

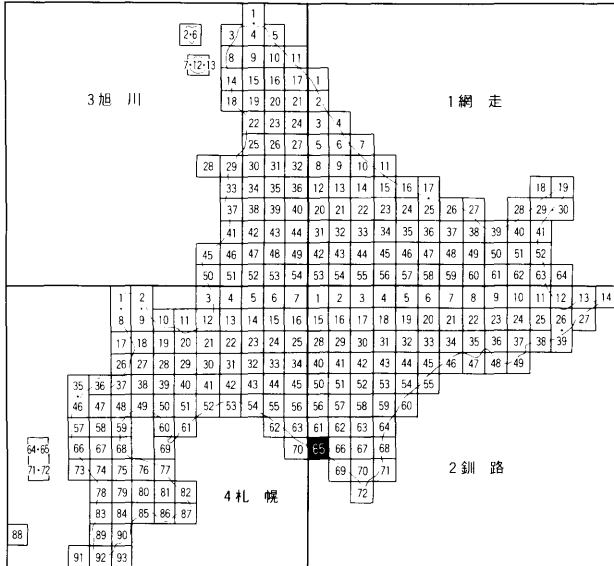
5万分の1地質図幅
説明書

三石

(釧路-第65号)

北海道立地下資源調査所

平成4年12月(1992)



5 万分の 1 地質図幅

説 明 書

三 石

(釧路一第65号)

和 田 信 彦

高 橋 功 二

渡 辺 順

蟹 江 康 光

北海道立地下資源調査所

平成 4 年12月(1992)

目 次

まえがき	1
I 地 形	2
II 地 質 概 説	5
III 中 生 界	12
III. 1 日高累層群	12
III. 1. 1 岩清水層	12
岩石名(スピライト)の用語について	16
III. 1. 2 岩清水層の地質年代	17
III. 2 蝦夷累層群	17
III. 2. 1 中部蝦夷層群	20
III. 2. 1. 1 歌 笛 層	20
III. 2. 1. 2 絵 笛 層	25
III. 2. 2 上部蝦夷層群	26
III. 2. 2. 1 浦 河 層	26
III. 2. 2. 2 乳 呑 川 層	30
III. 2. 3 蝦夷累層群の化石と対比	32
III. 2. 4 蝦夷累層群の地質構造	35
IV 新 第 三 系	36
IV. 1 西 川 層	36
IV. 2 アザミ沢層	39
IV. 3 静 内 層	40
IV. 4 舜 別 層	42
IV. 5 新第三系の珪藻年代	42
IV. 6 新第三系の地質構造	46
V 第 四 系	47
V. 1 段丘堆積物	48
V. 2 沖 積 層	49

VI 変成岩類	49
VI. 1 岩清水層起源の変成岩類	50
VI. 2 三石岩体を構成する角閃岩類	53
VII 火成岩類	57
VII. 1 蛇紋岩	57
VII. 2 トロニウム岩	58
VII. 3 モンチカイト	59
VIII 応用地質	60
VIII. 1 地下水	60
VIII. 2 温泉	61
VIII. 3 地すべり	61
VIII. 4 石材	61
VIII. 5 金属・非金属鉱床	61
文献	63

北海道立地下資源調査所

和田 信彦*
高橋 功二**
渡辺 順***
蟹江 康光****

まえがき

地質図幅「三石」は北海道立地下資源調査所費によって調査されたもので、野外調査は昭和52(1977)年から昭和56(1981)年にかけて実施された。野外調査に当たっては、本地域北東半部の主に日高累層群(岩清水層)および火成岩類・変成岩類については渡辺が、新第三系・第四系については和田・高橋が分担した。白亜系については蟹江が分担し、高橋が補足を行った。

調査・研究にあたり、白亜系の有孔虫化石を米谷盛寿郎博士(石油資源開発(株))に、放散虫は竹谷陽二郎博士(福島県立博物館)に、砂岩は宮田雄一郎博士(地質調査所)にそれぞれ同定していただき、ご教示を受けた。新第三系の珪藻化石については、小村精一博士(ジオサイエンス(株))に分析・同定いただいた。地質調査の一部を内山幸二氏に担当していただいた。

取りまとめにあたり、山岸宏光博士(北海道立地下資源調査所環境地質部長)・鈴木守博士(ユニオンコンサルタント(株))・利光誠一博士(地質調査所)・酒井彰氏(地質調査所)・嵯峨山積氏(北海道立地下資源調査所)・川口通世氏(ジオサイエンス(株))・岩崎孝明氏(ジオサイエンス(株))にご討論いただいた。

現地調査に当たっては、浦河営林署・日高支庁・浦河林務署・三石町役場・浦河町役場の方々に様々な便宜を図っていただいた。

以上の方々に厚くお礼申し上げる次第である。

*元北海道技術吏員(現 ジオサイエンス(株)) **元北海道技術吏員(現 和光技研(株))
北海道大学理学部 *横須賀市自然博物館

I 地 形

「三石図幅」地域は、北海道中央南部の東経 $142^{\circ}30'$ — $142^{\circ}45'$ 、北緯 $42^{\circ}10'$ — $42^{\circ}20'$ の範囲にある。北海道の脊梁を造る日高山脈の南西麓に位置し、延長120kmにおよぶ太平洋に臨む海岸線と接する地域である。

接峰面(第1図)や鳥瞰図(第2図)にみられる地形的特徴から、内陸部の山地域と海岸線との間の丘陵地域に大きく2区分できる。北海道の地形を大局的に区分した瀬川(1974)によると、前者は日高山地本体(4a)に、後者は日高山地海岸段丘(4b)にあたる(第2図)。

両地形は、布辻川上流のゴルフ場附近から^{けりまい}梟舞川流域の^{いなみ}稲見附近を通る、海岸線にほぼ平行な西北西—東南東の標高200mの接峰面等高線で明瞭に境される。しかし、図幅東部の^{もとうらかり}梟舞川左岸や元浦川流域では両地形の境界部は不鮮明となり、低平ではあるが南北方向の地形を示す。この地形的特徴は構成地質とよく対応しており、山地域は火山岩類と火山性堆積岩類を主体とする中生代の、丘陵地域は主として新第三紀の堆積岩で構成されており、低平で南北方向の地形を示す東部地域は白亜紀の堆積岩類からなっている。

内陸部の山地域では、標高200~700mで北方へ漸次高さが増大し北~北東方にある日高山脈へ連なる。比較的急峻な山地で、河谷はやや深く刻まれ、図幅内では南横山(655.5m)や724mの峰など突出した山稜が存在している。

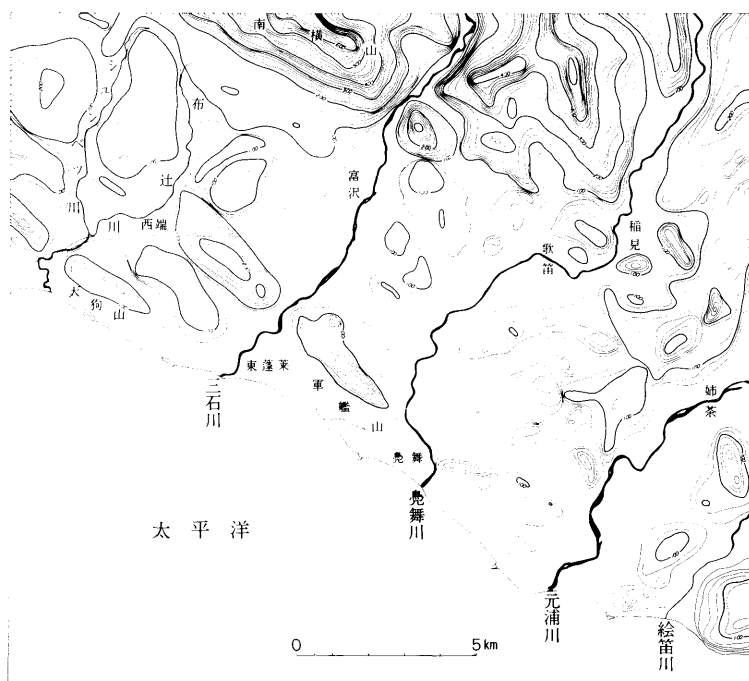
海岸線との間の丘陵地域は、海岸線から内陸に8~10kmの幅にあり、布辻川流域では^{みやもと}宮本の沢川、三石川流域では^{とみさわ}富沢、^{うたふえ}梟舞川流域では歌笛・稲見、元浦川流域では^{あおちや}姉茶まで包括される。これらは標高60~150mの低平で開折の進んだ丘陵地が特徴的である。丘陵は一般に海岸線と直接接している場合が多く、比高30~40mの急崖になっている。

布辻川—梟舞川間の丘陵地域には、海岸線に平行して西北西—東南東に延びる標高150~200mの比較的高い丘陵が2列認められる。海岸に近い列は、布辻川流域の^{はるたけ}春立から三石川流域の^{はうらい}東蓬萊まで、^{てんくやま}天狗山(203.3m)を含む標高150~200mの丘陵で、新第三紀の礫岩を主体とした粗粒岩相で構成される。もう一つの列は、布辻川流域の^{にしはた}西端から^{けりまい}梟舞川流域の^{くろかんやま}黒艦山(193.6m)や^{みつしちよう}三石町西端東南の229m山などを含む標高200~230mで、幅300~500mの丘陵

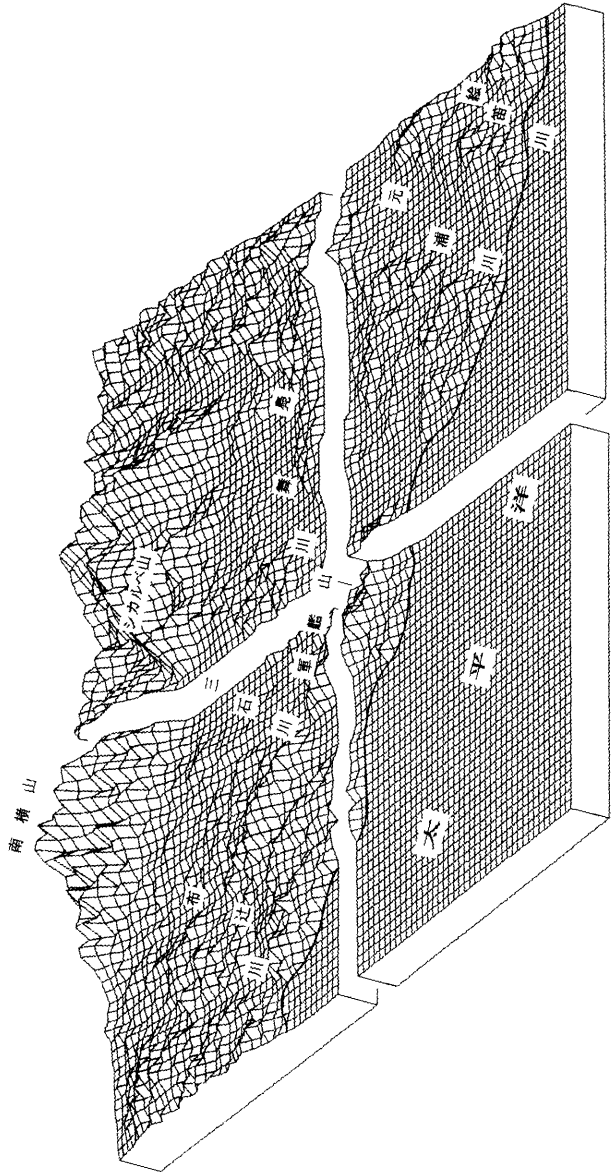
地域内ではやや急峻な帯状地形である。蛇紋岩およびそれに伴われる変成岩類で構成されており、地質構造上の特徴から「蓬萊山地^{ほうらいさん}帯」（新称）と命名する。蓬萊山地帯と山地域の間には、標高150m以下のなだらかな丘陵地が広がっている。

図幅内の主要河川は、海岸線および平行する山地・丘陵の延長方向とほぼ直交して北北東から南南西方向に流下し太平洋に注いでいる。北西からシュンベツ川・布辻川・三石川・鳧舞川・元浦川・絵笛川などがある。

段丘地形は、三石川流域の豊岡・富沢付近に標高20~40mおよび60mの2段、三石川・鳧舞川・元浦川河口附近にも標高20~40m前後の平坦な段丘地形が発達



第1図 接峰面図(谷埋め法による)



第2図 コンピューター三次元グラフィックス鳥瞰図(高見雅三氏による)

する。また、布辻川～三石川間の海岸域には比高80m程度の段丘地形が認められる。

沖積低地は主要河川が山地から丘陵地域に入ると流域に幅広く分布している。特に三石川の福畑・蓬菜^{ふくはた ほうまい}附近および河口の東蓬菜附近、梟舞川や元蒲川の下流部では広い平坦地を形成し、一部に泥炭層も分布している。海岸線では、主要河川の河口付近を除き丘陵と急崖で接するため海岸低地は発達しない。

II 地 質 概 説

本地域は北海道における地質構造区分の北海道中央部に位置する(日本の地質『北海道地方』編集委員会編, 1990)。そして、北海道中軸部の西縁を占める構造帯である神居古潭帯の南端にあたる。北海道の中・古生界の分布では空知－エゾ帯(Kiminami and Kontani, 1983)に相当し、新第三系の分布からみた地質構造区分では、天北－羽幌－日高地域の日高海岸地域内にある(第3図:日本の地質『北海道地方』編集委員会編, 1990)。本地域に分布する地質の総合層序を第1表に、隣接図幅地域も含めた地質分布総括図を第4図に示す。

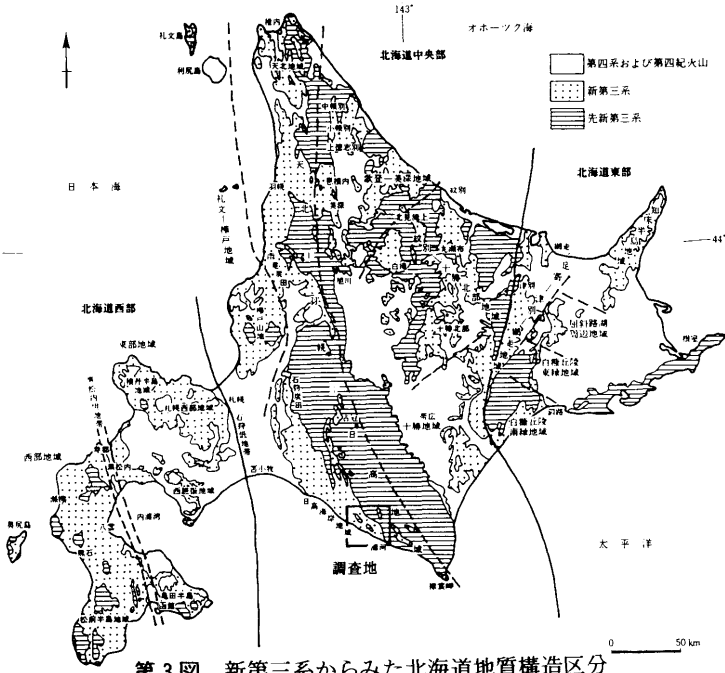
本地域の地質を概観すると、大局的には北部～東部の山地に空知－エゾ帯に属する上部ジュラ紀～白亜紀の中生界が分布し、北西部～中央部の丘陵域に海岸線とほぼ平行に新第三系が広く分布する。中生界は、下位より日高累層群*のジュラ紀～前期白亜紀の岩清水層および白亜紀蝦夷累層群の中部蝦夷層群・上部蝦夷層群からなる。新第三系は中新世・鮮新世の諸地層である。これらをおおって、第四紀の段丘堆積物が主要河川沿いや海岸沿いに分布する。

日高累層群の岩清水層は北に隣接する「農屋図幅」(松下・鈴木, 1962)から連続しておもに布辻川最上流部から梟舞川中流部右岸にかけてその南端部が分

* 日高累層群(長谷川ほか, 1961)は、北海道中央部の蝦夷累層群の下位に分布する地層の総称で、下位より中ノ川・神威・空知の3層群に区分されていた。その後、3層群の区分と累重関係が否定され、“日高累層群”の名称は日高帯に分布する中生界に限定されるとの見解が示されている(例 君波ほか, 1985)。本図幅では、3層群の区分・累重関係にかかわらず、北海道中央部に分布する蝦夷累層群より下位の中・古生界の総称名として“日高累層群”を、地層名として岩清水層(鈴木ほか, 1961)を用いる。

第1表 地質総括表

時代	層序	記号	層厚	岩相及び岩質	その他	
第四紀 更新世	沖積層	a		砂・泥・礫及び泥炭		
	段丘堆積物III	t 3		礫及び砂		
	段丘堆積物II	t 2		礫及び砂		
	段丘堆積物I	t 1		礫及び砂		
第三紀 新世	舜別層	Sb	400'	礫及び砂岩	日高山脈の上昇	
	静内層	Sn2 Sn1	800m 500~800m	凝灰岩質塊状シルト岩 硬質頁岩		
	アザミ沢層	Az	900~1000m	砂岩・泥岩の互層・礫岩		
	西川層	Nk2 Nk1	400~500m 20~60m	塊状泥岩 礫岩・砂岩		←中性~酸性火山活動
古第三紀				トロニエム岩(Tr) モンチカイト(Mo) の貫入		
白亜紀 白亜群	上部蝦夷層群	乳呑川層	U 3 U 2	320~580m 20~200m	シルト岩, 砂岩を伴う シルト岩, 砂岩を伴う	三石岩体の上昇
		浦河層	U 1 U 0	450m 230~500m	粘土岩, 砂岩・礫岩を伴う 粘土岩及び砂岩泥岩互層	
	中部蝦夷層群	絵笛層	M 4 M 3 M 2	150~330m 200~800m 100~200m	砂岩泥岩互層及び砂岩 粘土岩及び砂岩泥岩互層 砂岩及び礫岩	蛇紋岩(Sp)の進入
		歌笛層	M1c M1b M1a	200~450' m 300~1000' m 300' m~420' m	粘土岩 泥岩, 砂岩及び酸性凝灰岩挟在 砂岩	
	白亜群	岩清水層	I 4 I 3 I 2 I 1 ch		凝灰岩 スピライト質角礫岩, 粘土岩を伴う 塊状スピライト 枕状溶岩 チャート	塩基性火山活動



第3図 新第三系からみた北海道地質構造区分

布する。おもに凝灰岩・スピライト質角礫岩・枕状溶岩・塊状スピライトなどの緑色岩類で構成され、一部に粘板岩(泥質片岩)・チャートを伴う。また、藍閃石・クロス閃石・リーベック閃石などの鉱物を含有する青色片岩や緑色片岩(準片岩)も岩体中に認められる。本地域から化石の報告はないが、他地区の同層準からは層孔虫・石灰藻など後期ジュラ紀の鳥ノ巣型化石群集(高橋・鈴木, 1978)や前期白亜紀の放射虫化石(渡辺ほか, 1981)の産出が知られている。

岩清水層には蛇紋岩とトロニエム岩が貫入している。蛇紋岩は北部の「農屋図幅」域から連なる南横山^{みやまよこやま}の岩体のほか、鳧舞川中流部の清瀬^{きよせ}で小岩体が認められる。トロニエム岩は布辻川最上流部に分布し、「農屋図幅」内から南に延びる比較的大きな岩体である。

