

55(524.61)(084.32M50)(083)

地域地質研究報告

5万分の1地質図幅

釧路(2)第66号

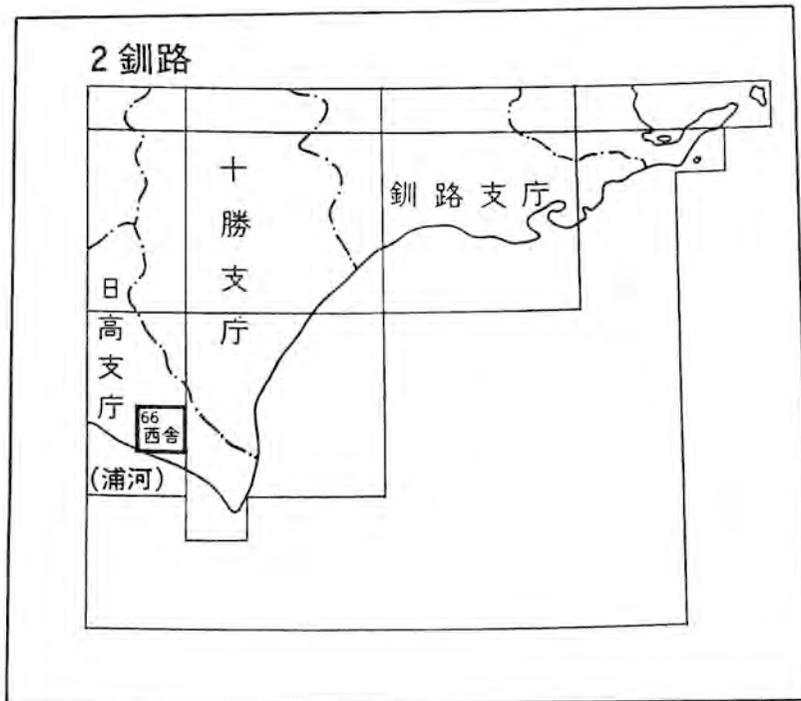
西 舎 地 域 の 地 質

酒井 彰・蟹江康光

昭和 61 年

地 質 調 査 所

位置図



()は1:200,000図幅名

目次

I. 地形	1
II. 地質概説	3
III. 日高帯の中生界	8
III. 1 研究史	8
III. 2 日高変成岩類	9
III. 2. 1 マイロナイト	10
III. 2. 2 角閃岩	10
III. 3 日高累層群	11
III. 3. 1 ナイ沢累層	12
III. 3. 2 神威層群	15
III. 3. 2. 1 ニシュオマナイ沢累層	15
III. 3. 2. 2 ソエマツ沢累層	21
III. 3. 2. 3 メナシュマン累層	28
III. 3. 3 砂岩組成	28
III. 3. 4 対 比	31
III. 4 地質構造	32
IV. 神居古潭帯の中生界	33
IV. 1 研究史	35
IV. 2 空知層群	35
IV. 2. 1 ニタラチ累層	35
IV. 3 蝦夷累層群	40
IV. 3. 1 下部蝦夷層群	40
IV. 3. 1. 1 ツケナイ累層	40
IV. 3. 1. 2 ベッチャリ累層	42
IV. 3. 2 中部蝦夷層群	43
IV. 3. 2. 1 歌笛累層	43
IV. 3. 2. 2 絵笛累層	48
IV. 3. 3 上部蝦夷層群	54
IV. 3. 3. 1 浦河累層	54
IV. 3. 3. 2 乳呑川累層	55
IV. 3. 4 化石・対比	63
IV. 4 地質構造	71
V. 新第三系	71

V. 1	ランプロファイアー	71
V. 2	上杵白累層	72
V. 3	ドレライト	77
V. 4	超苦鉄質岩類	77
VI.	第四系	78
VI. 1	河岸段丘堆積物	78
VI. 2	沖積層	79
VII.	応用地質	79
VII. 1	金鉱床	80
VII. 2	水銀鉱床	80
VII. 3	石灰石鉱床	81
VII. 4	砕石	81
	文献	81
	Abstract	88

図・表目次

第 1 図	西舎地域の按峰面図	2
第 2 図	西舎地域及び周辺地域における水系図	3
第 3 図	北海道中軸帯の地質構造区分図	4
第 4 図	西舎地域及びその周辺の地質略図	5
第 5 図	日高変成岩類 マイロナイト	10
第 6 図	日高変成岩類 角閃岩	11
第 7 図	ナイ沢累層玄武岩の枕状溶岩	12
第 8 図	ナイ沢累層中の海底地すべり堆積物	13
第 9 図	ナイ沢累層中のソレライトの顕微鏡写真	14
第 10 図	ナイ沢累層中のアルカリ玄武岩の顕微鏡写真	14
第 11 図	ニシュオマナイ沢累層中の緑色・赤色の層状チャート	17
第 12 図	ニシュオマナイ沢累層の東部地域における地質柱状図	18
第 13 図	ニシュオマナイ沢累層の中央部地域における地質柱状図	19
第 14 図	エピクラスティックな構造を示すニシュオマナイ沢累層の玄武岩質ハイアロクラス タイト	20
第 15 図	小褶曲をなすニシュオマナイ沢累層の砂岩泥岩互層	20
第 16 図	ニシュオマナイ沢累層の南部地域における地質柱状図	21
第 17 図	ソエマツ沢累層の模式柱状図	22
第 18 図	ソエマツ沢累層の中央部地域における地質柱状図	22

第19図	ソエマツ沢累層の西部地域における地質柱状図	23
第20図	ソエマツ沢累層の含礫泥岩	24
第21図	日高幌別川中流におけるソエマツ沢累層のルートマップ	26
第22図	ソエマツ沢累層の南部地域における地質柱状図	27
第23図	メナシュマン累層の地質柱状図	28
第24図	ナイ沢累層及び神威層群の砂岩組成	29
第25図	ソエマツ沢累層の砂岩組成	30
第26図	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	34
第27図	浦河北方におけるニタラチ累層の分布	36
第28図	ニタラチ累層及びそれに接するナイ沢累層と下部蝦夷層群の地質柱状図	37
第29図	ニタラチ川中流地域におけるナイ沢累層・ニタラチ累層・ツケナイ累層のルートマップ	38
第30図	元浦川中流地域におけるナイ沢累層・ニタラチ累層・ツケナイ累層・ベッチャリ累層のルートマップ	39
第31図	ニタラチ-オショロベツ衝上断層	39
第32図	元浦川中流地域における空知層群・下部蝦夷層群の地質柱状図	40
第33図	向別川上流地域におけるナイ沢累層・空知層群・下部蝦夷層群及び上杵臼累層のルートマップ	41
第34図	ベッチャリ累層中のスランプ構造	42
第35図	元浦川中流及びナイ川下流地域における下部白亜系のルートマップ	44
第36図	梟舞川支流高津川上流における歌笛累層の地質柱状図	45
第37図	向別川支流高津川上流地域における歌笛累層及び上杵臼累層のルートマップ	46
第38図	鶴苔川上流地域における下部蝦夷層群・中部蝦夷層群及び上杵臼累層のルートマップ	47
第39図	タンネベツ川上流地域における中部蝦夷層群と上部蝦夷層群及び上杵臼累層のルートマップ	49
第40図	タンネベツ川上流域における中部蝦夷層群と上部蝦夷層群の地質柱状図	50
第41図	絵笛川中・上流地域における上部白亜系の地質柱状図	51
第42図	絵笛川中・上流地域における上部白亜系のスケッチマップ	52
第43図	絵笛累層M3部層上部の小褶曲構造	52
第44図	乳呑川上流地域における上部白亜系のスケッチマップと地質柱状図	53
第45図	絵笛累層M4部層の砂岩泥岩互層	54
第46図	乳呑川中・上流地域における上部白亜系のルートマップ	56
第47図	ウロコ別・乳呑川・月寒川上流地域の中部蝦夷層群・上部蝦夷層群の地質柱状図	57
第48図	乳呑川中・上流地域の空中写真	58
第49図	浦河市街地北方, ウロコ別上流地域における上部蝦夷層群のルートマップ	59
第50図	浦河-堺町-東井寒台地域における上部蝦夷層群のルートマップ	61

第 51 図	月寒川上流地域における中部蝦夷層群及び上部蝦夷層群のルートマップ	62
第 52 図	西舎地域における神居古潭帯白亜系産化石採取地点図	65
第 53 図	巨大な <i>Sphenocerasmus schmidtii</i> を含む乳呑川累層 U3 部層下部の砂岩	70
第 54 図	上杵臼累層の分布略図	73
第 55 図	ソエマツ沢累層を不整合に覆う上杵臼累層	73
第 56 図	上杵臼累層の地質柱状図	74
第 57 図	上杵臼累層の基底礫岩の礫組成	75
第 58 図	上杵臼累層の青灰色細粒砂岩中に含まれる貝化石	75
第 59 図	農林水産省日高種畜牧場付近に発達する高位河岸段丘	79
第 1 表	西舎地域の地質総括表	8
第 2 表	日高帯に分布する中生界の層序区分の対比	16
第 3 表	神居古潭帯の白亜系総括表	33
第 4 表	ニタラチ累層産放散虫化石リスト	38
第 5 表	中部蝦夷層群産大型化石リスト	64
第 6 表	上部蝦夷層群産大型化石リスト	68-69
第 7 表	上杵臼累層から産出した軟体動物化石	76

西舎地域の地質

酒井 彰*・蟹江康光**

西舎^{にしちや}地域の調査研究は、北海道開発庁からの委託によって行われたものであり、野外調査は昭和51年から昭和55年にかけて実施された。本研究を実施するに当たっては、本地域北東半部の主に日高累層群が分布する地域を酒井が、南西半部の主に空知層群・蝦夷累層群が分布する地域を蟹江が担当した。

この研究を進めるに当たり、有孔虫化石を米谷盛寿郎博士(石油資源開発株式会社)に、放散虫は竹谷陽二郎博士(福島県教育庁)に、ウニは田中啓策博士(元地質部・現地熱技術開発株式会社)にそれぞれ同定していただき、御教示を受けた。緑色岩及び超苦鉄質岩類については新井田清信博士(北海道大学理学部)に鑑定していただき、かつ多くの御教示を受けた。また砂岩組成については紺谷吉弘博士(立命館中等高等学校)に、日高変成岩類は番場光隆氏(新潟大学理学部)にそれぞれ有益な助言をいただいた。現地調査に当たっては、浦河営林署、浦河支庁、浦河林務署及び浦河・様似・三石の各町役場の方々に様々な便宜を図っていただいた。上記の方々に深く感謝する次第である。

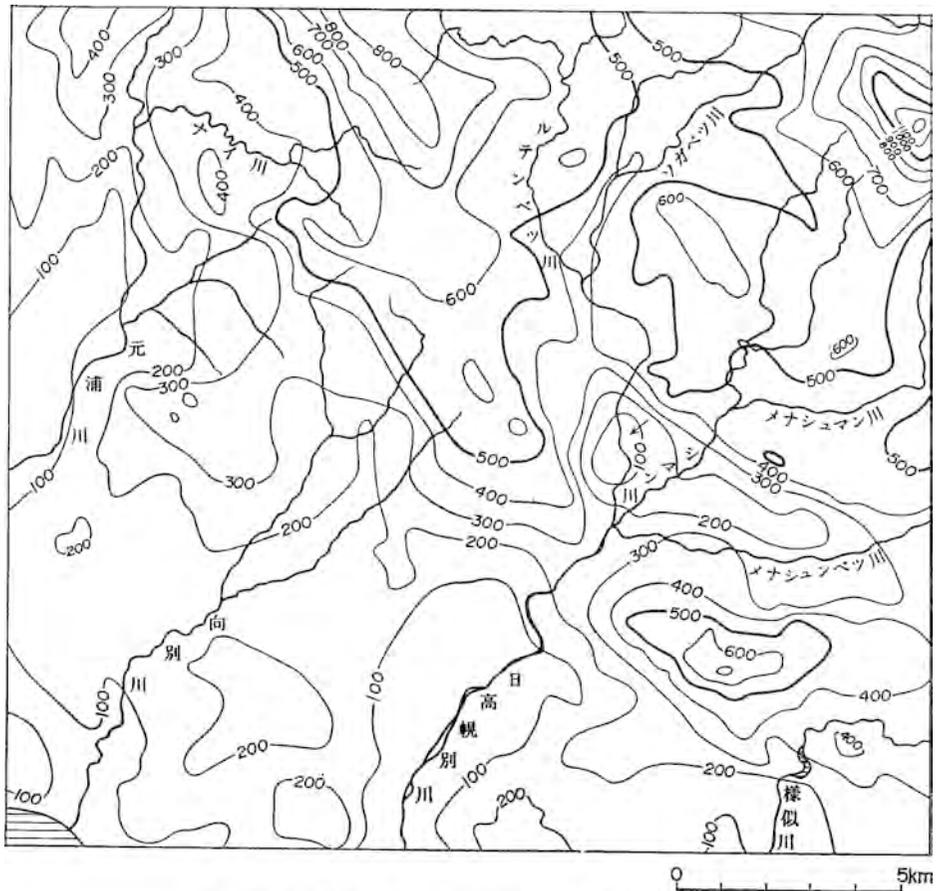
本研究に用いた薄片の作製は、北海道支所技術課の谷津良太郎・渡辺真治・木村 亨技官が行った。なお、同支所地質課の宮田雄一郎技官から、空知層群及び蝦夷累層群の砂岩組成の検討において協力を得た。

I. 地 形

西舎地域は、北海道の背骨をなす日高山脈の南部に当たり、その西斜面から太平洋に面する地域を占める。本地域は、地形的に大きく二つに区分される。すなわち、北東半部の峻険な山岳地域と、南西半部のなだらかな丘陵地域で、両地域の境はほぼ本図幅の北西-南東の対角線に当たる。西舎地域の接峰面図を第1図に示す。

山岳地域は、接峰面高度300-1,200mの山地を形成し、南西から北東に向かって高度を増し、北西-南東に連なる日高山脈の主稜線に達する。この山岳地域は地形が峻険で、河谷は深く刻まれ峡谷を形成し、尾根は非常にやせた壮年地形をなす。山岳地域内には主として変成岩類と日高累層群が分布しており、一部に新第三系が分布している。変成岩類は日高変成帯主帯に属するもので、本図幅地域の北東隅の1,233.8mのピークを持つ山塊の接峰面高度650-800m以上の地域に分布している。この変成岩類分布地域の地形は、特に峻険である。一方、新第三系が狭長に分布する地域はなだらかな地形をなし、日高

* 地 質 部 ** 横須賀市自然博物館



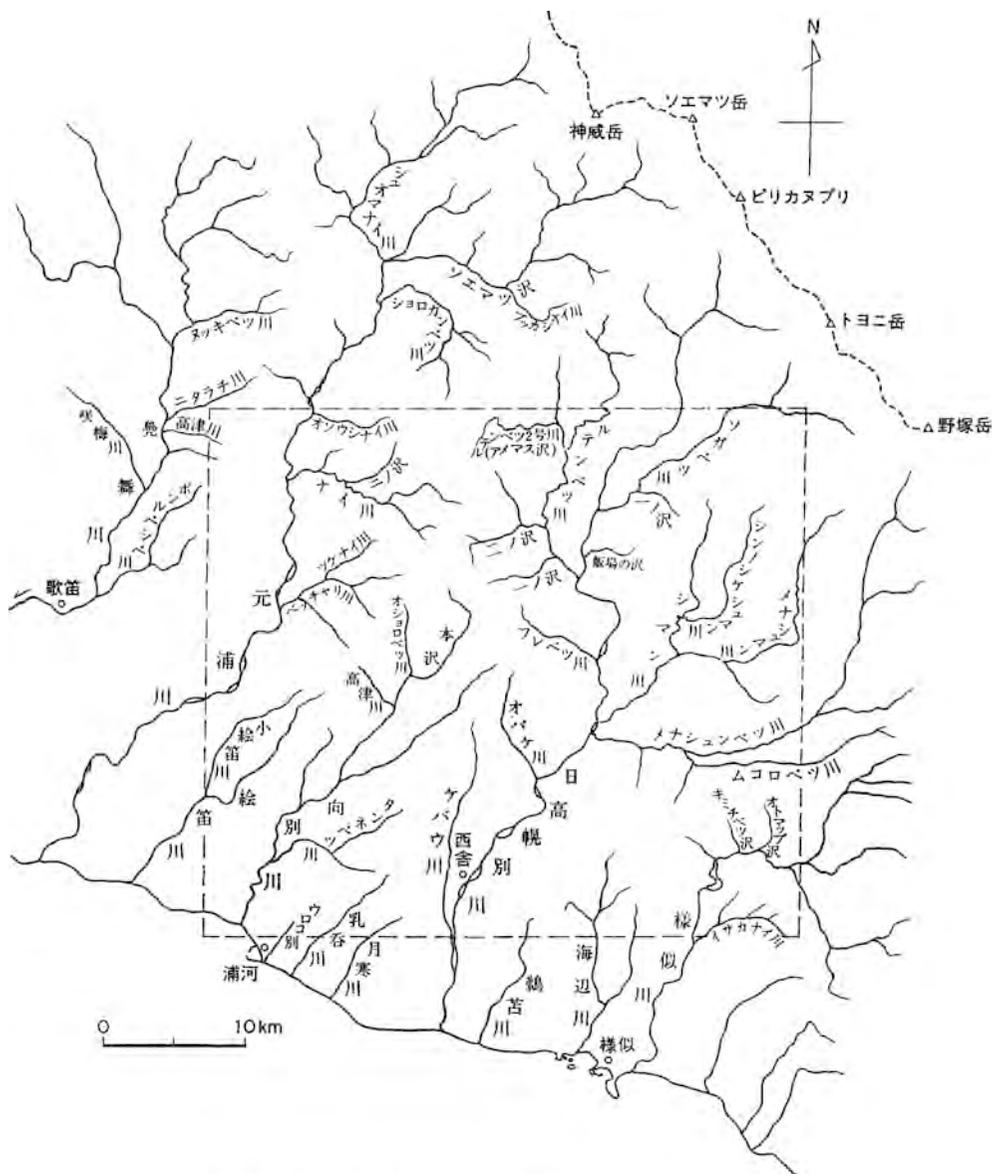
第1図 西舎地域の接峰面図 基準単位は1km、数字(m)は標高

幌別川とシマン川の合流点付近のように接峰面図で凹地地形を示す地域もある。

丘陵地域は接峰面高度300m以下のなだらかな地形をなす地域である。ここでは河川は急に川幅を広げ、河岸段丘が広く発達するようになる。また中小河川が網状に発達している。この地域には蝦夷累層群と新第三系が分布している。

本地域の主要河川は、日高山脈の主稜線から流れ下る元浦川及び日高幌別川(その支流のソガベツ川・メナシュンベツ川)や、支稜線に水源を持つルテンベツ川・シマン川・^{さまに}幌似川である。また山岳地域と丘陵地域の境界付近や丘陵地域に水源を持つ河川には^{えふえ}絵笛川・^{ちのみ}乳呑川・^{うんべ}海辺川などがある(第2図)。これらの河川は、北東-南西、南北、北西-南東と流向を変えながらも、大局的には北東-南西方向に流れて太平洋に注いでいる。

河岸段丘はおおむね4段が識別され、元浦川・日高幌別川・幌似川など主要河川に発達しており、特にその下流部に広く発達している。山岳地域では、河岸段丘は日高変成帯との境界に達する上流まで、両岸に狭長に発達している。これに対して、下流部の丘陵地域では、主として右岸に広く発達する。沖積層は各河川の下流部に発達しているが、主要河川では山岳地域と丘陵地域の境界付近から下流で

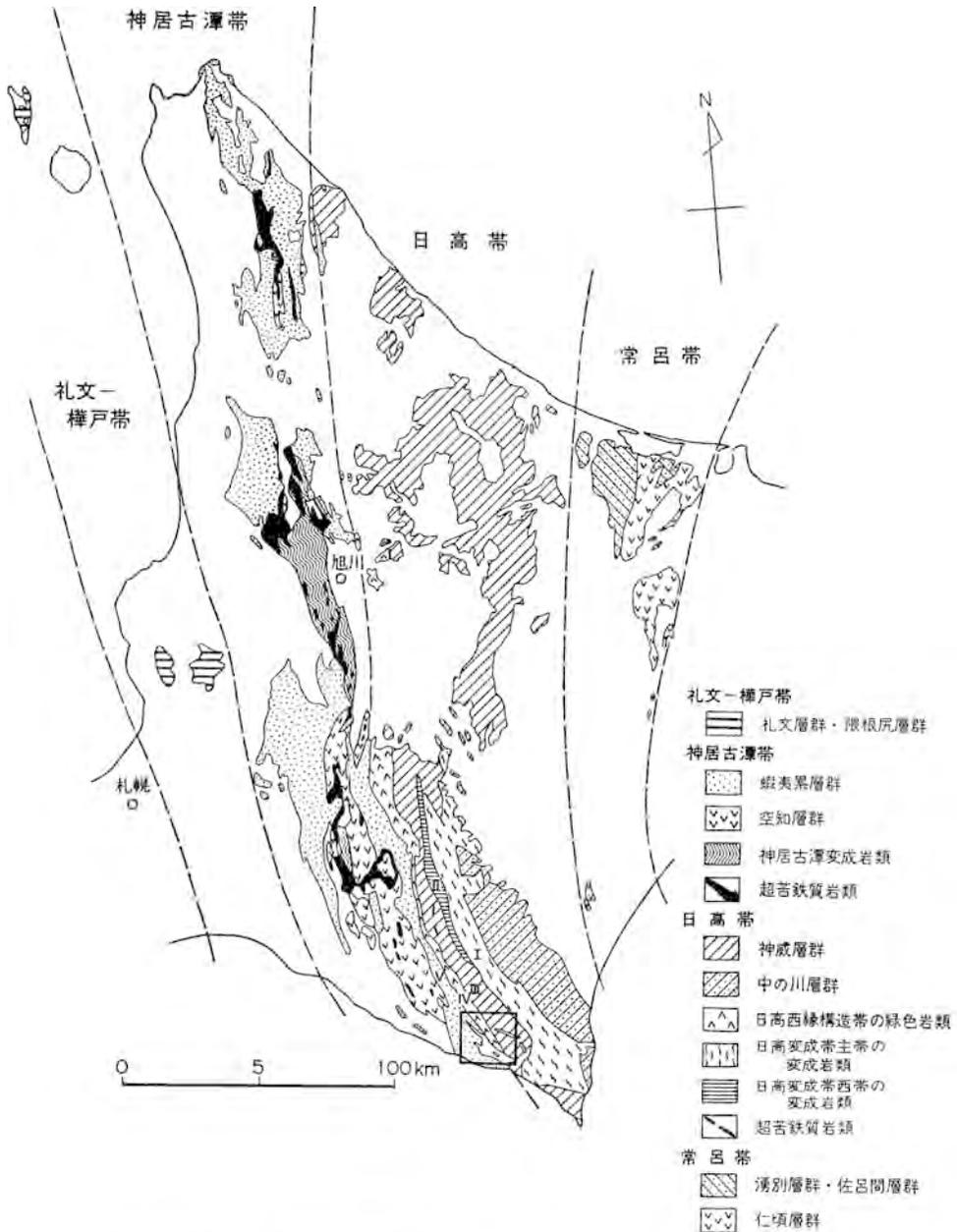


第2図 西舎地域及び周辺地域における水系図 四角の枠は西舎地域を示す

広い平坦地を形成している。また向別川下流の堺町には泥炭地がわずかにみられる。

II. 地質概説

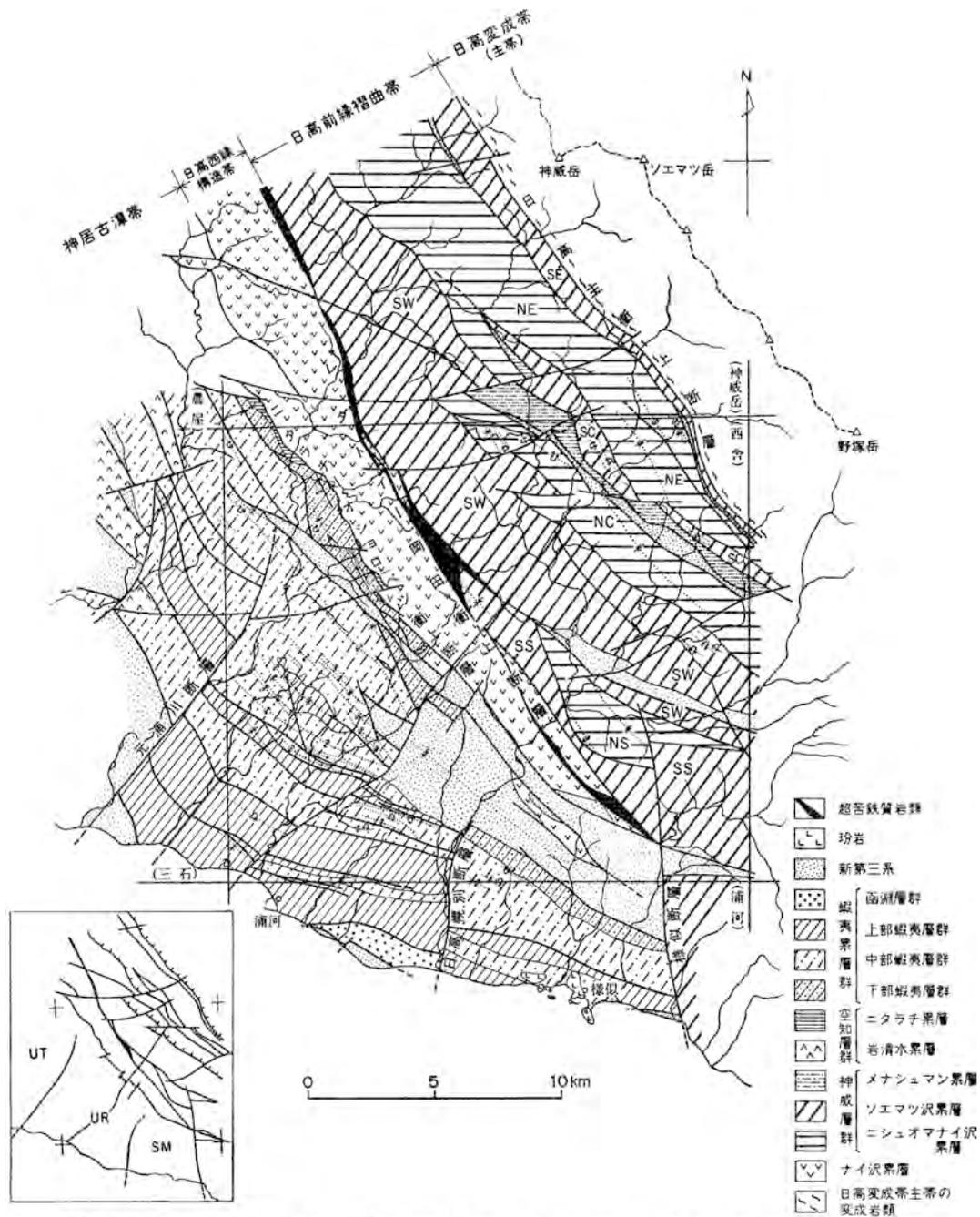
西舎地域は北海道中央部の南端、すなわち北緯 $42^{\circ}10' - 42^{\circ}20'$ 、東経 $142^{\circ}45' - 143^{\circ}0'$ の範囲に位置し、日高山脈南部の西斜面から太平洋まで広がっており、地質構造区分の上では、かわいこたん神居古潭帯と日高帯にまたがる地域である(第3図)。



第3図 北海道中軸帯の地質構造区分図 I・II:日高変成帯(I:主帯, II:西帯), III:日高前縁褶曲帯, IV:日高西縁構造帯, V:白亜系向斜帯. 小さな四角の枠は西舎地域を示す

本地域には中生界と、新第三系及び第四系が分布している(第4図)。本地域に分布する中生界は、日高帯と神居古潭帯のものに分けられる。

日高帯は、中生界の日高変成岩類と日高累層群から構成される。前者は日高変成帯主帯に属し、その下部の岩相が本地域北東隅のソガベツ川上流からメナシユマン川上流にかけてのわずかな地域を占めて



分布しており、北東隣の上豊似地域に連続し、そこでは東方に向かってより上部の変成相に移り変わり、
 変成帯東側に分布する中の川層群に漸移する。このことから日高変成帯主帯の原岩は日高累層群と考えら

れる。また、本岩類の形成は絶対年代測定などから古第三紀とみなされている。

日高累層群は、緑色岩類を挟む総計 10,000 m 以上の厚い地向斜性堆積物からなり、全体に低度広域変成作用を受けている。本累層群は、日高西縁構造帯に分布するナイ沢累層と日高前縁褶曲帯^{かむい}の神威層群に区分される。

ナイ沢累層は、主として緑色岩からなり、わずかにチャート・石灰岩・砂岩・泥岩・含礫泥岩を伴う。緑色岩は、ソレイト及びアルカリ玄武岩の溶岩(大半が枕状構造を呈する)やハイアロクラスタイトで、全体に破碎されて、方解石・ぶどう石・石英・曹長石などの網状細脈が発達している。本累層中の石灰岩やチャートから三疊紀後期を示すコノドント・^{こけむし}蘇虫が報告されている(猪郷ほか, 1974, 1980; 酒井, 1976; SAKAGAMI and SAKAI, 1979)。一方、含礫泥岩の泥質基質からは白亜紀を示す放散虫化石が産出している。本累層には有効な鍵層がなく、また著しく擾乱されているが、層厚は 1,000 m 以上と見積られる。

神威層群は、岩相、砂岩組成及び変形の程度などにより、ニシュオマナイ沢累層・ソエマツ沢累層・メナシュマン累層の 3 層に区分される。

ニシュオマナイ沢累層は、主として泥岩と含礫泥岩からなり、砂岩・砂岩泥岩互層・チャート・緑色岩類(玄武岩溶岩及びハイアロクラスタイト)及び石灰岩を伴う。全体に千枚岩化しており、緑色岩類には緑れん石・アクチノ閃石などの変成鉱物が生じている。層厚は 2,500 m 以上である。

ソエマツ沢累層は、主として泥岩・含礫泥岩からなり、砂岩・緑色岩類・石灰岩・チャートを伴う。泥岩や含礫泥岩の泥質部はしばしば葉片状を呈する。石灰岩は一般に無化石であるが、一部に三疊紀後期を示すコノドントを産する(猪郷ほか, 1980)。この石灰岩を含む層準から数 100 m 下位の泥岩から白亜紀前期の放散虫化石が産出しており(君波ほか, 1985; 本報告)、また本累層上部の泥岩中の珪質泥岩から白亜紀後期を示す放散虫化石が産出している。三疊紀後期の石灰岩が異地性岩塊とみなされることから、本累層の堆積時代はほぼ白亜紀である。本累層はぶどう石-パンペリー石相の変成作用を受けている。層厚は 6,700 m 以上である。

メナシュマン累層は、酸性凝灰岩を頻繁に挟む泥岩を主とし、砂岩泥岩互層・砂岩を伴う。泥岩は頁岩質で、他の 2 累層と比べ変形が弱く、石英や方解石の脈がほとんど入らないことと、緑色岩類を伴わないのが特徴である。層厚は 500 m 以上である。

これら 3 累層はそれぞれ断層関係であり、また、ソエマツ沢累層以外の 2 累層から化石を産出しないため、相互の関係は明らかではない。しかし、岩相、砂岩組成及び変形の程度から、本報告では上下の地質関係と考えた。

一方、神居古潭帯の東縁部は南北に連続する白亜系向斜帯(橋本誠二ほか, 1961)と呼ばれる地域であり、そこには^{えん}蝦夷地向斜に堆積した一連の堆積物が分布している(第 3 表, 第 3 図)。西舎地域はその白亜系向斜帯の南東縁部に当たり、空知層群と^{えん}蝦夷累層群が分布する。空知層群は、模式地の空知川流域では下位から山部層と主夕張層に分けられる。本地域では主夕張層に相当するニトラチ累層が^{えん}蝦夷累層群分布地域の東縁に沿って狭長に分布している。この累層は、粘土岩・珪質凝灰岩・酸性凝灰岩からなる。酸性凝灰岩や石灰質団塊を含むことは下部^{えん}蝦夷層群と共通である。下限は断層によって限られ不明である。放散虫化石からその時代は白亜紀のバラングニアン-パレミアンである。層厚は 150 m 以上で

ある。

蝦夷累層群はニタラチ累層の上位に整合に重なり、下位から下部蝦夷層群、中部蝦夷層群、上部蝦夷層群、^{はこぶち}函淵層群に区分される。本地域には最上部の函淵層群は分布しない。

下部蝦夷層群は、ツケナイ累層とベッチャリ累層からなり、下位のニタラチ累層を整合に覆う。ツケナイ累層は主として砂岩からなり、ベッチャリ累層は主として粘土岩及び砂岩からなる。西舎地域の下部蝦夷層群からはまだ化石は発見されていないが、他地域との岩相上の対比から、本層群の時代はアプチアン-アルビアン中期で、層厚は約330 mである。

中部蝦夷層群は下部蝦夷層群に整合に重なり、下位から^{うたふえ}歌笛累層と^{えふえ}絵笛累層に分けられる。歌笛累層の下部は砂岩、中部は泥岩、砂岩及び砂岩泥岩互層、上部は粘土岩からなるが、地域により層厚・層相変化が著しい。歌笛累層から軟体動物化石がまれに産する。絵笛累層は下部はスランプ性の砂岩及び礫岩、中部は粘土岩、上部は砂岩泥岩互層及び砂岩からなる。本累層からは軟体動物化石が散点的に産し、また有孔虫・放散虫も産する。本層群の時代は中部アルビアン-チューロニアンであり、その層厚は1,500-2,900 mである。

上部蝦夷層群は、中部蝦夷層群から整合漸移し、下位から浦河累層と乳呑川累層からなる。浦河累層は砂岩を挟む粘土岩からなり、軟体動物・有孔虫・放散虫化石を多産する。その層厚は670-950 mである。乳呑川累層はシルト岩-極細粒砂岩からなり、軟体動物化石を多産する。本層群の時代はコニアシアン-カンパニアンで、その層厚は800-2,500 m以上である。

本地域には分布しないが、南隣の浦河図幅地域では、上部蝦夷層群を整合に覆ってマストリヒチアンの函淵層群が堆積している。

これらの先第三系が堆積した後、本地域を含む北海道中軸帯の中央部は隆起に転じ陸化した。そして、新第三紀の中新世前期(17.7Ma)に本地域南部の蝦夷累層群分布域の一部にランプロファイアーが貫入した(久保ほか, 1984)。

中新世中期になって、本地域は沈降地域になり神威層群や蝦夷累層群を不整合に覆って^{かみきおうす}上杵臼累層が堆積した。本累層の基底部は礫岩から始まり、その上位に砂岩そしてシルト岩が重なる。その分布の東縁は日高主衝上断層付近にまで達している。層厚は630 m以上である。

上杵臼累層の堆積後にドレライトが貫入し、そのほとんどが上杵臼累層を貫いており、ムコロベツ川中流に最も多く分布する。恐らくその後に、超苦鉄質岩類が日高前縁褶曲帯と日高西縁構造帯を境するレダイト-岡田衝上断層及びその周辺に進入した。しかしその時期は新第三紀のどのあたりか限定できない。

本地域の第四系は河岸段丘堆積物と沖積層である。本地域の河岸段丘は4段識別できる。山岳地域では両岸に狭長に発達するが、丘陵地域では特に右岸に広く発達する。沖積層は、各河川の下流部に広く発達している。

