

# 5萬分の1地質図幅説明書

## 歌 志 内

(旭川—第53号)

工業技術院地質調査所

通商産業技官 河 野 義 礼

通商産業技官 松 井 和 典

元通商産業技官 清 水 勇

北海道開発庁

昭和31年

# 正 誤 表

頁	行	誤	正
1	下から2行目	支流	支脈
2	上から11行目	火山の山麓	火山の山裾
3	〇	接しているが、	接しているか、
13	4	田中啓策 <sup>26)</sup>	田中啓策 <sup>25)</sup>
13	15	田中啓策の報告 <sup>26)</sup>	田中啓策の報告 <sup>25)</sup>
15	17	赤平以上の	赤平石以上の
16	下から3行目	発達状況	発達状況
18	等厚線図名	( <del>ネ3図夕張石等厚線図</del> <del>ネ4図茂尻石等厚線図</del> )	( <del>ネ3図茂尻石等厚線図</del> <del>ネ4図夕張石等厚線図</del> )
32	上から2行目	岩からも	岩よりも
32	3	凡化にも	凡化しても
34	3	していたが、	していたか、
34	7	石面に板状に	石面を以て板状に
40	上表分析値	H <sub>2</sub> O+ 1.54	H <sub>2</sub> O+ 0.54
40	"	Total 100.62	Total 99.62
40	下表分析値	Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub> 18.38	Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub> 18.30
40	"	Total 99.67	Total 99.59
43	表分析値	SiO <sub>2</sub> 48.29	SiO <sub>2</sub> 48.26
50	上からの9行目	Total 99.67 本誌	Total 99.59 本誌

## Abstract

14	Table 3	Okirikayama H <sub>2</sub> O+ 1.54	H <sub>2</sub> O+ 0.54
14	"	lower lava Total 100.62	Total 99.62
14	"	Okirikayama Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub> 18.38	Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub> 18.30
14	"	uper lava Total 99.67	Total 99.59

# 目 次

I. 地形および交通	1
I. 1 地 形	1
I. 2 交 通	4
II. 地 質	4
II. 1 概 説	4
II. 2 神居古潭変成岩類ならびに蛇紋岩類	8
II. 2. 1 黒色珪質片岩類	9
II. 2. 2 緑色片岩類	10
II. 2. 3 蛇紋岩類	11
II. 2. 4 優白質岩	12
II. 3 白堊系	13
II. 4 古第三系	13
II. 4. 1 石狩層群	14
II. 4. 1. 1 下 階	16
II. 4. 1. 2 中 階	22
II. 4. 1. 3 上 階	27
II. 4. 1. 4 最上階	30
II. 4. 2 幌内層	33
II. 5 新第三系	33
II. 5. 1 川端層群	34
II. 5. 2 滝川層	35
II. 6 第四系	36
II. 6. 1 イルムケツブ火山噴出岩およびその岩屑	36
II. 6. 2 河岸段丘	44
II. 6. 3 現世層	44
III. 応用地質	44
III. 1 概 説	44

III. 2	三菱鋁業株式会社芦別鋁業所	45
III. 2. 1	パンケー坑・二坑	45
III. 2. 2	下芦別坑	45
III. 3	三井鋁山株式会社芦別鋁業所	46
III. 3. 1	黄金坑	46
III. 3. 2	福住坑	46
III. 4	油谷鋁業株式会社芦別鋁業所	46
III. 5	北日本鋁業株式会社芦別坑	46
III. 6	芦別鋁業株式会社平岸坑	47
III. 7	雄別炭鋁鉄道株式会社茂尻鋁業所	47
III. 8	高根炭鋁株式会社	47
III. 9	住友石炭鋁業株式会社赤平鋁業所	48
III. 9. 1	赤平鋁(旧上歌志内鋁を含む)	48
III. 9. 2	歌志内鋁	48
III. 10	北海道炭鋁汽船株式会社空知鋁業所	49
III. 10. 1	神威鋁	49
III. 10. 2	空知鋁	49
III. 10. 3	赤間鋁	49
III. 10. 4	未広鋁	49
III. 11	東海鋁業株式会社豊里鋁業所	50
III. 12	新赤平炭鋁株式会社	50
III. 13	非金属鋁床	50
	文 献	50
	Abstract	1

5万分の1地質図幅  
説明書

# 歌 志 内 (旭川—第 53 号)

工業技術院地質調査所

通商産業技官 河野義礼

通商産業技官 松井和典

元通商産業技官 清水勇

本図幅は北海道開発庁の委託によつて作成されたもので、野外調査は昭和26、27年の2年に亘つて行つた。図幅中の火成岩分布地域は河野義礼・松井和典が、変成岩・水成岩分布地域は清水勇がそれぞれその調査を担当した。野外調査に費した日数は延100余日である。

図幅内の石狩層群分布地域の地質は、現地の炭鉱で調査した詳細な資料(文献1～8)を参考にした。しかし編輯上の都合で多少修正したものもあるが、これは筆者の責任であることをお断りしておく。

また地質調査所によつて昭和22年以来調べられた資料(9～21)もこの図幅中に転録された。

この図幅地域の周縁部に分布して、一部分はこの地域にも露出している川端層ならびに神居古潭変成岩類については、北海道大学の進級論文および卒業論文(22, 23)を参考にした。また神居古潭変成岩類については猪木幸男技官から教示をうけた。

この調査期間を通じて、米軍から貸与された空中写真を利用することができた。ここに米軍当局者ならびに地理調査所の方々に対して感謝する。

## I 地形および交通

### I. 1 地形

本図幅の占める範囲は北海道春梁山脈の支~~脈~~脈である夕張山脈の西側に位する。図幅地域の北半部はイルムケップ火山とその火山砕屑岩が分布して、やゝ不規則な楕状火

山の地形を呈する。地域の南半部には褶曲した石狩層群が分布しているため、河川の流路や稜線の分布にも褶曲地域に特有な不規則地形の特徴が現われている。またこの地域はおおむね削削の進んだ晩壯年期の相貌を呈している。図幅地域の北東隅を占めて神居古潭変成岩類ならびに川端層群が分布するが、これらの地層は断層によつてほかの地層と劃然と区切られ、峻々たる懸崖の地貌を示している。神居古潭変成岩類が風化に対して強いのに加えて、川端層群も地層が直立に近い傾斜をなし、しかも砂岩・泥岩の細かい互層で構成されているために、これまた風化に対して強く、侵蝕によつて平坦な地形をつくることが少ない。このため内大部山を初めとして標高 700m に近い険峻な山地を形成し、西に聳えるイルムケップ火山と相對峙している。

イルムケップ火山は火口の直径がおおよそ 1km に達し、火口の周囲には音江山・沖里河山・イルムケップ山などの標高 800m に達する尖頭が見られる。火山の山麓には集塊岩・火山岩屑などの無層理な岩石が累積している。

これらの岩石が水蝕される際には、常に裾野を長く引きながら、火口を中心として放射状に細長くしかも深く抉られた谷を形成することが多い。これらの谷は上流へ向かつて分岐することなく、常に下流へ向かつて谷の数を増している。谷と谷との中間に生れた小さな流路が次第に下流へ向かつて深く抉り、また幅を拡げ続ける。

加賀団体の附近ではこの放射状の流路が北北西方向へ向かう流路によつていつたん集められ、その下流ではふたたび放射状に流れるのが見られる。これは北北西方向の水路の流れが河川の争奪を行つたものである。このように北北西方向の流路が放射状流路を争奪する小さな例は、図幅地域でしばしば見られることであり、これは本地域に分布する堆積岩の地質構造中、特徴的に多い北北西方向の断層の活動が、現在もなお活動しているためであろうと思われる。

図幅地域南半の石狩層群分布地域は、断層ならびに褶曲によつて複雑な地質構造を呈している。1つの地層の分布をみても、寸断されあるいは反転しており、その特徴は地形にもよく現われている。図幅地域の南半部では一般に河川の流路が予測を許さないほどに不規則である。1、2の例を挙げると、平岸附近で空知川にそそいでいる桂沢は、その本流が地層の走向に沿つて北方へ流れて、主として夕張層・若鍋層などの地層を削っているが、桂沢の東側の支流は互に平行な小断層に沿つた流路をとつている。また平岸南方 2km の位置にある堤ノ沢の上流は 2つに分かれて北東方向へ流

れ、これらはともに西へ流路を変えたのち北北西に流路を転じている。

本地域においては、石狩層群分布地域の中央部を横切つて西へ流れる空知川と、イルムケップ火山の東側の山麓を南へ流れ、空知川に注ぐ班溪幌内川とがおもな河川である。空知川南側地域を流れる水系は、そのほとんどが北へ向かい空知川に注いでいるが、図幅地域の南西隅にあつて、神威岳・赤平山を連ねる稜線以南の歌志内町附近の水系は、集まつて上歌志内川となり、西へ向かつて石狩川に注いでいる。空知川に注ぐ支流には班溪幌内川のほかに、図幅地域の南東部をかすめて流れる辺溪川がある。辺溪川はかつては空知川の本流であつたが、辺溪川一帯の地盤の上昇によつて争奪をうけ、空知川がその南に迂回したために、現在はその支流となつたものであろう。辺溪川に沿つて段丘堆積物が広範囲に分布することは、空知川の他の支流では見られないことであり、この段丘堆積物は過去の空知川の川床に堆積したものが、地盤の隆起によつて現在の位置を占めたものであろうと思われる。

次に空知川北岸流域の水系について述べよう。イルムケップ火山をその源として放射状に流れる河川は、滝川層および石狩層群分布地域にはいつてからは、地層の硬軟による水蝕のうけ易さの差異とか、または地質構造に支配されて多種多様な流路をたどりながら空知川に注いでいる。イルムケップ火山と神居古潭系分布地域との中間には、滝川層の軟弱な地層を下刻した河川を集めて北へ流れる内大部川と、南へ向かつて流れる班溪幌内川とがあり、この2つの河川は新城峠をその分水嶺としている。これらの河川も空知川と同様に蛇行性をもつた河川で、広い谷底平野をもっている。芦別町新城の東方にあたる班溪幌内川の上流ではしばしば分流が行われ、ここでは滝川層を覆う第四紀層の沈積作用が行われている。この地域のさらに東側に分布する神居古潭系および川端層と滝川層とが、北北西方向の断層で接していることと、滝川層を切る同一方向の小断層が見られることから推定して、分流の行われている附近には、北北西方向の活断層が存在しているものと思われる。

空知川を初めとして、そのほかの大きな河川の流路に沿つては、常に河岸段丘が発達している。段丘が顕著に発達しているのは下芦別、下班溪・下幌倉および沖里河の部落附近で、最もよく段丘を残している所では4つの段丘面を数えることができる。本図幅地域内においては煩雑を避けて、下幌倉・沖里河附近のものについてのみ段丘を図示した。

## I. 2 交 通

空知川に沿つては国鉄根室本線が通じ、赤平・茂尻・平岸・芦別の4つの主要駅がそれぞれ輸送の中心地として、地域内の石炭鉱業の発展に大きな役割を果たしている。

根室本線と並行して空知川の南北兩岸には自動車道路が通じている。ともに滝川・富良野間を結ぶ道路である。一方空知川以南では歌志内川に沿つて国鉄歌志内線およびこれに併行した自動車道路が通じ、もつばら炭鉱開発に役立つている。このほかに高根川に沿つて高根炭鉱に通ずる道路ならびに赤平・歌志内間を結ぶ道路などが空知川以南の主要道路である。炭鉱専用の軌道は数多く布設されているので、こゝでは省略する。空知川以北においては、班溪幌内川および内大部川に沿つて南北に通ずる自動車道路は、神居村字神居古潭を経て旭川に到る交通路である。このほか炭鉱開発用に布設された道路には班溪幌内川の支流に沿つて黄金坑に通ずる道路、辺溪川の支流である盤ノ沢の上流まで拓かれた炭鉱用の自動車道路などがある。盤ノ沢上流の三菱鉱業ベンケ坑から上声別駅に通ずる鉄道は昭和24年以來布設されている。これらの主要な道路に連絡して最近とみに開拓道路が整備されており、そのおもなものを挙げると、中幌倉・赤間ノ沢・大谷沢・小百戸沢・吉田沢・大山沢・三又・二股などの開拓者用道路で、図幅地域内の滝川層分布地域はその開拓の進展とともに、道路網はますます密になつている。しかしながらイルムケツプ火山岩およびその岩層ならびに神居古潭変成岩類の分布する地域は、森林経営のために踏み開かれた僅かな小径以外にみるべきものがない。

## II. 地 質

### II. 1 概 説

本図幅地域に分布する地層および火山岩類を、その地質時代の古いものから順に挙げると、神居古潭変成岩類・白堊系・古第三系の石狩層群ならびに幌内層・新第三系の川端層群および滝川層、滝川層堆積の末期から第四紀にかけて噴出したイルムケツプ火山岩類・玄武岩、ならびに段丘堆積層・沖積層などがある。堆積岩の層序ならび



第1表 地質総括表

時 代		地 層 区 分				火 成 活 動	
第 四 紀		沖積層 不整合				イルムケップ火山噴出岩 および玄武岩	
		段丘堆積層 不整合					
第 三 紀	新 第 三 紀	滝川層 不整合 (造構運動)					
		川端層群 不整合					
		幌内層 不整合					
	古 第 三 紀	石 狩 層 群	最上階	芦平	別岸		層層層
			上階	頼高赤	城根平		層層層
			中階	美若茂	唄鍋尻		層層層
			下階	夕幌登	張加川		層層層
	不整合						
	白堊紀	函淵層群					
		上部蝦夷層群 (上部)					
		不明					
ジュラ紀	神居古潭変成岩類						

にその地層区分、火山活動と造構運動の時期を第1表に示した。

北海道脊梁山脈の西側に南北に細長く分布し、その長さも実に200 kmに及んでいる神居古潭変成岩類の一部が、この図幅地域の北東を占めて分布している。この神居古潭変成岩類の時代は未だ不明であるが、ジュラ紀より古いものであることは一般に

認められている。本地域においてはこの神居古潭系（以下簡略に呼ぶこととする）の西側に分布する石狩層群および白堊系は、地質構造上の位置がいわゆる空知背斜の北端に位し、空知背斜が北へ向かつて沈みかけた場所に当たっているため、白堊系は本地域の南端ならびに南東隅のごく限られた小地域だけに分布し、しかも白堊系は最上部の函淵層群と上部蝦夷層群の一部だけが露出するに過ぎない。

石狩層群は本地域の南半部を占めて分布し、地層の上限から下限に至るまでその全層が露われている。地域内の石狩層群の地質構造は錯雑しており、神威背斜<sup>註1)</sup>・茂尻背斜・赤平向斜・下芦別向斜などの褶曲と、これに伴う多数の断層によつて地層が寸断され、地域の東部と西部とで岩相が変化することと相俟つて、地層の対比には困難な点が多い。ことに下芦別向斜を挟んで、その東翼に当る班溪幌内川・辺溪川流域と、西翼に当る茂尻・炭山川流域との対比には、種々の異論がある<sup>註2)</sup>。

幌内層は平岸断層の西側と、図幅地域南東隅の上芦別附近ならびに海鼠山西方1kmの地点にいずれも小範囲に露出しているにすぎない。幌内層は下位の石狩層群に不整合に重疊しているが、その上位の地層は平岸北方では断層のため見られない。また上芦別附近では幌内層は川端層によつて覆われている。上芦別附近の幌内層は沢田秀穂<sup>16)</sup>によつて天狗沢泥層とよばれ、沢田は天狗沢層とその上位の広瀬沢層とは整合であると述べている。またこれに対する反対の意見もあるが、いずれも明瞭な証拠を挙げているわけではなく、決定的な意見を述べることができない。また田代修一<sup>24)</sup>は沢田の天狗沢層をも一括して川端層群に含ませているが、筆者は天狗沢層の岩相ならびに含有化石の類似性から天狗沢層を幌内層に、その上位の広瀬沢層以上の地層を川端層に同定して地質図上に示した。

川端層群は図幅地域の北東隅に神居古潭変成岩類と接して、北北西に走る2つの大断層に挟まれて帯状に分布しているのがおもなもので、このほか小区域ではあるが地域の南東隅にも分布する。川端層は神居古潭系を不整合に覆つており、また滝川層によつて不整合に覆われるのが、北隣深川図幅の多度志村多度志および更進で見られる。本地域北東隅の川端層群は砂岩泥岩の互層からなる厚層で、断層に挟まれ大きな造構造運動の影響をうけているため、地層の傾斜もほとんど垂直に近く、また走向断層に

註1) 上芦別図幅の空知背斜は本地域にはいと神威背斜と茂尻背斜の2大背斜に分かれる。

註2) 赤平層の項参照

より地層が繰返し露出する。このため、川端層群そのものの層序ならびに地質構造を詳細に調査することは、技術的にも時間的余裕もなくてできなかった。炭田調査として逆瀬川・小島<sup>21)</sup>が調べたものによると、この川端層は同斜褶曲を行っており、層厚は見掛けよりもずつと薄いものであろうと述べている。

図幅地域の北半部には新第三紀末に堆積した滝川層が広範囲に分布し、石狩層群および川端層群のいずれをも傾斜不整合をもつて覆っている。滝川層は海棲動物化石を含有する凝灰質の泥岩を下部として、その上部は浮石の細礫を含み、かつ偽層の多い砂岩と細礫岩との互層から構成されている。この下部の海棲化石を含有する地層は図幅地域の西部に厚く、東部へ向かつて次第に薄くなり、班溪幌内川流域では全く欠如している。滝川層上部の砂岩礫岩層の最下部には粗悪な亜炭層が介在し、図幅地域全域に亘つて分布する。この亜炭層は班溪幌内川流域では滝川層の基底に近接して存在する。この亜炭層は同時堆積面を示すものと云えば、滝川層はこの図幅の範囲内で西から東へ向かつて覆蔽して堆積したものとみなされる。

イルムケップ火山の噴出による複輝石安山岩の熔岩流とその火山岩層は、滝川層を覆つて分布する。滝川層の堆積時期とイルムケップ火山の噴出時期との関係については不明な点が多いが、吉田沢中流部および三又山沢班溪幌内川との合流点より三又山沢の上流約 500m 地点において、イルムケップの集塊岩の上位に滝川層の一部と思われる堆積が見られる。イルムケップ火山の活動は滝川層堆積の末期に始まつたものと考えられる。一方ほかの地域の滝川層の礫岩中には角閃石安山岩の礫がみいだされるものはない。なお滝川層中に多量に存在する浮石片についてはその起源が明らかでない。したがつてイルムケップ火山の噴出は滝川層堆積の末期に始まり、滝川層堆積後に最も盛んであつたと考えられる。

この滝川層およびイルムケップ火山岩層が広く分布した谷底に、きわめて小範囲ではあるが石狩層群が露出している場所があり、滝川層におおわれた石狩層群の分布ならびに地質構造の究明にかすかな光を投じている。その1つは江部乙村加賀団体の谷底の露出であり、また他の1つは本調査で河野義礼によつて発見された赤間沢上流の小露出である。前者は蜆貝の多産する砂岩泥岩互層で、その最下部には石炭の薄層を伴ない、平岸層または赤平層であろうと考えられる。後者はその層位を決定しかねるほどの小露出であるが、一応赤平層として図示した。

## II. 2 神居古潭変成岩類ならびに蛇紋岩類

いわゆる神居古潭変成岩類は緑色片岩・珪質片岩・千枚岩などの低度の変成岩類からなるもので、これらをもつて構成される地帯は、北海道の脊梁をなす日高山脈を形成するいわゆる日高帯の西側にのみ位置し、その日高帯と平行して南北に帯状分布を示し、それらの間には白堊系あるいは先白堊系といわれている岩層を挟んでいる（この詳細については、舟橋三男・橋本誠二<sup>26)</sup>の報告および鈴木醇<sup>27)</sup>の深川図幅を参照されたい）。