布辻川流域の西端から鳧舞川流域の鳧舞までの海岸線に平行な「蓬萊山地帯」は、大半は蛇紋岩で構成されている。一部に縞状角閃岩やザクロ石角閃岩

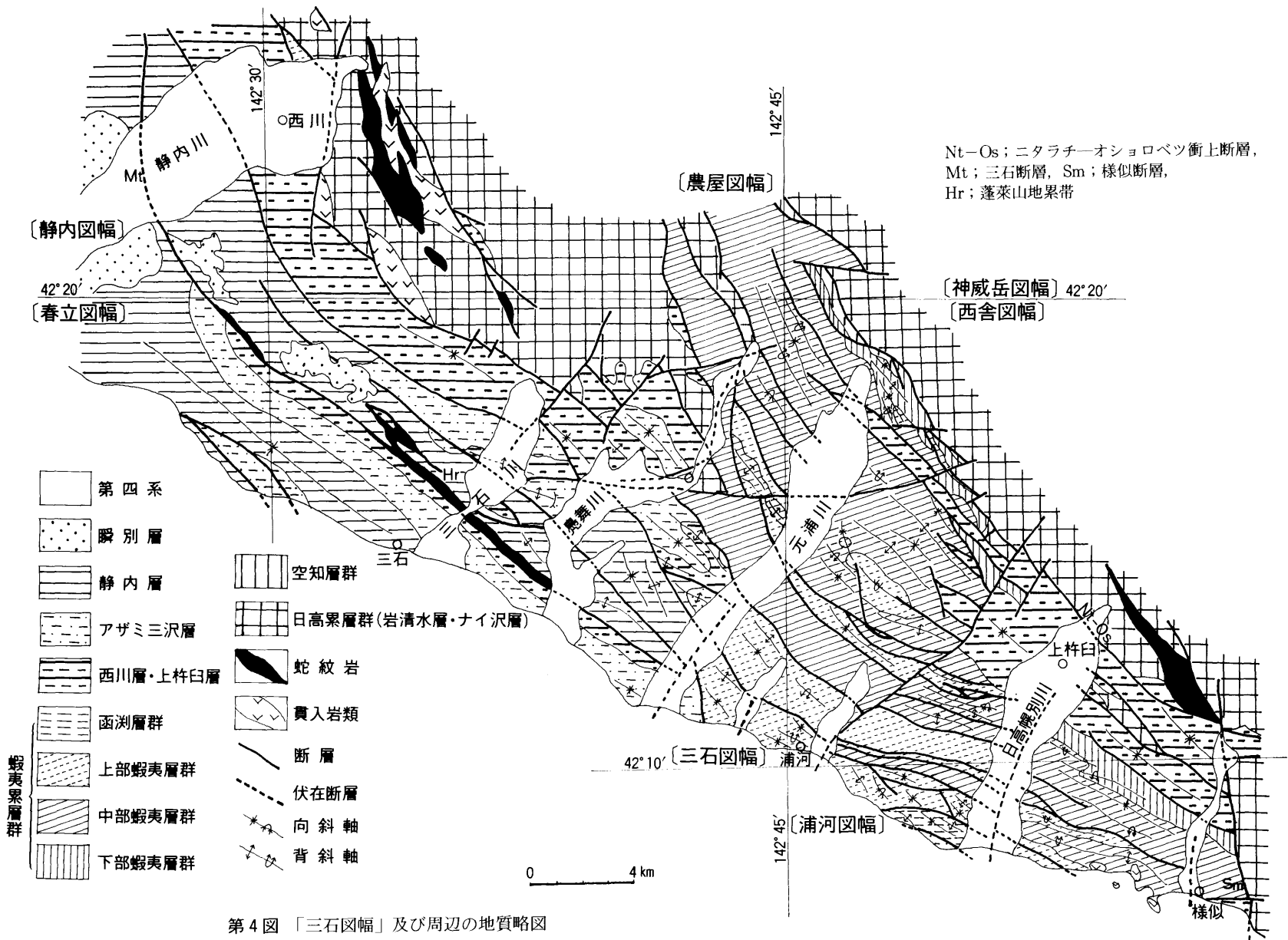
の岩体を包含している。“神居古潭帯”に属する岩石で、この構成岩体を「三石岩体」(新称、石橋(1939)の「蓬萊山変質岩帯」と呼ぶ、周辺の新第三系とは断層関係にある。

白亜紀の蝦夷累層群は、北北西-南南東の褶曲構造をつくりながら、梟舞川中流部左岸から元浦川河口域まで分布し、東に隣接する「西舎^{にしちや}図幅」(酒井・蟹江, 1986)に連続する。海岸部では海岸線にほぼ平行な西北西-東南東の構造方向を取り、中部蝦夷層群・上部蝦夷層群からなる。図幅地域には、北東隣の「神威岳^{かむいだけ}図幅」(長谷川・酒匂, 1958)から東隣の「西舎^{にしちや}図幅」に分布する下部蝦夷層群、および同層群とは整合で下位に位置する空知層群上部のニタラチ層は分布していない。下位の岩清水層とはすべて断層関係にある。

下部蝦夷層群と空知層群最上部のニタラチ層は、北東隣の「神威岳^{かむいだけ}図幅」と西隣の「西舎^{にしちや}図幅」地域で蝦夷累層群の東~北東縁に沿って狭長に分布している(蟹江ほか, 1981)。層厚170m以上の粘土岩・珪質凝灰岩・酸性凝灰岩からなるニタラチ層は放散虫化石からオーテリビアン(Taketani and Kanie, 1992)である。ニタラチ層に整合に重なる下部蝦夷層群は、下部の砂岩からなるツケナイ層と上部の粘土岩・砂岩からなるベッチャリ層で、層厚は330mである。本層群は放散虫化石と岩相対比からバレミアン~前期アルビアン(蟹江・竹谷, 1988; 竹谷・蟹江, 1988; Taketani and Kanie, 1992)である。

中部蝦夷層群は下位より歌笛層・絵笛層に区分される。歌笛層は「西舎^{にしちや}図幅」地域で、下部蝦夷層群のツケナイ層から整合漸移する。歌笛層は、下部の砂岩、中部の酸性凝灰岩を挟む泥岩および砂岩泥岩互層、上部の粘土岩からなるが、地域による層相変化が著しい。絵笛層は下部が砂岩・礫岩、中・上部が粘土岩および砂岩泥岩互層からなり、中部蝦夷層群中では比較的粗粒堆積物で構成されている。本層群から軟体動物化石と微化石を散点的に産出する。地質時代は上部アルビアン~チューロニアンである。

上部蝦夷層群は下位より浦河層と乳呑川層に区分される。下位の絵笛層と整合漸移する。大部分は粘土岩からシルト岩の細粒堆積物で構成される。浦河層は一部地域で砂岩泥岩互層や礫岩を伴うが、主体は粘土岩である。乳呑川層は



第4図 「三石図幅」及び周辺の地質略図

シルト岩を主体とし砂岩を伴う。浦河層にはモンチカイトの小岩脈の貫入が見られる。本層群から軟体動物化石を多産し、時代はコニアシアン～カンパニアンを示す。

本地域には分布しないが、南東隣の「浦河図幅」*地域では上部蝦夷層群を整合に覆ってマーストリヒチアンの凝灰質シルト岩～砂岩からなる函渕層群が分布している。

新第三系は、西に隣接する「春立(東静内)図幅」(佐藤・山口, 1960)および「農屋図幅」の南西部から連続して、岩清水層分布域の南側に海岸線とはほぼ平行な北西-南東方向に分布する。蓬萊山地帯の南側に接し西側の「春立図幅」まで連なる三石断層(湊・浦野, 1950)を境に、新第三紀の分布域が南北に2分され、それぞれ構造や層相が異なる。下位から中新世の西川層・アザミ沢層・静内層がそれぞれ整合関係で累重し、その上位に鮮新世の舜別層しゅんべつが不整合に重なる。

西川層は基底部の礫岩・砂岩と主部の塊状泥岩からなる。下位の日高累層群の岩清水層および蝦夷累層群との関係は大部分で断層であるが、図幅北部域では基底部の礫岩・砂岩層が岩清水層の上位に不整合で重なっている。アザミ沢層は礫岩を伴う砂岩泥岩互層のタービダイトであるが、地帯北部はやや細粒な層相となり礫岩が局所的に分布する。静内層は下部の硬質頁岩相と上部の凝灰質塊状シルト岩相に2分される。しかし、上部の層相は地帯北部に限られる。地帯の南部域には音江向斜(佐藤・山口, 1960)、北部域には蓬萊背斜ほうらい(新称)などの、北西-南東方向の軸をもつ褶曲構造が発達する。西川層基底部に貝化石を多産するほか珪藻化石が各層に見出され、化石年代は前期中新世後期から後期中新世にまたがる。

三石断層の北部に分布する舜別層は、礫岩を主体とした粗粒岩相で、*For-tipecten takahashii* の産出が報告されている(竹内・三本杉, 1938)ことから鮮新世に対比される。

第四系は、三石川・覺舞川・元浦川流域および海岸沿いに発達する3段の段

* 蟹江・酒井により地質調査所で印刷準備中。

丘堆積物と、河川沿いや一部の海岸の沖積平坦面を構成する沖積層である。

III 中生界

III. 1 日高累層群

III. 1. 1 岩清水層

命名：鈴木ほか(1961)。

この地層は図幅北方から南東方へ連続する。北に隣接する農屋図幅を経て、その南端部は図幅北部の布辻川最上流部から梟舞川中流部右岸にかけて分布している。塩基性火山岩および同質火山性碎屑堆積岩類を主体に、微量の非火山性堆積岩類から構成される。岩相から、塊状スピライト質溶岩・同質枕状溶岩・同質角礫岩(泥質堆積岩を伴なう)・同質凝灰岩およびチャートに区分される。

チャートを除く他の火山性岩類の相互の関係は時空ともに指交的漸移関係を示し、明瞭な地層境界をつけ難い。

塊状スピライト質溶岩(第5図)

梟舞川上流の川上附近に分布する。

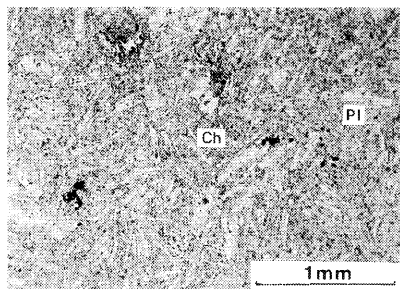
一般に帯緑灰色、ときに赤褐色の塊状緻密で、次項にのべる枕状溶岩・角礫岩・凝灰岩に上下・水平的にも指交ないし漸移関係を示している。しかし、その空間的配置を留意して観察すると、火山活動の中心的部分には塊状スピライト質溶岩が配置され、その側方や上位に枕状溶岩、さらにその外周に同質角礫岩・凝灰岩が分布するという火山活動の一つのパターンを認めることができる。その規模はおおよそ径数10～数100mユニットと概算される。



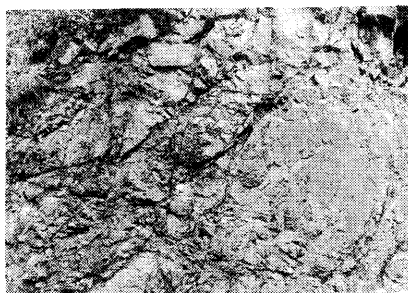
第5図
塊状スピライト質溶岩の露頭写真
(三石川支流ウツマ川中流附近)

鏡下では非晶質(aphanitic), 顕晶質(phaneritic)のもの, 杏仁状(amygdaloidal), ヴァリオリティック(variolitic)〜スピリティック組織(Amstutz, 1974), オフティック〜サブオフティック〜ハイアロオフティック組織を示す輝緑岩質(diabasic)のもの, 同質斑晶質のものなど多様なものが認められる。これらの岩相のいずれも, 斜長石(とくに石基部の短冊状〜針状斜長石)は強弱の程度の違いはあってもアルバイト化をこうむっているのが特徴的である。ガラス部は強弱さまざまな程度に緑泥石化(しばしば緑泥石〜アルバイトの鉱物組合せ相を伴う)している。その代表的なものについて, 次に記載する。

鏡下で寡斑晶組織を呈し, 石基はハイアロオフティック組織を示す。斑晶は1mm内外で自形卓状の斜長石のみからなる。外形を残存したまま微細なアルバイト集合に置換されている。石基はガラス, 0.2mm以下の短冊状斜長石および0.05mm以下の単斜輝石よりなる。ガラスおよび輝石はすべて淡緑色緑泥石に変質し, また斜長石は短冊形をほぼ残存したままアルバイト集合に置換されている(第6図)。



第6図
塊状スピライト質溶岩の顕微鏡写真
Ch: 石基ガラスをほぼ完全に置換した緑泥石, Pl: 短冊状斜長石(外形を残存したままアルバイト集合に置換)



第7図
スピライト質枕状溶岩の露頭写真
(三石川支流ウツマ川中流付近)

スピライト質枕状溶岩(第7図)

梟舞川支流の咲梅川さくばいがわ西側尾根部および図幅中央北部の南横山を中心に、この地層中でもっとも広い分布を示す。

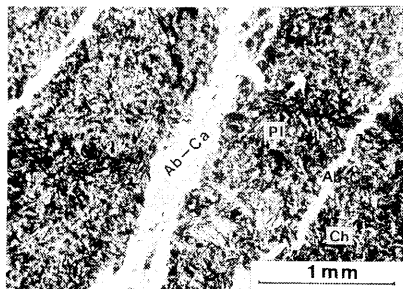
上記した塊状スピライト質溶岩に近接して径数10cm大、ときに1m大の枕状を呈する溶岩が発達している(第7図)。その岩質も上記の塊状スピライト質溶岩と同様に変化に富み、上位および側方変化も火山性角礫岩や凝灰岩に指交・漸移している。一つの枕状部分を観察すれば外縁部に数mm～数cmの厚さでいわゆる急冷相が発達し、最外殻表面には cooling crack が良く発達している。しばしば枕中核部から放射状の節理が発達している。互いの枕状部の基質部分は同質岩片やハイアロクラスト、泥岩質凝灰岩や珪質凝灰岩などで充填されている。

急冷相を鏡下で観察すれば一般的にヴァリオリティック、杏仁状、微細粒ハイアロオフティック組織(第8図)などを示し、ときに非晶質(aphanitic)組織を示す。短冊状斜長石はほぼ完全にアルバイト集合に置換している。ガラスは多くの場合、緑泥石化している。アルバイト一方解石細脈がしばしば発達する。

スピライト質角礫岩(泥質堆積岩をとまなう)

梟舞川支流くどう久遠川上流部、円山付近、三石川中流シカルベ山付近に広く分布する。

上記した塊状スピライト質溶岩および同質枕状溶岩と同様に、多様な岩質の数cm～数10cm火山岩片(火山性屑砕岩)の密雑集合で、ほとんど無層理である(第9図)。大局的にみれば溶岩の周縁部に広く分布している。ときに泥岩、チャートの薄層と互層する。



第8図

枕状溶岩の枕最外殻急冷相の顕微鏡写真

Pl: 短冊状斜長石(外形を残存したままほぼ完全にアルバイト集合に置換), Ch: 石基ガラス(ほぼ完全に緑泥石化), Ab-Ca: アルバイト一方解石細脈

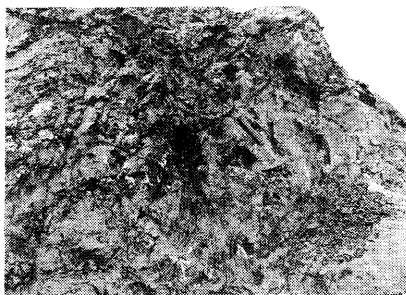
鏡下では既述したような多様な岩質片を含むが、その代表的なものを次に記載する(第10図)。一般にヴァリオリティック～ハイアロサブオプティック組織を示す。岩片の中にはインターグラニュラー～インターサータル組織を示す玄武岩質のものも稀に散見される。短冊状斜長石(アルバイト化)と寄木細工状組織～ヴァリオリティック組織を示す針状斜方輝石が量的に多く、半自形の単斜輝石を少量伴なう。その間を充填するガラスは黄緑色緑泥石に置換されている。

スピライト質凝灰岩

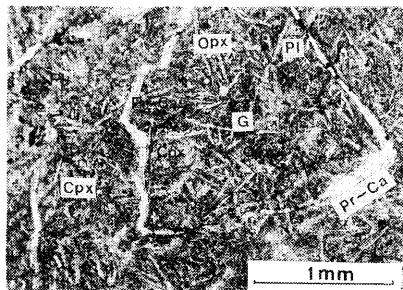
スピライト質～輝緑岩質の細粒凝灰岩が梟舞川支流久遠川上流域～三石川中流左岸山地に広く分布する。すなわち、大局的にみれば岩清水層上部に優勢的に発達しているといえる。灰緑色細粒で層理が明瞭に発達する。しばしばチャートや泥質岩の薄層を挟在する。

チャート

三石川中流トミ沢からテン場の沢(「農屋図幅」境界)にかけての地域および梟舞川中流清瀬^{きよせ}付近のきわめて限定された地域に小規模に発達する。白色および赤褐色のものがあり、一般に10cmオーダーで互層する層厚数mのもので、微



第9図
スピライト質角礫岩の露頭写真
(三石川富沢部落上流部)



第10図
スピライト質角礫岩の角礫岩片の顕微鏡写真
Pl: 短冊状斜長石(アルバイト化),
Cpx: 単斜輝石, Opx: 斜方輝石,
G: ガラス(緑泥石化), Pr-Ca:
ブドー石-方解石細脈

褶曲が著しい。珪質泥岩，スピライト質火砕岩に伴われる。

岩石名(スピライト)の用語について

本図幅で岩清水層の緑色岩の岩質についてスピライトおよびスピライト質という名称を使用したのは次の理由による。

- ① 既述のように本層を構成する塩基性火成岩および同質碎屑堆積岩は鏡下観察によれば非質晶～顕晶質の幅広い岩相にわたり，またその鏡下組織も杏仁状，ヴァリオリティック～スピリティック組織を示すものや，オフティック～サブオフティック～ハイアロオフティック組織を示す輝緑岩質のもの，同質斑晶質ものなど多様なものが認められるのに対し，インターグラニュラー～インターサータル組織を示す玄武岩質のものはごく稀に産出するのみである。
- ② 斜長石斑晶のみならず石基を構成する短冊状斜長石は多くの場合，ほぼ完全にアルバイト化している。化学組成変化を検討すればこの場合，ソーダの増加が認められる。
- ③ 石基ガラスは多くの場合，ほぼ完全に緑泥石化し，あるいは緑泥石-アルバイトの鉱物組合せに交代置換している。この脱ハリ化(devitrification)ともいうべき変質作用によって SiO_2 は総体的に減少し，逆に $\text{MgO} + \text{FeO} + \text{Fe}_2\text{O}_3$ の総量は増加している。

以上①，②，③にみられる岩石組織・変質状態・化学組成変化の諸特徴から，岩清水層の火山岩類を総合的にみれば，いわゆるスピライト-ケラトファイヤー系列に属する岩石といえることができよう。スピライトについては Amstutz (1974) や鈴木(1977) が詳しく記述している。本図幅では以上の点に留意して，スピライトの岩石名を採用した。

近年，北海道中軸帯や常呂帯での緑色岩類の研究ではほとんどすべてとていいほど，この種の火山岩類を「玄武岩」あるいは「玄武岩質岩」として取り扱っており，また世界的潮流にもなっていると思われる。しかしながら，スピライト(あるいは輝緑岩)と玄武岩(あるいは玄武岩質岩)とはあきらかに異なるものであり，岩石学(岩石組織学)的に指摘①の点からも厳密に区別・峻別され記載されるべきであろう。化学分析手段の格段の改良により多量の分析データの蓄積がなされるのは学問の進歩にとって喜ばしいことではあるが，岩石組

織の検討なしに緑色岩類を化学組成上の検討のみで「玄武岩」とするのには問題があり、上述した指摘点とくに②,③の現象を見落としているのではないであろうか。

III. 1. 2 岩清水層の地質年代

本図幅地域から化石の産出はない。模式地のある北部の「イドンナップ図幅」(鈴木ほか, 1961)内で、この地層と下位にあるイドンナップ層のチャートから白亜紀前期を示す放散虫化石(渡辺ほか, 1981)が報告されている。また、さらに北方の「日高図幅」(高橋ほか, 1986)地域で、本層に対比されている沙流川層から後期ジュラ紀の鳥ノ巣石灰岩の化石群集に類似した群集が報告されている。上記のことから岩清水層の地質時代は後期ジュラ紀から前期白亜紀にわたる可能性が強い。