以上の地質関係をまとめて、第1表に示す。

第1表 西舎地域の地質総括表

地質時代		地 質 系 統				摘 要	
		神居古潭帯		日 高 帯			
		白 連 系 向 斜 帯	日 高 西 縁 構 造 帯	日 高 前 縁 褶 曲 帯	日 高 変 成 帯 主 帯		
第四紀	完新世	沖 積 層				{ 日高変成岩類地表へ露出 超苦鉄質岩類の再動・現位置への ドレライト岩脈の貫入 進入 ランプロファイアー岩脈の貫入 (17.7Ma) 日 高 変 成 作 用 褶 曲 運 動 中性-酸性火山活動(陸上) 玄武岩火山活動(海底)	
	更新世	河 岸 段 丘 堆 積 物					
新第三紀	鮮新世	超苦鉄質岩類		ドレライト	ランプロファイアー 日高変成岩類		
	中新世	上 杵 白 累 層					
古第三紀		ランプロファイアー					
白 堊 紀	後 期	上部 蝦夷層群	乳呑川累層	日 高 累 層 群	イナシュマン累層		
		中部 蝦夷層群	浦河累層		ソエマツ沢累層		
	前期	下部 蝦夷層群	絵笛累層		ニシュオマナイ 沢累層		日高変成岩 類の原岩
		ベツチャリ累層	ツケナイ累層				
ジュラ紀		空知層群	ニトラチ累層	ナイ沢累層	日高変成岩類の原岩		
三疊紀							

III. 日高帯の中生界

III. 1 研究史

西舎地域及びその周辺に関しては、伊木(1911a)の先駆的調査研究に始まり、第二次世界大戦前には、福富ほか(1936)、竹内・三本杉(1938)、杉山(1941)の研究がある。戦後、長谷川・酒匂(1958)により、本地域の北隣の5万分の1地質図幅「神威岳」が、また鈴木ほか(1959)により東隣の5万分の1地質図幅「楽古岳」が刊行された。

本地域を含む北海道の中央部には北海道の基盤岩層と考えられた地層群が広く分布しており、その中軸の日高山脈には深成・変成岩類が分布している。これらの地帯は一つの典型的な地向斜造山運動の中心を構成するとされ、北海道中軸(地)帯と呼ばれている(舟橋, 1955; HUNAHASHI, 1957)。そして日高山脈に沿って分布する変成岩類は日高変成岩類と呼ばれ、日高地向斜造山運動の中軸変成作用によって形成されたとみなされた。また泥質岩を主とする厚い堆積岩類と緑色岩類は日高地向斜に堆積した地層群で、それらの堆積時代はわずかに産出する化石からジュラ紀と推定された。そして、日高地向斜造山運動は日本におけるアルプス造山運動の典型とされた(舟橋・橋本, 1951; HUNAHASHI, 1957)。

その後、変成帯に関する研究も進み、また、北海道中軸帯に分布する“先蝦夷層群”は、長谷川潔ほか(1961)によって、日高累層群として一括され、下位より中の川層群、神威層群、空知層群に区分され、

その後の地質図幅調査の進展とともに北海道中軸帯全域にこの層序が適用されていった。

日高帯に関する研究は、近年めざましく進展しており、特に変成・深成岩類や微化石による地層の時代論及び堆積に関するものは著しい。

日高変成岩類は、日高地向斜造山運動における中軸変成作用により形成されたと考えられてきたが、近年、全く異なった考え方(小松ほか, 1979)が提案されている。すなわち、日高変成帯は西帯と主帯に分けられ、西帯は変成したオフィオライト、主帯は大陸性ないし島弧性地殻の衝上帯で、これら二つの全く異質な構造単位が接合し、一つの構造帯をなすと考えられている。

一方、日高累層群に関しては、1970年代になって、中の川層群や神威層群の層序が再検討され(紺谷, 1974, 1978; 酒井, 1976; SAKAI, 1981), また三畳紀を指示するコノドントや蘇虫などの化石の発見(猪郷ほか, 1974; HASHIMOTO *et al.*, 1975; 橋本ほか, 1975; 酒井, 1976; SAKAGAMI and SAKAI, 1979; 石崎, 1979)や、これに基づく空知・神威両層群の層序関係の見直し(橋本ほか, 1975; 木村ほか, 1975; 鈴木, 1977)が行われた。

1980年代になって、泥質岩・珪質岩中から産出する放射虫化石に基づき、蝦夷累層群と整合する下部白亜系(蟹江ほか, 1981; 紀藤, 1982, 1983), 上部ジュラ系の緑色岩類の存在(JOLIVET *et al.*, 1983; 紀藤, 1983)が明らかになり、また、三畳紀後期と考えられていた地層から白亜紀前期の放射虫(ISHIZUKA *et al.*, 1984; 加藤ほか, 1984), 神威層群相当層から白亜紀後期の放射虫(岩田ほか, 1982, 1983; 田近, 1983; 田近・岩田, 1983; 田近ほか, 1984)が報告された。以上の研究に関しては、君波ほか(1985), 小松(1985)により総括されている。

III. 2 日高変成岩類

本地域に分布する日高変成岩類は日高変成帯主帯に属し、北隣の神威岳地域の静内川上流-札内川上流地域を模式地として研究されている(小山内, 1981, 1983; OSANAI *et al.*, 1981; 小山内ほか, 1982)。また、元浦川上流地域(豊島・卯田, 1981), 日高幌別川上流地域(番場, 1982, 1983)における研究がある。小松ほか(1982), 小松(1985)はこれらの研究を総括している。

以上の研究によれば、日高変成帯主帯の変成岩類は、西から東へ規則的に変成度が下がり、最上部は非変成の中の川層群に漸移する。静内川上流-札内川上流地域での変成岩層序は原岩の性質から、下部変成岩層と上部変成岩層に分けられる(KOMATSU *et al.*, 1981)。下部変成岩層は、静内川上流地域(小山内, 1981), 元浦川上流地域(豊島・卯田, 1981)で最初に変成分帯がなされ、南には日高幌別川上流地域(番場, 1982, 1983)に、北には新冠川上流地域(青野, 1982)に連続することが明らかになっている。模式地では泥質-砂質岩の鉱物組み合わせから、5帯に変成分帯できる(OSANAI *et al.*, 1981; KOMATSU *et al.*, 1983)。下層変成岩層の原岩は塩基性岩と泥質ないし砂質岩よりなり、塩基性岩が卓越するのに対して、上部変成岩層の原岩は主として泥質ないし砂質岩よりなり、塩基性岩をほとんど含まない。

日高変成帯主帯の西縁部には、日高主衝上断層によって幅数100 m - 1 kmにわたってマイロナイト帯が形成されている。豊島・卯田(1981), 豊島(1982, 1983, 1984)によれば、マイロナイト帯は西より、protomylonite-ultramylonite 帯, blastomylonite 帯, mylonite gneiss 帯に区分できる。また、グラニ

ユライトに初生的に見られる斜方輝石、ざくろ石は、mylonite gneiss 帯では後退変成作用により直閃石や黒雲母に変わっているのがしばしば見られる。しかし、一般に斜方輝石はマイロナイト帯の岩石には見られない。また、mylonite gneiss 帯と blastomylonite 帯の境界が、初生のざくろ石、董青石、褐色角閃石の見られる限界にほぼ一致する。二次的な白雲母や緑泥石は西方の日高衝上断層に向かい急激に増加する。マイロナイト帯の岩石はもとはグラニュライト相の変成岩類であったと考えられる。

日高変成岩類の K-Ar 年代は、目黒のミグマタイトで 23-32Ma (河野・植田, 1967), 静内川上流の片麻岩と日高町のパンケヌーシ川のミグマタイトで 17Ma (柴田ほか, 1984), Rb-Sr 年代はタンネツと芽室川のホルンフェルス及び沙流川の片麻岩で 40Ma (SHIBATA and ISHIHARA, 1984) の値が得られており、本岩類の形成時代は古第三紀と考えられている。

西舎地域の日高変成岩類は、地域北東隅のソガベツ川上流からメナシユマン川上流にかけて、マイロナイトと角閃岩がそれぞれ幅約 1 km の狭い地域を占めて分布するにすぎない。

Ⅲ. 2. 1 マイロナイト (My)

この岩石の分布は酒井の調査資料と番場(1982, 1983)による。日高主衝上断層の影響でマイロナイト化した岩石(第5図)で、もとはグラニュライト相の黒雲母片麻岩、角閃石片麻岩、トータル岩質ミグマタイトであったと推定される。日高主衝上断層付近には、細粒の白雲母、緑泥石、石英、曹長石からなり、ぶどう石の細脈に貫かれる片状岩が分布している。



第5図 日高変成岩類 マイロナイト (ソガベツ川上流)

片理の走向は北西-北北西で、東又は西に 60-80° 傾斜している。

Ⅲ. 2. 2 角閃岩 (Am)



第6図 日高変成岩類 角閃岩 (ソガベツ川上流)

本岩は褐色角閃石角閃岩であり(第6図), マイロナイトとは, 断層関係で接している. 優黑色部と優白色部との1-数10cmの互層状の部分も見られる. 片理は一般に東北東走向で40-60°北に傾斜するが, マイロナイトとの境界断層付近では北北西走向で70°東に急斜している.

III. 3 日高累層群

日高累層群は, 模式地での層序の再検討や, コノドント及び最近の放散虫の研究により, 再定義が必要になってきている. 本報告では日高帯に分布する日高累層群について以下のように定義し使用する.

定義: 日高累層群は, 日高帯に分布する主として泥岩又は砂岩泥岩互層からなり, 二疊紀又は三疊紀以後の異地性岩塊を伴う海底地すべり堆積物を含む地層群である.

以上の定義に従い, 神威層群は従来どおり日高累層群に属する層群として取り扱う. また, 本地域には分布しないが, 主として砂岩泥岩互層などのフリッシュ相からなる中の川層群も日高累層群に含む.

また, 日高西縁構造帯に分布する主として緑色岩類からなる地層は従来空知層群に一括されていたが, 紺谷・酒井(1978)に従い空知層群と区別し, 本地域ではこれをナイ沢累層と呼び, 日高累層群に属する一累層とする.

一方, 空知層群は紺谷・酒井(1978)によれば, 神居古潭帯に分布する地層である. また, 空知層群上部の主夕張層とその相当層は, 下部蝦夷層群との整合関係や岩相の類似性などから, 日高累層群よりも蝦夷累層群との関連性のほうが強い. したがって本報告では, 空知層群を日高累層群には含めず, 独立した層群として取り扱い, 神居古潭帯の中生界の項で記載する.

したがって, 本地域に分布する日高累層群はナイ沢累層及び神威層群である.

Ⅲ. 3. 1 ナイ沢累層(Ni)

ナイ沢累層は、日高西縁構造帯南部に分布する主として緑色岩類からなる地層に対して、酒井(1976)により命名された。本累層は、竹内・三本杉(1938)の「輝緑凝灰岩層」にほぼ相当し、長谷川・酒匂(1958)の梟舞川層と春別川層を含む。

ナイ沢累層は元浦川支流ナイ川¹⁾に模式的に発達し、その北方延長は梟舞川から三石川上流、静内川、新冠川、千呂露川、空知川上流まで追跡される。一方、南方にはベッチャリ川上流からオショロベツ川、本沢、オバケ川、日高幌別川中流を経て、海辺川支流箱の沢上流まで連続し、そこで断層に切られて尖滅する。また、本累層は上杵臼から箱の沢下流部にかけて、新第三系上杵臼累層の基盤として露出している。

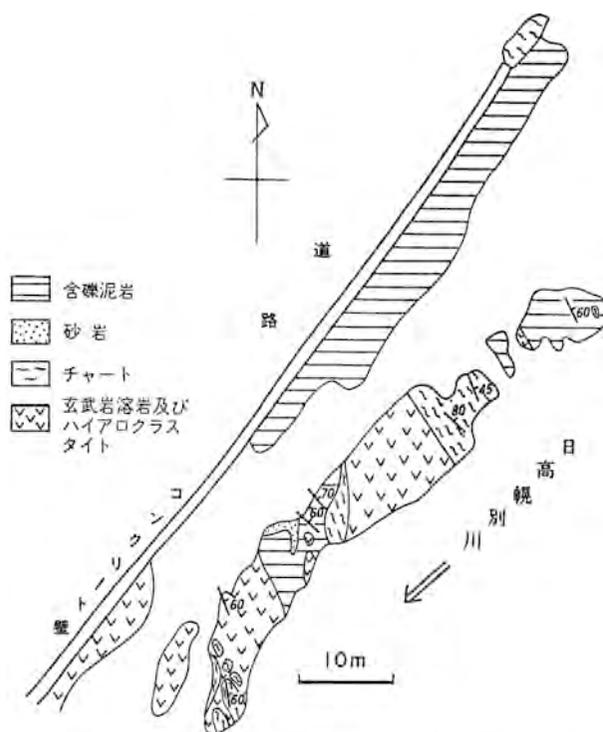
本累層は主として緑色岩からなり、石灰岩・チャート・砂岩・泥岩を伴う。緑色岩はソレアイトからアルカリ玄武岩で、大部分が塊状溶岩、枕状溶岩(第7図)とハイアロクラスタイトからなる。また、溶岩は全く発泡していないものから、非常に発泡の良いものまで様々である。全体に強く破碎されており、方解石、曹長石、ぶどう石からなる網状細脈に貫かれる。石灰岩は、長径数-数10mのレンズ状又はブロック状で産し、灰色ないしは薄茶色を帯びた灰色を呈し、ミクライト質で部分的に再結晶している。層状チャートは、厚さ3-5cmの灰白色、赤色又は緑色で、長径数-10m程度のブロック状若しくはレンズ状で産するものが、西舎北方の日高幌別川右岸など数か所に露出するにすぎない。また、日高幌別川右岸には、暗灰色泥岩中に赤色チャートや火砕岩を含む海底地すべり堆積物が分布している(第8図)。

ソレアイトは、オフィティック組織を示す。斑晶は、他形・粒状の径0.5-2.0mmの単斜輝石が約6



第7図 ナイ沢累層玄武岩の枕状溶岩(ナイ川中流)

1) 5万分の1地形図「西舎」が昭和53年12月28日付けで改訂され、ナイ沢はナイ川に変更された。



第8図 ナイ沢累層中の海底地すべり堆積物（日高幌別川中流右岸）

割を占め、自形-半自形で長柱状の0.2-1.3mmの斜長石が2-3割、残りを緑泥石・不透明鉱物が占める(GSJ-R33412, 第9図)。

一方、アルカリ玄武岩は、元浦川流域よりも日高幌別川流域に多く見られ、特にオバケ川に多い。インターグラニューラー～サブオフィティック組織を示し、斑晶は斜長石・輝石・イルメナイト及びかんらん石からなる。斜長石は最も多く60%を超え、自形-半自形で長さ0.1-1.0mmの長柱状である。単斜輝石は他形で、径0.2-1.2mmで、ピンクがかった色調を示す。かんらん石は自形-半自形、0.2-1.2mmの短柱状であり、完全に緑泥石化している(GSJ-R21995, 第10図)。

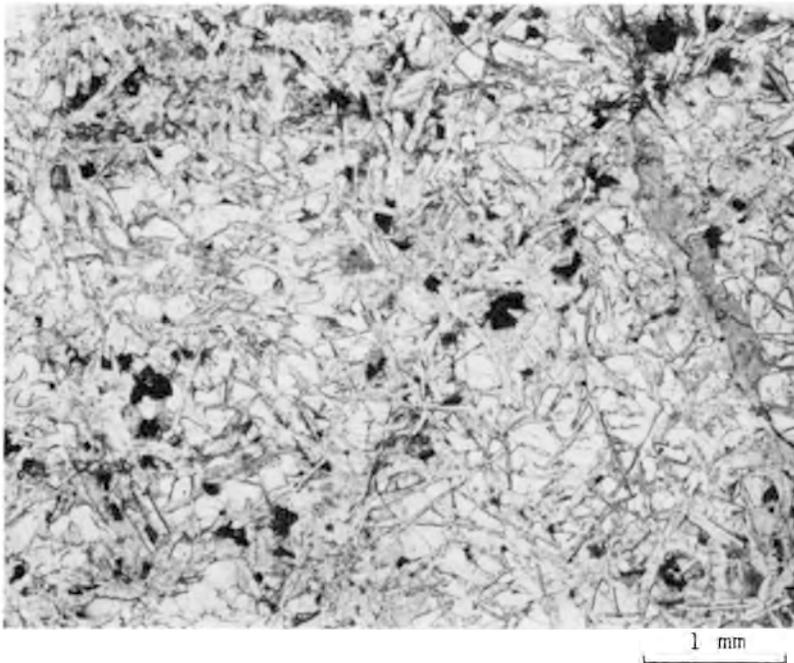
西舎地域のナイ沢累層には有効な鍵層が認められない。しかし本地域北西方の元浦川流域から鳧舞川にかけての地域では、レンズ状の石灰岩がほぼ一定の層準に追跡できる。その分布と走向傾斜から背斜構造を推定した。また、石灰岩を挟む層準を境に、その下位には枕状溶岩が卓越し、一方、上位ではハイアロクラスタイトが多くなり、石灰岩・チャート・砂岩や泥岩を挟む。西舎地域はその南東延長に当たり、鍵層となる石灰岩より上位の地層が、断層や褶曲で繰り返していると考えている。

ナイ沢累層から以下の化石が産出する。

西舎北方の日高幌別川右岸に露出する灰白色のチャート(猪郷ほか, 1974; 地質図の化石産地1)

コノドント

Epigondolella abneptis (HUCKRIEDE)



第9図 ナイ沢累層中のソレアイトの顕微鏡写真(元浦川中流), 下方ポーラのみ



第10図 ナイ沢累層中のアルカリ玄武岩の顕微鏡写真(日高幌別川支流オバケ川), 直交ポーラ

Enantiognathus ziegleri (DIEBEL)

ナイ川二の沢の石灰岩 (SAKAGAMI and SAKAI, 1979; 地質図の化石産地 2, GSJ-R21909)

蘇虫

Laioclema sugiyamai SAKAGAMI

Pseudobostomella kobayashii SAKAGAMI

Dyscritella? sp.

コノドント

Neogondolella polygnathiformis (MOSHER)

また、含礫泥岩の基質 (GSJ-R33417) から今回新たに白亜紀型の放散虫が産出した (地質図の化石産地 3).

Theocampe sp.

Archaeodictyomitra sp.

III. 3. 2 神威層群

神威層群は、長谷川潔ほか(1961)により、元浦川上流地域を模式地として定義され、その後酒井(1976)により再定義された。本地域では、日高前縁褶曲帯に分布する先第三系の地層群を神威層群と定義する。北海道中央部から北部では、その分布は、日高帯の広い地域に及ぶ(長谷川潔ほか, 1961)が、その詳細な層序対比はまだなされていない。

西舎地域に分布する神威層群は、西側をイベツ-レダトイ構造線(長谷川・酒匂, 1958)の南方延長であるレダトイ-岡田衝上断層でナイ沢累層と接し、東側は、日高主衝上断層で日高変成帯主帯の変成岩類と境される。

本層群は、下位からニシュオマナイ沢累層、ソエマツ沢累層及びメナシュマン累層に3分される。下位の2累層は酒井(1976)の定義による。メナシュマン累層は、酒井・鈴木(1980)では中部蝦夷層群に、SAKAI(1981)では下部白亜系ニタラチ累層及び空知層群の主タ張層に対比された地層である。本報告では、その分布地域や、岩相、砂岩組成などを考慮し、本累層を神威層群に含め、その上部層とする。これら3累層の関係は、すべて断層関係である。これまでの層序区分との対比を第2表に示す。

III. 3. 2. 1 ニシュオマナイ沢累層 (Ns)

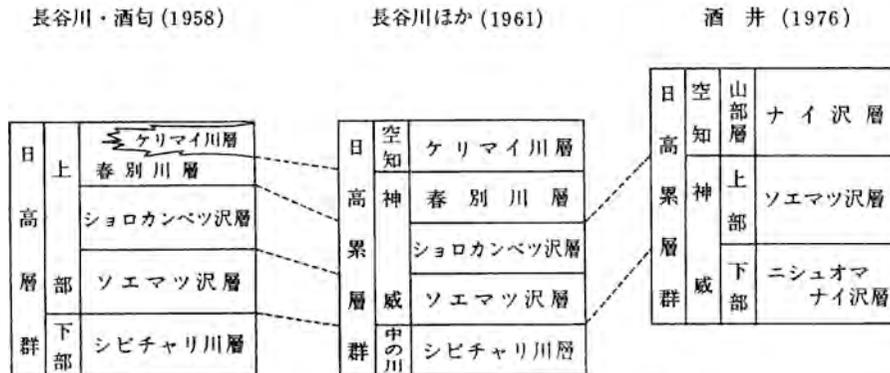
ニシュオマナイ沢累層は、北隣の神威岳地域内の元浦川上流のシュオマナイ川²⁾に模式的に発達する。

本累層は、大きく3地域に分かれて分布しており、これらの地域を記載の便宜上、東部地域 (NE)、中央部地域 (NC) 及び南部地域 (NS) と呼ぶ (第4図)。

本累層は、主として泥岩及び含礫泥岩からなり、砂岩、砂岩泥岩互層、緑色岩類、チャート及び石灰岩を伴う。泥岩は一般に黒色又は暗灰色で、千枚岩化しており、石英脈が発達している。3地域ごとに

2) 5万分の1地形図「神威岳」では、昭和32年5月30日発行のものはニシュオマナイ沢、昭和44年9月30日発行のものはシュオマナイ沢、そして最新の昭和53年12月28日発行のものではシュオマナイ川に変更されている。しかし、浦河宮林署の地形図ではニシュオマナイ沢(川)またはニセオマナイ沢(川)と呼称している。

第2表 日高帯に分布する



千枚岩化の程度が異なるが、それが最も強い地域でも、そこに介在する砂岩の砂粒は流動化していない。

含礫泥岩は、一般に砂粒大から径5-10cmの亜角礫-角礫を含み、まれに長径数-30mの岩塊を含むもので、基質は淘汰の悪いシルト岩ないしは砂質シルト岩である。礫又は岩塊は、大半が砂岩や泥岩などの堆積岩で、緑色岩やチャートは量的に少ない。含礫泥岩の礫の含有率は最大20%程度で、普通に見られるのは10%以下である。このような含礫泥岩は、海底地すべりによって形成されたと考える(以下に述べる含礫泥岩は、本累層だけでなく、ソエマツ沢累層のものもこの定義による)。

含礫泥岩は、礫が小さくかつ含有率が低いと泥岩と同様に千枚岩化しているが、礫が大きくなり含有率が高くなるにつれて千枚岩化が弱くなり、むしろ葉片状を呈すようになる。砂岩は、黒色ないし灰色の細-中粒砂岩で、連続性は良くない。砂岩泥岩互層は一般に砂岩優勢な級化互層で、単層の厚さは5-15cm程度である。緑色岩類は主としてソレイトの火砕岩からなるが、まれに同質の枕状溶岩やエピクラスティックなハイアロクラスタイト、チャート、石灰岩を含む。また、一部にアルカリ玄武岩のハイアロクラスタイトも分布する。緑色岩類は、その分布や産状から海底地すべり堆積物と考えられ、厚さの膨縮はあるが(数10-300m)良く連続し、良好な鍵層となっている。

本累層は広域変成作用を受けており、緑色岩には、次の変成鉱物を生じている。

epidote + chlorite + actinolite

epidote + actinolite + chlorite + albite

actinolite + epidote + chlorite + albite

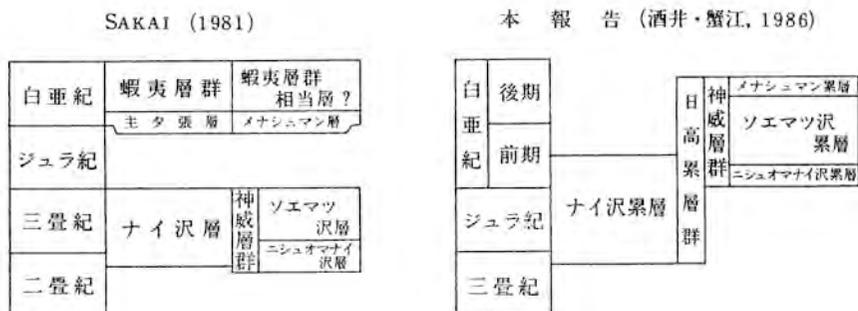
また、本累層から大型化石・微化石はともに未発見である。

以下に各地域ごとの地質を記載する。

東部地域

模式地のシュオマナイ川から西舎地域のメナシュマン川上流にかけての地域である(第2・4図)。東部地域のニシュオマナイ沢累層は、北北西-南南東走向で東へ50-90°傾斜しており、日高幌別川上流からソガベツ川上流にかけて一組の背斜・向斜構造が見られる。千枚岩化の程度は東部地域内でも異なり、シュオマナイ川やソエマツ沢など北方のほうがより強く、南方に向かって弱くなる傾向が認められる。

中生界の層序区分の対比



東部地域のニシユオマナイ沢累層の地質柱状図を第12図に示す。

最下部に緑色・赤色又は灰色の層状チャート(第11図)を伴う細粒のハイアロクラスタイトが分布する。層状チャートは、単層の厚さが2-3 cmで長径が数-20 mの、ブロック状又はレンズ状の岩体の集合である。その上位に泥岩及び含礫泥岩がのる。砂岩や砂岩泥岩互層は一般に薄く、厚くても数10 m程度である。東部地域での層厚は1,500 m以上である。

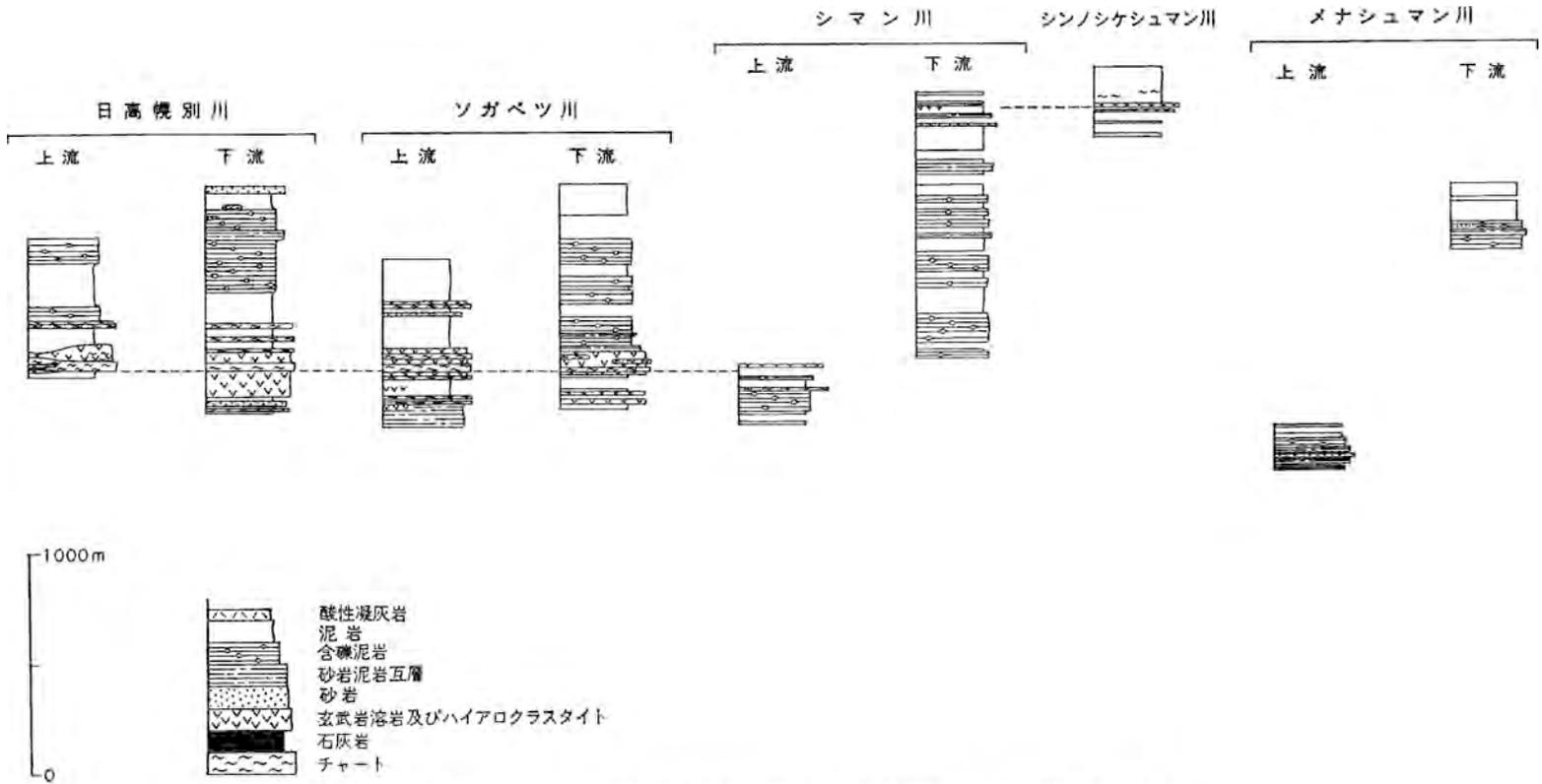
中央部地域

ルテンベツ川支流のルテンベツ2号川³⁾からメナシユマン川中流にかけての地域である。本累層の走向は、ルテンベツ川では北北西-南南東で、それ以南では北西-南東となり、50-90°東又は西に傾斜する。

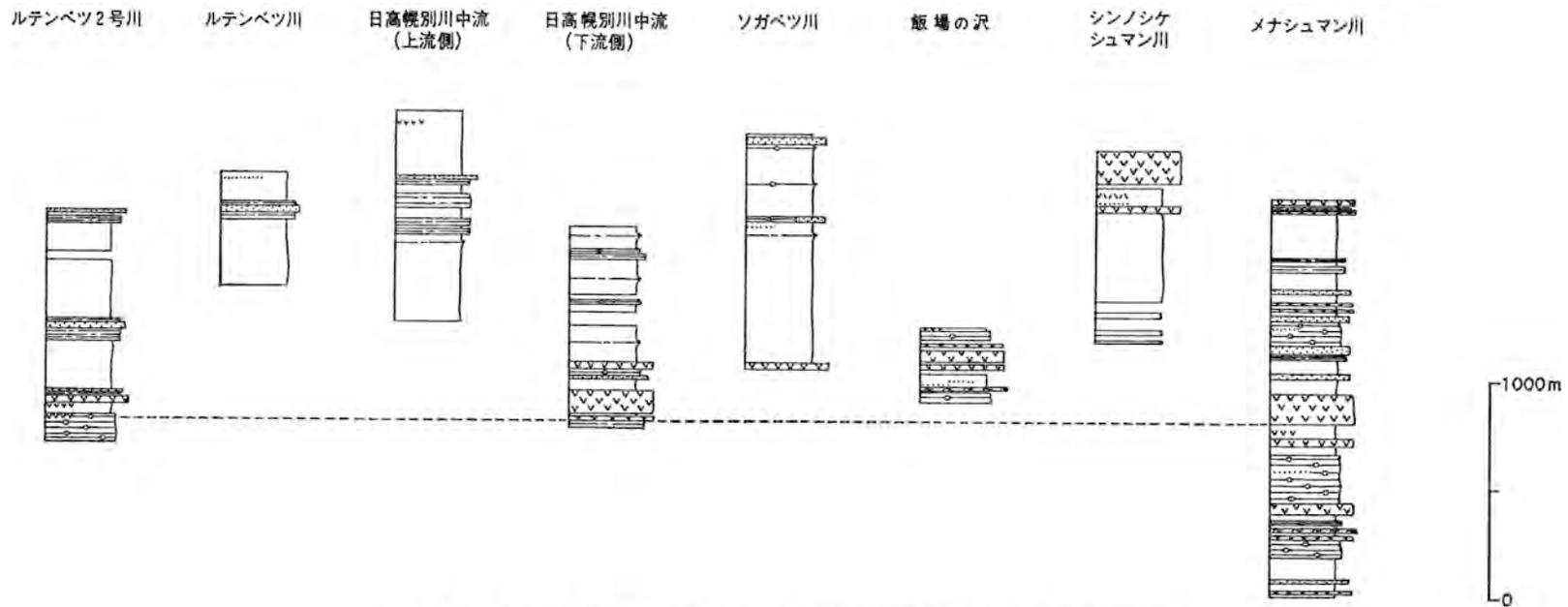


第11図 ニシユオマナイ沢累層中の緑色・赤色の層状チャート(ソガベツ川上流)

3) アメマス沢とも呼ばれる。



第 12 図 ニシュオマナイ沢累層の東部地域(NE)における地質柱状図 凡例は第 13・16 図と共通



第 13 図 ニシュオマナイ沢累層の中央部地域(NC)における地質柱状図 凡例は第 12 図を参照



第 14 図 エピクラスティックな構造を示すニシュオマナイ沢累層の玄武岩質ハイアロクラスタイト (シンノシケシュマン川)



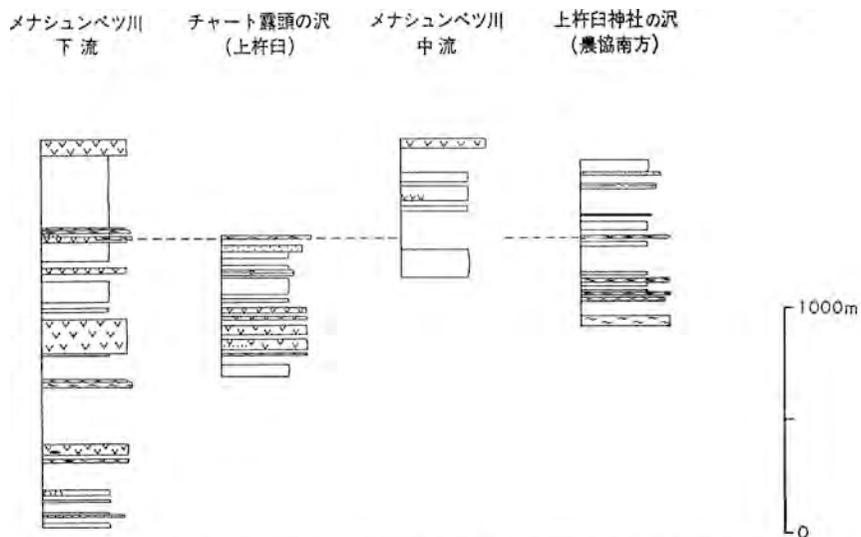
第 15 図 小褶曲をなすニシュオマナイ沢累層の砂岩泥岩互層 (ルテンベツ2号川)

中央部地域の地質柱状図を第 13 図に示す。本累層は主として泥岩・含礫泥岩からなる。最下部の薄いハイアロクラスタイト中には径約 50 cm の灰白色石灰岩塊が含まれる。中部と上部には厚さ 100 m 以上のハイアロクラスタイトが介在する。上部のハイアロクラスタイトでは、シンノシケシュマン川においてエピクラスティックなハイアロクラスタイト(第 14 図)が見られる。また同川においてはソレアイト

のみならずアルカリ玄武岩のハイアロクラスタイトも認められる。また、中央部地域は他地域と比べ、砂岩や砂岩泥岩互層が多く、ルテンベツ2号川によく発達している(第15図)。一方、この中央部地域には層状チャートはあまり分布しない。層厚は2,100m以上である。

南部地域

南部地域のニシュオマナイ沢累層の一般走向は北北西-南南東ないしは北西-南東で、 $50-90^{\circ}$ 東又は西に傾斜するが、東縁部のムコロベツ川流域では 40° 前後と多少傾斜が緩くなる。千枚岩化の程度は、3地域の中で、この南部地域が最も強い。南部地域のニシュオマナイ沢累層の地質柱状図を第16図に示す。本累層は、主として泥岩からなり、含礫泥岩は少ない。中・上部には、約200mと100mの厚さのハイアロクラスタイトを挟む。また、層状チャートも比較的多く介在し、上杵臼神社から南に入る沢には約80mの層厚の層状チャートが分布する。メナシュンベツ川と日高幌別川の合流点付近には、ハイアロクラスタイトに伴って、3-5mの厚さの灰色-灰白色石灰岩レンズが分布する。この石灰岩は完全に再結晶し、千枚岩となっている。他の2地域では中央部地域のメナシュンベツ川の径約50cmの石灰岩塊を除き、石灰岩の分布は知られておらず、この南部地域に特徴的である。層厚は約1,700m以上である。