本図幅地域では、この変成岩の一部が北東隅に発達しており、新第三系の川端層・滝川層とは、断層をもつて接しているが、不整合に覆われている（しかし、それらの関係を直接認められる露出はほとんどない）。

この地域の神居古潭変成岩類も、深川図幅で分類されたように、次の2種に大別できる。

### 黒色珪質片岩類

### 緑色片岩類

地質図上での塗色区分は深川図幅に示されたのと同じ意味をもつのであるが、深川図幅では、地質図での分類と説明書内の分類とで少し異なっている。この地域では、ソーダに富む特殊な鉱物の組合せをもつ片岩類は現われてこないで、この2つの分類は適当であるように思われる。

黒色珪質片岩類と緑色片岩類との関係については詳らかでない。局部では両者が互層していて縞状を呈していることもあるが、大体西側に緑色片岩類が広く分布し、東側に黒色珪質片岩類が広く分布する傾向があり、さらに東方（地域外）では、ふたたび緑色片岩類が分布する。珪質片岩類は珪礫質の砂岩・泥岩を原岩とし、緑色片岩は塩基性の火成岩ないし火成砕屑岩類を原岩としている。これらの原岩の層位学的位置は不詳である。たゞ一部に上部ジュラ紀層とみられている空知統の輝緑岩質の岩石が変成作用を蒙っているものが含まれていることが明らかにされており、また一部には日高層群の岩石を原岩として含んでいるのではないかとの疑をもたれている。さらにまた蛇紋岩のほかの地域で白堊紀以後の進入とみられる場合が多いので、動力変成作

用の時期が蛇紋岩の進入と関係があるとすれば、一部の岩層は白堊系に属する可能性もある。

## II. 2. 1 黒色珪質片岩類

本岩類は肉眼的に、黒い部分と白い部分とがそれぞれ約 0.5cm の幅で縞状をなして、互層しているのが普通であるが、千枚岩あるいはミロナイト様の岩石となつていても少なくない。また、白色の石英に富む部分が非常によく発達し、片理の方向と平行に、ときにはやゝ斜めに、幅約 5cm 近くの脈状となつている場合も少なくない。

この岩類には種々の鉱物の組合せが見られるが、ほかの地域に見られるようなソーダを含む角閃石の存在はほとんど認められず、普通次のようなものである（大体量の順序に並べてある）。

- a) 石英・絹雲母・緑泥石
  - b) 石英・緑泥石・針状角閃石-柘石-鉄鉱
  - c) 石英・絹雲母・曹長石
  - d) 石英・絹雲母
  - e) 石英・緑泥石・曹長石
  - f) 石英・絹雲母・緑泥石・ステルプロメレン・曹長石
  - g) 石英（点紋をなすもの、基質をなすもの）・曹長石・針状角閃石・ステルプロメレン・赤鉄鉱
  - h) 石英（微点紋をなすもの、基質をなすもの）・曹長石・緑泥石・絹雲母
  - i) 石英・絹雲母・ステルプロメレン・緑泥石・柘石・赤鉄鉱
  - j) ステルプロメレン・絹雲母・石英
- a) ~ c) のものはメノコ沢（地域外）のものに多く、d) は新城市街の北東側、e) ~ g) のものは岩名ノ沢の中流部に多く、h) ~ j) のものは郡界ノ沢附近にみいだされる。

以上のように、鉱物の各組合せ中には、必ず石英が認められ、その量も全体の 50% 以上を占めている（ただし j を除く）。石英はきわめて細粒（径 0.01mm 内外）の集合をなして岩石の基質をなすが、ときに脈状あるいはボール状の分結物として集まつており、この場合の結晶粒はやゝ大きく、径 0.05~0.1mm 程度となつている。

ほかの鉱物はこの石英の基質の部分とは別に、汚物状あるいは炭質物などの非晶質物で汚染されたようなところに集まつて見られることが多い。この汚染されたような部分はミロナイトあるいは千枚岩様を呈し、そのなかに非晶質物のダストあるいは炭質物様物質からなる黒色の條線が、平行にある一定方向に伸び、ときには弯曲している。そしてこのような部分には、カタクラステイック構造を認めることがあり、また原岩の構造を僅かにうかがうことができることもある。また、このような非晶質物あるいは炭質物様のものは、その量が多く、石英以外の結晶質の組成鉱物よりはるかに多量に含まれていることがある。

## II. 2. 2 緑色片岩類

この岩石類は、一般に暗緑色を呈し、普通片理が発達しているが、時にはその片理が非常に弱く、塊状に近い様相を呈しているものもある。

この岩類は、次の2つに大きく分けられる。

**輝緑片岩** 輝緑片岩は明らかに原岩が輝緑岩質岩で、その残晶あるいは構造が認められる。

この地域のこの種の岩石はその原岩の構造は新鉱物の再結晶、斜長石の完全な分解によつて、明らかでない場合が多いが、有色鉱物の残晶のみは比較的明らかに認められることが多い。この残晶の附近ではカタクラステイック構造が明らかであることがあり、また、この種の岩石の内部に僅かに認められる片理とは、全く斜交する方向に残晶の鉱物が点在していることがある。

残晶鉱物としては単斜輝石が多い。局部的に分解して汚れていることもあるが、その結晶形は明らかなものが多い。そのなかに明らかなにチタン輝石と思われるものが岩名ノ沢下流・郡界ノ沢などのものに認められる。そのほか、郡界ノ沢中流部のものには、橄欖石の残晶もみいだされた。斜長石の残晶の認められるのは非常に稀である。

変成鉱物の組合せには次のものがある（大体量の順）。

- a) 緑泥石・蛇紋石・方解石
- b) 綠簾石・綠泥石
- c) 透角閃石・石英・綠泥石・曹長石
- d) 石英・方解石・綠泥石

e) 石英・緑泥石・曹長石

f) 角閃石・緑泥石・緑簾石・曹長石・石英・霏石

a)～c) は岩名ノ沢のものに多く見られ、d)～f) は郡界ノ沢のものに見られる。

**緑色片岩** この岩石に属するものは、ほとんど原岩の構造あるいは残晶が認められないものであり、前の輝緑片岩に比べて片理も明らかである。本地域内でのこの種の岩石には次の鉱物組合せがある(大体量の順)。

a) 緑泥石・石英・緑簾石・絹雲母

b) 方解石・閃緑石・石英・曹長石

c) 石英・緑閃石・曹長石

d) 緑閃石(非晶質物質)

a)～b) の組合せのものは斑溪梶内川本流にみいだされ、c)～d) は岩名ノ沢上流にみいだされる。c) は、石英と緑閃石が等量に存在し、緑閃石は長径1.0mmにも及ぶ針状の結晶が、束状あるいは放射状に集合している。これらのいずれの組合せにおいても、汚染状あるいは未再結晶の物質が、黒色ないし暗灰色のダスト様になり多量に存在している。そのほか、新城市街の北東方の本流ノ沢の、神居古潭変成岩類と川端層とが断層によつて境される附近に、炭酸塩鉱物を主とする岩石がある。これは外観が黄褐色を呈するやゝミロナイト様の岩石である。この岩石は、鏡下で細粒の炭酸鉱物を基地とし、点々と方解石が脈状に集まり、石英もまた脈状あるいはボール状の分解物として集まっている。そのほか褐鉄鉱様の物質が亀裂を填めている。

### II. 2. 3 蛇紋岩類

蛇紋岩は神居古潭変成岩類をいたるところで貫ぬいている。その大きさは、大小さまざまで、小岩体は変成岩の片理の方向にやゝ平行に進入しており、かなりの大きさの岩体もその周縁部は非常に細まり、変成岩の片理、一般走向の方向、すなわち南北方向に延びている。

本岩は大体塊状を呈し、暗緑色を呈し、部分的には堅硬なものもあるが、一般に風化して脆弱な粘土に変化し易い。また、処々に片状を呈するものがあり、これには滑石化しているものが多く、そのような部分には灰白色の滑石様の鉱物の細脈が網脈状に発達していることがある。

この地域の蛇紋岩はきわめて細粒の葉片状をなす温板石(Antigoritic)からなり、

特有の“Mesh-structure”を示すものは少ない。そのほか、自形のクローム鉄鉱が点在する。クローム鉄鉱が集まって鉄床を形成するほどのものはなく、また、温石綿は少ないが、角閃石質石綿を試掘した跡がある。その規模はきわめて小さく、稼行価値はない。

この地域では、蛇紋岩を貫ぬく優白岩・優黒岩質の脈岩などはほとんど認められないが、数多くの捕獲岩様の岩石が至る所でみいだされる。その1つは外観は斑礫岩ないし輝緑岩様の(径1~0.5m)岩石であるが、これを鏡下でみると、その組成鉱物はほとんど非晶質化しており、その組成鉱物は明らかでない。また、この種の捕獲岩の周縁部は帯黄灰白色の帯状の輪郭をつくっている場合もある。その有様はロジン岩といわれている岩石に類似しているが、薄片では特有の組成鉱物はみいだされず、これもまた非晶質物化して前記の岩石とほとんど同じ性質を示している。

他の1つは、斑溪幌内川本流で粘土化した蛇紋岩のなかにみいだされた帯緑灰白色の岩石である。これには斜長石と輝石の残晶が認められ、原岩は斑礫岩であつたことを思わせるものである。再結晶鉱物としては曹長石質斜長石・黝簾石・絹雲母などが形成されて、前述の緑色片岩類の一種と思われる様子のものである。しかし、この産状は明らかでなく、捕獲岩が貫入したのか詳らかでない。

#### II. 2. 4 優白質岩

こゝに優白質岩としたものは、通常蛇紋岩地帯において脈岩として取扱われているものとはやゝ趣を異にし、原岩は不詳であるが、外観が優白質で、産状からは岩脈のように見做されるものである。

本岩は斑溪幌内川本流とメノコ沢の合流点よりやゝ下流部にみいだされ、一見、變成岩類を貫ぬいた形を示す。その幅は約10mで、帯緑灰白色を呈する緻密、堅硬な岩石である。

鏡下では原岩の残晶は認められないが、全体が汚れているところに、原岩の構造のうかがわれるところがあり、その様子は前記の斑礫岩を原岩とするもので粘土化した蛇紋岩中に存在するものと同じ構造を示している。斜長石(曹長石質)の集合からなるプール(径0.5m程度)あるいは脈状の部分がやゝ斑晶状に、基地をなす柱長質の基地のなかに点々と存在し、基地の部分に絹雲母が処々に形成されている。



### II. 3 白 堊 系

白堊系は本地域中には限られた分布を示すにすぎない。すなわち本層は北へ向かつて沈んでいる空知背斜の冠部にあたる下平岸の南方に露出しているが、この図幅地域内に露われているのは白堊系の上部の地層だけで、田中啓策<sup>26)</sup>および須貝貫<sup>23)</sup>の調結査果によれば函淵層群および上部菊石層（田中啓策の上部蝦夷層群の上部）の一部に限られ、それ以下の地層は露出しない。

白堊系は上位の石狩統によつて不整合に覆われているが、広地域にわたる調査によつて初めて不整合が認められるのであつて、1 露頭の観察では上下の地層が平行に重なつていように見える。

函淵層は主として細粒砂岩からなり、礫岩・泥岩・炭質頁岩・石炭の薄層を混える。砂岩の色は緑色を帯びていて上位の登川層と岩質が近似している。たゞ本層には流紋岩質の凝灰岩を挟むことが多く、その点で登川層と区別できる。

上部蝦夷層群の地層は主として泥岩からなり砂岩の薄層を混える。この泥岩は泥灰岩質の団球を含み、団球に伴つて軟体動物の化石が産出する。アンモナイト、*Inoceramus* がおもなものである。化石については田中啓策の報告<sup>26)</sup>を参照されたい。

### II. 4 古 第 三 系

本図幅地域に分布する古第三系は石狩層群と幌内層とである。

石狩層群は主として淡水性の地層で、瀕海性の地層を挟有する。幌内層はまったく海性の堆積物で、本地域内では石狩層群に対して見掛上不整合に重なつている。幌内層と石狩層群との層位関係については田代修<sup>24)</sup>が十五総沢における詳細な調査によつて、両者は傾斜不整合で接していると論証した。本地域では幌内層は平岸北方ならびに上芦別の2カ所に小区域を占めて分布するにすぎないが、そのいずれの区域においても幌内層の基底は海緑石の多い砂岩もしくは礫岩をもつて石狩層群の最上部の芦別層に接し、野外の観察では平行不整合に見える。しかしながら明治鉱業株式会社上芦別鉱業所の柴田勇ならびに橘彰一が上芦別町附近の広範囲にわたる試錐資料を綜合した結果によると、幌内層の基底は芦別層の種々な異なつた層位に接していることがわかつてい

## II. 4. 1 石狩層群

石狩層群は今井半次郎によつて初めてその層序が明らかにされた。今井は石狩層群がその下位の白堊系ならびに上位の幌内層の中間に挟まれた主として淡水性の堆積物からなる地層であり、上下の白堊系および幌内層がともに純粋の海成層であることと異なる点に注目して、この淡水性堆積層を石狩統と名づけた。しかし今井は石狩層群中にも瀕海性を示す地層が介在することを指摘している。すなわち若鍋層から下部蜆介層までの層準、ならびに上部蜆介層中に介在する瀕海性化石の存在を重視して地層区分を行い、石狩層群を5つの地層単元に大別できると述べている。またその岩相を考慮して石狩層群の層序をさらに細分し、11の地層に分けたが、この地層区分はこんにちにいたるまで矛盾なく、その地層名には1, 2の変更が加えられたが、現在でも引き続き使用されている。今井は若鍋層から下部蜆介層までの地層中に介在する瀕海性層を一括して取扱つたが、その後の知識の発達によつて、これらの地層がいくつかの瀕海性層として細分されうることがわかつてきた。この図幅においても筆者は石狩層群を海侵の輪廻によつて区分<sup>註3)</sup>した。すなわち海進の始まつたときから海退を経て次の海進の始まる直前までを1週期として層序区分の単位とした。もちろん地域によつて輪廻の細かい数は異なってくるが、空知炭田における石狩層群は大きくみて4つの輪廻を繰り返しており、それぞれの輪廻を階に対応させて、下位から下階・中階・上階・最上階と名づけた(第1表参照)。それぞれの階の地層の境界は場所によつては地方的な不整合(local unconformity)であることも明らかになつた。いまその1, 2の例を挙げよう。

雄別炭鉞茂尻鉱の中村一郎<sup>9)</sup>は、桂沢附近で茂尻層(中階最下部)と夕張層(下階最上部)との間に不整合が存在し、このため2, 3の炭層を広域に亘つて追跡すると侵蝕による欠層を示すと述べている。また三井鉞山の堤正俊<sup>1)</sup>によると三井芦別鉱の炭山川・八月沢(上芦別図幅地内)間の地層の対比を行つたとき、茂尻層下底の炭層はよく連続するにもかかわらず、その下位の夕張層上部の炭層群は南へ向かつて炭層も薄くなり、層間距離も次第に接近すると述べている。堤正俊は茂尻層と夕張層間に不整合はないといつているが、堆積条件の急変があつたものと筆者は考へている。

美眉層(中階最上部)と赤平層(上階最下部)との関係についてはいまのところ不

註3) 上芦別図幅参照

明の点が多い。美明層は堆積小輪廻を繰り返した地層であるが、赤平層はほぼ海侵作用が漸進したときの堆積層である。その境界には虎ノ皮層と呼ばれる炭層が発達するが、この炭層の発達状況は地域的に変化が多く、虎ノ皮層が介在する部分の地層の厚さもまた非常に変化する。

上階に属する地層は赤平層・高根層・頼城層である。これらの地層は上芦別図幅の芦別川流域を模式地として、その岩相上の特徴によつて区分したものである。頼城層は淡水性の高根層（夾炭層）と半鹹半淡性の平岸層とに挟まれている地層であるが、その岩相上の特徴が上下の地層間の漸移層ともいふべき性質を示している。すなわち頼城層は蜆介化石を伴う地層と炭層を伴う地層とが互層しながら、次第に上・下の地層に漸移していく中間的な特徴をもっており、頼城附近で最も著しい発達を示している。しかしこの中間的な岩相上の特徴は上芦別図幅地内において珍しく思われたのにすぎない。

本地域に分布している上階および最上階の地層は、多かれ少なかれ上記のような漸移的な性格を示しているものといえる。従来多くの人々によつて本図幅地域内の調査が行われたが、これらの人々は芦別川や砂川附近の層序を基準にして、赤平層以上の地層の細分と地質構造を解決しようと試みたものであろう。しかし本地域内に分布する赤平<sup>層</sup>以上の地層は、砂川および芦別川でみとめられる層序に比較してみると、地層の境界が不明瞭である。すなわち蜆介化石の含有と炭層の介在を特徴として地層区分の可能な砂川・芦別川地区に対して、本地域では炭層ならびに瀕海性の化石をもつ地層は常に互層として薄層が重なり合い、いずれの地点をもつて地層の境界とすべきかに迷うのが常である。この傾向は小百層沢において特に著しく、一般的にみると北方へ向かうほど上階・最上階の区分は難しくなる。

しかし本地域内にあつても上階および最上階を区分するところの2つの海侵の特徴は認められる。この地域内においても従来上部蜆介層ならびに下部蜆介層と呼ばれた地層中には、しばしば海棲動物化石を含有しており、海棲動物化石の産出地は近年ますます多く認められてきた。したがつて本図幅地域では上階・最上階の境を海棲動物化石を含んだ地層によつて区分するとともに、各階中の地層の細分は便宜上炭層が挟有される頻度によつた。このように海成層を基底として上階・最上階をそれぞれ区分した場合、その見掛上の地層の層厚は、上階にあつては東方に厚く西方に尖滅する。

また最上階についてみるとその層厚は西方に厚く、東方へ向かつて薄いことが明らかにされた。また、上階の基底の海成層は図幅地域の東部においては産出化石の種類も著しく多いが、西方へ向かつて次第に海成層の特徴を失っている。これとは逆に最上階の基底の含海棲化石層は、砂川附近に著しく、東方へ向かつて次第にその特徴を失う。このことは、いゝかえれば、上階および最上階の時代における海水侵入の経路が異なっていたためと思われる。石狩層群の層厚は夕張地区では最大 500 m に達するにすぎないが、空知地区では全層厚 3,500 m にも及ぶ厚層である。石狩層群を構成する地層の個々について、その発達状況を比較してみても、空知地区の地層の層厚は夕張地区における同層位の地層に較べて一般に厚く、殊に空知地区では美唄層・赤平層・平岸層ならびに芦別層の 4 つの地層が厚く、これらの地層は夕張地区で発達していないものである。

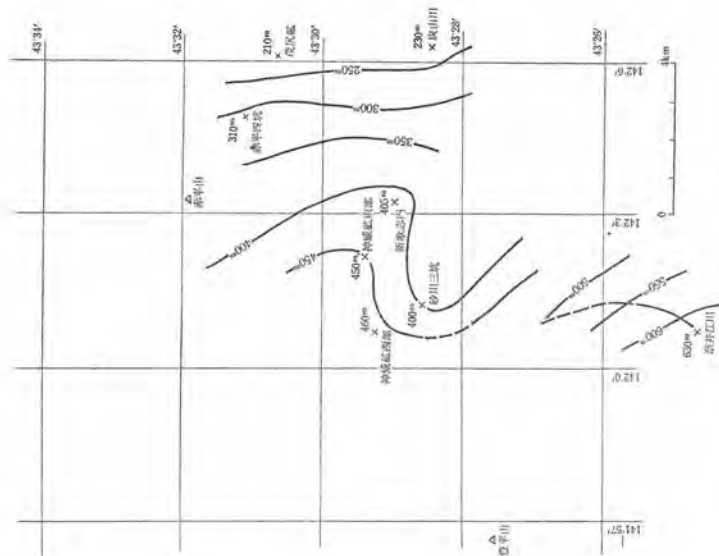
上芦別・歌志内の 2 図幅地域における下階・中階の地層の等厚線図を第 1 図～6 図に示した。上階・最上階の地層については資料が充分でないので、ここにほかかけない。