III. 2 蝦夷累層群

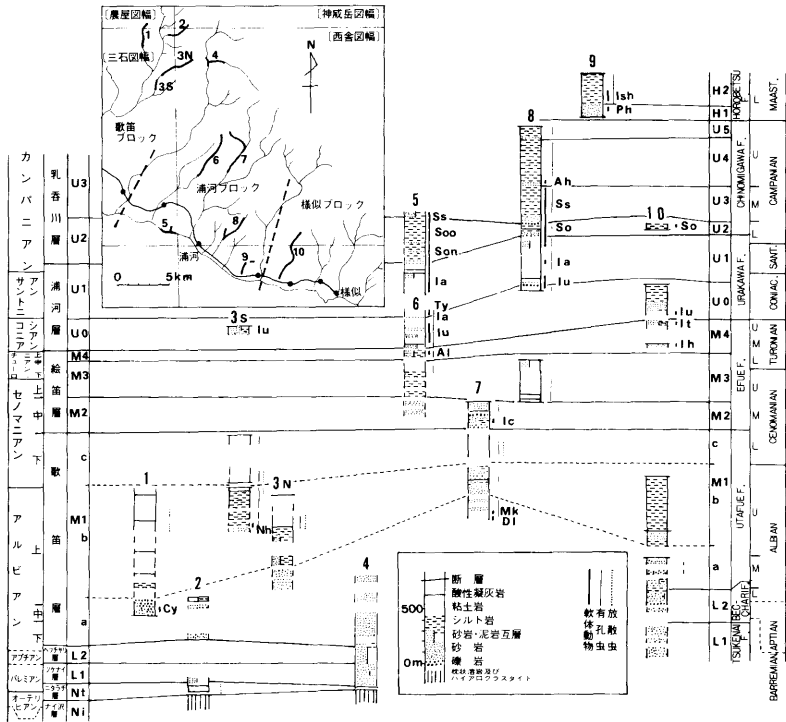
日高沿岸地域の白亜系は、下位から下部蝦夷層群、中部蝦夷層群、上部蝦夷層群及び函淵層群からなる。「三石図幅」地域では、このうち最下部の下部蝦夷層群と最上部の函淵層群は分布しない。

「三石図幅」地域と東隣の「西舎図幅」及び南東隣の「浦河図幅」両地域を含めた浦河地方は、白亜紀軟体動物化石を多産することで著名であって、古くは Yokoyama(1890)及び Jimbo(1894)が海岸地域産化石の記載を行った。層序については伊木(1911a, b)の報告があり、Yabe(1927)は当地方の上部白亜系を浦河統の模式地に設定した。その後、竹内・三本杉(1938)により10万分の1地質図幅「浦河」が刊行された。Matsumoto(1942, 1943)は上部白亜系の詳細な化石層序と地質図を示した。Takayanagi(1960)は Matsumoto の地質図に基づいて浦河地方の上部白亜紀の有孔虫化石層序を3帯に区分した。蟹江(1966)は軟体動物化石の産出に基づいて、チューロニアンからマーストリヒチアンの化石層序と地質図を示した。中・下部白亜系については浦野(1957)の地質図がある。その後、これらの地質図に基づいた有孔虫化石層序(Maiya and Takayanagi, 1977)と放散虫化石層序(Taketani, 1982)が確立され、浦河地域蝦夷累層群の化石年代の精度は、著しく向上した。それらを基礎として、東

第2表 「三石図幅」及び周辺図幅(「西舎」「浦河」)地域の白亜系総括表

時代	地層区分	三石図幅			西舎図幅			浦河図幅	
		歌笛ブロック	浦河ブロック		歌笛ブロック	浦河ブロック	様似ブロック	浦河ブロック	様似ブロック
マシトリアン	函洞層群 横別層	H 2						250+ m	
		H 1						350+ s	
カンバニアン	後部 呑川	U 5 ^b _a				120+ m. s. l		m. s	
		U 4 ^b _a				0~35 s		s	
		U 3 ^b _a				300~400 m l		m	
		U 2 ^b _a				0~50 s. a. c			
		U 1 ^b _a				250~ m. c		500 m	
サミアン	中部 美層	U 2 ^b _a		120~200 m. s		40~ m		200 m	50+ m l
		U 1 ^b _a		m. s. a. c		6~200m. s. c		m	
		U 0	700+ a	m		440 m. a		m	
チュニアン	後部 中層	M 4		a		230~500m. a		m	340 m. s. a
		M 3		m l		150~330 ^{m. s} _{a. c}		s. c l	250+ m. s. a
セノマン	前部 美層	M 2		s		200~800m. s. a		m. s. a l	200+ m. a
		歌笛層		s. c		100~200m. s. d			150+ c
アルバン	下部 美層	C 450+ m			450+ m. a	100~200 m. s. c l			
		M 1 ^b _a	1000+ m. s. a l		700~700+ m l	420+ s	300~380 s. a l		600+ m. s. a l
オビアン	空知層群	L 2			200 m	150+ m	300 s		400 s
		L 1			50 a	20~200+ S	300+ s		300 s
日高衆層群	岩清水層	Nt 2			60 m. s. a	60 m			
		Nt 1			100+ m	110+ m			
					ナイ沢層	ナイ沢層	ナイ沢層		ナイ沢層

軟体動物
 有孔虫
 放射虫
 m 泥岩
 S 砂岩
 a 砂岩・泥岩互層
 C 礫岩
 数字は地層の厚さ(m)



第11図

「三石図幅」及び周辺図幅(「西舎」「浦河」)地域の白亜系柱状図及び軟体動物・有孔虫・放散虫産出層準

空知層群・蝦夷累層群の地質柱状図及び軟体動物・有孔虫・放散虫化石産出層準、有孔虫は Maiya and Takayanagi (1977), 放散虫は Taketani (1982) による。

Nt: 空知層群, L1—L2: 下部蝦夷層群, M1—M4: 中部蝦夷層群, U0—U5: 上部蝦夷層群, H1—H2: 函淵層群. Nh: *Neohibolites* cf. *styloides*, Cy: *Cymatoceras* cf. *sakalanum*, D1: *Desmoceras* cf. *latidorsatum*, Mk: *Mortonoceras* cf. *kiliani*, A1: *Aantagaudryceras limatum*, Py: *Plestotexanites yezoensis*, Ph: *Pachydidiscus hidakaensis*, Ah: *Apiotrigonia hetonaiana*, Ic: *Inoceramus costatus*, lh: *Inoceramus hobetsensis*, It: *I. teshoensis*, Iu: *I. uwajimensis*, Ia: *I. anakusensis*, So: *Sphenoceras* *orientalis*, Son: *S. orientaris nagaoui*, Soo: *S. orientalis orientalis*, Ss: *S. schmidti*, Ish: *Inoceramus shikotanensis*

隣の「西舎図幅」地域白亜系の地質図が、酒井・蟹江(1986)によってまとめられた。

蝦夷累層群は、3地域にブロック化されて分布する。酒井・蟹江(1986)は、元浦川断層から北西側の白亜系を歌笛ブロック、その南東で日高幌別断層までを浦河ブロック、さらにその東側で様似断層までを様似ブロックと呼んだ。周辺図幅地域を含めた蝦夷累層群の分布と新第三系を含めた地質構造を第3図に、各ブロック内の白亜系地質総括表を第2表に、また地質柱状図を第11図に示した。本図幅中の大型化石産出地点を第12図に示した。

III. 2. 1 中部蝦夷層群

本層群は下位の下部蝦夷層群ベッチャリ層(「西舎図幅」; 酒井・蟹江, 1986)を整合に覆い、産出化石(第11図, 第3表)からその時代は中部アルビアン〜チューロニアンにわたる層厚1650m以上の海成堆積物である。歌笛層(M1a, M1b, M1c)と絵笛層(M2, M3, M4)に2分される。

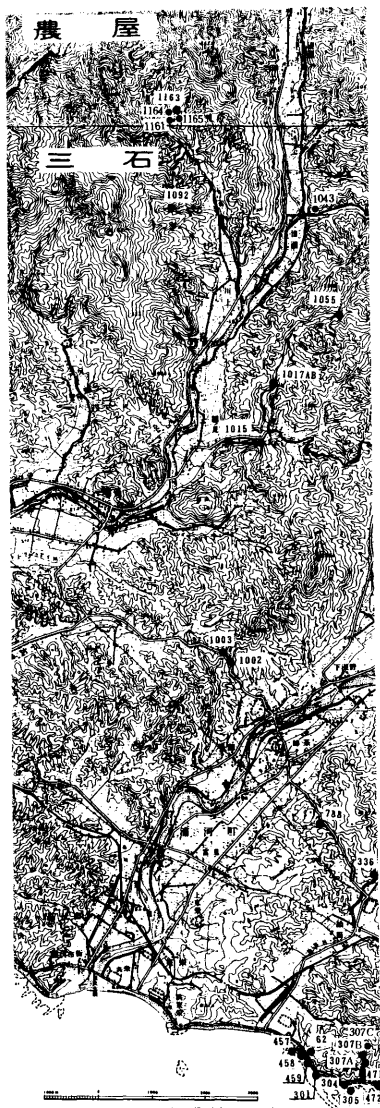
III. 2. 1. 1 歌笛層

命名: 酒井・蟹江(1986)

下位の下部蝦夷層群のベッチャリ層を整合に覆い、上位の中部蝦夷層群絵笛層に整合漸移する。層厚は1600m以上であり、地域により層厚変化とともに層相変化も激しい。岩相の違いにより、下部からM1a, M1b, M1cの3部層に分けられる。M1a部層は主に砂岩、M1b部層は泥岩・砂岩及び砂岩泥岩互層、M1c部層は主に粘土岩よりなる。本層の模式地は三石町歌笛集落北西のポンルベシベ川流域にある。本層の分布は、模式地から南東方へ「西舎図幅」内の梟舞川支流の高津川・元浦川中流・向別川上流(同川支流の高津川ならびにメナプト川)・鶴苦川上流に分布する。層厚は、M1a部層が300~420m, M1b部層が300~1000m¹, M1c部層が200~450m¹である。泥質岩からアンモナイト・イノセラムスなどの軟体動物化石を稀に産し、M1a・M1b部層は中~上部アルビアン、M1c部層は下部セノマニアンの堆積物とみなされる。

M1a部層

主として砂岩からなるが、地域によって泥岩を挟む砂岩泥岩互層となる。砂



この地図は国土地理院発行の5万分の1地形図「農屋」および「三石」を使用したものである。

第12図

「三石図幅」蝦夷累層群大形化石採取地点(「農屋図幅」を含む)

岩を構成する粒子はチャート，火山砕屑物の岩片に富む。砂岩の固結度は下部蝦夷層群の砂岩と比較して弱い。下位の下部蝦夷層群ベッチャリ層との層序関係は、「西舎図幅」地域のナイ川入り口とその北方のモモナイ林道で観察できる。ナイ川入り口ではベッチャリ層最上部の粘土岩とM1a部層最下部の砂岩泥岩互層は整合漸移し、モモナイ林道では、粘土岩(ベッチャリ層)は泥質基質の砂礫岩(M1a部層)に漸移し、その上位はM1a部層の主部に相当する砂岩になる。

本部層は岩相・層厚が激しく変化する。

ボンルベシベ川上流：中～粗粒の塊状凝灰質砂岩で泥岩片を含む。砂岩の構成粒子の大半が岩片であり、無色鉱物片としては斜長石、石英が多い。層厚は200m以上である。

咲くばい
咲梅川支流松本沢：塊状細粒砂岩で、岩片は34～70%をしめる。無色鉱物片は少量の斜長石と石英が含まれる。層厚は100m以下である。

歌笛市街：植物片を含む塊状細粒凝灰質砂岩で、稀に含まれるノジュールから二枚貝片と巻貝片を産した。

第3表 中部蝦夷層群産大型化石リスト

Species	M1a	M1b	M1c	M2	M3
ECHINOIDEA					
Echinoid		1163*			
INOCERAMIDAE					
<i>Birostrina nipponica</i> Nagao & Matumoto			1002		1015p
<i>Mytiloides labiatus</i> (Schlotheim)					
Inoceramidae gen. et sp. indet.				336	
GASTROPODA					
<i>Serri fusus tuberculatus</i> (Nagao)			1043		
Gastropoda gen. et sp. indet.		1055			
BELEMNITIDA					
<i>Neohibolites styloides</i> Renngarten		(1055)			
NAUTILIDA					
<i>Cymatoceras sakalavanum</i> Collignon	(1092)				
AMMONITIDA					
Gaudryceratidae gen. et sp. indet.			1003		
<i>Desmoceras (D.) latidorsatum</i> (Michelin)			1043		
<i>Desmoceras</i> sp.				336	
<i>Mortoniceras (Cantabrigites)</i> sp.			1043		

p : 転石 () : cf. * : 農屋図幅, 産地番号の前の“U”は省略してある。

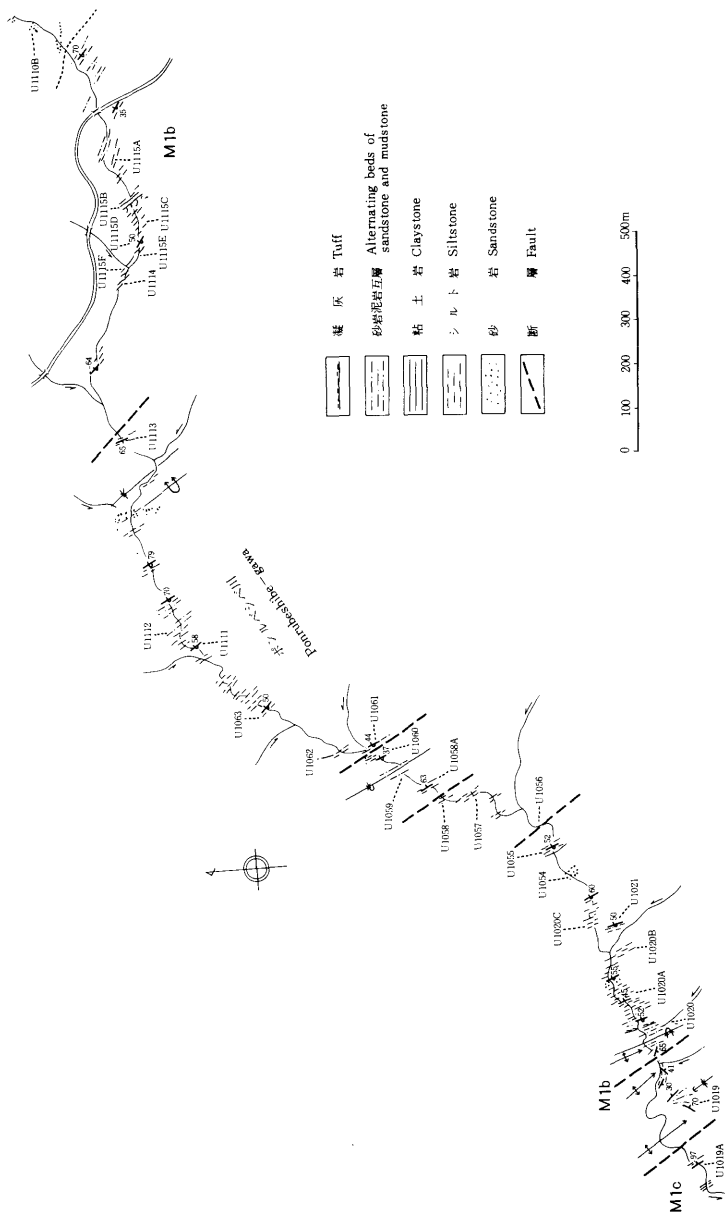
M1b 部層

主に泥岩からなる。本部層は層相が激しく変化し、浦河ブロックでは泥岩・砂岩及び砂岩泥岩互層からなり、様似ブロックでは砂岩泥岩互層が優勢になる。

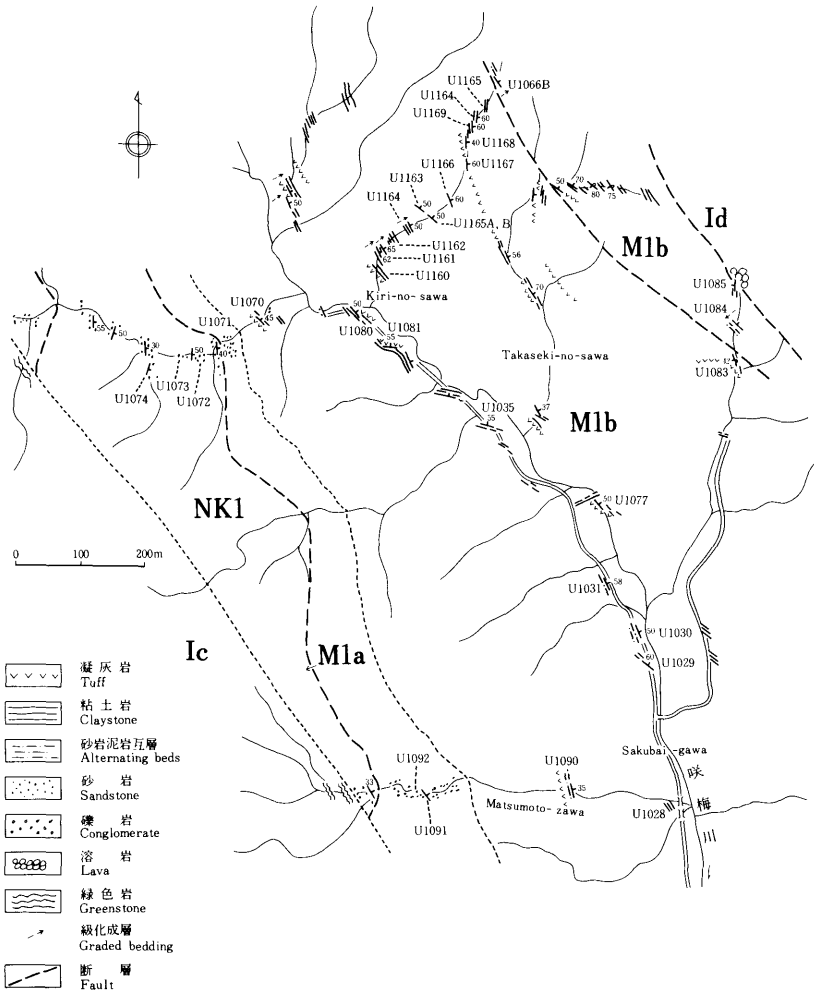
ポئلベシベ川中流(第13図)：下半部は、北部で泥岩砂岩泥岩互層～シルト岩、南部で砂岩からなる。上半部は北部では粘土岩で厚さ約3mの細粒～粗粒凝灰岩(第11図のルート3N)を挟むが、南部はシルト岩になり、厚さ2～3mの粗しょう凝灰岩(第11図のルート3S)を挟む。本流域では北部より南部が粗粒となり、また層厚も厚くなる傾向がある。層厚は約700mである。

咲梅川：主に粘土岩からなる厚さ1000m以上の細粒堆積物が分布する。川沿いの地域には厚さ5mの通称「骨石」と呼ばれるチャート様の酸性凝灰岩が挟まれており、ポئلベシベルート北部の厚さ2～3mの粗しょう凝灰岩(第11図のルート3S, 第14図)と、同ルート北部の厚さ3mの細粒～粗粒凝灰岩の「非骨石」凝灰岩に対比される。

