

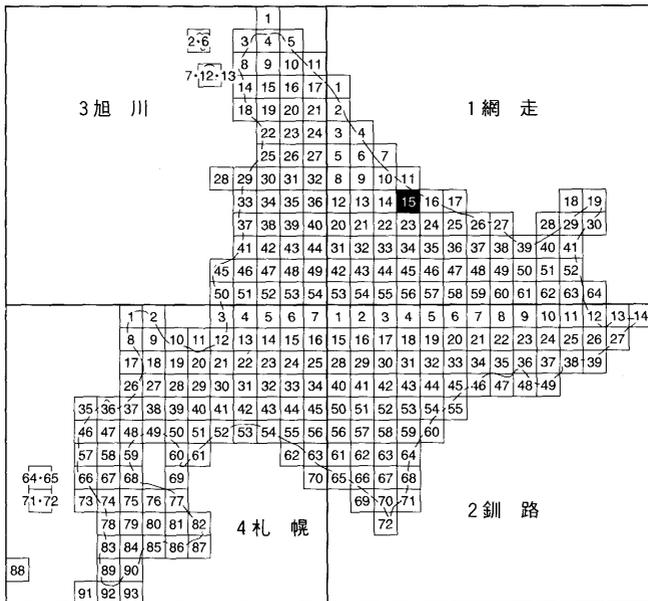
5万分の1地質図幅  
説明書

# 上 渚 滑

(網走 - 第15号)

北海道立地質研究所

平成14年3月(2002)



5万分の1地質図幅  
説明書

# 上 渚 滑

(網走 - 第15号)

松 波 武 雄  
八 幡 正 弘  
松 下 勝 秀

北海道立地質研究所

平成14年3月(2002)

## 目 次

ま え が き .....	1
I 位置および交通 .....	1
II 地 形 .....	2
III 地 質 概 説 .....	4
IV 中生界～古第三系 .....	7
IV. 1 日高累層群 .....	7
IV. 1. 1 上 丸 層 .....	7
IV. 1. 2 上 古 丹 層 .....	8
IV. 1. 3 立 牛 層 .....	9
IV. 1. 4 産出化石と時代 .....	10
IV. 1. 5 地 質 構 造 .....	11
IV. 2 湧 別 層 群 .....	11
V 新 第 三 系 .....	12
V. 1 鴻 之 舞 層 .....	12
V. 1. 1 上 部 層 .....	12
V. 1. 2 層 序 関 係 .....	17
V. 1. 3 産出化石と時代 .....	17
V. 2 藻 別 層 .....	18
V. 2. 1 上モベツ流紋岩溶岩部層 .....	18
V. 2. 2 シブノツナイ火砕岩部層 .....	22
V. 2. 3 弘道玄武岩部層 .....	22
V. 2. 4 上古丹四号川礫岩部層 .....	24
V. 2. 5 白樺峠火砕岩部層 .....	24
V. 2. 6 層 序 関 係 .....	24
V. 2. 7 産出化石と時代 .....	26
V. 3 御 西 層 .....	26
V. 4 紋 別 玄 武 岩 .....	26
V. 5 共 進 層 .....	27

V. 6	緑陰玄武岩	27
V. 7	貫入岩類	28
V. 7. 1	安山岩	28
V. 7. 2	石英安山岩	28
V. 7. 3	流紋岩	28
V. 7. 4	花崗斑岩	29
V. 8	地質構造	29
VI	第四系	31
VI. 1	小向層	31
VI. 2	ヤッシュシナイ川層	34
VI. 3	河岸段丘堆積物	34
VI. 4	斜面堆積物	34
VI. 5	浜堤堆積物	34
VI. 6	現河床堆積物・湖浜堆積物	35
VII	応用地質	35
VII. 1	金・銀	35
VII. 1. 1	沼の上鉦山	35
VII. 1. 2	音羽鉦山	38
VII. 1. 3	八十土鉦山	39
VII. 1. 4	上渚滑(興永)鉦山	40
VII. 1. 5	鴻之舞鉦山三王鉦床	41
VII. 2	銅・鉛・亜鉛	41
VII. 2. 1	元紋別鉦山	41
VII. 3	水銀	42
VII. 3. 1	竜昇殿(北鎮)鉦山	42
VII. 3. 2	上渚滑鉦山	44
VII. 3. 3	八十土弘道の沢鉦山	44
VII. 4	天然ガス	44
文	献	46
Abstract		50

北海道立地質研究所

松 波 武 雄\*  
八 幡 正 弘  
松 下 勝 秀\*\*

## まえがき

「<sup>かみしよこつ</sup>上渚滑」図幅の野外調査は、昭和54年から昭和57年にかけて実施された。野外調査に当たっては、図幅南東部の新第三系を八幡が、オホーツク海沿岸域の第四系を松下が、その他については松波が担当した。野外調査後、長年月を経ることとなり、その間、本地域や周辺の地質系統について多くの知見が得られてきている。白亜系～古第三系については田近ほか(1988)、八幡ほか(1988)、田近(1989, 1992)など、新第三系については八幡ほか(1988)、八幡・西戸(1995)、八幡(1997)などである。説明書のとりまとめは上記文献を踏まえ松波が行った。本図幅中の地層名の多くは、基本的に上記した文献の地層名を踏襲した。地層の定義等は上記文献を参照されたい。

本報告のとりまとめに当たって、白亜系～古第三系について当所田近 淳表層地質科長に多くのご教示を受けた。本報告に用いた岩石薄片の作製は当所戸間替修一氏による。さらに、寺島克之地域地質部長には本報告書全般にわたりご検討いただいた。上記の方々に深く感謝する次第である。

## I 位置および交通

「上渚滑」図幅地域は、北海道東部の北緯 $44^{\circ}10'$ ～ $44^{\circ}20'$ 、東経 $143^{\circ}15'$ ～ $143^{\circ}30'$ の範囲に位置している。本地域は網走支庁管内紋別市および湧別町

---

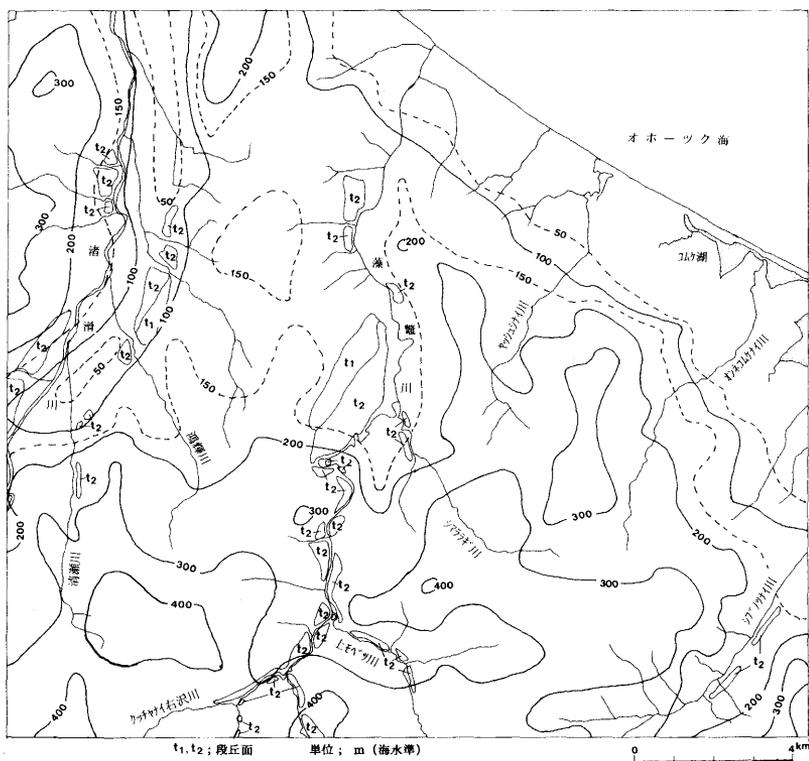
\* 元北海道立地質研究所 (現 マルイシジオテクノ株式会社)  
\*\* 〃 (現 トキワ地研株式会社)

に属する。

オホーツク海沿いには国道238号線が、西縁部の渚滑川沿いには国道273号線が、そして中央部の藻鼈川沿いには道々紋別一丸瀬布線が通り、本地域の主要道路網を形成している。

## Ⅱ 地 形

「上渚滑」図幅地域はオホーツク海に面しており、地域内の最大標高は450.6mである。第1図に本地域の接峰面図を示した。



第1図 接峰面図

渚滑川の東側では、大局的に海岸線から内陸部にかけて標高10~50mの台地、標高80~250mの丘陵、標高250~450mの山地が、海岸線にはほぼ平行して配列する。また、渚滑川の西側には、標高100~300mの山地が発達する。

海岸域の台地は幅2~3 kmで、やや開析された面を形成しており、海跡湖（コムケ湖）の発達により台地幅が制限されている。台地表面には段丘砂礫層は発達せず、いわゆる重粘土（疑似グライ土）が厚く分布する。中山・高木(1984)は、オホーツク海沿岸平野の地形特性を研究する中で、本地域の海岸沿いの台地を2~3面の段丘面に区分している。しかし、現地踏査および空中写真判読では、明瞭に地形面を区分できるような傾斜の遷急点は認められず、山際線から海岸まで一連の地形面からなる。

丘陵地形は海岸台地の内陸側（本地域の中央部）に発達する。これらの丘陵部で標高の高い部分（渚滑川下流右岸域およびオンネコムケナイ川西方域）は新第三紀の玄武岩溶岩分布域に相当し、比較的なだらかな盛り上がりを呈する。

山地は本地域の南半部に発達する。藻麓川の東側は流紋岩溶岩および同質火砕岩類の新第三系からなり、丸味を帯びた丘陵性の山容を呈するのに対して、西側は新第三紀貫入岩類が卓越し、やや急峻な山容を呈する。渚滑川の西側の山地は、新第三系の火砕岩類からなる部分は丸味を帯びた丘陵性の山容、白亜系-古第三系からなる部分はやや開析が進んだ山容をしめす。

段丘地形は渚滑川および藻麓川沿いに発達しており、3つの面に区分される。このうち、最も低位の面は完新世の沖積段丘と考えられ、現河床堆積物に一括した。本図幅では上位2面のみを段丘堆積物 ( $t_1$ ,  $t_2$ ) として扱った。その他、シブノツナイ川流域に  $t_2$  に相当するとみられる段丘面がわずかにみられる。

前述した台地と丘陵の境界部や丘陵と現河床面の境界部には多くの場合、緩傾斜をなす斜面地形が認められる。これらの一部には崖錐堆積物が含まれる。

沖積低地は、渚滑川および藻麓川を始めとしたオホーツク海に注ぐ各河川沿いに発達し、海岸台地を刻んでいる。海岸線に沿って幅数10mの砂州が発達し、砂州上には高さ数mの浜堤が形成されている。海跡湖であるコムケ湖周辺には泥炭を含む低地が発達する。コムケ湖は大部分が水深2 m以下で周辺に低湿地が多く、融雪期には周囲に氾濫する。

なお、渚滑川の現流路は切峰面図上で示される低地帯（50mコンター）の連

なりの西側に沿っており、渚滑川沿いの沖積低地帯では西側への傾動が推定される。

### Ⅲ 地 質 概 説

「上渚滑」図幅地域は北海道東北部のオホーツク海沿岸域に位置し、北海道中生界の地質構造区分では日高帯と常呂帯にまたがる地域に相当する。また、新第三紀のいわゆる北見グリーンタフの分布域である。本地域を構成する地質系統は、中生界（白亜系）～古第三系、新第三系（中～上部中新統）および第四系からなる（第1表）。第2図に地質概略図を示した。

#### 中生界（白亜系）～古第三系

白亜系～古第三系は図幅地域の西半部に分布する日高累層群と南東隅に分布する湧別層群からなる。

日高累層群はタービダイト性の砂岩・泥岩およびそれらの混在岩を主とし、礫岩・緑色岩類が伴われる。本層群は南北に分布する新第三系分布域に分断され、ほぼ3列に配列する。これらは東から上丸層、上古丹層、立牛層に区分される（田近，1989）。これらの区分は地質層序区分ではなく、岩相による構造層序区分である。上丸層は薄層理～厚層理砂岩泥岩互層と緑色岩類から構成される。上古丹層は主として砂岩・泥岩およびそれらの混在岩からなり、一部に礫岩・緑色岩類が伴われる。立牛層は主として石灰質団塊を含む泥岩から構成される。湧別層群は泥岩～砂質泥岩からなる。

日高累層群および湧別層群の堆積時代は、放散虫化石から白亜紀後期～古第三紀（晩新世～始新世）とされている（田近・岩田，1990；田近・八幡，1991；田近，1992など）。

#### 新第三系中～上部中新統

新第三系は、下位より鴻之舞層・藻別層・御西層・紋別玄武岩・共進層・りよくいん緑陰玄武岩からなる。鴻之舞層は海成層で、他は陸成層である。堆積時代は、火山岩類のK-Ar年代などから、鴻之舞層は中期中新世、藻別層は中～後期中新世、御西層と紋別玄武岩は後期中新世である（八幡・西戸，1995）。共進層と緑陰玄武岩の堆積時代は不明であるが、層位関係から後期中新世と考えられる。

鴻之舞層は南接する「丸瀬布北部」図幅（八幡ほか，1988）地域では上部層と下部層に2分されるが，本地域では上部層のみが中央部に広く分布する．上部層は岩相と重なりから，礫岩砂岩層，泥岩層・石英安山岩質火砕岩層・安山岩質火砕岩層・安山岩溶岩および砂岩層に区分される．

藻別層は陸域に噴出・堆積した酸性の火山噴出物より構成され，一部に玄武岩溶岩を伴う．本図幅の東部および西部の2地域に分かれて分布する．東部では上モベツ流紋岩溶岩部層・シブノツナイ火砕岩部層・弘道玄武岩部層が，西部では上古丹四号川礫岩部層・白樺峠火砕岩部層が分布する．藻別層は鴻之舞

第1表 地質総括表

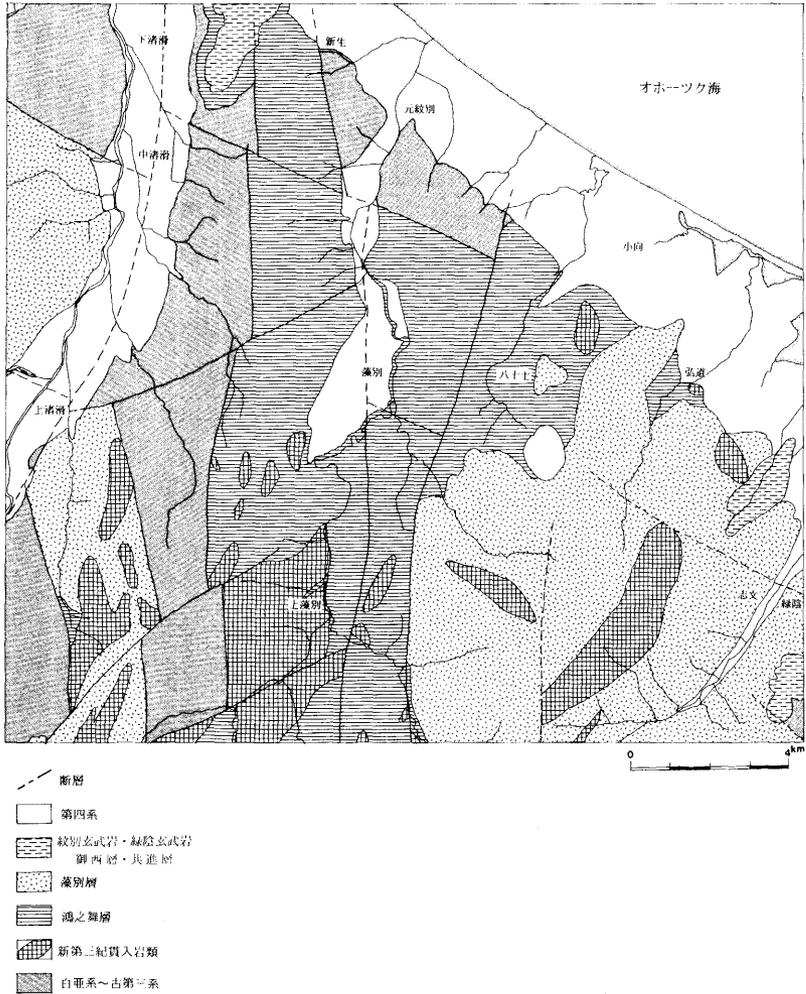
地質時代		西 部		東 部		貫入岩類				
第四紀	完新世	斜面堆積物 g	浜堤堆積物および現河床・湖浜堆積物 b, a							
	更新世	小向層 Ko		河岸段丘堆積物 t <sub>1</sub> , t <sub>2</sub>		ヤッシュシナイ川層 Ya				
新第三紀	鮮新世			[共進層 Ky]		[緑陰玄武岩 Rb]				
	後期	紋別玄武岩 Ml								
	中新世	御西層 On		藻別層 M		白樺峠火砕岩部層 Md		弘道玄武岩部層 Mb		
				上古丹四号川礫岩部層 Mc		シブノツナイ火砕岩部層 Mt		上モベツ流紋岩溶岩部層 Mr, Mp		
中期	鴻之舞層 K	上部層 KU	KUa KUu KUd KUm KUc	安山岩溶岩 安山岩質火砕岩層 砂岩層 石英安山岩質火砕岩層 泥岩層 礫岩砂岩層						
前期										
古第三紀	始新世 ~ 暁新世	日高果層群 H	立牛層 Ta	上古丹層 Us, Um, Uc	上丸層 Ka	湧別層群 Yu		粗粒玄武岩 Kg		
	後期									