#### II. 4. 1. 1 下 階

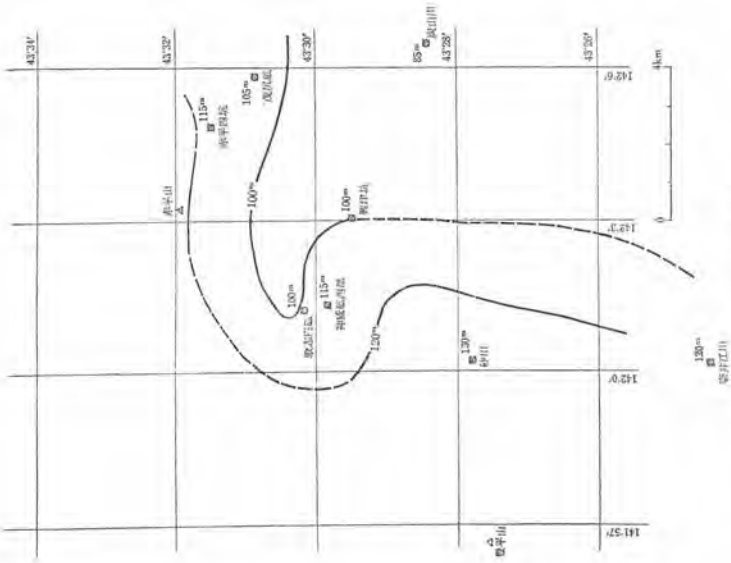
この階に属する地層は下位から登川層・幌加別層(神威泥岩層とも呼ばれる)・夕張層に区分される。淡水棲の介化石や植物化石を含有し、登川層と夕張層とは良好な炭層が発達する。この地域ではこれらの地層は茂尻背斜と歌志内背斜のそれぞれの冠部に分布し、また小範囲ではあるが盤ノ沢流域にも分布する。

この階に属する地層は、美唄附近においては人為的境界線をもつて区分せざるを得ない点については、上芦別図幅説明書において述べたが、この図幅の範囲内では岩相によつて 3 分することができる。すなわち幌加別層が主として暗灰色の塊状泥岩からなり、炭層をまったく挟有しないため、それぞれ夾炭層である夕張層ならびに登川層との区別が容易である。

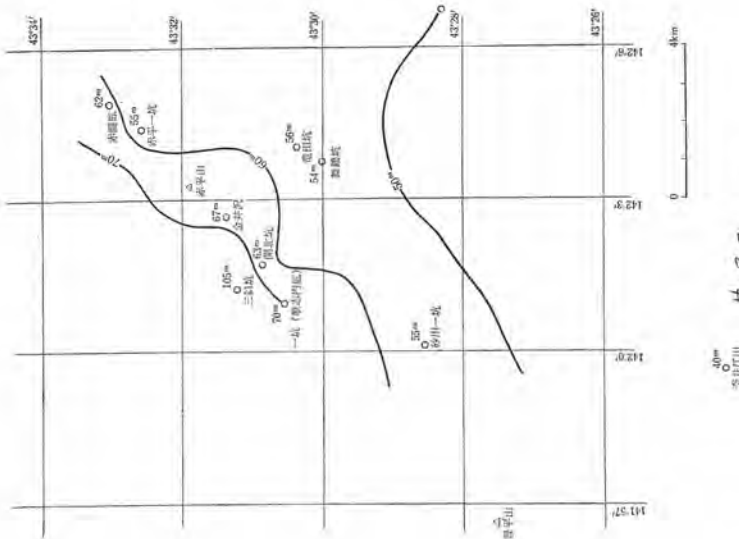
第 1 図～3 図によると、幌加別層の層厚の変化は登川層・夕張層などの層厚変化に比較して小さいものようである。また登川層の層厚が西に厚く東に薄くなるのに反して、夕張層の層厚が東に厚く西に薄くなるのが注目される。また炭層の発達状況について両者を比較すると、登川層中に挟有される炭層が西部では厚層として発達するのに、東部では稼行できる程度の炭層が少ないのと比較して、夕張層中の炭層は西部



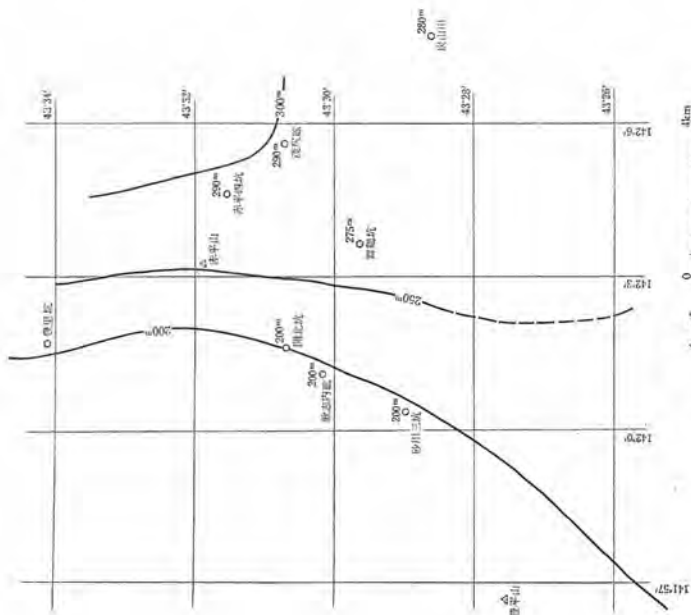
第 1 圖 相模川扇形厚線圖



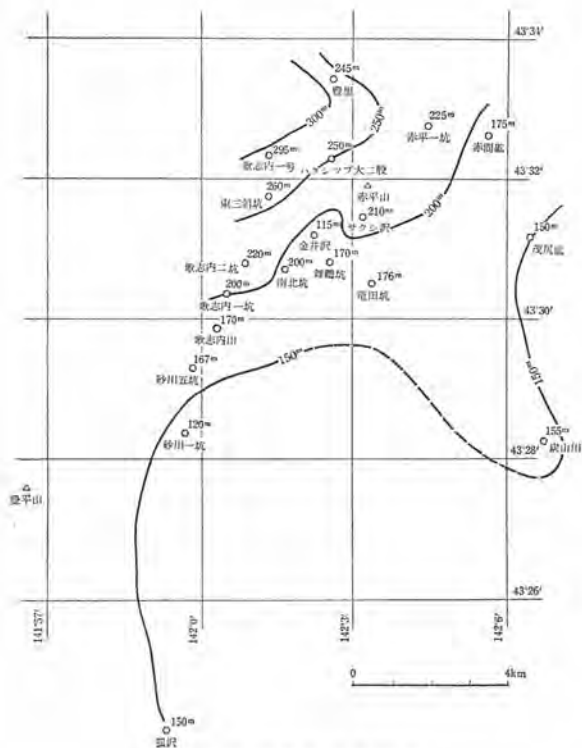
第 2 圖 相模川扇形厚線圖



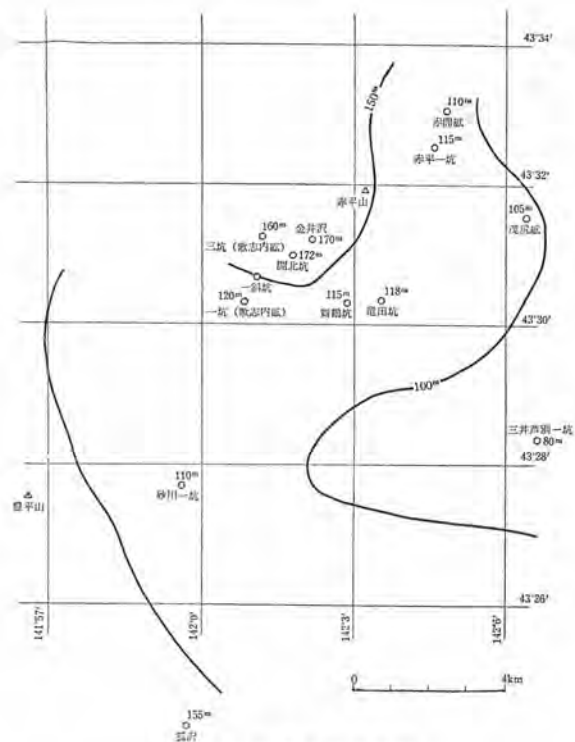
第 3 圖 雙子山等厚線圖



第 4 圖 雙子山等厚線圖



第 6 圖 美唄側等厚線圖  
(南北坑は開北坑の誤り)



第 5 圖 若駒側等厚線圖

の砂川礫以南では稼行できる厚層のものをほとんど欠き、歌志内町以東の茂尻礫・芦別礫などで稼行炭層数枚が発達することを挙げることができる。いずれにしても、この階における堆積条件が登川層の堆積時期と夕張層の堆積時期とでは極端に変化したことを認めることができる。炭層の堆積を支配する条件、例えば石炭の材料物質が運ばれる経路や、造陸運動による地盤の動きなどが、幌加別層堆積の時期を境にしてその前後で全く正反対の方向に変わったものであろう。

**登川層** 登川層は北に沈もうとする茂尻背斜の冠部に露出して、ほぼ半楕円形の帯形状をなして分布する。このほか小区域ではあるが神威の東方 1 km の位置にも分布し、これは神威背斜の背斜軸に近く断層に挟まれて背斜の東翼にだけ露出したものである。また芦別市盤ノ沢流域では登川層の伏在することが試錐によつて確かめられた。いずれの地域においても登川層は白堊系の上に不整合に重なっているが、登川層・白堊系間の時代間隙については、広地域に亘る地質図を作ることによつて初めて不整合の存在が認められ、1地点の観測だけでは不整合であるかどうか判りにくいことは、田中啓策<sup>29)</sup>によつて上芦別図幅説明書中で指摘された。上芦別地域に位置する炭山川や本地域内の桂沢（茂尻炭礫所在地）の野外観察では、白堊系最上部の函淵層と古第三系の登川層の下部とが、岩質上はほとんど区別できないほど近似した様相を呈し、両者の境界を判然と把むことはできなかつた。強いて両者の差異を挙げれば函淵層に比較して登川層の岩質が幾分軟質であるといえよう。また函淵層の上部には石英粗面岩質の凝灰岩が介在し、この岩石は上芦別図幅の咲辺別（芦別川流域）・八月沢・炭山川においても存在することが明らかにされているが、本図幅地域の桂沢でも函淵砂岩層中にこの種の凝灰岩が認められた。登川層の基底について須貝貫二<sup>20)</sup>は主として新歌志内礫附近の観察から次のように提唱している。すなわち新歌志内礫の最下部の炭層の直下にある耐火粘土質頁岩（層厚 4 m, 耐火度 SK28 内外）を同層の基底として選ぶべきであるとし、齊藤林次<sup>30)</sup>もこの粘土層を準平原化した時代の風化土壌であると述べてこの提案に賛成している。

登川層は主として砂岩・砂質泥岩・泥岩の互層からなり、炭層を挟有する。砂岩は灰白色を呈するものが多く、黝青色を呈するものもある。中粒ないし細粒で塊状を呈するものが多いが、ときによると縞状の層理をもつものも介在する。泥岩は暗灰色ないし灰白色で層理に乏しく、しばしば灰鉄質の堅い地層をレンズ状に挟有する。また



砂岩・泥岩ともに珪質の堅硬な地層を挟むことがある。神威背斜の冠部に露出する登川層はきわめて小範囲にすぎず、その大部分が上芦別図幅の範囲内に分布する。しかし神威背斜の冠部に露出している登川層は神威砦の主要稼行炭層を挟有し、その地質状況も詳細にわかっているため、神威砦地域の登川層の層序・炭層について述べる。

この区域の登川層は上位の幌加別層とは漸移的に岩相がうつり変わって行くため、その上限は炭層をもつてその境としたが、その境界は便宜的なものである。すなわち本図幅地域では登川夾炭層のほぼ最上部の炭層と思われる、北炭神威砦の一番上層をもつて登川層の上限とした。神威砦では登川層の層厚は420mに達する。その下部は比較的泥質岩にとみ、中部および上部は砂岩・泥岩の相半ばする互層である。介する炭層の数は20枚に達するが、稼行できるものは10枚前後である。登川層の上限ならびに下限に近い層位を除いて、全層に互つて稼行炭層が散在する。数多い炭層のなかでその層位が登川層の下部に近い神威砦のⅧ下層は青灰色粘土質の夾みを伴なう。この特徴ある夾みを伴う炭層は空知炭田全般に亘つて追跡でき、三井砂川砦の二番層、茂尻砦の六番層がこれに相当する。

茂尻背斜の冠部に露出する登川層は全層厚200mで、最下部の50mの間は砂岩に富んで炭層を欠くが、その上位は砂質泥岩ないし泥岩を主とした砂岩泥岩の互層で、10枚内外の炭層を挟有する。このうち稼行できるものは4枚前後である。

**幌加別層** 本地域中に露出する幌加別層は、北方へ沈みかけた茂尻背斜の翼として下岸側の南方に馬蹄形に分布するものと、歌志内町神威附近に、神威背斜の冠部を占めて分布するものがある。

図幅地域内の幌加別層は暗灰色ないし黝色の無層理な泥岩を主体として、これに細粒砂岩の薄層が僅かに挟まれている。この泥岩中には *Unio* sp. などの淡水巻の化石を包蔵し、植物化石破片は含まれるが炭層は伴なわない。厚さは100m前後で、層厚の変化は上下の夾炭層に比して少ない。

**夕張層** 夕張層はさきに述べた茂尻背斜および神威背斜の両翼に露出するのみでなく、豊里背斜(註4)の冠部ならびに芦別市麓ノ沢上流にも露出する。

夕張層は細粒ないし中粒砂岩を主とし、泥質砂岩や泥岩を挟む地層で炭層または炭

註4) 地質構造を大きな単位で見ると豊里背斜は神威背斜の延長ともみられるが、この2つの背斜の間を走る歌志内断層で塊され、歌志内断層の両側でそれぞれ背斜をなして2つの独立した背斜として区別した。

質頁岩を挟有する。砂岩は灰白色ないし灰青色で層理の乏しいものが多い。泥岩は暗灰色で常に砂岩と互層し、泥岩の厚さは最も厚いものでも2 mを越すことはない。泥岩もまた層理に乏しいが、炭層に近接した層位ではしばしば細粒ないし微細粒の砂岩とともに細かい縞状を呈する互層となり、この縞状層理をもつた互層は美唄層のいわゆる縞砂岩とするものに近似した岩相を呈する。

夕張層の上部には泥岩のやゝ優越した砂岩・泥岩の互層があり、こゝに炭層を挟有する。

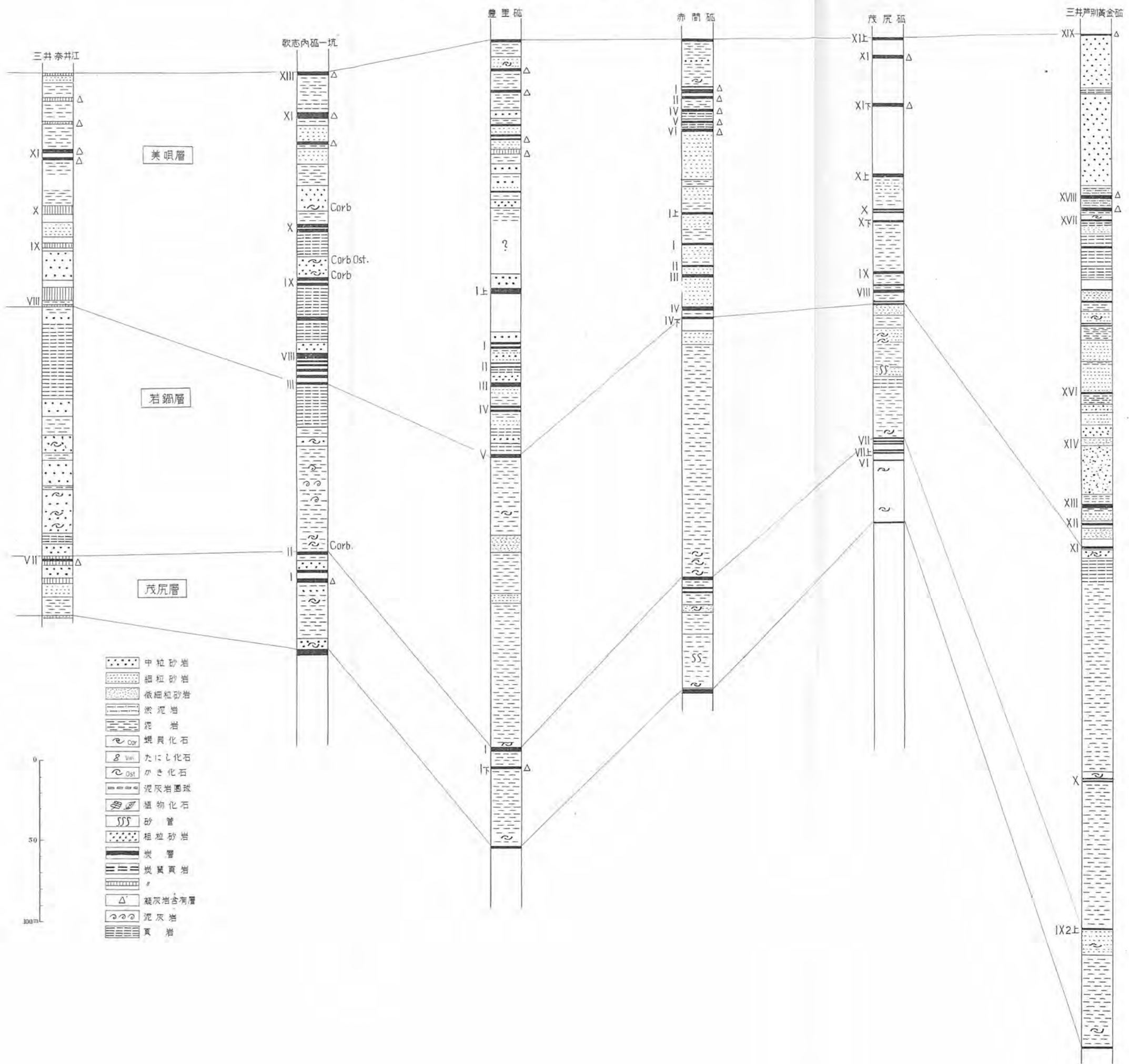
炭層は7枚あるが、夾みが多いため実際に稼行されているものは1枚ないし2枚程度である。夕張層の中部以下は砂岩に富んでいて、本層の最下部に1枚の稼行炭層を除いては炭層は介在しない。赤間鉱ならびに末広鉱ではこの最下部の炭層を大層と呼んでいる。盤ノ沢上流附近には夕張層の最上部が露出しており、こゝでも5枚ほどの稼行炭層を挟んでいる。

夕張層の上部の炭層は豊里鉱の南方に位置するハクシツブ沢入口において見られる。炭層は7枚あつて、そのうちで上から4番目の炭層には白礬と呼ばれる白色粘土質の夾みが介在し、特徴のある炭層としてよく追跡できる。この白礬を挟む炭層は空知炭田全般にわたつて分布するが、白礬の鉱物学的組成については未だに充分研究されていない。

