

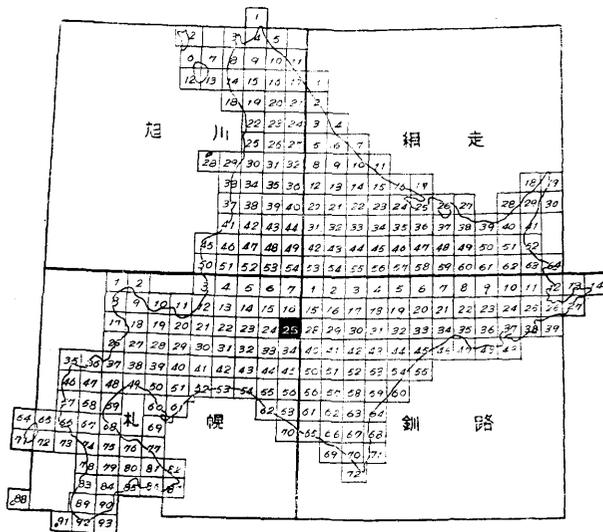
5 万分の 1 地質図幅
説 明 書

石 狩 金 山

(札幌一第 25 号)

北 海 道 開 発 庁

昭 和 33 年



5 万分の 1 地質図幅
説 明 書

石 狩 金 山

(札幌一第 25 号)

北海道立地下資源調査所

北海道技師	小山内	熙
同	長尾捨	一
北海道嘱託	三谷勝	利
同	長谷川	潔
同	橋本	亘

北海道開発庁

昭和 33 年 3 月

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

昭和 33 年 3 月

北海道開発庁

目 次

はしがき	1
I 位置および交通	2
II 地 形	2
III 地 質	7
III.1 概 説	7
III.2 各 説	9
III.2.1 空知層群	9
III.2.1.1 山 部 層	9
1. トナム輝緑凝灰岩層〔Y ₁ 〕	9
2. 富士川硅質岩層〔Y ₂ 〕	12
III.2.1.2 主夕張層	14
1. ニゴリ沢砂岩層〔S ₁ 〕	15
2. 滝ノ沢硅質頁岩層〔S ₂ 〕	16
3. 無名沢輝緑凝灰岩・砂岩・頁岩層〔S ₃ 〕	17
4. エベナ砂岩・頁岩互層〔S ₄ 〕	20
5. 吉凶沢頁岩層〔S ₅ 〕	21
III.2.2 蝦夷層群	22
III.2.2.1 富良野層	22
1. 四ノ沢砂岩層〔F ₁ 〕	22
2. ペンケヤーラ頁岩層〔F ₂ 〕	23
III.2.2.2 中 川 層	25
1. トナシベツ砂岩層〔N ₁ 〕	25
2. ペンケシュル砂岩・頁岩層〔N ₂ 〕	29
3. 森田ノ沢凝灰岩層〔N ₃ 〕	30
4. 三点沢頁岩層〔N ₄ 〕	31
5. 八線沢砂岩・頁岩層〔N ₅ 〕	32
6. シムカワ砂岩層〔N ₆ 〕	32
III.2.2.3 浦 河 層	33
1. 占冠頁岩層〔U ₁ 〕	33

2. 一休沢凝灰岩層 [U ₂]	34
3. ホロカ沢砂岩層 [U ₃]	35
4. ローネベツ砂岩・頁岩層 [U ₄]	37
III.2.3 ニニウ層群	38
III.2.4 第四系	43
III.2.4.1 段丘礫層群	43
1. 第一段丘堆積物 [T ₁]	44
2. 第二段丘堆積物 [T ₂]	44
3. 第三段丘堆積物 [T ₃]	45
4. 扇状地堆積物	45
III.2.4.2 沖積層	45
III.2.5 変成岩類	46
III.2.5.1 千枚岩類	47
1. 粘板岩質千枚岩	47
2. 輝緑凝灰岩質千枚岩	48
III.2.5.2 片岩類	48
1. 緑色片岩	48
2. らん閃石片岩	49
3. 石英片岩	50
III.2.6 火成岩類	50
III.2.6.1 蛇紋岩 [Sp]	50
III.2.6.2 微閃緑岩 [Md]	52
III.2.6.3 斑れい岩 [Gb]	53
III.2.6.4 輝緑岩岩脈 [Db]	54
III.2.6.5 輝緑岩熔岩	54
III.3 地質構造	55
III.3.1 褶曲構造	55
III.3.2 断層構造	56
III.3.3 構造単位	58
III.4 地史	63
IV 応用地質	66

IV.1	クロム鉄鉱	66
IV.2	石灰石	66
IV.3	石炭	67
IV.4	マンガン	70
IV.5	石綿	70
IV.6	砂金・砂白金	70
	文献	71
	Résumé (in English)	73

5 万分の 1 地質図幅 石狩金山 (札幌一第 25 号)
説 明 書

北海道立地下資源調査所

北海道技師 小山内 熙
同 長尾 捨一
北海道嘱託 三谷 勝利
同 長谷川 潔
同 橋本 亘

はしがき

この図幅は、北海道開発庁から委託されて作成したものである。野外調査は、昭和 28 年・29 年・30 年に、延 250 日を費しておこない、以来、北海道立地下資源調査所において、室内研究を続けてきたものである。

野外調査は、山部図幅との近接地域は、橋本が、パンケモユーパロ川流域および第三系の分布地域は、長尾・三谷が、その他の地域は小山内が、それぞれ担当した。また、夕張岳地域は、小山内の協力のもとに、長谷川が担当した。なお、屏風岳地域については、北海道立地下資源調査所地質鉱床課長齋藤昌之氏の、パンケシュル川の西部地域については、北海道大学理学部魚住悟・中島秀雄両氏の、調査資料を、それぞれ利用させていただいた。さらに調査助手として、北海道立地下資源調査所石山昭三・松井公平両氏の援助をうけた。

この地域は、神居古潭帯と呼ばれる地域の、南東部にあたり、中生代の地層および蛇紋岩が広く分布しているが、南部の一部地域には、新生代の地層も、かなりの発達をみせている。したがって、この地域の地下資源としては、クロム鉄鉱^{1)~14)}・石灰石・石炭などが知られ、それらについては、調査報告が発表されている。また、一般地質については、大立目謙一郎博士の総括的な論文¹⁵⁾のほか、北海道大学理学部の修業および卒業論文^{16)~18)}がみられる。これらの調査報告は、今回の調査を進めるにあたって、少なからず参考になった。

報告にはいるに先だち、調査資料の提供をされた齋藤昌之・魚住悟・中島秀雄ならびに

調査の援助をされた石山昭三・松井公平の諸氏に謝意を表す。また変成岩の顕微鏡鑑定について、御教示をたまわつた北海道大学理学部舟橋三男博士に深謝する。

I 位置および交通

この図幅の範囲は、北緯 $43^{\circ}\sim 43^{\circ}10'$ ・東経 $142^{\circ}15'\sim 142^{\circ}30'$ で、夕張山脈の東麓地域を占め、札幌市の北東方約 90 km にあたっている。行政的には、大半が上川支庁の管轄で、南富良野村および占冠村に属し、西方のごく一部が、夕張市にふくまれる。

図幅の東北隅を流れる空知川にそつて、国鉄根室本線が通過し、金山から占冠までは、バスが運行している。金山からトナシベツ川ぞいには、森林軌道が通じ、占冠からトマム川ぞいには、トラック道路があつて、交通網は比較的発達している。しかし、夕張山脈の西麓地域や、パンケモユーパーロ川流域・ニニウ地域には、ほとんど歩道がなく、歩行は容易でない。

II 地 形

この地域の地形は、(1) 標高 500 m 以上の山地と、(2) 河川流域に発達する段丘および沖積地に、大きくわけることができる。

III.1 山 地

山地は、金山と占冠を結ぶ線を境として、さらに 2 つの地形区にわけられる。

(1) 夕張山脈の東麓地域で、西から東に向つて、低くなつている壮年山地。



第1図 無名沢水源地附近から西方夕張岳をのぞむ (小山内 撮影)
左側の雲にかくれているのが夕張岳、中央部の高峰は鉢盛山、平坦開析稜線が階段状にみとめられる。

(2) (1) の東側の地域で、ふたたび東方に向つて、標高を増し、日高山脈につらなる壮年山地。

(1) は、3~4 段の開析面が、階段状に発達している地域である。標高によつて、さらに、(a) 夕張山脈の主列をつくる、標高 900 m 以上の地域と、(b) (a) の東につらなる標高 700 m~800 m の起伏にとむ山地、(c) 金山から占冠までの間の、標高 600 m 前後の山頂をもつた地域、とにわけられる。

(a) はほとんど空知層群・変成岩類および蛇紋岩で構成されている。夕張山脈の山陵線附近には、ゆるい起伏をもちながら、東側に傾斜した、標高 1,000 m~1,300 m の開析平坦面が発達している。またトナシベツ川上流地域、パンケモユーパー川上流地域、吉凶沢中・上流地域などには、900 m~1,000 m の開析面が、わずかみとめられる。

これらの開析面は、準平原面と考えられているもので、^{20) 21)} その上に、夕張岳 1,668 m・水天山 1,340 m・北股山 1,307 m・落鐘山 1,219 m・月天子峰 1,200 m・小勢至峰 1,292 m・大勢至峰 1,312 m・屏風岳 1,261 m などが突出している。また、その東側には吉凶岳・小夕張岳などの 1,200 m 台の山峰が突出している。これらの山峰は、準平原上に残された残丘であろうと考えられている。^{20) 21)}

吉凶岳・小夕張岳などは、ほぼ南北につらなる直線上に、並らんでおり、東麓は急峻な地形を示している。また、夕張岳から北方の高峰も、ほぼ南北性の配列をとつている。このような高峰の並び方は、この地域の地質構造に、支配されていることを示している。



第2図 夕張岳山頂から北東方をのぞむ (長谷川 撮影)
東にゆるく傾斜した陵線(標高 1,000 m~1,300 m) がみとめられる。



第3図 夕張岳の遠望

(長谷川 撮影)

一方、屏風岳を中心とした地域の山峰の配列には、前者のような方向性がなく、準平面の上に、散点的に突出している。このことは、前者の地域との、地質構造のちがいを、あらわしているものである。

エバナ川の水源地の、標高1,440 m附近には、小さな圏谷のような凹地形が発達している。ここから滝をつくりながら、急傾斜で、エバナ溪谷に下つている。礫丘や羊群丘などが残されていないので、はたして、圏谷地形かどうかあきらかでない。しかし、芦別岳附近でも、このような地形が発達しており、さらに、平坦面の上には、礫層がみとめられている²¹⁾。このようなことから、日高山脈のような圏谷地形は、みられないが、日高氷期には、この地域の高峰は、いちじるしい侵蝕を受けたであろうと考えられる。エバナ川水源地の凹地形は、その際の侵蝕地形ではなかるうか。

(b) は、主として空知層群や蝦夷層群などの地層で、構成されている地域である。おおよそ、標高700 m~800 mの開析山陵がづらなつている。この面は、前にのべた900 m以上の開析面よりも、1段低い、別の開析面と考えられる。このような開析面の上に、老根別山のように、900 m以上の山陵が突出している。これは、NNW~SSEの延長方向をもつており、南にゆるく傾斜した、平坦な山陵であつて、(a)の地域に発達する900 m以上の開析面の、残部であろうと考えられる。

(c) は、蝦夷層群の分布している地域である。標高500 m~600 mの開析山陵が発達している。この開析面は、この図幅地域の、もつとも低い開析面と考えられる。

(2) は、主に空知層群から構成されている。標高500 mから、東に向つて次第に高くなり、図幅の東端では、標高1,000 m前後の山陵が発達している。この地域には、(1)の地域の、500 m~600 mの開析面のほか、標高800 mより高い開析面がみとめられ、いちおう、

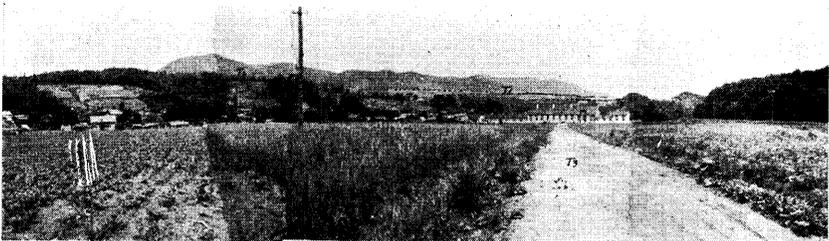


第4図 夕張岳山頂 (長谷川 撮影)

あきらかである。

II.2 段丘および沖積地

山地の開析度と、まったく違つた、低い平坦な地形面が、空知川流域やトマム川流域な



第5図 金山附近に発達する段丘面

(小山内 撮影)

T₁: 第1段 T₂: 第2段 T₃: 第3段

(1) の地域の開析面と、それぞれ対比できそうである。

この地域の特徴は、

(1) いろいろな高さの開析山陵が、NW—SEの延長方向を示していることが多い。

(2) ペンケヤーラ川・岩部の沢・流の沢などの右岸や左岸山麓には、東にゆるく傾斜した標高500 m~700 mの開析面が、みとめられる。この開析面は、NW—SEの延長方向を示している。

このように、高度分布や開析面が、規則的な、NW—SE方向の配列は、あとからのべる衝上断層の延長方向に、一致しており、地形が地質構造に支配されていることが、

どに発達している。とくに空知川流域には、堆積物をのせた3段の面が、はつきりみとめられる。金山附近では、標高370 m~420 m, 320 m~350 m, 270 m~300 mの3つの面が、



第6図 トナシベツ下流部の北岸に発達する段丘面 (小山内 撮影)
T₁: 第1段 T₂: 第2段 T₃: 第3段

ひじょうによく発達している。これらの平坦面は、各河川の上流地域にゆくにしたがつて、しだいに高くなつていゝ。しかし、現河床面からの比高は、ほぼ一定している。一般に、低い面ほど、面の保存が良好であり、また一番よく発達している。ところがトマム川流域では、2段の面がみとめられるだけである。いちおう、比高によつて、空知川流域に発達している3つの平坦面のうち、中位面と下位面とに対比した。しかし、河川の侵蝕量のちが^{*}いや、この地域の、段丘形成当時の傾動運動も考えられる^{**}。したがつて、空知川流域に分布する面と、トマム川流域に発達する面とを、同じようにあつかうことは、問題があるう。

沖積面の発達は、きわめてわるく、トマム川やパンケシュル川などの下流沿岸に、わずか発達しているだけである。

なお、鹿越附近には、地質図で省略した、堆積物をもつた扇状地形が発達している。

II.3 河 川

この地域を流れる、もつとも大きな川は空知川である。図幅の北東部で、空知層群・蝦

* 空知川の下位面の分布高度は、270 m~300 mであつて、現河床から10 m~15 mでいゝどの比高を示しているが、トマム川流域では、360 m~380 mであることや、トマム川流域では2段しか発達していないことなどから推定される。

** 前にのべたように、山地地域の開析面は、ほとんど例外なく南東に傾斜していることから推定される。



第7図 金山市街から東方の空知川上流地域に発達する段丘面 (小山内 撮影)

T₁: 第1段 T₂: 第2段 T₃: 第3段

夷層群などを切つて、横谷を作り、金山附近から縦谷を形成して北に流れている。この間に、夕張山脈から、横谷を作つて流れているトナシベツ川や、東部地域で、縦谷を作つて流れている不二ノ沢・富士川・パンケヤーラ川・パンケヤーラ川などが合流している。図幅の南部地域では、トマム川が空知層群・蝦夷層群の横谷を作つて、北東から南西に流れている。古冠附近で、蝦夷層群の中を、南に流れるパンケシュル川と合流して、鷓川となつている。また、図幅の南西部には、屏風岳から流れるパンケモューバロ川がある。地塁状に発達している空知層群や、蛇紋岩・第三紀層・蝦夷層群を切り、シマフレベツ川を合流して、この図幅の西に連なる、大夕張地域を流れる夕張川に注いでいる。このほか、鷓川に合流する、パンケニウ川・パンケニウ川などの水源地がみとめられる。

これらの河川の流路は、ほとんど、この地域の地質構造に支配されているようである。

III 地 質

III.1 概 説

この地域を構成している地質系統は、第8図のように、区分することができる。

最下層を構成している地層は、ジュラ系～白堊系に属する空知層群である。この地層は、さらに基性火山噴出物の厚層や能質岩からなる山部層と、砂岩・頁岩を主体とした主夕張層とにわけられる。