----- 不整合

層とは大規模な不整合関係にある。

御西層は鴻之舞層を不整合に覆って、図幅北端部にわずかに分布する。主として軽石凝灰岩・砂岩からなる。上位を整合関係で紋別玄武岩が覆う。

共進層は藻別層を不整合に覆って、図幅東端部にわずかに分布する。砂岩泥



第2図 地質概略図

岩互層からなる。また、図幅南東隅には、藻別層を不整合に覆って緑陰玄武岩が分布する。

#### 第四系

第四系は、オホーツク海沿岸域の台地を構成する小向層<sup>こむかい</sup>、ヤッシュシナイ川最上流域にわずかに分布するヤッシュシナイ川層、河岸段丘堆積物、斜面堆積物、浜堤堆積物、現河床堆積物および湖浜堆積物からなる。

## Ⅳ 中生界～古第三系

本図幅地域の中生界～古第三系分布域は、北海道の中生界の地質構造区分上、日高帯と常呂帯にまたがる。本報告では、西半部に分布するものを日高累層群、東南隅に分布するものを湧別層群と呼ぶ。本図幅を含む日高帯北部の日高累層群の堆積時代は、1980年代に白亜紀後期のサントニアン～カンパニアンあるいはマストリヒチアンとされていたが（田近・岩田，1983；岩田・加藤，1986）、1990年代に古第三紀暁新世や始新世を示す放散虫化石が周辺地域から発見され（君波ほか，1990；田近・岩田，1990）、日高帯北部に古第三系が広く分布する可能性が強くなってきている。一方、湧別層群は上部白亜系～古第三系として取り扱われている（田近・八幡，1991）。

田近ほか（1988）・八幡ほか（1988）は、本図幅に南接する「丸瀬布北部」・「立牛」図幅地域における白亜系～古第三系を再編・再定義した。本図幅では、田近ほか（1988）、八幡ほか（1988）、田近（1992）の区分を踏襲する。

### Ⅳ. 1 日高累層群

図幅西半部に分布する日高累層群は、南北に分布する新第三系に分断され、ほぼ3列に配列する。東側から、上丸層・上古丹層・立牛層に区分される（田近ほか，1988；八幡ほか，1988；田近，1992）。これらの区分は地質層序区分ではなく、岩相による構造層序区分である。

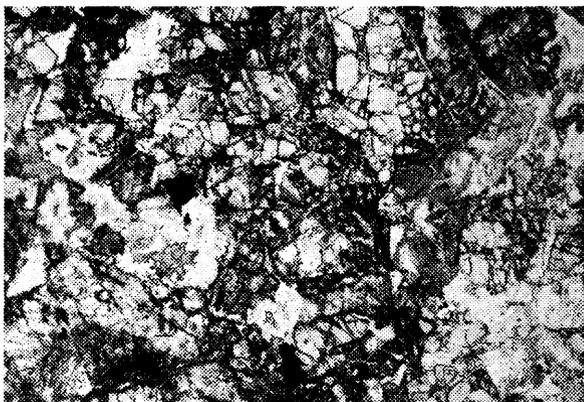
#### Ⅳ. 1. 1 上丸層 (Ka, Kg) (田近ほか，1988；八幡ほか，1988；田近，1992)

八幡ほか（1988）の上丸コンプレックスに相当する。元紋別附近の藻龜川の両側に分布する。本層は砂岩優勢の薄～厚層理砂岩泥岩互層および緑色岩類か

らなる。東縁のフンベオマナイ川附近では数10cm オーダー、元紋別附近では数10cm～数m オーダーの互層をなす。砂岩は暗灰色を呈する細～中粒の石質～長石質ワッケである。露頭に乏しいが、互層部は見掛け上ほとんど変形していない。

緑色岩類は藻鼈川右岸沿いに南北方向で分布する。サブオフィチック組織を示すドレライトと少量の玄武岩の侵入岩からなる。残留鉱物は単斜輝石・斜長石であり、一般に炭酸塩鉱物・緑泥石が普遍的な変質鉱物として含まれる（第3図）。

本層の層厚は見掛け上1,500mである。



第3図  
上丸層中のドレライトの顕微鏡写真。横幅は3mm（単ニコル）

IV. 1. 2 上古丹層 (Us, Um, Uc) (田近ほか, 1988; 八幡ほか, 1988; 田近, 1992)

八幡ほか(1988)の上古丹コンプレックスに相当する。クッチャナイ右沢川から渚滑川右岸側丘陵部にかけて、幅2～3kmで図幅西部をほぼ南北に縦断して分布する。本層は主として砂岩・泥岩・緑色岩類からなり、一部にレンズ状の砂岩と泥質基質からなる層理の破断した砂岩泥岩互層、および泥岩・砂岩・チャート・珪質泥岩などの円礫～亜円礫からなる礫岩を伴う。

南接する「丸瀬布北部」図幅では、砂岩・含礫砂岩・礫岩・泥岩およびそれらの混在岩相からなる砂岩ユニット、泥岩と緑色岩類からなる泥岩ユニットが、

見掛け上整合的に繰り返し累重している（八幡ほか，1988）。本地域ではこれらの区分は不明瞭であり，大部分は砂岩ユニット（Us）に相当するとみられる。砂岩ユニット中の砂岩は灰色～暗緑灰色を呈する石質～長石質ワッケである。砂岩ユニット中に含礫砂岩・礫岩からなる礫岩層（Uc）が挟まれる。規模の大きなものは鴻輝川上流域に分布する。含礫砂岩や礫岩は径1～10cmの円礫からなり，基質は砂岩である。泥岩ユニット（Um）として明瞭に区分されるものは鴻輝川下流域にのみ認められる。泥岩ユニット中の緑色岩類は玄武岩枕状溶岩および玄武岩のシート状侵入岩体（厚さ数m）からなる。これらは斜長石・単斜輝石の斑晶をもつ玄武岩で，炭酸塩鉱物・緑泥石などが普遍的な変質鉱物として含まれる。

本層の層厚は見掛け上2,000mである。

#### IV. 1. 3 立牛層（Ta）（田近ほか，1988；田近，1992）

隣接する「滝上」および「立牛」両図幅地域に広く分布する地層であり，本図幅では南西端の渚滑川右岸山地および北西端の渚滑川左岸山地に分布する。ほとんどが暗灰色泥岩からなり，珪質泥岩および砂岩が稀に伴われる。泥岩の一部には最大径1 m大の石灰質団塊が含まれる。砂岩は泥岩中に不規則に混じり合っている。本層は層理が不明瞭であり，詳細な構造は明らかにし難い。本層の層厚は見掛け上1,500m以上である。

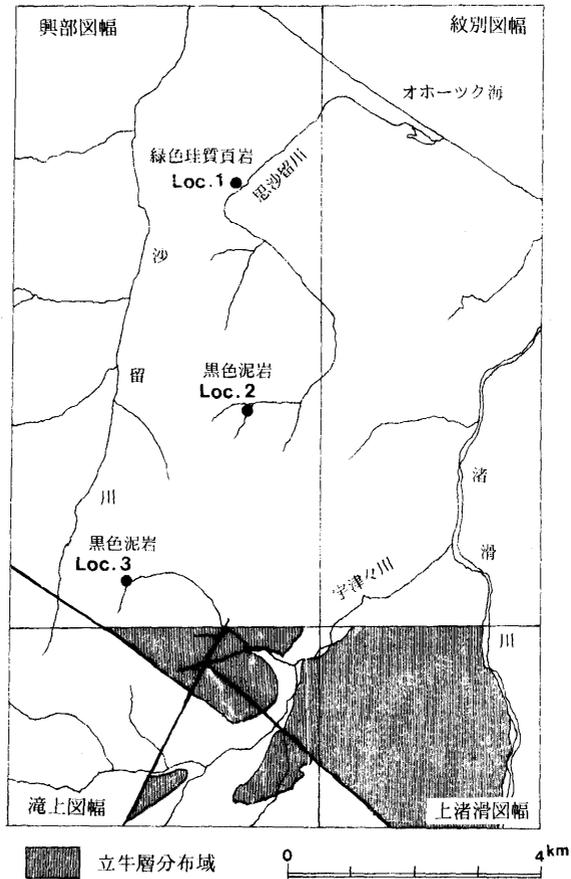
第2表 日高累層群から産する放散虫化石（「興部」図幅内；君波ほか，1990）

<u>Loc.1</u> （緑色珪質頁岩）	<u>Loc.1</u> （緑色珪質泥岩）
<i>Cornutella</i> sp.	<i>Podocyrtilis</i> sp. A
<i>Podocyrtilis</i> sp. A	<i>Theocampe</i> cf. <i>mongolfieri</i>
<i>Theocampe</i> sp.	<i>Theocampe</i> sp.
<i>Stylosphaera</i> sp.	<i>Spongurus</i> sp.
	<i>Stylosphaera</i> sp.
<u>Loc.2</u> （黒色泥岩）	<u>Loc.3</u> （黒色泥岩）
<i>Lithomitra lineata</i>	<i>Podocyrtilis</i> sp.
<i>Podocyrtilis</i> sp. A	<i>Spongodiscus</i> sp.
<i>Amphisphaera</i> sp.	
<i>Periphaena</i> cf. <i>decola</i>	
<i>Spongurus</i> sp.	

#### IV. 1. 4 産出化石と時代

本図幅地域では石灰質有孔虫や放散虫化石の検討は行われていない。南接する「丸瀬布北部」図幅地域の「上丸層」の泥岩・凝灰質頁岩からカンパニアン～マストリヒチアン前期の放散虫化石が認められている（田近・岩田, 1983; Iwata and Tajika, 1989; 八幡ほか, 1988）。

君波ほか（1990）は、本図幅の北西に接する「興部」図幅<sup>おこっぺ</sup>地域の（長谷川・魚



第4図 「興部」図幅内の放散虫化石産出地点（君波ほか，1990）

住, 1975) の「<sup>るろち</sup>瑠椽層」の珪質頁岩および泥岩から古第三紀始新世の放散虫化石を報告している(第4図・第2表)。このうち Loc.2および Loc.3は主として塊状の黑色泥岩からなり(君波ほか, 1990), 本図幅北西端の立牛層の北西延長部に相当するとみられる。また, 「立牛」図幅地域の「立牛層」の珪質泥岩からも始新世の放散虫化石が認められるとされている(田近, 1992)。なお, 君波ほか(1990)の Loc.1(第4図)を含む地層は, 上古丹層に相当する可能性が指摘されている(田近, 1992)。これらのことから立牛層および上古丹層の時代は古第三紀始新世と推定される。

#### IV. 1. 5 地質構造

本図幅地域のH高累層群(上丸層・上古丹層・立牛層)は, 全体として南北に伸長し3列に配列する。各地層間には新第三系分布域あるいは沖積層(渚滑川)分布域が存在しており, 各地層が直接, 接する関係はみられない。しかし, 隣接する「丸瀬布北部」および「立牛」図幅地域では, 上丸層と上古丹層は断層関係, 立牛層は上古丹層の上位に整合的に累重する(田近, 1992)。

上丸層は, ほぼN-SないしNNW-SSEの走向を示し, 西側に $20^{\circ}\sim 30^{\circ}$ 傾斜した同斜状構造をしめす。綠色岩の進入附近では局部的に東傾斜を示す。

上古丹層は分布域を横断するNE-SW系およびNW-SE系の断層により4ブロックに分割される。明瞭な走向・傾斜を測定しえる個所は少ないが, 多くはNNW-SSEないしN-Sの走向を示し, 西側に $65^{\circ}\sim 90^{\circ}$ 傾斜しているとみられる。

立牛層は層理が不明瞭であり, 詳細な構造は明らかではない。図幅南西端の立牛層は, 隣接する「滝上」・「立牛」図幅地域ではNE-SW～N-Sの走向で西傾斜の同斜構造を示すとみられている(田近ほか, 1984)。

#### IV. 2 湧別層群(Yu)(長尾, 1960)

本図幅では南東隅にわずかに分布する。隣接する「中湧別」および「遠軽」両図幅地域に広く分布する。暗灰色泥岩～砂質泥岩からなる。「中湧別」図幅(長尾, 1962)地域の「<sup>ぼろろ</sup>芭露層」, 「遠軽」図幅(田近・八幡, 1991)地域の「熊ノ沢層」の延長部に相当する。「熊ノ沢層」からは白亜紀後期の放散虫化石が産出している(田近・八幡, 1991)。

## V 新 第 三 系

本図幅地域および周辺地域の新第三系の層序については、高橋ほか(1936)、竹内(1942)、通商産業省(1969)などにより確立・再編されてきた。八幡ほか(1988)は、本図幅に南接する「丸瀬布北部」図幅において、従来の新第三系層序を再編・再定義した。また、八幡・西戸(1995)は、再定義された地質層序に基づき本図幅地域から「丸瀬布北部」図幅地域にかけた地域における新第三紀火山活動と構造運動について総括した。本図幅では、基本的に八幡ほか(1988)、八幡・西戸(1995)の地質層序を踏襲した。

本地域に分布する新第三系は、下位から海成堆積岩類からなる鴻之舞層、陸成の火山噴出物および湖沼性堆積岩類からなる藻別層・御西層・紋別玄武岩・共進層・緑陰玄武岩に区分される。以上の各層は互いに不整合関係にある。貫入岩類は安山岩・石英安山岩・流紋岩および花崗斑岩からなる。

### V. 1 鴻 之 舞 層 (K) (八幡ほか, 1988)

本層は、図幅中央部を南から北に流下する藻鼈川、ヤッシュシナイ川およびオンネコムケナイ川の各流域に分布する。本図幅に南接する「丸瀬布北部」図幅では、鴻之舞層は下部層・上部層に区分される。下部層は泥岩砂岩層を主体とし、上部層は礫岩層・泥岩層・砂岩層のほか石英安山岩質～安山岩質火山噴出物が伴われる。しかし、本地域には下部層は分布しない。