#### II. 4. 1. 2 中 階

この階に属する地層は下位から茂尻層・若鍋層・美唄層に区分される。この階は石狩層群の堆積期間を通じてもつとも大きな海侵の行われた時期である。若鍋層は空知炭田のみでなく、夕張炭田をも含めたいわゆる石狩炭田全般に亘つて広範囲に分布している。夕張炭田に分布する若鍋層は今井半次郎<sup>(28)</sup>によつて2つの地層に細分され、その下部は若鍋頁岩層、上部は若鍋含化石砂岩層と呼ばれた。この岩相による地層区分は空知炭田の若鍋層にはそのまゝでは当てはまらない。本地域内に分布する若鍋層の下部は基底に *Geloina* sp. を包蔵する半鹹半淡性の堆積層がありその上位に炭層を挟有する厚い地層が重なり、さらにその上位には純粋な海成層である黒色泥岩層がつている。本図幅ではこの下部の炭層以下の地層を茂尻層と呼び、上部の海成層を若鍋泥岩層と呼ぶ。しかしこの層序区分も空知炭田の南部の地域に属する砂川以南と、上芦別図幅地内の八月沢以南では当てはまらなくて、茂尻層と若鍋層とを岩相上から区

第7図 地質柱状図 (その1)



分することはできない。茂尻層の基底部に包蔵される介化石は *Geloina hokkaidoensis* NAGAO & OTATUME *Corbicula tokudai* (YOKOYAMA) などの半鹹半淡性を示すもので、中階における海侵が急激に行われたものでなく、いつたん海水が侵入した後、ふたたび炭層を堆積させた淡水性の堆積条件となり、その後ふたたび海侵が進行したと考えたい。

班溪観内川流域では、この中階に属する地層が厚く、ことに若鍋層の層厚が大きく、黄金鉱附近ではほぼ 300 m に達する。三井黄金鉱の資料によれば、第 7 図のように若鍋層の下位に介在する炭層には十番層および九番第二上層の 2 つの層位のものがあり図幅地域中央部の層序と対比した場合に、十番層以下を茂尻層に含めるべきか、それとも九番第二上層以下を茂尻層にして、十番層は若鍋層中の岩層として取扱うべきか判断しかねるが、この図幅では前者の区分をとることとする。この中階の時代における海侵が数回繰返し行われていることは異論のないところであつて、将来この階の地層が堆積小輪廻によつて細分された場合、前記の黄金鉱附近の地層区分の不明確さはなくなるものと思う。

従来美唄層と呼ばれている地層は、いわゆる虎ノ皮層と呼ばれる岩層をも含めて、虎ノ皮層をもつてその上限としている。本図幅地域内の美唄層についてその産出化石を検討してみると、歌志内鉱および赤平鉱の十番層(第 7 図参照)の直上には *Ostrea* sp. または蜆介のような鹹度のやゝ高い条件を示す化石を包蔵し、十番層直上の地層の堆積環境が半鹹半淡、時には海成の条件を示すものであろうことが、小笠原謙三<sup>3)</sup>によつて早くから指摘されている。このようなことは砂川以南および芦別以南では余り著しくないようであるが、本地域内でこのようなことが認められることは意義のあることで、将来堆積輪廻によつて地層の細分を行う場合に、虎ノ皮層は美唄層の本層群の炭層とは区別され、その地史的意義をもつものと思われる。

**茂尻層** 本層が広く分布して若鍋層から独立した地層として区分できるのは、空知炭田の北部であつて、本地域の茂尻附近は茂尻層の模式地とされ、もつとも多くの炭層が挟有される。茂尻層は青白色細粒砂岩と灰色泥岩との互層からなり、砂岩には塊状のものと板状層理を示すものがあり、塊状砂岩にはしばしば砂管を伴う。泥岩中にはまた泥灰岩の団球を含むものがあることが夕張層とは異なつた特徴である。茂尻層の岩相は下位の夕張層と上位の若鍋層との岩相上の特徴を具えた、それぞれの地

層の互層であるといえよう。茂尻砦附近においては茂尻層の上部に数枚の稜行炭層が介在し、茂尻から遠ざかるほど稜行炭層の数が少なくなっている。上から1枚目ないし2枚目の炭層には白色粘土質の夾みがあり、この炭層は空知炭田全般に亘って追跡される。この炭層の稜行炭砦における呼称は第7図に示した。

本層の泥岩中には保存のよい海棲動物化石が包蔵されている。化石のおもなものは次の通りである。

*Geloina hokkaidoensis* (NAGAO & OTATUME)

*Geloina bibaiensis* (NAGAO & OTATUME)

*Geloina takaai* (NAGAO & OTATUME)

*Corbicula tokudai* (YOROYAMA)

*Batissa muratai* (NAGAO & OTATUME)

*Corbicula sunagawaensis* (NAGAO & OTATUME)

**若鍋層** 灰色ないし暗灰色の泥岩を主とし、稀には細粒ないし中粒の砂岩層を局部的に挟む。泥岩はおおむね塊状無層理で斧状の断口を示し、海棲化石を包蔵する。また泥灰岩質の団球を包有した地層を伴う。泥灰岩質団球を伴う地層は歌志内町の北方の開北坑（北海道炭鉱汽船株式会社空知炭業所に属する）附近では若鍋層の中部に多く、同砦では泥灰岩に富んだ地層を若鍋層の中部として、若鍋層を上・中・下の3層に細分している。茂尻背斜の背斜軸に近い赤平砦四坑通洞内に見られる若鍋層はほかの地域のものに比較して、構成岩石の粒度が粗く、おむね細粒ないし微細粒の砂岩からなる。この砂岩中には砂管を含有し、また層理もやゝ発達する。

**美唄層** 美唄層は弁別断層<sup>註5)</sup>以北の地域に限られて分布し、その層厚は本図幅地域内では200m以上に達する。その層厚の変化状況は第6図に示した。美唄層は模式地の美唄附近では層厚150mにすぎず、稜行できる炭層も少ないが、北へ向かつて次第にその層厚および炭丈を増す。歌志内町附近では層厚約200m、末広砦および豊里砦附近では250mに達する。赤平砦<sup>註6)</sup>および茂尻砦ではやゝ薄く180m前後であるが、黄金坑では350mにも達している。本図幅地域の美唄層はいずれも4枚ないし5枚の稜行炭層を挟有し、経済的にもつとも重要視される夾炭層である。黄金砦附

註5) 岩見沢図幅域内に位置する。

註6) 斎藤林次は赤平附近の美唄層が比較的層厚の薄いのは茂尻背斜を形成した造構造運動が美唄層の堆積期においてすでに始まっていたと説明している。

近の美唄層はその上部の層位の地層を美唄層とすることについて異論があり、未だ共通した見解に達していないので、まず豊里砦ならびに末広砦附近の美唄層についてその層序岩相を記述し、次いで黄金砦附近の美唄層に触れよう。

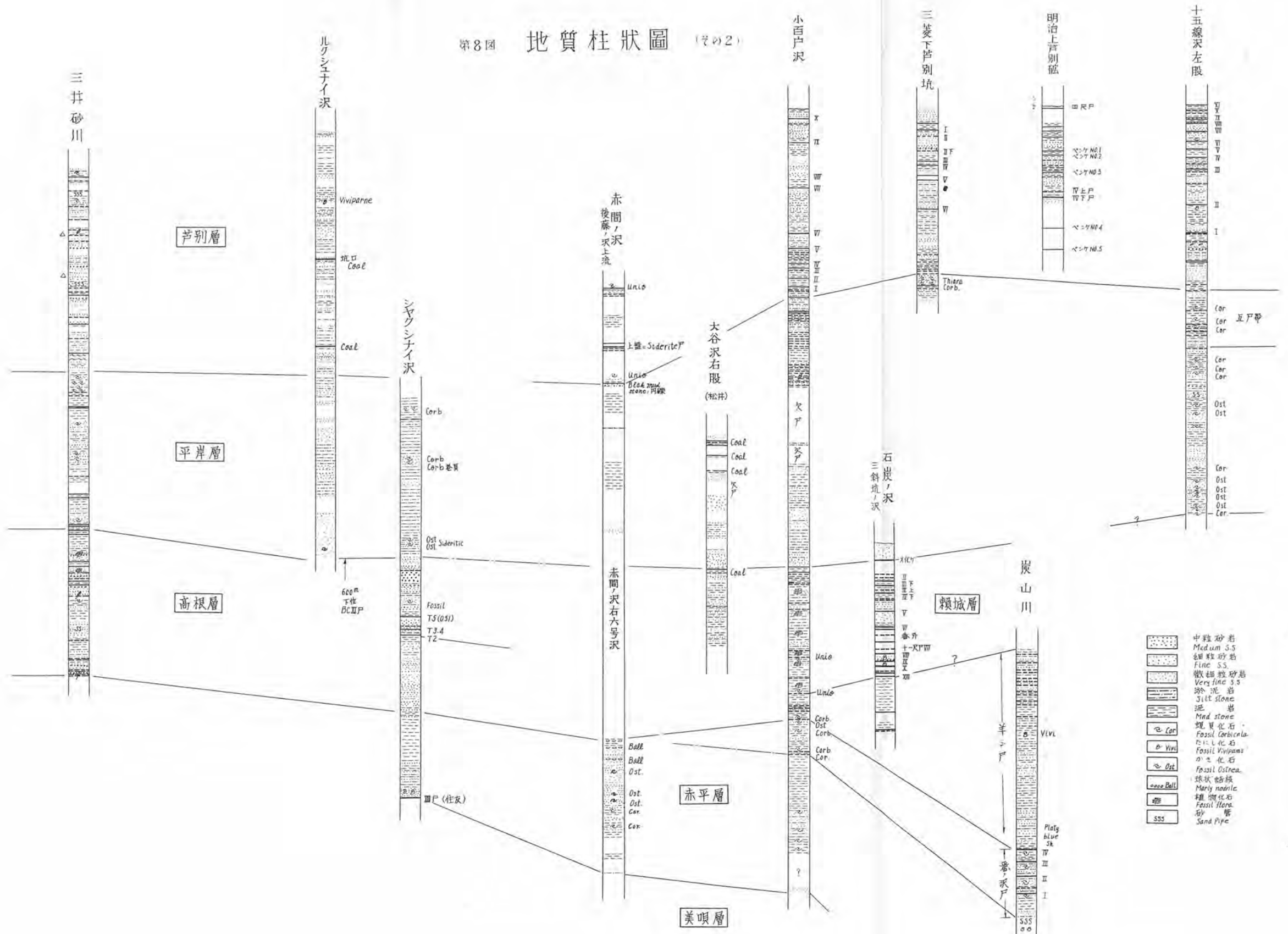
美唄層は砂岩と泥岩の互層からなり、その中部ないし上部は砂岩に富み下部は泥岩を主としてこれに頁岩を混え、炭層を挟有している。砂岩は淡青色ないし灰色で風化すれば褐色ないし黄褐色を呈し、中粒砂岩がその大部分を占め、細粒砂岩ないし粗粒砂岩を混える。砂岩は2 m以上の厚層に達することは稀である。砂岩中には泥岩の円礫もしくは楕円形の礫を包蔵することがある。この礫は黒色ないし暗灰色で風化すると濃褐色に変ずるが、分析した結果によると石灰分および鉄分の多いことがわかった。砂岩は一般に層理がよく発達し、ことに泥岩と互層する場合には板状の層理をよく示している。泥岩は灰色ないし暗灰色で層理に乏しく、風化すれば細かく砕けやすい。砂質泥岩ないし微細粒砂岩はきわめて薄い互層となり、殊に粒度の異なつた泥岩ないし細粒砂岩が形の崩れた波状の層理を示し、その色調もまた濃淡2色に色どられるため断口は美しい縞模様を呈する。この縞状の断口を示す岩石は縞砂岩と呼ばれ、美唄層、ことに炭層に近接した層位の附近に著しく発達しているため、美唄層の代表的な岩相として着目され、調査にさいして美唄層の同定に役立つている。しかしこの縞状の層理は夕張層および高根層においても見られるので、美唄層に特有な岩相とはいえない。

美唄層の炭層はその下部の泥岩に富んだ地層中に発達し、4枚ないし5枚の稼行炭層がある。美唄層の中部は砂岩を主として泥岩を混え、この泥岩中には泥灰質の褐色を呈する直径10cm以下の固球を包蔵する。中部は炭層の発達もなく漸海棲の介化石を産する。美唄層の最上部はふたたび炭層を挟有する。この炭層は白色凝灰質の夾みを伴ない、黒白の粗い縞目をつくることがあり、この炭層はその外見から虎ノ皮層と呼ばれている。虎ノ皮層は場所によつては数枚の炭層からなるが、美唄層の最上部を示す示準層とされている。末広砦および豊里砦附近では、虎ノ皮層の最上部の炭層の上盤に *Viviparus* sp. の化石を包蔵し、それからさらに15mほど上位の層位に1枚の炭層がある。この上位の炭層は虎ノ皮層ではないがこの炭層を美唄層の上限とした。虎ノ皮層は末広砦附近では4層位に分かれて炭層が発達し、その上・下限の層間距離は60~100mに達している。赤平砦においては層厚60mの間に3

層位に分かれて虎ノ皮層の炭層が発達し、茂尻北方の赤間沢入口付近ではさらに層間距離が縮まるとともに、炭層の厚さも増している。茂尻以南においては美唄層の全層厚が減少するにもかかわらず、虎ノ皮層は比較的厚さの変化もなくよく連続する。

盤ノ沢附近の美唄層の上限について見解の相違があることは前に述べたが、この地域の美唄層および赤平層の層序について述べたのち本図幅の地層区分に触れよう。盤ノ沢および班溪幌内川流域に広く分布する含蜆介化石層について、今井半次郎<sup>28)</sup>はこれを上部蜆介層としたが、近年はむしろ下部蜆介層（赤平層）であるとする意見が強くなった。しかしこの意見の対立が生じたのは、芦別向斜の両翼において層厚ならびに岩相の差異が著しく、しかも東西両翼は断層によつて切り離されているため、地層の対比に種々の意見があらわれても実際に確認する手段が得がたいことに原因している。第7図に示したように、この地域の三井芦別鉱業所黄金坑の地層柱状図を茂尻砒および赤間砒のそれと比較するとき、前者の美唄層がきわめて厚いことが注目される。黄金坑の十七番層・十八番層および十九番層は凝灰質の夾みをもち虎ノ皮層の様相を呈している。しかるに十七番層の下位 100m の層位に蜆介化石を包む層位があつて、下部の夾炭層とは劇然と区別されるため、この蜆介を含む部分を下部蜆介層、十七番層から十九番層までの間を羊歯砂岩層とみなし、したがつて虎ノ皮層以上を上部蜆介層とするのが今井半次郎の意見であつた。またこの地域では高根層の層位が上下の地層から明瞭に区分し難い点もあつて、今井の層位区分を正しいとする意見が重視されたのであろう。しかし筆者は本図幅において虎ノ皮層に似た岩相を示す十七番層および十九番層を含める地層を美唄層とよみ、したがつてその上位の含化石層を赤平層としたがその理由は次の通りである。吉田沢および班溪幌内川附近についての松井寛・長浜春夫<sup>19)</sup>の調査ならびに盤ノ沢の踏査によつて、この地域に広く分布する含蜆介化石層の層序が赤平層の層序と全く一致していることが明らかにされた。また美唄層の中部に蜆介化石が包蔵されることはこの地域のみに限られたことではなく、赤平砒・豊里砒ならびに歌志内砒附近においても同様に認められることから、含蜆介化石層の存在によつて地層区分をすることは必ずしも妥当とは考えられず、むしろ岩層の層序系列を比較する方が、根拠があるものと考えたからである。しかし盤ノ沢地域の層序および地史を詳細に検討することによつて、筆者の今回とつた見地が否定されることもありうるので、あくまでも漸定的な対比であることをお断りしておく。

第8圖 地質柱狀圖 (その2)



- 中粒砂岩 Medium S.S.
- 細粒砂岩 Fine S.S.
- 微細粒砂岩 Very fine S.S.
- 淤泥岩 Silt stone
- 泥岩 Mud stone
- 腕足化石 Fossil Corbicula
- 腕足化石 Fossil Vivipans
- 腕足化石 Fossil Ostrea
- 球状結核 球状結核 Ball
- 植物化石 Fossil flora
- 砂 Sand
- 砂管 Sand pipe



### II. 4. 1. 3 上階

この階に属する地層は下位から赤平層・高根層・頼城層に区分される。美唄層最上部の虎ノ皮層を基底として、一連の海浸が行われた時期の堆積物が赤平層であり、それに引続いた海退期の堆積物が高根層と頼城層とである。上芦別図幅説明書において述べたように、高根層と頼城層とを区分した理由は次の通りである。

すなわち従来芦別地区の羊歯砂岩層と呼ばれる地層のなかには、かなり鹹度の高い堆積環境を示す地層を、その中間の層位に挟有し、層序学的にみても2つの堆積輪廻を繰り返していることが明らかである。この羊歯砂岩層の中間層位に介在する瀬海性層によつて羊歯砂岩層を上・下の2層に区分し、その下部を高根層と呼び、瀬海性の介化石を包蔵する地層を含めてそれより上位の地層を頼城層と名づけた。高根層と頼城層とは三井芦別鉱の頼城坑付近では明らかな区分が可能である。しかし本図幅地域の西部および東部では岩相の変化に伴つて、高根層と頼城層とを区分することが野外の観察だけでは難しいので、本図幅ではその部分の両層を一括して地質図上に示した。

赤平層 赤平層は赤平市がその模式地であるが、この赤平層は多くの断層によつて切られているため、正確な層序が把握にくい。むしろ空知背斜の東翼にあたる炭山川附近の方が地層もよく発達して厚さも厚く、地質構造も単純なため、その層序がよく観察できる。三井鉱山株式会社芦別鉱業所の堤正俊そのほかの人々によつて、炭山川流域の赤平層は次の4つの部層に区分されたことは、上芦別図幅説明書に報告した。すなわち下位から

- 1) 下部泥岩部層（無化石・無炭層）
- 2) 鯨介・カキ砂岩部層
- 3) 上部泥岩部層（ボール帯）
- 4) 上部夾炭部層（鯨介化石を含有す）

である。この4つの部層によつて示される層序は、本図幅内の赤間沢附近や、盤ノ沢流域の赤平層においても全たく一致しており、後に述べる平岸層の層序とは明らかに區別できる。この4部層のうち上部泥岩部層は海進が最も進んだ環境における堆積層であつて、赤間沢では泥灰質の団球（ボールと呼ばれる）とともに *Thyasira bisecta* CONRAD を産し、盤ノ沢では *Linthia yessoensis* MINATO, *Yoldia* sp. を産する。

これに対し上部夾炭部層は蜆介を包蔵する砂岩が炭層間に介在する夾炭層であつてむしろ海退が始まつてからの堆積物である。上芦別図幅では便宜上この上部夾炭部層を赤平層に含めて地質図上に示したが、本図幅でもこれと同様に上部夾炭部層までを赤平層とした。

本地域において赤平層が分布する範囲は次の3地域に大別できる。

- 1) 盤ノ沢地域
- 2) 茂尻背斜と赤平向斜の翼部
- 3) 歌志内断層以西の地域

1) 盤ノ沢地域 班溪幌内川および盤ノ沢の流域には広範囲に赤平層が分布する。全般的にみて走向は北西—南東方向で南西へ $10^{\circ}$ ないし $30^{\circ}$ 傾斜し、芦別向斜の北東翼に当る。この地域の赤平層は今井半次郎によつて上部蜆介層とされたものである。この赤平層は層厚350~400mで炭山川と同様に4つの部層に分けることができる。しかし本図幅ではこの4つの部層を区分して地質図に示すほど調査が詳細に行われなかつたので一括して示した。