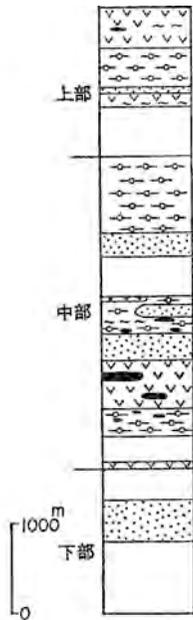


第16図 ニシュオマナイ沢累層の南部地域(NS)における地質柱状図 凡例は第12図を参照

以上述べたように、3地域に分布するニシュオマナイ沢累層は各地域内では緑色岩類が良好な鍵層となるが、3地域を対比するための鍵層は認められず、また、各地域ごとに岩相の特徴が異なるために、3地域間の層序対比は困難である。

III. 3. 2. 2 ソエマツ沢累層 (Se)

本累層の模式地は元蒲川上流地域の楡の沢合流点付近から上流でソエマツ沢中流までの地域である。ソエマツ沢累層は大きく4地域に分かれて分布している。すなわち東部地域(SE)、中央部地域(SC)、



第 17 図 ソエマツ沢累層の模式柱状図 凡例は第12図を参照

西部地域 (SW) 及び南部地域 (SS) である (第 4 図)。

本累層の模式柱状図を第 17 図に示す。また地質図では本累層は細分されていないが、記載の便宜上、下部・中部・上部に 3 分する。下部層は、わずかにチャートを含む含礫泥岩と泥岩からなり、約 300 m の厚さの淡緑灰色砂岩層を挟む。主として中央部地域に分布するほか、西部地域のシマン川上流からメナシュマン川上流にかけて分布する。厚さは 1,600 m 以上である。中部層は中央部地域・西部地域及び南部地域に分布し、含礫泥岩や緑色岩類を主とし、石灰岩やチャートの比較的大きな岩塊を含み、また約 200 m の厚さの淡緑灰色砂岩層を挟む。層厚は約 3,400 m である。上部層は南部地域にのみ分布し、比較的礫を含まない泥岩に始まり、次第に上方に緑色岩類やチャート、石灰岩を含むような海底地すべり堆積物が増加する。岩塊の大きさは中部層のものに比べ小さい。層厚は、約 1,700 m 以上である。本累層の泥岩・含礫泥岩は黒色 - 暗灰色で、一般に剪断されて葉片状になっている。また中部に介在する石灰岩・チャートを伴う緑色岩類は、西舎地域から北隣の神威岳地域にかけて良く連続し、良好な鍵層となる。これは均質なものではなく、泥岩を挟んだりブロック状をなしたりし

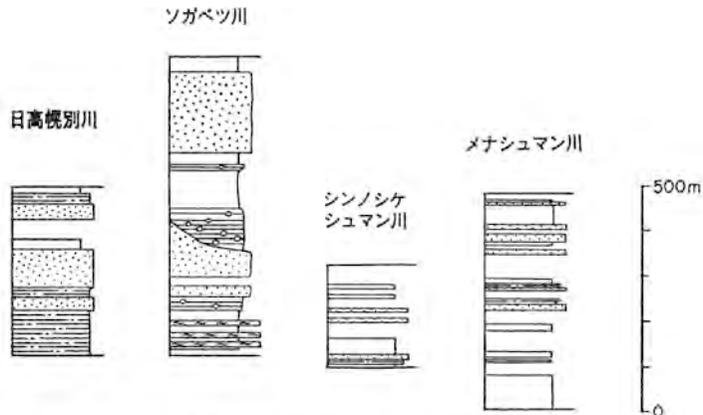
ており、またエピクラスティックなものも存在する。更には、三疊紀後期のコノドントを含む石灰岩の異地性岩塊を含み、この石灰岩含有層準から 700-800 m 下位の泥岩からは白亜紀前期の放射虫を産する (君波ほか, 1985; 本報告)。以上のことからこの緑色岩類は海底地すべり堆積物と考えられる。

本累層は広域変成作用を受けており、緑色岩には次の変成鉱物を生じている。

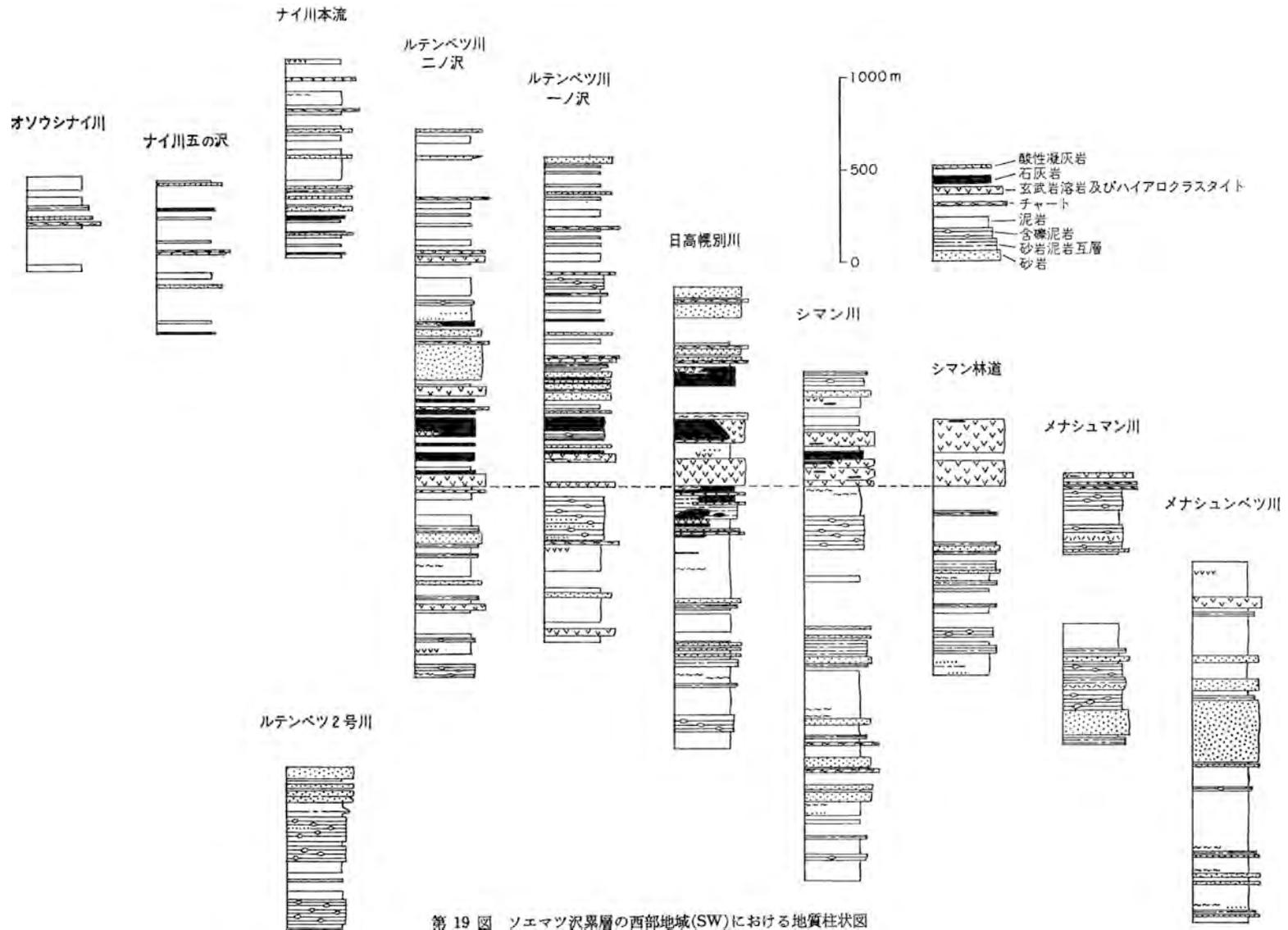
chlorite + epidote + albite

epidote + chlorite

chlorite + epidote + albite + calcite



第 18 図 ソエマツ沢累層の中央部地域 (SC) における地質柱状図 凡例は第 19 図を参照



第 19 図 ソエマツ沢累層の西部地域(SW)における地質柱状図

chlorite + epidote + prehnite + calcite + albite

全体の層厚は6,700 m以上である(第17図).

以下, 各地域ごとに記載する.

東部地域

東部地域には, 主として含礫泥岩からなり, 淡緑灰色細-中粒砂岩, チャート, 緑色岩類の薄層ないしは岩塊を挟在する地層が分布する. 全体に強く破碎されていて, 泥岩部は赤焼けしている. 西舎地域では走向・傾斜はばらつくが, 北隣の神威岳地域の元浦川上流では西に40-50°の傾斜を示し, 神威層群の構造としては特異である. しかし, 砂岩が淡緑灰色であることや, 砂岩組成の特徴からこの地層をソエマツ沢累層に含めた. この東部地域に分布する地層が, 本累層のどの層準のものかは不明である.

中央部地域

中央部地域には, 主に淡緑灰色中-粗粒砂岩と砂岩泥岩互層及び泥岩が分布し, 含礫泥岩は少ない. 地質柱状図を第18図に示す. 日高幌別川では, 砂岩及び砂岩泥岩互層からなり泥岩を伴うが, メナシユマン川では泥岩の方が多くなり, 砂岩や砂岩泥岩互層は薄くなる. また, ソガベツ川には含礫泥岩の卓越する地域があり, ここでは含礫泥岩中に, チャート(幅2-3 m)や灰色中粒砂岩(径約30 m)の岩塊を含む.

ソガベツ林道沿いに露出する泥岩中の珪質部(GSJ-R33413)から, 白亜紀前期の放散虫が産出した(地質図の化石産地4).

Thanarla conica

Pseudodictyomitra puga

Alievium sp.



第20図 ソエマツ沢累層の含礫泥岩(メナシユマン川中流) 礫は砂岩・チャート・玄武岩質ハイアロクラスタイト

Pantanellium corriganensis

Archaeodictyomitra sp.

Acaniotyle diaphragona

Dictyomitra sp.

以上の事実及び砂岩組成の特徴から、この中央部地域にはソエマツ沢累層下部層が分布すると考えられる。

西部地域

本累層の下部から中部の地層が分布する。西部地域の北方延長は本累層の模式地である元浦川上流ソエマツ沢に連続する。西部地域の地質柱状図を第19図に示す。含礫泥岩(第20図)を主とし、下部と中部に淡緑灰色中粒-粗粒砂岩を、中部に厚い石灰岩体を含む緑色岩類を挟む。日高幌別川のルートマップを第21図に示す。ルートマップを示した地域は石灰岩の大規模な岩体が分布し、緑色岩類も厚い。この層準の北方延長はルテンベツ川を経て元浦川に達するが、そこでは両岩相ともに厚さを減じ、石灰岩は数-30mのレンズ状岩体となり、また緑色岩類の厚さも数10mに減じる。一方、南方にはシマン川に連続し緑色岩類の発達は良好であるが、石灰岩は数-10m規模のレンズ状岩体となる。

この層準の石灰岩は大半が灰色の多少再結晶したミクライトである。勘米良・小畠(1972)はルテンベツ川二の沢から数%以下の海ユリ破片のほかごく少量の有孔虫・石灰藻・ウニ類の刺、まれに巻貝破片(合わせて1%以下)を含み、粗粒 *sparite* 基質を持つ *oosparite* を報告している。また、猪郷ほか(1980)は同じくルテンベツ川二の沢の2地点の石灰岩から、三疊紀ノーリアンを示す *Epigondolella permica*, *Epigondolella bidentata* を報告している(地質図の化石産地5)。

一方、ルテンベツ林道始点付近の黒色泥岩(GSJ-R33416)から保存不良であるが、*Tanarla conica* などの白亜紀型の放散虫が産している(地質図の化石産地6)。また、君波ほか(1985)もほぼ同じ層準から白亜紀前期の放散虫を報告している。

南部地域

フレベツ川から様似川中流にかけての地域で、本累層の中部から上部が分布する。南部地域の地質柱状図を第22図に示す。

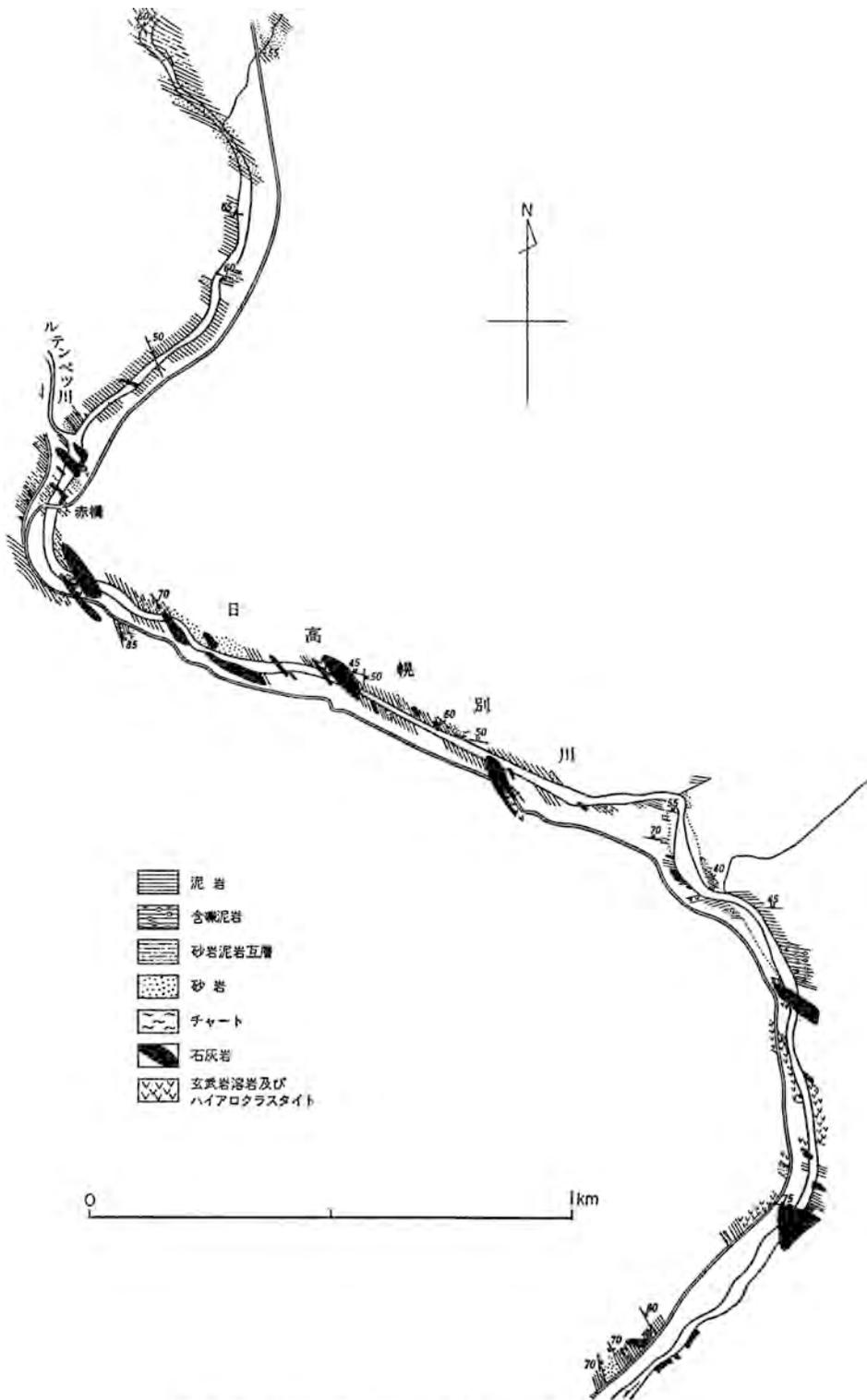
中部の緑色岩類と石灰岩・チャートの層準は、南部地域では、緑色岩類が非常に少なくなり、また石灰岩の規模も小さくなるのに対し、チャートは厚くなる。上部層は向別川上流からフレベツ川の支流にかけての地域と様似ダム付近の林道沿いに分布しており、一般に粗粒砂-細礫大のクラストを含む泥岩からなり、しばしば厚さ10-20cmの酸性凝灰岩薄層を挟み、またハイアロクラスタイト及びチャートの数mの岩塊を不規則に介在する。最上部はハイアロクラスタイト及びチャートからなり、上限はレダトイ-岡田衝上断層で切られて不明である。

様似ダム上流の林道沿いに露出する泥岩に挟まれる珪質泥岩(GSJ-R33418)から、白亜紀後期を示す放散虫が産出した(地質図の化石産地7)。

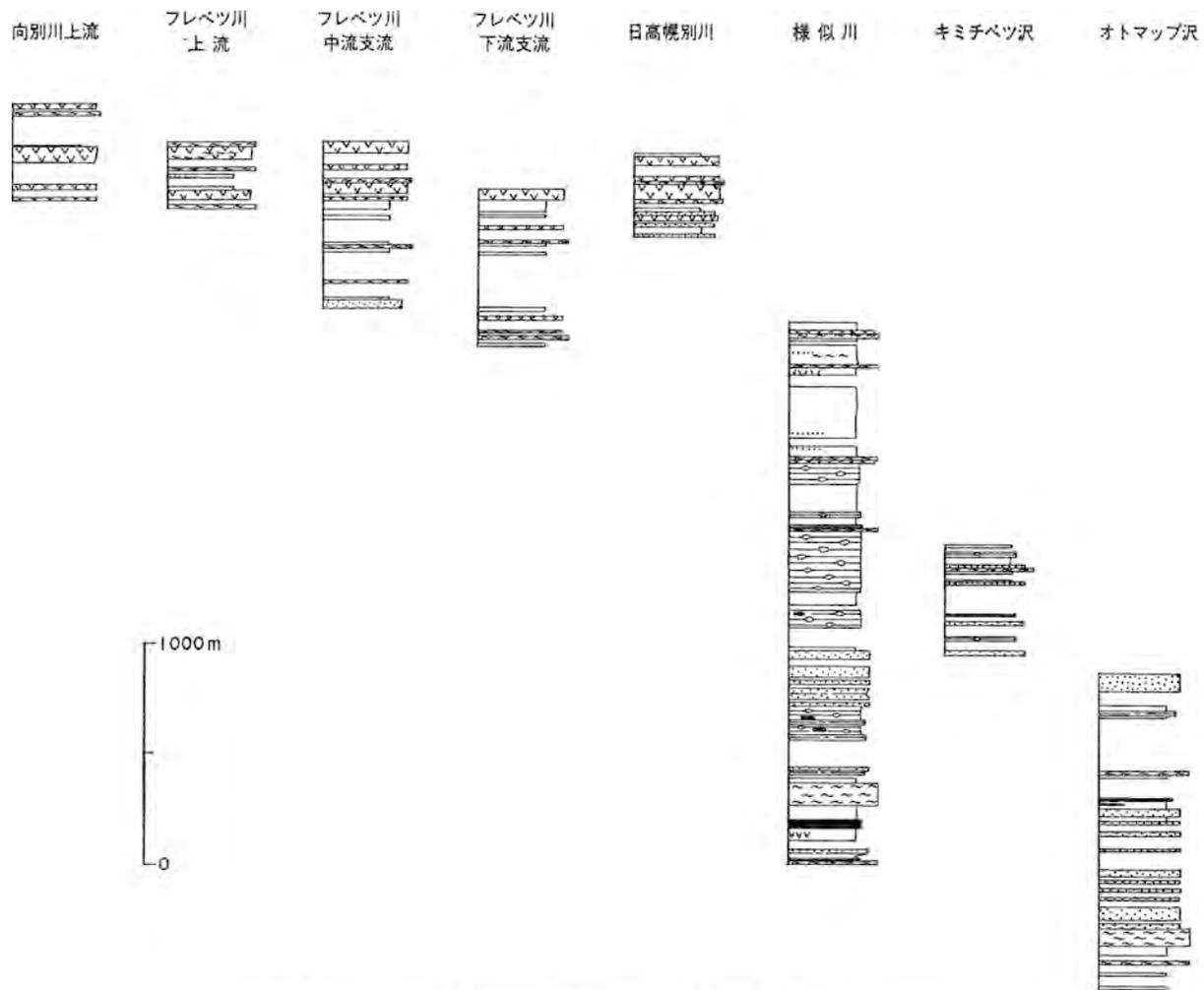
Amphipyndax stocki

Theocampe sp.

Archaeodictyomitra sp.



第 21 図 日高橋別川中流におけるソエマツ沢果層のルートマップ



第 22 図 ソエマツ沢累層の南部地域(SS)における地質柱状図 凡例は第 19 図を参照

Dictyomitra sp.

Diacanthocapsa sp.

Ⅲ. 3. 2. 3 メナシュマン累層 (Mn)

メナシュマン累層は、西舎地域北東部のルテンベツ川中流域からメナシュマン川中流域にかけて北西-南東方向の断層に挟まれて、500 m - 1 km の幅で狭長に分布する。その北方延長は元浦川上流ソエマツ沢の支流ブッカシナイ川に至る。本累層はメナシュマン川中流からメナシュマン林道沿いに模式的に発達する。また、ソガベツ川の支流にも良く発達している。本累層の地質柱状図を第23図に示す。

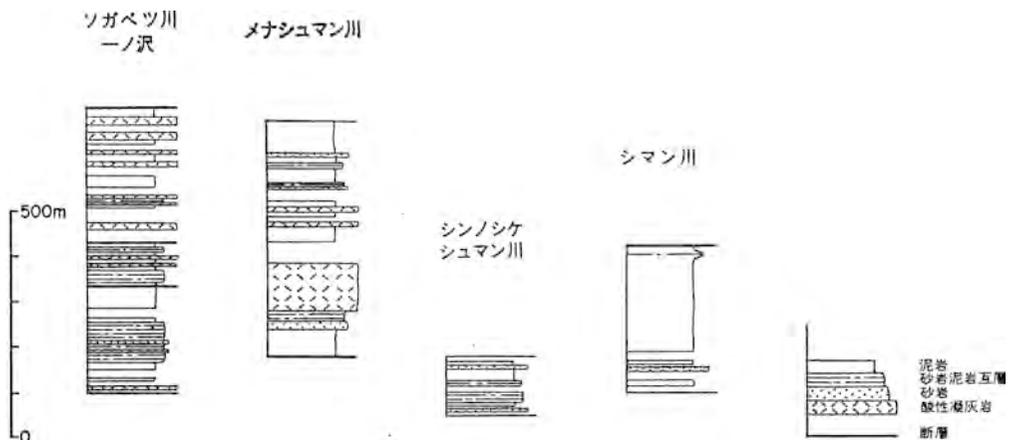
本累層は酸性凝灰岩を頻繁に挟む泥岩を主とし、砂岩泥岩互層・砂岩を伴う。泥岩は、暗灰色で頁岩質であり、神威層群の他の2累層中の泥岩のような千枚岩化や葉片状化はしていない。また、石英や方解石などの脈に貫かれることもまれである。酸性凝灰岩は20cm から約20 m の厚さで、緑灰色-灰色、緻密堅硬で、珪質な部分はチャート様を呈する場合がある。砂岩泥岩互層は砂岩優勢互層から泥岩優勢互層まで変化するが、単層の厚さは一般に5 -10cm である。

模式地やソガベツ川のソガベツ橋上流の一ノ沢には、上記の特徴ある地層が分布しているが、シマン川からシンノシケシュマン川にかけての地域に分布する本累層は砂岩泥岩互層・泥岩・砂岩からなっている。このような川ごとの岩相の違いは、本累層が、走向方向にやや斜交する断層で東西両側を切られることや、分布の幅が狭いことから、川ごとに異なる層準が露出していることによると考える。

層厚はメナシュマン川で500 m 以上である。

Ⅲ. 3. 3 砂岩組成

本地域の日高累層群に含まれる砂岩の組成を検討した。使用した試料は中粒-粗粒砂岩で、厚さ数10 cm 以上の砂岩単層から採取した。これらの砂岩から薄片を作製し、カリ長石の染色後、一枚の薄片につ



第23図 メナシュマン累層の地質柱状図

き 1200-2000 点のポイントカウンティングにより、主要成分のモード分析を行った。なお、本累層群の砂岩は程度の差はあれ粒子が破碎されているため、粒度分析は行わなかった。

砂岩の主要成分を、鉱物片(石英・カリ長石・斜長石・その他の鉱物)、岩片(深成岩・火山岩・変成岩・堆積岩)及び基質の9成分に分け容量比を求めた。また、日高累層群の砂岩は火山岩片が特徴的であるので、それを更に酸性・中性・塩基性の3成分に分けた。以上のような方法でモード分析を行った砂岩試料は、ナイ沢累層 10、神威層群のニシュオマナイ沢累層 26、ソエマツ沢累層 71、メナシュマン累層 12、総計 119である。

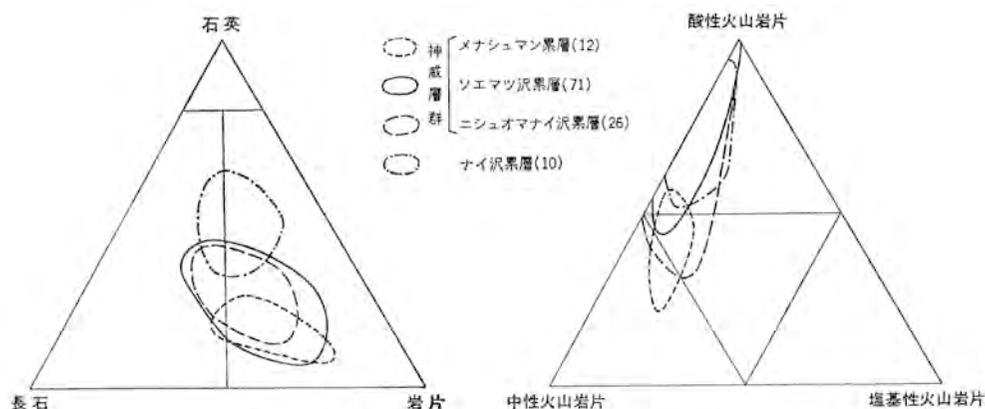
これらの砂岩の基質は11-31%で、ニシュオマナイ沢累層の砂岩がすべてワッケである以外はアレナイトワッケである。また、大部分は石質砂岩であるが一部は長石質の領域に入る(第24図)。

ナイ沢累層の砂岩は 31.5-61.6%(平均 44.8%)の石英を含む。一方、神威層群の砂岩中に含まれる石英は、ニシュオマナイ沢累層 11.2-39.0%(平均 21.5%)、ソエマツ沢累層 6.9-39.5%(平均 21.3%)、メナシュマン累層 7.7-24.5%(平均 16.5%)であり、ナイ沢累層の砂岩に含まれる石英の半分以下である。長石は全体にカリ長石が少なく、カリ長石/長石類比で一定の傾向はみられない。また岩片の平均含有量は、ナイ沢累層では24.7%でその約半分が火山岩、神威層群の各累層では下位からそれぞれ42.7%、44.8%、45.2%で、その約3分の2が火山岩である。神威層群の砂岩は、岩片量特に火山岩片の量がナイ沢累層のものに比べ多い。以上の諸点でナイ沢累層と神威層群の砂岩は大きく異なる。

また、火山岩片では、塩基性火山岩をほとんど含まないのが特徴で、一般には酸性火山岩が大半を占めるが、メナシュマン累層のみ中性火山岩が多い(第24図)。

各累層ごとの特徴をみると、ニシュオマナイ沢累層の砂岩は比較的安定した組成を示し、バラつきが少ないが、地域ごとの違いがみられる。すなわち、東部地域及び中央部地域の砂岩は、石英が20%前後であり、火山岩片は約30%を占めるのに対し、南部地域のものは測定数は少ないが、石英は30%前後で火山岩片は約20%であり、石英の量の差だけ前者の火山岩片中の中性火山岩の量が増加している。

ソエマツ沢累層の砂岩は下部から上部に向かって組成の定向的な変化がみられる(第25図)。すなわ



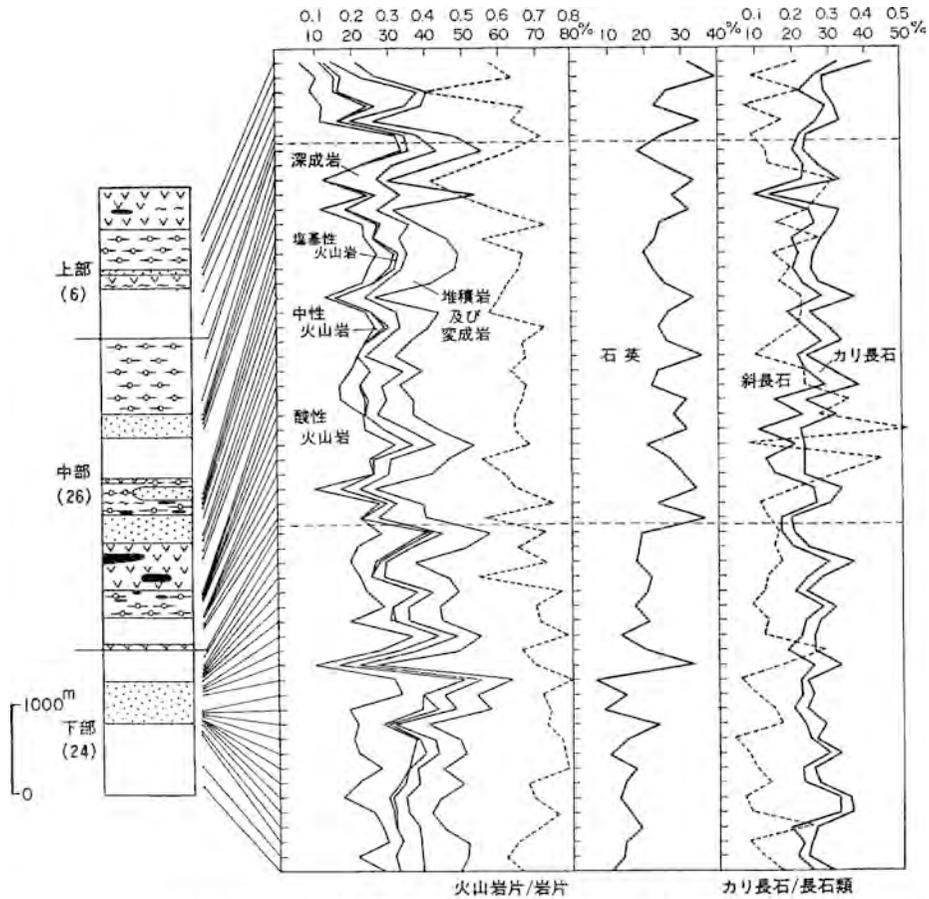
第 24 図 ナイ沢累層及び神威層群の砂岩組成 ()の数字は測定個数

ち、石英は約15%から約30%へと増加するのに対し、岩片は約50%から30%に減少する。岩片の量的変化は、火山岩片の変化にほぼ対応し、下部から中部に向かっては中性火山岩の減少に、中部から上部へは中性火山岩は増加するが、それに倍する酸性火山岩の減少に起因している。

メナシュマン累層の砂岩は、石英が平均16.5%と他の累層と比べて少なく、一方、岩片の平均含有量は45.2%と最も多い。また、岩片の3分の2を火山岩が占めるのは神威層群の砂岩共通であるが、火山岩のうち40-60% (平均47%) を中性火山岩が占めるという特徴がある(第24図)。

本地域の神威層群の砂岩は、火山岩片に富むことや、岩片や鉱物片の種類において、日高変成帯東側に分布する中の川層群のもの(紺谷, 1980)と類似している。両層群における構成要素の量的な違いは堆積した位置の違いと考えられ、堆積物の供給源は東方に推定されている(紺谷・酒井, 1980)。

一方、時代的にほぼ対応する神居古潭帯の蝦夷累層群を構成する堆積物は、古流向などから主に西方から供給されたことが明らかになっている(田中・角, 1981)。蝦夷累層群の砂岩は、一般的には石質ワッケ-アレナイトで、岩片としての堆積岩・花崗岩類・ホルンフェルス及び塩基性火山岩類は下部蝦夷層群と中部蝦夷層群に多く、安山岩ないし流紋岩などの火山岩は上部蝦夷層群と函淵層群に多いこと



第 25 図 ソエマツ沢累層の砂岩組成 模式柱状図の()の数字は測定個数

が知られている (MATSUMOTO and OKADA, 1971). このような蝦夷累層群の砂岩の特徴は明らかに日高累層群の砂岩のそれと異なっており, それは両者の供給源での地質構成の違いを示唆している.

III. 3. 4 対 比

ここではナイ沢累層と神威層群について, 他の地域のそれぞれの相当層との対比を試みる.

ナイ沢累層は主として緑色岩類からなる地層で, 石灰岩から産出するコノドント (猪郷ほか, 1974) や 蘇虫 (杉山, 1941; SAKAGAMI and SAKAI, 1979) から, その時代は三疊紀後期と考えられた. 今回, 本累層の含礫泥岩の泥質基質 (地質図の化石産地 3) から白亜紀の放散虫が産出したことにより, 白亜紀の海底地すべり堆積物の存在が明らかになった. しかし, 西舎地域のナイ沢累層中において, 海底地すべり堆積物は量的に非常に少なく, 大部分は緑色岩類である. すなわち, ナイ沢累層は, 三疊紀後期の石灰岩を含む緑色岩類が主体をなすと考えられる.

ナイ沢累層と同様な特徴を持った地層は, 日高西縁構造帯に分布しており, 北は旭川北方の比布や当麻地域まで追跡できる. これらの地層は, 石灰岩やチャートから二疊紀-三疊紀の紡錘虫やコノドントを産出する (猪郷ほか, 1974; HASHIMOTO *et al.*, 1975; 猪郷ほか, 1980) ことから, 二疊紀から三疊紀にわたって形成されたと考えられてきた. 最近, ISHIZUKA *et al.* (1984) や加藤ほか (1984) によって, 比布や当麻地域の地層の泥質基質から白亜紀前期の放散虫が報告されており, 二疊紀・三疊紀化石を含む石灰岩や三疊紀のチャートは異地性岩塊であると考えられている. このように, 日高西縁構造帯に異地性岩塊を含む前期白亜紀の海底地すべり堆積物が分布することは間違いない. しかし, 二疊紀・三疊紀の化石を含む地層がすべて異地性岩塊かどうかはまだ明らかでない.

また, 日高西縁構造帯に属する千呂露川流域では, その西縁において緑色岩類の上位を主々張層相当 (前期白亜紀) の千呂露層が非整合に覆うことが知られている (KIMINAMI and KONTANI, 1984).

西舎及び神威岳地域の神威層群は, 岩相の類似性や砂岩組成の特徴などから, 日高変成帯東側の中の川層群と同時異相と考えられ, 堆積物の供給源は東方に推定された (紺谷・酒井, 1978, 1980). また, ソエマツ沢累層中部の石灰岩から三疊紀後期を示すコノドントが産出している (猪郷ほか, 1980). 今回産出した放散虫から, ソエマツ沢累層の時代は少なくとも白亜紀の前期から後期にわたることが明らかになった. また, ソエマツ沢累層中部の三疊紀後期石灰岩は, 白亜紀前期の海底地すべり堆積物中の異地性岩塊であることも分かった. 同様な時代の異地性岩塊を含む海底地すべり堆積物は, 北海道中央部の神威層群相当層から報告されている (岩田ほか, 1982, 1983). これら三疊紀の化石を含む石灰岩の供給源は, より東方にその分布がみられないことから, 現状では日高西縁構造帯の緑色岩類分布地域に求めることが最も妥当である.