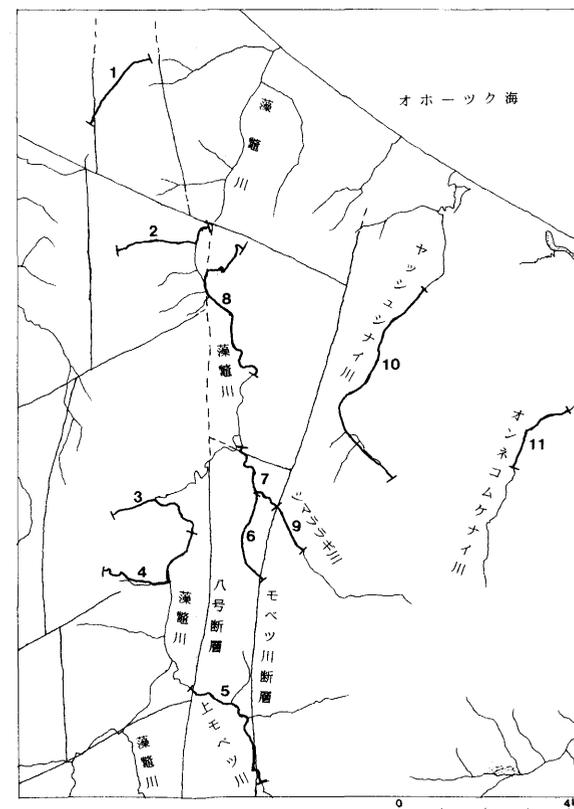
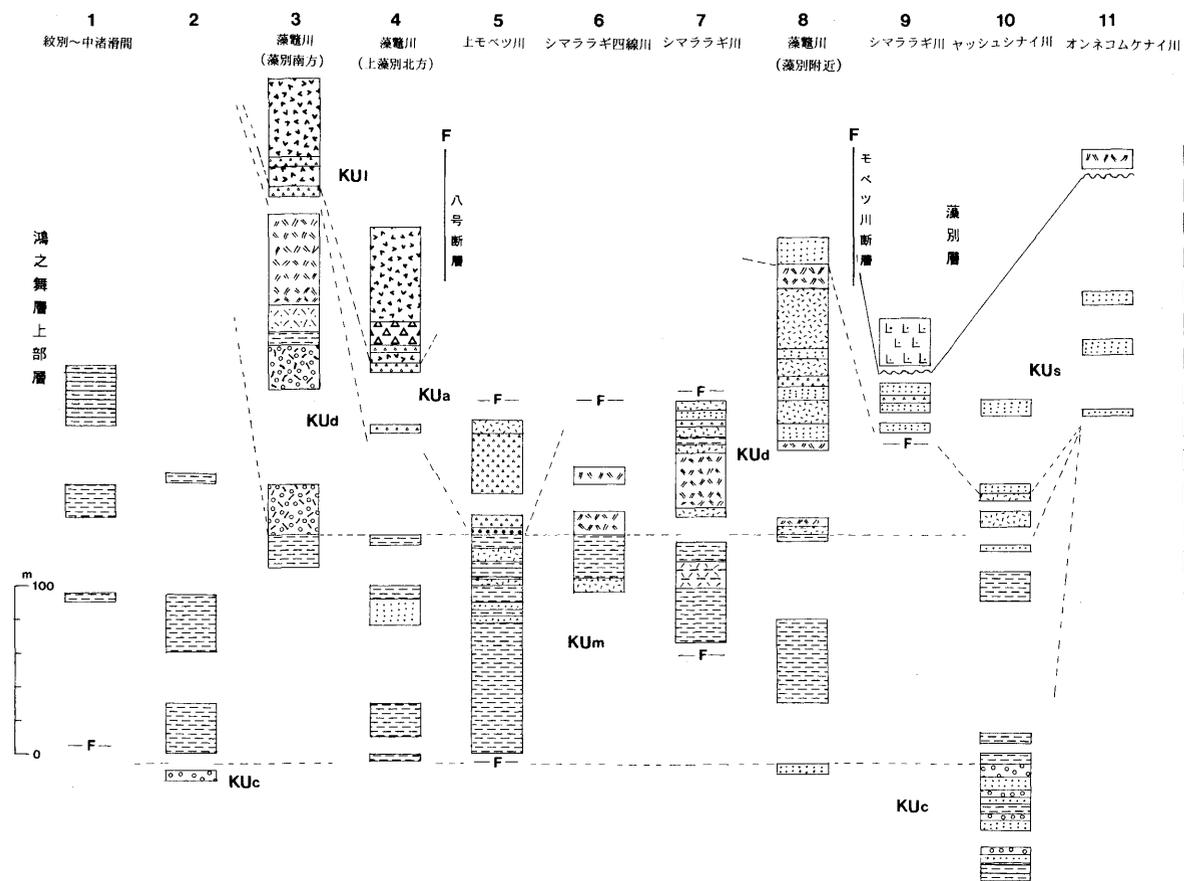
#### V. 1. 1 上部層 (KU)

上部層は礫岩・泥岩・砂岩の堆積岩類と火山噴出物からなる。全体として下部で堆積岩類が、上部で火山噴出物が卓越する。岩相と重なりから、礫岩砂岩層、泥岩層、石英安山岩質火砕岩層、安山岩質火砕岩層、安山岩溶岩および砂岩層に区分される。上部層の各個柱状対比図を第5図に示した。

##### <礫岩砂岩層> (KUc)

本層はヤッシュシナイ川中流から藻鼈川下流弥生橋附近、および図幅北端部の丘陵域(紋別山山腹)に分布する。この他、図幅南西部の清瀬川<sup>きよせ</sup>上流域に分布する。鴻之舞層上部層の最下層である。

ヤッシュシナイ川中流域では、礫岩・砂岩・泥岩の互層からなる。礫岩の礫



第5図 鴻之舞層上部層の各個柱状図

a ; 安山岩溶岩, b ; 安山岩質火山角礫岩 (ハイアロクラスタイトを含む), c ; 安山岩質凝灰角礫岩, d ; 安山岩質火山礫凝灰岩, e ; 石英安山岩質火山礫凝灰岩, f ; 石英安山岩質軽石凝灰岩, g ; 凝灰質礫岩, h ; 石英安山岩質細~粗粒凝灰岩, i ; 泥岩凝灰岩互層, j ; 泥岩砂岩互層, k ; 泥岩, l ; 砂岩, m ; 礫岩, n ; 断層

は径1～3 cm, 最大5 cmであり, 主として下位の日高累層群に由来した砂岩・泥岩からなる。円磨度は良好である。砂岩は暗灰色の細粒～中粒砂岩であり, 比較的淘汰は良い。砂岩・泥岩には黒色の炭質物がしばしば含まれる。藻鼈川弥生橋附近では, 径2～5 cmの中礫を主体とする礫岩からなり, 上部に向かって粗粒砂岩に移行する。紋別山山腹では露頭に乏しいが, 旧竜昇殿<sup>りゅうしょうてん</sup>鉦山の探査ボーリングにおいて白亜系の上位に細礫岩・砂岩が分布することが確認されている(藤原・二間瀬, 1970)。清瀬川上流域では暗灰色の中～細粒砂岩からなり, 礫岩は伴わない(第11図)。全体として, 礫岩は本地域の北部で卓越し, 南方に向かうにつれて砂岩が主体となるものとみられる。

本層の層厚は, ヤッシュシナイ川中流では最も厚く200m以上である。また, 紋別山山腹では20～40m, 清瀬川上流域では80m以上である。

#### 〈泥岩層〉(KUm)

本層は鴻之舞層上部層の主体をなす地層であり, 藻鼈川と渚滑川に挟まれた南北に伸びる丘陵域に広く分布する。その他, ヤッシュシナイ川中流域から藻鼈川弥生橋附近にかけての地域, シマララギ川下流域, 上モベツ川下流域および清瀬川上流域に分布する。黒色～暗灰色泥岩を主とし, 風化した泥岩は鱗片状を呈する。本層の上部ではしばしば細粒～粗粒凝灰岩および砂岩を伴う。

地域北端の紋別市新生附近では泥岩から泥岩砂岩互層に移行する。ここでは, 10～60cm単位のやや凝灰質な淡灰色泥岩と暗灰色粗粒砂岩の有律互層からなる。

下位の礫岩砂岩層(KUc)とは整合関係にある。本層の層厚は130～200mである。

#### 〈石英安山岩質火砕岩層〉(KUd)

本層は藻別から上藻別にかけての藻鼈川流域およびヤッシュシナイ川中流域に分布する。本層の分布域の南限は上モベツ川附近である。

主として淡緑灰色軽石凝灰岩・粗～細粒凝灰岩からなり, 火山礫凝灰岩・砂岩および泥岩が伴われる。模式的な岩相は藻別東方丘陵域に見られる。ここでは, 下部は泥岩や安山岩などの異質岩塊や岩片を多数含有する軽石質凝灰岩・凝灰角礫岩から, 中部は5～10mmの発泡した軽石に特徴づけられる軽石凝灰岩から, そして上部はやや砂質になり葉片状の軽石の葉理状配列がみられる軽

石凝灰岩と平行層理の発達した粗～細粒凝灰岩からなる。これらの凝灰岩類の火山ガラスの多くはモルデン沸石やスメクタイトにより交代されている。藻別南西方丘陵域では、最下部に1 cm 大の異質亜角礫～円礫を砂質凝灰岩～凝灰岩が埋めた、淘汰の悪い凝灰質礫岩からなる。

下位の泥岩層 (KUm) とは整合関係にある。本層の層厚は30～200m であり、藻別附近の藻鼈川流域で最も厚く、東方および南方に向かって急激に薄化する。

#### 〈安山岩質火砕岩層〉 (KUa)

本層は藻別以南の藻鼈川流域および上モベツ川流域から、南接する「丸瀬布北部」岡幅地域 (八幡ほか, 1988: K5に相当) に分布する。

緑褐色～褐色火山礫凝灰岩・軽石質粗粒凝灰岩からなる。火山礫凝灰岩は安山岩岩片を主とし、他に泥岩・砂岩片を含有する。基質は火山ガラスを主とし、斜長石・石英と少量の輝石からなる。火山ガラスは大部分スメクタイトに交代されている。

本層は上モベツ川下流域では泥岩層 (KUm) を、藻鼈川流域およびシマララギ四線川上流域では石英安山岩質火砕岩層 (KUd) を整合に覆う。本層の層厚は20～60m である。

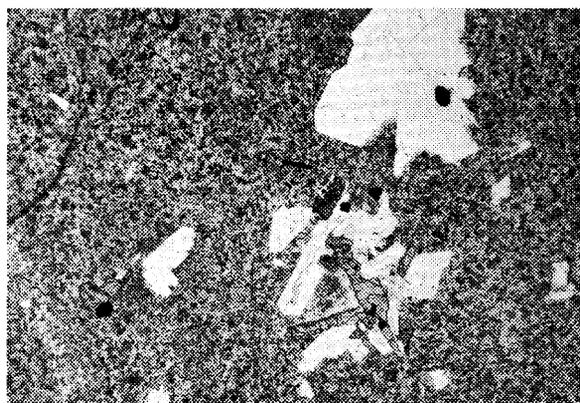
第3表 鴻之舞層上部層中の安山岩の全岩主化学組成 (八幡・西戸, 1995)

安山岩	
KY-624	
SiO <sub>2</sub>	64.47
TiO <sub>2</sub>	0.99
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	14.94
FeO*	6.51
MnO	0.16
MgO	0.70
CaO	4.47
Na <sub>2</sub> O	3.60
K <sub>2</sub> O	1.73
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0.18
ig.loss	2.01
total	99.76

#### 〈安山岩溶岩〉 (KUI)

本層は藻別と上藻別間の藻鼈川流域にのみ分布する。発泡した自破砕状部と塊状部からなる。上藻別北方の藻鼈川では、安山岩質火山礫凝灰岩から水冷破碎された自破砕状溶岩を経て塊状溶岩に移行している。

安山岩は斜長石と輝石が集斑晶をなす複輝石安山岩である。斜長石は長径0.2～0.6mm の短柱状自形をなす。単斜輝石は長径0.2～0.5mm の短柱状半自形をなす。斜方輝石は長径0.1～0.3mm の短柱状自形をなす。いずれの斑晶も新鮮である。石基は新鮮なガラスに富み、長柱状の斜長石、マイクロライトおよび不透明鉱物が認めら



第6図  
鴻之舞層上部層中の  
安山岩の顕微鏡写真  
(藻鼈川). 横幅は  
3 mm (単ニコル)

れる(第6図). 安山岩の全岩主化学組成を第3表に示した.

下位の安山岩質火砕岩層(KUa)とは整合関係にある. 層厚は60mである.

#### 〈砂岩層〉(KUs)

本層はシマララギ川中流域・ヤッシュシナイ川上流域・オンネコムケナイ川中流域にかけて分布する. その他, 藻別東方の藻鼈川右岸の崖にわずかに分布する. 鴻之舞層上部層分布域の北東域にのみ分布する.

ヤッシュシナイ川中流域では暗灰色~緑灰色の細~粗粒砂岩からなる. 藻別東方の藻鼈川右岸の崖では層理構造の発達した細~中粒砂岩互層からなり, 一部には斜交葉理が発達する.

下位の石英安山岩質火砕岩層(KUd)とは整合関係にある. 本層の層厚は上位層に不整合に覆われるため明らかではないが, 150m以上とみられる.

#### V. 1. 2 層序関係

鴻之舞層は本図幅地域の新第三系最下位の地層である. 本地域では下部層は分布しないが, 南接する「丸瀬布北部」図幅(八幡ほか, 1988)では下部層が日高累層群を不整合関係で覆っている. 本地域では, 上部層の礫岩砂岩層(KUc)が日高累層群を直接, 不整合関係で覆っている.

#### V. 1. 3 産出化石と時代

八幡ほか(1988)は, 南接する「丸瀬布北部」図幅の下部層および上部層から, *Thecosphaera miocenica*, *Cyrtocapsella japonica*, *Plectopyramis* sp. などの放

散虫化石の産出を報告しており、鴻之舞層の堆積時代を中期中新世中頃（11～13Ma）とした。

大型動物化石は *Macoma* sp., *Teredo* sp., *Chlamys* cf. *swiftii*, *Portlandia* sp., *Natica*? sp., *Dentalium* sp., *Lucina acutilineata*, *Propeamussium* sp., *Periploma* sp. が上部層から産出する（通商産業省，1969）。

また、八幡・西戸（1995）は、上藻別北方の上部層の安山岩溶岩（KUal）から  $12.8 \pm 0.7$  Ma の K-Ar 年代を報告している。これは放散虫の年代と調和的である。

## V. 2 藻 別 層 (M) (八幡ほか，1988)

本層は図幅東部にあたる藻鼈川以東の広い範囲と図幅西部の清瀬川流域から渚滑川左岸域にかけての地域に分布する。

図幅東部では流紋岩溶岩と酸性火砕岩類および玄武岩溶岩が、西部では酸性火砕岩類が分布する。玄武岩溶岩以外は南接する「丸瀬布北部」図幅（八幡ほか，1988）から連続的に分布することから、同図幅の区分を踏襲する。図幅東部に分布する藻別層の各個柱状対比図を第7図に示した。

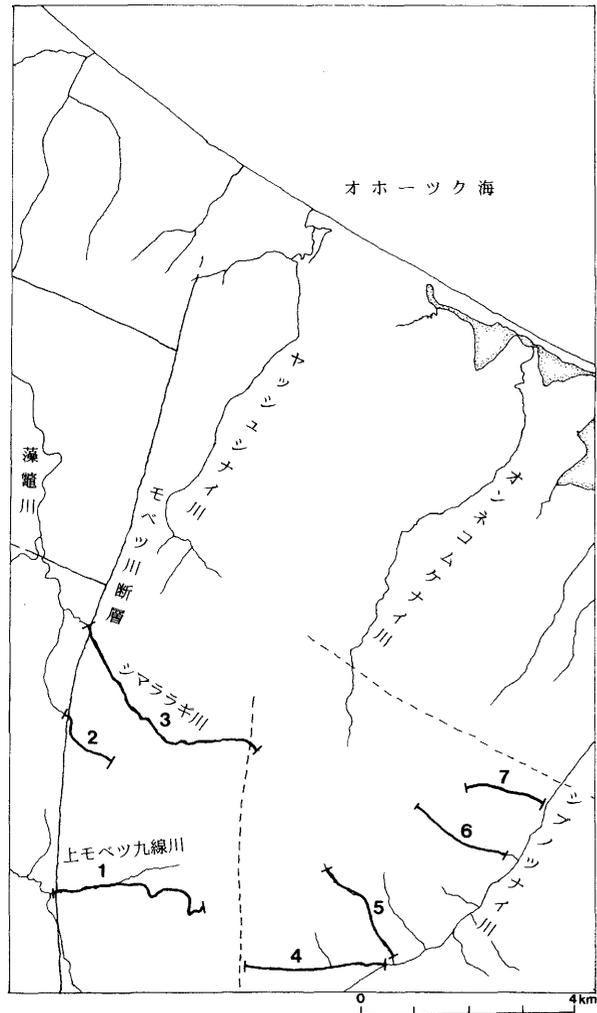
### V. 2. 1 上モベツ流紋岩溶岩部層 (Mp, Mr)