2) 茂尻背斜と赤平向斜の翼部 この地域で赤平層が最も広く分布するのは赤平向斜の中央部である。空知川の北岸に沿つた道路や赤間沢・大谷沢間でよく露出するが、前にも述べた通りこの区域には断層がきわめて多いため正確な層序を把みにくい。

赤平層とその上位の高根夾炭層との境界は上芦別図幅では赤平層の上部夾炭層（蜆介化石を含有する）を赤平層に含めて、蜆介化石の産出しなくなる夾炭層以上を高根層とした。

しかし本地域の空知川北岸では一般に蜆介化石の産出を見ることも少なく、赤平層の上部泥岩部層の上位から平岸層の下限に至るまで薄い炭層を万遍なく挟有し、赤平層と高根層との境界を蜆介化石の存在によつて区分することができない。したがつて空知川以北においては赤平層の上部泥岩部層の上位にある炭層を挟む地層を、すべて高根層に含めて一括した。

3) 歌志内断層以西の地域 この地域は須貝貫二<sup>12)</sup>・小笠原章三<sup>13)</sup>らの調査結果をそのまま用いて赤平層の分布を示した。この赤平層には *Ostrea* sp. や海棲化石の産出することはなく、泥岩中に蜆介化石の産出だけが知られている。地層の厚さも200m前後で、前に述べた2つの地域に比較してきわめて薄く、またこの地域以南の砂川図幅

の範囲に至るまで、赤平層中に鹹度の高い堆積環境を示す化石が見られないことは特筆すべきことである。その理由としては赤平層の上部が侵蝕をうけて、上位の高根層に不整合に覆われるのであろうと推測することもできるが、野外における観察では高者は整合であつて、その間に時間間隙は認め難い。筆者は赤平層の堆積間においては図幅地域の東部ほど海に近く、海水の侵入をうける機会が多かつたものと考えている。

**高根層** 高根層の模式地は芦別町西方4kmの高根川上流である。三井鉱山の調査によれば模式地における高根層の層厚は高根沢で200m前後である。層理の発達した砂岩を主とし、僅かに数枚の炭層を挟む。この高根層は三田正一・小島光夫<sup>9)</sup>によつて初めて公表された地層名であるが、三田の高根夾炭層は筆者の呼ぶ高根層よりも広範囲な地層を指すものであり、後に述べる理由により(頼城層の項参照)、三田の高根夾炭層を2分して、高根層とはその下半部に対する名称とした。

炭山川において露出する高根層は層厚およそ500mを示し、茂尻背斜の東翼を形作りながら南北に帯状に分布しているが、高根層の厚さは北方へ向かうほどその厚さを減じている。

**頼城層** 高根層の上位には厚さ約150mの泥岩を経て夾炭層が重畳する。この下部の泥岩中には泥灰岩および瀕海性の化石を伴ない、上下の夾炭層を隔てている。上部の夾炭層は厚さ約300mに達し、高根川流域においては厚い炭層を挟有する。高根川流域の同層については初めて三田正一・小島光夫が調査し、詳細な構造および層序が発表された。その後高根炭鉱・三井鉱山・茂尻炭鉱によつてそれぞれ独立に調査が行われた。筆者はこれらの最近の調査結果を充分検討する機会を与えられていないので、筆者がたまたま調査に同行した機会に得た見解によつて纏めた概念をここに記す。さきの上芦別図幅において三田正一の命名した熊ノ沢夾炭層は頼城夾炭層に相当するものであろうと述べたが、今回の調査において三井鉱山の堤正俊・岡野寛とともに検討した結果三田の熊ノ沢夾炭層が頼城層に相当するものであることには異論がないが、三田の高根夾炭層と呼んだ炭層群のうちには断層によつて熊ノ沢夾炭層が繰り返し露出したものを含んでいるので、この点は訂正を要すると思う。

現在高根炭鉱において稼行されている炭層は上位から1番層～22番層と名づけられている。このうち1番層から13番層までの上部の炭層は頼城層上部に相当するもので、熊ノ沢夾炭層のほとんどは頼城層である。

頼城層と高根層とを単独の地層として区分できるのは高根川附近までであつて、空知川の北岸にはいと両層を岩相によつて区別することは難しい。ことに高根層の他の露出地である盤ノ沢流域と大谷沢以西においては、高根層と頼城層とを区別することが難しいので本図幅においては一括してその分布を示した。

#### II. 4. 1. 4 最上階

この階に属する地層は下位から平岸層・芦別層に区分される。平岸層は頼城層の堆積に引続いて起つた海浸期の堆積層で、海棲の動物化石が図幅地域の西方地域外のシヤクシナイ・砂川附近で認められるほか、全層を通じて蜆介化石を多産するため上部蜆介層と呼ばれた。またその上位に重畳する芦別層は芦別町を中心とする地域において移行可能な炭層を挟有し、石狩炭田中最上位の夾炭層として重要である。芦別層もその最上位に近く蜆介化石を含有しているが、その産出頻度は平岸層に比して著しく低い。また平岸層もほとんど移行にたえない程度の薄い炭層を挟有している。これら両層の地層境界をいづれにおくべきかは岩相のみからは一般に決定し難く、きわめて漠然としたものであるといえよう。この階に属する地層は、地質構造に支配されてそれぞれ孤立した地域に散在して分布するため、芦別層および平岸層の境界もそれぞれの孤立した地域内における岩相区分（ことに炭層を対象として石炭挟有の有無を重視しているが）によつて地層区分を行つているにすぎない。したがつて次に述べる地層名別の記載は、模式地の平岸層または芦別層に近似した岩相を有する地層の記述をしているにすぎず、これをもつて地史的な意義をみいだそうとしているのではない。

**平岸層** 平岸層の模式地は芦別町平岸の空知川流域である。模式地の平岸層は砂岩のやゝ多い砂岩泥岩互層からなり、互層を構成する砂岩・泥岩の厚さはおよむね5m以下の薄層からなる。時によると著しく発達した漣痕が見られる。層理は明瞭であることが多いが、風化するとあられ状の細片に砕け易いので層面を測定しにくい。砂岩は灰色がかつた細粒のものが多く、砂岩中にしばしば蜆介化石が散在する。泥岩には暗灰色のものが多く、時には黒色を示すものがある。層厚は小百戸沢で200m前後である。

図幅地域における平岸層の他の露出地は下芦別北方の空知川北岸、下平岸北方の赤間沢中流、ならびに歌志内断層以西のナエ沢流域である。次に各露出地について述べる。

下芦別北方の空知川北岸に分布する平岸層については、従来これを平岸層とする見方と赤平層であるとする見方との2つがあつた。今回の調査においてもこの2つの見方に対する決定的な証拠を挙げることはできなかつたが、盤ノ沢流域の赤平層の上位に、炭層に富んだ地層を経てその上に重畳する蜆介化石を多く含有した砂岩泥岩互層を平岸層として地質図上に示した。この新しい解釈によると、吉田沢断層の南の延長上における落差が従来三井鉱山によつて考えられているほど大きくなくなるわけである。

次に赤間沢上流の平岸層は主として岩質の相違によつて上位の芦別層から区別したものであり、詳細な資料によつたものではない。しかしこの地域の芦別層の最下位に位置する岩層は、後藤ノ沢・赤間ノ沢においてよく調べられているので、平岸層上限については確実に同一の層準を示すものとみてよい。筆者はこの地域の平岸層においては蜆介化石を見つけていない。

歌志内断層以西の平岸層については須貝貫二<sup>12)</sup>および住友歌志内<sup>6)</sup>の調査が行われている。この地域の平岸層は層厚およそ400mで、主として淤泥岩からなり、ほぼ中部に20m前後の細粒砂岩を2枚挟んでいる。蜆介化石は中部および上部の砂岩中に産し、最下位に近くカキの化石を産する。本層の中部に発達している砂岩は砂川附近においては殊に顕著な厚層となり、岩相だけの区別によつて平岸層を3部層に分けることができる。

さきに述べたように歌志内断層以西の平岸層中にはしばしば石炭の薄層を挟み、砂川附近に近づくほどその傾向は著しい。

**芦別層** この図幅地域内の芦別層は、これを分布上から大きく4つの地域に分けてみる事ができる。すなわち 1) 芦別町を中心地として拡がる平野の周縁部、2) 小林沢・大谷沢および右股沢地域、3) 赤間ノ沢および後藤ノ沢地域、4) 歌志内断層以西の地域がそれである。

このうち 1), 2) は非常に断層の多い地域で、地層は連続しては観察されないが、その上限から下限まで全層が分布するとみられる地域である。3), 4) の地域はその上部が滝川層によつて覆われるため、芦別層の中部ないし下部しか露出してない。

芦別層の岩相上の特徴について述べると、本層は主として砂岩泥岩の互層からなり

炭層を挟む。砂岩は灰白色または淡緑色を呈し、石狩層群中のほかの層位に属する砂岩が<sup>より</sup>もやゝ明るい色調である。砂岩は中粒ないし粗粒で厚層をなし、塊状を呈し堅硬である。泥岩は暗灰色または黒色を呈し葉状の層理を示すが、風化<sup>は</sup>にも<sup>も</sup>板状には割れない。また灰鉄質の細粒からなり風化すると特徴ある淡褐色を呈する岩石を帯状に挟むことが多い。この灰鉄質の岩石は高根層以上の地層にはしばしば介在する。またきわめて稀ではあるが砂岩中に直径2 cm以下のチャートの礫を含むことがある。

芦別層とその下位の平岸層との境は人為的な定義に基づいて決められるものであるため、調査者によってその位置のとり方はまちまちである。ある人は汽水棲化石を含有する地層はすべて平岸層に含め、また他の人は炭層の介在する地層をすべて芦別層とみなしている。この図幅内においては前者の立場をもつて地層区分を行った。

芦別層の厚さは370m前後であるが、芦別町附近では逆断層による地層の繰り返しがあため、見掛けの厚さは(断層の存在を無視すると)ずっと厚い。

炭層は本層の下限から上限に至るまで万遍なく介在するが、稼行できる炭層の介在する層位は地域によつて異なる。

1) 芦別町を中心として拡がる平野の周縁部 この地域の炭層は中部および上部に発達する。上芦別図幅に属する地域では一般に上部に優良な炭層を多数挟有し、中部には炭質頁岩が多く、1, 2枚の炭層が見られるが、北部へ向かつて次第に中部の炭層が厚くなり、上部の炭層は次第に薄くなる。

上芦別砦・三菱下芦別坑・北日本炭砦の稼行している炭層は上部のものであり、高根砦二坑の炭層は中部のものに相当する。

2) 小林沢および大谷沢右股沢地域 この地域の炭層は小島光夫の調査<sup>20)</sup>によつて、下部の炭層がやゝ稼行できる程度であることが明らかになった。本調査当時平岸坑が稼行していた炭層はこの下部の炭層に相当し、三井鉱山福住砦でも同じ炭層を稼行したことがある。

小林沢の沢を中心として地層は北北東方向の軸をもつた向斜構造をなしており、向斜軸断層の東側の地層は芦別層と一応みなしたがまだ疑問の点が多い。

3) 赤間ノ沢および後藤ノ沢地域 この地域の芦別層は最下部のみ露出している。露出している厚さは約230 mで、3枚の炭層を確認している。豊里砦でこの炭層は一部稼行された。

4) 歌志内断層以西の地域 この地域は滝川層が不整合に覆うため、芦別層の露出はその下部だけに限られている。本図幅範囲では神威断層以西にだけ小範囲に露出する。炭層はきわめて薄いものが稀に介在するだけで稼行できる程度のものはない。

## II. 4. 2 幌内層

幌内層については地質概説ならびに古第三系の項においてすでに述べてある。この図幅地域内において幌内層はごく限られた小範囲に露出するだけであるが、その分布する位置が石狩炭田の最北限および北東端に分布するので、地史を考察するうえには重要な意味をもっている。

本層の露出の1つは大谷沢右股沢の東側に、平岸断層の西側に接して分布するものである。この区域の幌内層は三井鉱山株式会社ならびに小島光夫<sup>20)</sup>の調査が行われている。海緑石を含む基底砂岩をもつて芦別層に不整合に重なり、多くの海棲化石を産する。

第2の区域は芦別川の流路に沿って、図幅地域の南縁にきわめて小範囲に分布するものである。この幌内層は上芦別向斜の軸部において、芦別層の上に重畳した幌内層がその基底に近い地層のみを露出しているものとみられる。

第3の地域は辺溪川の上流に位置し、本地域の南東隅を占めるものである。この区域の幌内層は沢田秀穂<sup>21)</sup>が広瀬沢泥岩層と呼んだ地層であり、沢田は同層を幌内層に同定しているが、その地質時代ならびに堆積環境については模式的な幌内層とは異なるものと考えている。しかし筆者はこれを一応幌内層に含めて図示した。

## II. 5 新 第 三 系

本地域内に分布する新第三系は川端層群、滝川層およびイルムケップ火山岩の一部である。

上芦別図幅においては、広義の川端層群は幌内層の上に不整合に重なり、いわゆる紅葉山中間層に相当する地層を経て、海成層である狭義の川端層がその上に重なっているが、本図幅地域の川端層は主として断層に挟まれた帯状の地帯を占めて分布し、しかも海成層である狭義の川端層のみが分布するため、紅葉山中間層に相当する地層が果してこの地域にも分布していたかどうか不明瞭である。川端層と滝川層との関係は傾斜不整合で、その好露出は北隣深川図幅地内の神居村高津付近で見られる。石狩

川西方に見られる稚内層などの中間の地層は全く欠けており、新第三紀における2つの大きな海浸、すなわち川端階ならびに滝川階の海浸時代を除いてはこの地域が陸化していたが、それとも中間の地層の堆積は行われたが、滝川階直前の陸化によつて削除されたかそのいずれかである。

## II. 5. 1 川端層群

内大部断層以東に分布する川端層群は主として砂岩・泥岩の細かい互層からなる。いずれも層理はきわめてよく発達し層面に<sup>もつて</sup>板状に割れる。互層を構成する1枚の地層の厚さは10cm程度で、稀には30cmに達する。砂岩に富んだ互層と泥岩に富んだ互層とあるが、全般的にみれば特徴となる鋸層もみいだされず、これが断層で繰返されている所では地層の厚さをも確かめることは難しい。

砂岩は中粒ないし細粒、明るい灰色ないし淡青色で、葉状の層理を呈することもあり、ときには珪質の堅硬な砂岩層を挟む。泥岩は灰色ないし暗灰色であり、稀には小豆粒大の礫を含有する。化石は発見されていない。

図幅地域では神威古潭変成岩類上に不整合にのつているらしく、地層の一般平均傾斜は10~30°であるが、断層ぎわの地層は直立に近く傾斜している。逆瀬川・小島の調査<sup>2)</sup>によると、川端層の分布の東西を限る断層は北方へ向かつて次第に開くため、更進市街附近では川端層がきわめて広く分布し、しかも同斜構造を呈すると報告されている。

図幅地域の南東隅にもきわめて小範囲ではあるが川端層が分布する。上芦別図幅の野花南断層の東側を占め、空知炭田の東端に位置し、沢田秀穂・小島光夫<sup>16)</sup>のベンケ川泥岩層<sup>註8)</sup>に相当する地層である。

本層は蛇紋岩の岩片を含む暗灰色ないし黒色の泥岩からなり、礫岩をレンズ状に挟んでいる。沢田によれば本層は次の化石を含有する。

*Comptoniophyllum Naumanni* NATHORST

*Fagus Antipofi* HEER

本層は川端層の最下部に相当するいわゆる滝ノ上層にあたるものとして川端層として図示した。

註8) 上芦別図幅説明書68頁で広瀬積層と記したのはベンケ川泥岩層の誤りである。



## II. 5. 2 滝川層

滝川層は図幅地域の北半部のほとんどを占めて分布しているが、平均傾斜が $10^\circ$ 前後なのでその分布の広いにもかかわらず地層の厚さは300m程度にすぎない。滝川層はまたイルムケップ火山噴出物によつて覆われているため、実際に露出しているのはイルムケップ火山の山麓に限られている。滝川層の露出が最もよく連続して見られるのは江戸乙村加賀団体の沢であり、この沢では滝川層の全層が西傾斜をしているため、滝川層の岩質の特徴が上限から下限まで観察できる。滝川層を岩相によつて地層区分することは望ましいことではあるが、図幅地域全般に亘つて当てはまる区分としては僅か上・下の2層に分けられるにすぎない。すなわちその下部とは凝灰質の泥岩を主体とし、これに砂岩層を挟有する地層である。この地層の上限は木質亜炭の薄層(20~30cm以下)をもつて境とした。この下部の地層は上部に較べてきわめて凝灰質であり、風化すると青色ないし赤色がかつた色調を帯びることが特徴といえよう。その基底部に近く海棲化石を多産し、化石には

*Pecten takahashi* YOKOYAMA

*Yoldia* sp.

*Acila* sp.