歌笛西方：断層に挟まれて層厚500m以上の粘土岩が分布し、層厚約7mの骨石が挟まれる。



第13図 ポンルベシ川中・上流における歌笛層(M1b, M1c)のスケッチマップ



第14図 咲梅川流域における歌笛層(M1a, M1b)のスケッチマップ
Ic, Id: 岩清水層, Nk1: 西川層

M1c 部層

主に黑色粘土岩からなる。「浦河図幅」地域の様似西方ではシルト岩及び砂岩泥岩互層からなる(第11図)。層厚は200~450m⁺で、北西方により厚くなる。大型化石を稀に産し、微化石を普通に含む。

ポンルベシベ川中流：上・下限とも断層で切られて分布しており、層厚は450m以上である。黑色粘土岩よりなる(第13図)。

稲見~野深：上・下限とも断層で切られて分布し、黑色粘土岩よりなる。

歌笛~瑞穂：黑色粘土岩からなる。本部層の中部からイノセラムスを産した。

III. 2. 1. 2 絵 笛 層

命名：竹内・三本杉(1938)

模式地は絵笛川中・上流域であり、褶曲・断層によって繰り返し露出する。本層は元浦川下流東岸(ルスナイー姉茶)、「西舎図幅」地域の向別川中流、タンネベツ川流域、乳呑川^{ちのみがわ}上流、「浦河図幅」地域の月寒川^{つきさづが}中流に分布する。下位の歌笛層とは整合関係である。歌笛ブロックには、本層の下部が、様似ブロックには上部が分布している。岩相の違いにより下位からM2・M3・M4の3部層に分けられる(第11図)。M2部層はスランプ性の砂岩及び礫岩からなる。M3部層は主として粘土岩からなる。M4部層は砂岩泥岩互層及び砂岩を主とし、層相は激しく変化する。本層の最大層厚は約1400mと見積られる。層厚は一般に北東部より南西部が厚い。本層の泥質部からアンモナイト、イノセラムスなどの化石を散点的に産し、粘土岩から有孔虫、放散虫化石を豊富に産する。これらの化石により、M2部層は中部セノマニアン、M3部層は上部セノマニアン~下部チューロニアン、M4部層は中部チューロニアン~上部チューロニアンに対比される。

M2 部層

本部層は主としてスランプ性の砂岩及び礫岩からなる。基底部の礫岩は中礫大の円礫からなる。本部層の大部分がスランプ性の堆積物である。下位の歌笛層との層位関係は直接観察できないが、整合と推定され、層厚は約100~200mである。礫岩は、「浦河図幅」地域の東幌別にも分布している。

絵笛川中流：礫岩が絵笛川中流分岐地点東岸に露出する。層厚は不明である。

下野深：西方の丘陵にスランプ性の砂岩が分布する。層厚は不明である。

M3部層

堆積盆地の南西部では主として黒色粘土岩からなり、北東部ではシルト岩、スランプ性の砂礫岩及び砂岩泥岩互層からなる。層厚は200～800mで、北東部より南西部の方が厚い。下位のM2部層を整合に覆う。

姉茶：「浦河図幅」地域では黒色粘土岩からなるが、本図幅地域では露出がきわめて悪い。

稲見～川上：絵笛東・北東に黒色粘土岩が露出する。断層に挟まれて狭長に分布するので、層厚は不明である。

M4部層

砂岩泥岩互層及び砂岩を主とする。下位M3部層との関係は整合と推定される。図幅地域での層厚は100m以下である。

歌笛西方：露出は悪いが、砂岩泥岩互層を主とする地層が尾根に背斜構造をつくって分布する。層厚は100m以下。

III. 2. 2 上部蝦夷層群

上部蝦夷層群は、「三石図幅」地域の南東部と東隣の「西舎図幅」地域の南部から南東隣の「浦河図幅」地域にかけて分布しており、下位から浦河層と乳呑川層に分けられる。浦河層は主として粘土岩からなり砂岩層を挟む。本層はU0部層とU1部層に分けられる。乳呑川層はシルト岩～細粒砂岩からなり、浦河層に比べ、やや粗粒な堆積物よりなる。本層は「西舎図幅」地域でU2～U5の4部層に細分されるが、本図幅では下部のU2とU3部層が分布する。本層群の層厚は2500m以上である。産出化石(第4表)からその時代はコニアシアンとカンパニアンにわたる(第11図)。

III. 2. 2. 1 浦河層

蟹江(1966)の命名

本層はYabe(1927)のUpper Ammonites Bedsの下半部に相当する。本層の模式地は浦河市街北方の乳呑川上流部にある。本層は下位の中部蝦夷層群絵笛層を整合に覆い、上位は乳呑川層に整合に覆われる。浦河ブロックでは標準的

第4表 上部蝦夷層群産大型化石リスト

Species	U 0	U 1	U 2	U 3
ECHINOIDEA				
Echinoid				304p
ARCHAEOGASTROPODA				
<i>Pleuromaria</i> (P.) <i>yezoensis</i> Kanie			459p15	
<i>Margarites sachalinensis</i> N.				457p8
MESOGASTROPODA				
" <i>Anisomyon</i> " <i>cassidarius</i> (Yokoyama)		304	457p, 459p	
" <i>A.</i> " <i>transformis</i> Dundo			301, 458p, 459p	
" <i>A.</i> " <i>giganteus</i> (Schmidt) (type A)				304p
<i>Gigantocapulus giganteus</i> (Schmidt)				457p8
<i>Tibia japonica</i> N.			459p	
NEOGASTROPODA				
<i>Serrifusus sachalinensis</i> (N.)			457p19	
<i>Graphidula laevigata</i> (N.)			457p20	
INOCERAMIDAE				
<i>Inoceramus</i> (I.) <i>uwa jimensis</i> Yehara	1017A			
<i>I.</i> (<i>Platyceramus</i>) <i>amakusensis</i> N. & M.		(62), 307C		
<i>I.</i> (P.) <i>japonicus</i> N. & M.				
<i>I.</i> (<i>Endocostea</i>) <i>ezoensis</i> Yokoyama			(305), 457p5	
<i>I.</i> (E.) aff. <i>ezoensis</i> Yokoyama			457p5	
<i>I.</i> (E.) <i>balticus</i> N. & M.			458p	
<i>I.</i> (<i>Cordiceramus</i>) aff. <i>yusai</i> Noda			307p2, 457p29	
<i>Sphenoceramus naumanni</i> (Yokoyama)	62		457p17	
<i>S. orientalis nagaoui</i> (M. & Ueda)			305, 457p, 458p, 459p	
<i>S. orientalis orientalis</i> (N. & M.)			305, 457p, 534	
<i>S. schmidti</i> (Michael)				307p3, 457p8, 304p2, 457P8
<i>S. sachalinensis</i> (Sokolow)				304p2, 457p8
Inoceramidae gen. et sp. indet.	1017B	788		
PELECYPODA (excluding INOCERAMIDAE)				
<i>Acila</i> (<i>Truncacila</i>) <i>hokkaidoensis</i> (N.)			457p	
<i>Nanonavis sachalinensis</i> (Schmidt)			457p16	304p2
<i>N. brevis</i> Ichikawa & Maeda				304p
<i>Propeamusium cowperi yubarensis</i> Yabe & N.			305, 457p	
<i>Lucina</i> (<i>Myrtea</i>) <i>ezoensis</i> N.			307p.	
Terenoid			307p1	
AMMONITIDA				
Phylloceratidae				
<i>Neophylloceras subramosum</i> Spath			307	
<i>Phyllopachyceras ezoense</i> (Yokoyama)			307P1	307p3
Tetragonitidae				
<i>Tetragonites glabrus</i> (Jimbo)			307p2	
<i>T. popetensis</i> (Yabe)			457p26	568p8
<i>T.</i> sp.			457p26	
<i>Anagaudryceras yokoyamai</i> (Yabe)			457p	
<i>Gaudryceras tenuiliratum</i> Yabe			305, 457p	
<i>G. denseplicatum denseplicatum</i> (Jimbo)			307p2, 457p	
<i>G. striatum</i> (Jimbo)				307p3
<i>Zelandites kawanoi</i> (Jimbo)			307p2	
Desmoceratidae				
<i>Damesites damesi</i> (Jimbo)	62		307p2, 457p	
<i>D.</i> sp.	62		305, (457p28)	459p13
<i>Hauericeras</i> (<i>Gardeniceras</i>) <i>angustum</i> (Yabe)			305, 457p	
<i>Kitchnites</i> (<i>Neopuzosia</i>) <i>ishikawai</i> (Jimbo)			307p, (457p26)	
K. (N.) sp.			457p	
<i>Anapachydiscus naumanni</i> (Yokoyama)			305, 457p, (459)	
<i>Eupachydiscus haradai</i> (Jimbo)			305, 457p12	
<i>E.</i> sp.			457p37	
<i>Urakawaites</i> aff. <i>binodosis</i> (Whiteaves)				457p
<i>U. rotalinoidea</i> (Yabe)			458p	
Pachydiscinae gen. et sp. indet.			305	
Collignoniceratidae				
<i>Texanites quinquenodosus</i> (Redtenbacher)		304p1		
<i>Paratexanites compressus</i> M.		471p, 472p		
Diplomoceratidae				
<i>Ryugasella?</i> sp.				457p28
<i>Polyptychoceras</i> (P.) <i>pseudogaultinum</i> (Yokoyama)	62		457p	
<i>P.</i> (P.) <i>subquadratum</i> (Yokoyama)			457p	
<i>P.</i> (<i>Subptychoceras</i>) <i>yubarensis</i> (Yabe)			(305), 307, (307p1), 457p	
<i>P.</i> sp.	62		457p28	
<i>Pseudoxybeloceras</i> aff. <i>quadrimodosum</i> (Jimbo)			457p4	
Baculitidae				
<i>Baculites</i> sp.		62		

太字：多産 ()：cf. "p"：転石 N.：Nagao M.：Matsumoto, 産地番号の前の"U"は省略してある。

な層序を観察できるが、本図幅内の歌笛ブロックと南東の「浦河図幅」内の類似ブロックでは本層の下部のみが分布している(第2表, 第4図)。層相の違いにより下部のU0部層と上部のU1部層に分けられる。本層の層厚は670~950mである。本層から軟体動物・有孔虫・放散虫化石が産し、U0部層はコニアシアンに、U1部層はコニアシアン最上部~カンパニアン最下部に対比される。

U0部層

粘土岩を主とするが地域により砂岩層を挟む。また下部に酸性凝灰岩を挟む。層厚は230~500mで、南西部に向かって厚くなる傾向がある。

ボンルベシベ川下流：砂岩泥岩互層からなる。互層中の砂質泥岩からイノセラムスを産した。層厚は断層に挟まれているが、500m以上ある。

絵 笛：黒色粘土岩である。地層の露出は悪い。本部層の延長である「西舎図幅」地域でイノセラムスを産したことがある。

U1部層

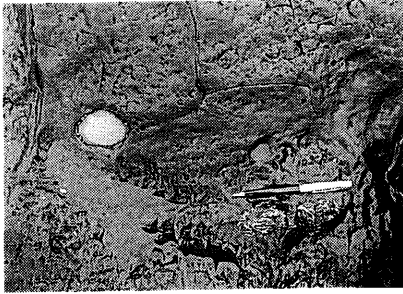
浦河町井寒台と絵笛川中流に露出する。模式的な露出は、「西舎図幅」地域の本部層は基底部の厚さ8m前後の砂岩・礫岩から始まり、主部の黒色粘土岩に移る(第11図)。層厚は乳呑川上流で約450mである。

絵笛川中流：向斜の軸部に沿って下部の層厚60mが分布するにすぎない。ここでは、本層は厚さ数mの砂岩・礫岩に始まり、その上位に主部の黒色粘土岩がのる。黒色粘土岩の下部には酸性凝灰岩が挟まれる。

井 寒 台：酸性凝灰岩薄層を挟む黒色粘土岩からなる(第15図)。大型化石を豊富に含む(第16図)。背斜軸に沿って本部層の上位の約200mが露出する。絵笛川を挟んで井寒台の北西に砂岩泥岩互層が露出している地層も本部層の一部



第15図
浦河町井寒台海岸の地点U301における浦河層U1部層の露出



第16図

浦河町井寒台海岸の地点U301における浦河層U1部層の粘土岩中のイノセラムスの産状と石灰質ノジュールの産状

とみなした。

絵笛～姉茶：黒色粘土岩が断片的に分布する。背斜軸に沿ってモンチカイトが露出している。

露出不良のために下位層との関係は不明である。

III. 2. 2. 2 乳呑川層

Matsumoto (1942, 1943)の命名

本層の模式地は乳呑川の中・上流部にあり、下位の浦河層U1部層を整合に覆い、上限は断層に切られて不明である。本図幅地域内では井寒台地区に、東隣の「西舎図幅」地域では浦河ブロックのみに分布するが、南東隣の「浦河図幅」地域では様似ブロックに小面積で分布する。本層は灰黒色シルト岩～極細粒砂岩からなり、しばしば海緑石粒を含んでいて緑色を呈する。下位の浦河層と比べ、一般により粗粒であり、灰色を帯びている。岩相の違いにより下部からU2・U3・U4・U5の4部層に分けられる。本図幅地域には、U2部層・U3部層のみ分布する。それぞれの部層の基底層は凝灰岩質砂岩層で、その上位はシルト岩～極細粒砂岩になっている。本層の層厚は800～1600m以上である。本層からは軟体動物化石を多産するが、下位層に比べやや粗粒な堆積物からなるため、有孔虫・放射虫等の微化石の産出は稀である。これらの化石からU2部層は下部カンパニアンに、U3部層は中部カンパニアンに対比される。

U2部層

模式地のある「西舎図幅」地域の乳呑川上流のものは、本部層は基底層の層厚8mの礫質砂岩層(U2a)と、主部の層厚45mのシルト岩～砂岩シルト岩互層

(U2b)に分けられる。浦河層のU1部層を整合に覆い、上位のU3部層に整合に覆われる。模式地よりも本図幅地域と「浦河図幅」地域に分布する本部層のほうがより細粒な堆積物よりなり、層厚も増大する。

井寒台海岸：本部層は細粒砂岩～シルト岩からなる(第17図)。下位のU1部層と上位のU3部層とは整合関係にある。層厚は約200mである。軟体動物化石を豊富に含む。干潮時に観察することができる。

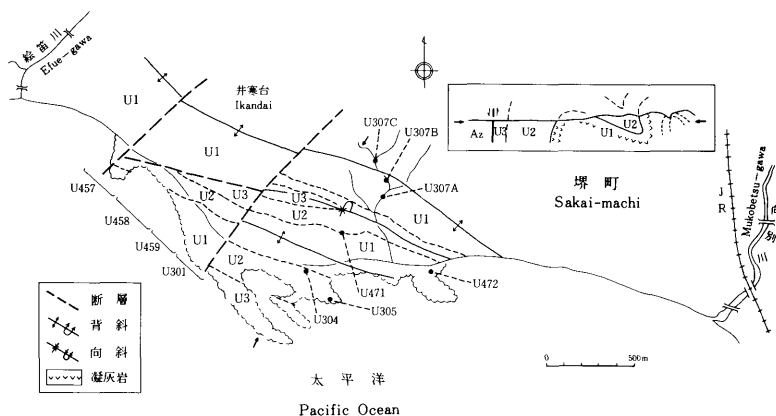
井寒台丘陵：向斜軸に沿って浦河町堺町から延長して分布する厚さ120mのシルト岩である(第17図)。

U3部層

本部層は井寒台地域の南北2帯に分布する。「西舎図幅」地域の乳呑川中流とウロコ別上流に模式的に分布し、タンネベツ川下流にも小面積の分布がある。浦河地域の浦河市街とその東部や本部層の基底部には厚さ75mの砂岩層(U3a)が発達し、その上に厚さ250～500mの灰黒色シルト岩(U3b)がのる。本部層は中部カンパニアンに対比される。

井寒台海岸：大潮時にシルト岩が露出する。下位のU2部層とは整合関係にある。海面下に分布するために詳細は不明である。

井寒台丘陵：向斜軸に沿って本部層の底部を構成する砂質シルト岩がわずかに露出する。



第17図 浦河町井寒台地域の上部蝦夷層群(U1,U2,U3)のスケッチマップ
Az：新第三系

III. 2. 3 蝦夷累層群の化石と対比

ここでは「農屋図幅」地域南東端部を含めた本図幅地域(第11図)と「西舎図幅」地域(酒井・蟹江, 1986の第52図)および「浦河図幅」地域とで産出した軟体動物化石をもとに、有孔虫・放散虫などの微化石も加えて各地層の化石層序を考察する。

中部蝦夷層群

本層群は下位より歌笛層と絵笛層に二分され、その時代は上部アルビアン〜チューロニアンにわたる。本層群から産出した大型化石を第3表に示す。

歌笛層

泥質岩よりアンモナイト・イノセラムス等の軟体動物化石を稀に産し、M1a部層は中〜上部アルビアン、M1b部層は上部アルビアン、M1c部層は下部セノマニアンに対比される。

M1a部層：咲梅川支流松本の沢の地点U1092(第14図)から報告された *Cymatoceras* cf. *sakalaxanum* (Matsumoto et al., 1984)は、マダガスカルの中〜下部アルビアンに知られている(Collignon, 1949)ので、本部層を中部アルビアンに対比した。

なお、「西舎図幅」地域の向別川支流高津川流域において、松本・岡田(1973)は、本部層より由来したと考えられる石灰質団塊の転石から *Mortoniceras* cf. *kiliani*, *Desmoceras* (*D.*) cf. *latidorsatum* を得て、Matsumoto and Kanie (1982)はM1a部層の上部を上部アルビアンに対比している。

M1b部層：清瀬の地点U1043(第12図)から採集された *Mortoniceras* (*M.*) sp. は上部アルビアンおよび *Desmoceras* (*D.*) *latidorsatum* は上部アルビアン〜下部セノマニアンに知られている。ポンルベシベルート(第13図)の地点U1055産の *Neohibolites* cf. *styloides* は中部〜上部アルビアンのものである。本地点産浮遊性有孔虫は *Hedbergella planispira*, *H. trochoidea*, *Ticinella roberti*, *T. bejaouanensis*, また、底生有孔虫は *Tritaxia disjuncta*, *Quadriformphiana* cf. *albertensis* であり、アルビアンに対比される。これより上流(「西舎図幅」地域)の地点U1113B, U1113C, U1114, U1115A, U1115E(第13図)から上部アルビアン〜下部セノマニアンの *Holocryptocanium barbui*-*Thanarla conica* 帯の放散虫群集を報告している(Taketani, 1982の figs. 10, 27)。咲梅川(第14

図)支流桐の沢の地点U1161, U1164, U1165A, U1165B, U1166B(「農屋図幅」地域)産の放散虫群集は, *Holocryptocanium barbui*—*Thanarla conica* 帯にある (Taketani, 1982の figs. 11, 28). 以上の化石から本部層は上部アルビアンに対比できる.

M1c 部層: 歌笛~浦河町瑞穂の道路から *Birostrina nipponica* と Gaudryceratid を産した.

ポソルベシベルート(第13図)の地点 My 76-68~70, My76-72, My76-74 (Taketani, 1982のfig. 10)産の浮遊性有孔虫群集は *Rotalipora* 生存帯, 底生有孔虫群集は *Textularia hikagezawaensis* 生存帯にあり, セノマニアンに対比される (Maiya and Takayanagi, 1977). 放散虫群集は *Diacanthocapsa euganea*—*Thanarla elegantissima* 帯(上部アルビアン~下部セノマニアン)のものを産する. 以上のことから, M1c 部層は下部セノマニアンに対比される.

絵 笛 層

本層の泥質部からアンモナイト, イノセラムス等の化石を散点的に産し, 粘土岩からは有孔虫, 放散虫を豊富に産する. これらの化石により, M2 部層は中部セノマニアン, M3 部層は上部セノマニアン~下部チャーロニアン, M4 部層は中部チャーロニアン~上部チャーロニアンに対比される.