本図幅中央部のシマラギ川上流域，上モベツ九線川流域および図幅東部のシブノツナイ川流域に、黒曜石・真珠岩 (Mp) および流紋岩 (Mr) の各溶岩が分布する。

シマラギ川流域では下位より黒曜石・真珠岩，流紋岩，再び黒曜石・真珠岩が重なる。上モベツ九線川流域では下位から流紋岩，黒曜石・真珠岩，流紋岩が重なる。一方，シブノツナイ川流域では黒曜石・真珠岩と流紋岩の2枚の溶岩が分布する。

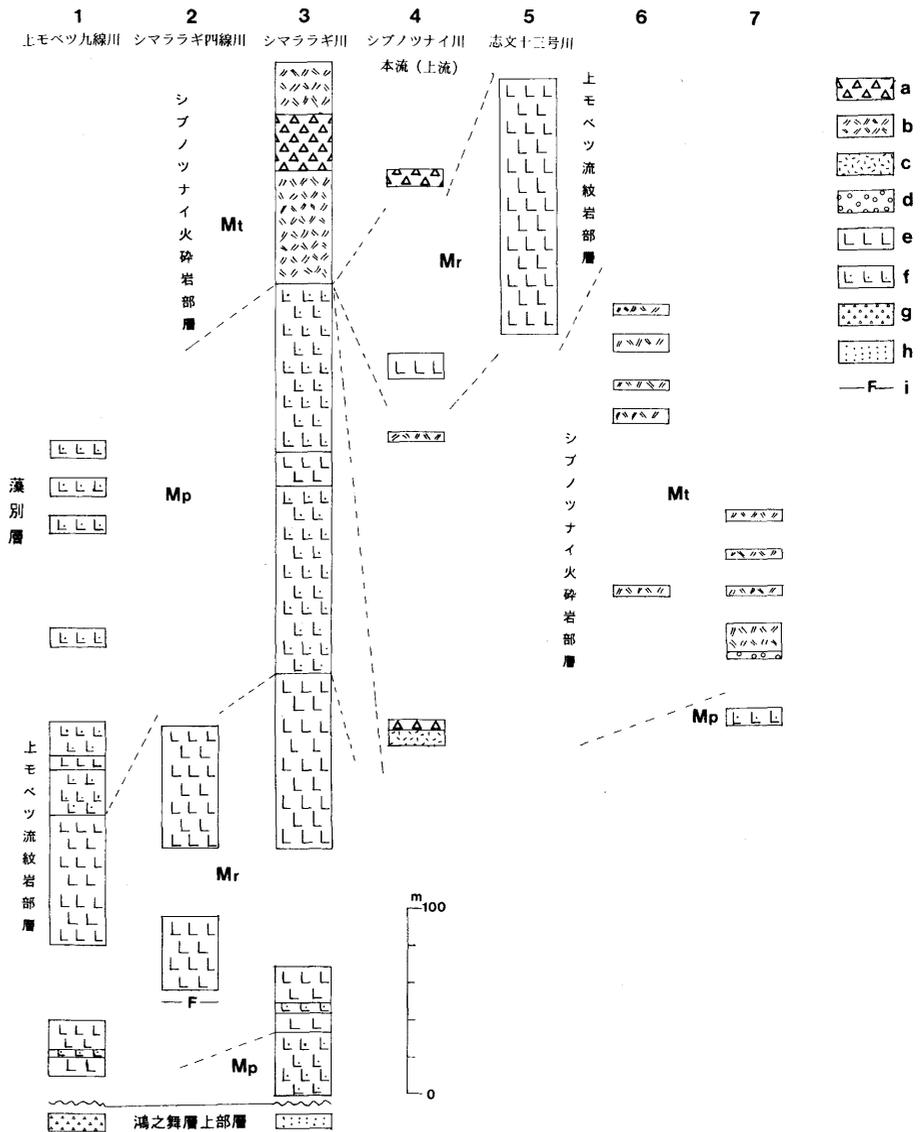
黒曜石・真珠岩溶岩は黒色～暗灰色を呈する。新鮮な部分では黒色の黒曜石が多いが、灰色の部分では真珠岩構造を有し、水和層の発達認められる（第8図）。これらの溶岩は塊状を呈する部分、発泡孔や流理構造の発達した部分が認められる。

シマラギ川上流域および上モベツ川流域の流紋岩溶岩は流理構造が発達した部分が多い。シブノツナイ川上流部の流紋岩溶岩は、下部では黒雲母を含有



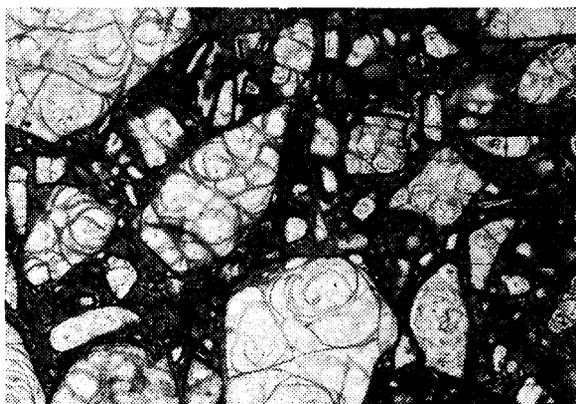
第7図 藻別層の各個柱状図 (東部地域)

a ; 流紋岩～石英安山岩質凝灰角礫岩, b ; 流紋岩～石英安山岩質軽石凝灰岩, c ; 流紋岩～石英安山岩質粗粒凝灰岩, d ; 礫岩, e ; 流紋岩溶岩, f ; 黒曜石・真珠岩溶岩, g ; 安山岩質火山角礫岩, h ; 砂岩, i ; 断層



し流理構造が発達する場合が多いが，上部では球顆構造を呈する変質した溶岩が多い。また，上モベツ九線川上流では風化土状になった流紋岩中にオパールからなる球顆が多数産出する。球顆の表面は数 mm から数 cm 程度の半球突起物に覆われている。球顆本体の大部分はオパールであり，オパールの中心部の空隙や割れ目には石英，ハーモトームおよび斜プチロル沸石の小結晶が群生している場合が多い（松原ほか，1996）。

黒曜石は長径0.2～1.5mm の石英，長径0.2～0.7mm の斜長石および少量の



第8図  
藻別層中の真珠岩の顕微鏡写真（シマラギ川），横幅は3 mm（単ニコル）

第4表 上モベツ流紋岩溶岩部層の黒曜石・真珠岩・流紋岩の全岩主化学組成（八幡・西戸，1995）

	黒曜石	真珠岩	真珠岩	流紋岩	流紋岩	真珠岩	真珠岩
	KY-029	KY-057	KY-648	KY-055	KY-030	KY-041	KY-179
SiO <sub>2</sub>	74.03	73.48	72.12	76.44	78.47	71.33	74.64
TiO <sub>2</sub>	0.12	0.12	0.23	0.13	0.12	0.10	0.11
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	12.60	12.80	12.13	12.83	11.84	12.31	13.04
FeO*	1.14	1.05	1.84	0.72	0.50	0.82	0.78
MnO	0.07	0.07	1.10	0.05	0.06	0.06	0.07
MgO	0.18	0.17	0.30	0.21	0.17	0.17	0.18
CaO	1.05	0.99	1.35	0.78	1.01	0.96	0.85
Na <sub>2</sub> O	3.13	2.38	2.65	2.85	3.21	2.64	3.04
K <sub>2</sub> O	3.39	3.72	2.55	3.55	3.23	3.68	3.85
F <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0.02	0.02	0.03	0.02	0.02	0.02	0.01
ig.loss	3.91	4.31	7.30	1.53	1.08	7.59	3.06
total	99.64	99.23	100.60	99.11	99.71	99.68	99.63

長径0.2~0.4mmの黒雲母を含む斑状構造を呈し、稀に赤褐色角閃石が認められる。石基は火山ガラスを主とし、晶子を多数含む。

流紋岩は長径0.2~2.0mmの石英、長径0.2~0.7mmの黒雲母および長径0.2~2.0mmの斜長石の斑状構造を呈し、稀に赤褐色角閃石が認められる。石基は全般に変質している。

上モベツ流紋岩溶岩部層中の黒曜石、真珠岩、流紋岩の全岩主化学組成を第4表に示した。

層厚はシマララギ川流域で440mである。

### V. 2. 2 シブノツナイ火砕岩部層 (Mt)

本図幅西部のシブノツナイ川流域およびオンネコムケナイ川流域の広い範囲に分布する。シブノツナイ川流域では流紋岩溶岩の上下に分布し、シマララギ川最上流域では黒曜石・真珠岩溶岩の上位に分布する。

主として緑灰色流紋岩質~石英安山岩質軽石凝灰岩・粗粒凝灰岩からなり、一部に火山角礫岩が伴われる。一般に塊状であり、層理は不明瞭である。

本部層の層厚は明確ではないが、流紋岩溶岩の上下の火砕岩層の層厚はそれぞれ100m~150mとみられる。

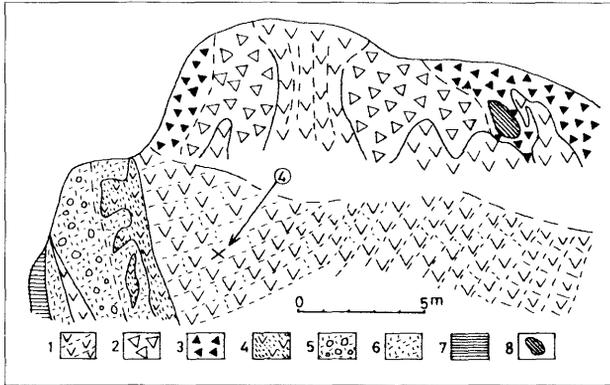
### V. 2. 3 弘道玄武岩部層 (Mb)

(八幡・西戸, 1995)

オンネコムケナイ川西方の丘陵地に分布する。黒色塊状の未変質の玄武岩溶岩からなる。弘道の北北西約1kmに位置する水銀鉾山跡地において本部層の火道部が認められる(第9図; 八幡・西戸, 1995)。そこでは、鴻之舞層上部層の泥岩とシブノツナイ火砕岩部層の軽石凝灰岩が破碎され、それに玄武岩が貫入している(第9図)。水銀鉾山跡地の上部の丘陵地には火道部の溶岩や角礫岩を覆って、塊状の玄武岩溶岩が分布することから、本部層は

第5表 弘道玄武岩部層中の玄武岩の全岩主化学組成 (八幡・西戸, 1995)

	玄武岩 KY-635	玄武岩 KY-632
SiO <sub>2</sub>	52.06	54.20
TiO <sub>2</sub>	1.26	1.18
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	17.16	17.16
FeO*	7.71	7.20
MnO	0.13	0.13
MgO	6.84	6.41
CaO	8.66	7.88
Na <sub>2</sub> O	3.13	3.22
K <sub>2</sub> O	0.78	1.12
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0.27	0.24
ig.loss	1.84	1.16
total	100.29	99.9



第9図 弘道玄武岩部層の火道部のスケッチ  
(八幡・西戸, 1995)

1 ; 玄武岩 (柱状節理), 2 ; 玄武岩質火山角礫岩, 3 ; 玄武岩質凝灰角礫岩・火山凝灰岩, 4 ; ガラス質玄武岩, 5 ; 軽石凝灰岩 (含玄武岩角礫), 6 ; 軽石凝灰岩, 7 ; 泥岩, 8 ; 泥岩岩塊, ④ ; K-Ar 年代測定位置



第10図  
弘道玄武岩の顕微鏡  
写真. 横幅は 3 mm  
(単ニコル)

未固結なシブノツナイ火砕岩部層の軽石凝灰岩中に貫入・流動し, 上方に溢流したことを示す.

鏡下では斑状組織を有し、かんらん石と斜長石の微斑晶が認められる。かんらん石は長径0.1~1.5mmであり、新鮮である。斜長石は長径0.1~0.3mmの短柱状で弱い累帯構造をしめす。石基はインターグラニューラー組織を示し、斜長石>かんらん石>単斜輝石>ガラスからなる(第10図)。玄武岩の全岩主化学組成を第5表に示した。

本部層の層厚は50~60mである。

#### V. 2. 4 上古丹四号川礫岩部層 (Mc)

本図幅西南部の清瀬川中流および合流点附近の和訓辺川河床などに分布する。

清瀬川では上位の軽石凝灰岩(白樺峠火砕岩部層)分布域に窓状に散在し露出する。礫径2 cm以下の中~細礫岩を主とし、泥岩および細粒砂岩の薄層を介する。礫は日高累層群に由来した泥岩・砂岩の円礫を主とする。淘汰は悪く、層理は見られない。和訓辺川河床では中~細礫岩が日高累層群を不整合関係で覆ってわずかに分布する(第11図)。本部層の層厚は20~40mである。

#### V. 2. 5 白樺峠火砕岩部層 (Md)

本図幅西部のクツチャナイ右沢川上流域、清瀬川流域、渚滑川左岸域に分布する。塊状の石英安山岩質軽石凝灰岩を主体とし、層理は不明瞭である。

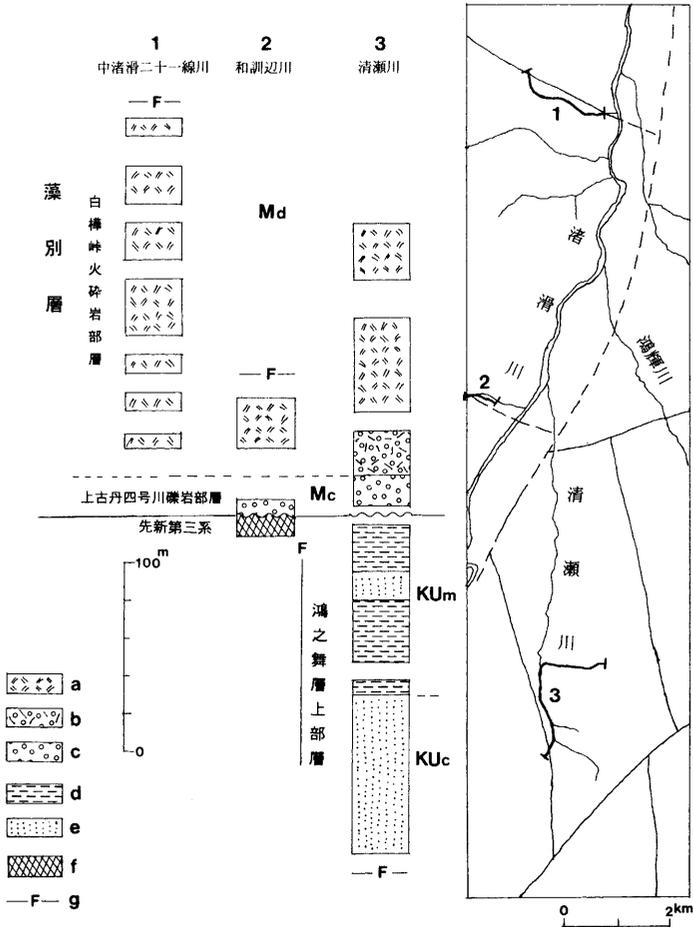
クツチャナイ右沢川上流域や清瀬川中流域の本部層下部では、日高累層群に由来した円礫~角礫が多数含有され、部分的に礫岩様の岩相を呈する凝灰角礫岩からなる。それらの部分ではしばしば1 m大の泥岩岩塊が含まれる。本部層は上部に向かって異質岩片に乏しい緑灰色の軽石凝灰岩に移行する。軽石凝灰岩は5 mm大の軽石とこれを埋める基質中の繊維状ガラス、石英(長径0.2~0.5mm)および少量の斜長石(長径0.2mm)からなる。部分的に軽石が抜け多孔質な外観を呈する。