一方, 日高西縁構造帯の西方の神居古潭帯に分布する蝦夷地向斜を構成する空知層群上部層や蝦夷累層群中から, 異地性岩塊を含む大規模な海底地すべり堆積物は報告されておらず, そのような堆積物は日高帯に特徴的である.

以上のことから, 日高西縁構造帯は神居古潭帯に分布する正常なフリッシュ相を主とする白亜系と, 日高帯の海底地すべり堆積相を挟む白亜系堆積物との境をなす地帯であり, 一部は神威層群への異地性岩塊の供給源となったと考えられる. 君波・紺谷 (1984) や君波ほか (1985) は, 日高西縁構造帯を砂岩組

成(紺谷・君波, 1983)や放散虫化石による時代の検討(紺谷ほか, 1982), また千呂露層との非整合関係(KIMINAMI and KONTANI, 1984)などから神居古潭帯に含める地帯区分の変更を提案しているが, 堆積相の違いを考慮すれば従来どおりの地帯区分で良く, また層序的にも本帯の緑色岩類, すなわちナイ沢累層と空知層群とを区別することが妥当と考えられる。

III. 4 地質構造

西舎地域の日高帯の地質構造は, 主要な走向方向の衝上断層に規制されて, 帯状構造を呈するのが特徴である。それらは東から日高変成帯主帯(小松ほか, 1979)・日高前縁褶曲帯及び日高西縁構造帯(橋本ほか, 1961)と呼ばれる。本地域の地層は一般に北北西-南南東走向で, 東に急斜するが, 各帯により傾斜の方向は多少異なる。主要な断層としては日高主衝上断層, レダトイ-岡田衝上断層, ニタラチ-オシヨロベツ衝上断層があり(第4図), これらは各帯の境界断層でもある。

日高主衝上断層は, 静内川上流以北では日高変成帯の主帯と西帯との境をなす断層で, 元浦川上流のシュオマナイ川以南では, 変成帯西帯を欠いて直接変成帯主帯と非変成堆積岩の神威層群が分布する日高前縁褶曲帯との境をなす断層となる。本地域ではこの断層は露頭では確認されていないが, 変成岩類の分布から北北西走向で東に急斜していると推定される。この断層に伴って変成帯側では幅広い範囲にマイロナイト化が起り, 一方西側の神威層群ソエマツ沢累層の東部地域は著しく破碎されている。

レダトイ-岡田衝上断層は, 北方へは神威岳地域のイベツ-レダトイ構造線(長谷川・酒匂, 1958)に連続する。この断層は本地域では, 日高前縁褶曲帯と日高西縁構造帯との境をなし, 超苦鉄質岩類の進入を伴う特徴を持つ。

ニタラチ-オシヨロベツ衝上断層は, 日高西縁構造帯と神居古潭帯との境をなす断層である。この断層は各地で確認され, 北北西-北西走向で北東へ40-60°傾斜している。

これらの主要な衝上断層以外にも, 各帯の中に様々な規模の衝上断層が発達しており, この地域の地質構造を複雑にしている。また, これらの帯状構造を切って北西-南東方向の断層が認められる。この断層はメナシュマン累層や新第三系の上杵臼累層の分布を規制する性格を持つ(第4図)。

以下に各帯ごとの地質構造の特徴を述べる。

日高変成帯主帯では, マイロナイト帯と角閃岩分布地域とで地質構造が異なる。すなわち, マイロナイト帯では一般走向が北北西で東に急斜するのに対し, 角閃岩はマイロナイトとの境界断層付近では北東に急斜するが, 主帯は北西-西北西走向で北東に緩く傾斜する。

日高前縁褶曲帯には神威層群が分布する。神威層群は, 一般走向は北北西-南南東ないし北西-南東方向であるが, 各累層の間に褶曲構造の違いが認められる。ニシュオマナイ沢累層は, 北東又は南西に60°以上で急斜する同斜褶曲ないしはわずかに翼の開いた正立褶曲をなす。また本累層中の砂岩泥岩互層は, ルテンベツ川支流アメマズ沢でみられるように, 半波長が50-200 m程度の褶曲をなすことが多い。一方, ソエマツ沢累層は, 東部地域のみが西傾斜を主とするほかは, 各地域内で北東に急斜する同斜褶曲を形成しており, 西方に向かってより上位の地層が分布する。メナシュマン累層は, 北東に急斜する同斜褶曲を形成している。

日高西縁構造帯のナイ沢累層は、鍵層が存在しないため明確ではないが、逆転層は認められないので開いた褶曲を形成していると考えられる。

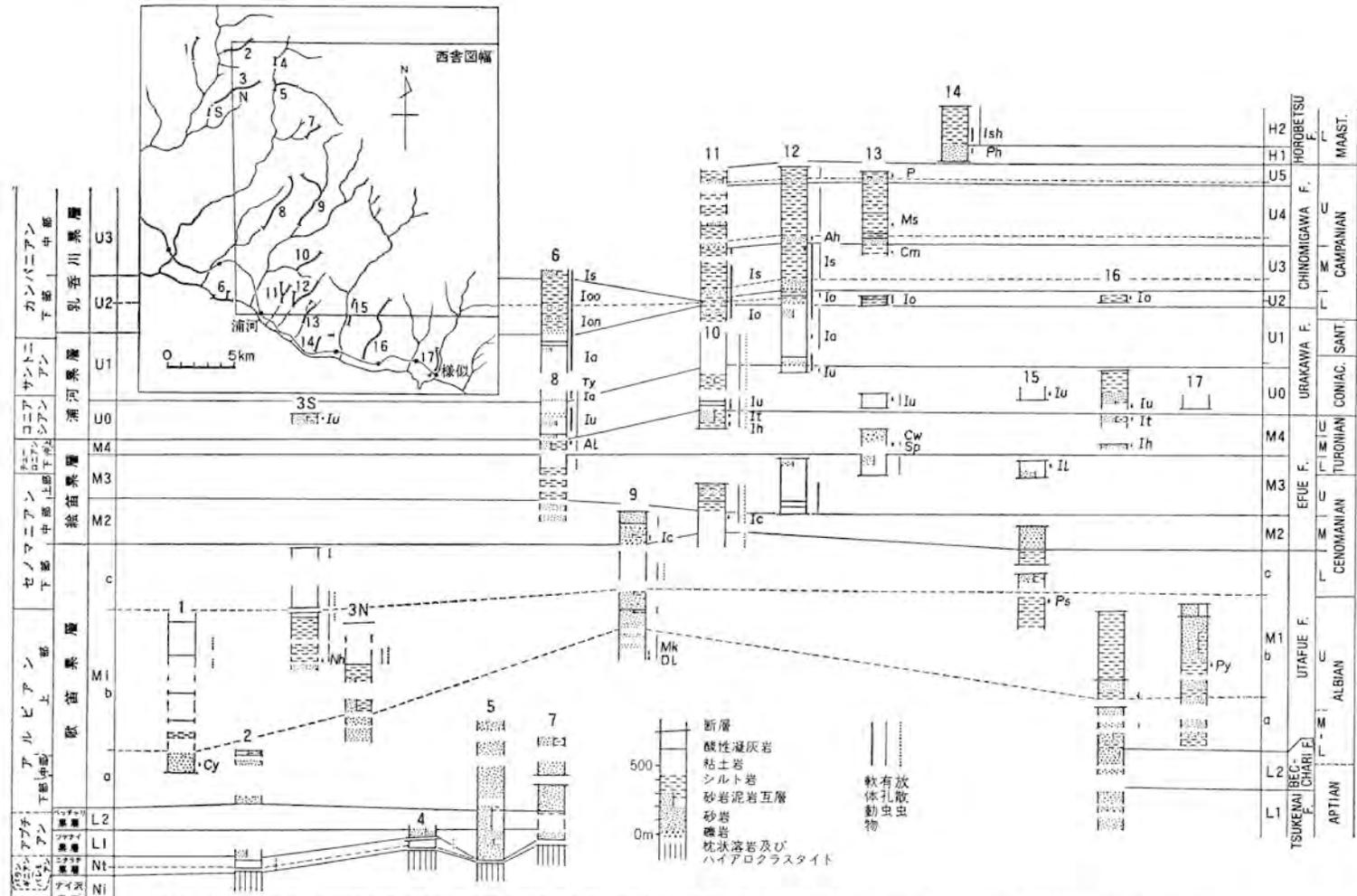
IV. 神居古潭帯の中生界

西舎地域の南西半部は神居古潭帯に属し、その南東縁部に位置する。そこには、空知層群のニタラチ累層と蝦夷累層群(OKADA, 1983)が分布している(第3表, 第4図, 第26図)。

第3表 神居古潭帯の白亜系総括表 * は南隣の浦河図幅地域に分布

時代	地層区分		歌笛ブロック	浦河ブロック	様似ブロック	
マスト リヒチアン 前	函 渕 層 群	幌別累層	H2	250 + m		
			H1	350 + s		
カン パ ニ ア ン 後 上 部 中 前	上 部 蝦 夷 層 群	乳 呑 川 累 層	U5	120 + m, s		
			a	0-35 s		
			U4	300-400 m		
			b	0-50 s, a, c		
			a	250-500 m, c		
			U3	75 s		
サン ト ニ ア ン	群	浦 河 累 層	U2	40-200 m	50 + m	
			a	6-200 m, s, c		
コ ニ ア シ ア ン			U1	440 m, a		
			a	0-8 s, c		
			U0	40 + s, a	230-500 m, a	340 m, s, a
チ ロ ニ ア ン 後 中 部 前	中 部 蝦 夷 層 群	絵 笛 累 層	M4	150-330 m, s, a, c	250 + m, s, a	
セ ノ マ ン 中			M3	m	200-800 m, s, a	200 + m, a
前			M2	60 + m, c	100-200 m, s, c	150 + c
ア ル ビ ン 後	下 部 蝦 夷 層 群	歌 笛 累 層	c	450 + m, a	200-300 m	300 m, a
			M1	b 700-730 + m	300-380 s, a	600 + m, s, a
			a	420 + s	300 + m, s, a	400 s
ア ブ ア チ ン	下 部 蝦 夷 層 群	ベ ン チ ェ ツ ケ ナ 累 層	L2	200 m	150 + m	300 s
			L1	50 a	20-200 + s	300 + s
バ レ ミ ア ン ー バ ラ ン ギ ニ ア ン	空 知 層 群	ニ タ ラ チ 累 層	Nt2	60 m, s, a	60 m	
			Nt1	100 + m	110 + m	
日 高	累 層 群		ナ イ 沢 累 層			

—— 軟体動物 ——— 有孔虫 - - - - - 放散虫
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 26 図 空知層群・蝦夷奥層群の地質柱状図及び軟体動物・有孔虫・放射虫化石産出層準 有孔虫は MAIYA and TAKAYANAGI(1977), 放射虫は TAKETANI(1962)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. sakalavum*, Dl: *Desmoceras cf. latidorsatum*, Mk: *Mortoniceras cf. kiliani*, Ps: *Puzosia subcorbarica*, Sp: *Scaphites planus*, Cw: *Collignoniceras woolgari*, Al: *Anagaudryceras limatum*, Py: *Plesiotexanites yezoensis*, Cm: *Canadoceras multicostratum*, Ms: *Metaplacentoceras subtilistriatum*, P: *Patagiosites sp.*, Ph: *Pachydiscus hidakaensis*, Py: *Pterotrigonia aff. yokoyamai*, Ah: *Apiotrigonia hetonaiana*, Ic: *Birostrina costatus*, Il: *Mytiloides labiatus*, Ih: *Inocreaemus hobetsensis*, It: *I. teshioensis*, lu: *I. uwajimensis*, Ia: *I. amakusensis*, Io: *Sphenoceras orientalis*, Ion: *S. orientalis nagaai*, Ioo: *S. orientalis orientalis*, Is: *S. schmidti*, Ish: *Inocerasmus shikotanensis*

IV. 1 研究史

西舎地域と西隣の三石及び南隣の浦河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と著名であって、古くはYOKOYAMA(1890)及びJIMBŌ(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。

第二次大戦後、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。

本地域に分布する空知層群は、従来下部蝦夷層群又はナイ沢累層に含められていたが、蟹江ほか(1981)により初めて区分された。

IV. 2 空知層群

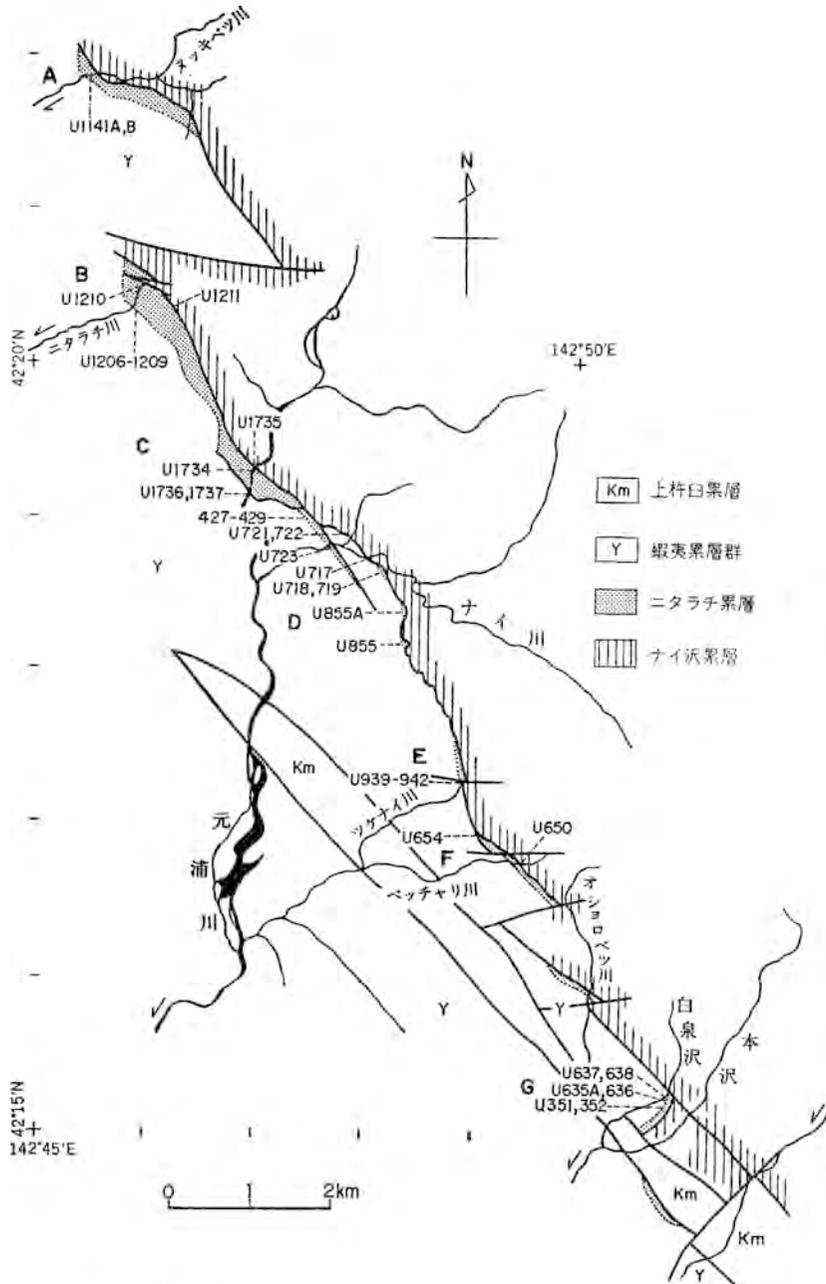
空知層群は、佐々ほか(1943)・橋本 亘(1953)により空知川流域を模式地として定義された。長谷川 潔ほか(1961)は日高累層群3層群中の上部層群とした。本報告では、先に述べた理由から日高累層群に含めず独立した層群として取り扱う。本層群は下位から山部層と主夕張層に分けられる(橋本 亘, 1955)。本図幅地域には主夕張層に相当するニタラチ累層が分布する。

IV. 2. 1 ニタラチ累層(Nt1, Nt2)

蟹江ほか(1981)の命名による。模式地は、北隣の神威岳図幅地域鳧舞川支流のニタラチ川である。本累層の分布を第27図に、地質柱状図を第28図に、模式地のニタラチ川中流のルートマップを第29図に示す。本累層の下限はニタラチ-オショロベツ衝上断層で切られて不明であり、一方、上位の下部蝦夷層群に整合に覆われる。本累層は下位からNt1部層とNt2部層に分けられる。模式地での層厚はNt1部層が100 m+, Nt2部層が60 mである(第28図)。本累層の珪質泥岩から保存良好な放散虫化石が得られた(第4表)。この群集は、FOREMAN(1975)の*Sethocapsa trachyostraca*帯、PESSAGNO(1977)の*Obesacapsula rotunda*帯やSCHAAP(1981)の*Dibolachras tythopora*帯の群集に類似し、その時代は白亜紀前期のバランギニアン-パレミアンに当たる。

Nt1部層

西舎地域内では、本部層は元浦川中流西岸とベツチャリ川支流に分布する。元浦川中流左岸のルートマップを第30図に示す。ここでは、本累層は珪質凝灰岩を挟む粘土岩からなる。本部層は東方に分布するナイ沢累層とは断層関係で接し、元浦川西岸では本部層がナイ沢累層の枕状溶岩と走向NW、傾斜60°Eの逆断層で接するのが見られる(第31図)。



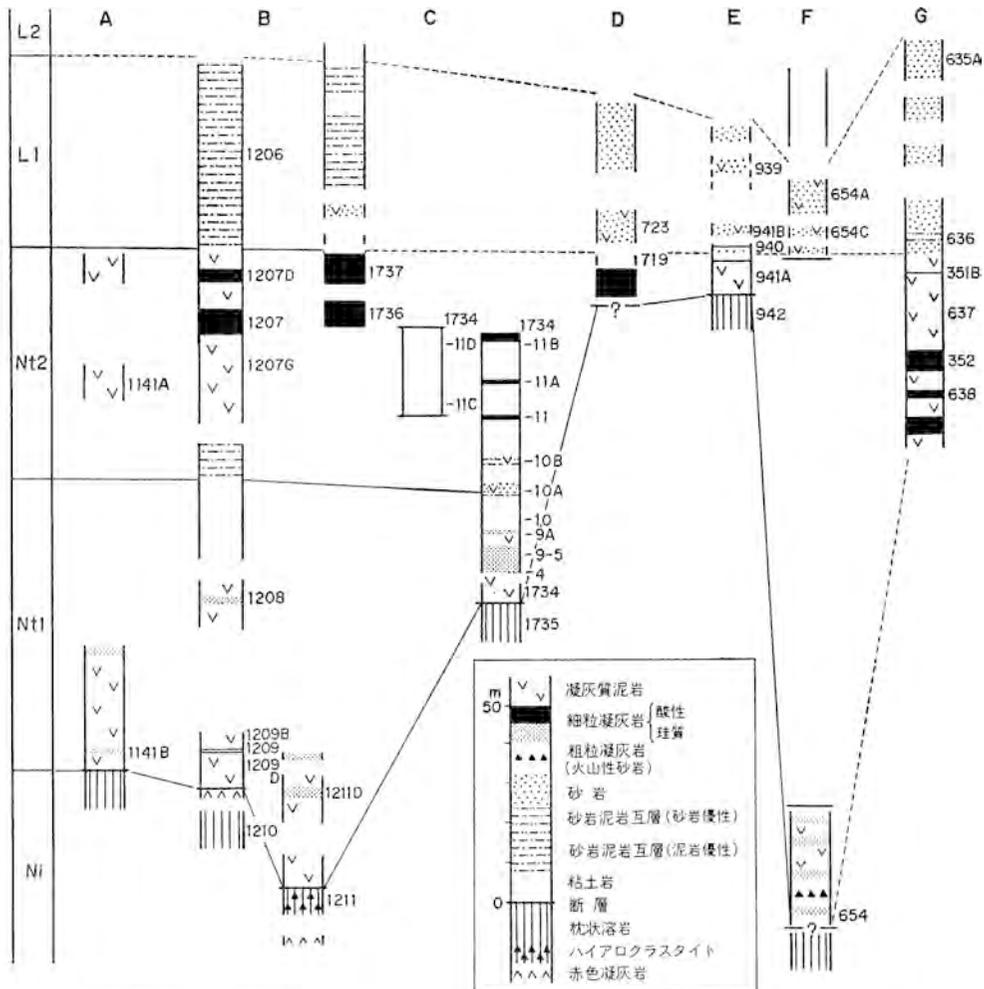
第 27 図 浦河北方におけるニタラチ累層の分布 (蟹江ほか, 1981). A-G は第 28 図における柱状図の作成ルート

Nt2 部層

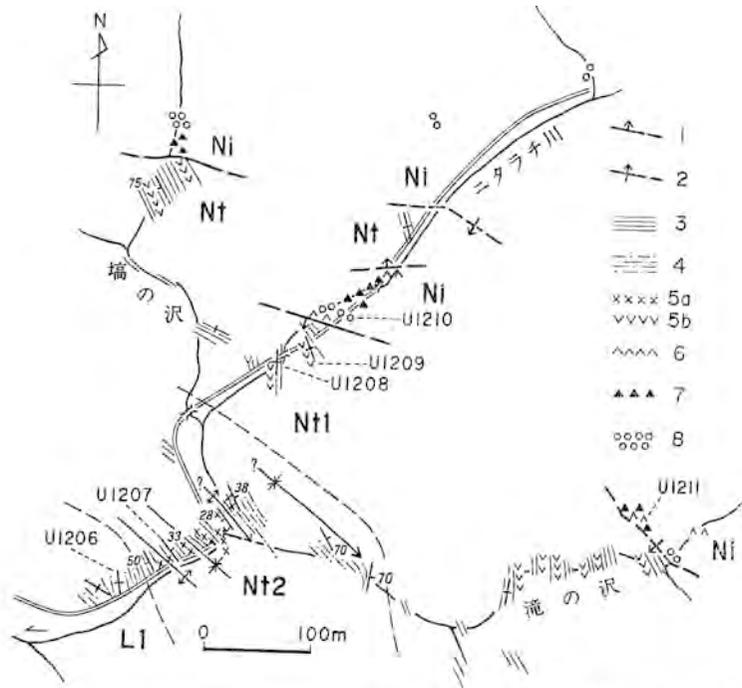
元浦川中流西岸からナイ川・ツケナイ川・ベッチャリ川・オシヨロベツ川支流白泉沢に分布する。

本部層は主として黒色粘土岩からなり、下部に細粒凝灰質砂岩を挟む。頻繁に酸性凝灰岩を挟み、また、まれに石灰質団塊を含む。酸性凝灰岩は下部蝦夷層群のものに類似する。

本累層は岩相的には山部-富良野地域の主夕張層最上部の奈江川珪質岩層(橋本, 1953, 1955)に対比される。紀藤(1982)は、富良野地域の主夕張層(S₁・S₂・S₃, 橋本, 1955)から放散虫群集を報告し、S₂の上部はジュラ紀のチトニアン後期、S₃の上半部はバラングニアン後期としている。ニタラチ累層の放散虫群集はS₃のものに対比可能である。



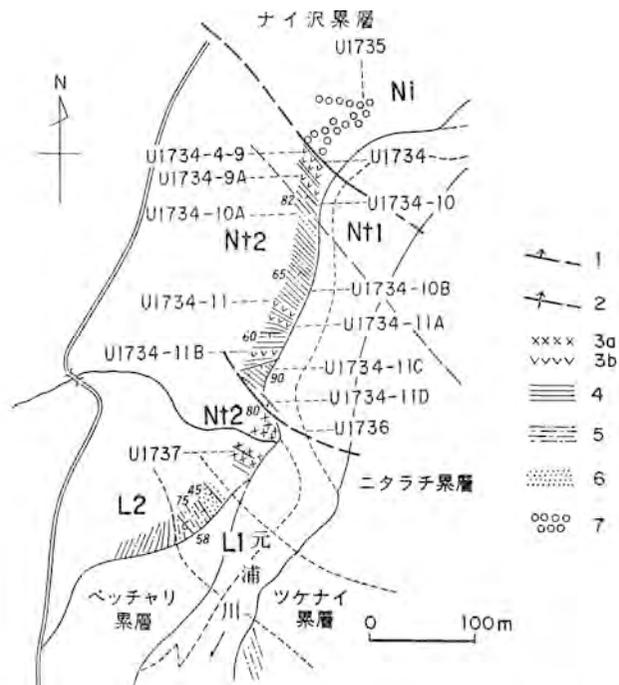
第 28 図 ニタラチ累層(Nt1, Nt2)及びそれに接するナイ沢累層(Ni)と下部蝦夷層群(L1, L2)の地質柱状図(鯨江ほか, 1981)。A: スッキベツ川, B: ニタラチ川, C: 元浦川西岸, D: ナイ川, E: ツケナイ川, F: ベッチャリ川, G: オシヨロベツ川支流白泉沢



第 29 図 ニタラチ川中流地域におけるナイ沢累層(Ni)・ニタラチ累層(Nt1, Nt2) - ツケナイ累層(L1)のルートマップ(蟹江ほか, 1981に基づく)。1: 正断層, 2: 逆断層, 3: 粘土岩, 4: 砂岩粘土岩互層, 5a: 酸性凝灰岩, 5b: 珪質凝灰岩, 6: 赤色凝灰岩, 7: ハイアロクラスタイト, 8: 枕状溶岩

第 4 表 ニタラチ累層産放射虫化石リスト(蟹江ほか, 1981)。化石産出地点は第 27・29・30 図を, 地質柱状図は第 28 図を参照

A	B	C	D	F	G	Section
						Locality
						Radiolaria species
U1141						
U1207C	+				+	<i>Acaeniotyle diaphorogona</i>
U1207	+				+	<i>Acaeniotyle umbilicata</i>
U1207G	+				+	<i>Acanthocircus dicranacanthos</i>
U1208	+				+	<i>Alievium</i> sp. A
U1211D	+				+	<i>Staurosphaera septemporalis</i>
U1209B	+				+	<i>Sphaerostylus lanceola</i>
U1736	+				+	<i>Triactoma echiodes</i>
U1734-11D	+				+	<i>Archaeodictyomitra apiara</i>
U1734-11B	+				+	<i>Eucyrtis micropora</i>
U1734-11A	+				+	<i>Hemicryptocapsa</i> sp. cf. <i>H. capita</i>
U1734-11	+				+	<i>Mirifusus mediodilatatus</i> s.l.
U1734-10A	+				+	<i>Obesacapsula rotunda</i>
U1734-10	+				+	<i>Parvicingula boesii</i>
U1734-9	+				+	<i>Podobursa triacantha</i>
U1734-8	+				+	<i>Sethocapsa</i> sp. cf. <i>Theocapsa uterculus</i>
U1734-7	+				+	<i>Syringocapsa limata</i>
U1734-6	+				+	<i>Novixitulus</i> sp.
U1734-5	+				+	<i>Pseudodictyomitra</i> sp.
U1734	+				+	<i>Cryptothoracic Nassellaria</i> gen. et sp. indet.
U719						
U654						
U352						



第 30 図 元浦川中流地域におけるナイ沢累層(Ni)・ニタラチ累層(Nt1, Nt2)・ツケナイ累層(L1)・ベッチャリ累層(L2)のルートマップ(蟹江ほか, 1981 に基づく)。1: 正断層, 2: 逆断層, 3a: 酸性凝灰岩, 3b: 珪質凝灰岩, 4: 粘土岩, 5: 砂岩粘土岩互層, 6: 砂岩, 7: 柱状落岩



第 31 図 ニタラチ-オショロベツ衝上断層 元浦川中流(地点 U1734, 第 30 図)。Nt: ニタラチ累層, Ni: ナイ沢累層

IV. 3 蝦夷累層群

OKADA (1983)の定義により、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。西舎地域には最上部の函淵層群は分布していない。

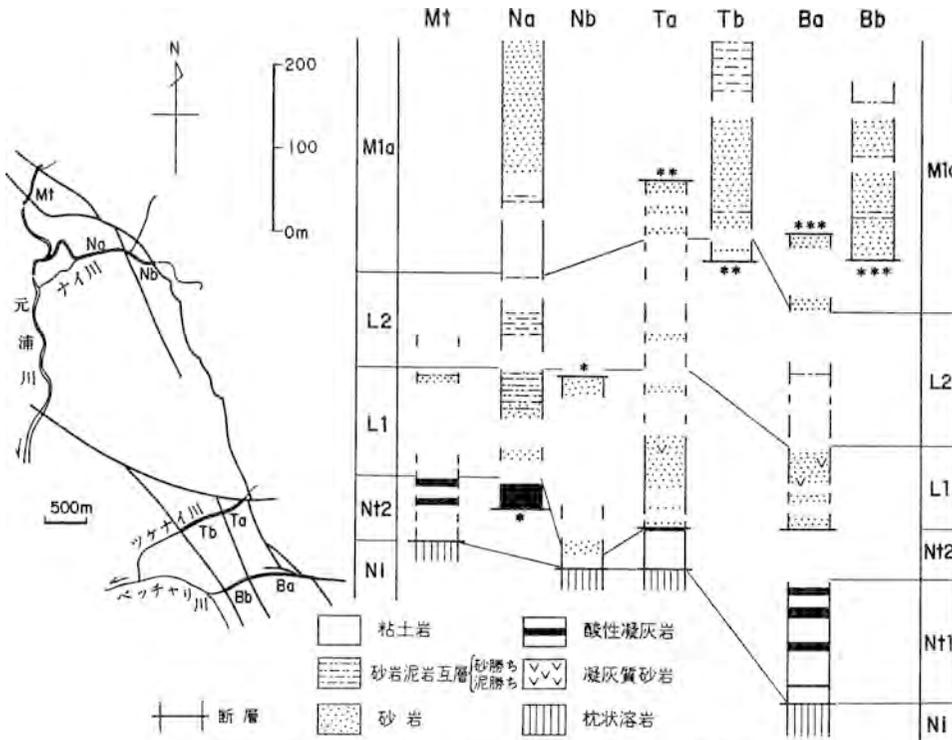
IV. 3. 1 下部蝦夷層群

本地域の下部蝦夷層群は下位の空知層群ニタラチ累層を整合に覆い、下位からツケナイ累層(L1)とベツチャリ累層(L2)に分けられる。本層群は、元浦川西岸、ナイ川、ツケナイ川、ベツチャリ川、オシヨロベツ川支流、向別川上流、鶴苦川上流に分布する。まだ地質時代を明示する化石は発見されていないが、岩相上の対比から本層群はアプチアン-アルビアン中期の堆積物と推定される。

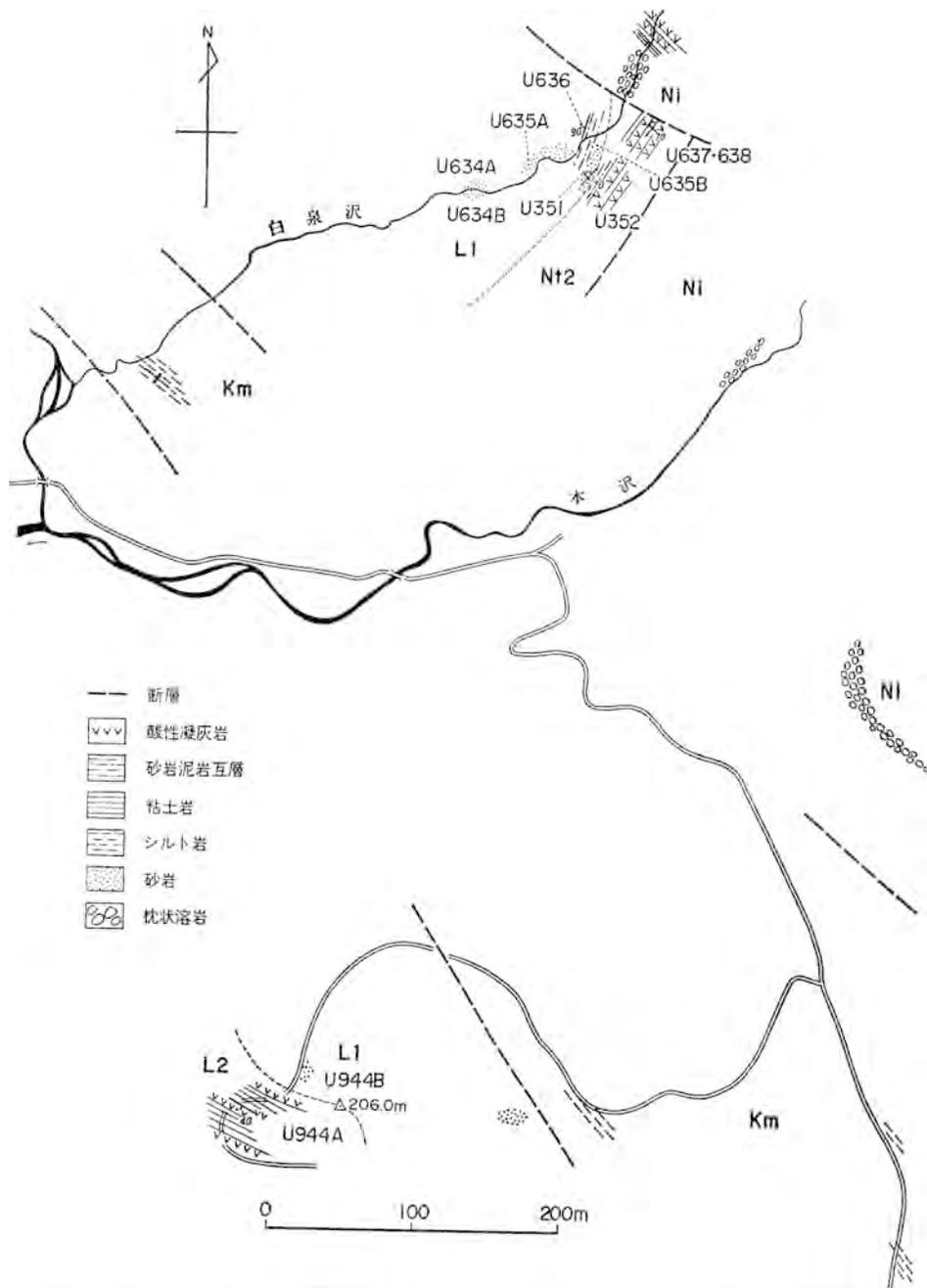
IV. 3. 1. 1 ツケナイ累層(L1)(新称)

元浦川の支流ツケナイ川に模式的に発達しており、主として砂岩よりなるが、場所によって泥岩を挟むフリッシュ型互層となっている。砂岩は粗粒-細粒、緻密堅硬で、風化すると赤身を帯びるのが外観上の特徴である。砂岩の構成粒子としてはチャート岩片が目立ち、長石はカリ長石が多い。また、火山岩片、古期岩類片も多い。

下位の空知層群ニタラチ累層との関係は、ナイ川流域のNaルートで観察される(第32図)。そこでは、



第 32 図 元浦川中流地域における空知層群・下部蝦夷層群の地質柱状図



第 33 図 向別川上流地域におけるナイ沢累層・空知層群・下部蝦夷層群及び上杵臼累層のルートマップ Ni: ナイ沢累層, Nt2: 空知層群ニタラチ累層, L1・L2: 下部蝦夷層群, Km: 新第三系上杵臼累層

本累層に属する砂岩が、ニタラチ累層の Nt2 部層に属する厚い酸性凝灰岩を、泥岩を挟んで整合に覆っている。ここではスランブ褶曲による繰り返しのために正確な厚さは不明であるが、約 130 m である。上流部の Nb ルートでは、断層によって繰り返し分布し、層厚は約 210 m である。向別川上流地域(第 33 図)の白泉沢でも空知層群と蝦夷累層群の整合関係を観察できる。模式地のツケナイ川での層厚は 170 m、更に南方のベッチャリ川では 50 m になり、北西-南東方向で層厚が急激に変化する。本図幅地域の北西方、農屋図幅内のニタラチ川(歌笛ブロック、第 3 表、第 4 図、第 28 図)では、本部層は厚さ 50 m の泥勝ちの砂岩泥岩互層となっている。一方、南方の鶴苔川上流地域(様似ブロック、第 3 表、第 4 図)では、本部層は厚さ 300 m 以上の砂岩となっているが、下限は新第三系の上杵臼累層に覆われていて不明である(第 38 図)。