がある。

滝川層の上部は砂岩・頁岩と礫岩の互層である。砂岩には中粒・未凝結で浮石の粒を多く含むもの、浮石の粒を全く含まない凝結したもの、偽層のよく発達するものなど様々である。また頁岩はしばしば砂岩との細かい互層となつてることが多く、頁岩のみで厚層をなす場合は礫岩と層位的に近接していることが多い。礫岩は一般に巨礫からなることは少なく、一般に直径1cm程度以下である。礫岩はほとんどがレンズ状であるため、礫岩層による層位区分は限られた小範囲にしか当てはまらない。

滝川層を上・下部に大別するときの地層境界に選んだ木質亜炭層は最も連続性のある地層で、これは図幅全域に亘つて分布している。しかし炭層の炭丈は西部および南部に厚く、北および西へ向かつて薄くなる傾向がある。

滝川層の下部の地層はその厚さの変化が著しく、西方に厚いが東へ向かつて次第にその厚さを減じ、芦別町新城附近では数mにすぎない。

## II. 6 第四系

本図幅地域に分布する第四系はイルムケップ火山噴出物および河岸段丘である。

## II. 6. 1 イルムケップ火山噴出岩およびその岩屑（附 玄武岩）

イルムケップ火山は滝川層堆積の末期に滝川低地帯に噴出した火山錐であつて、その基底直径は 13km に達している。基盤岩である古第三紀の石狩層群、新第三紀の川端層群および滝川層を被覆している。

本火山は熔岩流・集塊岩およびそれらの碎屑岩から構成されているが、これらはその噴出順序ならびに岩質により次の10種に分類される。これを上位から列記すると次の通りである。

イルムケップ火山碎屑物

音江山熔岩

800m山熔岩

沖里河山上部熔岩

沖里河山下部熔岩

イルムケップ山熔岩

音江山集塊岩

イルムケップ集塊岩

805m山熔岩

沖里河鉱泉沢熔岩

次にこれら熔岩の下記のものからその分布状態および岩石学的記載を行う。

**沖里河鉱泉沢熔岩** 本熔岩はイルムケップ火山活動の最初に流出したものと考えられる。その分布は主として本火山の北部を占め、沖里河鉱泉の上流を初め、広里ノ沢・西沖里河沢に小露出がある。岩石は肉眼的には黒雲母の大きな結晶を含んだ粗鬆な石英黒雲母角閃石安山岩であるが、鉱泉ノ沢の中流で認められるものでは、石英を多量に斑晶として含んだ石英安山岩が露出している。この両岩相互の関係は明らかでない。これらはともに多少変質しており、変朽安山岩化し、硫化鉱物の鉱染を受けた部分もあり、かつて金属鉱山としての探鉱坑道が数カ所に掘られている。西沖里河沢で

は本熔岩の上部は黒雲母を含まない角閃石安山岩に移化しているが、その境界は明瞭でない。本熔岩中の数カ所から炭酸分の強い鉱泉が湧出している。

鏡下では斑晶として、石英・斜長石・普通角閃石および黒雲母を有し、副成分鉱物として磁鉄鉱・鱗灰石をもっている。石英は径2 mmに達し、岩漿融蝕の跡が見られる。角閃石は時としてオパサイト縁を有し、また緑泥石に変質した部分もある。

本岩の化学分析結果<sup>註9)</sup>は次の通りである。

SiO <sub>2</sub>	Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	FeO	MgO	CaO	Na <sub>2</sub> O	K <sub>2</sub> O	H <sub>2</sub> O+	H <sub>2</sub> O-	TiO <sub>2</sub>	P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	MnO	Total
59.44	17.46	4.14	2.54	2.38	6.14	2.81	1.47	1.44	0.80	0.63	0.19	0.13	99.57

**805m 山熔岩** 本熔岩は主としてイルムケップ火山の中心部に当る音江山・沖里河山・イルムケップ山の間分布し、一部は沖里河鉱泉ノ沢の西側の尾根を形成し、他の一部はイルムケップ山東側の吉田沢・寺坂沢・三又山沢などに露出している。

本熔岩は前記沖里河鉱泉沢熔岩を被覆し、その一部はイルムケップ集塊岩によつて被覆されている。

岩石は肉眼的には青灰色または淡褐色で、緻密な石基中に短柱状の斜長石・角閃石などが斑晶として認められる。角閃石の斑晶は普通長さ数mmのものであるが、1 cmほどの結晶も見られることがある。沖里河鉱泉ノ沢の上流では局部的に硫化作用を受け、黄鉄鉱などの鉱染が見られる。

鏡下においては、斑状構造を有し、斜長石・角閃石を斑晶として含み、前記沖里河鉱泉沢熔岩のように黒雲母は含まないが、少量の紫蘇輝石および普通輝石を含有することが特徴である。角閃石はほとんどのものがオパサイト縁を有し、なかには完全に黒色物質に変化しているものがあるが、結晶の外形は残している。また一部では角閃石が輝石類に変化していることがある。石基中には微細子状の斜長石や、小片状の角閃石および小粒の磁鉄鉱が含まれている。小粒の紫蘇輝石と磁鉄鉱の集合した部分もある。稀に短柱状の鱗灰石を含んでいる。

本岩の化学分析結果は次の通りである。

SiO <sub>2</sub>	Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	FeO	MgO	CaO	Na <sub>2</sub> O	K <sub>2</sub> O	H <sub>2</sub> O+	H <sub>2</sub> O-	TiO <sub>2</sub>	P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	MnO	Total
58.99	18.53	3.89	2.20	2.55	6.13	3.14	1.39	1.24	0.64	0.63	0.20	0.13	99.66

註9) 分析者は地質調査所化学課、前川憲次郎技官、以下本文中の岩石化学分析についても同じ。

**イルムケツプ集塊岩** 本集塊岩は量的にはイルムケツプ火山中最も多量な熔岩で、火山体の東・西・南部に亘つて広く発達し、北部にはほとんど見られない。そして大部分が山麓部に限られて露出し、その先端部は直接新第三紀層（滝川層）を覆い、本火山錐の基底部を構成している。

その岩質は均一ではないが、角閃石安山岩質岩石の多量の大小の角礫を、凝灰質物が充填したものである。その礫の大きさは場所により異なるが、普通径5～10cmで、なかには巨礫を含むものもある。

本集塊岩と滝川層との関係は吉田沢中流の海拔約180mの地点（三又山南方）で観察される。そこでは本集塊岩の上位に軽石質凝灰岩および礫岩層（主として神居古潭変成岩の礫）からなる滝川層の一部と思われる地層が堆積している。

鏡下に本集塊岩礫を検すると、斑状構造を呈し、斑晶として常に角閃石・斜長石・（中性長石）を含む。角閃石は大部分がオパサイト縁を示し、中には分解して完全に黒色物質に変化しているものもあるが、結晶の外形は保存されている。斜長石は累帯構造を示すものが多く、なかには非常に汚染しているものがある。石基には斜長石・角閃石・紫蘇輝石・磁鉄鉱・燐灰石が見られる。また少量のクリストバル石の含まれるものもある。

本集塊岩の岩礫の化学分析結果は次の通りである。

SiO <sub>2</sub>	Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	FeO	MgO	CaO	Na <sub>2</sub> O	K <sub>2</sub> O	H <sub>2</sub> O+	H <sub>2</sub> O-	TiO <sub>2</sub>	P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	MnO	Total
60.85	17.97	3.30	2.45	2.43	6.53	2.96	1.63	0.26	0.28	0.63	0.19	0.13	99.61

**音江山集塊岩** 本集塊岩は火山体の西部に分布し、前記2熔岩およびイルムケツプ集塊岩を被覆しているものと考えられ、音江山熔岩により被覆されている。本岩の露出状況はきわめて悪く、その分布の確認されたものは数カ所に過ぎないが、音江山西斜面の基底部は本集塊岩により構成されているものと考えられる。

岩石は肉眼的には黒色緻密質の輝石安山岩礫がおもで、前記熔岩類が粗鬆の角閃石安山岩であるのとは異なっている。

本集塊岩の岩礫を鏡下で観察した結果、斑状構造を示し、斑晶として斜長石（中性長石）・普通輝石・紫蘇輝石および角閃石を含有する普通輝石紫蘇輝石角閃石安山岩である。

斜長石は累帯構造をなし、角閃石はときとして黒色物質に変わっているが、結晶の原形は残している。石基は斜長石・普通輝石・磁鉄鉱などからなり、大小の磁鉄鉱が著しく散在しているが、普通輝石と共生していることもある。また本岩は多少変質し2次的に緑泥石が多量に生成されているものもある。

本集塊岩礫の化学分析結果は次の通りである。

SiO <sub>2</sub>	Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	FeO	MgO	CaO	Na <sub>2</sub> O	K <sub>2</sub> O	H <sub>2</sub> O+	H <sub>2</sub> O-	TiO <sub>2</sub>	P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	MnO	Total
59.60	17.10	5.20	1.61	2.56	4.75	3.23	1.57	1.59	1.48	0.63	0.17	0.11	99.60

**イルムケツプ山熔岩** 本熔岩はイルムケツプ山を中心として分布し、805m 山熔岩およびイルムケツプ集塊岩を覆っている。またその一部は三叉山の小ドームを形成している。

岩石は肉眼的には黒灰色を呈し、緻密な石基中に白色の斜長石の小斑晶が多数散在しており、有色鉱物の斑晶としては輝石が不明瞭ながら認められる。

鏡下では本岩は斑状構造を示し、斑晶としては斜長石・紫蘇輝石および普通輝石を主とし、稀に橄欖石を含有する。斜長石は中性長石に属し、累帯構造を示すものが多い。本岩には角閃石を全く含有しないのが特徴である。石基は斜長石および輝石の小結晶が散在し、輝石および橄欖石の斑晶の周縁には磁鉄鉱の小粒が密集していることがある。また橄欖石の周縁に輝石類の密集することがある。

本岩の化学分析結果は次の通りである。

SiO <sub>2</sub>	Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	FeO	MgO	CaO	Na <sub>2</sub> O	K <sub>2</sub> O	H <sub>2</sub> O+	H <sub>2</sub> O-	TiO <sub>2</sub>	P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	MnO	Total
56.99	18.26	2.98	3.64	3.83	7.54	2.83	1.57	0.44	0.49	0.69	0.20	0.11	99.57

**沖里河山下部熔岩** 本熔岩は沖里河山の北麓部に扇状をなして分布し、前記沖里河鉱泉沢熔岩および805m 山熔岩を直接被覆している。後述の沖里河山上部熔岩と同様にその一部は沖里河鉱泉の上流で懸崖をつくり、板状節理を呈している。

岩石は肉眼的には灰白色粗粒の輝石安山岩であるが、通常角閃石の斑晶を含み、稀に大きな結晶が認められることがある。

鏡下では斑状構造を呈する角閃石含有橄欖石普通輝石紫蘇輝石安山岩である。斑晶としては斜長石・角閃石・橄欖石・紫蘇輝石・普通輝石を含有している。角閃石はオ

パサイト縁を有しているものが多く、その大半は黒色物質に変質している。斜長石は中性長石から曹灰長石程度のものである。なお沖里河鉱泉北東方のものおよび沖里河山三角点の北東方のものには橄欖石の量が著しく多く、その大きさが2～3mを示すものが大部分である。

本岩の化学分析結果は次の通りである。

SiO <sub>2</sub>	Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	FeO	MgO	CaO	Na <sub>2</sub> O	K <sub>2</sub> O	H <sub>2</sub> O+	H <sub>2</sub> O-	TiO <sub>2</sub>	P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	MnO	Total
57.28	17.79	3.07	3.66	3.92	7.51	2.83	1.45	0.54	0.46	0.78	0.20	0.13	100.62

沖里河山上部熔岩 本熔岩は沖里河山三角点附近から北方へ流出した熔岩で、前記下部熔岩を被覆している。沖里河山山頂では板状節理を呈し、懸崖をなしている。

岩石は肉眼的には灰黒色、粗粒の輝石安山岩で、前記下部熔岩とその岩質は酷似しているが、角閃石の斑晶を認めない。鏡下でも同様であるが、本岩は下部熔岩に比較すると角閃石・橄欖石の量が非常に少ない。

鏡下では、斑状構造を示し、斑晶として斜長石・橄欖石・紫蘇輝石・普通輝石を含有しており、ほかに僅か角閃石を含有するが、そのほとんどは黒色物質に変化している。石基には微冊子状の斜長石が著しく多く、輝石も小粒をなして間隙に点在している。磁鉄鉱も同様である。

本岩の化学分析結果は次の通りである。

SiO <sub>2</sub>	Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	FeO	MgO	CaO	Na <sub>2</sub> O	K <sub>2</sub> O	H <sub>2</sub> O+	H <sub>2</sub> O-	TiO <sub>2</sub>	P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	MnO	Total
56.94	18.38	3.10	3.59	3.63	7.69	2.82	1.56	0.26	0.60	0.78	0.20	0.12	99.67

800m 山熔岩 本熔岩は沖里河山と805m山と鼎立の位置にある、800m山附近から東方一帯に分布する熔岩で、肉眼的には灰黒色、粗粒の安山岩である。

本岩は鏡下において斑晶構造を有する橄欖石普通輝石紫蘇輝石安山岩である。斑晶としては斜長石・橄欖石・紫蘇輝石および普通輝石を有し、ごく稀に分解が進んで黒色物質に変化した角閃石の微晶が認められる。橄欖石の斑晶の著しく多量なことが特徴である。紫蘇輝石は長さ1mm程度のものが長柱状をなし、また普通輝石は中粒をなして散在する。石基は斜長石・普通輝石からなり、磁鉄鉱の微粒が著しく多量に散在している。

本岩の化学分析結果は次の通りである。

SiO <sub>2</sub>	Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	FeO	MgO	CaO	Na <sub>2</sub> O	K <sub>2</sub> O	H <sub>2</sub> O+	H <sub>2</sub> O-	TiO <sub>2</sub>	P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	MnO	Total
57.34	17.54	3.56	3.30	4.06	7.16	2.85	1.47	0.47	0.72	0.78	0.19	0.13	99.57

**音江山熔岩** 本熔岩は音江山三角点附近から西斜面を扇状に流れた熔岩流で、東部では805m山熔岩を直接被覆しており、南東部ではイルムケツプ集塊岩を、西部では音江山集塊岩を被覆している。熔岩の露出状況はきわめて悪く、露頭は三角点東側および沖里河で熔岩の末端部が観察し得るに過ぎない。

岩石は肉眼的には黒灰色、緻密の熔岩で、多量の橄欖石が斑晶として観察される。

鏡下においては斑状構造を示す普通輝石紫蘇輝石橄欖石安山岩である。斑晶としては斜長石（曹灰長石～亜灰長石）・橄欖石・紫蘇輝石・普通輝石を含有し、角閃石を僅かに含んでいるがほとんど分解して黒色物質に変化している。一部にはパーガス角閃石を少量生じているのが認められる。橄欖石は割合に小さく0.3～0.5mmぐらいで大半が分解し、結晶の原形を残さず、周縁に小粒の普通輝石が生じている。なかには稀に3mm程度の橄欖石の斑晶も見られる。石基には磁鉄鉱が非常に多く散在し、普通輝石の小粒は斑晶の間隙を埋めている。このほか短柱状の燐灰石を少量含有している。

本岩の化学分析結果は次の通りである。

SiO <sub>2</sub>	Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	FeO	MgO	CaO	Na <sub>2</sub> O	K <sub>2</sub> O	H <sub>2</sub> O+	H <sub>2</sub> O-	TiO <sub>2</sub>	P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	MnO	Total
57.70	17.89	3.07	3.44	3.85	7.11	3.01	1.60	0.30	0.52	0.78	0.20	0.13	99.60

**イルムケツプ火山碎屑物** イルムケツプ火山地域の岩屑はほかの火山にその類例がないほど火山体の全周辺に亘って厚く堆積し、ほとんど頂上付近まで覆われている。そのため下位に分布する本火山の各熔岩は侵蝕により放射状に発達した沢の中流以上と、火山中心部の深く侵蝕をうけた部分にのみその露出が認められるに過ぎない。山麓部における岩屑は東部地域の内大部・新城および西部地域の中幌倉・江部乙村一帯に厚く堆積し、場所によつては厚さが数10mに達することがある。

本岩屑は粘土と火山噴出物との混合物であるが、岩礫のみの厚い堆積層の場合もある。これらの岩礫は2次の堆積のため場所により輝石安山岩の礫が多い場合と、輝石

安山岩の礫と角閃石安山岩の礫とが混合している場合とがある。岩礫は半角礫状のものが多くその大きさも一定でなく、大きなものは径1 m位のものがある。

火山活動と岩石成分変化との関係 以上述べたようにイルムケップ火山は第三紀末の滝川層堆積の末期頃から活動を開始し、第四紀段丘堆積層の堆積前にその活動を閉止したと考えられる。この活動の初期と末期とでは熔岩の構成鉱物に著しい差異があり、その変化を表示すると第2表の通りである。

活動の初期においては石英安山岩ないし閃雲安山岩であるが、中期には角閃石安山岩が主体となり、活動は爆発性となつて集塊岩を多量に噴出するに至つた。この頃には角閃石のほか輝石類の量も次第に増加し、きわめて稀に橄欖石の残晶さえ認められるものがある。次いで音江山集塊岩を噴出する頃には角閃石の量は著しく減少して、輝石の量を増加し輝石安山岩と称すべきものを噴出した。その後は熔岩のみを噴出したが、紫蘇輝石を主とする輝石安山岩となつた。次いで熔岩は次第に塩基性となり、両輝石のほかには橄欖石をも含有する含橄欖石両輝石安山岩となり、最後に噴出した熔

第 2 表

初期 ↓ 末期	1)	石英 黒雲母	角閃石			
	2)		角閃石	紫蘇輝石	普通輝石	
	3)		角閃石	紫蘇輝石 ↓〔量増加〕	普通輝石 ↓〔量増加〕	(橄欖石)
	4)		角閃石	紫蘇輝石	普通輝石	
	5)			紫蘇輝石	普通輝石	(橄欖石)
	6)	(角閃石)		紫蘇輝石	普通輝石	橄欖石
	7)			紫蘇輝石	普通輝石	橄欖石
	8)	(角閃石)		紫蘇輝石	普通輝石	橄欖石
	9)	(角閃石)		紫蘇輝石	普通輝石	橄欖石

岩は有色鉱物として橄欖石を最も多量に含有する含輝石橄欖石安山岩と称すべき塩基性のものである。なおこれらの熔岩は角閃石の残晶を少量含有していることがあり、初めに角閃石安山岩を噴出した本火山の一連の活動であることを示している。要するに本火山の活動は酸性の安山岩に始まり、塩基性の安山岩に終つている。



以上本火山についての記載を終るが、最近までイルムケップ火山は道内の他の火山とともにその資料は乏しいものに属していた。したがって火山学的位置も不明の状態であり、北海道を走る火山帯としてはいわゆる千島・那須・島海の3火山帯が知られているが、イルムケップ火山はたゞ漠然と千島火山帯に属するとみなされていたのである。しかし、その地理的位置ならびに噴出時期・岩石性質等から本火山はその北西方に位置する暑寒別火山とともに、前記の3火山帯とは別にイルムケップ火山帯として取り扱うのが適当と思われる。

**橄欖石普通輝石玄武岩** 本岩は図幅地域内では、西沖里河および歌志内町神威岳頂上の2カ所に分布するのみである。

西沖里河のものは扁平な小円丘をなしているが、侵蝕を著しくうけ、附近にはその岩屑が多量に散在し、滝川層との関係は明らかでない。神威岳のものは基盤の石狩層群を貫ぬいて噴出し、比較的急峻な熔岩丘を形成している。その高さは477.7mで、石材として本岩を採石したことがあるといわれている。これら2カ所の玄武岩の噴出時期については明らかでないが、滝川層堆積末葉と考えられており、イルムケップ火山活動との関係は明らかでない。

本岩は暗灰色ないし黒色を呈する緻密な岩質で一般にきわめて新鮮であり、肉眼的には斑晶として橄欖石が認められる。神威岳では本岩の一部が風化され灰色を呈し、橄欖石の斑晶は黒褐色となり母岩から脱離して多数散在しているのが認められる。鏡下では神威岳・西沖里河の両者とも同じ橄欖石玄武岩である。斑晶としては橄欖石が多量に含有されており、大きさは0.4~0.7mmである。

西沖里河のものには橄欖石が著しく2次的変質をうけている部分があるが、神威岳のものにはほとんどそのような現象は見られない。斜長石は0.3~0.5mmで自形または半自形を示している。石基は斜長石・普通輝石からなり、完晶質で間粒状組織を呈し、斜長石は微小な短冊状のもので、輝石は小粒状をなしている。そのほか磁鉄鉱が小粒で含まれるが、特に橄欖石の周縁に反応縁として多く生じている。神威岳頂上の橄欖石玄武岩の新鮮な部分について化学分析を行った結果は次の通りである。

SiO <sub>2</sub>	Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	FeO	MgO	CaO	Na <sub>2</sub> O	K <sub>2</sub> O	H <sub>2</sub> O+	H <sub>2</sub> O-	TiO <sub>2</sub>	P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	MnO	Total
48.29	17.50	2.96	6.09	8.26	10.24	2.52	0.70	0.85	0.74	1.22	0.25	0.17	99.76

## II. 6. 2 河岸段丘

空知川の流域には4段の河岸段丘<sup>註10)</sup>が発達しており、下幌倉附近で最も著しく、次のような標高を示している。

}	第1段丘	+80~100m
	第2段丘	+65m
	第3段丘	55m
	第4段丘	45m

加賀団体の沢においては標高200m前後のものがあるらしいが、段丘堆積層とイルムケツプ火山岩屑層とが区別しにくいいためその分布範囲は明確でない。

## II. 6. 3 現世層

現在の河の流路に沿った低地に砂礫からなる沖積層が分布する。

# III. 応用地質

## III. 1 概説

この図幅地内に産する鉱産資源でもつとも重要なものは石炭であるが、このほか石綿・滑石の産出が知られている。

石炭は石狩層群中の登川層・夕張層・茂尻層・美幌層・(頼城層を含む)ならびに芦別層中に挟み込まれ、現在三井・三菱・北炭・住友・雄別の大手筋5社のほか、油谷鉱業・北日本鉱業・高根炭鉱・東海鉱業・新赤平鉱ならびに平岸炭鉱を加えて合計11の炭鉱会社が稼働している。この地方の石炭はライマン氏の空知川探険によつて、初めてその価値が認められ、空知炭田開発の端緒となつたにもかゝらず、交通が不便であつたため早くから開発されたのは歌志内町を中心とする地域だけであつた。その後根室本線の開通とともに大炭鉱地帯の趣を呈するに至つた。したがつて空知川流域の炭鉱はいずれも開発後日が浅く、開発されている区域も狭く、将来の発展が期待される。