本部層の層厚は清瀬川流域で120m以上、渚滑川左岸側で300m以上である(第11図)。

#### V. 2. 6 層序関係

藻別層は日高累層群・湧別層群および鴻之舞層を不整合関係で覆う。日高累層群・湧別層群を不整合関係で覆うのは図幅西部の和訓辺川合流点付近および図幅東南端の湧別町境界附近である。鴻之舞層上部層を不整合関係で覆うのは

シマララギ川中流域・オンネコムケナイ川中流（弘道地区）および清瀬川上流域である。



第11図 藻別層の各個柱状図（西部地域）

a ; 石英安山岩質軽石凝灰岩, b ; 含異質礫凝灰角礫岩, c ; 礫岩, d ; 泥岩, e ; 砂岩, f ; 先新第三系, g ; 断層

## V. 2. 7 産出化石と時代

本層から化石は見出されていない。八幡・西戸（1995）は、シマララギ川の藻別層基底部の黒曜石溶岩（上モベツ流紋岩部層）から $11.8 \pm 0.6$ MaのK-Ar年代を、弘道玄武岩部層の火道部の玄武岩（第9図）から $11.0 \pm 0.5$ MaのK-Ar年代を報告している。このことから、本層の堆積年代は中期中新世から後期中新世とみられる。

## V. 3 御西層 (On) (長尾, 1968)

本地域北端の紋別市新生の西方丘陵山腹にわずかに分布する。

石英安山岩質軽石凝灰岩・粗粒凝灰岩・砂岩からなり、層理は不明瞭である。軽石凝灰岩は径1～3 cmの発泡した軽石の集合からなる。北接する「紋別」図幅（長尾, 1968）の紋別公園北方では、多数の砂岩が介在する（八幡・西戸, 1995）。紋別山南麓の旧竜昇殿鉱山の探査ボーリングでは20～60mの層厚が確認されている（藤原・二間瀬, 1970）。

### [層序関係]

御西層は鴻之舞層上部層（泥岩層）を不整合関係で覆う。

### [産出化石および時代]

本層から化石は見出されていない。本層の上位に整合で重なる紋別玄武岩のK-Ar年代（ $8.82 \pm 0.56$ Ma）から、本層の堆積年代は後期中新世とみられる。

## V. 4 紋別玄武岩 (M)

本図幅では北端の紋別市街西方丘陵に分布する。本地域では黒色～暗灰色塊状玄武岩溶岩からなるが、北接する「紋別」図幅の紋別公園附近では、凝灰角礫岩やハイアロクラスタイトが伴われる（八幡・西戸, 1995）。

鏡下では、斑晶鉱物としてイデイングサイト化したかんらん石と単斜輝石が認められるが非常に少ない。石基はかんらん石、単斜輝石と斜長石からなり、インターサタル組織を呈する。玄武岩の全岩主化学組成を第6表に示した。

### [層序関係および時代]

北接する「紋別」図幅の紋別公園では、御西層の軽石凝灰岩の上位に整合で重なる（八幡・西戸）。通商産業省（1990a）は、本溶岩から $8.82 \pm 0.56$ Maの

K-Ar 年代を報告している。本溶岩の活動年代は後期中新世である。

第 6 表 紋別玄武岩中の玄武岩の全岩主化学組成 (八幡・西戸, 1995)

## V. 5 共 進 層 (Ky)

(長尾, 1962)  
本図幅東端の秋平川<sup>あきひら</sup>中流域にわずかに分布する。東接する「中湧別」図幅 (長尾, 1962) の「共進層」に相当する。秋平川右岸の丘陵崖では, 1~1.5m 厚の暗灰色の細~粗粒砂岩と 0.5m 厚の泥岩の有律互層からなり, 砂岩が卓越する。風化した泥岩は鱗片状を呈する。本層の層厚は 30m 以上である。

玄武岩  
Mo-bas      玄武岩  
KY-393

SiO <sub>2</sub>	51.78	54.21
TiO <sub>2</sub>	1.15	1.24
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	17.57	17.44
FeO*	7.56	8.03
MnO	0.13	0.13
MgO	7.03	6.35
CaO	8.67	7.88
Na <sub>2</sub> O	2.99	3.43
K <sub>2</sub> O	0.60	1.23
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0.26	0.30
ig.loss	2.09	0.30
total	99.83	100.54

### [層序関係]

共進層は, 藻別層の上モベツ流紋岩溶岩部層およびシブノツナイ火砕岩部層を不整合関係で覆う。

### [産出化石および時代]

本層から化石は見出されていない。時代を特定する資料はないが, 藻別層を不整合関係で覆うことから, 南接する「丸瀬布北部」図幅 (八幡ほか, 1988) の「社名淵層」<sup>しやなふち</sup> (後期中新世) に対比される可能性がある。

## V. 6 緑 陰 玄 武 岩 (Rb)

本地域南東端の丘陵部に分布する。斑晶に乏しい黒色塊状の玄武岩溶岩からなる。鏡下では, 斑晶鉱物として斜長石 (0.2~0.5mm) と少量の普通輝石 (0.1~0.2mm) がわずかに認められ, 石基は斜長石を主体としたインターサータル組織をしめす。

### [層序関係および時代]

湧別層群および藻別層を不整合関係で覆う。時代を特定する資料はないが, 南接する「丸瀬布北部」図幅 (八幡ほか, 1988) 内には「社名淵層」 (後期中

新世) 上部に玄武岩溶岩が多く認められることから、これに対比される可能性がある。

## V. 7 貫入岩類

本図幅地域には多数の貫入岩類が分布する。各岩体について以下に述べる。

### V. 7. 1 安山岩 (A)

安山岩は本地域で最も多い貫入岩である。これらのほとんどは藻別から上藻別にかけての地区に集中して分布する。最も大きい岩体は、上藻別南西の岩体であり、鴻之舞層上部層を貫いている。藻別層を貫くものには大きな岩体は見られない。貫入方向はNNE-SSW～NE-SW系およびN-S系が卓越する。前者は上藻別以南で、後者は以北で卓越する。

斑晶鉱物は斜長石(0.3～2.0mm)・単斜輝石(0.2～1.0mm)・斜方輝石(0.2～1.0mm)と少量の不透明鉱物からなる。各斑晶の量比は岩体ごとに異なるが、いずれも斜長石に富み、斑状構造を呈している。石基は斜長石が主で少量の単斜輝石・斜方輝石・不透明鉱物とガラスからなる。ガラスの量比によりハイアロピリティック組織からピロタキシティック組織に変化する。変質の程度は岩体によって異なる。

### V. 7. 2 石英安山岩 (D)

本地域南西部のクッチャナイ右沢川上流域から清瀬川上流域にかけての地域と、図幅北東部の沼の上地域に分布する。前者はN-S～NE-SW、後者はNW-SEの貫入方向が卓越する。

斑晶鉱物は石英(0.5～2.5mm)・斜長石(0.2～1.5mm)からなり、他に少量の輝石(0.2～0.3mm)を含有する場合がある。斑状構造を呈しており、石基は石英・斜長石の微斑晶と少量のガラスからなるが、多くの場合、粘土鉱物に交代されている。

### V. 7. 3 流紋岩 (R)

大きな岩体は、本図幅南東部の藻別層分布域および南西部の藻別層分布域に分布する。前者はNE-SWおよびWNW-ESEの貫入方向、後者はNNE-SSWの貫入方向をしめす。

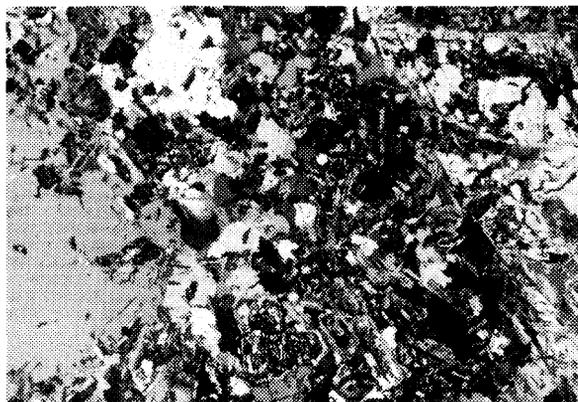
流理構造が顕著な岩相をしめす。斑晶鉱物は斜長石(0.2～0.4mm)と少量

の石英 (0.2~0.3mm) からなる。石基は二次石英やカルセドニーに交代されている。

#### IV. 7. 4 花崗斑岩 (P)

清瀬川の上流域に藻別層を貫き N-S 方向に伸長する岩体として分布する。

斑晶鉱物は石英 (1~3 mm), 斜長石 (1~2.5mm) および緑泥石・炭酸塩鉱物に交代された黒雲母 (0.1~0.3mm) からなる。石基は微花崗岩質の組織を示し等粒状の石英, 斜長石の集合体からなる (第12図)。粘土鉱物, 炭酸塩鉱物が普遍的な変質鉱物として含まれる。

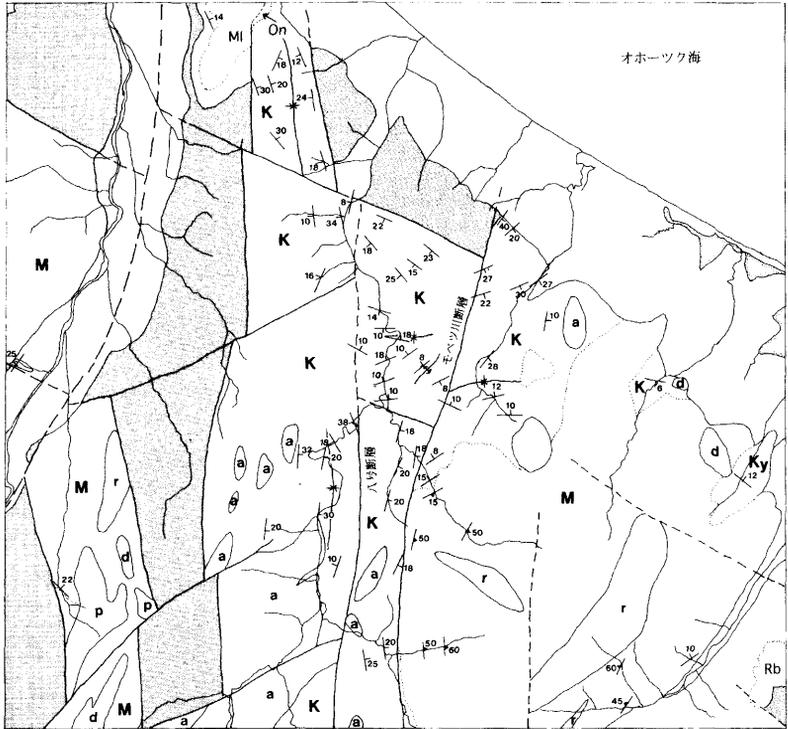


第12図  
花崗斑岩の顕微鏡写真 (清瀬川)。横幅は 3 mm (クロスニコル)

### V. 8 地質構造

本地域の新第三系分布域は、N-S系およびNW-SE系の断層によって日高累層群分布域と区分される。新第三系分布域は、さらにNE-SW系およびNW-SE系の断層によってブロック化されている (第13図)。

N-S系の断層はモベツ川断層 (高橋ほか, 1936) ・八号断層 (高橋, 1936) に代表される。その他, 八号断層の西側 2~3 km に, 八号断層にほぼ平行する断層が存在する。また, 渚滑川沿いの現河床堆積物の下位にはNNE-SSW系の断層の存在が推定される。モベツ川断層は東落ちの正断層, 八号断層は西落ちの正断層で, 断層の垂直変位量は南部で200~300m程度と推定される。八



Rb: 緑柱玄武岩  
 Ky: 共進層  
 MI: 紋別玄武岩  
 On: 御西層  
 M: 藻別層  
 K: 濁之舞層

背斜軸  
 向斜軸  
 50° 流理構造の走向・傾斜  
 20° 地層の走向・傾斜

r 流紋岩岩脈  
 d 石英安山岩岩脈  
 a 安山岩岩脈  
 D 石英斑岩岩脈  
 白亜系～古第三系

第13図 地質構造図

号断層の西側2～3 kmに平行する断層は東落ちの正断層であり、垂直変位量は200m以上と推定される。

八号断層の西側の鴻之舞層はほぼN-Sの走向を示し、紋別市新生南方および藻別～上藻別間の藻鼈川沿いにはほぼN-S方向の向斜構造が認められる。八号断層とモベツ川断層に挟まれた地域の鴻之舞層の北半部はE-W系の走向を示し、藻別東方には同方向の向斜・背斜構造が認められる。一方、南半部の鴻之舞層はN-S系の走向を示す。モベツ川断層の東側の鴻之舞層はE-W系の走向を示す。ヤッシュシナイ川中流には同方向の向斜構造が存在する。

モベツ川断層の東側の大部分を占める藻別層は流紋岩部層の流理構造からみて、全体として大きな盆状構造を呈していると推定される。この盆状構造は八幡・西戸(1995)の地溝帯に相当する。

## Ⅵ 第 四 系

本図幅地域の海岸沿いには、幅2～3 kmの台地が広がっている。この台地の東端の海側には海跡湖であるコムケ湖が位置する。台地の表層には特異な重粘土(疑似グライ土)が分布しており、その成因を含めて台地の堆積物の時代が論議されている(斎藤, 1972)。また、瀬川ほか(1984)は、オホーツク海沿岸の低位海岸段丘堆積物の花粉分析、<sup>14</sup>C年代をもとに、本地域の台地を構成する堆積物の堆積環境を報告している。本報告では海岸台地を構成する更新統を一括して「小向層」と命名する。

この他、ヤッシュシナイ川上流域のヤッシュシナイ川層、河岸段丘堆積物および斜面堆積物の更新統、浜堤堆積物、現河床および湖浜堆積物の完新統からなる。

### Ⅵ. 1 小 向 層 (Ko)

海岸沿いの幅2～3 kmの海岸台地を構成する。本層は、図幅北端からフンベオマナイ川間および小向の畑作研究センター地先の海岸に見られる海食崖に露出する。

藻鼈川以北の海食崖では、上位の灰白色粘土層と下位の凝灰質砂層からなる。灰白色粘土層は海食崖のほとんどで地表部を構成する。この粘土層は重粘土(疑

似グライ土)の母材となっている。層厚は5 m程度である。凝灰質砂層は5 mm大の軽石および黒雲母片を多量に含むことを特徴とする。斜交層理が顕著に発達する。層厚は5 m以上である。