IV. 3. 1. 2 ベッチャリ累層(L2)(新称)

本累層は下位のツケナイ累層を整合に覆う。模式地は元浦川支流のベッチャリ川である。本累層は黒色粘土岩を主とするが、下部に泥勝ちの砂岩泥岩互層を挟む場合がある(第 32 図)。互層を構成する砂岩はチャート岩片を多量に含み、ツケナイ累層の砂岩に似ている。ナイ川に発達する砂岩泥岩互層中にはスランブ構造が観察される(第 34 図)。本累層の層厚はナイ川で 120 m、ツケナイ川・ベッチャリ川で 160 m である。本累層は北西方の歌笛ブロックでは厚さ約 200 m の泥質岩、一方、南東方の様似ブロックの鶴苔川上流地域では厚さ約 300 m の主として砂岩からなる(第 38 図)。黒色粘土岩の一部は千枚岩化しており、節理も発達している。本累層からは大型化石ならびに微化石はまだ発見されておらず、また北海道中央部に発達するオルビトリナ石灰岩の分布も見られない。



第 34 図 ベッチャリ累層中のスランブ構造(ナイ川入口、地点 U706、第 35 図を参照)

IV. 3. 2 中部蝦夷層群

本層群は下位のベッチャリ累層を整合に覆い、産出化石(第5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2,300 m以上の海成堆積物である。歌笛累層(M1a, M1b, M1c)と絵笛累層(M2, M3, M4)に2分される。

IV. 3. 2. 1 歌笛累層(M1a, M1b, M1c)(新称)

下位の下部蝦夷層群のベッチャリ累層を整合に覆い、上位の中部蝦夷層群絵笛累層に整合漸移する。層厚は1,600 m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。本累層の模式地は三石郡三石町歌笛集落北東のボンルベシベ川流域であり、その主要部は西隣の三石図幅地域にある。本累層の分布は、模式地から南東方へ、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ブト川)・鶴苔川上流に分布する。層厚は、M1a部層が300+~420 m、M1b部層が300~730 m+、M1c部層が200~450 m+であり、堆積盆地の中央部に当たる浦河ブロックで層厚が最小となる傾向が認められる(第3表, 第26図)。泥質岩よりアンモナイト・イノセラムスなどの軟体動物化石をまれに産し、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フリッシュ型互層となる。砂岩を構成する粒子はチャート、火山砕屑物の岩片に富む。砂岩の固結度はツケナイ累層の砂岩と比較して弱い。下位のベッチャリ累層との層序関係は、ナイ川入口(地点U706, 第35図)とその北方のモモナイ林道で観察できる。地点U706ではベッチャリ累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(ベッチャリ累層)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ので、地域ごとに分けて述べる。

ボンルベシベ川上流

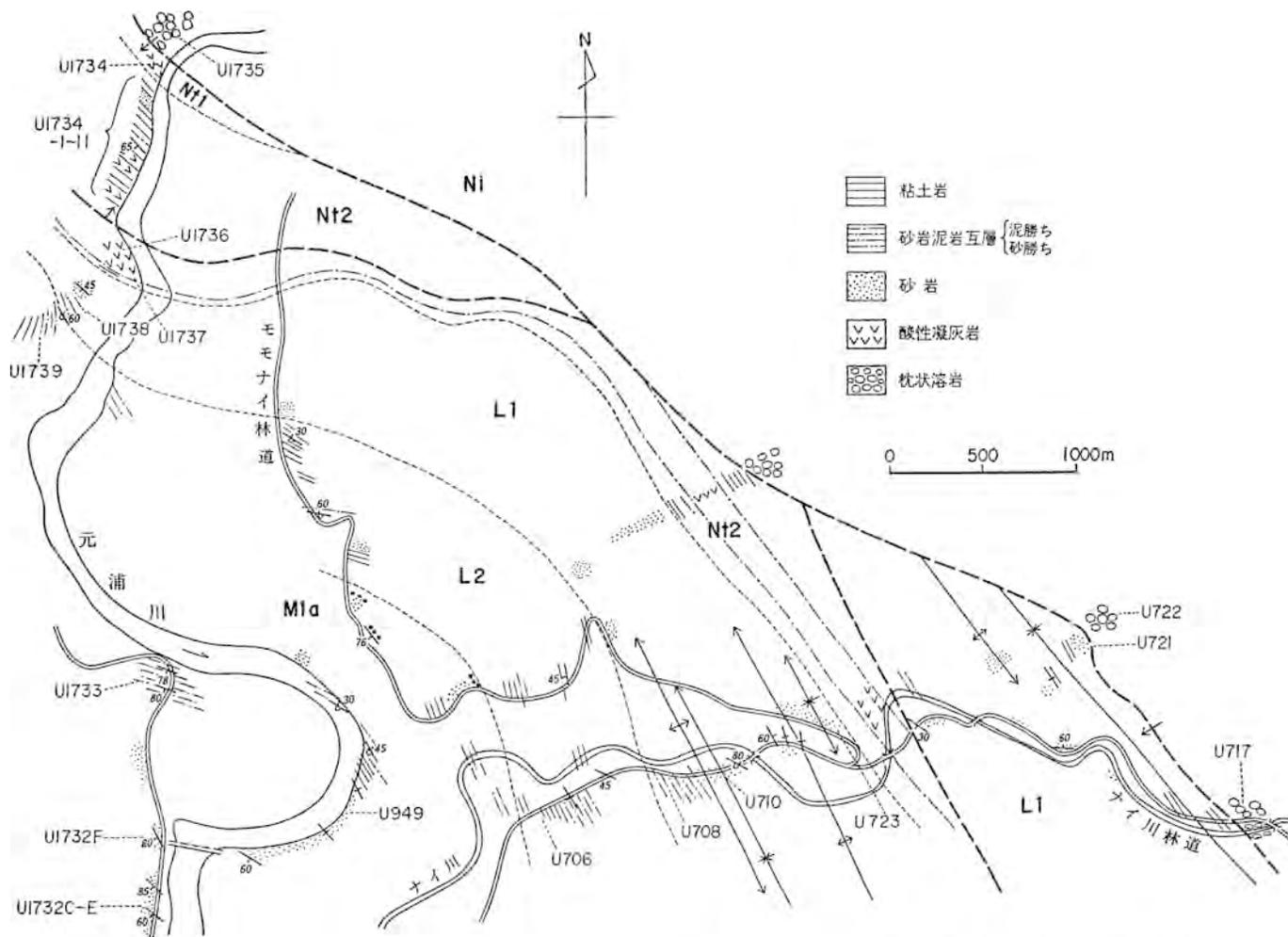
中-粗粒の塊状凝灰質砂岩で泥岩片を含む。砂岩の構成粒子の67%が岩片であり、鉍物片としては斜長石、石英が多い。層厚は200 m以上である(蟹江, 投稿中)。

梟舞川支流高津川・元浦川中流兩岸

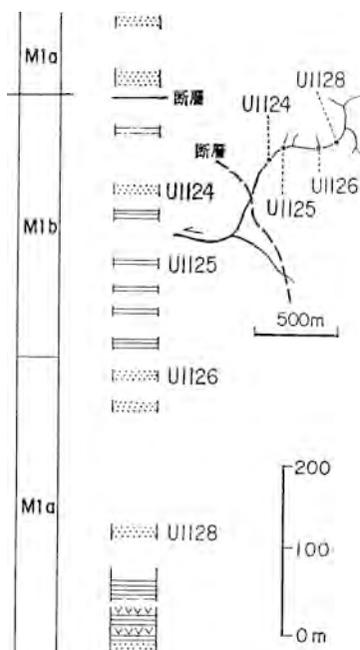
元浦川中流では、基底から約100 m上位に厚さ60-70 mの粘土岩層を挟み(Naルート, 第32図)、梟舞川支流高津川上流では、その上位には約250 mの厚さの砂岩層がのる(第36図)。この砂岩層は南方の元浦川東岸では砂勝ちの砂岩泥岩互層となる。この互層の下面にはまれにフルートキャストが存在し、南南東方向からの軸流が認められる(地点U1732F, 第35図)。本部層の層厚は約420 mである。

ツケナイ川・ベッチャリ川

下半部はまれに泥勝ちの砂岩泥岩互層を伴う細粒-中粒砂岩で、上半部は泥勝ちの砂岩泥岩互層である(Ta-Tb, Ba-Bbルート, 第32図)。その上位は削剥されていて観察できない。層厚は250 m以上である。



第 35 図 元浦川中流及びナイ川下流地域における下部白亜系のルートマップ Ni: ナイ沢累層, Nt1・Nt2: ニトラチ累層, L1・L2: 下部蝦夷層群(L1: ツクナイ累層, L2: ベツチャリ累層), Mia: 中部蝦夷層群砕砕層



第 36 図 梶舞川支流高津川上流における歌笛累層の地質柱状図 凡例は第 35 図を参照

向別川支流高津川

本地域では M1a 部層の最上部が背斜軸に沿って露出している(第 37 図)。粘土岩ないしシルト岩からなる。

鶴苔川上流

泥岩の薄層を少量挟む砂岩よりなる。褶曲で繰り返しているが、層厚は約 400 m である(第 38 図)。

M1b 部層

泥岩、砂岩及び砂岩泥岩互層からなる。本部層は層相が激しく変化し、歌笛ブロックでは泥岩が、様似ブロックでは砂岩泥岩互層が優勢になる(第 3 表、第 4 図)。

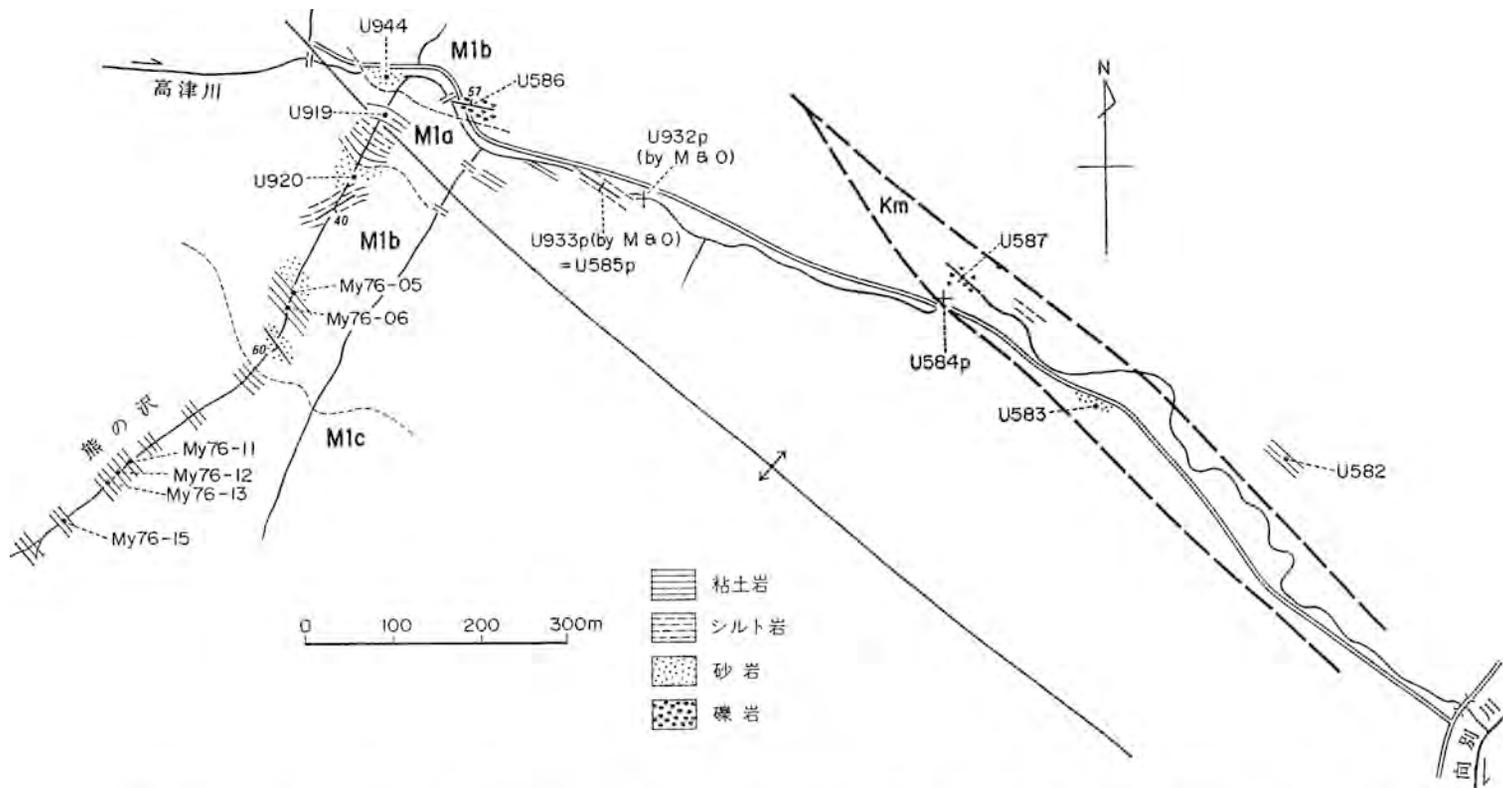
ポンルベシベ川中流

下半部は、北部で泥勝ち砂岩泥岩互層-シルト岩、南部で砂岩である。上半部は北部では粘土岩で厚さ約 3 m の細粒凝灰岩を挟むが、南部はシルト岩になっている(ルート 3S・3N、第 26 図)。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 700 m である。

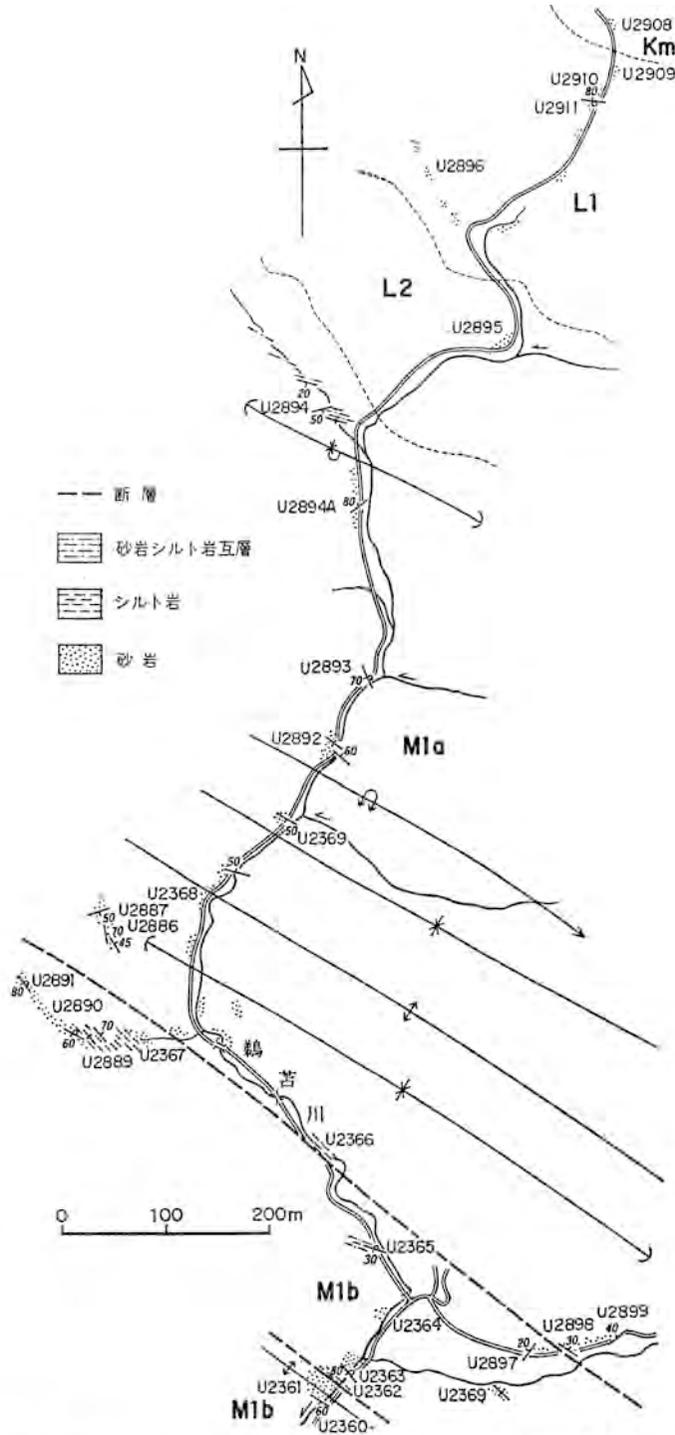
ポンルベシベ川の西部には、厚さ 1,000 m 以上のより細粒な堆積物からなる咲梅川ルートがある(ルート 1、第 26 図；蟹江、投稿中)。なお同ルートには厚さ 5 m の通称「骨石」と呼ばれるチャート様の酸性凝灰岩が挟まれており、ポンルベシベルートの厚さ 2-3 m の粗しょう凝灰岩(ルート 3S、第 26 図)と、厚さ 3 m の細粒-粗粒凝灰岩(ルート 3N、第 26 図)の「非骨石」凝灰岩に対比される。

向別川支流高津川支流・熊の沢

砂岩及び泥岩からなる。砂岩は主に葉理状砂岩で、しばしば級化成層しソールマークが発達する。厚



第 37 図 向別川支流高津川上流地域における歌笛累層及び上杵白累層のルートマップ(Matsumoto and Kanie, 1982 に基づく)。M1a・M1b・M1c: 歌笛累層, Km: 新第三系上杵白累層



第 38 図 鶴苦川上流地域における下部蝦夷層群・中部蝦夷層群及び上杵臼累層のルートマップ
 L1・L2: 下部蝦夷層群(L1: ツケナイ累層, L2: ベツチャリ累層), M1a・M1b: 中部蝦夷層群
 吹笛累層, Km: 新第三系上杵臼累層

さは380 mである(第37図)。

M1c部層

主に黒色粘土岩からなる。様似ブロックの日高幌別川下流ではシルト岩及び砂岩泥岩互層からなる(第26図)。層厚は200-450 m+で、北西方により厚くなっている。大型化石をまれに産し、微化石を普通に含む。

ポソルベシベ川中流

上・下限とも断層で切られて分布しており、層厚は450 m以上である。黒色粘土岩よりなる(第26図)。

向別川支流高津川支流・熊の沢

層厚約300 mの黒色粘土岩が分布する(第37図)。

IV. 3. 2. 2 絵笛累層(M2, M3, M4)

竹内・三本杉(1938)の命名による。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。本累層は元浦川下流東岸(ルスナイ-姉茶^{あねちや})、向別川中流、タンネベツ川流域、乳呑川上流、月寒^{つきさつが}川中流に分布する。下位の歌笛累層とは整合関係である。歌笛ブロックには、本累層の下部が、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26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。各部層ごとの層厚は、M2部層が100-200 m、M3部層が200-800 m、M4部層が150-330 mであり、本累層の最大層厚は約1,400 mと見積られる。層厚は一般に北東部より南西部が厚い。本累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、放射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。下位の歌笛累層との層位関係は直接観察できないが、整合と推定する。層厚は約100-200 mである。なお、礫岩は南隣の浦河地域の絵笛川中流分岐地点東岸と東幌別にも分布している。

元浦川東岸、ルスナイ

厚さ約30 mの礫岩とその上位の砂岩からなる。礫岩は分級の良い中礫大の円-亜円礫よりなり、礫種はチャート、塩基性火山岩類、細粒砂岩である。礫は風化し、もろい。

向別川中流

北から本沢の地点U580(第52図)、本沢南方、メナプト、ラムシ入口に分布する。下部は厚さ15 mの礫岩で、その基質はいずれの地点でも凝灰質細粒砂岩である。礫の大きさの平均と最大は、U580では

4.4 × 3.0cm と 5.4 × 2.1cm, U862 では 3.3 × 2.1cm と 4.8 × 2.8cm である。礫種はチャートが卓越し、深成岩も多い。全体に著しく風化していて、もろい。U580 では、下部は厚さ約 15m の礫岩で、その上位は厚さ約 10m の泥勝ち砂岩泥岩互層、更に上位はシルト岩と粘土岩である。

タンネベツ川上流

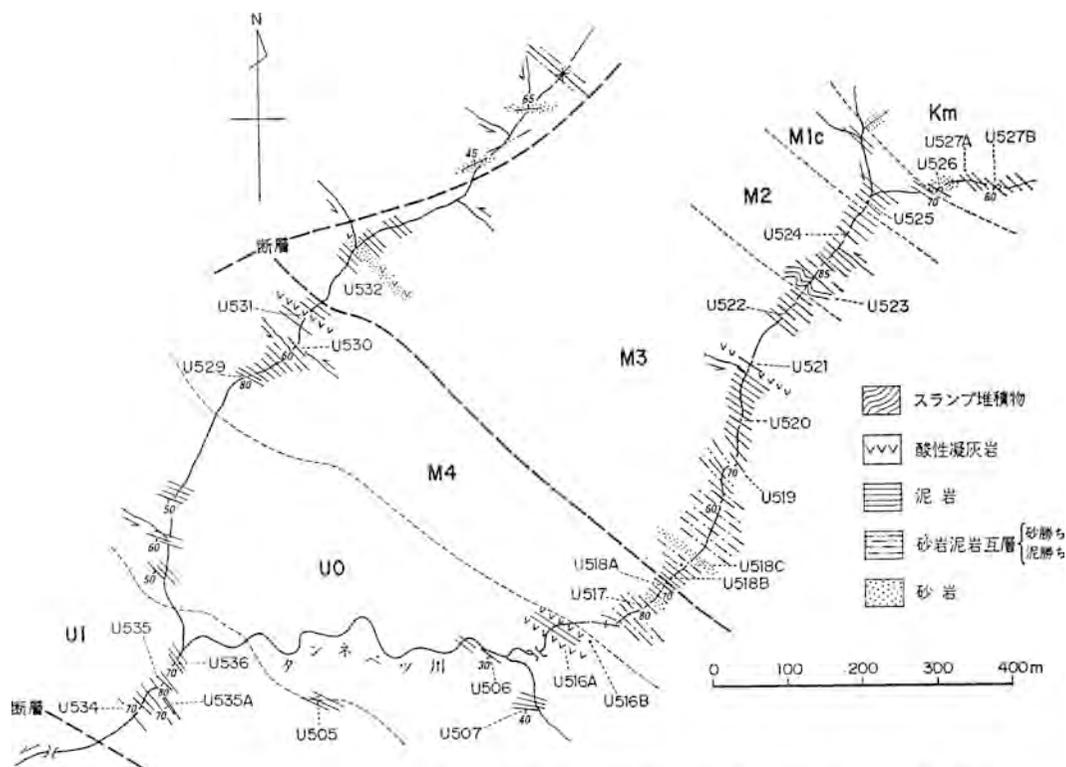
下部は粘土岩、上部は細粒砂岩薄層を挟むシルト岩からなる(U523)。上部にはスランプ褶曲が発達する(第 39・40 図)。

M3 部層

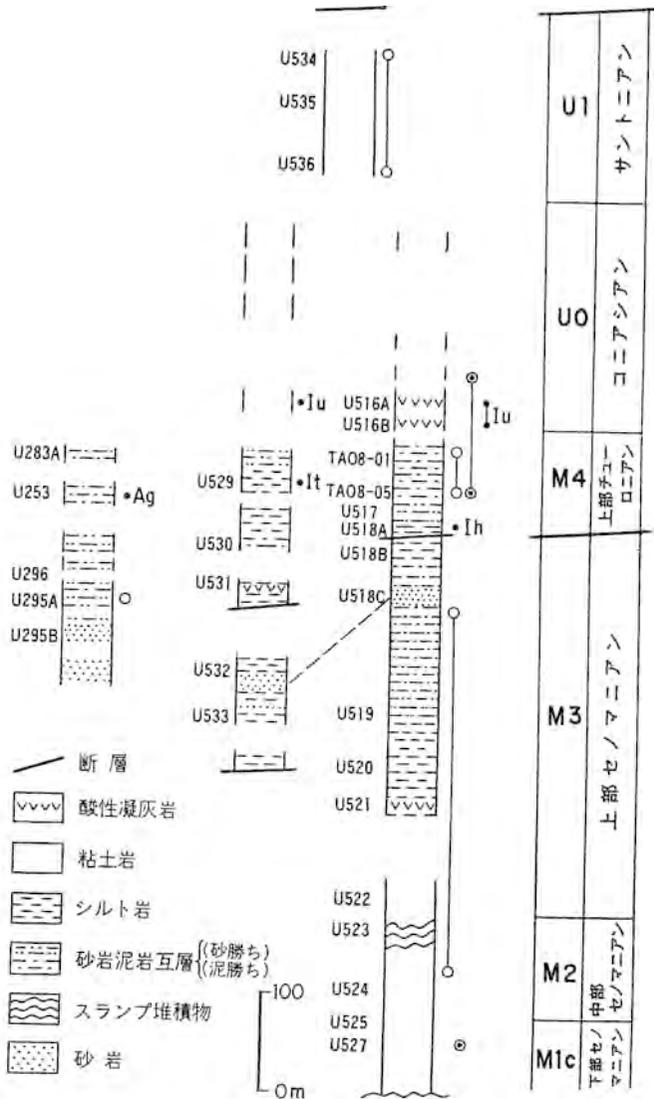
南西部では主として黒色粘土岩からなり、北東部ではシルト岩、スランプ性の砂礫岩及び砂岩泥岩互層からなる。層厚は 200-800 m で、北東部より南西部のほうが厚い。下位の M2 部層を整合に覆う。

小絵笛川及び絵笛川中・上流

断層により分断されて、中流部に 2 帯(南帯・中帯)、上流部に 1 帯(北帯)分布する。南帯に分布する M3 部層は黒色粘土岩よりなるが、一部は礫岩・砂岩・砂岩泥岩互層となり、岩相は激しく変化する。層厚は 800 m で、本部層分布地域の中で最も厚い。中帯では黒色シルト岩よりなり、上部に砂岩泥岩互層を挟む。層厚は約 200 m で最も薄い。北帯では厚さ約 250 m のシルト岩からなる(第 41・42 図)。



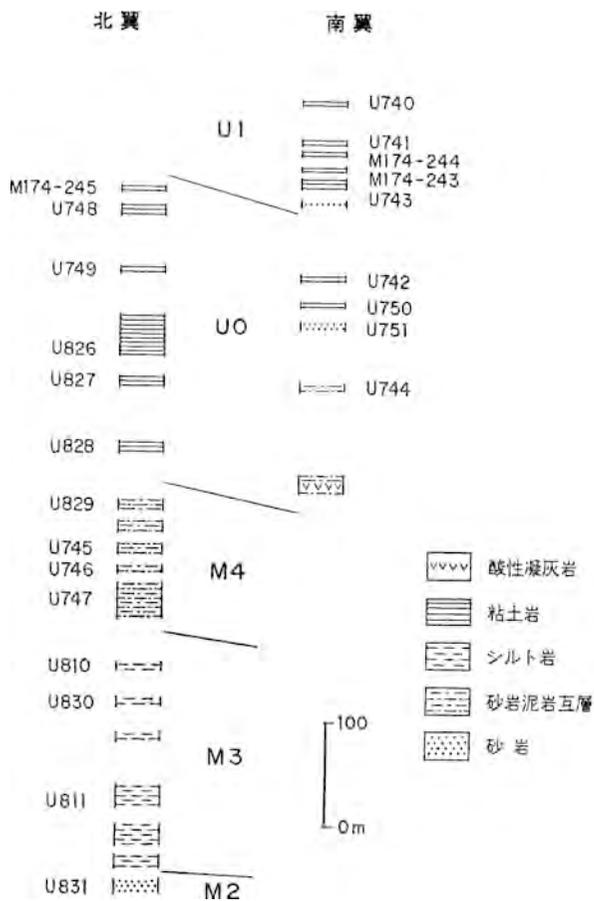
第 39 図 タンネベツ川上流地域における中部蝦夷層群と上部蝦夷層群及び上梓白累層のルートマップ M1c・M2・M3・M4：中部蝦夷層群(M1c：歌笛累層，M2・M3・M4：絵笛累層)，U0・U1：上部蝦夷層群浦河累層，Km：新第三系上梓白累層



第 40 図 タンネベツ川上流域における中部蝦夷層群と上部蝦夷層群の地質柱状図
 地層の分布は第 39 図を参照 ○：有孔虫，◎：放散虫，Iu：Inoceramus uwajimensis，It：I. teshioensis，Ih：I. hobetsensis，Ag：Anagaudryceras sp.

向別-上向別，ラムシ

絵笛川流域と同様，3帯に分かれて分布する．南帯は露出不良であるが，下部は泥岩，上部は砂岩からなる．中帯では，主として泥岩よりなり，褶曲が発達する．正確な層厚が見積れないが，約200 m以上と考える．北帯では下部はシルト岩と砂岩泥岩互層からなり，上部は砂岩からなる．波長の短いスランプ性の褶曲が発達している(第 43 図)．層厚は 200 m 以上である．



第 41 図 絵笛川中・上流地域における上部白亜系の地質柱状図
MATSUMOTO and KASIE, 1979, fig.2 を修正。地層の分布は第 42 図を参照。M2-M4: 中部蝦夷層群絵笛累層, U0・U1: 上部蝦夷層群浦河累層

タンネベツ川上流

下部は凝灰岩を挟むシルト岩で、上部は砂岩泥岩互層と砂岩からなる。層厚は 400 m 以上である。

乳呑川上流

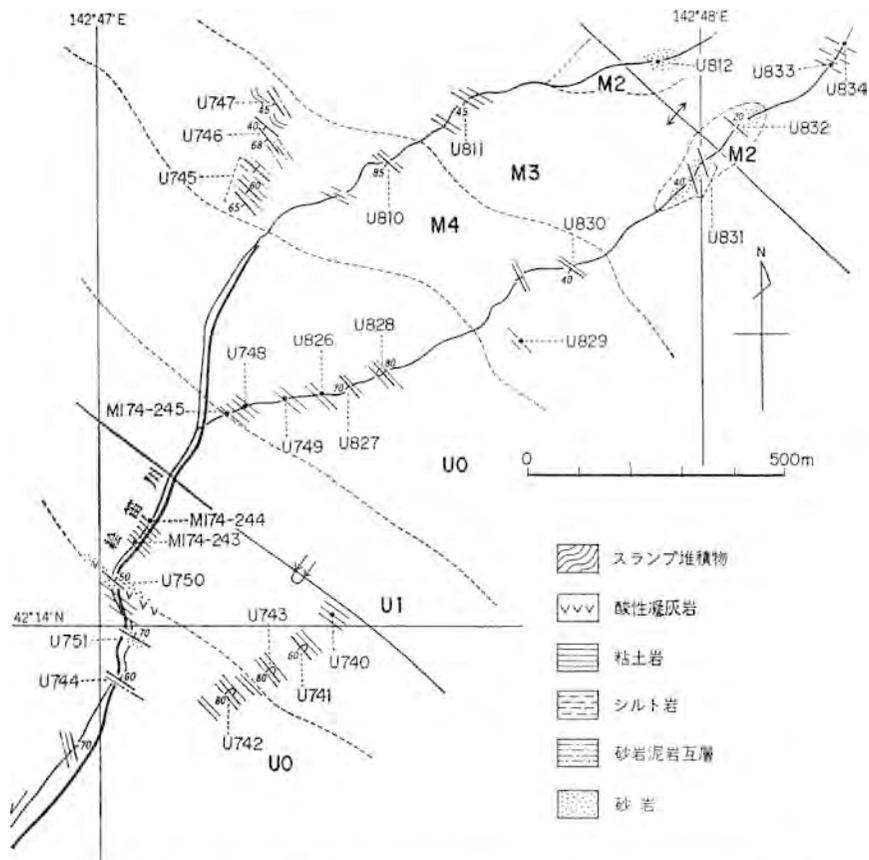
この流域の M3 部層は、蟹江(1966)がその大部分を上部蝦夷層群浦河累層の U0 部層として記載した地層である。第 44 図は米谷の資料及び TAKETANI(1982)の報告に蟹江の新資料を加えて作成したスケッチマップと地質柱状図である。当地域の M3 部層は、黒色粘土岩からなり、その上限は上位の U0 部層と断層で接しているため不明である。層厚は 330 m 以上である。

浦河市街-月寒川中流

浦河市街地の M3 部層の露出は不良である。月寒川中流に分布する M3 部層は黒色粘土岩で、上部に砂岩泥岩互層を挟む。下限は断層に切られて不明である。層厚は 200 m 以上である。

M4 部層

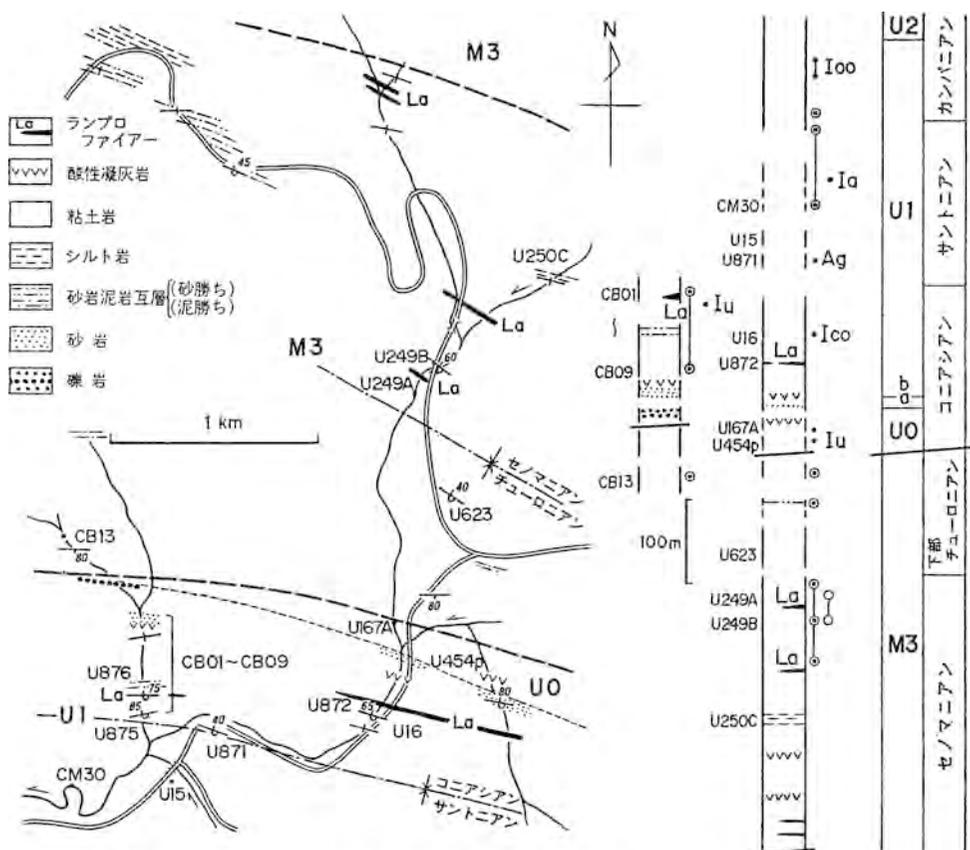
砂岩泥岩互層を主とするが、層相は激しく変化する。下位の M3 部層との関係は整合である。層厚は



第 42 図 絵笛川中・上流地域における上部白亜系のスケッチマップ Matsumoto and Kanie, 1979, fig.1 を修正。M2-M4: 中部蝦夷層群絵笛果層, U0・U1: 上部蝦夷層群浦河果層



第 43 図 絵笛果層 M3 部層上部の小褶曲構造 (上向別)



第 44 図 乳呑川上流地域における上部白亜系のスケッチマップと地質柱状図 ○: 有孔虫, ◎: 放射虫, Iu: *Inoceramus uwajimensis*, Ico: *I. cordiformis*, Ia: *I. amakusensis*, Ioo: *Sphenoceras orientalis orientalis*, Ag: *Anagaudryceras* sp.