空知層群の上位には、白堊系に属する蝦夷層群が発達している。この地層は、砂岩・頁岩を主体とした、地角斜堆積物であつて、富良野層・中川層・浦河層の3層に、大きくわけることができる。この図幅地域では、富良野層と中川層の間に、不整合関係がみとめられる。

蝦夷層群の堆積したのち、かなり大きな地変があつて、空知層群の変成や蛇紋岩の進入

時代	層	序層厚m	模式柱状図	記号	岩質および相相	
第四紀	沖積層			Al	火山灰・粘土・砂・礫	降灰 段崖面の形成 後川端地変 衝上断層 造構造運動 陸化, 削割
	段丘層群 第1段〜第3段段丘層			T ₁ T ₂ T ₃	砂・礫・粘土 砂岩・礫岩 石灰岩 泥岩 礫岩	
新第三紀	ニニウ層群 900+			U ₁	泥岩・頁岩 砂岩	後川端地変 海侵 後川端地変 二枚介, 植物葉化石 陸化, 削割
	上新世 バ ヤ ク セ 白 堊 紀 下 部 白 堊 紀 高 知 世 シ ネ ラ 紀	浦河 川 層		ローネベツ砂岩・頁岩層 300	U ₁	
ホコカ沢砂岩層 400+			U ₁	凝灰岩・凝灰質砂岩・頁岩 凝灰岩はチャート状		
一休沢凝灰岩層 200			U ₁	頁岩・砂岩 化石石円球, 凝灰岩薄層 をはさむ		
占冠頁岩層 400+			U ₁	砂岩・礫質砂岩, 頁岩 をはさむ		
シムカワ砂岩層 250			N ₁	砂岩・頁岩互層		
八線沢砂岩・頁岩層 300			N ₂	頁岩 凝灰岩の薄層・砂岩をはさむ 東部では下部に互層部発達 西部では頁岩にさむ		
中 川 層		三点沢頁岩層 800+	N ₁	チャート状凝灰岩, 頁岩		
		森田ノ沢凝灰岩層 100	N ₂	砂岩・頁岩互層		
		ベンケシュウ砂岩・頁岩層 200	N ₁	砂岩・礫岩, 頁岩をはさむ 東部では礫岩が発達し, 礫粒大きくなる		
		トナシベン砂岩層 350	F ₂	オルビトリーナ石灰岩 頁岩, 砂岩をはさむ		
		富良野 700+	F ₁	砂岩・礫岩		
		四ノ沢砂岩層 100	S ₁	頁岩, 砂岩をはさむ 東部では頁岩が優勢である		
空 夕 張 層		吉岡沢頁岩層 350	S ₁	砂岩・頁岩互層 東部では砂岩が少い		
		エバナ砂岩・頁岩互層 400	S ₁	硬砂岩 東部では輝緑凝灰岩, 輝緑岩, チャートが主体		
		無名沢輝緑凝灰岩・砂岩・頁岩層 300	S ₁	頁岩・チャート・砂岩をはさむ		
		滝ノ沢硅質頁岩層 300	S ₁	砂岩 頁岩をはさむ 東部では, チャート・硬砂岩をはさむ		
		ニゴリ沢砂岩層 500+	?	石灰岩レンズ 粘板岩状頁岩 チャート・砂岩をはさむ 西部では, 粘板岩・千枚岩となつている		
		富士川硅質頁岩層 600+	Y ₂	石灰岩レンズ 輝緑凝灰岩 輝緑岩を主体とする 上部には, 砂岩・頁岩・チャートをはさむ 西部では, 片岩となつている		
山 部 層	トマム輝緑凝灰岩層 1000+	Y ₁				

第8図 地質柱状図

がみとめられる。その時代はほぼ白堊紀末ないし第三紀初葉である。変成岩類は、神居古潭²²⁾変成岩類または夕張岳²³⁾変成岩類と呼ばれたものに相当する。

以上の岩層を不整合におおつて、新第三紀川端期の堆積物である、ニニウ層群が発達している。この地層は、砂岩・礫岩・泥岩などから構成され、稼行可能の石炭層をはさんでいる。地質図では、一括して塗色してあるが、さらに細かくわけられている¹³⁾。

ニニウ層群の堆積したのち、この地域は、陸化削剥時代に入り、ひじょうにはげしい造構造運動があつて、この地域の複雑な地質構造の六要を決定した。

第四紀の堆積物については、地質図にしめしたように、いちおう分類した。しかし空知川流域の堆積物と、鶴川流域の堆積物を、相互に関連させて、両河川地域の発達史を、解明できるまでには、いたっていない。

なお、現在の地形面をおおつて、最新期の降灰が、図幅の全域にみとめられる。地質図では省略してある。

III. 2 各 説

III. 2. 1 空知層群^{24) 25)}

空知層群は、下位から、輝緑凝灰岩や珪質岩で代表される山部層と、模式的な地向斜型の堆積相を示す、砂岩・頁岩・チャートなどで構成されている主夕張層とにわけられる。

夕張岳地域では、いろいろな変成度を示す変成岩類が分布している。一般に、夕張山脈の山頂部に向つて、しだいに変成度が高くなつているが、変成の弱い地域では、容易に原岩相を知ることができる。また、あとからのべるように、地質構造の解析から、変成岩類の原岩相を、推定することができる。このようなことから、この地域の変成岩類には、空知層群の下位の地層もくわつているであろうが、大半は、空知層群の一部が変成されたものと考えられる。

空知層群からは、地質時代を決定できる古生物を、採集できなかつた。しかし、山部図幅地域や、かつてこの図幅地域で採集された資料から、空知層群の地質時代は、ジュラ紀～下部白堊紀と考えられる。

III. 2. 1. 1 山 部 層²⁶⁾

山部層は、下位から、(1)トマム輝緑凝灰岩層と、(2)富七川珪質岩層とにわけられる。

1 トマム輝緑凝灰岩層〔Y₁〕*

模式地： トマム川の大きな湾曲流部、副模式地： 空知川沿岸の露出

* 山部図幅地域の苜別岳輝緑凝灰岩層に対比される。

分 布： 主な分布地域は、図幅の東部地域である。中央地域や西部地域では、断層によつて、転移がいちじるしく不連続的な分布を示している。(第9図参照)



第9図 トナム輝緑凝灰岩層分布図

(小山内 原圖)

構 造： 一般に、塊状の産状を呈しているので、この地層そのものの構造は、あきらかでない。地層の分布状態と、上位層の構造から推定すると、東部地域では、 $N 10^{\circ} \sim 20^{\circ} W$ の走向をもち、褶曲構造がみとめられる。中央地域では、南北の走向を示しており、ニゴリ沢附近では背斜構造が推定される。東部地域や中央地域では、一般に、褶曲の東翼部は逆転している。夕張岳地域では、片状化しているため、もとの構造はわからない。片理面の走向は、 $N 10^{\circ} \sim 30^{\circ} E$ または $N 10^{\circ} \sim 50^{\circ} W$ である。

関 係： 下限は不明である。変成岩と、その原岩と考えられる、この地層との関係は、変成度の高い地域では不明である。しかし、変成度の弱い地域では、(1) 輝緑凝灰岩が、弱い片状面を示していることがある。(2) ほとんど変成をうけていない塊状の輝緑凝灰岩と、片状面の発達した輝緑凝灰岩とが、互層状態を示していることがある。(3) 片状輝緑

凝灰岩の間に、変成をうけていない輝緑凝灰岩が、厚く介在していることがある。以上のことから、この地層の一部が、局部的に変成されたものと考えられる。ただ、この地層の下位層も、変成にくわわっている可能性がある。

岩質および層相：輝緑凝灰岩・輝緑岩が、主要な構成員である。また、これらの間に、硅質砂岩・チャートおよび石灰岩などをはさんでいる。一般に、輝緑凝灰岩と輝緑岩との境界は、ひじょうに不明瞭で、輝緑岩だけを追跡することは容易でない。大まかには、輝緑岩の多い地域と、少ない地域とを、区別することができるが、地質図では、一括してあつかった。図幅の西部地域には、千枚岩状輝緑凝灰岩や、緑色片岩が分布しているが、詳細はあとからのべる。

輝緑凝灰岩——一般に、暗緑色を呈するものが多い。まれに暗赤褐色を呈することもある。ち密で塊状の産状を呈するものが多いが、角礫状や集塊岩状のものもみとめられる。空知川沿岸や石灰沢・パンケーラ川上流・14線沢上流などでは無数の白色の細脈が、不規則に貫いており、いわゆる鳥糞状を呈している。

この岩石を顕微鏡で観察すると、斜長石>普通輝石>緑泥石>磁鉄鉱などがみとめられる。斜長石は緑泥石にかわつてることが多い。鳥糞状の白色細脈は、方解石・曹長石および石英などである。

変成岩類や輝緑岩の、顕微鏡的観察については、あとからのべる。^{*}

砂岩——暗灰色を呈し、細粒ないし中粒の硅質堅硬な砂岩である。輝緑凝灰岩の中



第10図 トナム輝緑凝灰岩層の鳥糞状輝緑凝灰岩 (小山内 撮影)

* III. 2.5 変成岩類の項参照。



第11図 トナム輝緑凝灰岩層の角礫状輝緑凝灰岩 (小山内 撮影)

に、石灰岩や珪岩・チャートとともに、介在している。

石灰岩——灰白色を呈し、ち密堅硬である。一般に、レンズ状の形で、輝緑凝灰岩の中に介在している。石灰岩の周縁部には、かなり凹凸面がみとめられ、黒色頁岩様の輝緑凝灰岩と境している。また、輝緑凝灰岩質石灰岩や輝緑凝灰岩を、円球状にふくんでいることが多い。図幅地域の石灰石鉱床は、この層準の石灰岩が多い。

珪岩——赤色または灰白色を呈し、ひじように堅硬なものである。一般に、上部でレンズ状に発達している。

層相は、水平的には、かなりはげしく変化するようである。例えば、東部地域や中央地域では、輝緑岩熔岩の発達がみとめられ、珪岩をはさんでいることが多い。しかし、西部地域では、一般に、集塊岩状や角礫状、および塊状で細粒の輝緑凝灰岩にとんでいる。

垂直的には、あまり変化はない。ただ、東部地域では、上部に石灰岩・珪岩・砂岩などのレンズを多くはさんでいる。

化石： 肉眼的な化石は発見できなかった。

層厚： 1,000 m 以上

2 富士川珪質岩層 (Y₂)^{*}

模式地： 富士川流域、副模式地： エバナ川の中流地域

分布： 主に東部地域に分布している。そのほかは、中央地域や西部地域に、散点的に分布している。(第13図参照)

* 山部図幅地域の主夕張川珪質岩層に対比される。



第12図 トمام輝緑凝灰岩層の中の枕状熔岩 (小山内 撮影)

構造： 東部地域では、一般に $N 20^{\circ} W \sim N 20^{\circ} E$ 、 $50^{\circ} \sim 80^{\circ} NE \sim SE$ の走向・傾斜を示し、複雑な背・向斜構造をとっている。ニゴリ沢流域では、前のべたトمام輝緑凝灰岩層を核とする、背斜構造を示している。ローネベツ川地域では、 $N 20^{\circ} \sim 30^{\circ} E$ の走向を、とっているらしいが、詳細はわからない。エバナ川中流地域では、 $NS \cdot 30^{\circ} \sim 50^{\circ} E$ の一般走向・傾斜を示している。また、エバナ川上流地域では、千枚岩状となっており、 $NS \sim N 40^{\circ} W$ 、 $50^{\circ} \sim 80^{\circ} W \sim SW$ の片理面が発達している。屏風岳地域では、一般に、 $N 10^{\circ} \sim 40^{\circ} E$ 、 $40^{\circ} \sim 80^{\circ} NW$ または SE の片理面がみとめられる。

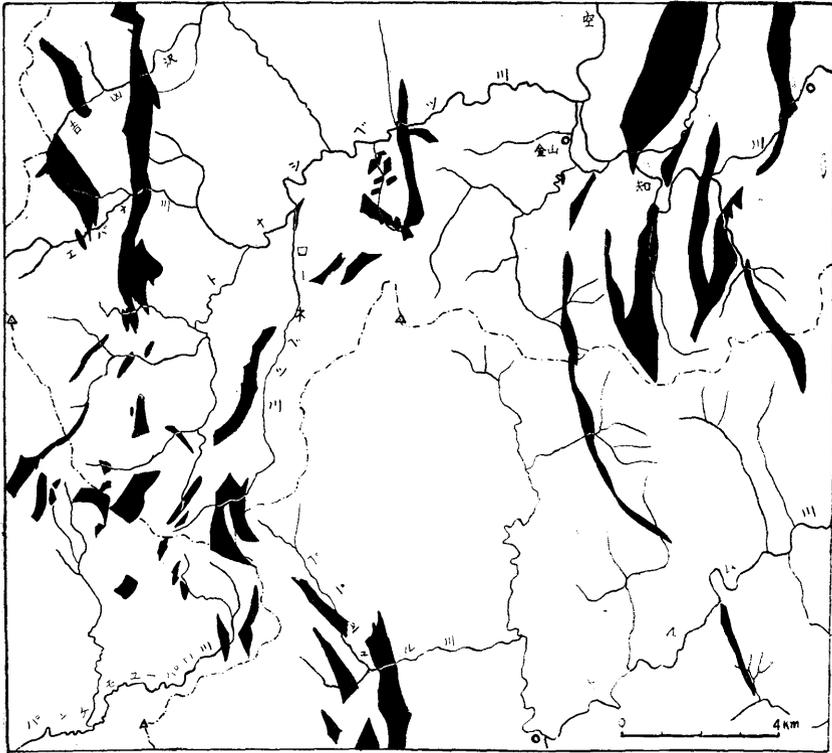
関係： 下位のトمام輝緑凝灰岩層とは、整合的に接している。

岩質および解相： 頁岩およびチャートを主体とし、砂岩や石灰岩をはさんでいる。エバナ川中流地域では、粘板岩や千枚岩になっている部分が多い。千枚岩類については、あとからのべる。

頁岩——黝黒色を呈し、かなり硅質である。やや砂質の部分やシルト質の部分をはさんでいる。一般に板状の産状を呈している。エバナ川中流地域では、やや粘板岩質となっており、チャートの薄層と互層している。

前にものべたように、西部地域では、一般に、夕張岳に近づくにしたがつて、粘板岩・千枚岩・片岩へと、変成度が高くなっている。しかし、このような変成の状態は、大きな圧砕帯を境にして、やや段階的に高くなっているようである。

チャート——淡緑色・灰白色・帯青緑色などを呈している。こまかい赤・白・青など



第13図 富士川硅質岩層分布図 (小山内 原圖)

の色の、縞状のものもみとめられる。一般に板状の産状を示している。厚さには、かなり消長があるが、厚いもので5 m以上、薄いものでは50 cm以下である。頁岩と互層しているか、または頁岩の中に介在している。低度の変成作用をうけた地域では、赤色または帯青灰色の、ひじょうに堅硬な硅質岩となっている。

砂岩——暗灰色または帯緑灰色を呈している。粗粒の硬砂岩や細粒の砂岩がみとめられる。

水平的には、東部地域では、砂岩およびチャートの量が多いが、西部地域では、頁岩にとんでい。垂直的には、下部は砂岩・チャートにとみ、上部は、頁岩が多くなって、チャートと互層している。