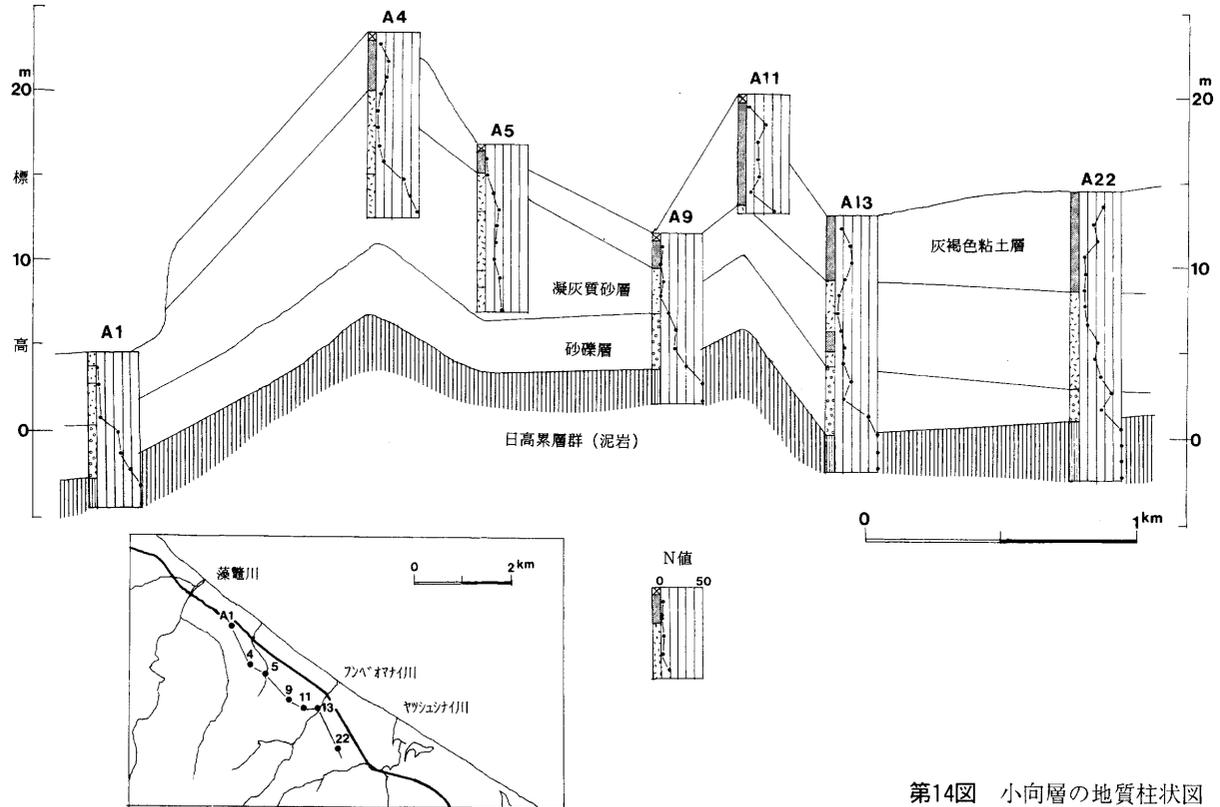
藻鼈川とフンベオマナイ川間の海食崖は崩壊が著しく、かつ、露出する堆積物の連続性に乏しく、詳細な累重関係は明らかになっていない。概略の層相は、上位から灰白色粘土層、砂礫層、凝灰質砂層および暗灰色粘土層である。灰白色粘土層は比較的固く、一部ではシルトと縞状互層を示す。層厚は5～8 mである。砂礫層は拳大以下の亜円礫からなり、礫種は火山岩が多い。層厚は1～5 mで膨縮が激しい。凝灰質砂層は、円磨された軽石を含み、一部には斜交層理が発達する。暗灰色粘土層は、細粒砂の薄層を頻繁に挟み、木材の化石を含んでいる。

フンベオマナイ川以東では海食崖の高さが低くなり、露出する堆積物は灰白色粘土層から構成される。なお、海浜には礫が多く、崖下の浅海部に礫層が分布することが示唆される。

一方、台地上の紋別空港の地盤調査資料によれば、小向層の下位には泥岩が分布し、岩片状で割れ目には日高累層群(上丸層)の圧碎部と推定される鏡肌光沢が認められる。この日高累層群と小向層の境界面は1/40程度の勾配で海側に傾斜している(第14図)。

地盤地質調査資料にもとづけば、小向層の層序は下位から基底の砂礫層、凝灰質砂層および最上位の灰褐色粘土層からなる。砂礫層の礫は礫径5～15mmの円礫で、その層厚は2～4 mである。凝灰質砂層は「火山灰」との記載が多いが、細粒～中粒の凝灰質砂層と思われる。層厚は5～10mである。灰褐色粘土層は部分的に軽石や泥炭を含むことがある。層厚は2～5 mである。

小向層の粘土層(重粘土)について、斎藤(1972)はリス・ウルム間氷期に湖沼に堆積した粘土層が、ウルム氷期の海面低下による陸化の地形変化と水環境変化が古土壌生成作用、疑似グライ化作用を経て、疑似グライ土が生成されたと推論している。また、瀬川ほか(1984)は、藻鼈川とフンベオマナイ川間の海食崖において、地表下1 mの泥炭と4～5 mの泥炭質粘土について、それぞれ $3,590^{+130}_{-120}$  y.B.P.,  $31,860^{+3,270}_{-2,320}$  y.B.P.の $^{14}\text{C}$ 年代を報告している。



第14図 小向層の地質柱状図

このように、重粘土の成因にはウルム氷期の寒冷気候が関係しているという意見が多いが、小向層の堆積年代についてはまだ決定的な証拠は見つかっていない。

## VI. 2 ヤッシュシナイ川層 (Ya)

ヤッシュシナイ川最上流域の盆状地形を埋めて、径 1 km 程度のほぼ円形の範囲に分布する。観察される露頭はヤッシュシナイ川右岸側の土取り場の一個所のみである。下部の褐色極粗粒砂層と上部の小～中礫層からなる。礫層の礫は藻別層に由来した各種火山岩である。層厚は 10m 以上である。

なお、本層分布域の北方約 1 km に位置する八十土砂金鉱床（第16図）は、尾根部（標高200m）に分布する層厚20～30mの砂礫層中にあり、坑道により採取されたと言われている（高橋ほか、1936）。あるいは本層に相当するものかもしれないが、今回の踏査では確認することができなかった。

## VI. 3 河岸段丘堆積物 ( $t_1$ , $t_2$ )

渚滑川および藻鼈川沿いには  $t_1$ ,  $t_2$  の 2 面の段丘堆積物が認められる。その他、シブノツナイ川にも認められる。段丘堆積物は中～大礫とこれを充填する砂・粘土質物質からなる。

## VI. 4 斜面堆積物 (g)

斜面堆積物は丘陵地形部の山麓に緩斜面を形成している。規模の大きなものは下渚滑東方山麓および小向南方山麓に分布する。堆積物は中～大礫を含有するが、一般に粘土質物質からなる。しかし、堆積物が確認できていないが、地形的な判断から当堆積物の分布を推定したケースもある。

## VI. 5 浜堤堆積物 (b)

海浜には河道を閉塞する形で砂州が発達している。このうち最長のものはコムケ湖と海域を隔てている砂州である。砂州の基底は -2 ～ 3 m で、砂州の下位には軟弱な粘土層が分布している。この粘土層は湖底堆積物に連続している。砂州の上には浜堤が発達している。浜堤は高さが 4 ～ 5 m で、中礫混じりの

細礫ないし粗粒砂からなる。浜堤は波浪の営力で形成されたもので、海岸線に直交する断面形は三角形を呈している。浜堤の生成には、流水の営力も関係すると考えられている（瀬川ほか、1984）。

海食崖の発達するところでは砂州はなく、浜堤が海食崖に張り付くように発達する。

なお、地質図では、海浜砂も一括して塗色している。本地域の海浜は全般的に小礫が卓越する。最近、海岸浸食が激しく、随所で侵食防止工事が行われている。

## Ⅵ. 6 現河床堆積物・湖浜堆積物 (a)

現河床堆積物は各河川に少なからず認められるが、広く分布するのは渚滑川、藻鼈川およびシブノツナイ川である。小～大礫を含む砂礫層からなる。

コムケ湖の湖底から湖畔にかけて軟弱な粘土層が厚く堆積している。東接する「中湧別」図幅内のコムケ湖の湖底ボーリングデータによると、湖底には標準貫入試験値（N 値）が 0～1 の極軟弱なシルト層が 10m 以上堆積している。

## Ⅶ 応用地質

本図幅地域内には金・銀鉱床の旧沼の上鉱山や水銀鉱床の旧竜昇殿鉱山など多数の旧鉱山が分布する。北海道東北部の中でも鉱産資源の豊富な地域の一つであり、平成元年度から通商産業省により実施されている広域地質構造調査「北海道北部地域」に含まれる。

### Ⅶ. 1 金 ・ 銀

Ⅶ. 1. 1 <sup>ぬまのうえ</sup>沼の上鉱山（太田垣、1951；高沢、1956；大村、1957；資源・素材学会、1990；通商産業省、1990b）

位置 シブノツナイ川上流の左岸支沢に位置する。

沿革 大正 6 年（1917）に露頭発見後、大正 12 年（1923）に探鉱が開始された。昭和 3 年（1928）に三菱金属鉱業が買収し操業を開始した。昭和 7 年（1932）～昭和 20 年（1945）の間が隆盛期である。昭和 25 年（1950）にシマララギ鉱脈

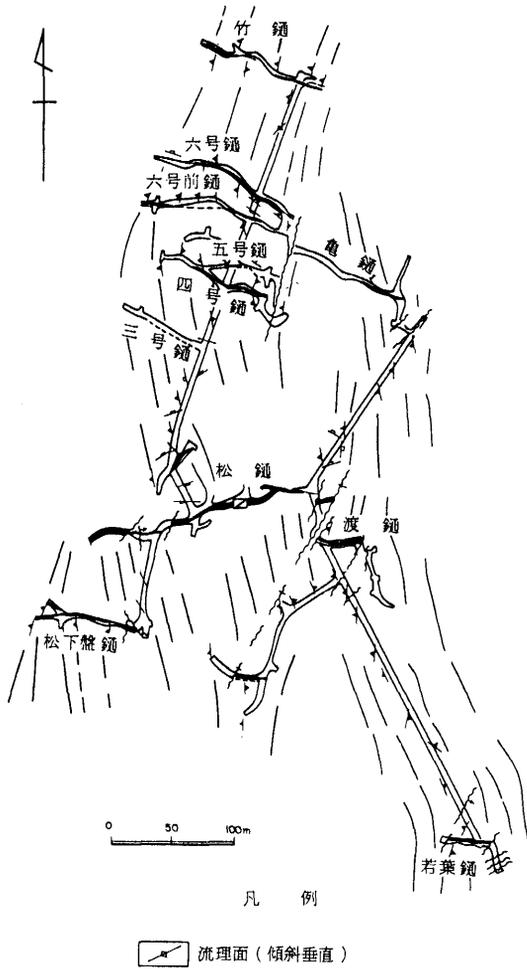
が発見され、数年間再び隆盛となるが、以後品位が次第に低下し、昭和34年(1959)に休山、昭和41年(1966)に鉱量枯渇により閉山した。

**鉱床および鉱石** 沼の上鉱山は南北約1 km、東西約0.5kmの範囲に分布する。シマララギ鉱脈のみは主要鉱脈分布域の北西方約3 kmに分布する。藻別層の凝灰岩およびこれを貫く縞状流紋岩中に胚胎する含金銀石英脈である(第15図・第7表)。鉱脈の走向はWNW-ESE～E-W系およびENE-WSW系である。鉱石鉱物は輝銀鉱・自然金・濃紅銀鉱・角銀鉱・自然銀・黄鉄鉱からなり、閃亜鉛鉱・方鉛鉱・黄銅鉱・銅藍・ポリバス鉱・輝安銀鉱・硫銀ゲルマニウム鉱を伴う。脈石鉱物は石英・方解石・重晶石・氷長石からなる。母岩変質は鉱化帯中心部に緑泥石帯、その外側に珪化-氷長石帯、更に黄鉄鉱帯が分布する(通商産業省, 1990)。氷長石によるK-Ar年代として $12.7 \pm 0.3\text{Ma}$ が得られている(八幡ほか, 1999)。

**生産実績** 昭和4年～昭和34年の精鉱中の金量は1,405kg、銀量は94,149kgである。昭和34年4月から昭和34年10月までの年度別産出粗鉱量を第8表に示した。

第7表 沼の上鉱山鉱脈一覧表(資源・素材学会, 1990)

鉱床名	走向	傾斜	脈幅			品位	
			m	m	m	金 g/t	銀 g/t
松ヒ	N75° E	70° NW	1.0	400	150	8.0	815
松上盤ヒ	N60° E	75° NW	0.5	150	60	17.0	1,500
松下盤ヒ	E-W	70° S	0.2	120	120	9.7	100
竹ヒ	N80° W	70° NE	1.0	370	100	14.3	108
梅ヒ	N80° W	70° NE	0.5	220	50	2.7	15
若葉ヒ	N60° W	75° SW	0.6	200	90	7.1	510
3号ヒ	N75° W	70° NE	0.3	70	90	2.8	110
4号ヒ	N65° W	70° NE	0.5	140	120	9.0	850
5号ヒ	N65° W	75° NE	0.4	200	120	9.0	1,150
6号前ヒ	N65° W	70° SW	0.3	100	90	14.4	1,410
シマララギ	E-W	80° S	4.5	200	60	5.5	40
6号ヒ	N65° W	70° NE	1.0	300	120	9.3	420



第15図 沼の上鉾山の鉾床図 (通商産業省, 1990b)

第8表 沼の上鉍山生産実績表（資源・素材学会，1990）

年 度	鉍 量 t	金 g/t	銀 g/t
昭和24年（1949）	1,635	30.2	1,233
昭和25年（1950）	1,549	24.7	1,875
昭和26年（1951）	1,476	25.9	1,940

年 度	昭和31年度	昭和32年度	昭和33年度	昭和34年度
粗鉍量 t	3,076	3,755	3,529	1,545

VII. 1. 2 <sup>おとわ</sup>音羽鉍山（山田ほか，1963；資源・素材学会，1990；通商産業省，1990b）

位置 ヤッシュシナイ川中流域左岸支沢に位置する（第16図）。

沿革 昭和13年（1938）に発見，昭和17年（1942）に開坑，珪酸鉍として売鉍が開始されたが，昭和20年（1945）に終戦により休山，昭和25年（1950）に三菱金属鉍業に買収されたが，昭和26年（1951）に閉山した。

鉍床および鉍石 音羽鉍山は鴻之舞層上部層の礫岩砂岩層中に胚胎する含金銀石英脈である。鉍脈の走向はNW-SE系（1号・2号・4号脈）および

第9表 音羽鉍山生産実績表（通商産業省，1990b）

	湿鉍量 t	乾鉍量 t	金 g/t	銀 g/t
昭和17年	74,167	69,965	51.0	148
18年	677,304	635,676	31.7	85
19年	808,700	755,885	30.8	74
20年	635,800	599,825	23.6	60
21年	108,000	95,502	28.1	120
22年	62,100	56,373	31.6	106
23年	408,680	376,344	38.4	150
24年	205,200	184,557	30.5	56
計	2,979,951	2,774,127	31.6	88

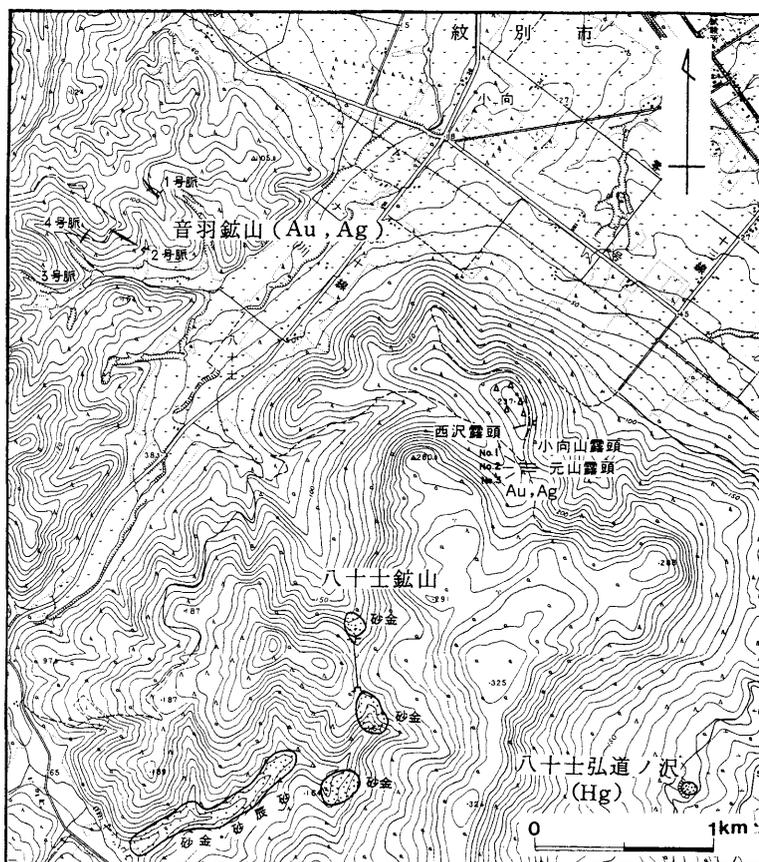
（小坂製錬所への売鉍実績；山元資料による）

NE-SW系（3号脈）である。鉍石鉍物は自然金・黄鉄鉍からなり、脈石鉍物は石英および少量の氷長石からなる。氷長石によるK-Ar年代として14.3±0.3Maが得られている（八幡ほか，1999）。