150-330 mで、南東方並びに北東方に厚くなる。

元浦川中流ルスナイ

主として砂岩からなり、ときどき砂岩泥岩互層を挟む。層厚は330 mで、他の地域に比べ厚い。

小絵笛川中・上流

向斜の軸部に分布する上部蝦夷層群を挟んで、南翼と北翼に分かれて分布する。両地域ともにシルト岩からなり、厚さは約300 mである。

絵笛川上流

泥勝ち砂岩泥岩互層からなり、厚さは100 mである。

タンネベツ川中・上流

本流域では3カ所に分かれて分布する。南部では砂岩泥岩互層で、下部は砂勝ちである(第45図)。層厚は260 m以上である。

北部では二本の沢に沿って細粒砂岩を挟む泥岩が分布する。下位は断層によって切られ、上位の浦河異層U0部層の粘土岩に覆われる(第39図)。層厚は170 m以上である。



第 45 図 絵笛累層 M4 部層の砂岩泥岩互層 (タンネベツ川, U253b)

IV. 3. 3 上部蝦夷層群

上部蝦夷層群は、西舎地域の南部から南接する浦河地域にかけて分布しており、下位から浦河累層と乳呑川累層に分けられる。浦河累層は主として粘土岩からなり砂岩層を挟む。本累層は U0 部層と U1 部層に分けられる。乳呑川累層はシルト岩-細粒砂岩からなり、浦河累層に比べ、やや粗粒な堆積物よりなる。本累層は U2-U5 の 4 部層に細分される。本層群の層厚は 2,500 m 以上である。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(第 6 表)。

IV. 3. 3. 1 浦河累層(U0, U1)

蟹江(1966)の命名による。本累層は YABE(1927)の *Upper Ammonites Beds* の下半部に相当する。本累層の模式地は浦河市街北方の乳呑川上流部にある。本累層は下位の中部蝦夷層群絵笛累層を整合に覆い、上位は乳呑川累層に整合に覆われる。浦河ブロックでは標準的な層序を観察できるが、西の歌笛ブロックと東の様似ブロックでは本累層の下部のみが分布している(第 3 表, 第 26 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。本累層の層厚は 670-950 m である。本累層から軟体動物・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 230-500 m で、南西部に向かって厚くなる傾向がある。

絵笛川中流

向斜構造の両翼に分布する(第 41・42 図)。北翼には粘土岩が分布し、その厚さは 300 m である。南翼

では主として粘土岩が分布するが下部に砂岩層を挟み、その厚さは320 mで北翼に比べやや厚くなる。

向別-絵笛

向斜構造の南翼に分布する。黒色粘土岩よりなり石灰質団塊を含む。下限は断層で切られ不明であるが、その層厚は約500 m以上と推定され、絵笛川中流地域に比べかなり厚い。

タンネベツ川中流-西舎西方

本地域に分布するU0部層は層厚230 mで、主として粘土岩からなり、その下部には酸性凝灰岩を挟む(第39図)。

乳呑川上流

下部を断層で切られ、本部層上部の酸性凝灰岩を挟む黒色粘土岩が厚さ50 mにわたり露出している(第44図)。

U1部層

本部層は基底部の厚さ8 m前後の砂岩・礫岩から始まり、主部の黒色粘土岩に移り、一部に石灰質団塊を含む。また上部に砂岩又は砂岩泥岩互層を挟むことがある(第26図)。層厚は乳呑川上流で約450 mである。

絵笛川中流

向斜の軸部に沿って下部の層厚60 mが分布するにすぎない。そこでは、本累層は厚さ数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(第41・42図)。

向別-絵笛

転倒向斜軸に沿って分布しており、粘土岩及び砂岩泥岩の細互層からなる。層厚は300 m以上である。井寒台

黒色粘土岩からなる。主要分布は西隣の三石図幅地域にある(蟹江, 投稿中)。

タンネベツ川上流

黒色粘土岩からなり、上部は断層で切られる(第39・40図)。層厚は200 m以上である。

乳呑川上流

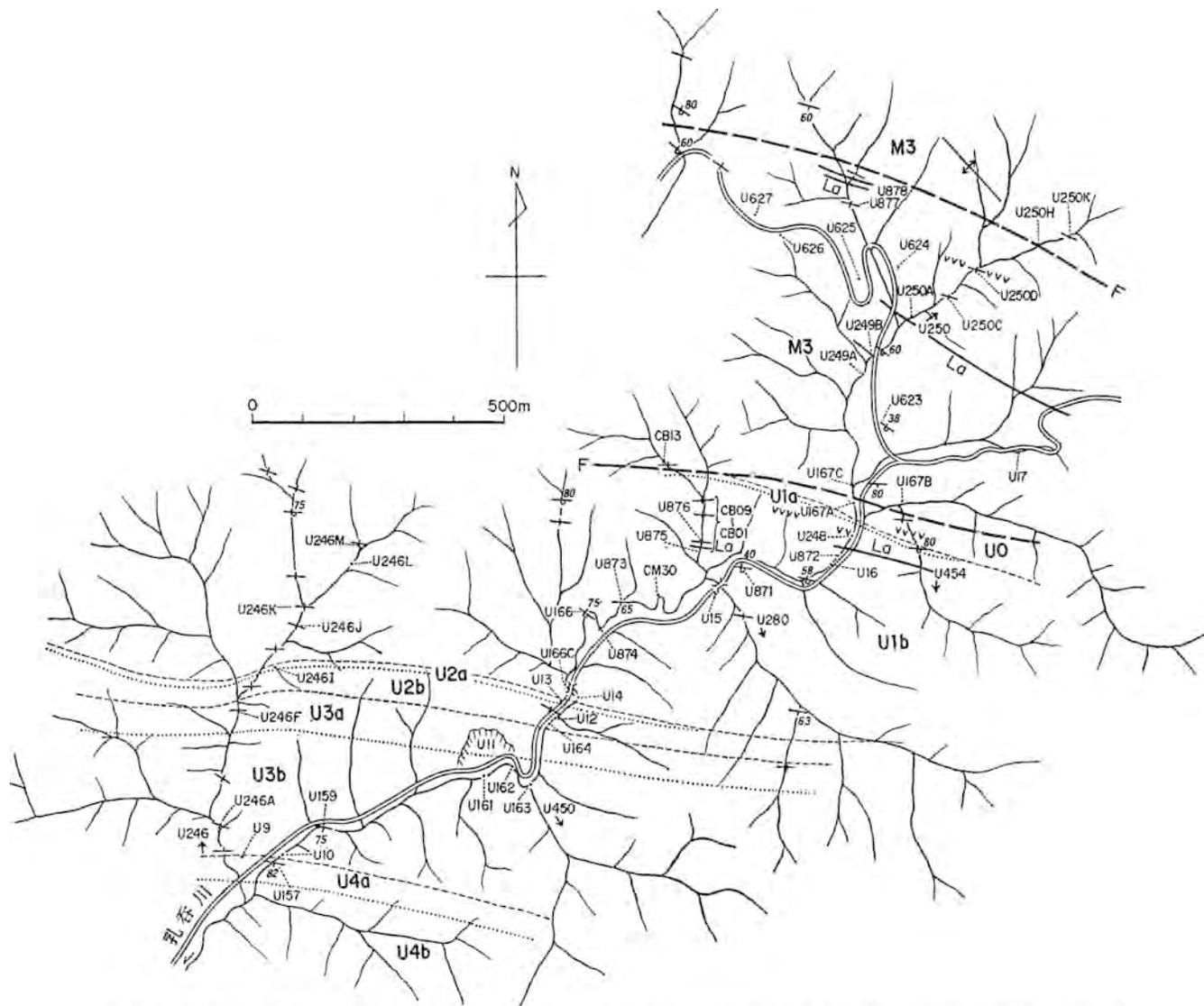
本地域ではU1部層が模式的に発達しており、下位のU0部層の粘土岩を整合に砂岩・礫岩(U1a)が覆い、その上位に黒色粘土岩(U1b)が堆積している(第46・47図)。層厚はU1aが0-8 m, U1bが440 mである。

浦河市街地域

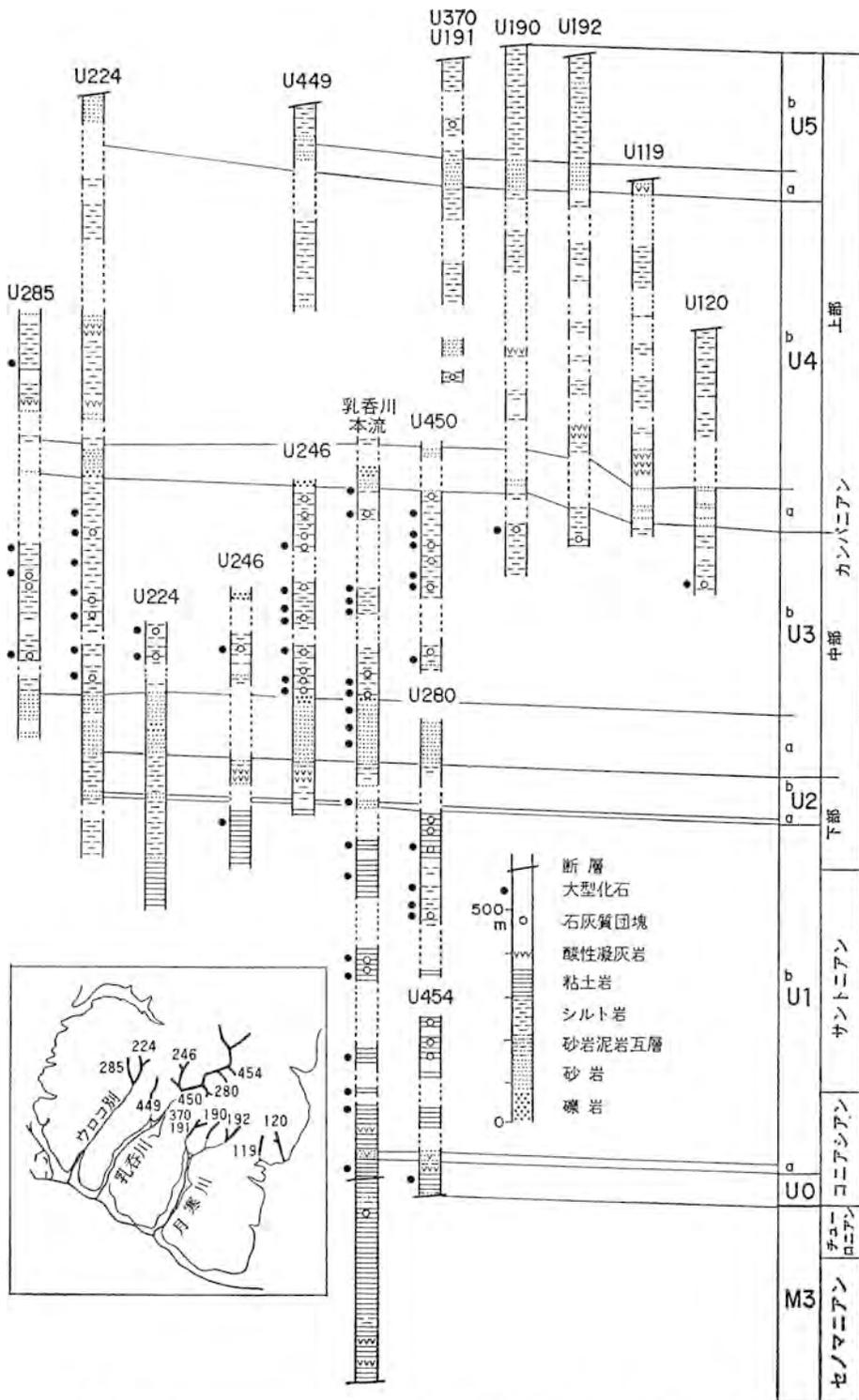
ここでは本部層は上下とも断層で切られて東西に幅狭く分布する。向別ではシルト岩-細粒砂岩からなる。浦河駅背後の丘陵地では、粘土岩からなり石灰質団塊を含む。また、そこには背斜構造が認められる。

IV. 3. 3. 2 乳呑川累層(U2, U3, U4, U5)

MATSUMOTO(1942-1943)の命名による。本累層の模式地は乳呑川の中・上流部にあり、下位の浦河累



第 46 図 乳呑川中・上流地域における上部白亜系のルートマップ M3: 中部蝦夷層群松管果層, U0-U4b: 上部蝦夷層群(U0・U1a・U1b: 浦河果層, U2a-U4b: 乳呑川果層), 凡例は第 44 図を参照



第 47 図 ウロコ別・乳香川・月寒川上流地域の中部蝦夷層群・上部蝦夷層群の地質柱状図
(蟹江, 1966, 第2図を修正)

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。本図幅地域内では本累層は浦河ブロックのみに分布するが、南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。本累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。下位の浦河累層と比べ、一般により粗粒であり色は灰色を帯びている。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。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。乳呑川-ウロコ別流域に分布する本累層はほぼ直立しており、また各部層基底層の砂岩層が差別浸食により稜線を形成している。このため地形図や空中写真(第 48 図)で各部層のおよその分布を判読することができる。本累層の層厚は 800-1,600 m 以上である。本累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

模式地の乳呑川上流の地点 U13 では、本部層は基底層の層厚 8 m の礫質砂岩層(U2a)と、主部の層厚 45 m のシルト岩-砂岩シルト岩互層(U2b)に分けられる。浦河累層の U1 部層を整合に覆い、上位の U3

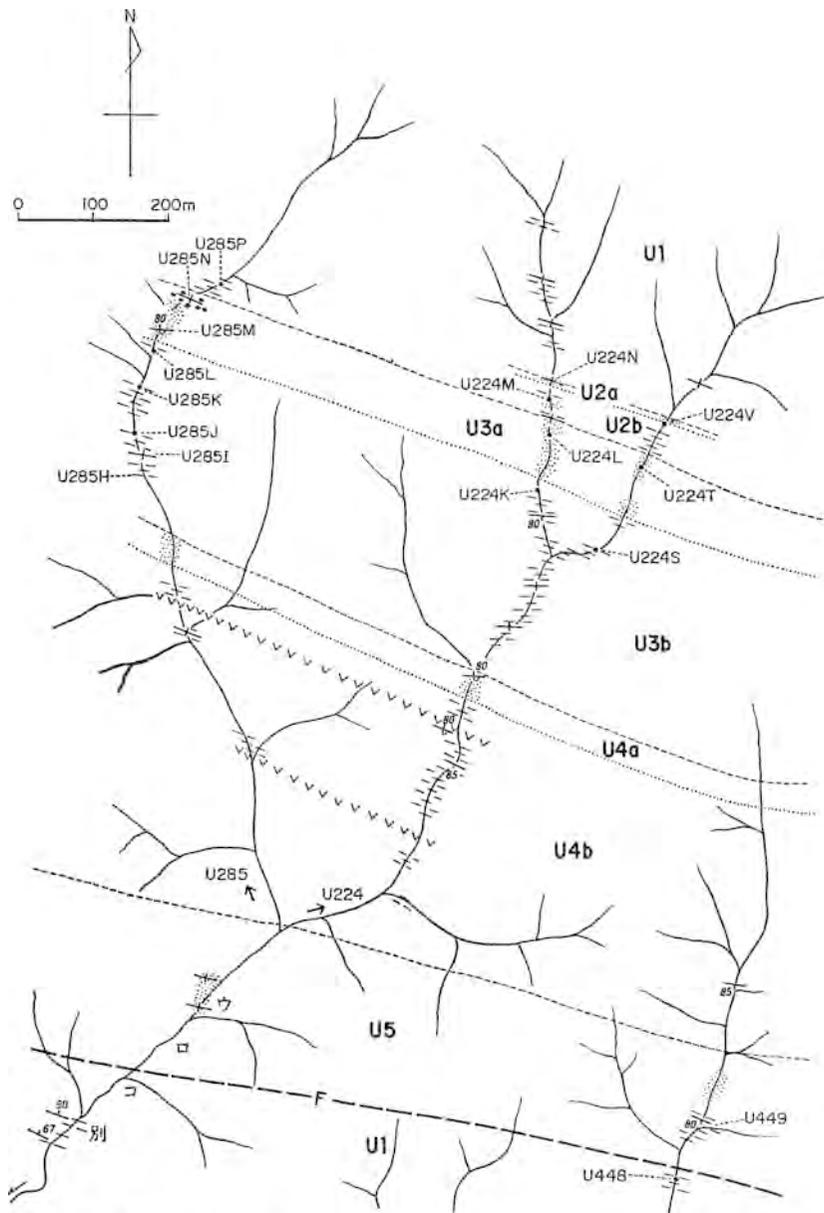


第 48 図 乳呑川中・上流地域の空中写真 地層はほぼ直立して、砂岩層は稜線を形成している。第 46・51 図を参照。林野庁撮影の空中写真(山-670, C40-9,10)の複製を使用

部層に整合に覆われる。模式地よりも様似ブロックに分布する本部層のほうがより細粒な堆積物よりなり、層厚も増す。

ウロコ別

乳呑川流域と類似の層序と化石の産状を観察できる(第49図)。地点U224V・U224N では、U2aは厚さ5-6mの細粒砂岩である。



第49図 浦河市街地北方、ウロコ別上流地域における上部蝦夷層群のルートマップ U1: 浦河系層, U2a-U5: 乳呑川系層

月寒川上流 - 西幌別

南北両側を断層で接する幅狭い地域に分布している。細粒砂岩-シルト岩からなる。このU2部層は蟹江(1966)がU6部層としたものである。露出はあまり良くないが、層厚は約50m前後である。

堺町

この地域では断層に境されて南北2地域に分布する(第50図)。南に分布する本部層は細粒砂岩-シルト岩からなる。層厚は約200mである。北側では厚さ120mのシルト岩である。

U3部層

本部層は乳呑川中流(第46図)とウロコ別上流(第49図)に模式的に分布しており、タンネベツ川下流にも小面積の分布がある。本図幅地域以外には、浦河図幅地域の浦河市街とその東部や、三石図幅地域の井寒台地域に分布している。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。

乳呑川中流 - ウロコ別上流

U3aは凝灰質細粒砂岩よりなり、上部の方がより粗粒で礫を含むことがある。層厚は75mである。

U3bは主に無層理の灰黒色シルト岩からなり、豊富に石灰質団塊を含んでおり、海緑石を含むことがある。地点U246Aでは厚さ4mの礫岩層を挟む(第46図)。層厚は乳呑川流域で250m、ウロコ別で270mである。

タンネベツ川下流

北支流の地点U425・U426に、上部を断層に切られて、下部の細粒砂岩が分布する。層厚は60m以上である。

U4部層

下位のU3部層から移化し、上位のU5部層の砂岩に整合に覆われる。主部(U4b)は厚さ300-400mのシルト岩からなり下部と中部に凝灰質砂岩や細粒凝灰岩を挟む。基底部(U4a)に厚さ50m以下の中-粗粒砂岩層がある。模式地はウロコ別上流(第49図)にあり、乳呑川中流(第46図)・月寒川上流(第51図)・西幌別でも観察できる。一般に西部の方がより粗粒な堆積物からなり、また無層理になる傾向が認められる。

ウロコ別中流

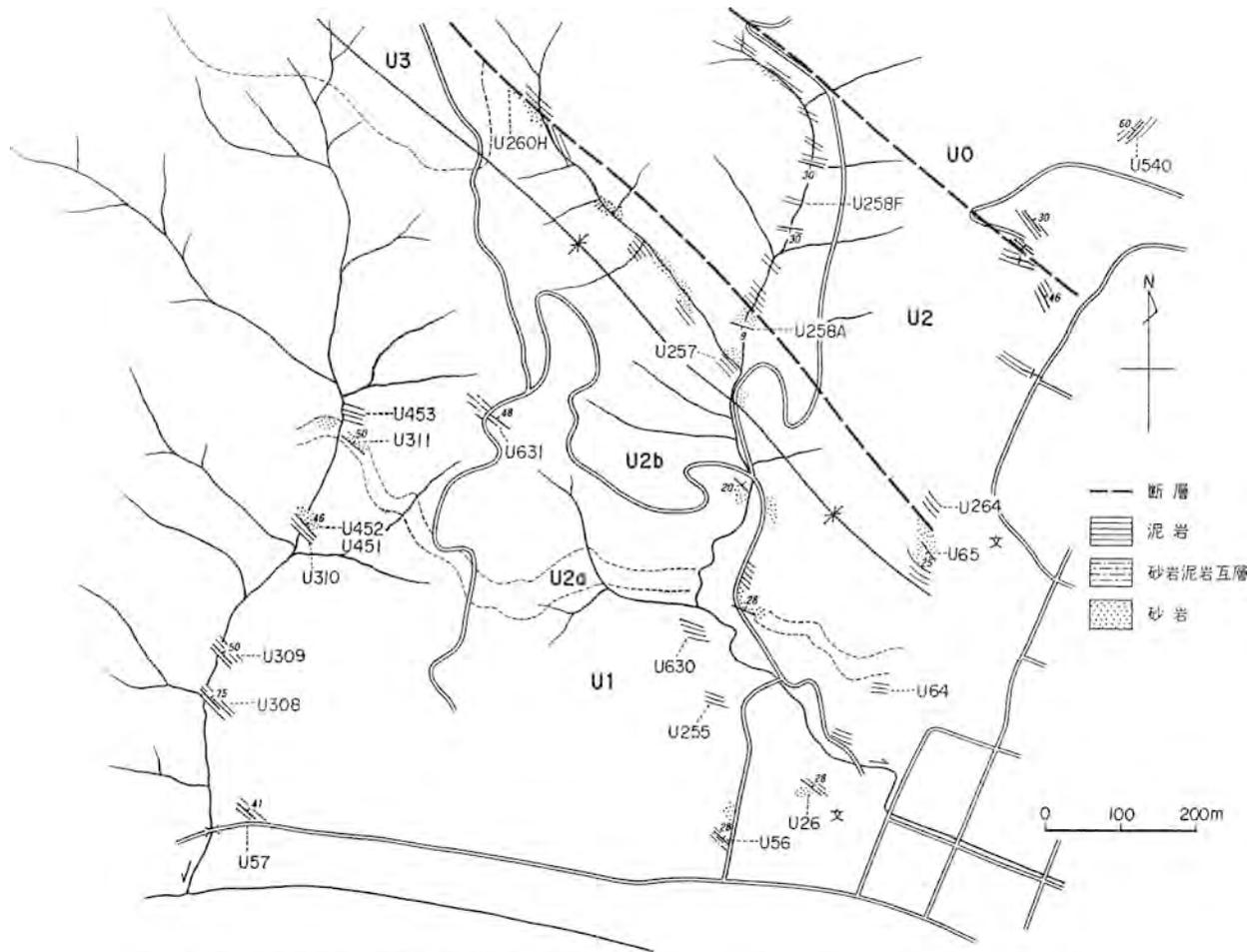
U4aは粗粒-礫質砂岩で多量の海緑石粒やシルト岩・砂岩の岩片を含み、礫はU2aのものに類似する。本部層の下位と上位はそれぞれU3b・U4bのシルト岩に移化する。U4bは主としてシルト岩からなり、凝灰岩や砂岩を頻りに挟んでいる。下部に厚さ15mの珪質凝灰岩、中部にも厚さ10mの凝灰岩を挟む。

乳呑川中流

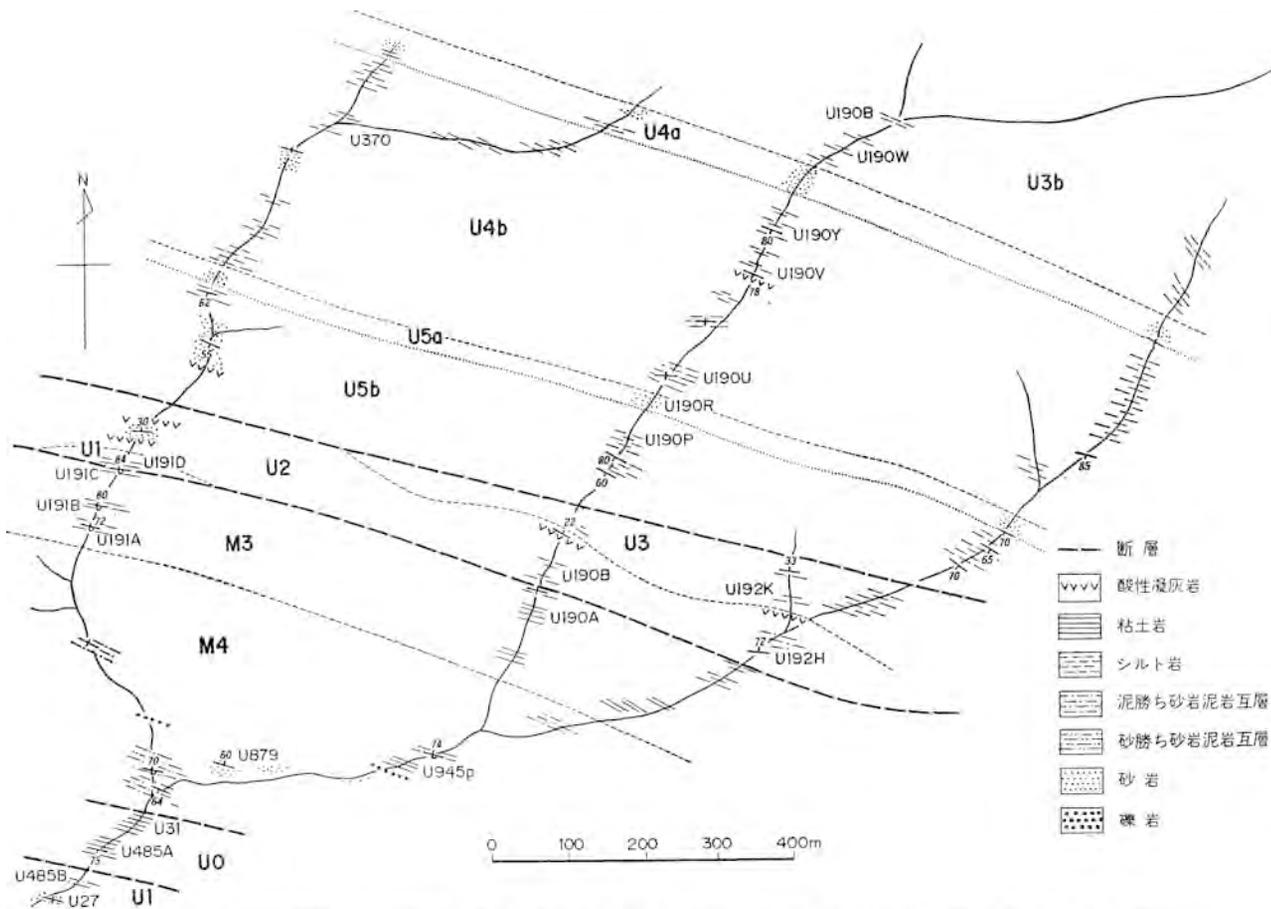
U4aはU9・U157両地点に露出している(第46図)。U9はチャートの細礫やシルト岩礫を含む粗粒砂岩である。U157は中粒砂岩であり、両露頭ともU4aの中では比較的低位層準と考えられる。

月寒川上流

U4aは層厚約40mの細粒砂岩で、海緑石粒を含む。U4bは下位からシルト岩、細粒凝灰岩(6m+；



第 50 図 浦河-堺町-東井寒台地域における上部蝦夷層群のルートマップ U0・U1: 浦河累層, U2a-U3: 乳香川累層



第 51 図 月寒川上流地域における中部蝦夷層群及び上部蝦夷層群のルートマップ (蟹江, 1982, 第 1 図に基づく)。M3・M4: 中部蝦夷層群給筈層, U0-U5b: 上部蝦夷層群 (U0・U1: 浦河系層, U2-U5b: 乳呑川系層)

第51図，地点U190V)，シルト岩の層序となっている。

U5部層

主部(U5b)はシルト岩ないし砂質シルト岩からなる。基底部(U5a)は層厚30-35 mの細粒無層理の凝灰質砂岩層で、U4bのシルト岩から整合的に移化する。U5bの上部は断層で切られているために層厚は少なくとも125 m以上である。月寒川上流部(U190・U191・U192，第51図)を模式地として、ウロコ別中流(U224，第49図)・乳呑川中流(U449，第47図)・西幌別(U119，第47図)にも露出がある。浦河地域ではU5部層は上部蝦夷層群の最上部を占める。

月寒川上流

この地域の3本の支流(第51図)に露出があり、U5aとU5bに細分できる。U5aは層厚30 mの灰白色の凝灰質細粒砂岩であり、多量の海緑石粒を含んでいるので良好な鍵層となる。U5bは砂質のシルト岩で、U4bのシルト岩と比べより粗粒である。層厚は120 m以上である。

IV. 3. 4 化石・対比

ここでは西舎地域(第52図)とその周辺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。

下部蝦夷層群

本地域では北海道中央部に発達するオルビトナリ石灰岩の分布もみられず、いまだ地質時代を明示する化石は発見されていない。

中部蝦夷層群

本層群は下位より歌笛累層と絵笛累層に二分され、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5表に示す。

歌笛累層

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まれに産し、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

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(地点 U932p⁴⁾，U933p，第37図)から *Mortoniceras cf. kiliani*，*Desmoceras cf. latidorsatum* を得ている。これらの化石に基づき、MATSUMOTO and KANIE(1982)はM1a部層の上部を上部アルビアンに対比した。

三石地域の咲梅川支流から報告された *Cymatoceras cf. sakalavum* (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-上部アルビアンに対比した。

4) U932pのpは転石であることを示す。以下同じ。

第5表 中部蝦夷層群産大型化石リスト ():比較種, *:多産, 産地番号の前のUは省略してある. 第52図を参照. a)=U904(松本・岡田, 1973); b)=U933p(同上); c)=U932p(同上)

Species	歌 笛 累 層			絵 笛 累 層		
	M1a	M1b	M1c	M2	M3	M4
COELENTERATA Hexacorallia						253B
ECHINOIDEA <i>Stenonaster</i> sp. Echinid				461p4		(799) 747p
PELECYPODA(except inocerami) <i>Cymbophora</i> ? sp. <i>Solemya</i> sp.		920 920				
INOCERAMI <i>Inoceramus</i> (<i>I.</i>) <i>hobetsensis</i> NAGAO & MATSUMOTO <i>I.</i> (<i>I.</i>) <i>teshioensis</i> NAGAO & MATSUMOTO <i>Birostrina nipponicus</i> NAGAO & MATSUMOTO <i>B. costatus</i> NAGAO & MATSUMOTO <i>B. pennatulus</i> PERGAMENT <i>I.</i> sp.			527p*	523,580A,580B,580C*	(549p) (839) 839	518A 529p,762p,(797p),799 762p
AMMONOIDEA PHYLOCERATIDAE <i>Partschiceras japonicum</i> (MATSUMOTO) TETRAGONITIDAE <i>Anogaudryceras limatum</i> (YABE) <i>A.</i> ? n. sp. <i>A.</i> sp. Gaudryceratid				461p ^{a)} 461p3		745,799 253B
DESMOCERATIDAE <i>Desmoceras latidorsatum</i> (MICHELIN) <i>Mesopuzosia</i> sp. Puzosiid	(585p) ^{b)}			414Fp	880p	
MORTONICERATIDAE <i>Mortoniceras</i> (<i>M.</i>) <i>kiliani</i> (LASSWITZ)	(585p) ^{c)}					
ACANTHOCERATIDAE <i>Romaniceras</i> sp.						414Fp
COLLIGNONICERATIDAE Collignoniceratid					253B	
BACULITIDAE <i>Sciponoceras</i> sp.					518B	
PLANTS reef(coniferales) cone(coniferales)					549p 549p	

M1b 部層

TAKETANI(1982)は、向別川支流高津川の支流・熊の沢において地点 My76-05・My76-06(第37図)から、*Eusyngium spinosum*, *Holocryptocanium barbui*, *Squinabollum fossilis* などの放散虫を検出し、上部アルビアン-下部セノマニアン群集に対比した。また、MAIYA and TAKAYANAGI (1977)の *Tritayia disjuncta* 群集帯(アルビアン)に対比される底生有孔虫群集を検出した。

なお、浦河地域の浦河郡浦河町東幌別から、*Puzosia subcorbarica* が採集され、上部アルビアンに対比されている。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

高津の沢支流、熊の沢において TAKETANI(1982)は地点 My76-11, My76-12, My76-13, My76-15(第36図)から *Diacanthocapsa euganea*-*Thanarla elegantissima* 帯の放散虫群集(上部アルビアン-下部セノマニアン)を、また MAIYA and TAKAYANAGI (1977)は、*Rotalipora*-*Textularia hikagezawensis* 帯(セノマニアン)の底生有孔虫群集を検出している。

タンネバツ川上流では、TAKETANI(1982)は、地点 U525(第39図)の黒色粘土岩から *Diacanthocapsa euganea*-*Thanarla elegantissima* 帯の放散虫群集を、MAIYA and TAKAYANAGI (1977)は *Rotalipora*-*Textularia hikagezawensis* 帯の有孔虫群集を、また地点 U527p より *Inoceramus (Birostrina) sp.* が採集された。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。

絵笛果層

本果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

向別川中流の礫岩中の泥岩礫(地点 U580B, 第52図)とその直上の泥岩(U580A)から *Birostrina costatus* を産し、中部セノマニアンに対比される。

タンネバツ川上流の地点 U523 付近(第39図)から *Rotalipora*-*Textularia* 有孔虫生存帯と *Eusyngium spinosum* 放散虫群集(TAKETANI, 1982, figs. 7・23)が知られている。

M3 部層

本部層の下部は *Birostrina cf. pennatulus* を産することから上部セノマニアンに、上部は三石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ューロニアンに対比される。

小絵笛川及び絵笛川中・上流

大型化石は未発見であるが、TAKETANI(1982, figs. 24)はこの地域の地点 My76-140~144, My76-146・147 から、*Holocryptocanium barbui*, *Thanarla elegantissima* を、また My76-140~147 から *Diacanthocapsa euganea* などの放散虫を報告し、セノマニアンに対比している。また TAKETANI(1982)が本地域で M1 部層、M2 部層とした地層から、米谷(私信)は、各々セノマニアン型、チューロニアン型の底生有孔虫を検出している。したがって、本報告では米谷の見解に基づき、中帯の M3 部層をセノマニアンからチューロニアンにわたる堆積物としておく。本部層の最下部と考えられるシルト岩(地点 U839, 第52図)より *Birostrina cf. pennatulus* を産する。

向別-上向別, ラムシ

地点 U549 の転石から *Birostrina cf. nipponica* を産した.

タンネベツ沢上流

化石は地点 U518B(第 39 図)から *Sciponoceras* sp. を産した. TAKETANI(1982)は TA16-02・03, TA14-09・02, TA12-02 から放散虫群集を報告し, それぞれの地層を M1・M2・M3 部層に含めた. 米谷(私信)によれば, この地域の有孔虫はセノマニアン型のものである.

乳呑川上流

米谷(私信)は, 有孔虫化石から, セノマニアン相当層の存在を考えた. TAKETANI(1982)も放散虫化石から類似の結論に達した. したがって本報告ではこの地域に分布する地層を M3 部層とみなした(第 44 図). 大型化石は未発見である.

月寒川中流

地点 T508 から *Amphipyndax stocki*, *Eusyringium* などの放散虫(TAKETANI, 1982)とセノマニアン型の浮遊性有孔虫(米谷, 私信)を産する.

