic ash facies, and is intercalated with low-grade lignite.

The 1,091.6 m lava and the Otafuke lava, consisting of andesitic materials, unconformably cover the Neogene system.

Ejecta of the Onnebetsu-dake Volcano are distributed in the backbone range in the northwestern corner of the map area, and can be subdivided into the first to fifth lavas which are characteristically augite-hypersthene andesite.

Mudflow and welded tuff form a gently sloping, 300–600 m above sea level, in the northern part of the map area. They are supposed to unconformably rest on the first terraces and are truncated by the second terraces. The welded tuff is augite-hypersthene andesitic tuff.

Terrace deposits constitute two-stepped level plane stretching at somewhat oblique angles with the present coast line and differing in the relative height and degree of dissection. The first terrace deposits form the level plane of 100–180 m in height, and the second terrace deposits form the 20–80 m high level plane extending in front of, and parallel to, the former.

These terrace deposits are covered by the Shibetsu pumice beds which belong to the Mashu volcano series and are distributed in a relatively broad area.

Alluvial deposits are poorly distributed, occurring only in the drainage basins of large and small rivers and along the coastal lowland.

### **Economic Geology**

The map area belongs to the Shiretoko green tuff region, but no noticeable occurrence of base metal deposits has been reported up to the present. Deposits and indications of pyrite and sulphur are known in places, as represented by the Rausu mine area.

In spite of the extensive distribution of the terrace deposits along the coast, occurrence of terrace iron sand deposits cannot be expected. Since the beach is narrow, bounded with the Neogene rocks and terrace deposits by precipitous cliffs, it is also unfit for accumulation of iron sand and no concentration of iron sand has been discovered yet.

Thermal springs are found in the upper reaches of the Shunkari-kotan river, but remain neglected on account of their inconvenient location. Mineral springs accompanied by carbonate precipitates are found in the upper reaches of the Rikushibetsu river and its tributaries.

The Rausu mine is situated at about 2 km upstream of the Rikushibetsu river. It previously worked pyrite ore deposits but the operation is now suspended. Similar deposits at about 1 km upstream of the Chashibetsu river were also worked by the same mine.

The ore deposits and indications belong to the impregnation-replacement type pyrite ore deposit occurring in the Okushibetsu agglomerate and the Rikushibetsu formation. The replacing rock is agglomerate. It is characteristic that the pyrite ore deposits are not associated with any base metals.

The ore deposits are classified by their hanging wall into the following two types :

- (a) Ore bodies with shale and mudstone hanging wall.....  
Chashibetsu deposit
- (b) Ore bodies with silicified agglomerate hanging wall.....  
Rausu deposit and others.

昭和 38 年 3 月 15 日 印刷

昭和 38 年 3 月 20 日 発行

著作権所有 北海道開発庁

印刷者 加藤博

札幌市北 3 条西 1 丁目

印刷所 奥国印刷株式会社

札幌市北 3 条西 1 丁目