生産実績 昭和17年から昭和24年までの売鉍実績を第9表に示した。

Ⅶ. 1. 3 八十士鉍山（高橋ほか，1936；通商産業省，1990b）

ヤッシュシナイ川右岸側の丘陵（小向山）に分布する（第16図）。小向山の北斜面に分布する含金石英脈（元山露頭・西沢露頭）と南面する支沢に分布す



第16図 音羽・八十士鉍山位置図（通商産業省，1990b）

る砂金鉱床からなる。含金石英脈は鴻之舞層上部層の砂岩層中に胚胎する。鉱脈の走向はE-W～ENE-WSW系である。氷長石によるK-Ar年代として $13.4 \pm 0.8\text{Ma}$ がえられている（八幡ほか，1999）。本鉱脈は探鉱対象のみであり，過去に稼行されたことはない。砂金鉱床は明治41～42年（1908～1909）に稼行されたとされるが，詳細は不明である。

VII. 1. 4 上渚滑（興永）<sup>かみしよこつ こうえい</sup> 鉱山（山田ほか，1963；資源・素材学会，1990；通商産業省，1990b）

**位置** 上渚滑市街の南東方約2 km，清瀬川中流域右岸に位置する。

**沿革** 昭和8年（1933）に発見され，上渚滑金山として探鉱・採鉱が開始された。昭和16年（1941）に興永鉱山と改称された。その後，付近に発見された水銀鉱床とあわせて上渚滑金山と改称された。昭和18年（1943）に金山整備に伴い閉山した。

**鉱床および鉱石** 上渚滑鉱山は藻別層の凝灰岩およびこれを貫く流紋岩中に胚胎する含金銀石英脈および網状鉱染鉱床である。鉱脈は緑泥石－絹雲母－（方解石）－石英脈で，その走向はNE-SW系およびE-W系である。網状石英脈部に高品位鉱を産する。鉱石鉱物は自然金・黄鉄鉱・黄銅鉱・閃亜鉛鉱からなり，時に辰砂・自然水銀を伴う。

**生産実績** 昭和10年から昭和17年の生産量を第10表に示した。

第10表 上渚滑（興永）鉱山生産実績表（資源・素材学会，1990）

年 度	鉱 量 t	金 g/t	銀 g/t
昭和10年（1935）	5,738	5.0	4.0
11年（1936）	8,270	3.0	2.0
12年（1937）	8,330	3.0	1.0
13年（1938）	-	-	-
14年（1939）	-	-	-
15年（1940）	63	8.0	4.0
16年（1941）	120	7.2	42.0
17年（1942）	930	15.0	30.0

VII. 1. 5 鴻之舞<sup>さんのう</sup>鉾山三王鉾床（八幡ほか，1988；資源・素材学会，1990；通商産業省，1990b）

三王鉾床は，隣接する「丸瀬布北部」図幅地域を中心に大規模に分布する鴻之舞鉾山のうち，最も北側に分布する鉾床である。藻鼈川の左岸支流上モベツ六線川流域に分布する。鴻之舞鉾山の沿革・鉾脈および鉾石・生産実績については「丸瀬布北部」図幅（八幡ほか，1988）を参照されたい。三王鉾床は鴻之舞層上部層を貫く大規模な安山岩中に胚胎する含金銀石英脈である。鉾脈の走向はE-W～ENE-WSW系である（第11表）。

第11表 鴻之舞鉾山三王鉾床の鉾脈（資源・素材学会，1990）

鉾脈名	走向	傾斜	走向延長	深度	平均脈幅	平均品位	
			m	m	m	金 g/t	銀 g/t
三王本ピ	N80° E	60° S	400	260	2.0	3.1	22
三王北ヒ	N80° E	60° S	300	100	1.5	-	-

## VII. 2 銅・鉛・亜鉛

VII. 2. 1 <sup>もともんべつ</sup>元紋別鉾山（山田ほか，1963；地質調査所，1967；通商産業省，1990b）

位置 元紋別付近の藻鼈川左岸丘陵部に位置する。

沿革 昭和15年（1940）に住友金属鉾山が共同鉾業権者として加わり，昭和21年（1946）までの間，探鉾および生産が行われた。

鉾床および鉾石 日高累層群の上丸層（泥岩・砂岩）中に胚胎する塊状～鉾染状鉾体である。鉾石鉾物は黄鉄鉾が主であり，黄銅鉾・閃亜鉛鉾・方鉛鉾および白鉄鉾を伴う。

生産実績 昭和15年から昭和21年の出鉾量を第12表に示した。

第12表 元紋別鉾山生産実績表（資源・素材学会，1990）

時期	出鉾量	品位	備考
昭和15年～	上鉾 28 t	Cu 3.7 %	国富鉾業所に
昭和21年	並鉾 198 t	Cu 1.7 %	送鉾

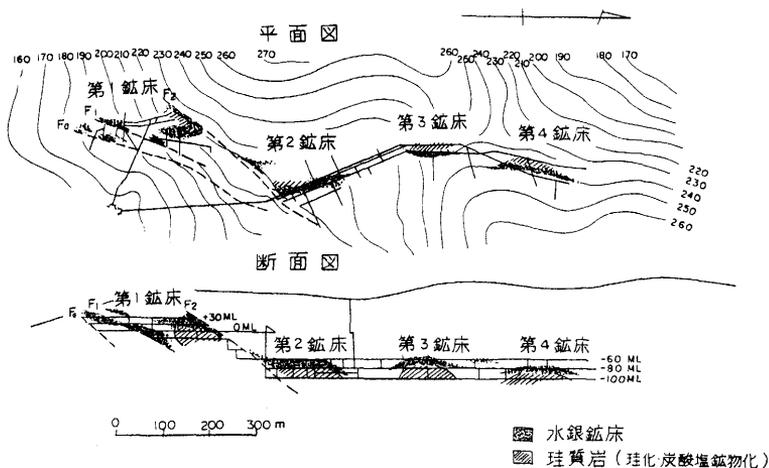
## Ⅶ. 3 水 銀

Ⅶ. 3. 1 <sup>りゅうしょうでん</sup>竜昇殿 <sup>ほくちん</sup>(北鎮) 鉞山 (矢島, 1950; 番場・松村, 1956; 山田ほか, 1963; 佐藤, 1964; 岸本, 1971; 藤原, 1970; 藤原・二間瀬, 1970; 藤原・二間瀬, 1971; 鯨井・河野, 1971; 藤原・鯨井, 1972; 藤原ほか, 1976)

**位置** 紋別市街の南西方約1.5kmの紋別山南斜面に位置する。

**沿革** 昭和18年(1943)に発見, 北鎮鉞山として操業を開始し, 終戦と同時に休山した。当時の売鉞量は, 平均品位でHg 1.67%の鉞石を522トン, Hg 0.69%の鉞石を1524.8トンと言われている。昭和26年(1951)に再開し, 生産精練の一貫作業により年間690kgの金属水銀を得ている。昭和29年(1954)に大牟田化学工業に買収され, 竜昇殿鉞山と改称された。昭和35年(1960)に北進鉞業に買収され, 操業が続けられてきた。最大の需要先であった苛性ソーダ生産業界が水銀電解法から隔膜法に転換したことや, 国産水銀の引取保証制度の廃止などから, 昭和49年(1974)に閉山した。我が国最後の水銀鉞山である。

**鉞床および鉞石** 竜昇殿鉞山は白亜系～古第三系の日高累層群(上古丹層)を不整合に覆う鴻之舞層上部層の礫岩砂岩層中に胚胎する層状鉞染型および網状～細脈型鉞床である。この他, 既知鉞床の南部延長上に残留型・漂砂型鉞床



第17図 竜昇殿鉞山鉞床図 (鯨井・河野, 1971)

も存在するが、稼行対象とはならなかった。鉛床は N-S 系の断裂帯に規制されており、約 1 km 間に第 1～第 4 鉛床の 4 鉛床が南北に配列する (第17図)。層状鉛染型鉛床は本鉛床の主体をなすもので、緑色砂岩 (上部) と灰色砂岩 (下部) との境界付近の層理および小裂かに沿った鉛染帯からなり、全体として層状の形態をなす。灰色砂岩中にしばしば塊状およびレンズ状の形態をなす黒色珪質岩が発達している。辰砂は灰色砂岩中の砂粒間に発達しているが、緑色砂岩の下面あるいはその付近に発達するすべり面に沿って濃集している。網状～細脈型鉛床は NE-SW 系の断層に接して辰砂がフィルム状に鉛染し、その下盤側に辰砂・硫化鉛物 (黄鉄鉛・白鉄鉛) ・方解石からなる網状脈帯が発達する。水銀鉛石は径 0.02～0.2mm の鮮紅色辰砂が主体であり、自然水銀は稀である。随伴鉛物は硫化鉄鉛 (黄鉄鉛・白鉄鉛) ・方解石・石英を主とし、少量の  $\alpha$ -クリストバライト・ドロマイト・アンケライト・菱鉄鉛・ヒシングライト・石膏・重晶石・明礬石・鉄明礬石・緑礬・セラドナイト・各種粘土鉛物が伴われる。母岩の変質は黒色珪質岩を中心として、珪化+炭酸塩鉛物化帯→カオリナイト・石膏帯→モンモリロナイト帯と移行する。鉛床は、一般に珪化+炭酸塩鉛物化帯からカオリナイト・石膏帯にかけて胚胎する。

**生産実績** 昭和30年から昭和49年9月までの金属水銀生産量を第13表に示した。

**第13表** 竜昇殿鉛山の水銀の生産実績表  
(鉛山精練所生産統計)

年 度	生産数量 (kg)
昭和30年 (1955)	16,113
昭和31年 (1956)	14,661
昭和32年 (1957)	9,249
昭和33年 (1958)	6,760
昭和34年 (1959)	12,610
昭和35年 (1960)	
昭和36年 (1961)	休 止
昭和37年 (1962)	
昭和38年 (1963)	50,157
昭和39年 (1964)	88,740
昭和40年 (1965)	56,098
昭和41年 (1966)	53,442
昭和42年 (1967)	62,035
昭和43年 (1968)	70,485
昭和44年 (1969)	72,660
昭和45年 (1970)	81,975
昭和46年 (1971)	98,637
昭和47年 (1972)	91,702
昭和48年 (1973)	64,264
昭和49年 (1974)	12,093
(昭和49年9月まで)	
累 計	861,681

Ⅶ. 3. 2 上渚滑鉍山 (山田ほか, 1963; 地質調査所, 1967; 通商産業省, 1990b)

上渚滑市街の南東方約 2 km, 清瀬川中流域右岸に位置する. 昭和33年 (1958) 頃に発見され, 2, 3 の坑道探鉍が行われたが, みるべき鉍床は発見されず放棄された. 鉍床は藻別層の凝灰岩・凝灰角礫岩中の N-S 系の劣かに沿って胚胎する鉍染型鉍床である. 鉍床は凝灰角礫岩中の砂質部分に選択的に鉍染している. 鉍石鉍物は辰砂・黄鉄鉍で, 自然水銀は認められない.

Ⅶ. 3. 3 八十士弘道の沢鉍山 (堀, 1953; 矢島, 1950; 地質調査所, 1967; 通商産業省, 1990b)

オンネコムケナイ川中流左岸の緩斜面上に位置する (第16図). 昭和16年 (1941) に採掘が始まり, 昭和18年 (1943) から住友鉍業により操業が続けられたが, 昭和20年 (1945) に閉山した. 鉍床は藻別層の凝灰岩と弘道玄武岩部層の玄武岩溶岩との境界部に位置し, 下部の凝灰岩中に胚胎する辰砂の鉍染型鉍床である. 鉍床周辺の河川流域では, 漂砂鉍床を稼行したことがある. 昭和16年の出鉍量は辰砂855kg (品位 Hg 18%) である (通商産業省, 1990b).

第14表 天然ガス組成表  
(横山, 1980; 未公表)

	Vol. %
O <sub>2</sub>	0.00
N <sub>2</sub>	22.63
CO <sub>2</sub>	0.25
CH <sub>4</sub>	76.46
C <sub>2</sub> H <sub>6</sub>	0.546
C <sub>3</sub> H <sub>8</sub>	0.092
i-C <sub>4</sub> H <sub>10</sub>	0.0089
n-C <sub>4</sub> H <sub>10</sub>	0.0087
i-C <sub>5</sub> H <sub>12</sub>	tr
n-C <sub>5</sub> H <sub>12</sub>	tr

(空気補正值)

(ガス採取; 1980年7月22日)

## Ⅵ. 4 天然ガス

昭和55年 (1980) 3月, 紋別市中渚滑二十五線の酪農家宅で地下水井 (営農用水) を掘削中, 天然ガスの湧出をみている. 本井は深度100mであり, 深度7mまでは河床堆積物からなり, 以深は白亜系~古第三系 (日高累層群) の砂岩からなる. ストレーナーは深度10~100mに設置されている. 静水位は-10mで, 自噴しない. エアリフトにより動水位-45mで測定された産ガス量は22~27m<sup>3</sup>/日である. 本井の水位の回復は非常に遅く, 水を伴わない遊離性ガスとみられている. 天然ガス組成はCH<sub>4</sub>が主成分であり (第14表), 発熱量7,280kcal/m<sup>3</sup>の石

油系天然ガスである（横山，1980；未公表）。なお，本地域の白亜系～古第三系分布域の北方延長に位置する「紋別」圏幅地域にも昭和30年に油徴・ガス徴がみられたとされている（長尾，1958）。

## 文 献

- 番場猛夫・松村 明 (1956) 紋別市竜昇殿鉾山の水銀鉾床調査報告. 北海道地下資源調査資料, 25, 1-13.
- 地質調査所 (1967) 北海道金属非金属鉾床総覧. 575p.
- 道北地方地学懇話会 (1995) 道北の自然を歩く. 269p. 北海道大学図書刊行会.
- 藤原哲夫 (1970) 紋別市竜昇殿鉾山の水銀鉾床. 北海道地下資源調査資料, 118, 1-26.
- 藤原哲夫・二間瀬 洌 (1970) 渚滑地域の鉾床 (主要鉾物開発促進調査報告一第4-1報). 地下資源調査所報告, 43, 25-36.
- 藤原哲夫・二間瀬 洌 (1971) 渚滑地域の鉾床 (主要鉾物開発促進調査報告一第4-2報). 地下資源調査所報告, 44, 1-12.
- 藤原哲夫・早川福利・二間瀬 洌・佐藤 巖 (1976) 北紋別地区の鉾床 (主要鉾物開発促進調査報告一第8報). 地下資源調査所報告, 48, 61-69.
- 藤原哲夫・鯨井昭一郎 (1972) 竜昇殿鉾山の地質と鉾床. 鉾山地質, 22, 213-224.
- 長谷川潔・魚住 悟 (1975) 5万分の1地質図幅「興部」および同説明書. 北海道立地下資源調査所, 23p.
- 堀 純朗 (1953) 本邦の水銀鉾床. 地調報告, 154, 1-132.
- 岩田圭示・加藤幸弘 (1986) 湧別層群および日高帯北部の日高累層群の白亜紀後期放射虫化石群集. 大阪微化石化石研究会誌特別号, 7, 75-86.
- Iwata, K. and Tajika, J., (1989) Jurassic and Cretaceous radiolarians from the pre-Tertiary System in the Hidaka Belt, Maruseppu region, northeast Hokkaido. *Jour. Fac. Sci. Hokkaido Univ.*, IV, 22, 453-466.
- 君波和雄・川端清司・宮下純夫 (1990) 日高累層群からの古第三紀放射虫化石の発見とその意義, 特に海嶺の沈みこみについて. 地質雑, 96, 323-326.
- 君波和雄・紀藤典夫・田近 淳 (1985) 北海道の中生界一層序・年代とその意義. 地球科学, 39, 1-17.