M2 部層: 本図幅地域では化石を発見できなかった. 「西舎図幅」地域向別川中流の礫岩中の泥岩礫とその直上の泥岩)から *Inoceramus costatus* を産し, 中部セノマニアンに対比される. タンネベツ川上流から *Rotalipora*—*Textularia* 有孔虫生存帯と *Eusyringium spinosum* 放散虫群集 (Taketani, 1982の figs. 7, 23) が知られている.

M3部層: 地点U1015p(稲見附近)(第12図)から *Mytiloides cf. labiatus* を産し, 下部チャーロニアンに対比される. 「西舎図幅」地域では本部層の下部よりは *Birostrina cf. pennatulus* を産することから上部セノマニアンに, 上部は本図幅地域と「浦河図幅」地域から *Mytiloides labiatus* を産することから下部チャーロニアンに対比される.

M4部層: 本図幅地域からは化石が発見されなかった. 「西舎図幅」地域には本部層の中・上部が発達し, *Inoceramus (Inoceramus) hobetsensis* や *I. (Inoceramus) teshioensis* を産し, 上部チャーロニアンに対比される. 「浦河図幅」地域に分

布する下部層は、*Collignonicerias woollgari* を産することから中部チューロニア
ンに対比される。

上部蝦夷層群

産出化石からその時代はコニアシアン～カンパニアンにわたる。本層群から
産出した大型化石を第4表に示す。

浦河層

本層は軟体動物・有孔虫・放散虫化石を産し、U0部層はコニアシアン、
U1部層はコニアシアン最上部～カンパニアン最下部に対比される。

U0部層：ポソルベシベ川下流地域から *Inoceramus (Inoceramus) uwajimensis*
を産し、コニアシアンに対比される。

U1部層：黒色粘土岩や石灰質団塊から軟体動物化石を豊富に産し、また有
孔虫化石も産し、その時代はコニアシアン最上部～下部カンパニアンと考えら
れる。

井寒台：黒色粘土岩よりなり、軟体動物化石を豊富に産する(第17図、第
4表)。Yokoyama(1890)、Jimbo(1894)が記載した無脊椎動物化石群は、大
部分が本図幅地域より産した。Matsumoto and Kanie (1982)によれば本地
域から産出する化石は上部サントニアンを指示する。また「西舎図幅」地域の
堺町の粘土岩から *Sphenoceramus orientalis nagaoui* を産するので、下部カンパ
ニアンはU1部層の上部から始まることになる。

乳呑川層

本層からは軟体動物化石を多産する(第4表)が、下位層に比べやや粗粒な堆
積物よりなるため、有孔虫・放散虫等の微化石の産出はまれである。これらの
化石からU2部層は下部カンパニアンに、U3部層は中部カンパニアンに、
U4・U5部層は上部カンパニアンに対比される。

U2部層：本部層の下部から *Sphenoceramus orientalis nagaoui* と “*Anisomyon*”
cassidarius を豊富に産する。本部層の上部から *Sphenoceramus orientalis*、
“*Anisomyon*” *transformis* を多産し(Kanie, 1975, 1977)、これは異常巻アン
モナイトの *Ainoceras paucicostatum*, *A. kamuy* とも共産する(Matsumoto
and Kanie, 1967)。

「浦河図幅」地域では *Sphenoceramus orientalis*, “*Anisomyon*” *transformis* を

多産し、*Ainoceras paucicostatum*, *A. kamuy*を普通に産する。また東隣の「西舎図幅」地域のシルト岩から*Sphenoceras orientalis*を産した。

U3部層：砂岩、シルト岩や後者に含まれる石灰質団塊から*Sphenoceras schmidti*を産し、これらの化石から、本部層は中部カンパニアンに対比される。

III. 2. 4 蝦夷累層群の地質構造

日高沿岸地域の白亜系は、ニタラチーオショロベツ衝上断層(酒井・蟹江, 1986)の南西側に分布する。この白亜系は一般に北東-南西~西北西-東南東走向で、北東または南西に30°~90°で傾斜する。走向方向の断層が卓越し、一方元浦川断層や日高幌別断層などの胴切り断層が分布する。

空知層群は一部では南西方向に向かってより上部の地層が分布するようであるが、構造的には不明瞭な部分が多い。

蝦夷累層群は、多くの褶曲によって同じ地層が繰り返し現われるが、全体として北東側に下部層が、南西側に上部の地層が帯状に配列する(第4図)。更に北東側からの複数の衝上断層によって、南西側の上部層分布地域により下部の地層が挟まれる。このために白亜系内の地質構造は、南西方向に向かってより複雑になり、海岸沿いの地域で最も複雑である。

褶曲構造は、主に比較的閉じた鉛直褶曲であるが、一部に同斜褶曲が認められる。

また第4図・第2表に示すように、元浦川・日高幌別川沿いに伏在する胴切り断層により、白亜系はブロック化されている。この分布域は、西から歌笛、浦河、様似の3ブロックに区分されている。浦河ブロックの内部は、絵笛川沿いと向別川沿いに伏在する断層によって細分されている。白亜系の主要分布域は浦河ブロック内にあり、それは隣接地域に対して相対的に落ち込み帯を形成している。

Ⅳ 新 第 三 系

地域内に分布する新第三系は、下位より中新世前～中期の西川層、同中期のアザミ沢層、同中～後期の静内層、鮮新世の舜別層に区分される。

Ⅳ. 1 西 川 層

命名：松下・鈴木(1962)。基底部の礫岩・砂岩相と主部の泥岩相に分けられる。模式地は「農屋図幅」内の捫別川流域^{もんべつ}の西川周辺。基底部の礫岩・砂岩相と上部の厚い泥岩相からなる地層に命名された。本図幅では、分布が模式地から連続することと岩相が一致することから本地層名を用いる。なお、三石断層の南側に沿うこの地層は、西隣の「春立図幅」内の延長部で農屋層*の地層名が用いられている。

分布：大きく南北2列の帯状の分布がみられる。北側の列は、山地を構成する日高累層群・岩清水層分布の南西側に沿って、模式地を含む「農屋図幅」内から連続し、布辻川上流の宮本の沢から三石川中～下流部の富沢を経て梟舞川の中流部の歌笛周辺まで、幅2～2.5kmで北西～南東方向の帯状に分布する。南側の列は三石岩体の南を限る三石断層に沿って、その南側に幅250～500mで帯状に露出する。(三石断層北側ではJR日高本線の蓬栄駅南に岩清水層の緑色片岩に接して分布する。)

下位層との関係：下位の白亜系の蝦夷累層群とは断層関係である。日高累層群の岩清水層とは咲梅川西方の尾根部、シカルベ山山麓のシュムロ川上流および久遠川上流では基底礫岩で不整合に重なる。しかし、三石岩体との関係を含め多くの地域で断層関係にある。本層は、下部の礫岩・砂岩(Nk1)と上部の泥岩(Nk2)の2部層に区分される。

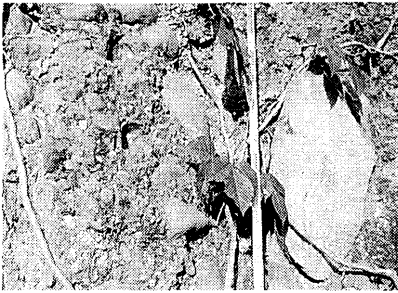
礫岩・砂岩部層(Nk1)

礫岩・砂岩相は下位の岩清水層および三石岩体に接し、丘陵性山地では梟舞川支流のシュムロ川・久遠川上流部に分布する。三石断層に沿って、三石岩体に接する部分のみに本部層が認められる。礫と粗粒砂の基質から構成されてい

* 農屋層は「農屋図幅」内西端の農屋附近を模式地とする。関係は不明であるが、西川層の下位に設定されている(松下・鈴木, 1962)。



第18図
岩清水層を覆う西川層の基底礫岩
(シカルベ山東山麓)



第19図
西川層基底附近のトロニエム岩巨礫
(捫別川上流)

る。礫種は接する岩体によって異なる。三石岩体に接して分布する本部層では径数cmの蛇紋岩円礫がほとんどである。一方、北部の岩清水層と接する部分では岩清水層を構成するスピライト質岩類が大部分を占めている(第18図)。

蓬萊山地帯の蛇紋岩及び変成岩類に接する布辻川流域西端では、粗粒砂岩の基質部に径数10cm～1m大の変成岩角礫が含まれる。「農屋図幅」内の捫別川支流のメナシュベツ川上流部では、径30～60cmにおよぶトロニエム岩の巨礫が多量に含まれる(第19図)。基質および挟在する砂岩層は粗粒砂岩で、接する蛇紋岩やスピライト質岩の碎屑物が多量に含まれるため緑色～暗緑色を呈する。層厚は20～60mである。

本部層の砂層中には一部に密集してカキ類などの貝化石破片が多量に含まれる。竹内・三本杉(1938)、山岸(1965MS)によれば下記の化石を産出した。

—シュムロ沢の基底礫岩—

Ostreacea gen. et sp. indet.

Paphia sp.

Nassarius cf. *simizui* Otuka

—蓬萊山地帯帯，三石断層南部—

Chlamys aff. *kaneharai* (Yokoyama)

Ostreacea gen. et sp. indet.

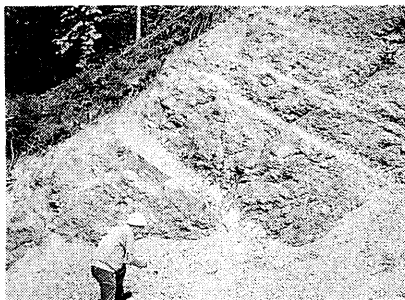
Mytilus sp.

Coptchyris gray (Davidson)

Balanus sp.

泥岩部層(Nk 2)

泥岩相は黒色～暗灰色を呈し，一般に無層理塊状の泥岩からシルト岩を主体とするが，部分的に硬質頁岩状の岩相を呈するところもある(第20図)．全体として径1mm以下の白色の軽石粒が点在する．岩清水層の分布域に近い下半部には，砂岩層を挟みし砂岩泥岩互層を形成する．シュムロ川上流では，この地層の下部の泥岩中に石炭の薄層を挟むほか，鍵層としては追跡できなかつたが厚さ1mの灰白色の凝灰岩を挟んでいる．また，布辻川上流や辺謗川上流部では片理をもち弱粘板岩化している．全体的に細片状に割れやすいが，三石断層の南側に接する本部層は薄い葉片状に割れやすい．層厚は，三石断層北側では厚く1000mを越えるが，南側では400～500mである．



第20図
西川層泥岩部層(シュムロ川流域)

IV. 2 アザミ沢層

命名：佐藤・山口(1960). 模式地は西隣の「春立図幅」内アザミ沢上流地域. 砂岩泥岩互層に命名された.

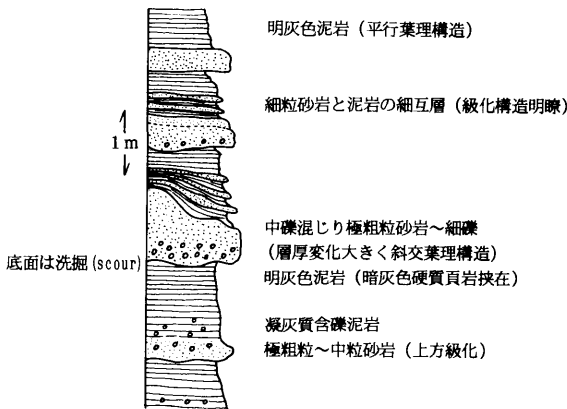
分布：三石断層の南部と北部の地域に大きく分布が2分される. 南部の本層は、「春立図幅」内の模式地から連続する. 図幅内では主に音江向斜の北翼部を構成し, 図幅西部の布辻川流域の東別附近から三石川流域の西蓬萊・海岸地域の梶舞・浜荻伏^{はまおぎふし}を経て元浦川河口左岸の浜東栄付近まで分布する. 音江向斜南翼部は布辻川河口の春立附近にわずかにみられる. 三石断層北部のこの地層は捫別川流域の川合から三石川流域の豊岡・福畑にかけての蓬萊背斜軸部を構成するものと, これと雁行するように久遠川上流^{わかんべつ}・和寒別川上流に分布するものがある.

下位層との関係：整合漸移

岩相：三石断層の南部と北部とでやや岩相が異なる.

南部は全体としてリズムミクな砂岩泥岩互層で構成される. 下部の西川層に近い層準では泥岩優勢の互層であり, 各単層の層厚が十数cm～数十cmの層状泥岩の間に, 層厚数十cmの中～粗粒砂岩が挟在する.

上部は全体として砂岩優勢型の砂岩泥岩互層が主体となる. 各単層の層厚が数十cmの等量型砂岩泥岩細互層と層厚数mの粗粒砂岩～細礫混じり砂岩の組み合わせによる複合型砂岩泥岩互層を形成する(第21図). 細互層をつくる砂岩層



第21図 アザミ沢層の砂岩泥岩互層



第22図
スランプボールを含むアザミ沢層砂岩の露頭
(梶舞川流域, 山岸宏光氏提供)

は一般に淡褐色～褐色を呈する。細粒～中粒砂岩で平行葉理が発達し、単層下半部では級化構造が顕著である。また単層の底部には流痕や荷重痕などの堆積構造が認められる。互層を構成する泥岩は灰色～暗灰色を呈し平行葉理が発達する。細片状に割れることが多く、一部は暗灰色の硬質頁岩となる。

層厚数mの粗粒砂岩～礫混じり砂岩は一般に暗褐色を呈し、細礫が不規則に混在するなど淘汰は不良である。炭質物細片が葉理状に含まれることもある。下位の砂岩泥岩細互層を削り込んでいることが一般的で、泥岩のスランプボール(偽礫)が不偏的に認められ、大きいものでは1m×1.5mに達する(第22図)。

互層部の砂岩層底部には有方向性の堆積構造である流痕(flute cast)が散見され、概して北西から南東方向の古流向を示す。層厚は約900～1000mである。

北部では南部より細粒堆積物で構成されている。全体としては暗灰色の泥岩あるいは硬質頁岩を挟在する灰色泥質砂岩～細粒砂岩で、シュンベツ川流域、三石川支流の豊岡やルベシベ川流域の一部に砂岩泥岩互層が分布する。辺誘川流域では層厚30mの礫岩層が分布する。中～大礫サイズの円礫と粗粒砂岩からなる。礫種は頁岩(粘板岩)・砂岩が多量に含まれ、緑色岩礫や珪質凝灰岩礫を伴う。層厚は、北部よりやや薄く約1000mである。

IV. 3 静 内 層

命名：佐藤・山口(1960)。模式地は「春立図幅」内の捫別川西部地域。三石断層北東側地域に分布する岩相変化の著しい硬質頁岩・礫岩・凝灰質塊状シルト岩に命名された。

分布：大きく2列の帯状分布が認められる。1列は、図幅南西部の海岸沿い

の地域に分布するもので、模式地を含む「春立図幅」内から三石町本町附近まで連続し、北西-南東方向の軸をもつ音江向斜軸部を構成している。もう1列は、三石断層および蓬萊山地累帯北東側に沿って、「春立図幅」内から元浦川市街地附近まで連続して分布し、下位のアザミ沢層を軸部とする蓬萊背斜の南翼を構成している。また、蓬萊背斜の南東方向への沈み込み部にあたる和寒別川中流部から元浦川市街北方の地域にかけても分布し、向斜構造を形成する。下位層との関係：整合漸移で、岩相から下部の硬質頁岩部層(Sn 1)と上部の凝灰質塊状シルト岩部層(Sn 2)に区分される。

硬質頁岩部層(Sn 1)

硬質頁岩層はおもに海岸域の音江向斜の軸部に沿って分布する。暗灰色を呈する硬質の頁岩と灰色シルト岩との細互層である(第23図)。下位のアザミ沢層最上部から頻繁に硬質頁岩が挟在し始め漸移的に硬質頁岩を主体とする細互層に移化する。それぞれの層厚は、硬質頁岩は10~20cm、シルト岩は数cmで、板状の外観を呈する。時折、層厚数十cmの細粒~中粒の砂岩層を挟在する。また、層厚数十cmの淡黄灰色の細粒凝灰岩層がしばしば認められる。硬質頁岩は表層では赤褐色の錆色を呈し、槍状あるいは斧状の細片に割れやすい。層厚は約800mである。

三石断層北部では、三石川流域の豊岡・蓬萊周辺の蓬萊背斜の軸部および美野和北側に分布する。板状の外観を呈する典型的な硬質頁岩は蓬萊背斜軸部の一部に分布するだけである。全体としてはおもに灰色の硬質泥岩からなり、しばしば暗灰色の硬質頁岩が挟在する。層厚は500mと南部よりやや薄い。



第23図
静内層最下部の硬質頁岩・シルト岩互層
(春立北方；山岸宏光氏提供)

凝灰質塊状シルト岩部層(Sn 2)

三石断層北部にの地域に、硬質頁岩層から漸移して分布している。凝灰質塊状シルト岩は、新鮮部は灰色～暗青灰色の塊状シルト岩である。表層の風化部は黄灰色～淡褐色を呈し、軽量の珪藻質泥岩と類似する。一般に無層理塊状のシルト岩～泥岩であるが、まれに砂岩薄層を挟むことがあり地質構造を読むことができる。また、一部には塊状の硬質泥岩や硬質頁岩層を挟むことがある。しかし、いずれも部層として扱える単位で追跡することは困難で層相変化が著しい。層厚は約800mである。

IV. 4 舜 別 層

命名：竹内・三本杉(1938)。

分布：三石断層の北部、布辻川流域中流域に分布する。

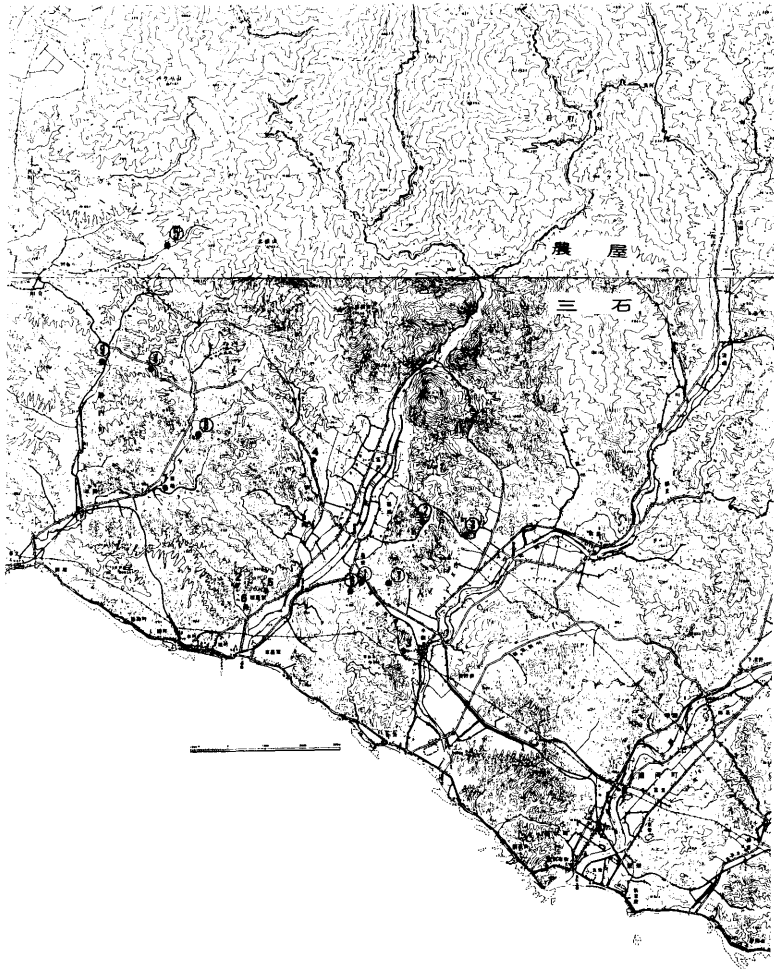
下位層との関係：下位のアザミ沢層および静内層を不整合に覆う。

岩相：主に礫岩からなる。礫は一般に中礫～大礫の円～垂円礫で、径数十cmにおよぶ巨礫も散在する。花崗岩やミグマタイトの礫が多量に含まれ、片麻岩礫がともなわれる。基質は極粗粒砂岩～細礫混じり粗粒砂岩である。一部で粗粒砂岩層をレンズ状に挟み、25～40°北傾斜の斜層理を形成することがある。