化石： 砂岩およびチャートの中に、放散虫の遺骸が、顕微鏡的にみとめられる。

層厚： 一般に東部地域で厚く、600 m以上であるが、西部地域では、300 m以下である。

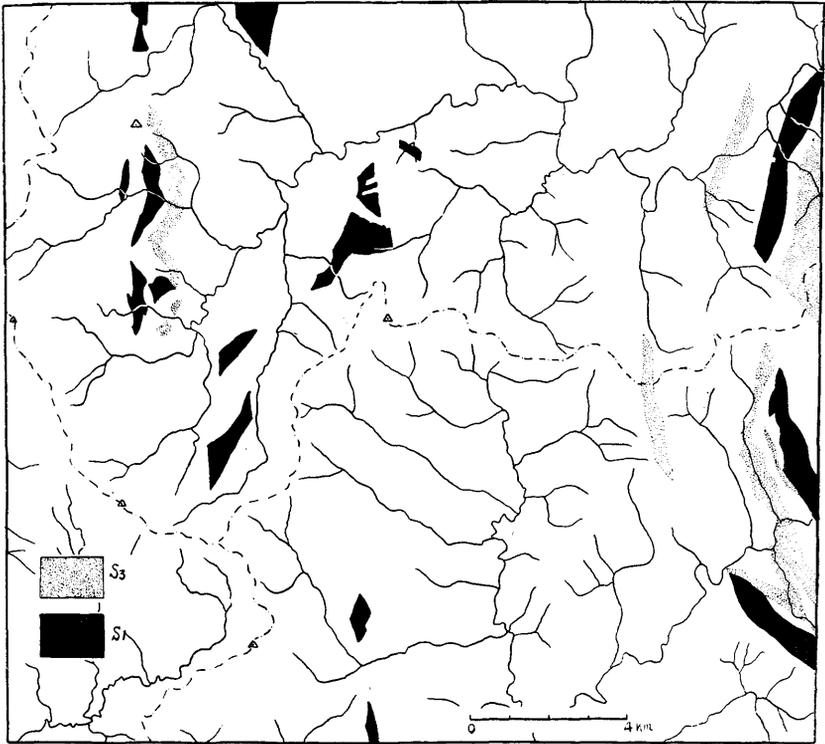
III.2.1.2 主夕張層²⁰⁾

主々張層は，下位から，(1) ニゴリ沢砂岩層，(2) 滝ノ沢硅質頁岩層，(3) 無名沢輝緑凝灰岩・砂岩・頁岩層，(4) エバナ砂岩・頁岩互層，(5) 吉凶沢頁岩層の5つにわけられる。

1 ニゴリ沢砂岩層 (S₁)*

模式地： ニゴリ沢流域，副模式地： エバナ川中流の六滝附近

分布： 鹿越地域・無名沢東岸地域・滝ノ沢西岸地域・ニゴリ沢流域・ローネベツ川西岸地域・エバナ川中流および神渡沢上流地域・ペヘシュル川中流地域などである。それぞれの分布地域の連絡図は，第14図に示した。



第14図 ニゴリ沢砂岩層および無名沢輝緑凝灰岩・砂岩・頁岩層分布図 (小山内 原圖)

S₁: ニゴリ沢砂岩層 S₃: 無名沢輝緑凝灰岩・砂岩・頁岩層

構造： 全般的にみると，N 20° E～N 20° W・30°～80° NE～SEの走向・傾斜を示している。東部地域では，一般に傾斜が急である。ことに，無名沢・滝ノ沢・鹿越附近などで

* 山部図幅，下富良野両図幅地域の25線沢砂岩層に対比される。

は、逆転していることが多い。西部地域では、30°前後の緩傾斜を示していることが多い。

関係： 下位層との直接の関係は不明である。ほかの図幅地域では、不整合とされている。この図幅では、いちおう整合関係にあるものとして、とりあつかった。

エバナ川中流域では、下位層がかなりみだれた構造を示している上に、ゆるやかな傾斜で、この地層がのつているようである。したがって、下位層を不整合におおっているのかも知れない。

岩質および層相： ほとんど砂岩で構成されている。まれに頁岩の薄層をはさんでいる。山部・下富良野の両図幅地域では、凝灰質な部分がみとめられているが、この図幅地域では、あきらかでない。

砂岩——風化面は、灰白色を呈しているが、新鮮な面は、帯青灰色である。粗粒なものが多く、礫質の部分をはきむことがある。一般に塊状の産状を示している。ニゴリ沢・エバナ川の砂岩は、石英粒にとみ、あとからのべる四ノ沢砂岩層に似た外観を呈している。無名沢・滝ノ沢では、暗灰色の硬砂岩をはさんでいる。エバナ川のことを顕微鏡でみると、硅質岩の破片や鈦物片を多量にふくんでいる。

頁岩——黒色を呈する、ややシルト質または砂質のものである。かなり硅質である。まれに植物破片や、厚さ10cm程度の粗悪炭のレンズをはさんでいる。

層相は、水平的にも垂直的にも、あまりかわらない。ただ、前にのべたように、東部地域では、硬砂岩をはきむことが、特ちよう的である。

化石： 砂岩の中に放散虫遺骸が入っているだけである。

層厚： エバナ川では320m、ニゴリ沢では400m以上、無名沢では640m以上である。

2 滝ノ沢硅質頁岩層 (S₂)^{*}

模式地： 滝ノ沢中流地域、副模式地： 無名沢左岸の第一および第二支流の上流

分布： 岩部ノ沢・無名沢・滝ノ沢・鹿越沢地域と、エバナ川・風楽沢・神渡沢地域に分布している。中央地域や西南地域には、分布していない。

構造： 各地域とも、前にのべたニゴリ沢砂岩層と、ほぼ同じような構造を示している。

関係： ニゴリ沢砂岩層とは整合である。厚い頁岩層の下底から、この地層にふくめた。

岩質および層相： 頁岩を主体とし、砂岩およびチャートをはさんでいる。

砂岩——暗灰色または灰青色を呈する、粗粒ないし中粒の硬砂岩である。一般に、

* 山部図幅地域の主夕張川硅質輝緑凝灰岩層＋芦別川赤色チャート層に対比される。

塊状の産状を示している。頁岩の中に、5 m～10 m ていどの厚さで、はさまれている。

頁岩——黒色を呈し、かなり珪質である。シルト質・砂質の部分がまれにみとめられる。一般に、板状の層理面がよく発達している。まれに不規則な形の団球をふくんでいる。

チャート——暗緑色・暗灰色・灰白色などを呈し、いずれもち密で堅い。顕微鏡で観察すれば、放散虫遺骸が、多量にみとめられる。

滝ノ沢流域では、砂岩やチャートをはさむことが少なく、ほとんど頁岩で構成されている。無名沢流域では、厚さ 10 m 前後の、硬砂岩を、2～3 枚頁岩の中にはさんでおり、かなりよい鍵層として、追跡することができる。また、厚さ 2 m～3 m のチャートがみとめられる。鹿越附近では、頁岩を主体としており、砂岩の薄層を、ひんばんにはさんでいる。またチャートを介在していることが少ない。エバナ川・風楽沢では、砂岩をはさむことは、きわめてまれで、厚さ 3 m 以下のチャートを、ひんばんにはさんでいる。

このような各地域の層相のちがいは、各地域とも断層で、上・下部を欠いていることが多いので、全層についての水平的変化がどうかは、あきらかでない。ただ比較的全層について観察できる、無名沢とエバナ川とを比較すると、あるていどの水平的な層相変化がみとめられる。これは両地域の層厚のちがいに、あらわれている。

垂直的には、全層にわたって頁岩で構成され、下部に砂岩、上部にチャートを多くはさんでいるようである。

化石： 顕微鏡的に、放散虫がみとめられるだけである。

層厚： 滝ノ沢・無名沢では、300 m 前後である。鹿越附近では、150 m～200 m、エバナ川・風楽沢では、100 m～150 m である。

3 無名沢輝緑凝灰岩・砂岩・頁岩層〔S₃〕*

模式地： 無名沢下流，副模式地： エバナ川中流

分布： 主に東部地域と西部地域に分布している。東部地域の分布は、無名沢・滝ノ沢・岩部ノ沢および鹿越附近である。西部地域の分布は、エバナ川・風楽沢・神渡沢の中流地域である。そのほか、中央北部地域の砂金沢にわずかに分布している。(第 14 図参照)

構造： 無名沢・滝ノ沢では、N 20° W～N 20° E・40°～70° NE～SE の走向・傾斜を示している。この地域では、逆転構造をとっている。岩部ノ沢上流では、NS～N 10° W・60°～80° E～NE の走向・傾斜を示し、順層構造である。鹿越沢では、N 10°～30° E・30°～50° SE および NW の走向・傾斜がみとめられ、向斜構造が推定される。また鹿越の北西地域では、N 20°～30° E・50° SE の走向・傾斜を示し、逆転している。砂金沢では、

* 山部図幅地域の芦別川輝緑凝灰岩・チャート・硬砂岩互層に対比される。

N 50°~70° W・50° SWである。エバナ川・神渡沢では、N 10°~30 W・30°~50° NE の順層構造を示している。

関係： 無名沢地域では、下位層の頁岩の上に、やや凹凸面をもつて、輝緑凝灰岩または輝緑岩がのっている。しかし、構造は下位層と同じである。また、下位層の頁岩・砂岩・チャートと同じ岩質のものが、輝緑凝灰岩の間に介在している。したがって、整合とみて、さしつかえはないであろう。エバナ川地域では、まったく整合的である。

東部地域および中央北部地域では、輝緑凝灰岩または輝緑岩から、西部地域では、厚い硬砂岩の下底から、それぞれこの地層にふくめた。

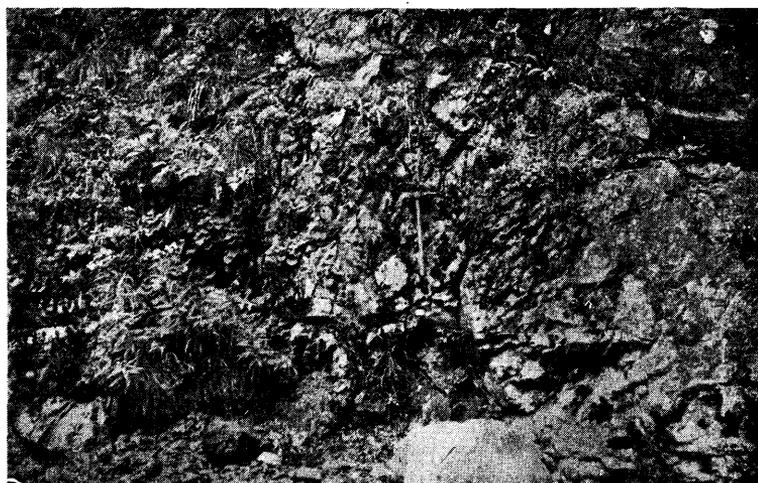
岩質および層相： 輝緑凝灰岩・輝緑岩と、砂岩・頁岩・チャートなどから構成される地層である。

輝緑凝灰岩——暗緑色を呈している。部分的に集塊岩状となつているが、一般にトマム輝緑凝灰岩層のものより細粒である。

輝緑岩——一般に暗緑色を呈している。かなり細粒で、砂岩のような外観を示し、斑晶がほとんどみとめられないものと、斑晶がみられるものがある。前者は、塊状の産状を呈し、輝緑凝灰岩との境界が、はつきりしない。後者は、枕状熔岩の産状を示していることが多い。

なお顕微鏡の観察は、あとでのべる。

砂岩・頁岩・チャート——東部地域では、下位層のものと、まったく同じ岩質を示している。輝緑凝灰岩の中に、10 m 程度の厚さで介在している。西部地域の砂岩は、新

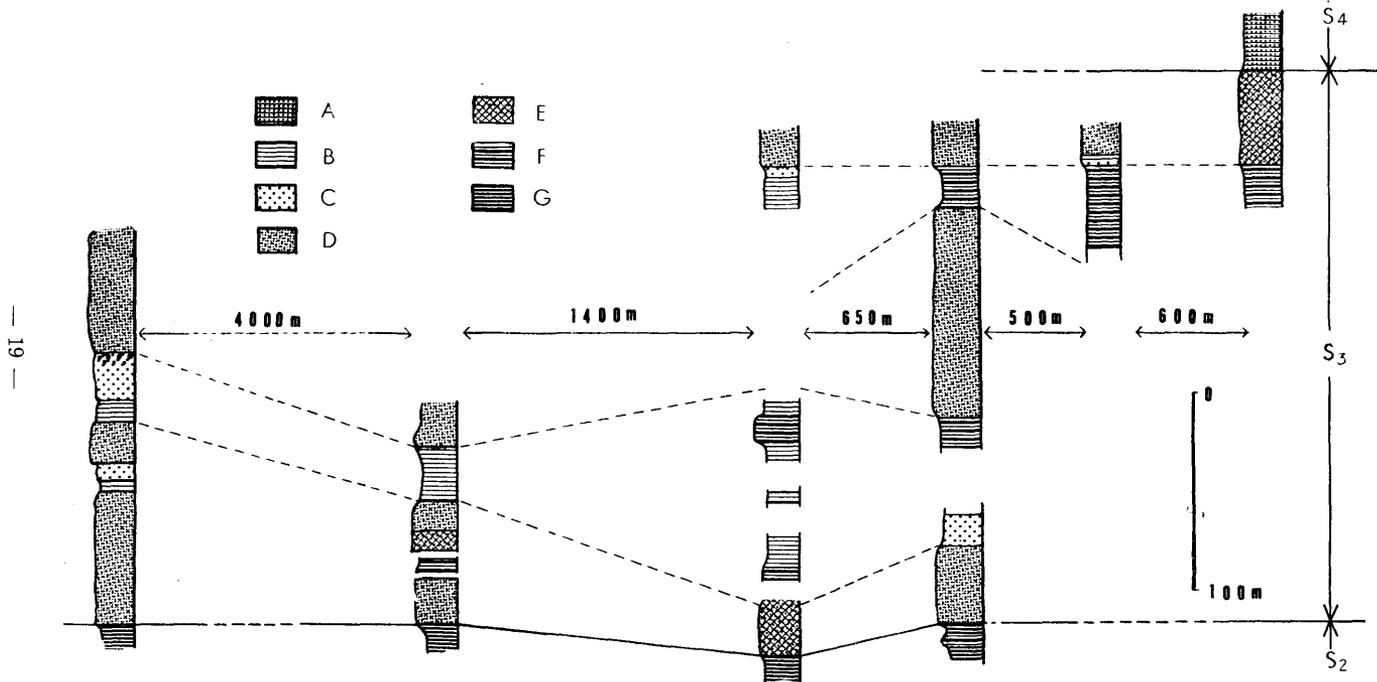


第 15 図 無名沢輝緑凝灰岩・砂岩・頁岩層のなかの枕状熔岩（無名沢沢口附近）
(小山内 撮影)

無 名 沢 流 域

鹿越附近

才3支流 才2支流 才1支流 下流 沢口



第16図 東部地域の無名沢輝緑凝灰岩・砂岩・頁岩層の層相変化 (小山内 原圖)

S₂: 滝ノ沢頁質頁岩層 S₃: 無名沢輝緑凝灰岩・砂岩・頁岩層 S₄: エバナ砂岩・頁岩互層

A: 砂岩・頁岩互層 B: 頁岩 C: 砂岩 D: 輝緑凝灰岩

E: 輝緑岩 F: チャート G: 粘板岩質頁岩

鮮な面では暗緑灰色を、風化面では灰白色を、それぞれ呈している。粗粒で礫質の部分もみとめられる。この砂岩は、風化すると外観は、ニゴリ沢砂岩層・四ノ沢砂岩層のものと、よく似ている。顕微鏡でみると、火山岩片や鈦物片をふくんでおり、東部地域の砂岩と区別がつかない。

東部地域の層相（東部層相）は、第16図に示したように、水平的には、かなりはげしく変化している。中央北部地域の砂金沢では、東部地域の層相と似ているが、輝緑凝灰岩や輝緑岩が多く、砂岩をはさむことは、まれである。エバナ川（西部層相）では、東部地域のものと、同一層準にもかかわらず、前にのべたような、砂岩だけで構成されている。

垂直的にみると、東部層相は、下部・中部・上部に、それぞれ輝緑岩または輝緑凝灰岩が発達している。その間に、砂岩・頁岩・チャートなどをはさんでいる。

西部層相は、下部は板状砂岩で構成され、中部は塊状砂岩で、礫質砂岩がみとめられる。また、砂質頁岩の薄層をはさんでいる。上部は下部と同じような板状砂岩と塊状砂岩となっている。

化石： 顕微鏡的に、砂岩・頁岩の中に放散虫がみられる。

層厚： 無名沢では280 m、鹿越附近では150 m～160 m、砂金沢では300 m±、エバナ川では150 m±である。

4 エバナ砂岩・頁岩互層〔S₄〕*

模式地： エバナ川下流部

分布： おもに西部地域（吉凶沢・エバナ川・風楽沢・神渡沢）に分布している。このほか、東部地域（岩部ノ沢・無名沢・不二ノ沢などの上流）にわずかに分布している。

構造： 下位層と、ほぼ同じような構造を示している。模式地附近では、局部的に、小褶曲構造が発達している。（第17図参照）

関係： 下位層とは整合的である。

東部地域では、輝緑岩または輝緑凝灰岩の上限を境にした。また、西部地域では、互層部の下底を境にした。

岩質および層相： 頁岩と砂岩との互層から構成されている。

頁岩——黒色を呈し、一般に板状であつて、粘板岩のような外観を示している。砂質・シルト質のものもみとめられる。

砂岩——新鮮面では、帯青灰色または暗緑灰色を、風化面では、暗灰色・灰白色をそれぞれ呈している。中粒ないし粗粒のものが多い。

大きくみると、西部地域では、砂岩が多くなつたり、頁岩が優勢になつたりする薄互層

* 山部図幅地域の奈英川チャート層に対比される。



第17図 エバナ砂岩・頁岩互層の露出(小褶曲構造がみとめられる)(小山内 撮影)