註10) 上掲別図幅参照

登川層の炭層は住友赤平砒・茂尻砒で採掘されたことがあるが、現在は本図幅地域内では採掘されていない。夕張層の炭層は神威砒・豊里砒・赤平砒・茂尻砒ならびに油谷芦別砒で採掘されているが、厚層であるが概して夾みが多く、炭丈の変化がやゝ著しい点ではかの層位の炭層よりも不利な条件にある。茂尻層の炭層は図幅全域に亘つて稼行条件に恵まれた炭層で、黄金砒を初めとして三菱ペンケー坑・二坑・茂尻砒・赤平砒・豊里砒・新赤平炭砒・空知砒・歌志内砒などで稼行されている。美唄層の炭層は空知炭田において最も価値の高い炭層といえよう。歌志内砒・空知砒・末広砒・豊里砒・赤平砒・赤間砒・茂尻砒・黄金砒の主要な稼行炭層となつているのは美唄層の炭層である。

頼城層の炭層を稼行している代表的な炭砒は高根砒であるが、このほかにも小規模な諸負掘が好況期には行われている。芦別層の炭層は三菱下芦別砒・北日本炭砒・平岸炭砒で採掘されているが、この炭層の発達は図幅地域南東部においてすぐれ、北部および西部では次第に炭丈も薄くなり、稼行価値を減じている。

### III. 2 三菱鉱業株式会社芦別砒業所

#### III. 2. 1 ペンケー坑・二坑

**位置および交通** 芦別市下芦別の東方 8km に位置し、辺溪川支流の盤ノ沢の流域を占める。現在上芦別駅から延長 6km の鉄道によつて連絡されている。

**現況** ペンケー坑は盤ノ沢東側の虎ノ皮層を稼行している。この区域の虎ノ皮層は大きく分けて 2 枚（八番層・七番層）の炭層からなるが、そのいずれもが炭丈 8m に達する厚層である。平均走向は N E E で南へ 20° 前後傾斜している。ペンケー二坑は盤ノ沢の西側に位置した美唄層中の炭層を稼行している。炭層は 6 枚あつて下位から 1 番層～6 番層と名づけられている。このうち 2 番層および 5 番層は炭丈 3m に近い厚層である。一坑・二坑を含めてこの区域には NW 方向の断層が多く、坑道も大部分が地並以上であるため、断層に挟まれた地塊ごと坑口が設けられ、一部には露天掘きえ行われているが、次第に坑口数を減じて大きな坑口 1 本に集める段階にはいりかけている。

#### III. 2. 2 下芦別坑

**位置** 芦別駅の南方 1km に位置し輸送条件に恵まれている。

稼行炭層および現況 芦別層最上位の炭層を稼行しているが、ほとんど地並以上のみが採掘されている。稼行できる炭層は6枚程度で、上から1番層～6番層と呼ばれている炭層は一般走向NW～NNWで東へ20～30°傾斜している。現在採掘している炭層は1番層および4番層が主体で、稼行炭丈はいずれも1.5m前後である。

### III. 3 三井鉱山株式会社芦別鉱業所

#### III. 3. 1 黄金坑

位置および交通 班溪峯内川の支流である二股沢に位置し、芦別駅までの輸送は延長6kmの索道によっている。また黄金坑と下芦別間にはトラツク道路も通している。

稼行炭層および現況 この炭鉱は前に述べたベンケ坑の北側に位置し、ベンケ坑で稼行している美明層中の炭層ならびに茂尻層の炭層を採掘している。現在は坑口地並以上を稼行しているが、炭層は緩やかな波状褶曲構造を示し、炭層傾斜も最大20°程度である。北西西ないし北北西方向の緩傾斜の断層によつて炭層が切られることが多い。

本炭鉱では試錐によつて夕張層の炭層を確認している。

#### III. 3. 2 福住坑

旧坑なので記述は省略する。

### III. 4 油谷鉱業株式会社芦別鉱業所

この炭鉱は盤ノ沢上流に位置し、三菱芦別鉱業所ベンケ坑の北東に当り、内大部断層の西側にあつて夕張層ないし若鍋層が露出する区域にある。終戦後開発されたが、昭和27年頃には露頭附近の採掘を終え、採掘は地並以下に移ろうとしていた。大断層に近接しているためか、炭層は多くの小断層によつて切られている。三田・小島<sup>9)</sup>によつて詳細な調査が行われている。

### III. 5 北日本鉱業株式会社芦別坑

位置 芦別町高根川の東方1.5kmにあたる北日本炭鉱の沢(仮称)の流路に沿つて坑口が散在する。運搬は芦別駅までトラツクによる。

稼行状況 稼行炭層は芦別層に属し、三菱下芦別鉱の稼行炭層と同じ層位らしい。

炭層は6枚あるが、北北西方向の断層と北東東方向の断層が多く、炭層を切つている。炭層の一般走向は北北東で南東に $20\sim 30^\circ$ 傾くが、北北西方向の断層の東側は引きづりをうけて背斜をなすことがある。ほとんどの露頭には坑口が設けられ地並以上の採掘を行つている。

### III. 6 芦別鉱業株式会社平岸坑

**位置** 平岸駅の北東1.5kmに位置し、亀田沢の上流を占める。平岸駅とはトラック道路で結ばれている。

**稼行状況** 芦別層下部の炭層を稼行している。下位から1番層～9番層と呼ばれるが、稼行しているのは6, 7, 8番層で山丈2m弱で、夾みが多い炭層である。炭層の一般走向は南北、東へ $30^\circ$ 傾く。現在は坑口水準以上だけを目標にした小規模の炭鉱である。

### III. 7 雄別炭鉱鉄道株式会社茂尻鉱業所

**位置** 茂尻駅の東方0.5kmにある桂沢の流れに沿つて4つの坑口が開かれている。桂沢の沢口にある選炭機から坑口までは軌道により連絡されている。

**稼行炭層および現況** 一般走向は南北で東へ $60^\circ$ 前後傾斜する。茂尻背斜の東翼に当り、鉱区内には登川層から赤平層までの地層が露出するが、稼行されているのは美唄層および夕張層の炭層で、茂尻層・登川層の炭層もかつて稼行されたことがある。茂尻背斜が北へ沈むにつれて炭層の走向も次第に北北西～北西に移り変わる傾向が見られる。稼行可能の炭層は登川層6枚、夕張層5枚、茂尻層2～3枚、美唄層5枚である。稼行深度は海水準200m以内である。

### III. 8 高根炭鉱株式会社

**位置** 芦別町の西方4kmに位置し、高根川の本流に沿つて5km上流に鉱業所(一坑)がある。高根川に沿つて新設されたトラック道路によつて国道に連絡し、別に索道によつて芦別駅と結ばれている。

**稼行炭層および現況** 頼城層中の炭層を稼行している。炭層の数は多いが炭質頁岩の夾みが多く、単独に稼行できる炭層は少ない。現在は六番層と呼ぶ炭層だけを対象

にして稼行している。六番層は上層一段・上層二段・下層と呼ぶ3枚（おのおのの山丈1.5m前後）の炭層からなる。

二坑 高根川のさらに下流に二坑がある。二坑は芦別層最下部の層位の炭層を稼行しており、原炭は坑口からトラックで一坑の選炭機に送られている。

### III. 9 住友石炭鉱業株式会社赤平鉱業所

#### III. 9. 1 赤平鉱（旧上歌志内鉱を含む）

位置 赤平駅の南東1kmに位置し、一坑・二坑・三坑・四坑と呼ばれるすべての坑口が選炭機の周りに集約されている。

炭層および稼行現況 赤平向斜面翼の炭層を稼行している。一坑・二坑・四坑は東翼の美明層・茂尻層・夕張層中の炭層を対象に、三坑は西翼の美明層中の炭層を、四坑はまた東翼の登川層中の炭層を対象にして坑道が発展している。東翼では美明層には7枚、茂尻層には1枚、夕張層には6枚の稼行炭層があり、登川層には3枚の炭層が確認されている。東翼は60°内外の急傾斜をなし、西翼は20°内外の緩傾斜である。赤平鉱の炭層は炭層間の間隔がほかの区域に比してきわめて接近し、また夾みが薄くなるために炭層の稼行炭丈も一般に厚くなっている。深度は海水準-350mまで坑道が延びている。旧上歌志内坑はライマンの教え子である伴氏によつて早くから開坑されていたため、稼行深度も-500mに近くなっている。昭和28年赤平鉱と合併した。

#### III. 9. 2 歌志内鉱

位置 神威駅と文珠駅の間で当る歌志内町字中村に位置する。

稼行炭層および現況 歌志内断層西側に分布する美明層・茂尻層の炭層を対象として稼行している。坑口から北方へのびた延長3kmの通洞が設けられ、また通洞レベルからの上向または下向の斜坑がのびている。この通洞を神威断層が横切っており、採掘区域を大きく2つに分けている。神威断層以西は一坑・一斜坑が設けられ、神威断層以東には二・三・四斜坑が設けられている。歌志内鉱の稼行炭層の数は美明層に8枚、茂尻層に3枚ある。

### III. 10 北海道炭鉱汽船株式会社空知鉱業所

#### III. 10. 1 神威 砒

位置 神威駅の南方 0.5km の位置に坑口が設けられているが、採掘区域は上芦別図幅地内である（上芦別図幅説明書参照）。

炭層 本図幅地域内では夕張層が分布するが未だ稼行されていない。

#### III. 10. 2 空 知 砒

位置 歌志内町中沢にあつて、4つの坑口が設けられている。そのうち竜田坑・札串坑・舞鶴坑はこの図幅地域内にあるが、興津坑は上芦別図幅地内にある。いずれも鉄道によつて歌志内駅に連絡している。

稼行炭層と現況 竜田坑・札串坑・舞鶴坑はいずれも美明層・茂尻層・夕張層の炭層を稼行しているが、興津坑は登川層のものを稼行している。この区域は地質構造からみると茂尻背斜と神威背斜との中間に位置し、こゝから北へ向かつて次第にその性格を明らかにし始める赤平向斜ならびに豊里背斜の南の端にも相当するため、地質構造が複雑で断層も多い。しかしこの区域はあらゆる層位の炭層がよく発達しており、炭層の数も美明層で6枚、茂尻層で1枚、夕張層で5～8枚である。

#### III. 10. 3 赤 間 砒

位置 空知川の北岸にあつて、赤間沢と大谷沢の中間に位置する。坑口から赤平駅までは延長 2.5km の軌道を通じ、搬出された原炭は後述する末広砒からの原炭とともに赤平駅近くに設けられている洗炭機に送られている。

稼行炭層および現況 茂尻背斜の沈みかけた冠部に露出した美明層および茂尻層の炭層を稼行している。この区域は北西方向の断層によつて背斜冠部が切られているため、炭層の枚数も多く炭丈も厚いにもかかわらず大規模な出炭を行っていない。赤間砒の美明層は虎ノ皮層を除いても5枚の可採炭層をもち、殊に虎ノ皮層はこの附近でもつともよく発達し、4～5枚の可採炭層がある。茂尻層以下の炭層は未だ稼行されていない。

#### III. 10. 4 末 広 砒

位置 赤平駅の西方 0.7km に位置し、赤平駅までは軌道で連絡している。

稼行炭層および現況 末広砒の沢に並行して走る走向南北、東傾斜の美明層中の炭

層を稼いでいる。未だ水準以上の炭層しか採掘されていない。美唄層の可採炭層は5～6枚である。同鉱の茂尻層は請負掘で露頭附近の採掘が行われているが、夕張層のものは未だ採掘されていない。茂尻層の炭層はこゝでは2枚に分層しており、炭質も赤平向斜の東翼の同一炭層より劣る。

### III. 11 東海鉱業株式会社豊里鉱業所<sup>註11)</sup>

**位置** 赤平駅の西方 1.5km に位置する。同駅とは専用引込線で連絡する。

**稼行炭層および近況** 豊里鉱には大きく分けると2つの稼行区域がある。その1つは豊里背斜の東翼の炭層を対象とした本坑であり、他の1つは豊里背斜の背斜軸部ならびに西翼の炭層を稼行対象とした一斜坑・一坑・新一坑である。本<sup>坑</sup>による稼行深度は海水準 -250m 以浅で、美唄層・茂尻層・夕張層上部の炭層を稼行している。一斜坑・一坑・新一坑はすべて夕張層の炭層を稼行している。一坑と一斜坑は地質構造的に同じ区域を採掘しており、一坑が坑口水準以上を、一斜坑が坑口水準以下を対象としている。新一坑の稼行区域は前2者と断層で分離されている。稼行炭層数は美唄層4枚、茂尻層2枚、夕張層は7枚である。

### III. 12 新赤平炭鉱株式会社

豊里鉱新一坑の南側に位置し、ハクシツ沢本流の西方に位置する。赤平駅とはトラツク輸送で連絡している小規模の炭鉱である。豊里背斜西翼の茂尻層および夕張層の炭層を稼行している。

### III. 13 非金属鉱床

図幅地域北東隅を占めて分布する神居古潭変成岩類中、石棉・滑石の産出が知られているが、未だ詳細な調査は行われていない。

## 文 献

#### 1) 2万分の1三井芦別鉱地質図

註11) 昭和電工豊里鉱業所と呼ばれていた。



- 2) 2万分の1三菱芦別砒地質図
- 3) 2万分の1三井鉱山黄金坑附近地質図
- 4) 1万分の1茂尻砒地質図
- 5) 2万分の1住友赤平砒地質図
- 6) 5千分の1住友歌志内砒地質図
- 7) 2万分の1北炭赤間砒地質図
- 8) 2万分の1北炭空知砒地質図
- 9) 三田正一・小島光夫：石狩炭田空知地区西部芦別区高根川流域地質調査概報，地調月報.，Vol. 1，No. 5，1950
- 10) 松井寛・一杉武治・逆瀬川清丸：空知炭田赤平地区赤間沢大谷沢調査，地調月報.，Vol. 1，No. 1，1950
- 11) 三田正一・小島光夫：石狩炭田空知地区東部芦別区，盤ノ沢流域地質調査概報，地調月報.，Vol. 1，No. 2，1950
- 12) 須貝貫二・細野実・久保恭輔：空知炭田歌志内砒，シヤクナイ沢調査，未発表，(1948)
- 13) 須貝貫二・細野実・久保恭輔：空知炭田新歌志内砒区附近調査，未発表，(1948)
- 14) 清水勇・久保恭輔：赤平町豊里地区調査，地調月報.，Vol. 3，No. 4～5，1952
- 15) 須貝貫二：石狩炭田空知地区歌浦附近調査速報，地調月報.，Vol. 2，No. 9，1951
- 16) 沢田秀穂・小島光夫：北海道石狩炭田空知地区東部芦別区，ノカナン地域地質調査第1次報告，地調月報.，Vol. 3，No. 2，1952
- 17) 三田正一・小島光夫：石狩炭田空知地区東芦別区，中ノ沢流域調査報告，地調月報.，Vol. 2，No. 8，1951
- 18) 清水勇・長浜春夫：北海道空知炭田砂川一ノ沢地区調査報告，地調月報.，Vol. 2，No. 11，1951
- 19) 松井寛・長浜春夫：空知炭田平岸北東地区，未発表，(1951)
- 20) 小島光夫：空知炭田平岸北部地区，未発表，(1952)
- 21) 逆瀬川清丸・小島光夫：北海道空知炭田深川新城間概査，未発表，(1951)
- 22) 重本長春・末光俊雄・齊藤昌之：石狩国神居山地北部の地質，北大修論，1941
- 23) 金田政一・小川敦男・大島徳哉・榊原方市：石狩国神居山地の地質，北大修論，

No. 70, 1941

- 24) 田代修一：石狩炭田の地質構造に関する一考察，石炭地質研究，第1集，1951
- 25) 清水勇・田中啓策・今井功：5万分の1上芦別地質図幅説明書，北海道開発庁，1953
- 26) 舟橋三男・橋本誠二：日高帯の地質，民科地団研専報.，No. 6，1951
- 27) 鈴木 醇：5万分の1深川地質図幅説明書，北海道開発庁，1953
- 28) 今井半次郎：石狩炭田における夾炭第三紀層の層位地質学的研究，地学雑誌，Vol. 36, 37, 1924
- 29) 須貝貫二・細野実・久保恭輔：空知炭田北西部の地質（歌志内地区），地質学雑誌，Vol. 56, No. 656, 1950
- 30) 齊藤林次：赤平附近登川層基底の堆積環境について，釧山地質，Vol. 3, No. 10, 1953
- 31) 齊藤林次：炭層の堆積環境に関する研究（第四報）—赤平附近の背斜構造と炭層堆積との関係—，住友石炭鉱業社内資料

EXPLANATORY TEXT  
OF THE  
GEOLOGICAL MAP OF JAPAN

Scale 1 : 50,000

---

UTASHINAI

(Asahigawa-53)

By

YOSHINORI KAWANO, KAZUNORI MATSUI  
&  
ISAMU SHIMIZU

Abstract

GEOLOGY

The area covered in this sheet map is located on the westside of Yūbari Mountain Range in the central Hokkaidō, lying between latitudes 43°30' and 43°40' N and longitudes 142°10' and 142°15' E

The area is composed of metamorphic rocks of the Kamuikotan complex (geological age undetermined), the Cretaceous strata, the Ishikari group and Poronai formation (both belong to Paleogene), the Kawabata group and Takikawa formation (Neogene), the Irumukeppu lava and its detritus (latest Neogene to Pleistocene), and terrace deposits (Quaternary).

The general character and mutual stratigraphic relation of these

Table 1

		Name of Group and Formation	Volcanic Eruption	
Quaternary	Alluvial deposits		Irumukeppu volcanics and basalts	
	Terrace deposits			
Tertiary	Neogene	Takikawa formation	Orogenic Movement Transgression.	
		Kawabata group		
	Paleogene	Poronai formation		
		Ishikari group	Upper-most part	Ashibetsu formation
				Hiragishi formation
			Upper part	Raijo formation
				Takane formation
				Akabira formation
			Lower part	Bibai formation
		Wakanabe formation		
		Moshiri formation		
		Cretaceous	Hakobuchi group	
			Upper Ezo group	
Jurassic ?	Kamuikotan complex			

rocks, the geological age of the orogenesis, and the sequence of the volcanic eruption are summarized in the table 1.

#### KAMUIKOTAN COMPLEX (metamorphic rocks)

The Kamuikotan complex, probably the oldest sediment in Hokkaido, is distributed in the northeast corner of this mapped area, and is restricted by the Kamui fault from the narrow belt of the Kawabata group, which covers disconformably the Kamuikotan complex in other field. These metamorphic rocks, associated with the serpentine rocks, do not contain any fossil except the fossil remain found in the intercalating limestone lens of the other field. The occasional discussion about its geological age had been taken until now. By the evidence of stratigraphic relations, the geological age of the Kamuikotan complex is accepted to be the Jurassic or earlier age.

#### CRETACEOUS STRATA

The distribution of the Cretaceous strata is limited to the small area. It occupies the mountain region, near Moshiri, surrounded by the Ishikari group at the part of the Sorachi anticline axis. The geologic age of the Cretaceous strata distributed in this area, includes the Hetonai and Urakawa epoch in the Cretaceous age.

The Cretaceous strata are covered unconformably by the Ishikari group (Paleogene), and also include the following two groups in the descending order.