本調査で化石は見出せなかったが、*Fortipecten takahashii* の産出が報告されている(竹内・三本杉, 1938)ことから、化石年代は鮮新世を示す。層厚は上限が露出せず不明であるが、約250m¹と算定される。

IV. 5 新第三系の珪藻年代

三石断層北部の中新統は、同断層南部に比較して顕著な粗粒岩相が少なく、全層を通じて類似した泥質岩相が卓越している。また地質構造が複雑なため、特に西川層と静内層が岩相上明瞭に区分できない場合が多い。したがって、図幅北隣の「農屋図幅」の西川層を含め三石断層北部に分布する新第三系の泥岩・珪藻質泥岩・硬質頁岩など、14試料について珪藻化石の検出を試みた。結果は、9試料(内1資料は「農屋図幅」)から珪藻化石が検出され(第24図)、層序や対比に有効な資料となった。化石リストを第5表に示す。最近、嵯峨山・宮坂(1992)により三石断層南部を含めた6資料から珪藻化石の産出が報告された。



この地図は国土地理院発行の5万分の1地形図「農屋」および「三石」を使用したものである。

- ①②……⑨ 筆者らの産出地点
 1,2,3……6, 嵯峨山・宮坂(1992)の産出地点

第24図 珪藻化石産出地点

同じく第23図に産出地点を、化石リストを第6表に示す。

今回の珪藻化石を産出した9資料のうち、資料番号②③⑤⑥⑧は西川層(⑤は「農屋図幅」)、①④⑦⑨は静内層からの資料で、アザミ沢層からは検出されなかった。西川層の珪藻化石は、⑧を除き *Actinocyclus ingens* が50%をこえ、次いで②を除き *Denticulopsis lauta* が目立つ。②⑧からは *D. praelauta* が検出された。したがって西川層の珪藻化石帯は、*D. praelauta* 帯から *D. lauta* 帯(尾田, 1986)に属する。一方、静内層の珪藻化石は、量こそ少ないが4資料とも *Denticulopsis praedimorpha* がみとめられ *D. praedimorpha* 帯(尾田, 1986)に属する。

第5表 新第三系珪藻分析表

産 出 地 点	①	②	③	④	⑤	⑥	⑦	⑧	⑨
<i>Actinocyclus ingens</i> Batrattay	56	19	86	37	16	12	26	3	33
<i>Actinophytus senarius</i> Ehrenberg								1	
<i>Chaetoceros plicatus</i> Brun			1						
<i>Cladogramma californicum</i> Ehrenberg									1
<i>Coscinodiscus marginatus</i> Ehrenberg	5				1			2	1
<i>Denticulopsis hustedtii</i> Simonsen et Kanaya				7					
<i>Denticulopsis hayalina</i> (Schrader) Simonsen	3								
<i>Denticulopsis lauta</i> Bailey	10		1	27	1	5	7	20	21
<i>Denticulopsis miocenica</i> Schrader								1	1
<i>Denticulopsis praedimorpha</i> Akida	1			10			1		3
<i>Denticulopsis praelauta</i> Akida et Koizumi	2	1					4	1	5
<i>Ikebea tenuis</i> (BRUN) Akiba	5		6	2		2		4	
<i>Medialia splendida</i> Sheshukova									3
<i>Nitzschia</i> sp.				10					
<i>Pavalia sulcata</i> (Ehrinberg) Cleve	2						1		1
<i>Rhizosolenia praebarboi</i> Schrader	1							1	3
<i>Rhizosolenia</i> sp.								1	3
<i>Stephanopyxis schenckii</i> Kanaya	3		4	1	2			4	
<i>Stephanopyxis turris</i> (Greville et Arnold) Ralfs	1	3					4	5	
<i>Synedra jouseana</i> Sheshukova									5
<i>Thalassionema nitzschioides</i> Grunow							3	1	3
<i>Thalassiothrix longissima</i> Cleve et Grunow	8	2	2	6			3	6	14
<i>Trochosira</i> sp.							1		
Total number of specimens counted	100	25	100	100	20	20	50	50	100

第6表 新第三系珪藻分析表(嵯峨山・宮坂, 1992)

産 出 地 点	1.	2.	3.	4.	5.	6.
<i>Actinocyclus ingens</i> Rattray	57	50	25	9	16	33
<i>Actinoptylchus senarius</i> (Ehrenberg) Ehrenberg		2				4
<i>Coccinodiscus marginatus</i> Ehrenberg	2	3				
<i>Crucidentacula nicobarica</i> (Grunow) Akida et Yanagisawa				3	1	11
<i>Denticulopsis hustedtii</i> (Simonsen et Kanaya) Simonsen						10
<i>D. kanayae</i> Akiba et Brnon				84	70	25
<i>D. lauta</i> (Bailey) Simonsen	29	19	117			2
<i>D. praelauta</i> Akiba et Koizumi	2					
<i>D. hyalina</i> (Schrader) Simonsen						4
<i>D. sp.</i>						4
<i>Fragilaria sp.</i>						2
<i>Ikebea tenuis</i> (Brun) Akiba					1	
<i>Melosira sol</i> (Ehrenberg) Kutzing		1	2			
<i>Paralia sulcata</i> (Ehrenberg) Cleve		3	1			
<i>Rhizosolenia praebarboi</i> Schrader	4	2		2		1
<i>R. spp.</i>	1				2	
<i>Stephanopyxis turris</i> (Greville et Arnott) Ralfs	1	1			1	2
<i>Synedra jouseana</i> Sheshukova-Poretzkaya		1	4			
<i>Thalassionema nitzschioides</i> (Grunow) H. et M. Peragallo		4	1	2	9	1
<i>Thalassiothrix longissima</i> Cleve et Grunow	2	10	1			1
Total number of specimens counted	100	100	148	100	100	100

第7表 日高海岸地域新第三系対比表

図幅名		岩見沢 松野ほか (1964)	早 来 松野ほか (1960)	富 川 今井・角 (1957)	静 内 松野・山口 (1958)	春 立 佐藤・山口 (1960)	農 屋 松下・鈴木 (1962)	三 石 和田ほか (1992)	西 舎 酒井・蟹江 (1986)
新 第 三 紀	鮮新世	峰延層			厚賀層			舜別層	
	中 期	後	追分層	萌別層	荷葉層	元神部層	静内層	静内層	上柱白累層
		中	岩見沢層	輕舞層	二風谷層				
		新	川端層	振老層	アベツ層	受乞層	アザ沢層	アザ沢層	
	前 期		滝ノ上層	トニカ層	栄 層	フラスイ層	農屋層	農屋層	西川層

一方、嵯峨山・宮坂(1992)の資料を本地質図幅に対応させると資料1, 3, 5は西川層, 2, 4, 6はアザミ沢層になり, 3の資料は静内層になる。このうち3, 4は三石断層北側から, 他は同断層南側の資料である。尾田(1986)の珪藻化石帯によると, 西川層の1は *D. lauta* 帯に, 5は *D. hayalina* 帯に属する。アザミ沢層の2は *D. lauta* 帯に, 4は *D. hayalina* 帯に6は *D. hustedtii* 帯に属する。静内層の3の資料は, 西川層を示す *D. lauta* 帯に属し今後の問題として残る。

珪藻化石の分析から, 本地域に分布する中新統は中期中新世初から中葉であり, 後期中新世まで及んでいない。

メナシュベツ川上流の試料⑤は農屋図幅内に分布する西川層(松下・鈴木, 1962)から採取したものである。珪藻化石では滝ノ上層準の堆積物と考えられるため, 西川層は農屋層(松下・鈴木, 1962)と同層準であろう。

日高海岸地域に分布する新第三系の層序対比を第7表に示す。

IV. 6 新第三系の地質構造

新第三系の分布域である丘陵地で特徴的な構造は蓬萊山地帯の存在である。蓬萊山地帯の南側を限る三石断層は, 北西-南東の方向を持ち図幅内では布辻川流域から元蒲川流域まで追跡できる。東側には隣接図幅の「春立」・「静内」まで延長が認められ, 地帯や「春立図幅」内の蛇紋岩侵入部では2条に分かれている。傾斜は75~85°Sと高角である。新第三系は, 蓬萊山地帯南部における西川層が断層近接部では破碎されて葉片状を呈する。この三石断層を境として西川層と静内層が直接接する。

北部域に分布する西川層の地質構造を大局的にみると, 北西-南東方向の軸をもち幅2~2.5kmの開いた向斜構造を示す。山地側の岩清水層に近いところの走向はN40~50°Wで傾斜は30~45°Wであるが, アザミ沢層の分布域に近い南側では45~60°Eの傾斜となっている。

蓬萊背斜(新称)は蓬萊山地帯北部の豊岡・蓬萊附近に北西-南東方向の軸を持つ構造である。西川層およびアザミ沢層を軸核とし, 軸部に沿う蓬萊背斜断層(新称)により切られている。したがって, 北翼ではアザミ沢層が広く分布するのに対して南翼では上位の静内層が分布している。蓬萊背斜断層は, 北西

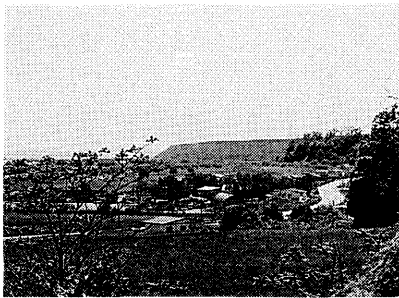
方への延長部は後述するように舜別層の下部に伏在する可能性が大きいが、明瞭ではない。しかし、南東方向への延長は元浦川附近まで達する。

南部域には「春立図幅」地域から本図幅内に連続する、北西—南東の軸をもつ音江向斜(佐藤・山口, 1960)が認められる。三石川以東では向斜軸が海域に延長されるため北翼しか分布しない。この向斜は「静内図幅」ではオサツナイ向斜(松野・山口, 1958)と呼ばれている。本地域の南翼では 40° 前後の傾斜を示すのに対して、北翼では $50\sim 60^{\circ}$ Sとやや高角で非対称な向斜構造となっている。軸部には静内層の硬質頁岩部が分布し、南北に下位のアザミ沢層が分布する。

布辻川流域に分布する舜別層は、ほとんど礫岩で構成されるため地質構造が不明瞭である。分布位置により僅かに傾斜していることが認められるが、全体の分布からはほぼ水平と認められる。「静内図幅」内に分布する同層準の厚賀層は三石断層に切られるが(松野・山口, 1958)、本地域では三石断層との関係は不明である。

V 第 四 系

三石川・梟舞川・元浦川などの主要河川流域および布辻川～三石川間の海岸域に分布する3段の段丘堆積物と、主要河川に分布する現河床堆積物である。本地域の主要河川流域には、総じて段丘地形の発達が悪い。



第25図
三石川河口附近の段丘面
(山岸宏光氏提供)

V. 1 段丘堆積物

段丘堆積物 I

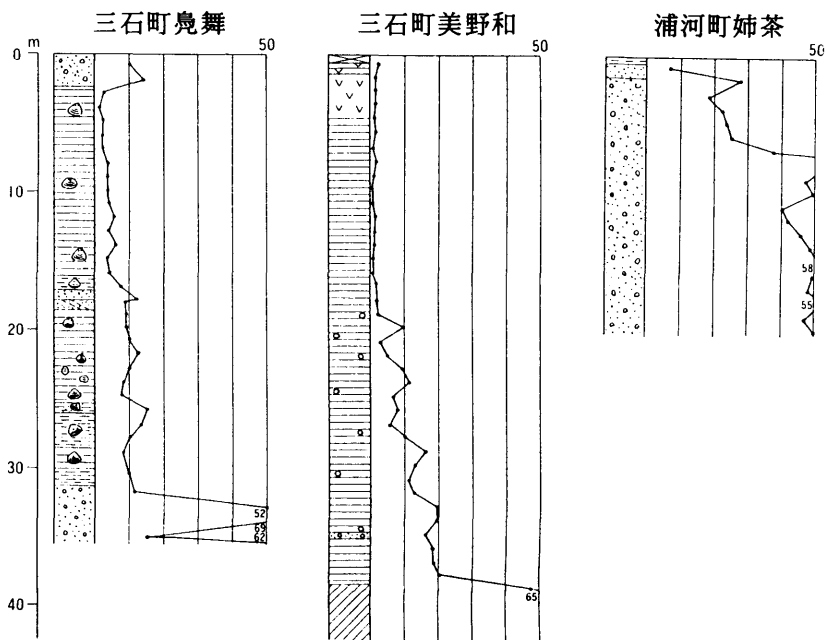
布辻川～三石川間の海岸域に分布する比高80m前後の海成段丘上に分布する(第25図)。堆積物は礫層を主体としており、間に数10cmの砂層・粘土層を挟むが、層相変化は大きい。全層厚は数mである。上位に層厚約2mの支笏降下軽石堆積物を含む火山灰層が分布する。

段丘堆積物 II

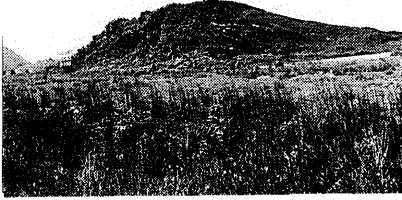
三石川右岸の富沢地区にのみ認められる。標高は80～100mで河床からの比高は40～60mである。主として砂礫からなり、全層厚は数mであろう。

段丘堆積物 III

本地区でみられる段丘地形の中では比較的広く発達する。三石川流域および河口の三石本町・旭町付近、梟舞川河口右岸、元浦川河口左岸の東栄付近に認



第26図 川床堆積物柱状図(小原ほか, 1978)



第27図
梟舞川河口附近の砂堆
(山岸宏光氏提供)

められる。河床および海岸からの比高は20mである。堆積物は主として砂礫からなり、粘土層薄層を挟在する。

V. 2 沖 積 層

北西側から布辻川・三石川・梟舞川・元浦川・絵笛川などの主要河川に沿って現河床堆積物が分布する。侵食海岸のため海浜堆積物は河口付近に僅かに分布するのみである。

現河床堆積物は、各河川の河口付近で500～1500mの幅をもつ。蓬萊山地壘部では地峡状を呈して分布しないが、北部ブロック内の中流域では再び500～2000m幅で分布する。小原ほか(1978)によれば、元浦川流域の堆積物はおもに砂礫層で構成されるが、ほかの河川流域に分布する堆積物はおもに粘土～シルトの細粒堆積物からなり層厚数mの砂・礫層をしばしば挟む(第26図)。梟舞川流域では表層に数mの泥炭層が分布する。層厚は25～35mであるが、梟舞川・元浦川の河口部ないし下流部では最大55mに達し、溺れ谷状の埋積状況を示している。

海浜堆積物は、布辻川・三石川・梟舞川・および絵笛川の河口附近にやや発達し、特に梟舞川河口には、比高7～10m、幅30mの砂堆がのびている(第27図)。

VI 変 成 岩 類

図幅内でみられる変成岩類は岩清水層起源の塩基性準片岩～片岩および三石岩体(蓬萊山地壘帯に分布する変成岩類の総称)に属する角閃岩類である。

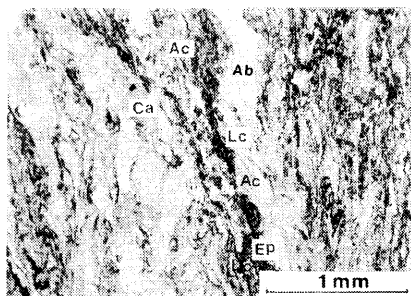
VI. 1 岩清水層起源の変成岩類

岩清水層塩基性火山岩を起源岩とする変成岩類は岩清水層内に発達する剪断帯～断層帯にそって小規模に発達し、緑泥石準片岩～片岩、クロス閃石～藍閃石片岩の塩基性準片岩～片岩類からなっている。

また、岩清水層泥質堆積岩を起源をする変成岩として、黒色片岩が認められる。
緑泥石準片岩～片岩

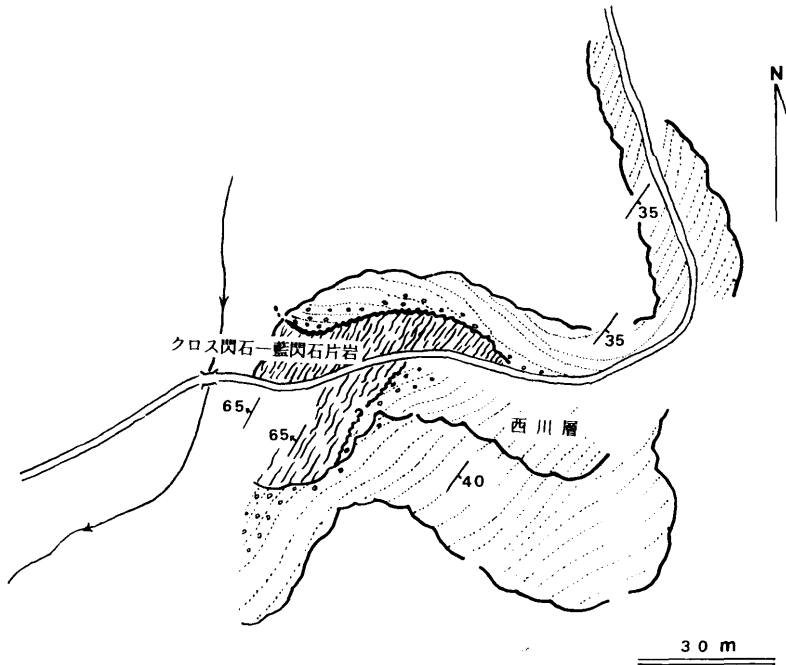
本図幅内で岩清水層の塩基性火山岩および同質火山性碎屑岩類が圧砕化・片状化し、準片岩～片岩となっている地域が数ヶ所見いだされた。すなわち、三石川中流の富沢部落ウツマ川合流点付近から南横山にかけて2帯、同ウツマ川上流部に1帯、梟舞川中流の川上部落西方丘陵地に2帯およびJR蓬萊駅南方数百m付近の丘陵地に1帯が認められる。図幅上では、これらを波型ハッチを用いて表記してある。これらはいずれも幅数十～数百m、延長数百m～数km程度の規模で発達しており、全体からみて局所的である。片理構造は良く、その走向は北西—南東～北北西—南南東性であるが傾斜には定向性がない。

鏡下ではプラストミロニティック(残晶圧破碎)組織を示し(第28図)、片状組織の弱いものから典型的なレピドプラスティック～ネマトプラスティック組織を示す片状岩まで、多様な岩相を呈する。その発達程度に応じて準片岩～片岩として取り扱う。準片岩には原岩(スピライト質岩、同質火砕岩)組織が残存し、数mm～数cmのレンズ状、眼球状の岩片ブロックが多含している。それらを^{ハク}圍繞して再結晶化新生の微細(0.05mm以下)の緑泥石・繊維状アクチノ閃石・アルバイト集合(リュウコキシシ^ン・ときに方解石・石英を随伴)が形成されている。また、極度に圧破碎され、岩片ブロックが消滅した場合でも輝石(主に単斜輝石)



第28図
緑泥石準片岩～片岩の顕微鏡写真
(オープンニコール)