である。東部地域では、一般に頁岩にとんでおり、下部に厚さ1mていどの砂岩を、3~5枚はさんでいるだけである。

垂直的にみると、模式地では、全層を通じて薄互層である。しかし、上部ではしだいに頁岩が多くなって、上位層に漸移している。また、下部には厚さ20cmの、暗緑色の凝灰岩を、中部には厚さ15cm~20cmていどの粗悪炭をはさんでいる。東部地域では、全層を通じ、ほとんどかわらない。

層 厚： 西部地域では400m±、東部地域では、300m±である。

5 吉凶沢頁岩層 [S₅]^{*}

模式地： 吉凶沢下流部

分 布： 主に西部地域(吉凶沢)に分布している。東部地域では、無名沢・不二ノ沢上流などに、わずかに分布しているだけである。

構 造： 下位層と、ほぼ同じような走向・傾斜を示している。

関 係： 下位層とは整合的である。西部地域では、中川層に不整合におおわれている。

岩質および層相： ほとんど頁岩から構成されている。まれに砂岩をはさんでいる。

* 山部凶幅地域の奈英川硅質岩層に対比される。

頁岩——下位層の頁岩にくらべて、一般に軟質であつて、蝦夷層群の頁岩とよく似ている。しかし一部には、やや硅質なものもみとめられる。

全層を通じて、ほとんど、均質な、板状を呈する頁岩からなつており、層相の変化は、あまりはげしくない。ただ上部には、厚さ2m~3mの、粗粒で暗灰色~灰白色を呈する砂岩をはさんでいる。

層厚： 350m+

III.2.2 蝦夷層群²⁷⁾

蝦夷層群は、岩相および古生物によつて、下位から、(1) 富良野層、(2) 中川層、(3) 浦河層の3層に大きく分けられる。これらの地層の持ちようは、1. 模式的なフリッシュ型の堆積物で構成されていること、2. 空知層群に普遍的にみられた放散虫は、まったくみられないこと、3. *Ammonite* や *Inoceramus* などの化石をふくんでいること、4. 富良野層と中川層の間に、不整合関係がみとめられること、5. 空知層群にくらべて、中性ないし酸性の凝灰岩層にとんでいること、などである。

浦河層の上位に、函淵層の存在が推定されていたが、あきらかにできなかつた。しかし存在するとすれば、層位的にみて老根別山頂附近であろうと考えられる。

III.2.2.1 富良野層²⁸⁾*

富良野層は、岩相によつて、下位からさらに、1. 四ノ沢砂岩層、2. ペンケヤーラ頁岩層に細分される。

1 四ノ沢砂岩層 [F]^{**}

模式地： 四ノ沢流域、副模式地： 国鉄根室本線の金山駅から、東方約4kmの鉄道切割り。

分布： 東部地域では、ペンケヤーラ川右岸の山腹および岩部ノ沢流域などに、分布している。中央北部地域では、四ノ沢流域と、ニゴリ沢左岸の山腹などに発達している。

構造： 大きくみると、ほぼ南北性の走向をとり、やや単純な褶曲構造がみとめられる。

副模式地附近では、N 10°~20° E・50°~60° NW の走向・傾斜を示している。岩部ノ沢流域では、N 20°~40° W・40°~90° SW~NE である。また、四ノ沢流域では、N 20°~40° E・50°~70° SW である。

関係： 下位層とは、ほとんど断層で接しているため、空知層群との直接の関係は、

* 下部蝦夷層群。

** 富岡砂岩層に対比される。

21) 26)

この図幅内ではあきらかでない。しかし、山部・下富良野図幅地域では、整合的であるとされている。

岩質および層相： ほとんど砂岩で構成され、頁岩の薄層をはさんでいる。

砂岩——新鮮面では、帯青灰色・風化面では、灰白色を呈している。かなり粗粒なものと、細粒のものがみとめられる。粗粒砂岩は、肉眼的に、青・赤・緑などを呈する硅質岩片・チャート片および石英粒がみとめられる。局部的には、礫岩または礫質砂岩が発達している。一般に、前にのべたニゴリ沢砂岩層の砂岩と、ひじょうによくしている。しかし、基質はこの地層の砂岩の方が粗粒である。顕微鏡で観察すると、玄武岩質岩片・安山岩質岩片および硅質岩片・チャート片などのほか、斜長石・角閃石・雲母片・石英粒などがみとめられる。このほか植物片らしいものが、入っている。空知層群の砂岩中に、普通にもとめられる放射虫は、この砂岩には、まったくみとめられない。

中央地域では、全層を通じて、厚い板状の産状を示す砂岩で構成され、岩相の変化は、水平的にも垂直的にも、あまりみとめられない。ただ中部に頁岩または砂質頁岩の薄層をはさむことがある。東部地域では、礫質砂岩と礫岩が発達している。しかしここでは、断層で下部をうしなつているので、岩相変化の様子は、あきらかでない。

層厚： 200 m 以上

2 ペンケヤーラ頁岩層〔F₂〕*

模式地： ペンケヤーラ川流域，副模式地： 岩部ノ沢の下流部。

分布： 東部地域では、富士川東側の山腹・ペンケヤーラ川東側山腹・岩部ノ沢流域などに、ほぼ南北の方向に分布している。中央北部地域では、四ノ沢上流・ニゴリ沢と森田ノ沢との間のトナシベツ川本流流域・ニゴリ沢の西側の山陵などの地域に、それぞれ発達している。以上のほか、石灰沢・ジャクナゲ沢・14線沢・ペンケシュル川・シム川などの中・上流に、不連続的に分布している。また、トナシベツ川下流部・図幅北端の空知川沿岸・金山市街ノ沢下流部・ホロカ沢下流部などに、わずかにみられる。

構造： 主な分布地域（東部地域および中央北部地域）では、下位の地層の構造とはほとんどかわらない。石灰沢からシム川上流までの、トマム衝上断層の西側の分布地域では、N 20° E~N 20° W・50°~80° NE~SE の走向と逆転傾斜を示している。また、金山市街ノ沢・ホロカ沢などの分布地域では、N 10° E~N 20° W・60°~80° SE~NE の走向・傾斜を示し、複雑な褶曲構造を示している。

関係： 下位層とは、整合漸移関係である。いちおう頁岩の多くなる部分から、この地層にふくめた。

* 山部・下富良野図幅地域の島ノ下頁岩層に対比される。

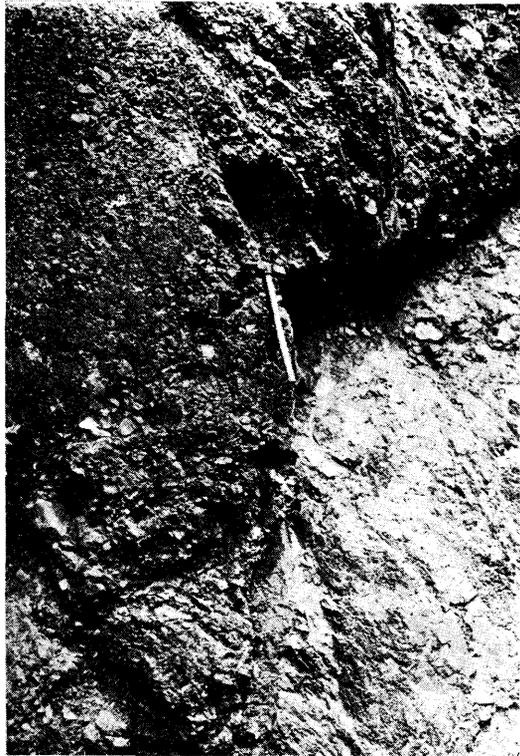
岩質および層相： 頁岩を主要構成員とし、砂岩・石灰岩をはさんでいる。まれに団球をふくんでいる。

頁岩——暗灰色を呈している。一般に、板状の産状を示しているが、小片に破碎していることが多い。砂質やシルト質および泥質の部分のみとめられる。金山市街ノ沢・岩部ノ沢などでは、砂質のこまかい縞目の発達した頁岩や、赤い縞目とみとめられる頁岩が分布している。これは、石灰岩の層準からやや下位にあたり、鍵層として追跡できる岩相である。

砂岩——帯青灰色を呈するものが多く、いろいろな粒度のものがみとめられる。頁岩と薄い互層状態を示していることが多いが、石灰岩層準には、粗粒・塊状の厚い砂岩が発達している。

石灰岩——オルビトリーナ石灰岩と、呼ばれているものである。この石灰岩の露出地点は、石灰沢・シャクナゲ沢・峠下ノ沢・14線沢・シム川上流の左岸支流およびホロカ沢入口付近などである。新鮮な面では、灰白色を呈しているが、風化すると淡褐灰白色となつている。一般に、レンズ状で、頁岩および砂岩の中に介在している。もつとも大きな岩体は、石灰沢のもので、厚さ25m前後、露頭面の高さ20mていどである。そのほかの地点の岩体は、いずれも小さく、厚さ10m~15m、露頭面の高さ5mていどのものである。ホロカ沢入口のものは、1m×0.5m×0.8mていどの小レンズである。山部・下富良野の両図幅地域では、この石灰岩の同層準のものから、多数の化石を産出している^{21) 26)}。しかし、この図幅地域では、化石をほとんど発見することができなかつた。

部分的に断層で欠除しているため、層相変化の状態を、全域にわたつて観察することはむずかしい。したがつて水平的な層相変化は、あきらかでない。垂直的には、大きくみる



第18図 ペンケヤラ頁岩層の露出(空知川沿岸)
いちじるしく圧碎されて、互層の砂岩が
礫状になつている。(小山内 撮影)



第19図 第18図の接写 (小山内 撮影)

層厚: 700 m 以上

III. 2. 2. 2 中川層²⁶⁾

中川層は、岩相によつて、下位から、1. トナシベツ砂岩層、2. ペンケジュール砂岩・頁岩層、3. 森田ノ沢凝灰岩層、4. 三点沢頁岩層、5. 八線沢砂岩・頁岩層、6. シムカワ砂岩層、にわけられる。

1 トナシベツ砂岩層 (N₁)^{*}

模式地: トナシベツ川本流で、森田ノ沢口附近から、森鉄鉄道9 km 附近までの地域である。

分布: 東部地域では、トマム衝上断層の西側の褶曲帯に、反復しながら分布してい

* 山部・下富良野図幅地域の笠森沢砂岩礫岩層に対比される。

** ポントナシベツ川。

と、頁岩を主体とし、砂岩をはさむ層相を示している。一部には頁岩と砂岩の薄互層部もみとめられるが、断層で切られているため、全層のどの部分にあたるのかは、あきらかでない。石灰岩は、比較的上部の層準に発達している。

化石: この図幅地域では発見できなかった。しかし、図幅北端の空知川沿岸の石灰岩から、次のような化石が報告されている。^{22) 25)}

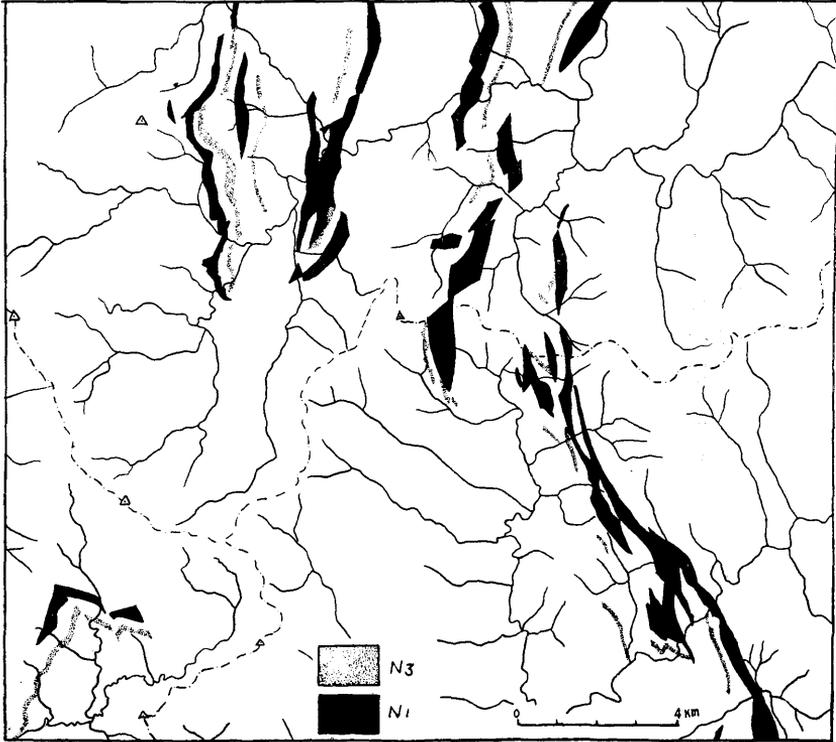
*Orbitolina discoidea-
conoidea* YABE
et HANZAWA

Pycnoporidium lobatum
YABE et TOYAMA

Pseudocyclammina sp.

Eugyra sp.

る。中央地域では、ニノ沢流域・金山市街ノ沢中流・パンケシュル川上流などに分布するほか、模式地附近・森田ノ沢下流・ローネベツ川下流などに分布している。西部地域では、吉凶沢の沢口附近から、エバナ川下流部を横切り、トナシベツ川中流まで、南北の方向性をとって、分布している。そのほか、シマフレベツ川流域に分布している。(第20図参照)



第20図 トナシベツ砂岩層および森田ノ沢凝灰岩層分布図 (小山内 原圖)

N₁: トナシベツ砂岩層 N₃: 森田ノ沢凝灰岩層

構造: 一般に、南北性の走向をもち、かなり複雑な褶曲構造を示している。ことに東部地域では、東に傾斜した等斜褶曲をくりかえしている。

関係: 東部地域では、パンケヤーラ頁岩層のオルビトリーナ石灰岩のすぐ上に、中央地域では、オルビトリーナ石灰岩の下の層準になる縞状頁岩の上に、また西部地域では、空知層群の上に直接、それぞれ不整合にのっている。

岩質および層相: 砂岩・礫岩を主要な構成員とし、頁岩の薄層をはさんでいる。

砂岩——暗青灰色または帯青～帯緑灰色を呈し、いろいろな粒度のものが、みとめ

られる。一般に、塊状の産状を呈しているが、厚さ 50 cm~100 cm ていどの板状を示す部分もみとめられる。まれに植物葉破片や、粗悪炭の薄層をはさむことがある。顕微鏡でみると、空知層群の岩片や石灰岩片などをふくんでいる。

頁 岩——暗灰色または黒色を呈している。砂岩の間に、10 cm~50 cm ていどの厚さで、介在している。

礫 岩——礫は、小豆大から拳大の大きさのものが多く。ほとんど円磨されている。礫の種類は、主にチャート・粘板岩・頁岩・砂岩で、まれに石灰岩もみとめられる。基質は、粗粒の砂の場合と、シルトの場合とがある。前者は、東部地域、中央地域の基底部および、レンズ状の礫岩に多くみられる。後者は、トナシベツ川中流およびエバナ川下流の基底礫岩にみとめられる。

層相は、水平的にも垂直的にも、一様ではない。(第 21 図参照)