- 君波和雄・宮下純夫・木村 学・田近 淳・岩田圭示・酒井 彰・吉田昭彦・加藤幸弘・渡辺 寧・江崎洋一・紺谷吉弘・勝島尚美 (1986) 日高帯の中生界一日高累層群. 地団研専報, 31, 137-155.
- 岸本文男 (1971) 北海道竜昇殿鉾山の水銀鉾床とその鉾石について (1). 地調月報, 22, 161-171.
- 国土庁土地局 (1978) 20万分の1土地分類図 (北海道VI網走支庁) および同説明書. 66p.
- 鯨井昭一郎・河野純一 (1971) 竜昇殿鉾山における探査について. 鉾山地質, 21, 355-364.
- 松原 聰・加藤 昭・千葉とき子・清水正明 (1996) 北海道紋別市産 opal に伴う沸石類. 日本岩石鉾物鉾床学会・日本鉾物学会・資源地質学会平成8年度秋季連合学術講演会講演要旨集, 127.
- 長尾捨一 (1958) 紋別および湧別附近の油徴, ガス徴調査報告. 北海道地下資源査資料, 41, 1-15.
- 長尾捨一 (1962) 5万分の1地質図幅「中湧別」および同説明書. 北海道開発庁, 19p.
- 長尾捨一 (1968) 5万分の1地質図幅「紋別」および同説明書. 北海道立地下資源調査所, 10p.
- 中山正民・高木勇夫 (1984) オホーツク海沿岸平野の地形特性. 寒冷地における平野の特性と形成機構に関する研究報告, 11-31. 文部省科研費総研 (A) (代表 大矢雅彦).
- 日本の地質『北海道地方』編集委員会 (1990) 日本の地質1 北海道地方. 337p. 共立出版.
- 小原常弘・和田信彦・横山英二・松浪文博・佐藤 巖 (1980) 北海道水理地質図幅説明書, 5, 「北見」. 北海道立地下資源調査所, 53p.
- 大村 宏 (1957) 北海道北見国沼の上鉾山の鉾脈について, 特に母岩の変質との関係. 岩鉾, 41, 116-128.
- 太田垣 亨 (1951) 北海道北見国沼の上鉾山附近の地質並びに鉾床. 北海道地質要報, 18, 5-17.
- 斎藤万之助 (1972) 北海道の重粘土. ペドロジスト, 16, 2, 111-119.

- 佐藤 昇 (1964) 竜昇殿鉱山の地質鉱床について. 鉱山地質, 64, 143-148.
- 瀬川秀良・福本 紘・成瀬敏郎・中西弘樹 (1984) 北海道北部海岸地形の諸問題. 寒冷地における平野の特性と形成機構に関する研究報告, 73-81. 文部省科研費総研 (A) (代表 大矢雅彦).
- 資源・素材学会 (1990) 日本金山誌, 第2編北海道. 154p.
- 田近 淳 (1989) 日高帯北部の白亜紀「付加体」. 月刊地球, 11, 323-327.
- 田近 淳 (1992) 北海道, 北部日高帯の“古第三紀”砂岩の組成. 地質学論集, 38, 13-26.
- 田近 淳 (1994) 堆積層序からみた日高累層群緑色岩類の活動場—北海道日高帯北部, 立牛地域の例—. 月刊地球, 16, 495-499.
- 田近 淳・岩田圭示 (1983) 北海道北部丸瀬布付近の日高累層群より白亜紀放射虫化石の産出. 地質雑, 89, 535-538.
- 田近 淳・岩田圭示 (1989) 日高帯北部の白亜系—特に「立牛層」「渚滑川層」について. 日本地質学会第96年学術大会講演要旨, 165.
- 田近 淳・岩田圭示 (1990) 日高帯北部の古第三紀メランジェー上興部層の地質と放射虫化石年代—. 北海学園大学学術論集, 66, 35-55.
- 田近 淳・木村 学・岩田圭示 (1988) 日高帯東縁の付加コンプレックス. 日本地質学会第94年学術大会講演要旨, 261.
- 田近 淳・松波武雄・八幡正弘・岡 孝雄・岩田圭示・中村耕二 (1984) 日高帯北部・北見滝の上周辺の“日高累層群”. 日本地質学会第91年学術大会講演要旨, 208.
- 田近 淳・八幡正弘 (1991) 5万分の1地質図幅「遠軽」および同説明書. 北海道立地下資源調査所. 104p.
- 高橋哲彌・相馬吉一・陸川正明・松田文男 (1936) 北海道有用鉱産物調査報告文(網走支庁管内紋別郡中部(5万分の1地質図)). 北海道工業試験場報告, 60, 57p.
- 高沢松逸 (1956) 縞状石英粗面岩と金鉱床, 特に北見中部地域, 沼の上鉱山付近に就いて. 北海道地質要報, 31, 11-23.
- 竹内嘉助 (1942) 鴻之舞図幅(10万分の1)説明書. 北海道工業試験場地質調査報告, 6, 22p.

- 通商産業省(1969) 昭和43年度金鉱山の基礎的地質鉱床調査報告書—鴻之舞・沼の上地区—, 22p.
- 通商産業省(1990a) 平成元年度広域地質構造調査報告書, 北海道北部B地域, 265p.
- 通商産業省(1990b) 平成元年度広域地質構造調査報告書, 北海道北部B地域金属鉱床総覧, 390p.
- 通商産業省(1992) 平成3年度広域地質構造調査報告書, 北海道北部B地域, 258p.
- 通商産業省(1993) 平成4年度広域地質構造調査報告書, 北海道北部B地域, 247p.
- 通商産業省(1994) 平成5年度広域地質構造調査報告書, 北海道北部B地域, 442p.
- 浦島幸世・安達和夫・針谷 宥・石田準之助・大町北一郎・大村 弘・太田垣亨・清水 勇(1953) 北見中部地域の火成活動と鉱化作用の時期(東部北海道の鉱床の研究1). 北海道地質要報, 21, 1-14.
- 八幡正弘(1997) 東北北海道鉱床区における新第三紀の紋別—上士幌地溝帯。地下資源調査所報告, 68, 43-56.
- 八幡正弘・久保田喜裕・黒沢邦彦・山本邦仁(1999) 北海道北東部における浅熱水性鉱化作用の時空変遷. 資源地質, 49, 191-202.
- 八幡正弘・西戸裕嗣(1990) 東部北海道“北見グリーンタフ地域”の新第三系とその特徴. 春日井昭教授退官記念論文集, 47-60.
- 八幡正弘・西戸裕嗣(1995) 中央北海道北東部, 紋別—遠軽地域の第三紀火山活動と構造運動. 地質雑, 101, 685-704.
- 八幡正弘・田近 淳・黒沢邦彦・松波武雄(1988) 5万分の1地質図幅「丸瀬布北部」および同説明書. 北海道立地下資源調査所, 110p.
- 矢島澄策(1950) 北海道の水銀鉱床. 北海道地下資源調査資料, 5, 1-90.
- 山田敬一・沢 俊明・成田英吉・伊藤 聰(1963) 興部—渚滑地区の金・銀・銅・鉛・亜鉛・水銀鉱床. 北海道地下資源調査資料, 80, 1-38.
- 横山英二(1980:未公表) 紋別市渚滑町の天然ガス調査報告書. 北海道立地下資源調査所. 8p.

EXPLANATORY TEXT  
OF THE  
GEOLOGICAL MAP OF JAPAN

Scale 1 : 50,000

---

**KAMISHOKOTSU**  
(ABASHIRI-15)

BY

Takeo MATSUNAMI, Masahiro YAHATA  
and Katsuhide MATSUSHITA

**(Abstract)**

The Kamishokotsu district, of latitude 44° 10' to 44° 20'N and longitude 143° 15' to 143° 30'E, is located in northeast Hokkaido.

**Geology**

The district is composed of Cretaceous to Paleogene sedimentary rocks, Neogene volcanic and sedimentary rocks, and Quaternary sediments, as shown in Table 1.

**The Cretaceous and Paleogene Systems**

The Cretaceous and Paleogene Systems in the district are composed of the Hidaka Supergroup in the Hidaka Belt and the Yubetsu Group in the Tokoro Belt.

**Table 1** Summary of stratigraphy of the Kamishokotsu district.

Geologic time		Western Part				Eastern Part		
Quaternary	Holocene	Gentle Slope Deposits (g)	Present Riverbed Deposits, Beach Ridge Deposits and Beach Deposits (b, a)					
	Pleistocene	River Terrace Deposits (t <sub>1</sub> , t <sub>2</sub> )					Yashushinaigawa Formation (Ya)	
		Komukai Formation (Ko)						
		Kyoshin Formation (Ky)						
Neogene	Pliocene	Ryokuin Basalt (Rb)						
	Late	Monbetsu Basalt (Ml)						
		Onishi Formation (On)						
	Middle	Mobetsu Formation (M)		Shirakabato Pyroclastic Rock Member (Md)	Kohdo Basalt Member (Mb)		Shibunotsunai Pyroclastic Rock Member (Mt)	
				Uenkotan-Yon-Go-Gawa Conglomerate Member (Mc)		Kamimobetsu Rhyolite Lava Member (Mr, Mp)		
Early	Kohnomai Formation (K)	Upper Member (KU)	KUj andesite lava	KUa andstic pyroclastic rocks				
				KUs sandstone				
				KUD dacitic pyroclastic rocks				
				KUm mudstone				
				KUc conglomerate and sandstone				
Paleogene	Eocene ~ Paleocene					Yubetsu Group (Yu)		
	Late	Hidaka Supergroup (H)	Tatsu-ushi Formation (Ta)	Uenkotan Formation (Us,Um,Uc)	Kamimaru Formation (Ka)			
Cretaceous								

- - - - - Unconformity

### **Hidaka Supergroup**

The Hidaka Supergroup, distributed in the central and western part of the district, is made up of sedimentary strata containing mainly sandstone and mudstone, intercalated with conglomerate and greenrocks. The geologic age of this supergroup as given by radiolarian fossils, puts in the Campanian and Maastrichtian eras. The Paleocene and Eocene radiolarian fossils were found in the surrounding area recently. The supergroup is divided into the Kamimaru Formation, the Uenkotan Formation and the Tatsu-ushi Formation.

The Kamimaru Formation consists mainly of alternate layers of sandstone and mudstone, and is accompanied with greenrocks. This formation is 1,500 meters thick.

The Uenkotan Formation consists mainly of sandstone and mudstone, intercalated with greenrocks, conglomerate and pebbly sandstone. This formation is 2,000 meters thick.

The Tatsu-ushi Formation consists mainly of mudstone. This formation is more than 1,500 meters thick.

### **Yubetsu Group**

The Yubetsu Group is distributed in the southeastern corner of the district, and is composed mainly of mudstone, intercalated alternate layers of sandstone and mudstone.

## **The Neogene System**

The Neogene System consists of six formations from middle to late Miocene, composed of sedimentary and volcanic rocks. These formations are the Kohnomai, the Mobetsu, the Onishi, the Monbetsu Basalt, the Kyoshin and the Ryokuin Basalt, in ascending order. Many Tertiary dikes intrude into the Neogene, and Cretaceous and Paleogene Systems.

The Kohnomai Formation is distributed mainly along the Mobetsu river in the central part of the district. This Formation is divided into the Lower Member

and the Upper Member in the southern map area (Maruseppu-hokubu area) , but only the Upper Member is distributed in the district. The Upper Member, which rests unconformably upon the Cretaceous and Paleogene Systems, is composed of conglomerate, sandstone, mudstone, dacitic pyroclastic rock, andesitic pyroclastic rock and andesite lava. The thickness of the Upper Member is more than 400 meters.

The Mobetsu Formation is distributed in the eastern and western parts of the district. This formation unconformably overlies the Kohnomai Formation and Cretaceous and Paleogene Systems, is composed of five members, and is characterized by terrestrial volcanic rocks. The Kamimobetsu Rhyolite Lava, the Shibunotsunai Pyroclastic Rock and the Kohdo Basalt Members are distributed in the eastern part of the district. The Kamimobetsu Rhyolite Lava Member is up to 440 meters thick, and consists of rhyolite lava and obsidian lava, including perlite lava. The Shibunotsunai Pyroclastic Rock Member is composed mainly of acidic pumice tuff, including tuff breccia and volcanic breccia. Its thickness is up to 300 meters. The Kohdo Basalt Member consists of basalt lava, and is up to 60 meters thick. The Uenkotan-Yon-Go-Gawa Conglomerate and the Shirakabatoe Pyroclastic Rock Members are distributed in the western part of the district. The latter is consist of dacitic tuff and pumice tuff. The thickness of both are more than 300 meters.

The Onishi Formation and the Monbetsu Basalt are distributed in the northwestern part of the district. The former is mainly composed of pumice tuff and sandstone, is up to 60 meters thick. The Monbetsu Basalt covers on the Onishi Formation, and consists of basalt lava, volcanic breccia and hyaloclastite.

The Kyoshin Formation is distributed in eastern part of the district, and is composed of alternation of sandstone and mudstone. The thickness of the formation is up to 30 meters.

The Ryokuin Basalt is distributed in southwestern corner of the district, and consists of basalt lava.

There are many dike rocks, composed of andesite, dacite, rhyolite and

granite-porphyry, found in the Neogene, and Cretaceous and Paleogene Systems.

### **The Quaternary System**

The Quaternary system is composed of the Komukai Formation, the Yasshushinaigawa Formation, River Terrace Deposits, Gentle Slope Deposits, Beach Ridge Deposits, Present Riverbed Deposits and Beach Deposits.

The Komukai Formation is composed sand, gravel, clay and peat. The Yasshushinaigawa Formation is composed sand and gravel. Other deposits consist mainly of sand, gravel and clay.

### **Geological Structure**

The district is characterized by the prevalence of N-S, NW-SE and NE-SW trending faults.

The Hidaka Supergroup in the district is arranged in three zone, which extended N-S trend. The geologic structure of the Neogene System is broadly folded. Most of the Kohnomai Formation has a trend of N-S, but this formation has a trend of E-W in the northeastern part. In the eastern part of the district, the Mobetsu Formation has a gentle basin structure, resulted from the subsidence of Miocene graben.

### **Economic Geology**

Many small size epithermal Au-Ag (Numanoue, Otowa, Yasoshi, Kamishokotsu and San-no), Cu-Pb-Zn (Motomonbetsu) and Hg (Ryushoden, Kamishokotsu and Yasoshikohdonosawa) deposits have been discovered in the district. These deposits occur in Neogene sedimentary and volcanic rocks and dike rocks. Mineralization ages of Au-Ag deposits estimated from K-Ar dating of adularia in and around quartz veins range from 14.3 Ma to 12.7 Ma.

5 万分の 1 地質図幅説明書  
(上 渚 滑)

平成14年 3 月29日 (2002) 発行

北 海 道 立 地 質 研 究 所  
〒060-0819 札幌市北区北19条西12丁目  
TEL (011) 747-2420 (代)

---

印刷所 正文舎印刷株式会社  
札幌市白石区菊水 2 条 1 丁目4-27  
TEL (011) 811-7151

**EXPLANATORY TEXT**  
of the  
**GEOLOGICAL MAP OF JAPAN**  
SCALE 1 : 50,000

---

**KAMISHOKOTSU**  
(ABASHIRI - 15)

BY  
Takeo MATSUNAMI  
Masahiro YAHATA  
and  
Katsuhide MATSUSHITA

---

GEOLOGICAL SURVEY OF HOKKAIDO  
TORU WAKE, DIRECTOR  
Kita 19 Nishi12 Kitaku, Sapporo 060-0819, JAPAN

2002