Ac: アクチノ閃石, Ab: アルバイト, Ep: エピドート, Lc: リュウコキシシ^ン, Ca: 方解石

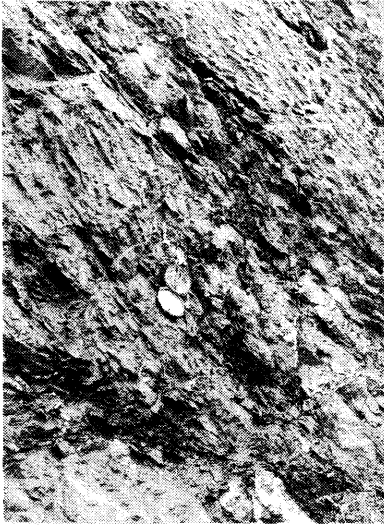


第29図 クロス閃石～藍閃石片岩と西川層の不整合関係(ウツマ川上流林道)

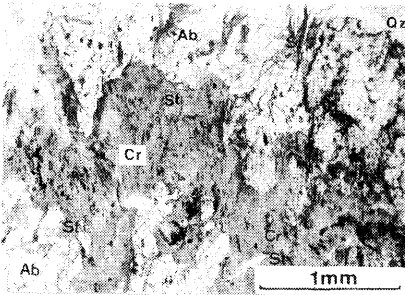
の斑晶が散点残存しており、それを囲繞する上記再結晶化鉱物集合が観察されることも多い。片岩は上記準片岩のさらに進んだ岩相で、ほぼあるいは完全に原岩組織が消滅したレピドブラスティック～ネマトブラスティック組織を呈する。0.05～0.2mmの繊維状～長柱状のアクチノ閃石を主にモルタル状微細アルバイト・緑泥石・リュウコキシンを随伴する。微量のエピドート・方解石・石英・白雲母・パンペリー石を伴うことがある。

クロス閃石～藍閃石片岩

上述の緑泥石準片岩～片岩の一部を交代してクロス閃石～藍閃石片岩が2帯、ウツマ川下流部と同上流部にきわめて局所的に発達している。上流部のものは、その発達も比較的良好で幅数百m、延長2km程度である。露出状態も良くその産状と西川層との不整合関係も良く観察できる(第29図,第30図)。ウツマ川下

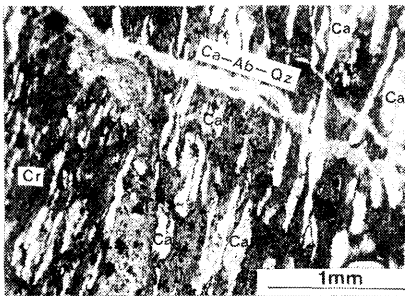


第30図
クロス閃石～藍閃石片岩の露頭写真
(ウツマ川上流)



第31図
クロス閃石～藍閃石片岩の顕微鏡写
真(オープンニコル)

Cr: クロス閃石, St: スティル
ブノメレン, Ab: アルバイト,
Qz: 石英細脈



第32図
クロス閃石～藍閃石片岩の顕微鏡写
真(オープンニコル)

Cr: クロス閃石, Ca: 方解石, Ca-
Ab-Qz: 方解石-アルバイト-石英
細脈

流部，同上流部のいずれの青色片岩も破碎されブロック化されている。

鏡下では一般に圧破碎の著しいプラストミロニティック組織を示す(第31図，第32図)。残存ブロックを圍繞して繊維状～針状・長柱状の青色鉱物が多量に形成されている。青色鉱物は $X = \text{colourless} \sim \text{pale yellow}$ ， $Y = \text{lavender blue}$ ， $Z = \text{blue}$ の軸色を示し， $C \wedge Z = 3 \sim 8^\circ$ でクロス閃石～藍閃石質である。鉱物組合せはクロス閃石・アルバイト・エピドート・緑泥石・パンペリー石・角閃石・リュウコキシシ・方解石・石英である。これら青色片岩は通例，破碎・ブロック化されそのブロック間を充填してしばしば石英・アルバイト・スティルプノメレン集合部がプールの状ないし細脈として発達し，それと接するブロック部のクロス閃石はスティルプノメレンによって交代置換されていることも多い(第31図)。また，ブロック岩片には原岩であるヴァリオリティック組織をそのまま残存しながら石基部がクロス閃石化したものも認められる(第32図)。

黒色片岩

J R 蓬萊駅南方数百メートルの丘陵地に上記の緑泥石準片岩～片岩および岩清水層の塩基性火山岩，同質碎屑岩に挟在されて幅20m以上で2層分布している。片理は $N35^\circ W$ ， $50^\circ SW$ である。小規模のため地質図には図示していない。

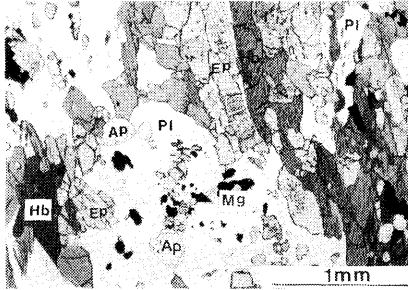
鏡下ではレピドプラスティック組織を呈する。石英・オリゴシン・白雲母からなる。白雲母の定向配列は顕著である。

VI. 2 三石岩体を構成する角閃岩類

三石岩体と総称される各種角閃岩類は大規模なものでは径数百m，小規模なものでは数mオーダーの捕獲岩塊として蓬萊山地壘帯の蛇紋岩中に産出し，斑れい角閃岩・リーベック閃石角閃岩・アクチノ閃石角閃岩・ザクロ石角閃岩が認められる。このうち，斑れい角閃岩・リーベック閃石角閃岩・アクチノ閃石角閃岩は，それぞれの分布が小規模のため地質図上には縞状角閃岩類として一括図示した。

斑れい角閃岩

三石岩体を構成する変成岩類の中で量的に大半を占める角閃岩でしばしば斑れい岩の火成岩構造を残存している部分も見いだされる。最も普遍的に分布する岩相は粗粒の縞状角閃岩で片理が良好に発達し，また，角閃石の定向配列に



第33図
斑れい角閃岩の顕微鏡写真
(オープンニコル)

Hb：角閃石，Ap：アパタイト，
Ep：エビドート，Pl：斜長石，
Mg：磁鉄鉱

よる線構造が片理面上にしばしば発達している。片理構造の走向・傾斜はブロック岩体毎にまちまちで全体を通じて一定の傾向を示さない。数mm大のプラスチック白雲母が片理面に沿って発達することがある。また、片理面やクラックを充填して数mm～数cm幅の乳白色細脈(An3-5の曹長石-石英-白雲母-アラゴナイト)が網状に発達している。これらプラスチック白雲母と細脈に産する白雲母のK-Ar年代は120Maと109Maである(Bikerman et al., 1971)。

鏡下ではグラノプラスチック～ネマトプラスチック組織を示す。1～2mm大の斜長石、1mm内外の淡緑色角閃石を主とし、エビドート・ゾイサイト・白雲母・アパタイト・磁鉄鉱を少量伴っている。2～3mmのプラスチック白雲母が形成されている。局部的に角閃石を置換し帯緑青色のヘスチング閃石～青色のクロス閃石が形成されていることがある(第33図)。

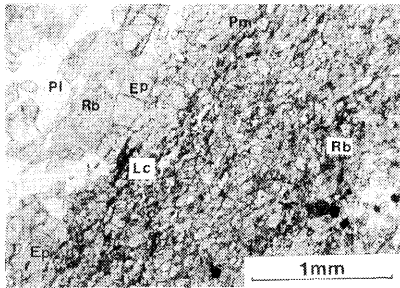
リーベック閃石角閃岩

蓬萊山(第34図)に標式的に発達する非常に硬質な細粒緻密の角閃岩で、比較的広く分布している。弱い片理構造を示す。

鏡下では弱いネマトプラスチック組織を示し(第35図、第36図)、0.2mm内外の鉱物群の等粒組織を示している。その鉱物組合せは、エビドート・緑色角閃石・斜長石(An18-25)・リーベック閃石・石英・エジル輝石・パンペリー石・白雲母・磁鉄鉱・スヘン・リュウコキシシ(量的に多い順)である。ここでみられる青色鉱物は緑色角閃石の縁辺やへき開に沿って、その一部または全てを交代置換するもので、多色性顕著でX=persian-blue, Y=bluish-violet, Z=pale green C⁺X=3~10°を示し、明らかに藍閃石-クロス閃石と異なりリーベック閃石質である。

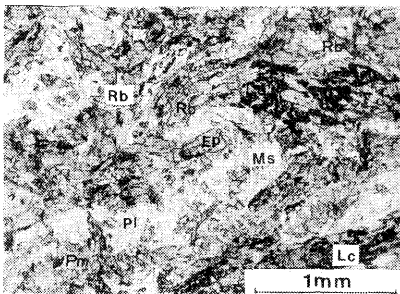


第34図 蓬萊山



第35図
リーベック閃石角閃岩の顕微鏡写真
(オープンニコル)

Ep: エピドート, Rb: リーベック閃石, Pl: 斜長石, Pm: パンペリー石, Lc: リューコキシシ



第36図
リーベック閃石角閃岩の顕微鏡写真
(オープンニコル)

Ep: エピドート, Rb: リーベック閃石, Pl: 斜長石, Lc: リューコキシシ, Pm: パンペリー石, Ms: 白雲母

アクチノ閃石角閃岩

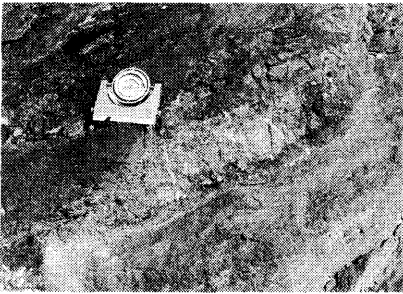
比較的局所的に発達する黝^{ゆう}緑暗色のやや片状の角閃岩である。

鏡下ではネマトプラスチック組織を示す細粒～粗粒の多様な岩相が認められる。鉱物組合せは単純でアクチノ閃石が95%以上を占め、他に僅量の斜長石・磁鉄鉱・スphen・リュウコキシンを随伴している。アクチノ閃石は一般に0.1～2mmの粒度をもち、X=pale yellow, Y=pale yellowish green, Z=pale greenの多色性を示す。しばしばブドー石・アルバイト細脈、ブドー石・方解石細脈が発達することがある。

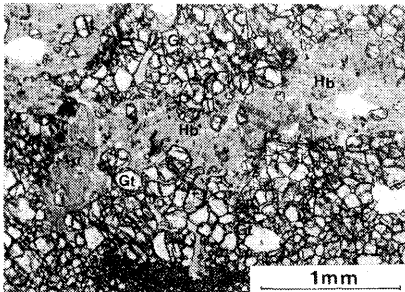
ザクロ石角閃岩

きわめて稀に産出する角閃岩で、その産状には以下の2タイプが認められる。

- ①蛇紋岩中に径数10cmのレンズ状捕獲岩として産出する塩基性岩質のもの(第37図)。
 - ②縞状角閃岩中に10cm～数10cmの薄層として挟在する珪質のもの。
- ①は暗赤褐灰色のザクロ石集合部が縞状角閃岩相を交代した様相を呈し、磁性はないが、比重がきわめて大きい。



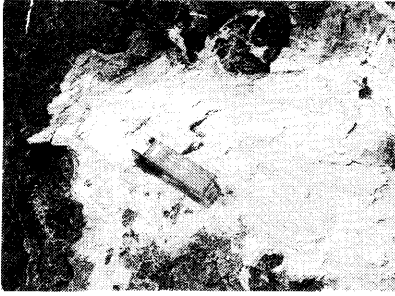
第37図 ザクロ石角閃岩の露頭



第38図

ザクロ石角閃岩の顕微鏡写真

Gt：ザクロ石，Hb：角閃石(緑泥石)



第39図 ペクトライト巨晶の産状

鏡下では①は0.2mm大のザクロ石を主とし、20～30%の角閃石(大部分が緑泥石化)のみからなる(第38図)。ザクロ石はしばしば1mm大のポーヒロプラストとして成長している。石英や斜長石などの無色鉱物、磁鉄鉱などの不透明鉱石鉱物を含まない。②は石英、斜長石、ザクロ石を主にし、少量の角閃石を伴う。10～20%の磁鉄鉱を含むことがある。ザクロ石は一般に細粒で0.1mm以下、磁鉄鉱は時に0.5～10mmに達することがある。

その他の捕獲岩としてロジン岩、曹長石岩などが産出する。また、蛇紋岩と上記捕獲岩との接触境界部にはアクチノ閃石岩(最大25cmのアクチノ閃石の単晶集合体)やペクトライト岩(第39図：最大35cmの単晶の集合体)がしばしば産出する。

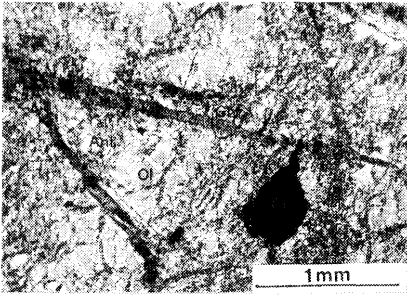
Ⅶ 火 成 岩 類

図幅内でみられる火成岩類は、岩清水層を構成する火山岩類(岩清水層の項で記載)を除くと蛇紋岩・トロニウム岩・モンチカイトなどである。

Ⅶ. 1 蛇 紋 岩

蛇紋岩は清瀬付近や南横山北麓斜面に小規模な貫入体として認められるほか、“蓬萊山地壘帯”に沿って広く分布している。一般に黝緑暗色塊状を示すが、剪断帯あるいは断層に沿うものでは葉片状蛇紋岩となっている。

鏡下ではレールソライト～ハルツバージャイト質の典型的な篩状組織を示す(第40図)。かんらん石・単斜輝石・斜方輝石を交代置換し、アンチゴライト・クリソチル・バスタイトを主に、ときに少量の方解石が形成されている。不透



第40図
蛇紋岩(蓬萊山附近)の顕微鏡写真
(クロスニコル)

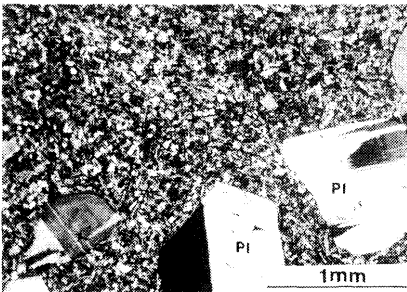
Ol: かんらん石, Ant: アンチゴ
ライト, Cr: クロム鉄鉱, Chr:
クリソチル細脈

明鉱物は磁鉄鉱を主に少量のクロム鉄鉱を伴う。しばしばクリソチル細脈(石綿)が形成されている。葉片状蛇紋岩では篩状組織が失われアンチゴライトの定向性の強いネマトプラスチック組織を示す。方解石が量的に多い。

Ⅶ. 2 トロニエム岩

布辻川最上流域に分布する。本トロニエム岩は「農屋図幅」内の双川・ペラリ山付近に標式的に発達し、同図幅内メナシベツ川上流部に点続するトロニエム岩の南半部を構成する優白貫入岩である。周囲の岩石に対して接触変成作用を与えていない。一般に乳白色塊状緻密で、細粒でやや斑状質である。

鏡下では細等粒で、やや寡斑晶組織を示し(第41図), trondjemite-porphyry とでもいうべきものである。斑状鉱物は斜長石(An28-30)を主に少量の石英・角閃石(すべてオパサイト化、緑泥石化)・微量の黒雲母(緑泥石化)からなる。非斑状部は完晶質等細粒(0.1mm以下)組織を呈し、短冊状斜長石・石英、微量の正長石・角閃石(緑泥石化)・黒雲母(緑泥石化)・不透明鉱石鉱物からなる。



第41図
トロニエム岩(布辻川上流)の顕微鏡
写真(クロスニコル)

Pi: 斜長石, Kf: 正長石

VII. 3 モンチカイト

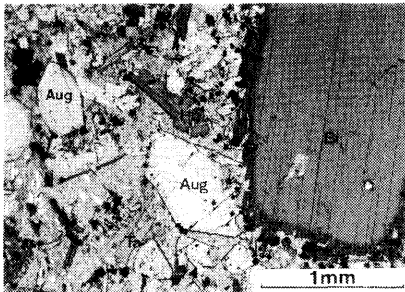
絵笛川流域から元浦川にかけて分布する上部蝦夷層群には、モンチカイトの小貫入岩体が点々と分布する。その分布方向は、上部蝦夷層群の走向方向と同じく西北西-東南東である。岩体の貫入形態も周囲の層面に平行的である。岩脈の幅は一般に数mであるが、延長は不明である。この岩脈は、本図幅地域から東南東への延長方向にある「西舎図幅」地域ではランプロファイヤーとして記載されているが、その岩質から竹内・三本杉(1938)によって記載されたモンチカイト岩に相当する。

黒色ガラス質緻密な岩質で、特徴的に黒雲母斑晶を多く含む。

鏡下では斑状組織を示し、石基は潜微晶質～ハリ基流晶組織を示す(第42図)。斑晶は、角閃石>普通輝石>黒雲母>かんらん石>チタン輝石を主要鉱物として含み、稀に斜長石を随伴することがある。角閃石はパーケビク閃石で黄～濃褐色の多色性が顕著。黒雲母は最大10mmの自形板状で、濃褐色～淡黄色の多色性を示している。かんらん石は大半が蛇紋石化している。石基は灰色ガラス・単斜輝石・チタン輝石・不透明鉱物(主に磁鉄鉱・赤鉄鉱)からなる。次生鉱物として沸石(Natrolite)がしばしば形成されている。

久保ほか(1984)は、「西舎図幅」のこの岩脈中から黒雲母の K-Ar 年代 17.7Ma を報告し、前期中新世の貫入としている。

上記の外、「農屋図幅」との境界附近、清瀬のニタラチ川で小規模なひん岩脈がみられる。



第42図
モンチカイトの顕微鏡写真
(オープンニコル)

Bi: 黒雲母, Hb: 角閃石, Aug: 普通輝石, Ta: チタン輝石

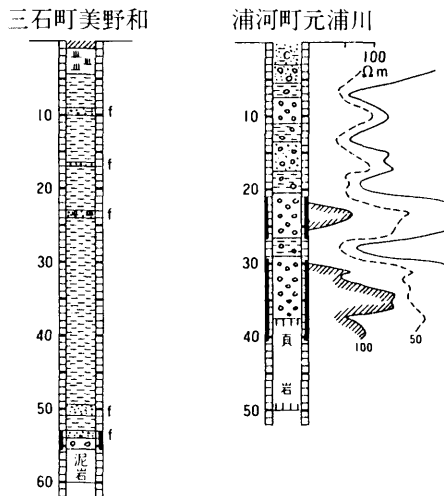
VIII 応用地質

VIII. 1 地下水

地下水取水の対象となる容水地盤は、河川流域および布辻川～三石川間の海岸域に分布する3段の段丘堆積物と、三石川・梟舞川・元浦川に分布する現河床堆積物である。

元浦川流域に分布する沖積層(現河床堆積物)はおもに砂礫からなり、水質の良好な地下水帯水層となっている(第43図)。河口の^{おぎふし}荻伏地区では深度20～50mの井戸で地下水が自噴し、100～200m³/日の地下水採取が可能である。

これに対して、三石川・梟舞川の河口域である三石町東蓬萊や美野和地区では、沖積層が粘土・シルトを主体とし泥炭層を挟む細粒堆積物で構成されるため、地下水の水質・水量ともに悪く、軟弱地盤でもある。一方、蓬萊山地帯帯より上流域では両河川流域に分布する沖積層がおもに砂礫で構成されているので、三石町本桐・富沢地区では、沖積層が水質・水量ともに良好な帯水層となっている。



第43図 地下水井戸柱状図(小原ほか, 1978)

VIII. 2 温 泉

図幅地域内では梟舞川河口の左岸丘陵に町営の「三石温泉」がある。以前は梟舞川河口の湿地帯に湧出していたが、湯量の安定確保のため1975年頃に深度数10mのボーリングが実施された。