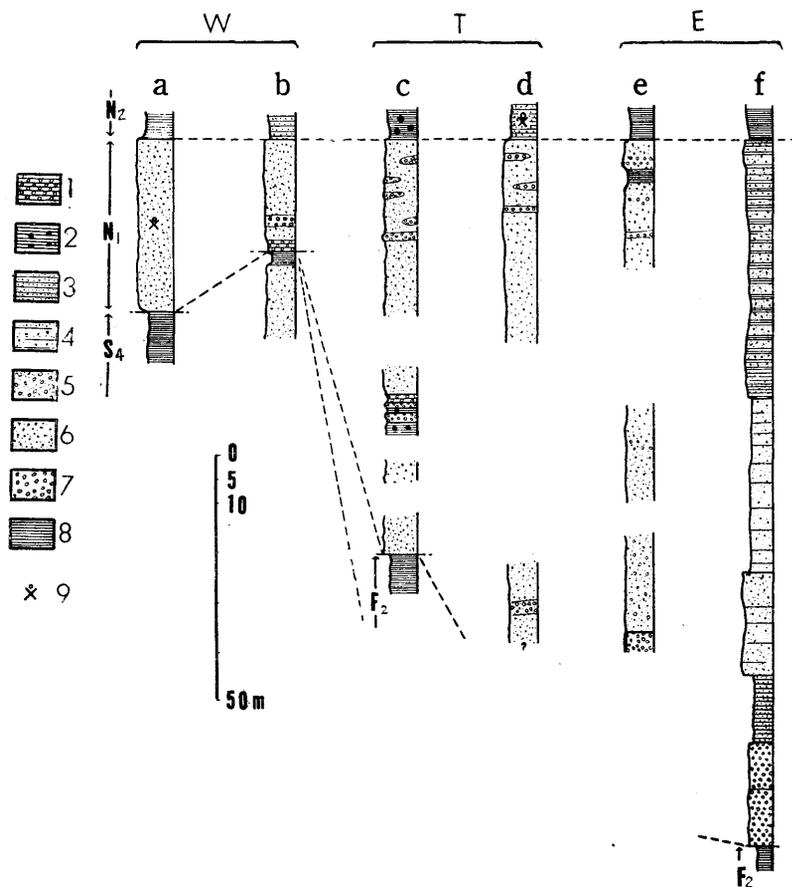
エバナ川では、均質な粗粒・塊状砂岩で構成されているが、基底部には、基質がシルトの薄い礫岩層がみとめられる。トナシベツ川中流では、細粒~中粒の板状砂岩である。森田ノ沢沢口附近では、下部は粗粒~中粒の塊状または板状の砂岩からなり、その間に、小団球をふくむ砂質頁岩およびレンズ状礫岩層などをはさんでいる。上部は、下部と同じような砂岩からなっているが、レンズ状礫岩層の介在が下部より多くなっている。トナシベツ川の下流部では、礫岩および礫質粗粒砂岩が発達している。金山市街ノ沢およびホロカ沢附近では、下部が礫岩および粗粒砂岩で構成され、上部は板状砂岩の多い互層となつている。トマム川では、厚さ 1 m~2 m ていどの板状砂岩と、頁岩の薄層からなっている。

以上のような層相の水平変化を、西部地域と、中央地域・東部地域とで比較すると、次のとおりである。

第 1 表

	西 部 地 域	中 央 ・ 東 部 地 域
礫 の 大 き さ	小豆大あるいは指頭大まれに拳大。	拳大から人頭大。
礫 岩 の 基 質	シルト岩または細粒砂岩。	粗粒砂岩。
地層中のはさみ	頁岩のはさみはほとんどみられない。石炭の薄層をはさむことがある。	東部ほど頁岩を多くはさんでいる。
垂 直 変 化	ほとんど一樣な塊状砂岩。	塊状砂岩・礫岩から、砂岩・頁岩の互層となつている。
層 厚	きわめて薄い 40 m~50 m	350 m

化石： トナシベツ川中流の分布地域で、基底部から約 20 m 上位の砂岩の中から、*Mortoniceras* (*Mortoniceras*) sp. 1 個体を採集しただけである。



第21図 トナシベツ砂岩層の層相の変化 (小山内 原圖)

W: 西部地域——a トナシベツ川中流 b エバナ川下流

T: 森田ノ沢沢口附近——c 西翼部 d 東翼部

E: 東部地域——e トナシベツ川下流 f 金山市街ノ沢

S₄: エバナ砂岩・頁岩互層 F₂: ペンケヤーラ頁岩層

N₁: トナシベツ砂岩層 N₂ ペンケシュル砂岩・頁岩層

1: 礫岩(泥の基質) 2: 含円球頁岩 3: 砂岩・頁岩互層 4: 板状砂岩

5: 含礫砂岩 6: 塊状砂岩 7: 礫岩(砂の基質) 8: 頁岩 9: 含化石層準

層厚: 40 m~300 m。(第21図参照)

一般に東部地域ほど厚くなつている。また南北方向で比較すると、南部ほど厚くなる傾向がある。

2 ペンケシュル砂岩・頁岩層〔N₂〕*

模式地： ペンケシュル川中流部，副模式地： シム川右股上流（右左府図幅内）

分 布： トナシベツ砂岩層の分布と，ほぼ同じである。

構 造： トナシベツ砂岩層と，ほぼ同じような走向・傾斜を示している。

関 係： 下位層とは，整合漸移している。東部地域では，トナシベツ砂岩層と漸移しているので，頁岩の優勢な部分から，いちおうこの地層にふくめた。西部地域では，下位層とはかなりはつきりした岩相のちがいがみとめられるが，まったく整合的である。



第22図 ペンケシュル砂岩・頁岩層の露出（ペンケシュル川）（小山内 撮影）

岩質および層相： 頁岩と砂岩と互層で構成されているが，一般に頁岩にとんでいる。

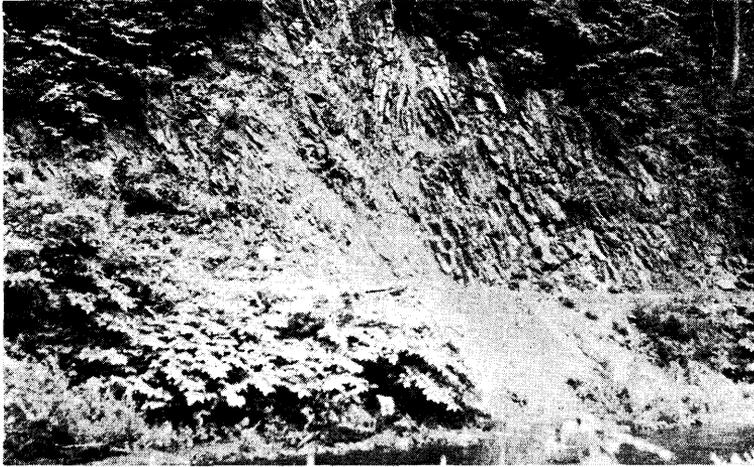
頁 岩——暗灰色を呈し，一般に，板状の部分が多い。ややシルト質の部分もみとめられる。

砂 岩——帯緑～帯青灰色を呈し，一般に，細粒ないし中粒である。厚さ5cm～10cmでいどで，50cm～1mの頁岩と互層している。

以上のほか，厚さ1cmでいどの黄白色凝灰岩を，わずかにはさんでいる。

層相は，水平的には，やや変化がみとめられる。すなわち，東部地域では頁岩と砂岩の律動的な互層であるが，西部地域では，砂岩の介在が少なくなっている。垂直的には，いちじるしい変化はみとめられない。

* 山部・下富良野図幅地域の馬内川頁岩層の下部に相当する。



第23図 ベンケシュル砂岩・頁岩層の露出(トマム川) (小山内 撮影)

この地層には、少量の団球をふくんでいるが、化石はほとんどみとめられない。

層厚： 200 m 前後

3 森田ノ沢凝灰岩層〔N₃〕*

模式地： 金近沢の下流および金近沢と森田ノ沢との合流点附近。

分布： この地層の分布地域は、下位層の分布地域と同じような地域である。(第20図参照)

構造： 下位層の構造と、まったくかわつていない。

関係： 下位層とは整合漸移している。チャート状の凝灰岩から、この地層にふくめた。

岩質および層相： 凝灰岩および頁岩で構成されている。

凝灰岩——乳白色あるいは帯青灰色を呈し、きわめて細粒・ち密である。かなり堅硬でチャートのようにみえる。

頁岩——一般に、暗灰色を呈し、板状の産状を示していることが多い。凝灰岩の下盤や上盤の頁岩は、帯青暗灰色を呈し、凝灰質である。

一般に、凝灰岩と頁岩とが、互層状態を示しており、水平的にも垂直的にもいちじるしい変化はみとめられない。

層厚： 凝灰岩そのものの厚さは、せいぜい5 m 以下である。しかし、頁岩をふくめ

* 山部・下富良野図幅地域の馬内川頁岩層の一部に介在する凝灰岩層に相当する。

たこの地層の厚さは、100 m 近くみつもられる。

4 三点沢頁岩層 (N₄)*

模式地： 三点沢流域。

分布： おもな分布は、金山から占冠まで、幅 5 km の南北にわたる帯帯である。このほか、森田ノ沢流域からトナシベツ本流までの地域、および西南部のパンケモユーパー川流域に分布している。

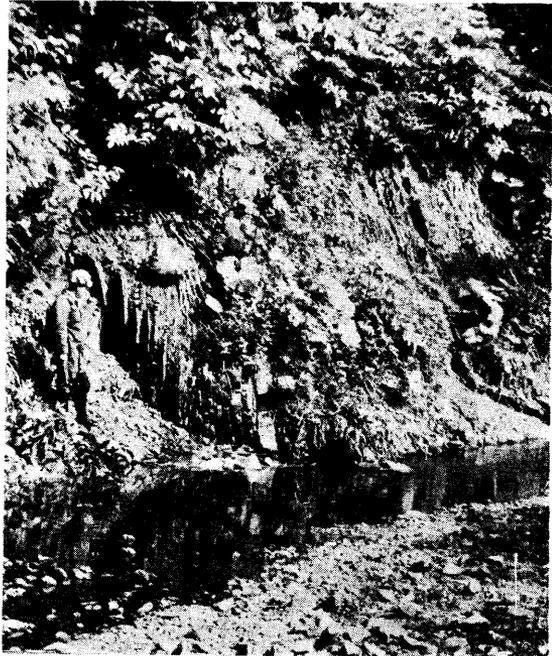
構造： トナム川・パンケシュル川流域では、N 10°~45° W・45°~80° NE、トナシベツ川やパンケヤーラ川流域では、N 10°~20° E・50°~80° SE の走向・傾斜を示している。これらの地域では、複雑な褶曲構造がみとめられ、逆転構造を示している場合が多い。森田ノ沢・トナシベツ川では、一般に、N 10° E~N 10° W・30°~70° NW~NE の走向・傾斜を示している。また、パンケモユーパー川流域では、N 10°~20° E・50°~60° SE である。

関係： 下位層とは、漸移的である。したがって下位層の凝灰岩の上限を境にした。

岩質および層相： 頁岩がおもな構成員で、砂岩および凝灰岩をはさんでいる。

頁岩——黒色または暗灰色を呈している。シルト質およびやや砂質の部分もみとめられる。一般に塊状の産状を呈しているが、下部には、板状あるいは細い長柱状にわれる産状を示す部分がある。

砂岩——暗青灰色または灰色を呈し、一般に、中粒や細粒のものである。下部には、肉眼的に雲母片の



第 24 図 三点沢頁岩層の下部に発達する互層部 (14 線沢) (小山内 撮影)

* 馬内川頁岩層の一部。

みとめられる，凝灰質砂岩の薄層が発達している。

凝灰岩——黄白色を示し，粗粒のもの，細粒のものなどがみとめられる。一般に軟質である。厚さ 3 mm～5 mm のきわめて薄いもので，30 m～50 m ごとに，頁岩の中に介在している。

層相の水平的な変化は，全層についてはあきらかでない。しかし，模式地付近で，下部に発達する互層部は，西部地域では，みあたらない。垂直的には，下部は，頁岩の多い互層または頁岩だけで構成されている。東部地域では，砂岩の多い互層部が，3 帯ほど発達しており，あるていど鍵層として追跡できる。上部は，ほとんど頁岩だけで構成され，凝灰岩の薄層を，介在している単調な地層である。

三点沢下流・一休沢下流域では，上にのべた 3 帯の互層部の層準が，褶曲と断層のため，くりかえし露出しており，厚い互層部が発達しているように見える。

一般に，下位の地層よりは，団球・団塊を多くふくんでいるが，それらには化石はほとんどみあたらない。

層 厚： 80 m～100 m

5 八線沢砂岩・頁岩層 (N₅)^{*}

模式地： 八線沢の流域，副模式地： シム川右股の下流部。

分 布： 中央南部地域にかぎられている。

構 造： 一般に，N 10°～30° W・50°～80° NE の走向・傾斜を示している。ほとんど逆転構造を示している。

関 係： 下位層とは整合である。互層部の下底から，この地層にふくめた。

岩質および層相： 砂岩および頁岩の互層で構成されている。

砂 岩——淡青灰色を呈する，中粒ないし細粒の砂岩である。上部では粗粒で灰白色を呈する凝灰質砂岩がみとめられる。一般に，板状の産状を呈していることが多い。

頁 岩——岩質は，下位層のものとかわらない。

水平的な層相の変化はほとんどみとめられない。垂直的には，部分的に砂岩にとんだ互層部や頁岩の多い互層部がみられる。しかしほとんどは，厚さ 30 cm 以下の砂岩と，同じ厚さの頁岩との互層で構成されている。上部には，粗粒凝灰質砂岩の薄層をはさんでいる。

層 厚： 模式地では，270 m，そのほかの地域では 300 m 以上である。

6 シムカワ砂岩層 (N₆)^{**}

模式地： シム川下流二股附近。

* 馬内川頁岩層の一部に相当する。

** 山部・下富良野図幅地域の近藤山砂岩層に対比される。

分 布： 中央南部の地域にかぎられている。

構 造： 一般に $N 20^{\circ} \sim 40^{\circ} W \cdot 50^{\circ} \sim 80^{\circ} NE$ の走向・傾斜を示している。下位層と同じように逆転構造をとっている。

関 係： 下位層とは整合である。厚い粗粒砂岩の下限から、この地層にふくめた。

岩質および層相： 砂岩で構成されている。まれに、砂質頁岩の薄層をはさんでいる。

砂 岩——帯青灰色または灰白色を呈し、粗粒のものが多く。部分的に小豆大の、頁岩・砂岩などの円礫、角礫を含む、礫質砂岩がみられる。一般に凝灰質であつて、肉眼で、石英粒がみとめられる。塊状の産状を呈していることが多いが、層理面はみわけることができる。部分的に、板状となつていところもある。

模式地附近では、中部に砂質頁岩の薄層のはさみが、みとめられるだけで、垂直的にも、水平的にも、層相の変化は、あまりみとめられない。

化 石： 化石はみとめられない。

層 厚： 模式地では、220 m である。

III. 2. 2. 3 浦 河 層²⁰⁾

浦河層は、岩相によつて、下位から、(1) 占冠頁岩層、(2) 一休沢凝灰岩層、(3) ホロカ沢砂岩層、(4) ローネベツ川砂岩・頁岩層に細分される。

この地層は、一般に *Ammonite* や *Inoceramus* などの動物化石を、ふくんでいることが、特ちようである。

1 占冠頁岩層 (U₁)*

模式地： 占冠市街地附近

分 布： 主に図幅の中央南部地域(占冠附近)・湯ノ沢上流地域・八線沢流域などに分布している。このほか、ローネベツ川の中・下流部にも分布している。

構 造： 模式地附近および八線沢流域では、NS の走向をもち、 $60^{\circ} \sim 80^{\circ}$ 東に傾斜している。この地域では、ほとんど逆転し、断層で複雑に重複している。一休沢上流および、ローネベツ川中流地域では、 $N 10^{\circ} \sim 20^{\circ} E \cdot 15^{\circ} \sim 40^{\circ} SE$ の走向・傾斜を示し、順層構造をとっている。

関 係： 下位層とは整合的である。

岩質および層相： 頁岩が主要構成員である。このほか、砂岩・凝灰岩などをはさんでいる。

* 下富良野図幅地域の下部泥岩層に対比される。

頁 岩——暗灰色または黒色を呈し、塊状の産状を示すことが多い。部分的に板状となつている。まれに、人頭大以下の石灰質団球や砂質団球を含み、保存のわるい化石を産する。

砂 岩——灰白色または帯青灰色で、一般に中粒～細粒である。厚さ 50 cm 以下の薄層で、頁岩中に入つている。

凝灰岩——黄白色を呈し、一般に細粒均質である。厚さ 5 cm 以下の薄層である。

砂炭・凝灰岩は、ともに頁岩の中に、まれに介在している。

一般に、単調な層相を示しており、水平的にも、垂直的にも層相変化は、はげしくない。

化 石： ローネベツ川中流，一休沢上流，および占冠市街附近から，次のような化石を採集した。

ローネベツ川

Inoceramus ezoensis YOK.

Inoceramus naumanni YOK.

一休沢

Inoceramus japonicus NAG. et MAT.