M4 部層

西舎地域には本部層の中・上部が発達し, *Inoceramus(Inoceramus) hobetsensis* や *Inoceramus(Inoceramus) teshioensis* を産する. 本部層の中・上部は, これらの化石から上部チューロニアンに対比される. 一方, 南隣の浦河地域に分布する下部層は, *Collignoniceras woollgari* を産することから中部チューロニアンに対比される.

小絵笛川中・上流

南翼地域の地点 U799(第 52 図)より *Inoceramus(Inoceramus) teshioensis* を産し, 上部チューロニアンに対比される.

絵笛川上流

地点 U745 より(第 42 図) *Anagaudryceras limatum* を産した.

タンネベツ川中・上流

地点 U253B(第 52 図)より *Anagaudryceras* sp. や *Collignoniceratid ammonite* を, また, 約 100 m 下位の地点 U295(第 40 図)から *Globotruncana helvetica* 帯の浮遊性有孔虫を産し(米谷, 私信), チューロニアンに対比される. U517(第 39 図)から *Inoceramus(Inoceramus) hobetsensis*, U529(第 39 図)から *Inoceramus(Inoceramus) teshioensis* が産している. また TA08-01・05 から *Dictyomitra formosa* 帯の放散虫化石を産し, チューロニアンに対比される(TAKETANI, 1982).

南隣の浦河地域の月寒川上流の地点 U945p(第 51 図)から, 中部チューロニアンの示準アンモナイトである *Collignoniceras woollgari* を産する.

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 6 表に示す.

浦河累層

本累層から軟体動物・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

本部層の下部から上部にわたり *Inoceramus (Inoceramus) uwajimensis* を産し，コニアシアンに対比される。

絵笛川中流

この地域から産出する化石は，以下のとおりである。

地点 U750・U828(第42図)から *Inoceramus (Inoceramus) uwajimensis* が，また，MI74-243・MI74-245・U751・U744・U749 から *Silicosigmoilina ezoensis/Rzehakina epigona-Globotruncana canalicula/G. marginata* 帯に属する底生・浮遊性有孔虫(MAIYA and TAKAYANAGI, 1977)が，更に *Squinabollum fossilis* 帯並びに *Archaeospongoprimum triplum* 帯に対比される放散虫(TAKETANI, 1982)が産出している。

向別-絵笛

堺町の地点 U72(第52図)の石灰質団塊から *Gaudryceras denseplicatum*, *Polyptychoceras* sp. が，同じく地点 U540 の石灰質団塊から *Sphenoceramus naumanni*, *Polyptychoceras* sp. 及び *Puzosiid ammonite* を産した。

タンネベツ川上流-西舎西方

タンネベツ川上流では *Inoceramus (Inoceramus) uwajimensis* を多産する(第39・40図)。また，西舎の地点 U499E(第52図)から大型の *Tetragonites glabrus* を産した。

乳呑川上流

U454p と U167A の両地点(第44図)から *Inoceramus (Inoceramus) uwajimensis* を産した。

浦河市街地域

浦河図幅地域に分布する泥岩から，*Inoceramus (Inoceramus) uwajimensis* を産するので本部層とみなした。

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。

絵笛川中流

黒色粘土岩中の石灰質団塊から以下のような軟体動物化石を産した(第42図，MATSUMOTO and KANIE, 1979)。

地点 U740p1 *Inoceramus (Platyceramus) cf. amakusensis*

地点 U740p2 *Inoceramus (Platyceramus) cf. japonicus, Sphenoceramus naumanni, Kitchinites (Neopuzosia) sp., Eupachydiscus sp.*

地点 U740p4 *Damesites semicostatus*

地点 U741p *Plesiotexanites yezoensis*

また，地点 M174-244 から *Silicosigmoilina futabaensis-S. ezoensis* 帯を構成する底生有孔虫化石が産出

第6表 上部蝦夷層群産大型化石リスト () : 比較種, * : 多産, 産地番号の前のUは省略してある, 第52図を参照, a) = U906(松本・岡田, 1973)

Species	浦 河 累 層		乳 谷 川 累 層			
	U0	U1	U2	U3	U4	U5
COELENTERATA Hexacorallia		166,876				
CRINOIDEA Crinoid		280p				
ECHINOIDEA <i>Nipponaster hokkaidoensis</i> LAMBERT Echinid	823p			224p 190W		449p
ARCHAEOGASTROPODA <i>Margarites sachalinensis</i> NAGAO Naticid		740p2		246p, 285p		
MESOGASTROPODA "Anisomyon" <i>transformis</i> DUNDO "A." <i>giganteus</i> (SCHMIDT) [type A] <i>Gigantocapulus giganteus</i> (SCHMIDT) <i>Tabia japonica</i> (NAGAO) <i>Anchula</i> ? sp.		280p	13, 118, 190B, 260p, 305, 311*, (420p), 631 192Kp	246p 285p		
NEOGASTROPODA <i>Serrifusus sachalinensis</i> (NAGAO)				119p		
INOCERAMI <i>Inoceramus</i> (<i>I.</i>) <i>uwajimensis</i> YEHARA <i>I.</i> (<i>Platyceramus</i>) <i>amakusensis</i> NAGAO & MATSUMOTO <i>I.</i> (<i>P.</i>) <i>japonicus</i> NAGAO & MATSUMOTO <i>I.</i> (<i>P.</i>) <i>yubarensis</i> NAGAO & MATSUMOTO <i>I.</i> (<i>Endocostea</i>) <i>ezoensis</i> YOKOYAMA <i>I.</i> (<i>E.</i>) <i>balticus</i> NAGAO & MATSUMOTO <i>I.</i> (<i>Cordiceramus</i>) <i>cordiformis</i> SOWERBY <i>I.</i> sp. <i>Sphenoceramus naumanni</i> YOKOYAMA <i>S. orientalis nagaoi</i> MATSUMOTO & UEDA <i>S. orientalis orientalis</i> NAGAO & MATSUMOTO <i>S. schmidti</i> MICHAEL <i>S. sachalinensis</i> SOKOLOW <i>Didymotis akamatsui</i> (YEHARA)	167A, 454p, 460, 461p1, 461p2, 462* ¹ 534p2, 750, 824p, 826p, 828 827p 516p, (540) 454p	875 166, 280p, 329, 454p, (740p1), 873p, (882) (740p2) 873p (166) 166C 16 872p 53, 280p, 534p1*, 740p2, (882), 883 630	260p, 260H, 311 311 13*, 64, 65*, 190B, 192K, 192M, 246L, 246p, 257 258Fp, 260p*, 260H, 311*, 420p*, (425B), 450p, 453, 534	224p 11, 119p, 120R*, 159, 224p, 246p, 260p, 285p*, 288p, (425B), 450p 224p		
PELECYPODA(except inocerami) <i>Acila</i> (<i>Truncacila</i>) <i>hokkaidoensis</i> (NAGAO) <i>Nanonavis sachalinensis</i> (SCHMIDT) <i>Propeamucium cowperi yubarensis</i> YABE & <i>Lucina</i> (<i>Myrtea</i>) <i>ezoensis</i> NAGAO NAGAO <i>Glycymeris</i> sp. <i>Anomia</i> sp. <i>Portlandia</i> ? sp. Ostreid Terenid <i>Apiotrigonia</i> (<i>A.</i>) <i>hetonaiana</i> TASHIRO	744	166 166 166	311 260p 13, 246L	190B' 11, 246p 285p 246p		9
AMMONOIDEA PHYLLOCERATIDAE <i>Neophylloceras subramosum</i> SPATH <i>Phyllopachyceras ezoense</i> (YOKOYAMA)		534p1		415p		
TETRAGONITIDAE <i>Tetragonites glabrus</i> (JIMBO) <i>T. popetensis</i> (YABE) <i>T.</i> sp. <i>A. yokoyamai</i> (YABE) <i>Gaudryceras tenuiliratum</i> (YABE) <i>G. denseplicatum densplicatum</i> (JIMBO) <i>G. striatum</i> (JIMBO) <i>G. (Vertebrites) kayei</i> (FORBES) <i>G.</i> sp.	499E (499E) 72	189p, 740p2 55 53 189p, 534p1, 882, 883 53, 505	(419p)	119p, 120R, (190B'), 224p, 285p, 450p* 224p, 246p 246p, 285p 285p 415p		
SCAPHITIDAE <i>Scaphites</i> sp.	462 ^{a)}					
DESMOCERATIDAE <i>Damesites damesi</i> (JIMBO) <i>D. semicostatus</i> (YABE) <i>D.</i> sp. <i>Desmophyllites diphyllodes</i> (FORBES) <i>Kitchnites</i> (<i>Neopuzosia</i>) <i>japonica</i> (SPATH) <i>K.</i> (<i>Neopuzosia</i>) sp. <i>Mesopuzosia yubarensis</i> (JIMBO) Puzosiid <i>Anapachydiscus fascicostatus</i> (YABE) <i>A.</i> sp. <i>Eupachydiscus haradai</i> (JIMBO) <i>E.</i> sp. <i>Canadoceras kossmati</i> MATSUMOTO <i>C. aff. kossmati</i> MATSUMOTO <i>C. multicostatum</i> MATSUMOTO <i>C. yokoyamai</i> MATSUMOTO <i>C. aff. yokoyamai</i> MATSUMOTO <i>C.</i> sp. <i>Patagiosites</i> sp. <i>Teshioites aff. ryugasensis</i> MATSUMOTO Pachydiscid	462 ^{a)} 499E, 540 (827p)	166* 505 505 53 740p2 515p, 871, 873p 36, 874 740p2	53q 420p 224p	415p 11 224p, 285p*, 450p 285p 190Wp 246p 246p 190B', 192Kp, 246p 224p 119p, 415p	(370p)	190Pp
KOSSMATICERATIDAE Kossmaticeratid					370p	
PLACENTICERATIDAE <i>Metaplacenticeras subtilistriatum</i> (JIMBO)					340p, 370p	
MUNIERICERATIDAE <i>Muniericeras</i> sp. nov. MATSUMOTO & KANIE		740p3				
COLLIGNONICERATIDAE <i>Plesiotelexites yezoensis</i> MATSUMOTO <i>Paratelexites compressus</i> MATSUMOTO		741p 471p, (472p)				
NOSTOCERATIDAE <i>Ainoceras kamuy</i> MATSUMOTO & KANIE <i>A. paucicostatum</i> MATSUMOTO & KANIE <i>Didymoceras</i> sp. <i>Glyptoxoceras</i> ? sp.			260H 260 13		370p	
DIPLOMOCERATIDAE <i>Ryugasella</i> ? sp. <i>Polyptychoceras</i> (<i>P.</i>) <i>haradanum</i> (YOKOYAMA) <i>P.</i> sp.	540	534p1	285p, 450p 246p			
BACULITIDAE <i>Baculites anceps pacificus</i> MATSUMOTO & <i>B.</i> sp. OBATA				288p	370p	

する。

向別-絵笛

地点 U329 から *Inoceramus (Platycramus) cf. amakusensis* を産した。

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。YOKOYAMA(1890), JIMBŌ(1894)が記載した無脊椎動物化石群は、大部分が西隣の三石図幅地域より産し、本図幅地域にはその一部が分布しているのみである。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。また地点 U630(第50図)の粘土岩中の団塊から *Sphenoceramus orientalis nagaoi* 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。

タンネベツ川上流

大型化石は未発見であるが、TAKETANI(1982)は、TA01-02, TA01-05, TA01-07 から、*Lithatractus pusillus*, *Amphipyndax stocki*, *Stichomitra manifesta*, *Cornutella carifornica* などの放散虫を報告し、また MAIYA and TAKAYANAGI(1977)は、*Silicosigmoilina futabaensis-S. ezoensis* 帯の浮遊性有孔虫を報告し、サントニアンに対比している。

乳呑川上流

軟体動物・有孔虫・放散虫化石を産し、これらの化石から下部の150 mはコニアシアンに、上部の100 mはカンパニアンに対比される(第42・47図)。また乳呑川支流のCB01-CB09(TAKETANI, 1982)でもコニアシアン放散虫・有孔虫化石が確認されている(第42図)。

浦河市街地域

地点 U882, U883(第52図)では、シルト岩-細粒砂岩から *Inoceramus (Platycramus) amakusensis*, *Sphenoceramus naumanni*, *Gaudryceras denseplicatum* を産したので、この地層をU1部層とみなした。また、U53, U55の粘土岩中の団塊から、*Kitchinites (Neopuzosia) japonica*, *Gaudryceras tenuiliratum*, *Anagaudryceras yokoyamai*, *Sphenoceramus naumanni* を産するので、この地層もU1部層に対比した。

乳呑川累層

本累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

本部層の砂岩や泥岩から、*Sphenoceramus orientalis*, “*Anisomyon*” *transformis* を多産し(KANIE, 1975, 1977), これらは異常巻アンモナイトの *Ainoceras paucicostatum*, *A. kamuy* と共産する(MATSUMOTO and KANIE, 1967)。砂岩中には木片とともにカキ類化石を含むことがある。

乳呑川中流

地点 U13 からは *Sphenoceramus orientalis*, “*Anisomyon*” *transformis*, *Ainoceras* を特徴的に産する(蟹江, 1966)。

月寒川上流-西幌別

Sphenoceramus orientalis を多産する(第51図, 地点 U190B・U192H)。

堺町

浦河地域の地点 U260H (第 50 図) では *Sphenoceras orientalis*, “*Anisomyon*” *transformis* を多産し, *Ainoceras paucicostatum*, *A. kamuy* を普通に産する。またこれより北の西舎地域の地点 U258F のシルト岩から, *Sphenoceras orientalis* を産した。

U3 部層

砂岩, シルト岩や後者に介在する石灰質団塊から *Sphenoceras* を豊富に産し, 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。

乳呑川中流-ウロコ別上流

本部層の全層準から *Sphenoceras schmidti* が産出する。U3a の砂岩からは巨大な *Sphenoceras schmidti* を散在的に産し(第 53 図), また生痕化石もみられる。*Phyllopachyceras ezoense*, *Tetragonites popetensis*, *Gaudryceras striatum*, *Canadoceras kossmati*, *Ryugasella?* sp. などのアンモナイトを多産する(第 6 表)。

U4 部層

最下部の砂岩層から *Apiotrigonia* (*Apiotrigonia*) *hetonaiana*, 比較的下部のシルト岩層から *Metapla-centiceras subtilistriatum* などを産するので, 上部カンパニアンに対比される(蟹江, 1982)。

乳呑川中流

TASHIRO(1978)は地点 U9 (第 46 図)の露頭から *Apiotrigonia* (*Apiotrigonia*) *hetonaiana*を報告している。



第 53 図 巨大な *Sphenoceras schmidti* を含む乳呑川累層 U3 部層下部の砂岩(乳呑川中流, 地点 U11, 第 46 図を参照)

月寒川上流

地点 U370p (第 51 図) では、凝灰岩層の下部のシルト岩中の石灰質団塊から *Metaplacenticeras subtilistriatum* をまれに産する。別の団塊から *Inoceramus (Endocostea) sp.*, *Didymoceras sp.*, *Kossmaticeratid*, *Baculites sp.* が採集されている (蟹江, 1982)。松本 (1981) は U370 の近くから *Hapropbragnoides sp.*, *Silicosigmoilina futabaensis* などの底生有孔虫を報告している。またこの層準の西の延長の西幌別の小沢の U340p (MATSUMOTO, 1942) から *Metaplacenticeras cf. subtilistriatum* を報告している。

U5 部層

U5b 層の下部に相当する月寒川上流の地点 U190Pp の石灰質団塊から、*Patagiosites sp.* を産するので、上部カンパニアン-マストリヒチアンに対比されている (蟹江, 1982)。

IV. 4 地質構造

神居古潭帯の白亜系は、ニタラチ-オショロベツ衝上断層 (第 27・31 図) の南西側に分布する。この白亜系は一般に北西-南東~西北西-東南東走向で、北東又は南西に 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 (第 4 図)、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。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、南西方向により複雑であり、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。この分布域を、西から歌笛、浦河、様似の 3 ブロックに区分する。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。

V. 新第三系

V. 1 ランプロファイアー (La)

ランプロファイアーが本地域南西部の白亜系中に岩脈として貫入することは古くから知られ、竹内・三本杉 (1938) により、モンチカイト質岩として記載されている。最近、久保ほか (1984) により、その年代測定が行われ、黒雲母の K-Ar 年代として 17.7Ma の値が得られ、前期中新世の貫入であることが明らかになった。また、久保・佐藤 (1984) は、このランプロファイアーの岩石学的特徴を記載した。

ランプロファイアーの岩脈は、向別に2か所、乳呑川上流に4か所認められる。乳呑川の上流側の3岩脈は、中部蝦夷層群への貫入であるが、他は上部蝦夷層群中に貫入した岩脈である。貫入形態は周囲の地層の層理に平行している。岩脈の大きさは、乳呑川の岩体で幅6.8 m、他も数m程度で、地層の走向方向に細長く分布する。岩脈ごとの岩質の差は認められないが、一般に風化している。久保・佐藤(1984)の記載した岩脈は、乳呑川沿いの4か所の岩脈のうち最も下流側の岩脈である。他の岩脈に比べ、この岩脈の岩石が最も新鮮である。

以下の記載は久保・佐藤(1984)によった。岩脈は斑状、濃緑灰色の岩石からなり、粗粒の単斜輝石・黒雲母及び杏仁状沸石で特徴づけられる。岩石の細粒石基部は、自形の単斜輝石と黒雲母、デンドライト状カリ長石、等次元状不透明鉱物・多形の沸石からなる。

単斜輝石はサーラ輝石質で、Ti・Alに富む。黒雲母はTi・Mgに富み、石基中の黒雲母はまれに金雲母質の場合がある。

本岩はTiO₂・K₂O・CO₂に富み、アルカリ岩系に属する。Rb, Sr含量はそれぞれ80, 1,240ppmで、⁸⁷Sr/⁸⁶Sr 現在値は0.70612である。

以上の特徴から、本岩はややK₂Oに富むモンチカイトであると結論されている。

V. 2 上杵臼累層(km)

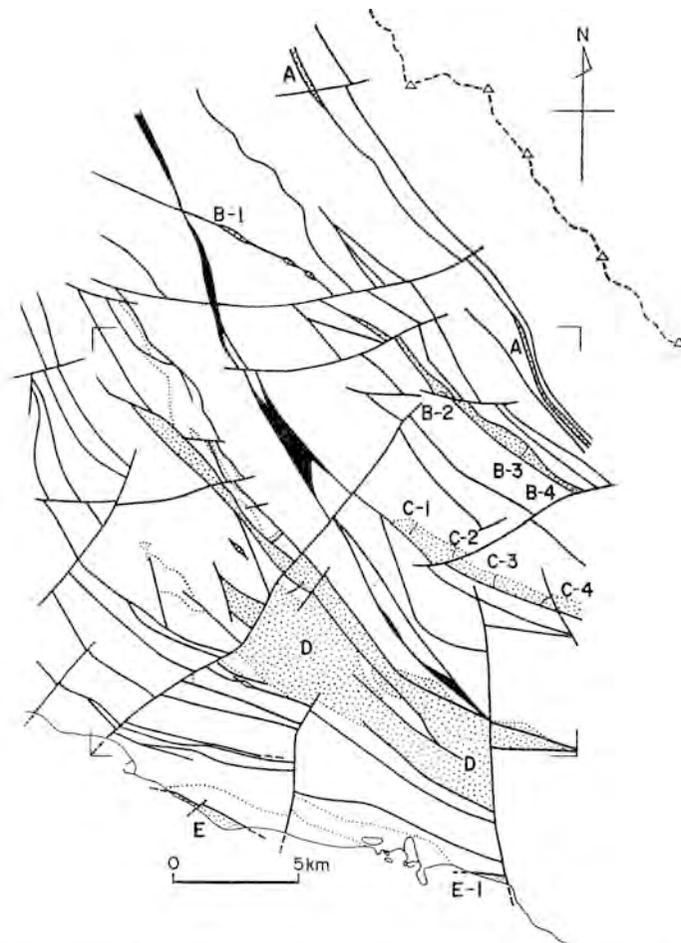
本地域に分布する新第三系は礫岩に始まり泥岩に至る一連の堆積物であり、SUZUKI *et al.* (1983)の定義に従いこれらの堆積物を一括し、上杵臼累層とする。これまで、西舎地域及び周辺地域の新第三系、すなわち中新世の地層群は、竹内・三本杉(1938)により新冠層群とされ、下位より比宇層、幌別層、荻伏層及び三石層に区分の上、それらは川端統に対比された。これらのうち西舎地域に分布するのは比宇層と幌別層である。しかし、彼らの記載した岩相は模式地の設定も異なり、本地域の岩相とは明瞭に異なる。彼らの比宇層最上部の石炭層も西舎地域には分布しない。SUZUKI *et al.* (1983)は、本地域の新第三系を新たに上杵臼累層と呼び、そこから産する軟体動物化石群集を記載した。

その分布は日高帯と神居古潭帯にまたがり、この地域に卓越する北北西-南南東ないし北西-南東方向の走向断層に挟まれて、狭く帯状ないしはレンズ状をなして分布する。この分布域を便宜上A-Eの5帯に区分する(第54図)。D帯の南東部及びE帯は南隣の浦河地域に含まれる。D帯は本地域で最も広い分布地域であるが、露出はあまり良くない。模式地は、C帯の上杵臼開拓地の日高幌別川左岸、シマン川下流及びメナシュンベツ川中流地域である。

本累層は、多くの場合、基盤と断層関係であるが、C帯では神威層群、D帯では中部蝦夷層群をそれぞれ基底礫岩を伴って不整合に覆う(第55図)。

上杵臼累層の主な地域の地質柱状図を第56図に示す。本累層は、基底礫岩から始まり、それは最も厚いところで約30 mの厚さを有する。礫岩は暗緑色の粗粒-極粗粒砂岩を基質とする中礫からなり、亜円礫が多い。その最下部には、日高幌別川中流のように、径2-3 m(最大径約6 m)の神威層群に由来する緑色岩、砂岩泥互層、チャート、石灰岩などの角礫状の岩塊を含むことがある。

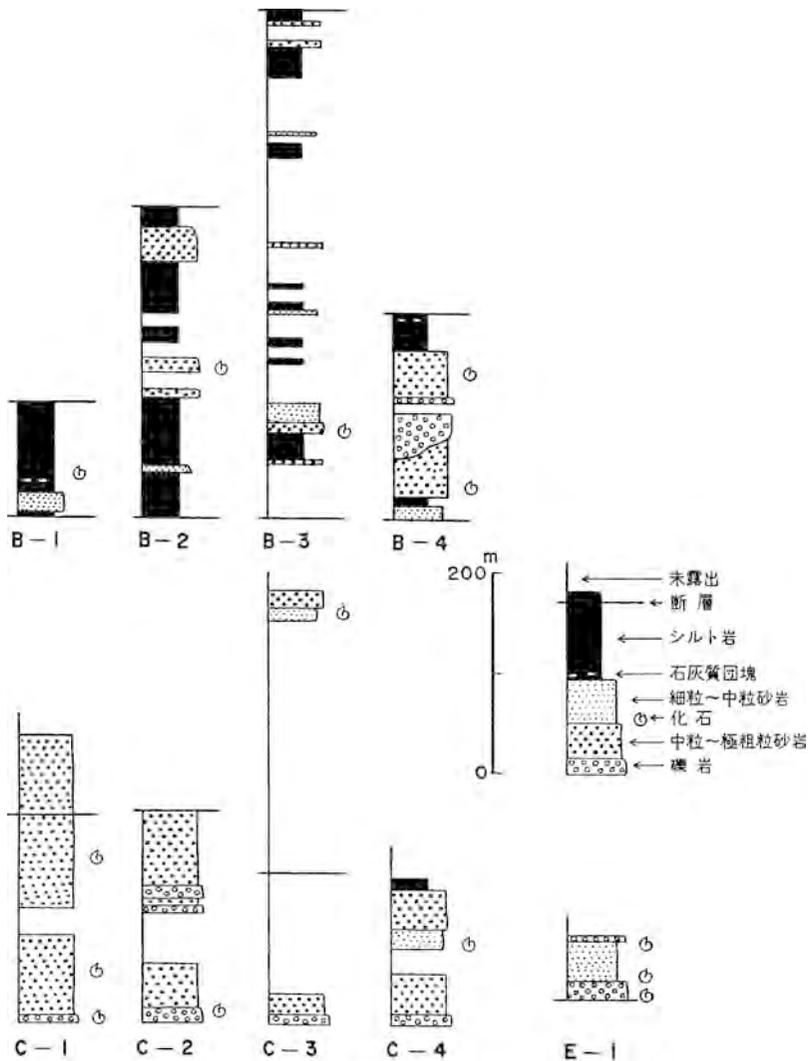
基底礫岩の上位には、約300 mの厚さの暗緑色中粒-極粗粒砂岩が重なる。この砂岩の比較的下部に



第 54 図 上杵臼累層の分布略図 上杵臼累層は A-E の砂目の地域に分布, B-1~E-1 は第 56 図における地質柱状図の作成ルート



第 55 図 シエマツ沢累層を不整合に覆う上杵臼累層 (日高観別川中流左岸)



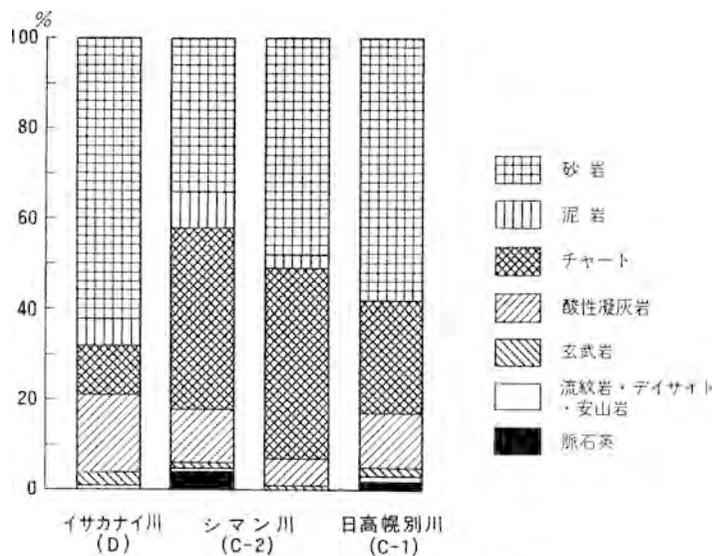
第 56 図 上杵臼累層の地質柱状図 B-1~E-1 は第 54 図を参照

は、2-4 cm 径の礫をまばらに含む部分や細礫岩と砂岩の互層も観察される。

更に砂岩の上位には、300 m 以上の厚さの暗灰色シルト岩がのる。このシルト岩は青灰色細粒-中粒砂岩や石灰質団塊を含む。砂岩は下部に多い。また、このシルト岩は細砂大の軽石を含む。

海辺付近には暗灰色-灰色のシルト岩が発達するが、一部に砂岩泥岩互層や礫岩砂岩互層が認められる。

3 地点の基底礫岩について、礫組成を検討した(第 57 図)。砂岩の礫が最も多く 30-60% を占める。次いでチャート礫が多く、10-40% を占める。次いで酸性凝灰岩ないしは珪質凝灰岩(5-15%)、泥岩(2-10%)、玄武岩(2-4%)の礫となる。また、1-2% の割合で流紋岩・デイサイト・安山岩の礫が含まれる。



第 57 図 上杵臼累層の基底礫岩の礫組成



第 58 図 上杵臼累層の青灰色細粒砂岩中に含まれる貝化石 (メナシェンベツ川中流)

一方、ホルンフェルス・深成岩・変成岩などの日高変成帯由来の礫は全く含まれていない。

本累層から産出した軟体動物化石群集については、SUZUKI *et al.* (1983) が詳しく研究している (第 7 表)。化石が産出する岩相は、基底礫岩・青灰色細粒砂岩 (第 58 図)・石灰質団塊である。この群集は、わずかに暖海性の要素を含むが、多量の寒冷な浅海性の要素からなり、中新世中期の川端期の化石群集とされている。

第7表 上梓白累層から産出した軟体動物化石 (Suzuki et al., 1983). 産地及び層準は第54・56図を参照

Species	Locality									
	B-1	B-2	B-3	B-4	C-1	C-2	C-3	C-4	E-1	
PELECYPODA										
<i>Acila</i> (s. s.) sp.				X						
<i>A. (Truncacila)</i> cf. <i>gottschei</i> (BÖHM)										X
<i>A. (T.)hidakensis</i> NAGAO et HUZIOKA										X
<i>Nuculana</i> cf. <i>pernula</i> (YOKOYAMA)				X						
<i>Yoldia</i> (s. s.) <i>akanensis</i> UOZUMI		X								X
<i>Y. (Cnesterium)</i> <i>notabilis</i> YOKOYAMA			X		X			X		X
<i>Acilana hayasakai</i> (UOZUMI) var.	X	X								
<i>Anadara</i> sp.										X
<i>Glycymeris vestitoides</i> NOMURA	X									X
<i>Mytilus</i> (s. s.) cf. <i>edulis</i> LINNAEUS						X				
<i>M.</i> (s. s.) <i>shunbetsuensis</i> SUZUKI et UOZUMI						X				
<i>M. (Plicatomytilus)</i> <i>hidakensis</i> SUZUKI et UOZUMI				X	X	X				X
<i>Modiolus</i> sp.					X					X
<i>Chlamys cosibensis hanzawae</i> MASUDA					X					X
<i>Ch. sakaii</i> SUZUKI et UOZUMI					X					
<i>Ch.</i> spp.					X					
<i>Monia macroschisma</i> (DESHAYES)					X					
<i>Diplodonta</i> sp.				X	X					
<i>Cyclocardia</i> sp.		X		X	X					X
<i>Clinocardium</i> sp.		X						X		X
<i>Nemocardium?</i> sp.										X
<i>Spisula onnechiuria</i> (OTUKA)					X					X
<i>Peronidia</i> sp.										X
<i>Macoma optiva</i> (YOKOYAMA)	X	X	X	X	X		X	X		X
<i>M. tokyoensis</i> MAKIYAMA	X	X	X				X	X		
<i>M.</i> cf. <i>sejugata</i> (YOKOYAMA)	X	X	X							
<i>Mercenaria chitaniana</i> (YOKOYAMA)										X
<i>Tapes?</i> sp.					X					
<i>Liocyma</i> sp.					X					
<i>Mya (Arenomya) fujiei</i> MACNEIL										X
<i>Panomya simotomensis</i> (OTUKA)		X		X	X					X
<i>Periploma besshoensis</i> (YOKOYAMA)										X
<i>Thracia</i> aff. <i>asahiensis</i> UOZUMI										X
<i>Cardiomya</i> sp.			X							
GASTROPODA										
<i>Turritella (Neohaustator)</i> cf. <i>fortilirata chikubetsuensis</i> KOTAKA			X	X						X
<i>Tectonatica</i> cf. <i>janthostoma</i> (DESHAYES)	X			X	X		X	X		X
<i>Nucella freycineti</i> (DESHAYES)					X					X
<i>Helicofusus</i> sp.			X	X	X					
<i>Neptunea modesta</i> (KURODA)	X									X
<i>N.</i> sp.		X						X		X
<i>Fulgoraria</i> sp.										X
BRACHIOPODA										
<i>Coptothyris grayi</i> (DAVIDSON)					X					
<i>Terebratalia gouldi</i> (DALL)					X					

上杵臼累層は北北西-南南東ないし北西-南東方向の走向断層に挟まれて分布しており、日高西縁褶曲帯では基盤の神威層群とわずかに斜交している。本累層は、不整合付近や境界断層付近では急斜し、シマン川やイサカナイ支流の不整合面は、北東に急斜し、逆転している。そして両地層の走向はわずかに斜交するものの、どちらの地層も逆転層となっている。このように、基盤との地質構造が比較的調和的に見える場所もある。しかし、上杵臼累層の分布は地質図で分かるように基盤の走向方向と斜交する断層に規制されており、上杵臼累層堆積後の構造運動は、褶曲運動よりも日高変成帯の急激な上昇に見られるように断層運動が優勢であったと考える。

上杵臼累層の北西延長は、長谷川・酒匂(1958)のアメマス沢層及び長谷川善和ほか(1972)の第三系、南東延長は鈴木ほか(1959)の新富層しんとみに連続する。また、岩相的には、静内-三石地域の農屋層のや(松下・鈴木, 1962)に類似している。

V. 3 ドレライト(d)

本岩は岩脈をなし、中部中新統の上杵臼累層及びそれと基盤との境をなす断層付近を貫いている。ムコロベツ川中流から新富にかけて最も多く分布する。また、日高幌別川支流オバケ川右岸の段丘崖や、シマン川中流にも見られる。一般にアルバイト化・炭酸塩化・スメクタイト化などの変質作用を受けている。

本岩はかんらん石普通輝石ドレライトで、斜長石・普通輝石・かんらん石・磁鉄鉱・チタン鉄鉱及び少量の針状燐灰石からなる。オフィティック組織を示すものや、等粒状でオフィティック組織があまり発達していないものもある。斜長石は長柱状で外縁部を除いてアルバイト・スメクタイトに変わっている。かんらん石も完全にスメクタイト様鉱物に変わってしまっているが、外形や微細な鉱物の配列状態からその存在を推定した。

V. 4 超苦鉄質岩類(U)

超苦鉄質岩類は、本地域のほぼ中央部を北西-南東方向に帯状に分布する。すなわち、日高西縁構造帯と日高前縁褶曲帯にまたがる地域の断層帯に進入している。北隣の神威岳地域では、この超苦鉄質岩類は、前述の2帯の境界であるイベツ-レダトイ構造線に、本地域でもその延長であるレダトイ-岡田衝上断層に主として進入しており、一部他の断層沿いに進入する。しかし、様似ダム付近を通る南北方向の様似断層以東には分布しない。超苦鉄質岩類はレンズ状の進入形態を示し、全体に蛇紋岩化が著しく、また粘土化が顕著である。

また、この超苦鉄質岩類中には微閃緑岩やロジン岩などの数m規模の岩脈が見られる。

新井田・加藤(1978)は、蛇紋岩帯を形成する構造線が北西-南東~北北西-南南東方向に極めて良好な連続性を示し、大局的には日高西縁構造帯及び日高前縁褶曲帯に斜交して発達し、北海道中軸帯の構造発達史を考える上で構造上の意義が大きいことから、「日高西縁蛇紋岩帯」と呼んだ。また、粘土化した蛇紋岩中の塊状部の原岩を検討し、原岩の主要岩層はダナイト・ハルツバージャイト及びレルゾライ

トからなる HL シリーズであること、かんらん石単斜輝岩で代表される W シリーズを伴うことを明らかにした。

更に、神居古潭構造帯の東側の超苦鉄質岩類との諸特徴の類似性から、日高西縁蛇紋岩帯の超苦鉄質岩類は前者と根を同じくする再動岩体であると考えられた。

西舎地域の超苦鉄質岩類について、進入時期を示す直接的証拠はない。新井田・加藤(1978)は白亜系向斜帯の形成後、恐らく新第三紀以降と考えている。本報告では彼らに従い、本岩類を新第三系に含める。

VI. 第四系

西舎地域の第四系は、河岸段丘堆積物と沖積層である。西隣の三石地域や南隣の浦河地域の幌泉付近には、海岸段丘が発達している。本地域にも乳呑川流域などに標高 200 m 前後の比較的平坦な地形が見られるが、海岸段丘かどうか確認できなかった。

VI. 1 河岸段丘堆積物

本地域の河岸段丘については、平川ほか(1982)の研究がある。彼らは西舎と浦河地域の河岸段丘を 8 面に区分した。西舎地域にはそのうちの 4 面が分布し、それぞれの面に礫及び砂からなる堆積物がのる。本報告ではそれらの堆積物を、それぞれ最高位、高位、中位及び低位段丘堆積物と呼ぶ。

最高位段丘堆積物 (t_1)