泉温12℃の冷鉱泉で、泉質はナトリウム-炭酸水素塩・塩化物泉である。

VIII. 3 地 す べ り

本地域には数十の地すべり地形が認められる(地すべり学会北海道支部, 1993年刊行予定)。本地域の地すべり地形の分布を地質分布域の視点で整理すると、①日高累層群岩清水層のスプライト質岩部、②新第三紀西川層の塊状泥岩部、③蓬萊山地壘帯の蛇紋岩部に集中し、③白亜系の泥岩部では浦河町井寒台の地すべりが知られている。

中でも面積の大きいのは日高累層群岩清水層のスプライト質岩部にみられる地すべり地形で、幅200～500m長さ500～1000m規模のものが南横山北東斜面に集中するほか10数箇所分布する。

蓬萊山地壘帯の蛇紋岩部では、蓬萊山付近に幅・延長とも300m規模の地すべり地形が認められる。新第三紀西川層の塊状泥岩部に分布する地すべり地形は、布辻川上流域に集中する。また、南東部の井寒台には白亜紀の浦河層中に地すべり指定地が2箇所ある。

VIII. 4 石 材

三石岩体と総称される各種角閃岩類のうち量的に大半を占める斑れい角閃岩は、1970年代の一時期に建築石材として採石され、札幌の北海道議会の周辺石垣などに利用されたことがある。現在は廃坑となっている。

VIII. 5 金属・非金属鉱床

本地区では大規模に採掘された金属鉱床の鉱山例はないが、三石川中流域の岩清水層中の赤鉄鉱(新三石鉱山)、梟舞川右岸支流で日高累層群中に胚胎する塊状銅鉱床を採掘した記録がある(地質調査所, 1967)。

また、非金属では蓬萊山地壘帯の蛇紋岩中の石綿が、小規模に各所(石栄・

蓬栄宝・東別付近)で昭和10年代に採掘された。

いずれも、正確な生産実績が不明であり現在は廃坑となっている。

文 献

- Amstutz, G.C. (1974) *Splilites and Splilitic Rocks*. Springer. Berlin., 428p.
- Bikerman, M., Minato, M. and Hunahasi, M. (1971) K-Ar age of the garnet amphibolite of the Mitsuisi District, Hidaka Province, Hokkaido, Japan. *Earth Science*, **25**, 27-30.
- Collignon, M. (1949) Recherches sur les faunes Albiennes de Madagascar. I-l'Albien d'Ambarimanginga. *Ann. Geol. Surv. Mines, Madagascar*, **16**, 1-128.
- 地質調査所(1967) 北海道金属非金属鉱床総覧. 575p.
- 長谷川潔・酒匂純俊(1958) 5万分の1地質図幅「神威岳」及び同説明書. 北海道開発庁, 53p.
- ・小山内熙・鈴木 守・松下勝秀(1961) 北海道中軸地帯の先エゾ層群—地層区分の提案—. 北海道立地下資源調査所報告, no.25, 108-121.
- 伊木常誠(1911a) 日高国元浦川流域および浦河付近調査報告. 鉱物調査報告, no.5, 83-105.
- (1911b) 浦河地方の白亜紀層. 地学雑, **23**, 284p.
- 今井 功・角 靖夫(1957) 5万分の1地質図幅「富川」及び同説明書. 北海道開発庁, 52p.
- 石橋正夫(1939) 日高国三石蓬萊山附近の岩石について. 北海道地質調査会報告, no.10, 7-35.
- Jimbō, K. (1894) Beiträge zur Kenntnis der Fauna der Kreideformation von Hokkaido. *Paläont. Abh., N.F.*, **2**, S.140-194.
- 蟹江康光(1966) 北海道浦河地方の白亜系. 地質雑, **72**, 315-328.
- Kanie, Y. (1975) Some Cretaceous patelliform gastropods in the northern Pacific region. *Sci. Rept. Yokosuka City Mus.*, no.21, 1-44.
- (1977) Succession of the Cretaceous patelliform gastropods in the northern Pacific region. *Palaeont. Soc. Japan, Spec.*

Paps., no.21, 53-62.

- 蟹江康光・竹谷陽二郎・酒井 彰・宮田雄一郎(1981) 北海道浦河地方における蝦夷層群直下の下部白亜系. 地質雑, 87, 527-533.
- ・—————(1988) 下部蝦夷層群および空知層群中・上部の地質時代. HSG研究連絡紙, no.3, 385-390.
- Kiminami, K. and Kontani, Y.(1983) Mesozoic arc-trench systems in Hokkaido, Japan. In:Hashimoto, M. and Uyeda, S.(eds.), *Accretion Tectonics in Circum-Pacific Region*, 107-122, Terrapub., Tokyo
- 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, 403-418.
- 久保和也・柴田 賢・佐藤博之(1984) 北海道浦河地域のランプロファイアーのK-Ar年代. 地調月報, 35, 87-90.
- Maiya, S. and Takayanagi, Y. (1977) Cretaceous foraminiferal biostratigraphy of Hokkaido. *Palaeont. Soc. Japan, Spec. Paps.*, no.21, 41-51.
- Matsumoto (Matumoto), T. (1942) Fundamentals in the Cretaceous stratigraphy of Japan. Part I. *Mem. Fac. Sci., Kyushu Imp. Univ., Ser. D*, 1, 129-280.
- (1943) Fundamentals in the Cretaceous stratigraphy of Japan. Parts II-III. *Mem. Fac. Sci., Kyushu Imp. Univ., Ser. D*, 2, 98-237.
- 松本達郎・岡田博有(1973) 蝦夷地向斜の佐久層について. 九州大理研報(地質), 11, 275-309.
- Matsumoto, T. and Kanie, Y. (1967) *Ainoceras*, a new heteromorph ammonoid genus from the Upper Cretaceous of Hokkaido. *Mem. Fac. Sci., Kyushu Univ., ser.D*, 18, 349-359.
- and —————(1982) On three Cretaceous keeled ammonites from the Urakawa area, Hokkaido. *Sci. Rept. Yokosuka City Mus.*, no.29, 9-22.

- Matsumoto, T., Miyauchi, T., Kanie, Y., Miyata, Y. and Ueda, Y.
(1984) Cretaceous nautiloids from Hokkaido - V. *Trans. Proc. Palaeont. Soc. Japan*, N.S., no.134, 335-346.
- 松野久也・山口昇一(1958) 5万分の1地質図幅「静内」及び同説明書. 北海道開発庁, 36p.
- ・石田正夫(1960) 5万分の1地質図幅「早来」及び同説明書. 北海道開発庁, 35p.
- ・田中啓策・水野篤行・石田正夫(1964) 5万分の1地質図幅「岩見沢」及び同説明書. 北海道開発庁, 168p.
- 松下勝秀・鈴木 守(1962) 5万分の1地質図幅「農屋」および説明書. 北海道開発庁, 38p.
- 湊 正雄・浦野龍一(1950) 日高国静内町近傍の第三紀層及び三石断層の意義について. *新生代の研究*, no.6, 86-93.
- 日本の地質『北海道地方』編集委員会編(1990) 日本の地質1「北海道地方」. 共立出版, 337p.
- 小原常弘・早川福利・松下勝秀・佐藤 巖・二間瀬洙・横山英二(1978) 10万分の1 北海道水理地質図幅「浦河」同説明書. 北海道立地下資源調査所, 27p.
- 尾田太良(1986) 新第三紀の微化石年代尺度の現状と問題点—中部および東北日本を中心として—. 北村 信教授退官記念学術論文集, 297-312
- 嵯峨山積・宮坂省吾(1992) 日高海岸地域, 三石付近の中新統の珪藻化石. 地下資源調査所報告, no.63, 191-194.
- 酒井 彰・蟹江康光(1986) 西舎地域の地質. 地域地質研究報告(5万分の1地質図幅), 地質調査所, 92p.
- 佐藤博之・山口昇一(1960) 5万分の1地質図幅「春立」及び同説明書. 地質調査所, 19p.
- 瀬川秀良(1974) 日本地形誌「北海道」. 朝倉書店, 303p.
- 鈴木 守・橋本誠二・浅井 宏・松下勝秀(1959) 5万分の1地質図幅「楽古岳」及び同説明書. 北海道開発庁, 63p.
- ・小山内熙・松井公平・渡辺 順(1961) 5万分の1地質図幅「イド

- ンナップ」及び同説明書. 北海道立地下資源調査所, 64p.
- 鈴木 守(1977) 日高地向斜の火成活動の特性とスピライトの成因. 北海道地下資源調査所報告, no.49, 1-36.
- 高橋功二・鈴木 守(1986) 5万分の1地質図幅「日高」及び同説明書. 北海道立地下資源調査所, 44p.
- Takayanagi, Y. (1960) Cretaceous foraminifera from Hokkaido, Japan. *Tohoku Univ., Sci. Rept., 2nd ser.*, **32**, 1-154.
- 竹谷陽二郎・蟹江康光(1988) 下部蝦夷層群および空知層群中・上部の放散虫年代. 古生物学会第137回例会講演予稿集, 11p.
- Taketani, Y. (1982) Cretaceous radiolarian biostratigraphy of the Ura-kawa and Obira areas, Hokkaido. *Tohoku Univ., Sci. Rept., 2nd ser.*, **52**, 1-76.
- and Kanie, Y. (1992) Radiolarian age of the Lower Yezo Groupin Hokkaido. *Centenary of Japanese Micropaleontology*, 365-374.
- 竹内嘉助・三本杉巳代治(1938) 10万分の1地質図幅「浦河」及び同説明書. 北海道工業試験場地質調査報告, no.1, 23p.
- 浦野龍一(1957) 北海道日高国浦河町北方の下部白亜系. 地質雑, **63**, 57-66.
- 渡辺暉夫・新井田清信・小板橋重一(1981) 神居古潭帯構造帯南部の“メランジェ堆積物”と海洋アルカリ岩. 日本地質学会第88年学術大会講演要旨, 333p.
- Yabe, H. (1927) Cretaceous stratigraphy of the Japanese Island. *Sci. Rept. Tohoku Imp. Univ., 2nd ser*, **11**, 27-100.
- 山岸宏光(1965) 日高三石地域の地質及びその第三系の礫について. 北海道大学卒業論文(手記), no.732A,B.
- Yokoyama, M. (1890) Versteinerungen aus der japanischen Kreide. *Paläontographica*, **36**, S.159-202.

EXPLANATORY TEXT
OF THE
GEOLOGICAL MAP OF JAPAN

Scale 1:50,000

MITSUISHI
(KUSHIRO-65)

BY

Nobuhiko WADA, Kohji TAKAHASHI, Jun WATANABE
and
Yasumitsu KANIE

Abstract

Mitsuishi district, $142^{\circ}30' - 142^{\circ}45'$ E longitude and $42^{\circ}10' - 42^{\circ}20'$ N latitude, is situated in the southern half of central Hokkaido, and is at the southwest foot of the Hidaka Mountains which form the back bone of Hokkaido Island. In other words, it includes a part of the shoreline which stretches 120km along the Pacific Ocean.

The mapped district geotectonically belongs to the central Hokkaido, or to the southernmost part of the Kamuikotan Belt, which is a tectonic zone occupying the western margin of the axis of Hokkaido.

In the mountainous region of the northeastern half of the district is distributed a part of the Sorachi-Yezo Belt, which is composed of Mesozoic groups ranging from Upper Jurassic to Cretaceous. In the hill region of the southwestern half to the central part of the district, the Neogene systems are widely distributed, approximately in parallel with the shoreline of the Hidaka coast.

The Mesozoic groups are divided into the Iwashimizu Formation of the Hidaka Supergroup, and the Middle and Upper Yezo Groups of the Yezo Supergroup, in ascending order.

The Neogene systems are composed of Miocene and Pliocene formations. The Pliocene sediments include terrace deposits along major river and in the coastal regions, and the Holocene deposits distributed along the major rivers. The schematic stratigraphical sequences of the mapped district are summarized in Table 1.

Table 1

Quaternary	{	Holocene			Alluvium
		Pleistocene			{
					Terrace Deposit III
					Terrace Deposit II
					Terrace Deposit I
Neogene	{	Pliocene			{
					Shunbetsu Formation
					Shizunai Formation
		Miocene			{
					Azamisawa Formation
					Nishikawa Formation
Cretaceous	—————	Yezo			
		Super group	{	Upper Yezo Group	{
					Chinomigawa Formation
					Urakawa Formation
				Middle Yezo Group	{
					Efue Formation
					Utafue Formation
Early Cretaceous	}	Hidaka			
~					
Late Jurassic	}	Super group			Iwashimizu Formation

Mesozoic Groups

Hidaka Supergroup

The Hidaka Supergroup is composed of green stone, such as tuffs, spilitic breccias, pillow lavas and massive spilites, which are partly accompanied by slates (lutaceous schists) and cherts. In the Supergroup are also observed blueschist and greenschist (semischist) which include glaucophane, crossite and riebeckite, etc.

The Supergroup has no fossils records in this district; however, it is reported that the group in the other district has yielded fossils of Late Jurassic to Early Cretaceous.

Yezo Supergroup

The **Middle Yezo Group** is divided into the Utafue and Efue Formations in ascending order. The **Utafue Formation** is composed of sandstones in the lower part, mudstones intercalating acidic tuffs, alternation of sandstone and mudstone in the middle part, and claystones in the upper part. The **Efue Formation** consists of coarse-grained deposits in comparison with other deposits of the group; the Efue Formation includes sandstone and conglomerate in the lower part, claystone and alternation of sandstone and mudstone in the middle and upper part. Molluscan fossils are found sparsely in the Group, suggesting Albian to Turonian age.

The **Upper Yezo Group** is divided into the **Urakawa** and **Chinomigawa Formations** in ascending order. This Group is generally composed of fine-grained deposits of claystone and siltstone in size. The **Urakawa Formation** consists mainly of claystone associated with conglomerates, and alternations of sandstone and mudstone in some parts. The **Chinomigawa Formation** is composed mainly of siltstone with sandstone partings. Molluscan fossils are abundantly found in this formation, indicating Coniacian to Campanian age.

Neogene Systems

The Miocene series are divided into the **Nishikawa**, the **Azamisawa**, and the **Shizunai Formations** in ascending order. They are conformable to each other, and are overlain by the **Shunbetsu Formation** of Pliocene.

The **Nishikawa Formation** consists of conglomerates and sandstones in the basal part, and massive mudstone in the main part. This formation occurs in fault contact with the Hidaka Supergroup composed of the Iwashimizu Formation and the Yezo Supergroup. In the northern part of the mapped district, the Nishikawa Formation consisting of conglomerates and sandstones covers the Iwashimizu Formation, unconformably.

The **Azamisawa Formation** is mostly turbidite facies composed of alternation of sandstone and mudstone, associated with conglomerates. In the northern part of Horaisan Horst Belt, the formation represents fine-grained facies with sparsely distributed conglomerates.

The **Shizunai Formation** is subdivided into a hard shale member in the upper and tuffaceous massive siltstone member in the lower. The upper hard shale member is limited to the northern part of the horst.

Shell fossils are frequently found in the basal part of the Nishikawa Formation, and diatom fossils from each Miocene formation indicate late Early to Late Miocene age.

The **Shunbetsu Formation** distributed in the northern side of the Mitsuishi Fault is coarse-grained facies mainly consisting of conglomerates. It is reported that this formation yielded *Foripecten takahashii* that indicates Pliocene age.

Quaternary

Three **Terrace Deposits** are distributed along the Mitsuishi River, the Kerimaigawa River, the Motourakawa River and the shoreline. Each Terrace Deposit is composed mainly of gravel with sand interbedded with thin clay layers.

The **Alluvium** is represented by recent river - bed deposits along the rivers, and sand dune deposits along the coastlines.

Metamorphic Rocks

A part of the Mitsuishi Body located in the Horaisan Horaisan Horst Belt, comprises banded amphibolite and garnet amphibolite, which were formed by high pressure metamorphism. The K - Ar age of muscovite was 120 Ma or 109 Ma.

Igneous Rock

Small bodies of serpentinite intrusive rocks are in places distributed in the Iwashimizu Formation. The Horaisan Horst Belt is mostly composed of serpentinite. Trondhjemite bodies 5 km long and 1 km wide intruded into the Iwashimizu Formation along the uppermost stream of the Bushigawa River. Intrusive bodies of monzonite into the Upper Yezo Group of Cretaceous are also recognized.

Geologic Structure

Although the geologic structure of the Hidaka Supergroup is obscure, there is a tendency for upper formations to appear toward the southwest.

The Cretaceous system shows a strike of NE—SW to WNW—ESE, and

dip NE or SW. Many faults are trending in such striking. While, there exist several transverse faults such as the Motourakawa Fault and the Hidaka - Horobetsu Fault. The Cretaceous system is divided into three blocks by these faults; the Utafue, Urakawa and Samani Blocks. Although same formation appears repeatedly caused by multiple faults and foldings, the lower formations are aligned at the northeast side, and the upper formations at the southwest side, showing zonal arrangement on the whole.

The geologic structure of the hilly region occupied by the Neogene system is characterized by the existence of the Horaisan Horst Belt. The Mitsuishi Fault forming the southern margin of the belt, shows a NW - SE trending, and extends to the Shizunai district in the northwest. The fault dips an angle of 75 to 85°S.

The Houei Anticline is situated to the north of the Horaisan Horst Belt, and has a trend of NW - SE. It is presumed that longitudinal faults exist along the axis of the anticline. The Azamisawa Formation is widely distributed in the northern wing, while, the Shizunai Formation as the upper formation, is distributed in the southern wing.

To the south of the Mitsuishi Fault is situated the Otoe Syncline, whose axis shows a NW - SE trending. The syncline displays an asymmetric structure; the formation on the south wing dips at an angle of about 40°N, while that on the north wing dips at an angle of 50-60°S. Along the axis of the Otoe Syncline, is exposed the hard shale member of the Shizunai Formation, and to the south and north side of the syncline is distributed the Azamisawa Formation.

Applied Geology

The quality and quantity of underground water from the Alluvium is poor in Higashihorai area and Minowa area of Mitsuishi Town, which are situated to the south of the Mitsuishi Fault and in the mouth of the

Mitsuishigawa River and the Kerimaigawa River, respectively. Because, the Alluvium consists of fine - grained deposits, such as clay and silt, interbedded with peat seams. On the other hand, to the north of the Mitsuishi Fault, the quality and quantity of water from alluvial aquifers is good, since the alluvial deposits distributed along the upper stream of the two rivers, are composed of gravel and sand to the north of the Horaisan Horst Belt.

Landslide areas are recognized in the serpentinite zones of the Iwashimizu Formation in the north of the mapped district. Designated landslides are situated in the Cretaceous formations along the southeastern coast, and along the edges of the Horaisan Horst Belt.

Gabbro amphibolite occupying in the Horaisan Horst Belt was quarried for building stone for a time in the 1970' s.

There are no metallic ore deposits worked on a large scale in the mapped district, but it is recorded that massive deposits of copper embedded in the Hedaka Supergroup along the right tributary of the Kerimaigawa River and hematite embedded in the Iwashimizu Formation along the middle stream of the Mitsuishigawa River (Shin Mitsuishi Mine) were worked.

It is recorded that asbestos mines were worked from the serpentinite rocks in the Horaisan Horst Belt at several sites on a small scale, but all of the mines have been closed.

5万分の1地質図幅説明書
(三 石)

平成4年12月25日(1992)発行

北海道立地下資源調査所
〒060 札幌市北区北19条西12丁目
TEL (011)747-2211(内)

印刷所 株式会社札幌カートグラフィック
札幌市中央区北4条東2丁目1番地
(佐川ビル)
TEL (011)271-3418(内)

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

MITSUISHI

(KUSHIRO-65)

BY

Nobuhiko WADA, Kohji TAKAHASHI, Jun WATANABE
&
Yasumitsu KANIE

GEOLOGICAL SURVEY OF HOKKAIDO
FUKUTOSHI HAYAKAWA, DIRECTOR
Kita 19 Nishi 12 Kitaku, Sapporo 060, JAPAN

1992