Inoceramus naumanni YOK.

占冠市街附近

Puzosia sp.

Gaudryceras sp.

Inoceramus uwajimensis YEHARA

Scalarites sp.

層 厚： 400 m 以上

2 一休沢凝灰岩層〔U₂〕*

模式地： 一休沢上流の左二股沢および下流の左沢，副模式地： ローネベツ川上流。

分 布： 一休沢上流地域およびローネベツ川中・上流地域。

構 造： 模式地では，N 40°～50° W・15°～30° NE，副模式地では，N 10°～20° E・15°～30° SE の走向および傾斜をそれぞれ示している。いずれも，順層構造を示しており，傾斜のゆるいことが，特ちようである。

関 係： 下位層とは整合である。この関係は，模式地で観察することができる。

岩質および層相： 凝灰岩・砂岩および頁岩で構成されている。

凝灰岩——灰白色・帯青灰色・乳灰白色・黄褐色白色など，いろいろな色調を示している。また粒度も，粗粒なものから，きわめて，細粒の均質な，チャート状のものなどが

* 月見砂岩層の一部に対比。



第25図 一休沢凝灰岩層の露出

(小山内 撮影)

凝灰質砂岩と頁岩（ローネベツ川）。上部は、段丘礫層でおおわれている。

ある。これらが、厚さ20 cm~30 cm、時には1 mでいどで、縞状の互層を示している。粗粒なものは、肉眼で黒雲母片がみとめられる。硬さも、粒度のちがいで、一様ではない。一般にチャート状のものは、きわめて堅硬で、チャートと見まちがうことがある。

砂岩——帯青灰白質を呈し、一般に粗粒である。非常に凝灰質なことが、特ちよう的である。ローネベツ川では、厚い塊状の産状を示している。模式地では、凝灰岩と3 m~10 mでいどに互層している。

頁岩——暗灰色または灰色を呈し、シルト質・泥質・凝灰質などのものがある。いづれも、凝灰岩・砂岩の中に、1 m~2 mの厚さで、介在している。一般に、板状層理面が発達している。

模式地では凝灰岩が、非常に厚く、また、全層の中に10数枚みわけることができるが、副模式地では、この凝灰岩は模式地にくらべて薄く、枚数も少い。これに反して、模式地では、砂岩は凝灰岩と3 m~5 mごとに互層しているいどであるが、副模式地では、20 m~30 mの厚さの塊状砂岩が発達している。

垂直的には、分布地域を通じてみると、下部は凝灰岩が多く、上部は砂岩にとんでいる。

層厚： 200 m~300 m

3 ホロカ沢砂岩層 (U₃)*

* 月見砂岩層の一部に対比。

模式地： ホロカ沢左股上流，副模式地： ペペシュル川上流地域。

分布： ホロカ沢上流・一休沢上流・ローネベツ川中・上流およびペペシュル川上流などの地域。

構造： ホロカ沢では、 $N 30^{\circ} \sim 40^{\circ} W \cdot 30^{\circ} \sim 40^{\circ} SW$ ，ローネベツ川流域では、 $N 10^{\circ} \sim 25^{\circ} E \cdot 5^{\circ} \sim 40^{\circ} SE$ ，一休沢流域では、 $N 30^{\circ} \sim 45^{\circ} W \cdot 15^{\circ} \sim 25^{\circ} NE$ ，ペペシュル川上流では、 $N 40^{\circ} \sim 50^{\circ} \cdot 30^{\circ} SW$ および $N 50^{\circ} \sim 60^{\circ} E \cdot SE 30^{\circ}$ などの走向・傾斜を、それぞれ示している。これらの走向・傾斜から、老根別山山頂附近・ペペシュル川上流地域に、向斜構造のあることが想定される。

関係： 下位層とは漸移的である。厚い砂岩と、薄い頁岩との互層部の基底から、この地層にふくめた。

岩質および層相： 砂岩を主とし、頁岩をはさむ地層である。



第 26 図 ホロカ沢砂岩層の露出 (小山内 撮影)

砂岩———一般に灰白色または暗灰色を呈し、粗粒なものから細粒なものまでみとめられる。いずれも凝灰質で、塊状の産状を呈することが多い。ローネベツ川上流地域では、頁岩・砂岩などの小岩片や、ボール状の凝灰質団球（経 $2\text{cm} \sim 3\text{cm}$ ）を多くふくむ、礫質砂岩が、基底部近くに発達している。また *Inoceramus* の破片を多量にふくんでおり、かなり特ちょう的である。

頁岩———暗灰色または暗褐色を呈している。一般に、シルト質である。板状層理面

が発達しており、砂岩の中に、3 m~15 m 程度の厚さで介在している。化石をふくむ、径 20 cm~30 cm の砂質団球・石灰質団球が、散点的にみとめられる。また、*Inoceramus* の破片をふくんでいる。

層相の水平的な変化は、あまりみとめられない。垂直的には、下部は、板状および塊状の砂岩を主とし、礫質砂岩および頁岩をはさんでいる。上部は、ほとんど塊状砂岩で構成されている。

化石： ローネベツ上流域の団球の中から次のような化石を採集した。

Eupachydiscus haradai (JIMBO)

Inoceramus japonicus NAG. et MAT.

Inoceramus schmidtii (MICHAEL)

層厚： 400 m 以上

4 ローネベツ砂岩・頁岩層〔U₄〕*

模式地： ホロカ沢の左股沢上流，副模式地： ペペシュル川上流地域。

分布： 下位層と同じような分布を示しているが、とくに、前にのべた向斜軸部に、主要な分布がみられる。

構造： ホロカ沢上流では、N 20°~30° W・30°~40° SW，ペペシュル川上流では、N 50°~10° E・10°~30° SE および N 30°~50° W・10°~40° SW の走向・傾斜を、それぞれ示している。一休沢・湯ノ沢などの上流では、断層で向斜構造の東翼部が欠除し、西翼部だけが分布している。

関係： 下位層とは整合で漸移している。頁岩を主とし、砂岩の薄層をはさむ地層の下底からこの地層にふくめた。

岩質および層相： 頁岩を主とし、砂岩をはさむ地層である。

頁岩——暗灰色を呈している。シルト質の部分もみとめられるが、一般に泥質の部分に卓越している。塊状の産状を示していることが多い。

砂岩——暗灰色・帯青灰白色などを呈し、中粒または細粒である。一般に、やや凝灰質である。頁岩のなかに、2 m~3 m 程度の厚さで介在しており、板状の産状を示している。ペペシュル川地域では、厚さ 50 cm~60 cm の中粒砂岩脈が、みとめられる。

層相の水平的な変化は、あきらかでない。垂直的にみると、下部は頁岩を主体としている。局部的に泥岩であつたり、シルト質であつたりしている。この中に、砂岩の薄層（厚

* 下富良野図幅地域の上部泥岩層に対比される。

さ2 m~3 m)を10 m~20 mおきに、挟在している。上部は、しだいに砂岩の量が多くなり、頁岩と互層部をつくつている。さらに、上部ではペペシュル川でみられるように、10 m以上の厚さの、塊状・粗粒砂岩を、はさむようになる。

ホロカ沢下流部・パンケヤーラ川川口附近の、段丘礫の中から、*Inoceramus schmidtii* MICHAELをもつた砂岩礫が、採集されている。したがってローネベツ山頂附近には、ローネベツ砂岩・頁岩層の上に、函淵層群に相当する地層が、分布している可能性がある。

層厚： 300 m以上

III. 2.3 ニニウ層群

図幅地域の第三系は、いわゆるモラッセ型の堆積物で構成され、稼行可能の石炭層をはさむ地層である。この地層は、ニニウ夾炭層および金山夾炭層と呼ばれ、古第三紀あるいは新第三紀中新世の堆積物とされていた。最近では、新第三紀川端階の堆積物と考えられている。しかし、その一部には、幌内層に相当する地層が、存在するという説も発表されている。^{8) 12) 13) 29) (6) 13) 30)}

この図幅では、ニニウ炭田地域のニニウ夾炭層と、金山炭田地域の金山夾炭層を、ひとまとめにして、ニニウ層群とした。また地質時代については、いちおう川端階と考えられる。^{***}

なお、詳細な岩質・岩相・その他の記載は、炭田調査報告で発表されているので、ここでは、概略を説明する。^{13) 29)}

ニニウ層群は、南西部地域では、比較的まとまった分布を示している。しかし、北部・東部地域では、後川端造構造運動のため、空知層群・蝦夷層群・蛇紋岩などの間に、たたまこまれて切れ切れの分布を示している。

断層による転移がいちじるしく、全地域にわたつて、一定の走向・傾斜を示していない。しかし、大きくみると、それぞれのブロックごとに、N 30° W~N 50° Eの走向と、40°~80° 東または西傾斜を示している。西南部地域では、小規模な背斜および向斜構造がみとめられる。そのほかの地域では、断層による転移がいちじるしく、褶曲構造は破壊されている。

* この図幅の西南端のパンケニニウ川・ペンケニニウ川およびパンケモユーパロ川流域が、ニニウ炭田にふくめられる。

** 註* 以外の地域の第三系分布地域である。

*** くわしくは別に発表する予定。



第28図 ニニウ層群とトマム輝緑凝灰岩層との不整合(ペペシュル川)ニニウ層群・ニニウ夾炭層の凝灰質砂岩(Nc)が下底に小礫をもつて、トマム輝緑凝灰岩層(Y₁)の上についでいる。a~b: 不整合面(石山昭三撮影)

西南部地域およびペペシュル川地域では、空知層群の上に、直接不整合にのっている。しかし十夜沢やトナシベツ川流域では、蝦夷層群中川層の上に、またローネベツ川・湯ノ沢・三角山沢流域などでは、蝦夷層群浦河層の上に、それぞれ不整合に発達している。さらに八線沢上流地域では、一部は蝦夷層群浦河層の上に、一部は空知層群トマム輝緑凝灰岩層の上についでおり、ニニウ層群の下には、N 30°~50° W 方向の大きな構造線がかくさされている。

ニニウ層群は、岩相によつて、下位から、1. シマフレベツ基底礫岩層、2. 石炭泥岩層、3. 熊ノ沢礫岩層、4. モューパロ泥岩層、5. ニニウ夾炭層、6. ペンケニニウ砂岩・礫岩層にわけられる。大きくみると、西南部地域では、これらの地層の全層の発達が見られる。しかし、北部地域やペペシュル川・ローネベツ川・湯ノ沢・八線沢・三角山沢などの地域では、シマフレベツ基底礫岩層・石炭泥岩層・熊ノ沢礫岩層などの発達がわるく、モューパロ泥岩層またはニニウ夾炭層が、礫岩層をもつて、基盤岩層の上についでいる。

それぞれの地層の持ちよう・層厚などは、第2表のようである。また、ニニウ層群から産出する化石は第3表のようである。



第29図 ニニウ層群ニニウ夾炭層のなかの化石礁 (長谷川 撮影)
化石は凝灰質砂岩のなかに密集している。



第30図 第29図の接写 (長谷川 撮影)

第 2 表

地層名	構成物	産状	特ちょう的な岩質	層相の変化	層厚
シマフレベツ基底礫岩層	砂岩・礫岩	互層	礫岩の礫：輝緑凝灰岩・粘板岩・チャート・片岩・蛇紋岩 礫岩の基質：暗緑色粗粒砂 礫の大きさ：径 200×100×50 cm 砂岩：暗灰～暗緑色粗粒		70 m
石炭沢泥岩層	泥岩・石炭団球を含む		頁岩：暗灰色塊状 団球：泥灰質・介化石を含む	砂質泥岩と泥岩が互層，中部に 3～4 層の石炭層をはさむ	280 m
熊ノ沢礫岩層	砂岩・泥岩・礫岩	互層	礫岩の礫：硅岩・チャート・粘板岩・片岩の円礫，一般に小さい。	十夜沢では，灰褐色の粗粒砂岩となつている。	熊ノ沢75m, ベンケシュル川60m, ペベシュル川30～100m, 十夜沢10m
モユーパーロ泥岩層	泥岩団球を含む		泥岩：暗灰色・塊状・細片状にわれやすい。	大部分の地域では，塊状の泥岩層八線沢・三角山沢では青灰色砂岩が発達	ニノウ・十夜沢150m±, 占冠75m, ペベシュル川・トナシベツ川100m
ニノウ夾炭層	砂岩・頁岩・石炭・礫岩	互層	砂岩：凝灰質・礫質板状を示すものもある。 石炭は膨縮がいちじるしい。	全域を通じ，互層中に石炭層をはさむ。ペベシュル川・トナシベツ川では，基底に礫岩層発達。	ニノウ150m, 占冠30m±, ペベシュル川80m, ロネベツ川40m, トナシベツ川90m, 十夜沢60m
ベンケニノウ砂岩・礫岩層	礫質砂岩・礫岩・泥岩	互層	礫岩：暗緑色～暗褐色の細礫およびせんべい状の泥岩の同時礫 砂岩：凝灰質・粗粒	主に南部地域に発達，北部では砂岩で構成される。	ニノウ180m±, 占冠80m+, ペベシュル川255m, トナシベツ川180m, 十夜沢100m

第 3 表

	1	2	3	4	5	6
<i>Adulomya</i> sp.				#		
<i>Acila</i> (<i>Acila</i>) sp.				#		
<i>Nuculana</i> (s.s) <i>pennula</i> YOK.		#		#		
<i>Portlandia</i> (<i>Portlandella</i>) <i>watasei</i> (KANEHARA)				#		
<i>Yoldia sobrina</i> TAKEDA				#		
<i>Mytilus</i> sp.					#	
<i>Flavamussium</i> sp.		#				
<i>Delectopecten</i> sp.				#		
<i>Ostrea</i> sp.					#	
<i>Corbicula</i> sp.					#	
<i>Thyasira bisecta</i> CONRAD				#		
<i>Clinocardium</i> sp.				#		
<i>Venerupis</i> (<i>Amygdala</i>) <i>japonica</i> (DESHAYES)					#	
<i>Macoma</i> (s.s) <i>tokyoensis</i> YOK.		#				
<i>Spisula</i> sp.					#	
<i>Solen</i> sp.					#	
<i>Mya cunaeformis</i> (BÖHM)					#	
<i>Natica janthostoma</i> DESHAYES		#				
<i>Turritella poronaiensis</i> TAKEDA				#		
<i>Ancistrolepis japonicus</i> TAKEDA				#		
<i>Balanus</i> sp.				#		
<i>Dentalium</i> sp.				#		

1: シマフレベツ基底礫岩層

4: モユーパーロ泥岩層

2: 石炭沢泥岩層

5: ニニウ夾炭層

3: 熊ノ沢礫岩層

6: ペンケニニウ砂岩礫岩層

III. 2. 4 第四系

この地域の第四系は、河岸段丘面の上についでいる段丘堆積物と、沖積地を構成している沖積層とに大きく分けられる。

III. 2. 4. 1 段丘礫層群

段丘礫層群は、分布高度および比高によつて、さらに3段の堆積物に細分される。大きくみると、空知川流域では、トマム川・パンケシュル川流域にくらべて、よく発達している。これは、地形の項でものべたように、河川の侵蝕量の度合および、隆起量のちがいを示している、と考えられる。したがつて両地域の段丘面および堆積物の対比にあつては、図幅地域外に発達している段丘の追跡が必要である。この図幅では、とりあえず、比高だ

けを手掛りとして、いちおうの対比をおこなったが、今後の再検討が必要である。

1 第一段段丘堆積物〔T₁〕

模式地： 金山市街の西方および北西方の台地。

分布： 空知川沿岸だけに、かぎられており、トマム川・パンケシュル川流域では、あきらかでない。空知川流域では、金山市街の北西方の、標高 370 m～420 m の平坦台地に、もつとも模式的に分布しており、このほか、上流地域の標高 400 m 附近の平坦面をつくって分布している。

岩質および層相： 礫・砂および粘土などから構成されている。

礫——コブシ大以下のものが多い。あまり水磨されていない。火山岩礫および空知層群のものと考えられる、よく円磨された硅質岩などがみとめられる。

砂・粘土——ともに火山灰質である。

全層にわたる露出がみとめられないので、層相のくわしいことは、不明である。しかし分布地域には、礫が散在しており、さらに、小露出で砂・粘土層およびその風化物がみとめられる。