平川ほか(1982)の T 2 面に相当する。西舎の農林水産省日高種畜牧場のケバウ川と日高幌別川の間及びケバウ川東岸に分布する。地形面は開析が進んでおり、わずかに傾動している。日高幌別川からの比高は、本地域の分布の南限(ケバウ川下流東岸)で約 50 m、北限のオバケ川で約 110 m である。堆積物は、礫径 15-20 cm の主として変成岩類の礫からなる 2 m 前後の厚さの礫層で、その基質は中粒-粗粒砂である。

高位段丘堆積物 (t_2)

平川ほか(1982)の T 5 面に相当する。元浦川中流の野深地区に模式的に発達し、向別川上流・日高幌別川・ムコロベツ川・様似川に発達する。日高幌別川では現河口から 2-3 km 上流付近で沖積面に没する。現河床からの比高は元浦川流域野深付近では 25-50 m、日高幌別川ではオバケ川付近で 40-50 m、飯場の沢付近で 60-70 m、ソガベツ橋付近で約 80 m である。堆積物は、日高幌別川中流の西舎付近で、礫径 10-20 cm のほとんど変成岩類の礫からなる厚さ 4 m 前後の礫層で、その基質は中粒-粗粒砂である。またその上位に厚さ約 50cm の Spfa-1 がのる(第 59 図)。

中位段丘堆積物 (t_3)

平川ほか(1982)の T 7 面に相当する。高位段丘と類似した縦断面線を示し、元浦川で現河口から 7-8 km 上流で、日高幌別川で 10km 上流付近で沖積面に没する。現河床からの比高は元浦川野深付近で 10-15 m、日高幌別川上杵臼付近で 3-4 m、メナシユンベツ川(上杵臼開拓地)で 20-35 m、飯場の沢付近



第 59 図 農林水産省日高種畜牧場付近に発達する高位河岸段丘

で 20-30 m, ソガベツ橋付近で 40-50 m である。堆積物は厚さ 2-3 m のほとんど変成岩類からなる礫層でわずかに砂を挟む。礫径は上杵臼開拓地で数 10 cm で, 最大のものは 1 m を超える。その上位は Ta-d 及び Ta-b の火山灰層に覆われる(平川ほか, 1982)

低位段丘堆積物 (t_d)

平川ほか(1982)の T 8 面に相当する。日高幌別川・シマン川・メナシユンベツ川の合流点付近に分布が限られる。この地域は接峰面図(第 1 図)で凹地形を示す地域である。現河床からの比高は約 5 m 前後である。堆積物は数 10 cm-1 m 程度の礫径の, ほとんど変成岩類の礫からなる厚さ 1-3 m の礫層で, 基質として中粒-粗粒砂を挟む。

VI. 2 沖積層(a)

本地域は大きく山岳地域と丘陵地域に分けられるが, 沖積層は丘陵地域の主要な河川沿いに比較的広く分布する。特に元浦川と日高幌別川及び様似川沿いに広く発達する。堆積物は砂, 泥及び礫からなり, 場所によってその厚さや組成が異なる。また, 本地域南西隅の向別川下流の堺町付近には, 泥炭層がわずかに認められる。

VII. 応用地質

本地域内には, 現在石灰岩が採掘されているが, その他の稼行鉱山は存在しない。しかし, かつて採

掘されたことのある小規模な金属鉱床は幾つか存在する。その他、中部蝦夷層群・上部蝦夷層群の砂岩が砕石として利用されている。

Ⅶ. 1 金 鉱 床

本鉱床は様似郡様似町海辺川上流箱の沢に位置する。鉱床は、ソエマツ沢累層の砂岩泥岩互層と緑色岩・チャートの境界部付近に胚胎する、数条の含金石英脈及び同網状脈で、粗粒の自然金を産する。鉱化帯の方向は北西-南東で、主脈は走向N20°E、傾斜5-20°NWで、その幅は2-100cmである。鉱石は雪白色緻密硬質の石英を主とし、磁硫鉄鉱を伴う。

本鉱床は寛永年間松前藩によって探鉱された。明治44年(1911)にはウンベ金山として稼行、その後日高山と改称、更に昭和6年(1931)に日昇金山と呼称、採金した。北海道で最も古い鉱山である。しかし、いずれもあまり成功しなかったらしく、現在は放置されたままである。生産実績は、昭和6年(1931)-11年(1936)に、粗鉱量 100t、品位 Au 3%、含有量 300gであった(福富ほか、1936; 舟橋ほか、1959; 斉藤ほか、1967)。

Ⅶ. 2 水 銀 鉱 床

春別水銀鉱床

本鉱床は、浦河郡浦河町日高幌別川の支流ルテンベツ川の二の沢の枝沢に位置する。神威層群ソエマツ沢累層中の緑色岩と石灰岩との接触部に発達する剪断帯鉱脈鉱床で、自然水銀を伴う。昭和14(1939)年に発見され、昭和18(1943)年に探鉱され、主として露天掘りで採掘された。生産実績は、昭和18(1943)-21(1946)年に粗鉱量 305t、品位 Hg 0.4%、含有量 1.475kgであった(矢島、1950; 梅本ほか、1955; 舟橋ほか、1959; 斉藤ほか、1967)。

新富水銀鉱床

本鉱床は、様似郡様似町新富の様似川と松岡沢の合流点付近に位置する。鉱床は、ソエマツ沢累層に属する石灰岩中の幅狭い南北方向の剪断帯中に、辰砂・自然水銀・黄鉄鉱が鉱染している。また、石灰岩中の方解石脈に辰砂と黄鉄鉱が認められる。

本鉱床は明治40年頃、中川虎彦によって発見され、大正8(1919)年、レトルト製錬を行った。鉱床が段丘下にあるため、揚水に苦しみ、また鉱床が不安定なことなどから1年にして休山した。昭和14(1939)-19(1944)年まで太陽産業株式会社により、スタンプミルを併用し、800kgの産出を行ったと伝えられているが、当時は主に田代の鉱床を採掘したらしい。その後休山し、再開を試みたが揚水に失敗し、現在に至っている。出鉱量からみて多量の残鉱は期待できない(矢島、1950; 舟橋ほか、1959; 浦島、1961)。

田代水銀鉱床

本鉱床は、様似郡様似町田代のイサカナイ川北岸に位置する。鉱床は上杵臼層の礫岩中の方解石脈を中心として胚胎する。賦存範囲はほぼN45°W方向の帯状地内である。方解石脈のまわりの数-数10cm

の母岩に鉱染するもので、自然水銀の微粒を多く伴う。また、部分的には黄鉄鉱を混じえる。鉱石の品位は知られていない。この鉱床はソエマツ沢累層の破碎帯に形成された水銀鉱床が、新第三系上杵臼累層堆積後の構造運動によって破碎帯が再活動し、上部に移動して鉱化した“再成鉱床”と解釈されている。本鉱床発見の時代は不明である。開発の歴史は古く、大正9(1920)年頃には新鉱区として開発されていた。その後昭和14(1939)年に太陽産業株式会社の稼行するところとなったが、成功せず、まもなく休山し、現在に至っている(矢島1950;舟橋ほか,1959;浦島,1961)。

VII. 3 石灰石鉱床

本鉱床は、浦河郡浦河町上杵臼開拓地のムコロベツ川南岸の山腹に位置する。神威層群ソエマツ沢累層中の石灰岩である。昭和42(1967)年に生産が開始され、現在の年間生産量は2万t前後である。浦河石灰工業株式会社が採掘しており、鉱量は250万tとされている。

VII. 4 砕石

浦河郡浦河町元浦川中流左岸に分布する中部蝦夷層群の砂岩が採掘されている。かつては向別川上流に分布する中部蝦夷層群の砂岩及び乳呑川上流の上部蝦夷層群の砂岩も採掘されていた。

文 献

- 青野道夫(1982) 戸蔦別地域に於ける日高変成帯主帯下部層について。日本地質学会第89年学術大会講演要旨, p. 422.
- 番場光隆(1982) 日高幌別川上流地域の日高変成帯主帯下部層。日本地質学会第89年学術大会講演要旨, p. 421.
- (1983) 幌別川地域・グラニュライト帯の変成条件。日本地質学会第90年学術大会講演要旨, p. 402.
- COLLIGNON, M. (1949) Recherches sur les faunes Albiennes de Madagascar. I.-l'Albien d'Ambarimaninga. *Ann. Geol. Surv. Mines, Madagascar*, no. 16, p.1-128.
- FOREMAN, H. P. (1975) Radiolaria from the north Pacific, Deep Sea Drilling Project, Leg. 32. *Init. Repts. Deep Sea Dril. Proj.*, vol. 32, p. 579-676, U. S. Govt. Print. Office, Washington, D. C.
- 福富忠男・竹内嘉助・古館兼治・相馬吉一(1936) 北海道有用鉱物調査報文(第10報), 浦河支庁管内幌泉及び様似郡。北海道工業試験場報告, no. 67, p. 38-42.
- 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, 北海道立地下資源調査所報告, no. 25, p. 108-121.

- 長谷川善和・小島郁生・本田仁磨・藤島泰隆(1972) 浦河地域産哺乳類化石新資料. 国立科博専報, no. 5, p. 239-243.
- 橋本誠二・鈴木 守・小山内 熙(1961) 5万分の1地質図幅「幌尻岳」及び同説明書. 北海道立地下資源調査所, 46p.
- 橋本 亘(1953) 5万分の1地質図幅「山部」及び同説明書. 北海道開発庁, 82p.
- (1955) 5万分の1地質図幅「下富良野」及び同説明書. 北海道開発庁, 71p.
- HASHIMOTO, W., KOIKE, T. and HASEGAWA, T. (1975) First confirmation of the Permian system in the central part of Hokkaido. *Pros. Japan. Acad.*, vol. 51, ser. B, p. 34-37.
- 橋本 亘・小池敏夫・長谷川恒夫(1975) 北海道中軸部における構造発達史の再検討. G.D.P. 連絡紙, II-I(I), no. 3, p. 11-20.
- 平川一臣・岩崎孝明・長岡信治(1982) 元浦川・日高幌別川の河岸段丘. 日本地理学会予稿集, no. 22, p. 94-95.
- 舟橋三男(1955) 日本のアルプス造山運動. 自然, vol. 10, p. 10-19, p. 60-69.
- HUNAHASHI, M. (1957) Alpine orogenic movement in Hokkaido, Japan. *Jour. Fac. Sci., Hokkaido Univ.*, ser. IV, no. 9, p. 415-469.
- 舟橋三男・秋葉 力・針谷 宥(1959) 様似地区鉱床調査概報. 特殊地帯地下資源開発調査資料, no. 2, p. 33-47.
- ・橋本誠二(1951) 日高帯の地質. 地団研専報, no. 6, 38p.
- 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, p. 83-105.
- (1911b) 浦河地方の白亜紀層. 地学雑, vol. 23, p. 284.
- 猪郷久義・小池敏夫・猪郷久治・木下 勤(1974) 北海道空知層群から三疊紀コノドントの産出. 地質雑, vol. 80, p. 135-136.
- ・猪郷久治・安達修子・佐藤良嗣(1980) 日高・空知両層群の地質時代について. 昭和54年度文部省科学研究費補助金総合研究A「日本列島北部における地向斜及び構造帯区分の再検討」研究成果報告書, p. 69-75.
- 石崎俊一(1979) 北海道枝幸山地の先エゾ層群より三疊紀コケムシ化石の発見とその意義. 地球科学, vol. 33, p. 355-359.
- ISHIZUKA, H., OKAMURA, M. and SAITO, Y. (1984) Early Cretaceous radiolarians from the Sorachi Group at the Pippu area, central Hokkaido, Japan. *Jour. Geol. Soc. Japan*, vol. 90, p. 59-60.
- 岩田圭示・中村耕二・田近 淳(1982) 中央北海道北東部上興部周辺の先第三系産のナマコおよび放射虫化石(予報). 日本地質学会第89年学術大会演旨, p. 355.
- ・魚住 悟・中村耕二・田近 淳(1983) 北海道北東部西興部周辺の先第三系より放射虫およびナマコ化石の発見(予報). 地質雑, vol. 89, p. 55-56.
- JIMBŌ, K. (1894) Beiträge zur Kenntnis der Fauna der Kreideformation von Hokkaido. *Paläont Abh.*, N. F., Bd. 2, S. 140-194.

- JOLIVET, L., NAKAGAWA, M. and KITO, N. (1983) Uppermost Jurassic unconformity in Hokkaido, evidence for an early tectonic stage. *Proc. Japan. Acad.*, vol. 59, ser. B, p. 153-157.
- 蟹江康光(1966) 北海道浦河地方の白亜系. 地質雑, vol. 72, p. 315-328.
- KANIE, Y. (1975) Some Cretaceous patelliform gastropods in the Northern Pacific region. *Sci. Rept. Yokosuka City Mus.*, no. 21, p. 1-44.
- (1977) Succession of the Cretaceous patelliform gastropods in the Northern Pacific region. *Palaeont. Soc. Japan, Spec. Paps.*, no. 21, p. 53-62.
- 蟹江康光(1982) 北海道浦河地方における *Metaplacenticerias subtilistriatum* (白亜紀アンモナイト)の産出層準. 横須賀市博研報, 自然, no. 29, p. 5-8.
- (投稿中) 北海道浦河地方の化石層序と堆積相. 地調月報.
- ・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, vol. 87, p. 527-533.
- 勘米良亀齢・小島郁生(1972) 日高累層群石灰岩の岩相と生層概報. 国立科博専報, no. 5, p. 203-212.
- 加藤幸弘・岩田圭示・中村耕二・田近 淳・魚住 悟(1984) 北海道中央部, 当麻町周辺の先第三系の層序の再検討. 日本地質学会第91年学術大会講演要旨, p. 211.
- 河野義礼・植田良夫(1967) 本邦火成岩の K-Ar dating (VI) —花崗岩類, 総括—. 岩鉱, vol. 57, p. 177-187.
- 君波和夫・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, vol. 39, p. 1-17.
- ・紺谷吉弘(1984) 北海道白亜系の Tectonic Setting. 日本地質学会第91年学術大会講演要旨, p. 213.
- KIMINAMI, K. and KONTANI, Y. (1984) The Lower Cretaceous strata covering the greenstones belonging to the Hidaka Western Greenstone Belt in the Chiroro area, Central Hokkaido. *Clastic Sediments (Jour. Res. Gr. Cla. Sed. Japan)*, no. 3, p.11-19.
- 木村敏雄・吉田鎮男・豊原富士夫(1975) 蝦夷層群と空知層群の間の不整合とその意義. G.D.P. 連絡紙, II-I (I), no. 3, p. 29-38.
- 紀藤典夫(1982) 空知層群上部・主夕張層について. 北海道中軸帯の中生界の諸問題, p. 1-2, 地団研札幌支部報特集号.
- (1983) 空知層群の放射虫化石層序. 日本地質学会第90年学術大会講演要旨, p. 199.
- 小松正幸(1985) 北海道中軸部の構造帯—その構成, 性格および構造運動—. 地質学論集, no. 25, p. 137-155.
- ・在田一則・宮下純夫・前田仁一郎・本吉洋一(1979) 日高変成帯・西帯と主帯の境界. 日本地質学会第86年学術大会講演要旨, p. 289.
- KOMATSU, M., KIMURA, G. and KIMINAMI, K. (1981) Tectonics of Hokkaido, with special reference to the Hidaka Metamorphic Belt. In HARA, I. ed., *Tectonics of paired metamorphic belts*, p. 55-59, Hiroshima.

- 小松正幸・宮下純夫・前田仁一郎・小山内康人・豊島剛志・本吉洋一・在田一則(1982) 日高変成帯における大陸性地殻-上部マントル衝上体の岩石学的構成. 岩石鉱物鉱床学会誌特別号, no. 3, p. 229-238.
- KOMATSU, M., MIYASHITA, S., MAEDA, J., OSANAI, Y. and TOYOSHIMA, T. (1983) Disclosing of a deepest section of continental-type crust up-thrust as the final event of collision of arcs in Hokkaido, North Japan. In HASHIMOTO, M. and UYEDA, S. eds., *Accretion tectonics in the Circum-Pacific Regions*, p. 149-165, TERRAPUB, Tokyo.
- 紺谷吉弘(1974) 日高山脈東翼の日高累層群の層序と構造について. 日本地質学会第81年学術大会講演要旨, p. 145.
- (1978) 日高帯南東部の日高累層群について—その1, 層序と構造—. 地質雑, vol. 84, p. 1-14.
- (1980) 日高帯南東部の日高累層群について—その2, 中の川層群の砂岩組成と供給源の性格—. 地質雑, vol. 86, p. 1-14.
- ・君波和夫(1983) チロロ川上流域のイドンナップ層—とくに砂岩組成について—. 日本地質学会第80年学術大会講演要旨, p. 201.
- ・————宮下純夫(1982) 日高前縁褶曲帯のイドンナップ層より下部白亜系放射状化石の発見とその意義. 日高地質学会第89年学術大会討論資料, p. 29-31.
- ・酒井 彰(1978) 日高累層群の諸問題. 地団研専報, vol. 21, p. 9-26.
- ・————(1980) 日高累層群の層序の再検討—とくに中の川層群と神威層群の関係—. 日本地質学会第87年学術大会講演要旨, p. 116.
- 久保和也・佐藤博之(1984) 北海道浦河地域のランプロファイアー. 地質雑, vol. 90, p. 717-731.
- ・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, vol. 35, p. 87-90.
- MAIYA, S. and TAKAYANAGI, Y. (1977) Cretaceous foraminiferal biostratigraphy of Hokkaido. *Palaeont. Soc. Japan, Spec. Paps.*, no. 21, p. 41-51.
- MATSUMOTO, T. (1942-1943) Fundamentals in the Cretaceous stratigraphy of Japan. Parts I-III. *Mem. Fac. Sci., Kyushu Imp. Univ.*, ser. D, vol. 1, p. 129-280, vol. 2, p. 98-237.
- 松本達郎(1981) *Metaplacenticeras subtilistriatum* 帯について. 白亜系の国際対比に関する総合研究連絡誌「Cretaceous」, no. 4, p. 33-36.
- 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, vol. 18, p. 349-359.
- and————(1979) Two ornate ammonites from the Urakawa Cretaceous area, Hokkaido. *Sci. Rept. Yokosuka City Mus.*, no. 26, p. 13-20.
- and————(1982) On three Cretaceous keeled ammonites from the Urakawa area, Hokkaido. *Sci. Rept. Yokosuka City Mus.*, no. 29, p. 9-22.
- , ————and YOSHIDA, S. (1979) Notes on *Pachydiscus* from Hokkaido. *Mem. Fac. Sci., Kyushu Univ.*, ser. D, vol. 24, p. 47-73.

- 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, p. 335-346.
- and OKADA, H. (1971) Clastic sediments of the Cretaceous Yezo Geosyncline. *Mem. Geol. Soc. Japan*, no. 25, p. 61-74.
- 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), vol. 11, p. 275-309.
- ・高柳洋吉・米谷盛寿郎(1981) *Metaplacenticeras subtilistriatum* 帯及びその上下から採集した微化石試料. 白亜系の国際対比に関する総合研究連絡誌「*Cretaceous*」, no. 4, p. 37-38.
- 松下勝秀・鈴木 守(1962) 5万分の1地質図幅「農屋」及び同説明書. 北海道開発庁, 38p.
- 新井田清信・加藤孝幸(1978) 北海道中軸帯の超苦鉄質岩類. 地団研専報, no. 21, p. 61-81.
- OKADA, H. (1983) Collision orogenesis and sedimentation in Hokkaido, Japan. In HASHIMOTO, M. and UYEDA, S. eds., *Accretion Tectonics in the Circum-Pacific Regions*, p. 91-105, TERRAPUB, Tokyo.
- 小山内康人(1981) 静内川上流地域における日高変成帯主帯の変成作用. 日本地質学会第88年学術大会講演要旨, p. 334.
- (1983) 日高変成帯主帯変成岩—その3—原岩構成. 日本地質学会第90年学術大会講演要旨, p. 404.
- ・番場光隆(1984) 日高変成帯主帯の温度・圧力史. 日本地質学会第91年学術大会講演要旨, p. 425.
- ・番場光隆・青野道夫(1982) 日高変成帯主帯の変成作用—その2—. 日本地質学会第89年学術大会講演要旨, p. 426.
- OSANAI, Y., TOYOSHIMA, T. and KOMATSU, M. (1981) Constitution of the Hidaka Metamorphic Belt; its metamorphism and structure. In HARA, I. ed., *Tectonics of Paired Metamorphic Belts*, p. 11-17, Hiroshima.
- PESSAGNO, E. A. Jr. (1977) Lower Cretaceous biostratigraphy of the Great Valley Sequence and Franciscan Complex, California Coast Ranges. *Cushman Found. Foraminifer. Res., Spec. Publ.*, no. 15 p. 87.
- 斉藤正雄・番場猛夫・沢 俊明・成田英吉・五十嵐昭明・山田敬一・佐藤博之(1967) 北海道金属非金属鉱床総覧. 地質調査所, p. 528-531.
- SAKAGAMI, S. and SAKAI, A. (1979) Triassic bryozoans from the Hidaka Group in Hokkaido, Japan. *Trans. Proc. Palaeont. Soc. Japan*, N. S., no. 114, p. 77-86.
- 酒井 彰(1976) 北海道元浦川流域の日高累層群について. 日本地質学会第83年学術大会講演要旨, p. 39.
- SAKAI, A. (1981) Stratigraphy and geologic structure of the western part of the Hidaka Belt and the Kamuikotan Structural Belt. In HARA, I. ed., *Tectonics of Paired Metamorphic Belts*, p. 7-9, Hiroshima.
- 酒井 彰・鈴木清一(1980) 日高帯南西部の地質構造. 日本地質学会第87年学術大会講演要旨, p. 369.

- 佐々保雄・湊 正雄・北大昭和17年度2年目学生(1943) 石狩炭田の1断面. 地質雑, vol. 51, p. 61-64.
- SCHAAF, A. (1981) Late early Cretaceous radiolaria from Deep Sea Drilling Project Leg. 62. *Int. Repts. Deep Sea Dril. Proj.*, vol. 62, p. 419-470.
- SHIBATA, K. and ISHIHARA, S. (1979) Initial $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ ratio of plutonic rocks from Japan. *Contrib. Mineral. Petrol.*, vol. 70, p. 381-390.
- 柴田 賢・石原舜三(1981) 北海道日高帯の花崗岩類の K-Ar 年代. 日本地質学会第88年学術大会講演要旨, p. 342.
- ・内海 茂・宇都浩三・中川忠夫(1984) K-Ar 年代測定結果-2-地質調査所測定未公表資料一. 地調月報, vol. 35, p. 331-340.
- 杉山敏郎(1941) 日高系中の含蘇虫石灰岩の地質時代について. 地質雑, vol. 48, p. 189-195.
- 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, vol. 49, p. 1-36.
- ・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.
- SUZUKI, S., SAKAI, A. and UOZUMI, S. (1983) Molluscan fossils from the Neogene deposits scattered along the western wing of the Hidaka Mountains, Hokkaido. *Jour. Fac. Sci., Hokkaido Univ.*, ser. IV, vol. 20, nos. 2-3, p. 225-248.
- TAKAYANAGI, Y. (1960) Cretaceous foraminifera from Hokkaido, Japan. *Tohoku Univ., Sci. Rept.* 2nd ser., vol. 32, p. 1-154.
- TAKETANI, Y. (1982) Cretaceous radiolarian biostratigraphy of the Urakawa and Obira areas, Hokkaido. *Tohoku Univ., Sci. Rept.*, 2nd ser., vol. 52, p. 1-76.
- 竹内嘉助・三木杉巳代治(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.
- 田近 淳(1983) 日高帯北東部・上興部石灰岩とその周辺の地質. 日本地質学会第90年学術大会講演要旨, p. 202.
- ・岩田圭示(1983) 北海道東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, vol. 89, p. 535-538.
- ・松波武雄・八幡正弘・岡 孝雄・中村耕二(1984) 日高北部・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, p. 208.
- 田中啓策・角 靖夫(1981) 北海道中軸帯白亜系の古流系の総括. 地調月報, vol. 32, p. 65-127.
- TASHIRO, M. (1978) New species of *Apiotrigonia* and *Senis* from the uppermost Cretaceous of Hokkaido. *Trans. Proc. Palaeont. Soc. Japan, N. S.*, no. 112, p. 424-433.
- 豊島剛志(1982) 日高変成帯マイロナイト帯の変形構造に関する一考察. 日本地質学会第89年学術大会講演要旨, p. 425.
- (1983) 日高変成帯主帯下部層の変形史. 日本地質学会第90年学術大会講演要旨, p. 404.

- 豊島剛志(1984) 元浦川上流地域における日高変成帯の変形史. 日本地質学会第91年学術大会講演要旨, p. 422.
- ・卯田 強(1981) 神威岳地域における日高変成帯の変成作用と変形構造. 日本地質学会第88年学術大会講演要旨, p. 335.
- 梅本 悟・五十嵐昭明・橋本知昌・井上正文(1955) 日高国春別および三石水銀鉱床調査報告. 北海道地下資源調査資料, no. 21, 北海道開発庁, p. 15-23.
- 浦野竜一(1957) 北海道日高国浦河町北方の下部白亜系. 地質雑, vol. 63, p. 57-66.
- 浦島幸世(1961) 様似町様似川流域水銀鉱床調査報告. 特殊地帯地下資源開発調査報告, no. 7, p. 19-29.
- YABE, H. (1927) Cretaceous stratigraphy of the Japanese Island. *Sci. Rept. Tohoku Imp. Univ.*, ser. 2, vol. 11, p. 27-100.
- 欠島澄策(1950) 北海道の水銀鉱床. 北海道地下資源資料, no. 5, p. 1-78.
- YOKOYAMA, M. (1890) Versteinerungen aus der japanischen Kreide. *Paläontographica*, Bd. 36, S. 159-202.

QUADRANGLE SERIES

SCALE 1 : 50,000

Kushiro (2) No. 66**GEOLOGY**
OF THE
NISHICHA DISTRICT

By

Akira SAKAI and Yasumitsu KANIE

(Written in 1985)

(Abstract)

Nishicha district, $142^{\circ}45'143^{\circ}0'E$ longitude and $42^{\circ}10'-42^{\circ}20'N$ latitude, is situated in the southernmost of central Hokkaido, and geotectonically belongs to the Hidaka Belt and the Kamuikotan Belt.

In the northeastern half of the district the Hidaka Belt is distributed, and is composed mainly of the Mesozoic rocks; the Hidaka Super group and the Hidaka Metamorphic Rocks. In the southwestern half is exposed the Kamuikotan Belt which consists of the Mesozoic strata; the Yezo Super group and the Sorachi Group.

The Yezo Super group is intruded by dikes of Miocene lamprophyre. The Hidaka Supergroup and the Yezo Supergroup are covered unconformably by the Kami-kineusu Formation of middle Miocene age. The formation is intruded by dikes of dolerite. Ultramafic rocks intrude along the Redatoi-Okada Thrust Fault. Quaternary sediments are formed along main rivers. The stratigraphy of the district is summarized in Table 1.

Table 1 Stratigraphic succession of the Nishicha district

		Kamuikotan Belt		Hidaka Belt					
		Cretaceous Synclinal Subbelt		Hidaka Marginal Subbelt	Western Tectonic Subbelt	Hidaka Frontal Folded Subbelt	Hidaka Metamorphic Subbelt		
Cenozoic	Quaternary	Holocene						Alluvium	
		Pleistocene						River terrace deposits	
	Tertiary	Neogene	Pliocene						Ultramafic rocks Dolerite
			Miocene						Kamikineusu Formation
		Paleogene						Lamplophyre	
Mesozoic	Cretaceous	Late	Yezo Supergroup	Upper Yezo G.	Chinomigawa Formation	Hidaka Supergroup	Kamui Group	Menashuman Formation	
				Middle Yezo G.	Urakawa Formation				
	Early	Lower Yezo G.	Efue Formation	Naizawa Formation	Hidaka Supergroup	Kamui Group	Soematsuzawa Formation		
			Utafue Formation						
			Becchari Formation						
			Tsukenai Formation						
		Sorachi Group	Nitarachi Formation			Nishuomanai-zawa F.	Original rocks of the Hidaka Metamorphic Rocks		

Mesozoic rocks of the Hidaka Belt

The Hidaka Belt is zonally arranged and is divided into the Main Zone of the Hidaka Metamorphic Subbelt, the Hidaka Frontal Folded Subbelt and the Hidaka Western Marginal Tectonic Subbelt. Each of the subbelts is represented by the Hidaka Metamorphic Rocks, Kamui Group and Naizawa Formation, respectively.

The Hidaka Metamorphic Rocks occupy only the northeastern corner of the mapped district, and are composed of mylonite and amphibolite.

The Hidaka Super group, more than 10,000m in thickness, is composed of geosynclinal sediments such as mudstone, sandstone, chert and green rocks, and is generally affected by low-grade regional metamorphism.

The Naizawa Formation is made up mainly of green rocks, rarely with chert, limestone, sandstone, mudstone and pebbly mudstone. The green rocks are tholeiitic and alkali-basaltic lava frequently with pillow structure and hyaloclastite,

and are intruded by fine network veins of calcite, prehnite, quartz, albite and others. Late Triassic conodonts and bryozoans are obtained from limestone and chert in the Formation. Early Cretaceous radiolarians occur from the matrix of the pebbly mudstone. The formation is estimated to more than 1,000 m in thickness.

The Kamui Group is divided into the Nishuomanaizawa, Soematsuzawa and Menashuman Formations in ascending order. The Nishuomanaizawa Formation consists mainly of mudstone and pebbly mudstone, accompanied with sandstone, alternation of sandstone and mudstone, chert, green rocks and limestone. The formation is transformed into phyllite which shows lower metamorphic grade with actinolite. The thickness of the formation is more than 2,500 m.

The Soematsuzawa Formation is composed mainly of mudstone and pebbly mudstone, accompanied with sandstone, green rocks, limestone and chert. Mudstone matrix of the pebbly mudstone frequently exhibits blade-like structure. The limestone yields Late Triassic conodont, implying an allochthonous block. Based on radiolarians occurring in mudstone and siliceous mudstone, the formation is determined to be Cretaceous in age. The formation is metamorphosed up to the prehnite-pumpellyite zone. The thickness is more than 6,700 m.

The Menashuman Formation consists mainly of mudstone and acidic tuff, and is accompanied with sandstone and alternation of sandstone and mudstone. The formation is characterized by the presence of shaly mudstone, and the absence of green rocks, with lack of veins of quartz and calcite. Its thickness is more than 500 m.

Mesozoic strata of the Kamuikotan Belt

The eastern margin of the Kamuikotan Belt is called as the Cretaceous Synclinal Zone, which stretches is a N-S trend.

In this zone a series of geosynclinal sediments, which deposit in the Yezo Geosyncline, are distributed. The southwestern half of the mapped district is situated in the southeastern margin of the Cretaceous Synclinal Zone, and is occupied by the Sorachi Group and the Yezo Supergroup.

The Sorachi Group in the mapped district is the Nitarachi Formation, which is correlated with the upper part of the Sorachi Group in the type area.

The formation is made up of claystone, siliceous tuff and acidic tuff with calcareous nodule. The lower limit of the formation is unknown for a fault contact. Based on identified radiolarians the age of the formation is early Cretaceous, Valanginian to Barremian. The formation is more than 150 m in thickness.

The Yezo Supergroup, conformably overlying the Nitarachi Formation, is divided into the Lower Yezo, Middle Yezo, Upper Yezo and Hakobuchi Groups in ascending order. In this district the Hakobuchi Group is not exposed.

The Lower Yezo Group is subdivided into the Tsukenai and Becchhari Formations in ascending order. The former is made mainly of sandstone, the latter consists of claystone and sandstone. The group has no fossil in this district. Its thickness is more than 330 m.

The Middle Yezo Group, conformably overlying the Lower Yezo Group, is subdivided into the Utafue and Efue Formations in ascending order. The Utafue Formation is composed of sandstone in the lower part, mudstone, sandstone and alternation of sandstone and mudstone in the middle part and claystone in the upper part. This formation varies markedly in thickness and lithology. Molluscan fossils rarely occur from this formation.

The Efue Formation consists of sandstone and conglomerate in the lower part, claystone in the middle part, and alternation of sandstone and mudstone and sandstone in the upper part. The formation varies markedly in thickness. Molluscan, foraminifer and radiolarian fossils occur from the formation. Fossil evidence suggests that the Middle Yezo Group is Middle Albian to Turonian in age. This group ranges in thickness from 1,500m to 2,900m.

The Upper Yezo Group, conformably covering the Middle Yezo Group, is divided into the Urakawa and Chinomigawa Formations in ascending order. The former is made of claystone with sandstone, and yields abundant molluscan, foraminifer and radiolarian fossils. The latter consists of siltstone and very fine-grained sandstone, and occur abundant molluscan fossils. Fossils found in the group indicate Coniacian to Campanian in age. This group ranges in thickness from 1,400m to 2,500m.

Neogene

Early Miocene lamprophyre dikes are found at two localities of the Mukobetsu, and at four localities in the upstream of the Chinomigawa River. The dikes intrude the surrounding strata in parallel with its bedding, which are the Middle Yezo and Upper Yezo Groups. The dike is several meters in width and several Hundred meters to one kilometer in length.

The Kamikineusu Formation unconformably covers the Hidaka and Yezo Super-groups, and upward from the base consists of basal conglomerate, sandstone and siltstone. Molluscan fossils indicate middle Miocene in age. The formation is more than 630 m in thickness.

Dolerite dikes intrude the Kamikineusu Formation in the middle stream of the Mukorobetsu gawa River and the vicinity of Shintomi. Ultramafic rocks intrude along the Redatoi-Okada Thrust Fault. It is presumed that the intrusion age of the rocks is post-Paleogene, though its exact age is not known.

Quaternary

Quaternary sediments are river terrace deposits and alluvium, which are distributed along rivers. Four river terraces are found, and each terrace deposit is composed of sand, mud, gravel and volcanic ash. The alluvium is widely distributed in the downstream of main rivers, and consists of sand, mud, and gravel partly with peat seam.

Geologic Structure

The geologic structure of the district is characterized by the zonal structure cut by principal thrust faults. The Hidaka Supergroup has a trend of NNW-SSE to NW-SE, and most of the strata steeply dip northeast. The Sorachi Group and the Yezo Supergroup have a trend of NW-SE to WNW-ESE, dipping northeast or southwest. The Hidaka and Yezo Supergroups and the Sorachi Group form isoclinal folds or normal folds.

Longitudinal major faults are the Hidaka Main Thrust Fault and the Redatoi-Okada and Nitarachi-Oshorobetsu Thrust Faults. Faults fallen at right angle with a general trend of the strata are the Motourakawa, Hidakahorobetsu and Samani Faults. Caused by these folds and faults the geologic structure is complicated, but in the areas of the Kamui Group and Yezo Supergroup there is a tendency that the upper strata become commonly toward southwest.

Economic Geology

Metallic ore deposits such as gold and mercury embedded in the strata of the Hidaka Belt are known, but all mines have been closed. The Urakawa Limestone mine in the vicinity of Kamikineusu Kaitakuchi has been worked since 1967.

Near the left bank of the middle stream of the Motourakawa River, sandstone of the Middle Yezo Group is quarried for building stones.

文献引用例

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.

BIBLIOGRAPHIC REFERENCE

SAKAI, A. and KANIE, Y. (1986) *Geology of the Nishicha district*. With Geological Sheet Map at 1 : 50,000. Geol. Surv. Japan, 92 p. (in Japanese with English abstract 5 p.).

昭和61年2月24日 印刷

昭和61年2月27日 発行

通商産業省工業技術院 地質調査所

〒305 茨城県筑波郡谷田部町東1丁目1-3

印刷所 株式会社 三秀舎
千代田区内神田1-12-5

©1986 Geological Survey of Japan