The Hakobuchi group and the upper Ezo group.

The upper Ezo group of this area consists mainly of mudstone, and intercalates sandstone and marly nodules. The group also contains molluscan fossils; the ammonites, *Inoceramus* (predominant).

The Hakobuchi group consists of fine-grained sandstone accompanied by conglomerate, mudstone, liparitic tuff, carbonaceous shale and thin layer of coal. Sandstone is greenish in color. As a whole rock facies of this group resembles in appearance to that of the

Noborikawa formation.

## TERTIARY

### General Remarks

The Tertiary deposits in this area consist of four groups ; 1) the Ishikari group composed mainly of fresh water deposit, and it is the most important coal measure in Hokkaidō, 2) the Poronai formation, 3) the Kawabata group and 4) the Takikawa formation. The Poronai formation and the Kawabata group are the deposits of marine origin. After the deposition of Kawabata group, there occurred a great orogenic movement (post-Kawabata Orogenese) in this area, which, in consequence, folded the strata of the Paleogene to the complicated geologic structure in the Ishikari coal field. Between the Kawabata stage and the Poronai stage, there might have been also another orogenic movement in this district. But the movement has not been proved until now.

The geographical distribution of sediments in the Kawabata stage is large in scale and is much larger than the occupational area of sediments in the Poronai stage. The former scattered all over the territory of Hokkaidō, but the latter are restricted to the smaller area, neighbouring the border of the Paleogene coal field.

In Pleiocene epoch, the marine transgression occurred again (Takikawa stage), and the deposits in the Takikawa stage covered disconformably the pre-Takikawa groups. But the marine transgression in this stage is smaller in scale than that of Kawabata stage. Another difference between these two will be the difference of the location to where the advancing sea have invaded.

### Ishikari Group

Since the study of H. Imai in 1924, many geologists and paleon-

tologists had been engaged in the survey of these coal-bearing formations. Especially the field geologists who belong to the coal mining companies, have contributed to clarify the detailed stratigraphy of formations and to detect the geological structure in this coal field. In this report the authors have compiled the geologic maps of this field which were predominantly made by many field geologists.

In this mapped area the Ishikari group is subdivided into four parts from the viewpoint of the cycle of sedimentation. According to the difference of the rock facies, strata of each part are divided into two or three formations.

### Lower Part

The lower part consists mainly of sandstone, mudstone and coal, and has 1,000 meters in thickness as a whole.

This part is divided into three formations; the upper and lower contain of much workable coal seams, and the middle is mainly composed of mudstone. This part is fresh water origin, and contains the fossil flora and *Unio*.

The Yūbari formation (upper) ranges in thickness from 300 meters at Moshiri to 200 meters at Sunagawa; on the other hand the Noborikawa formation (lower) ranges in thickness from 210 meters at Moshiri to 400 meters at Sunagawa. But the Horokabetsu formation (middle part) does not vary its thickness throughout the area. The workable coal seams are predominantly developed to the eastward direction in the Yūbari formation, and to the westward in the Noborikawa formation.

### Noborikawa Formation

The formation consists of sandstone, sandy shale, mudstone, and intercalates about ten workable coal seams. Sandstone is massive, medium or fine-grained, and has greyish color. Mudstone

and sandy shale are dark greyish in color. Mudstone is sometimes intercalated by the calco-ferric lens.

The lower part of this formation is mainly composed of mudstone, and the middle and upper parts predominantly of sandstone. The coal seams exist mainly in the lower part.

#### Horokabetsu Formation

The formation is mainly composed of siltstone, mudstone, intercalating fine-grained sandstone layer.

The mudstone is dark grey or black in color, massive, compact, and contains the fossil *Unio* and plant debris. The formation is a deposit of fresh water origin.

#### Yūbari Formation

The formation is an arenaceous deposit and intercalates sandy mudstone, mudstone and coal seams. The sandstone is grey or greyish blue in color, coarse- or medium-grained, massive and compact. The workable coal seams are intercalated in the upper part of the formation, which is mainly composed of the alternations of sandstone and shale. The middle and lower parts of the formation are predominantly composed of sandstone. These parts contain no coal seam except the lowermost horizon of the formation.

One of the coal seams near the top of the formation has a white clayish parting, and is the useful key bed because of its characteristic appearance.

#### Middle Part

The transgression in this stage is the largest one through the Ishikari epoch, and this part is mainly composed of marine sediments. The climax of the transgression was in the Wakanabe stage. But on this mapped area the authors presumed three times of marine invasion from the viewpoint of sedimentary cycle. But the repeated invasion cannot be assumed in the southern neighbouring



district of this mapped area. And only one cycle of transgression is observed.

This part becomes thicker in the northwestern direction.

#### Moshiri Formation

The formation is a coal measure, and also contains the marine fossil at the base of the formation. The rock facies of the formation shows the intermediate character between the Yūbari formation and the Wakanabe formation. Sandstone contains sand pipes and fossil remains such as *Corbicula tokudai* (YOKOYAMA) and *Geloina hokkaidoensis* NAGAO et OTATSUME. The sandstone is pale bluish in color, fine-grained, massive or fine-banded rock.

The upper part of the formation contains workable coal seams, alternating with sandstone and mudstone.

The mudstone is grey in color, and sometimes contains marly nodules.

#### Wakanabe Formation

The formation is composed of black mudstone, and sometimes intercalated with the fine- or medium-grained sandstone. Mudstone is black and massive and contains much fossil remains and marly nodules. Sandstone contains sand-pipes and glauconite grains. In the middle part of the formation, much nodules are found.

#### Bibai Formation

The Bibai formation is developed only in the Sorachi district of the Ishikari coal field, and is mainly composed of the alternations of sandstone and shale. The formation includes fresh water deposit and interbeds brackish water deposit. Sandstone is medium or fine-grained, and pale blue in color. It contains pebbles of sideritic mudstone. Mudstone is pale grey or dark grey in color. The sandstone has always good stratification and where the laminae of sandstone and siltstone are observed, they show a beautiful striped

pattern which is believed to be the characteristic rock facies for this formation.

The workable coal seams are interbedded in the lower part of the formation, mainly composed of mudstone. The upper and middle parts of the formation are predominantly composed of sandstone intercalating mudstone.

### Upper Part

This part is subdivided to the Akabira, Takane and Raijō formations in ascending order. The Akabira formation is the deposit when the sea invaded; the Takane formation is the regressional deposit, succeeding to the deposition of Akabira formation. The Raijō formation is the deposit succeeding after the small invasion of the sea which occurred in local area in this stage.

#### AKabira Formation

The formation was divided by M. Tsutsumi into the following members in descending order:-

- (IV) Coal-bearing sandstone member
- (III) Uppr mudstone member (with marly nodule)
- (II) Shell-bearing sandstone member
- (I) Lower mudstone member (fresh water deposit)

In these members, (IV) Coal-bearing sandstone member is a deposit of when a regressive stage commenced. But it contains *Corbicula* bed intercalated in the coal seams. So the member is also included in the Akabira formation in this map from the standpoint of identifying the rock facies in field usage.

The distributon of the formation in this mapped area is separated in the following three districts from east to west :-

- (I) Banno-sawa and Pankeporonai district
- (II) Akama and Akabira district
- (III) Western district of Utashinai fault

In Banno-sawa and Pankeporonai district, four members are found; in Akama and Akabira district, three members except the top member are found; only two members are found in western part of Utashinai fault.

At the western part of this mapped area the deposit of the Akabira formation lacks the uppermost member. The authors suppose that the marine transgression in this stage has invaded from the east, consequently the western area lacks deep sea deposit.

#### Takane Formation

The formation is an arenaceous deposit. Sandstone is fine-or medium-grained, greenish in color, and shows fine-banded stratification. This is fresh water deposit in origin, and contains fossil plant. The thickness of the formation is less than 300 meters in this mapped area.

#### Raijō Formation

The formation is a coal measure. The black mudstone bed, which is the basal part of the formation, contains marly nodule and fossil *Corbicula*. The succeeding beds to this mudstone are the alternations of sandstone and mudstone, intercalating coal seams. These coal seams are mined in Takane colleary. In the middle area of this map, it may be capable to divide the Raijō formation from the Takane formation in the lithostratigraphical viewpoint. But in the other area two formations have nearly the same rock facies, intercalating thin coal seams from the bottom to the top.

#### Upper Most Part

The Hiragishi formation, earlier deposit of this stage, contains marine deposit at the base. The Ashibetsu formation, later deposit of the stage, consists of alternations of sandstone, mudstone and coal seams, and this deposit is of fresh water origin. The geological boundary between the above two formations were decided by the

lithological characters; the Hiragishi formation contains so much molluscan fossils, but the Ashibetsu formation intercalates the workable coal seams.

#### Hiragishi Formation

The formation is mainly composed of alternations of sandstone and mudstone.

Sandstone is dark grey in color, fine-grained and bears ripple marks. Mudstone is loose, massive and dark grey in color. The formation contains much fossils as *Ostrea*, *Corbicula* and sometimes other molluscan fossils of marine origin.

The fossil *Ostrea* is generally found near the base of this formation, and the fossil *Corbicula* is predominantly included in the upper horizon of the formation. The occurrence of these fossils in the Hiragishi formation differs from the occurrence of the fossils in the Akabira formation.

#### Ashibetsu Formation

The formation is one of the important coal measures in the Sorachi coal field. It contains of sandstone, mudstone and coal seams. Sandstone is paly grey or pale green in color, medium-or coarse-grained, massive and compact. Mudstone is dark grey or black in color, and has laminated stratification and always associated with the sideritic mudstone. *Unio*, *Viviparus* and plant fossils are found. The workable coal seams are intercalated at the upper and middle parts of this formation.

The formation occupies four areas, being isolated each other. The formation, distributed in the eastern part of the Sorachi anticline, has the contorted geological structure, but is exposed almost of the formation from the base to the top. Other two areas, which lie in the western part of the Sorachi anticline, are covered disconformably by the younger deposit. And there are exposed only the lower part of the formation in these areas. The thickness of the formation in

this mapped area ranges from 500 meters at east side to 700 meters at west side of this mapped area.

### **Poronai Formation**

The Poronai formation in this area is distributed in a few limited localities, and it always overlies unconformably the Ashibetsu formation.

The Poronai formation is a marine deposit and it is mainly composed of black mudstone with the so-called "green base", glauconitic sandstone, at the base; it contains marly nodules and fossils of shell and foraminifera. The strata distributed in this area are limited to the lowermost part of the formation.

The coal-bearing mudstone, the Hirosezawa mudstone by H. Sawata at the southeast corner of this sheet may be correlated to the Momijiyama formation.

### **Neogene Series**

The deposits of the Neogene series in this sheet are the Kawabata group and Takikawa formation. These are marine deposits in origin, and the geological relation between them shows the large disconformity. There would have occurred no deposition in the Oiwake and Wakkanai stage in this area when the tuffaceous sediments in the marine origin were deposited at the western part of the sheet map area.

#### **Kawabata Group**

The so-called Kawabata group is distributed in two areas in this map. One is the narrow zone bordered by the two major faults, the Kamui fault and the Naidaibe fault; the another is smaller restricted area at the southeast corner of the sheet.

The Kawabata group in the northern district is made up of fine alternations of sandstone and mudstone, and contains no fossil remain. Sandstone is medium-or fine-grained, grey or pale bluish in color,

and intercalates siliceous hard sandstone. Mudstone is grey or dark grey in color, and sometimes contains smaller pebbles. The geological structure is much contorted and it is very difficult to find out the stratigraphic order of the group.

In the another location of the Kawabata group at the corner of the map, Penke-gawa mudstone may be correlated to the Takinoue formation (lower part of the Kawabata group) in Yūbari coal field.

### **Takikawa Formation**

The northern half of the map is covered by the Takikawa formation of the latest Neogene. It is more or less 300 meters thick. Type locality of the formation is located near the northwest corner of the map. The formation is divided into two parts. The lower consists of tuffaceous mudstone intercalating sandstone beds, and contains the marine fossils near the basement. The top of the lower part is bounded by the lignite layer from the upper part of the formation. The upper part consists of sandstone, shale and conglomerate. Sandstone is medium-grained, loose, and false-bedded. Shale are alternated with sandstone. Conglomerate contains the pebbles less than one centimeter in diameter. The pebbles are almost derived from the pre-Cretaceous rock which is exposed to the east side of this formation. The lower part of the Takikawa formation is thicker to the west than to the east of the mapped area.

## QUATERNARY

### **Volcanic Rocks**

Two kinds of volcanic rocks are found in the area, one is basalt of Kamui-dake which is situated at the southwest corner of the mapped area, where the dome shaped lava directly covers the Ishikari group of Paleogene age, and the other is andesites of Irumukeppu volcano.

Irumukeppu volcano is situated on the Tertiary basement at the western part of Kamuikotan complex belt. Commencement of the volcanic activity is believed to have been of late Takikawa deposition of Pliocene age, but the main part of the volcano would have formed in Pleistocene age.

Except a few cold mineral springs in the central part of the volcano, none of fumarole or hot spring can be found in the vicinity.

The volcano is also severely dissected forming many deep and wide radial valleys. These facts suggest that the closing of activity was not in Holocene time.

From its ejected materials the activities of the volcano are divided into two periods. At the first period acidic rocks such as biotite dacite and the hornblende andesite of  $\text{SiO}_2$  58.99~60.85, are erupted and then at the second period, relatively basic andesite such as augite-hypersthene andesite and augite-hypersthene-olivine andesite of  $\text{SiO}_2$  56.94~57.70 are poured out.

Materials of the first period are composed of lavas and vast amounts of agglomerates, whereas the materials of the later period are composed of lava only.

Mineralogical and chemical compositions of the various lavas of the volcano are shown in the following table 2 and 3.

Table 2

Earlier ↑ ↓ later←	1)	Quartz	Biotite	Hornblende		
	2)			Hornblende	Hypersthene	Augite
	3)			Hornblende	Hypersthene	Augite [Olivine]
					↓ [Increase]	↓ [Increase]
	4)			Hornblende	Hypersthene	Augite
	5)				Hypersthene	Augite [Olivine]
	6)			[Hornblende]	Hypersthene	Augite Olivine
	7)				Hypersthene	Augite Olivine
	8)			[Hornblende]	Hypersthene	Augite Olivine
9)			[Hornblende]	Hypersthene	Augite Olivine	

As is seen in table 2, the most of the rocks of the volcano con-

Table 3 Chemical Compositions of Irumukeppu Volcanic Rocks

lava name Com- position	Okirika- kōsen- yama lava	805 meters- yama lava	Irumuke- ppu agglome- rate	Otoe- yama agglome- rate	Irumuke- ppu-yama lava	Okirika- yama lower lava	Okirika- yama upper lava	800 meters- yama lava	Otoe- yama lava	Kamui- dake basalt
SiO <sub>2</sub>	59.44	58.99	60.85	59.60	56.99	57.28	56.94	57.34	57.70	48.26
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	17.46	18.53	17.97	17.10	18.26	17.79	18.38 <sup>0</sup>	17.54	17.89	17.50
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	4.14	3.89	3.30	5.20	2.98	3.07	3.10	3.56	3.07	2.96
FeO	2.54	2.20	2.45	1.61	3.64	3.66	3.59	3.30	3.44	6.09
MgO	2.38	2.55	2.43	2.56	3.83	3.92	3.63	4.06	3.85	8.26
CaO	6.14	6.13	6.53	4.75	7.54	7.51	7.69	7.16	7.11	10.24
Na <sub>2</sub> O	2.81	3.14	2.96	3.23	2.83	2.83	2.82	2.85	3.01	2.52
K <sub>2</sub> O	1.47	1.39	1.63	1.57	1.57	1.45	1.56	1.47	1.60	0.70
H <sub>2</sub> O+	1.44	1.24	0.26	1.59	0.44	0.54 <sup>0</sup>	0.26	0.47	0.30	0.85
H <sub>2</sub> O-	0.80	0.64	0.28	1.48	0.49	0.46	0.60	0.72	0.52	0.74
TiO <sub>2</sub>	0.63	0.63	0.63	0.63	0.69	0.78	0.78	0.78	0.78	1.22
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0.19	0.20	0.19	0.17	0.20	0.20	0.20	0.19	0.20	0.25
MnO	0.13	0.13	0.13	0.11	0.11	0.13	0.12	0.13	0.13	0.17
Total	99.57	99.66	99.61	99.60	99.57	<del>100.62</del> 99	<del>99.67</del> 99	99.57	99.60	99.76



Table 4

		Nobori- kawa coal Measure	Yūbari coal Measure	Moshiri coal Measure	Bibai coal Measure	Raijo coal Measure	Ashibetsu coal Measure
Mitsubishi-Ashibetsu Mine	Penke 1st & 2nd pit shimoashibetsu pit				2 Seams 6 Seams		6 Seams
Mitsui-Ashibetsu Mine	Kogane pit Fukuzumi pit	(closed)		2 Seams	8 Seams		
Yuya-Ashibetsu Mine			?	?			
Kitanihon Mine	Ashibetsu pit	(closed)					6 Seams
Ashibetsu Mine	Hiragishi pit						3 Seams
Yūbetsu Mine		6 Seams	5 Seams	2 Seams	5 Seams		
Takane Mine	1st pit					1 Seams	?
Sumitomo-Akabira Mine Sumitomo-Utashinai Mine	2nd pit 1st, 2nd pit, 3rd, 4th pit	2 Seams	4 Seams	1 Seams 3 Seams	6 Seams 8 Seams		
Hokutan-Kamui Mine Hokutan-Sorachi Mine	Tatsuta pit Sakushi pit Maizuru pit Okitsu pit	?		1 Seams	6 Seams		
Hokutan-Akama Mine Hokutan-Suehiro Mine Tōkai Mine		?		1 Seams 2 Seams	5 Seams 5 Seams 4 Seams		
Shin-Akabira Mine	Main pit 1st pit		4 Seams 7 Seams 4 Seams	2 Seams			

tain hornblende crystals; this is the characteristic of the volcano scarcely known in Hokkaidō except a few volcanoes. From the viewpoints of geographical situation and the lithologic character of the volcano, Irumukeppu volcano can not be attached to any known volcanic chains in Hokkaidō. So the authors intend to propose the new name of "Irumukeppu volcanic chain" including Shokambetsu volcano.

#### River Terrace

Along the river of Sorachi-gawa and Ishikari-gawa, river terraces are developed, and four terraceous plane are observed from the airphotograph.

Number of the plane	Level of the plain
First terraceous plane	100~80 meters
Second //	65 //
Third //	55 //
Fourth //	45 //

There may be other terraceous plane (level of the plain is more or less 260 meters) at the northwest corner of this sheet, but it is difficult to identify the terrace deposit from the Irumukeppu volcanic detritus.

#### Flood Plain Deposit

Along the river of Sorachi-gawa and its tributaries, alluvial deposits are developed. They are composed of sand or gravel.

## ECONOMIC GEOLOGY

#### General Description

**Coal** The coal is the most important mineral resource in this sheet mapped area. The Ishikari group intercalates a large number of coal seams which belong to six coal measures. Table 4 shows the names of the coal mines and their working coal measures.

The coal fields in Sorachi district were found by Dr. Lyman for the first time in his expedition at Sorachi-gawa. After the discovery of the Sorachi coal field, some coal mines were opened at the smaller area near Utashinai-machi, but the other districts are remained unopened. As the Nemuro-honsen (transport railway) was opened, many coal mines were developed for working in this mapped area. Almost of the collieries were worked about fifteen or twenty years, and the exploitation went through more or less 300 meters in the bottom.

---

昭和31年2月15日印刷

昭和31年2月20日発行

著作権所用 北海道開発庁

印刷者 田 中 春 美

印刷所 田中幸和堂印刷所

---