層厚： 少なくとも 2 m に達する。

2 第二段段丘堆積物〔T₂〕

模式地： 金山市街の北西台地。

分布： おもに空知川流域に分布している。トマム川・パンケシュル川流域では、非常に散点的に、小さく分布しているだけである。模式地附近では、標高 340 m～360 m の台地面を形成しているが、トマム川・パンケシュル川流域では、400 m～420 m の小さな平坦台地面を構成している。

岩質および層相： 礫および砂・粘土などから構成されている。

礫——空知川流域では、人頭大以下の、やや角礫状の火山岩礫が、多くみとめられる。このほか、空知層群・蝦夷層群から供給されたと考えられる、円磨されたチャート・砂岩・頁岩などの、指頭大前後の小礫がみとめられる。トマム川流域では、変成岩および砂岩・頁岩などの、指頭大の円礫が多い。両地域とも、砂または粘土の中に散在している。

砂・粘土——空知川流域では、ともにやや火山灰質である。

この礫層の層相は、くわしいことはわからない。ただ、空知川流域では、一般に礫の粒^{21) 31)}が大きく、トマム川流域では、小さいようである。中野尊正によると、空知川流域のものは、3 段丘のうち高低の“T₁”に属し、泥岩または腐葉層・流木・凝灰質粘土・角礫状流紋岩などから構成されていると報告されている。

層厚： 正確な厚さは不明である。少くとも 2 m 以上はある。

3 第三段段丘礫層〔T₃〕

模式地： トナシベツ川下流の森鉄軌道の走る平坦面。前へのべた2段の段丘礫層にくらべて、もつともよく発達している。

分 布： 突知川・トナシベツ川・バケケヤーラ川およびトマム川・パンケシュル川などの流域に、それぞれ分布している。空知川・トナシベツ川などでは、現河床からの比高が10m～15mである。分布する高度は、標高290m～400mであつて、いずれも上流地域に向つて、高くなつている。このほかのトナシベツ川・パンケシュル川流域では、比高は5m～7mである。また、分布している高度は350m～400mにわたつており、上流地域に向つて高くなつている。

岩質および層相： 礫・粘土・砂などから構成されている。

礫——コブシ大、まれに人頭大の円礫である。基盤の空知層群・蝦夷層群から供給されたと考えられる砂岩・頁岩・石灰岩・輝緑凝灰岩・輝緑岩・チャートなどのほか、片岩類および花崗岩などがみとめられる。粗粒の砂を基質としているが、一般に礫の量が多い。パンケヤーラ川では、函淵層群の層準を示す *Inoceramus sachalinensis* SOKOLOV, *Inoceramus schmidti* MICHAEL などの化石を含んだ砂岩礫がみとめられ、上流地域に函淵層群存在を推定する手掛りとなつている。

砂——粗粒の砂であつて、礫の基質を構成しているほか、礫と互層していることが多い。パンケヤーラ川の段丘では、この互層状態をよく観察することができる。

粘 土——暗褐色を呈する火山灰質の粘土である。礫層・砂岩、などの上部を構成している。

層相は各それぞれの地域で、かなりちがつており、一様ではない。しかし、一般に下部は、大きな礫をもつ礫層で構成されているが、上部は砂と礫とのこまかい互層となり、最上部に粘土層が発達している。

層 厚： 3m～5m

4 扇状地堆積物（地質図では省略した）

鹿越沢および鹿越北方の沢の流域には、標高400m附近から、下流部に向つて傾斜し、前へのべた、第三段段丘礫層につらなる、扇状地堆積物が発達している。この堆積物は、沢の上流地域を構成している岩層から、押し出されたものが多い。角礫状・亜円礫状の人頭大、時には径1m大の礫がみとめられる。基質は、小礫または、砂・粘土であつて、雑然とした堆積状態を示している。

III.2.4.2 沖 積 層

* 橋本亘・松本達郎採集²¹⁾

この地域の沖積地は、地形の項でのべたように、きわめて発達がわるい。ことに空知川・トナシベツ川流域では、河川の下刻、がいちじるしく、図示できるほどの沖積地はほとんどみられない。しかし、パンケシュル川・トマム川などの下流地域には、やや模式的な沖積地が、形成されており、下位の地層からはこぼれた、砂・礫・粘土などの堆積物が、みとめられる。一般に層理を示していることが少なく、雑然とした堆積を示している。層厚は不定で、5 m 以上のところもある。

以上の外、各河川や小沢には、河床に沿つて、土砂や礫などの堆積物が、みとめられるが、地質図に記入できるほどの分布はみられない。

地質図では省略したが、図幅のほとんど全地域にわたつて、現地形をおおつて火山灰がみとめられる。局部的には厚さ 1 m 以上も堆積しているが、一般には 20 cm 以下である。供給源は西方の西南部北海道東部にある火山と考えられる。

III.2.5 変成岩類

夕張山脈地域は、後からのべるように、大きな背斜構造を示している。このような構造は、夕張山脈だけにかぎらず、日高山脈の西側の地域で、北海道を南北に縦断して、200 km 以上も追跡することができる。この背斜部には、蛇紋岩が進入し、ところどころに変成岩類をとまなう大きな構造帯を形成している。この構造帯は“神居古潭帯”と呼ばれてきた。一般に、神居古潭帯の変成岩類は、低度の動力変成で形成された、片岩類で構成されている。

図幅地域の夕張山脈は、いわゆる、神居古潭帯に属し、やはり蛇紋岩類と変成岩類が発達している。

この地域の変成岩類は、次のようなものに分類される。

- | | |
|--------|--------------------------|
| 1 千枚岩類 | { 粘板岩質千枚岩
輝緑凝灰岩質千枚岩 |
| 2 片岩類 | { 緑色片岩
らん閃石片岩
石英片岩 |

千枚岩類は、夕張山脈の東麓地域に、かなり広く分布している。しかし片岩類は、夕張岳山頂と、その周辺地域だけにかぎられ、東西方向にも南北方向にも連続していない。

この地域の変成岩類は、一般に、結晶が 0.1 mm~0.2 mm ていどの細粒で、片理がいちじるしく発達し、かならず多量の曹長石の添加がみられる。

千枚岩類は、不均質な岩質を示しており、その中には、あきらかに原岩の部分を残して

いることが多い。また、片岩類では鉱物組合せから、緑色片岩は輝緑凝灰岩、石英片岩は珪岩またはチャートなどを、原岩としていることがうかがえる。このような原岩をふくむ地層は、層序的に大部分が、空知層群ことに山部層に相当するものである。しかし比較的変成度の高いものの中には、この地域の空知層群の下位に続く岩層の一部も、変成にくわわっているようである。^{*}

変成岩類の一般的な片理の走向は、NS から N 10° E で、70°~80° SE の傾斜を示している。また片理面上に発達している線構造の方向は、NS 方向で、40°~50° 南に落ちている。

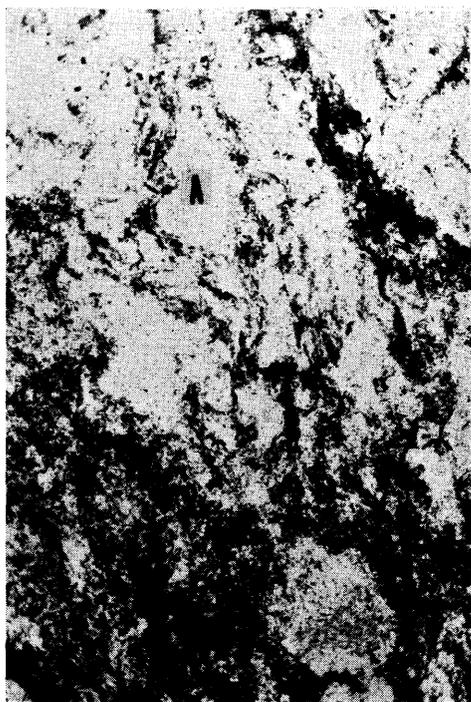
III. 2. 5. 1 千枚岩類

エバナ川・吉凶沢・風築沢・トナシベツ川などの上流地域、屏風岳を中心とした地域、ローネベツ川中流地域、ペペシュル川中・上流地域などに分布している。とくにエバナ川上流地域で模式的である。

一般に、片理の発達がいちじるしい。片理面に沿って、曹長石・石英の細脈が、縞状に発達していることがある。前にのべたように不均質な岩質を示していることが多い。例えば、部分的には輝緑凝灰岩や粘土岩 (claystone) などの原岩をそのままのこしており、また、せん断がはげしくおこなわれたと考えられる部分では、片岩になっている。

1 粘板岩質千枚岩

千枚岩にならないまでも、この附近の粘土岩は、黒色・堅硬な粘板岩状になっている。さらに黒色の粘板岩に片理が生じ、片理にそつて、曹



第 31 図 粘板岩質千枚岩の顕微鏡写真
×60, S: 粘板岩質部 A: 曹長石

* この図幅では、このような下位層準と考えられるものについては、層序の確立が困難なのでいちおう原岩層を空知層群にまとめてとりあつた。

長石・石英などの細脈が、縞状に発達している。一般に、粘板岩の部分は、普通にみられるものとかわつていない。しかし、特にせん断のはげしい地域では、粘板岩の部分が、やや青灰色をおび、珪質となつている。

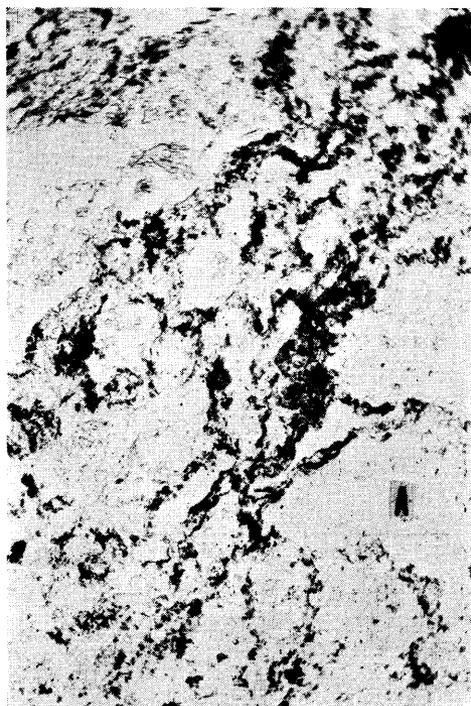
顕微鏡下では、0.5 mm~0.8 mm の曹長石・石英および少量の緑泥石をともなる細脈と、粘板岩質部が縞目をつくっている。粘板岩の部分には、石英や斜長石などの残存結晶が、少量みとめられるだけで、大部分は繊維状細粒の緑泥石と、少量の絹雲母で置換られている。なお、緑泥石の配列には、弱い方向性がみとめられる。前にのべた青灰色で、珪質のものは、ほとんど曹長石と石英に置き変られ、堆積物は完全に消滅している。粘板岩質千枚岩の鉱物組合せは、曹長石+石英+緑泥石+(絹雲母)である。

2 輝緑凝灰岩質千枚岩

輝緑凝灰岩の一部に片理が発達し、その片理にそつて、曹長石・石英の組脈が縞状にみとめられるものである。せん断のいちじるしい地域では、かなり強い片理が形成され、片理面にそつて、樹脂状光沢を生じている。

一般に成長石・輝石のレリクトが、少量残されているが、大部分は、繊維状の緑泥石と曹長石に変つている。

せん断のはげしい部分のものは、レリクトもなく、曹長石+緑泥石の鉱物組合せとなつて、緑泥石の配列に方向性を生じている。また曹長石が0.3 mm~0.5 mm の斑状に成長している。そのほか、少量のソーダ石が形成されている。



第32図 輝緑岩質千枚岩の顕微鏡写真
×60; C: 緑泥石 A: 曹長石・石英

III. 2.5.2 片岩類

この地域で、千枚岩類よりも変成度の高い、片岩類が発達しているのは、夕張岳山頂附近だけである。大部分が、緑色片岩であるが、その中に石英片岩・らん閃石片岩がわずかに、みとめられる。

1 緑色片岩

緑色を示し、片理の強い岩石である。片理面に線構造が形成されている。岩体の一部に

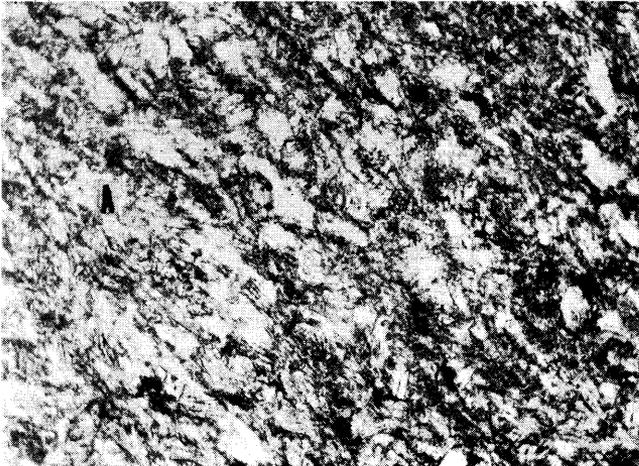


第33図 緑色片岩(転石) (小山内 撮影)

は、らん閃石片岩化した部分のみとめられる。

細粒の、曹長石+緑れん石+緑泥石の鉱物組合せのみとめられる。不規則なかたちで、モザイク状に組あつた構造をとり、有色鉱物は、一定方向に配列している。ときには、曹長石が1mm大の斑状結晶に成長していることがある。

2 らん閃石片岩



第34図 らん閃石片岩の顕微鏡写真
×60, A: 曹長石石英 G: らん閃石

灰黒緑色を呈し、緑色片岩の片理面にそつて、幅 10 cm~1 m でいどで発達しているものである。いちじるしく片理が強く、樹脂状光沢を生じている。これは、緑色片岩の中でも、とくにせん断を、はげしく受けた部分に、形成されたものと考えられる。

0.1 mm~0.15 mm の繊維状のらん閃石が、多量に形成されており、そのほか曹長石・緑れん石がみつめられる。らん閃石は、Z=青緑色・X=黄緑色の多色性を示している。

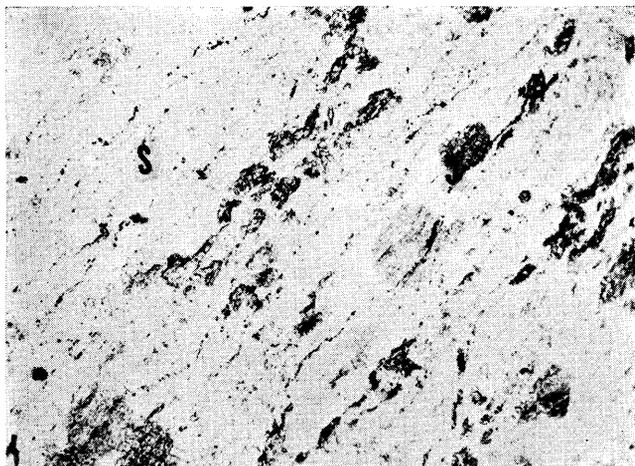
この岩石の鉱物組合せは、らん閃石+曹長石+緑泥石+緑れん石である。

3 石英片岩

みかけは硅質で、やや赤味を帯び、チャート状であつて、片理の発達した岩石である。

きわめて細粒の石英が、モザイク状に組合わされ、片理を形成している。片理にそつて、曹長石の多い部分が縞状に発達している。そのほか繊維状の緑れん石、少量の絹雲母などがみつめられる。

この岩石の鉱物組合せは、石英+曹長石+(緑れん石+絹雲母)である。



第 35 図 石英片岩の顕微鏡写真
×60, S: 細粒石英 C: 炭酸塩鉱物

III.2.6 火成岩類

図幅地域に発達する火成岩類は、夕張山脈の周辺地域に、広く分布している蛇紋岩と、それにとまなう微閃緑岩および衝上運動にとまなつて進入したと考えられる輝緑岩脈、斑れい岩などである。また、トマム輝緑凝灰岩層および無名沢輝緑凝灰岩・砂岩・頁岩層の中には、輝緑岩の熔岩を、かなりはさんでいる。

III.2.6.1 蛇紋岩

蛇紋岩は、夕張岳・屏風岳などを中心とした、いわゆる神居古潭帯に、変成岩類とくみ

あつて、複雑な形で分布している。そのほか、ペペシュル川流域にも発達している。また、東部地域の衝上断層にそつて、小さな岩体がみられる。

夕張山脈地域の蛇紋岩体には、輝緑岩や粘板岩のほか、変成岩をはさんでいる。また、微閃緑岩の小岩体もみとめられる。この地域では、青緑色を呈し、塊状の産状を示していることが多いが、露出面や破砕帯では、風化して青灰色の粘土となつている。塊状の産状を示しているものは、節理が発達し、径 2 mm~3 mm の絹布石の偽斑状構造がみとめられる。また、節理にそつて、幅 2 mm~5 mm の石綿がみとめられる。そのほか、断層附近では破砕されて、いわゆる蛇紋岩礫岩様になつている。さらに、せん断のはげしい地域では、黄緑色にかわり、いちじるしく片状化している。ことに夕張山脈の脊梁附近の変成岩発達地域の蛇紋岩は、粘土化したり、片状化したりしていることが多い。このことは、変成岩類の形成や蛇紋岩の進入の後にも、この地域が構造帯として、圧砕などがおこなわれたことを物語っている。

ペペシュル川流域や東部地域の、比較的小さな岩体は、一般に濃緑色を呈し、すべり面が発達し、脂状光沢をもつている。絹布石の斑晶のみとめられないものが多い。富士川の川口附近に露出している蛇紋岩の中には、幅 1 m~2 m ていどのロチン岩がみとめられる。

顕微鏡下では、蛇紋岩は、繊維状の温板石から構成され、赤鉄鉱化した磁鉄鉱やクロム鉄鉱などが、わずかにみとめられる。また温板石の中に、1 mm~2 mm の輝石か



第 36 図 蛇紋岩のなかのロチン岩 (空知川北岸) (小山内 撮影)
Sp: 蛇紋岩 R: ロチン岩

らかわつた絹布石の偽斑晶がみとめられる。ときにはかんらん石の仮像らしいものも、残されている。粘土化したものには、幅 0.1 mm~0.3 mm ていどの温石綿脈がみとめられる。

蛇紋岩の進入時期は、ニニウ層群の基底礫岩の中に、礫としてみとめられていることや、石狩統の重鉱物分析の結果などから、石狩統堆積前と考えられる。また、深川図幅地域では、白堊紀末あるいは古第三紀初葉と考えられている。³²⁾

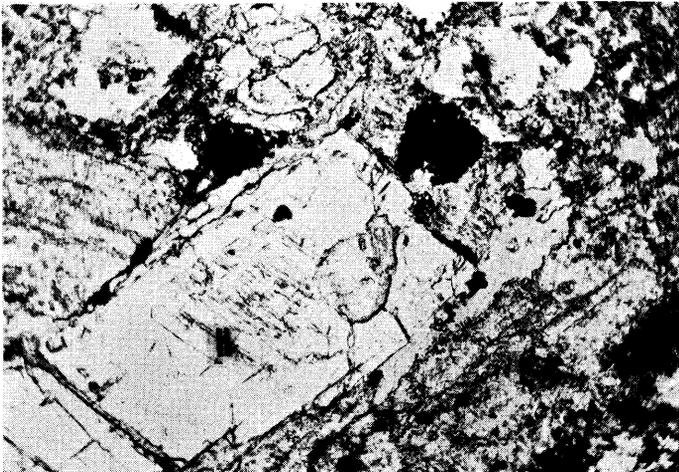
III. 2. 6. 2 微閃緑岩 (Md)

おもに、西部地域の蛇紋岩体のなかに、分布している。そのほか、トナシベツ川の厄介箱の下流や、ローネベツ川支流の若竹沢上流では、堆積岩類(空知層群)を貫いている。また岩部の沢上流には、露出はみとめられなかつたが、微閃緑岩の大きな転石が散在しており、空知層群を貫いて分布しているものと考えられる。

幅 20 cm から 200 cm ていどの岩脈であつて、細粒優白質の閃緑岩質岩石である。有色鉱物は、角閃石の場合と、輝石の場合とがみとめられる。

主に斜長石と角閃石からなる顕晶質の岩石である。閃緑岩様の構造をとり、結晶は 0.5 mm~1 mm の大きさである。一般に、圧砕構造が発達し、結晶の破壊されてブロック状になっている。結晶の間を、曹長石や緑泥石がうずめていることが多い。

斜長石は、長柱状で自形をとることが多い。一般に、蛇紋岩体のなかにみられるものは、粗粒の斜長石をおきかえて、 $An=30$ 土の細粒の斜長石ができています。また、ソーシユル石にかわつているものが多く、その結晶の周辺は、曹長石におきかえられている。



第 37 図 微閃緑岩の顕微鏡写真
×60, H: 角閃石 P: 斜長石

有色鉱物は、角閃石の場合が多いが、まれに輝石もみとめられる。角閃石は、ときに2 mm ほどの斑状に発達することもある。X=淡褐色・Z=緑褐色の多色性がある。角閃石の結晶の周辺は、透角閃石や緑泥石にかわつてることが多い。輝石は、きわめてまれで、若竹沢に発達する岩体にだけ、比較的多くみられる。それは $\hat{CZ}=40^{\circ}\sim 45^{\circ}$ であつて、普通輝石である。

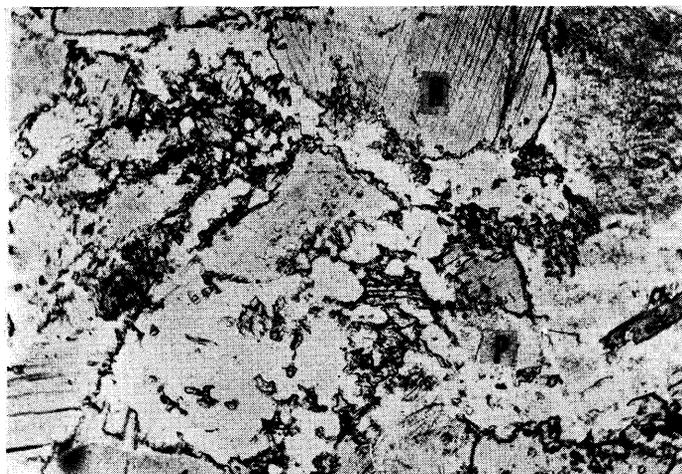
III. 2. 6. 3 斑れい岩 (Gb)

古冠北方の三角山沢上流地域に露出している。産状やほかの地層との関係は、露出が小さいため、あきらかでない。附近に分布する岩層から、空知層群を貫いているものと考えられる。また、三角山沢の南や北の沢でみとめられる、空知層と蝦夷層群との境の、大きな断層線の延長附近に露出しており、構造線にそつて進入した岩体と考えられる。この構造線は、後からのべるように、ニニウ層群におおわれており、ニニウ層群堆積前の古い構造線と、考えられるものである。

おもに角閃石と斜長石で構成された、優黒色の堅硬な斑れい岩である。角閃石の配列には、弱い方向性がみとめられ、葉状構造をつくつている。

顕微鏡下では、1.0 mm~1.5 mm の、角閃石および斜長石を、主要構成鉱物とする、角閃石斑れい岩である。圧碎構造がみとめられ、細粒化した部分が、網目状に発達している。その部分は、細粒の曹長石・石英・緑泥石などでおきかえられている。

斜長石は、ソーシユル石にかわり、わずかに双晶面が残されている。角閃石は、X=黄褐色・Z=帯緑褐色の、弱い多色性を示し、 $\hat{CZ}=15^{\circ}\sim 18^{\circ}$ である。また角閃石の周辺



第 38 図 斑れい岩の顕微鏡写真
×60, H: 角閃石 P: 斜長石

は、緑泥石にかわつている。そのほか、緑れん石・葡萄石・磁鉄鉱などがみとめられる。

III. 2. 6. 4 輝緑岩岩脈 (Db)

東部地域の衝上断層にそつて、露出している。一般に、暗緑色または緑灰色を呈し、かなり圧砕された外観をしめしている。

この輝緑岩を顕微鏡で観察すると、次のようである。

オヒテック構造を示す、源岩がわずかに残されているだけで、大部分は圧砕をうけ、粗粒鉱物におきかえられている。すなわち、大部分が、粗粒の緑泥石と曹長石および石英からなり、それに黄鉄鉱がともなつている。

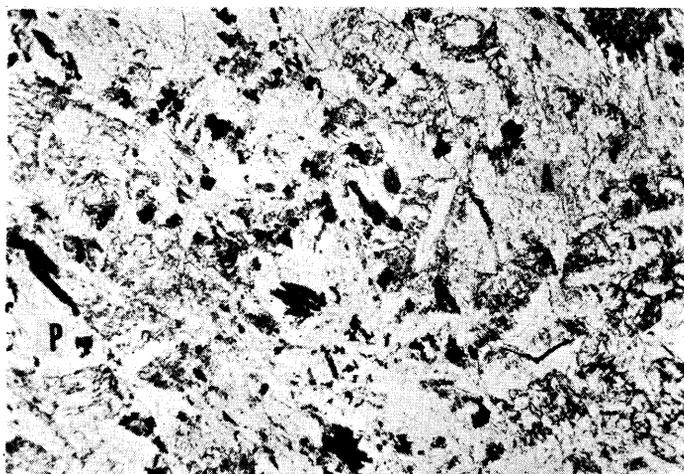
III. 2. 6. 5 輝緑岩熔岩 (地質図では地層と区別していない)

トマム輝緑凝灰岩層および無名沢輝緑凝灰岩・砂岩・頁岩層の中に発達しているものである。

トマム輝緑凝灰岩層の中のもの、輝緑凝灰岩との境が不明瞭なことが多い。また、無名沢輝緑凝灰岩・砂岩・頁岩層の中のものも、岩相がいろいろに変わつている。したがつて、地質図では、地層にふくめて、一括してとりあつた。

一般に、集塊岩状や枕状熔岩状の産状を示している。また、ひじょうに細粒・均質で、砂岩のような外観を呈するものや、やや粗粒で珪晶のみとめられるものがある。このような産状や岩質のちがいは、一つの岩体と考えられるなかにもみとめられる。

夕張岳地域の、トマム輝緑凝灰岩層にふくまれる輝緑岩は、ほとんどが、スピライト状



第 39 図 輝緑岩の顕微鏡写真

×60, P: 斜長石 A: 細粒曹長石・石英・緑泥石

になつている。

曹長石・石英・緑泥石などの細粒結晶からなり、少量の黄鉄鉱がみとめられる。また、輝石の他形斑晶が残されており、その周辺は、スピライトにかわつている。輝石は $\hat{CZ} = 35^\circ \sim 40^\circ$ で、透輝石質普通輝石である。ときには、スピライトに流状構造が発達している。

東部地域および中央地域の、トマム輝緑凝灰岩層および無名沢輝緑凝灰岩・砂岩・頁岩層のなかのものは、微細結晶のみとめられるものが多い。

0.7 mm～1 mm 程度の大きさの斜長石と輝石が、オヒテック構造をとつている。

斜長石は、ほとんどがソーシュル石にかわつている。輝石も緑泥石にかわつていることが多い。変質のはげしい部分では、斜長石は完全にソーシュル石になり、輝石も緑泥石になつている。しかもオヒテック構造は、ほとんどなくなり、細粒の曹長石・緑泥石および炭酸塩鉱物でうずめられている。そのほか、少量のチタン鉄鉱がみられる。

III.3 地質構造

この地域の地質構造は、ひじょうに複雑な状態を呈している。そのおもなものは、大木の褶曲構造と、多くの断層構造とである。

ここでは、まずこの地域の褶曲および断層群の概要をのべ、つぎにそれぞれの構造単位について記載する。

III.3.1 褶曲構造

この地域の褶曲構造は、東半部地域で、比較的追跡することができる。西半部地域では、褶曲の軸核部が断層で、こわされていることが多い。東半部地域を大きくみると、南北性の方向の軸長をもち、急斜した翼部をもつていることが、特ちようである。ことに、金山・占冠間の中川層にみられる、背・向斜構造および東部地域の空知層群にみられる構造は、ほとんど全部が、東に $40^\circ \sim 80^\circ$ 傾斜しているかまたは直立しており、傾斜(等斜)褶曲構造を示している。前者の中川層にみられる構造は、東側で空知層群を主体とする地層の衝上運動によつて形成されたものと考えられる。したがつて、軸間隔のかなりせまい、小さな規模の褶曲のあつまつた、褶曲帯とみることができる。しかし大局的には、向斜構造を示しており、一種の複向斜構造と考えられる。同じように、東部地域の構造も、富良野層を向斜軸核とした、複向斜構造と考えられる。

西半部地域では、一般に軸核がこわされており、また東半部地域のように、傾立褶曲構

* 例外として中央地域の、清河層分布地域では、 $15^\circ \sim 30^\circ$ のゆるい向斜構造を示している。



第40図 構造 圖 (小山内 原圖)

造を示していることは少い。トナシベツ本流で、森田ノ沢の沢口附近に、中川層基底部の向斜構造がみとめられる。しかし、軸核部は、断層でうしなわれている。また、エバナ川川口附近から、上流地域では、トナシベツ本流沿いに、中川層の向斜構造がみとめられるが、東翼部は、欠除している*。エバナ川中流部では、地層の分布から、吉凶岳・小夕張岳を結ぶ方向(南北性)の背斜構造がみとめられるが、軸核部は、きわめて複雑にこわされている。さらに、夕張山脈の尾根に沿って、夕張岳まで連らなる、背斜構造が、地層の分布から推定されるが、軸部の位置は、蛇紋岩の進入によつてあきらかでない。

III.3.2 断層構造

この地域の断層構造は、大きくみると、新第三紀ニエウ層群堆積前のものと、堆積後の

* この向斜構造の延長部と考えられるのは、パンケモユーパロ川流域の中川層にみられる、南に沈んだ、半向斜構造である。ここでもやはり、軸核はあきらかでない。

ものにて区別できる。前者は、この地域の変成岩形成時のものと考えられる。したがって、かなり大きな構造線が推定されるが、ニニウ層群堆積後の構造でこわされ、さらに、蛇紋岩の進入をともなっているため、ほとんどみわけることができない。ただ、代表的なものとして、八線沢や湯ノ沢上流地域で、蝦夷層群と空知層群とを境し、ニニウ層群で、おおわれる断層の痕跡がみとめられる。さらに、蛇紋岩の進入時期が一時間と仮定すると、東部地域で、蛇紋岩体をともなう衝上断層も、ニニウ層群堆積前の断層構造と考えられる。

ニニウ層群堆積後の断層には、南北性の断層群と、ほぼ、東西性のものだが、みとめられる。前者は、東から西に衝上した衝上断層と、派生的な正断層・逆断層などである。衝上断層のおもなものは、第40図に示したように、トマム衝上断層・金山衝上断層・富良野衝上断層²¹⁾などである。これらは、輝緑岩岩脈をともなっており、また圧砕岩帯を形成している。これらの衝上断層の近くでは、ひじょうに圧砕されていて、小断層と多くのスベリ面が発達しており、衝上面を見わける事はむずかしい。しかし、スベリ面や小断層の発生から推定される衝上面は、大部分が、東に $60^{\circ}\sim 70^{\circ}$ ていど傾斜しているようである。しかし、ローネベツ川下流地域では、ニニウ層群および蝦夷層群の上に、ほとんど水平面で、空知層群が衝上し、根なし地塊を形成しているのが観察される。これは、過褶曲の結果、衝上断層で移行したものと考えられる。この衝上地塊と同じ状態にあると考えられるものは、森田ノ沢中流部のニゴリ沢砂岩層、およびトナシベツ川中流に沿って発達している、トマム輝緑凝灰岩層などである。これらは、さらに正断層でおちこみ、衝上面は、かくされているが、下底には、前にのべた、ローネベツ根なし地塊のように、ゆるい傾斜の衝上面が推定される。この根なし地塊は、いずれも、同じ岩相を示しており、また、ニゴリ沢・砂金沢あるいは東部地域に分布している、トマム輝緑凝灰岩層の層相に似ている。なお、衝上面は不連続的である。このようなことから、前にのべた、富良野衝上断層形成前に衝上し、さらに、富良野衝上断層で、はこばれたものと考えられる。これでわかるように、この地域の衝上断層は、少くとも2回以上にわたって、形成されたものと考えられる。

東西性の断層で、もつとも代表的なものは、この図幅の空知川北端部から、北北東～南南西の走向で、トナシベツ川にそつて走る断層である。地層の分布から、断層の南部地域が、落ちこんだものと考えられる。また、この断層を境にして、すべての構造が、不連続的であることから、この地域の地質構造を決定した。新期の断層と考えられる。このような大きな断層から派生するものとして、南北の走向をもつて、トナシベツ下流から、占冠附近までのびている断層（占冠断層と呼ぶ）がある。これは、前にのべた、中川層の複向

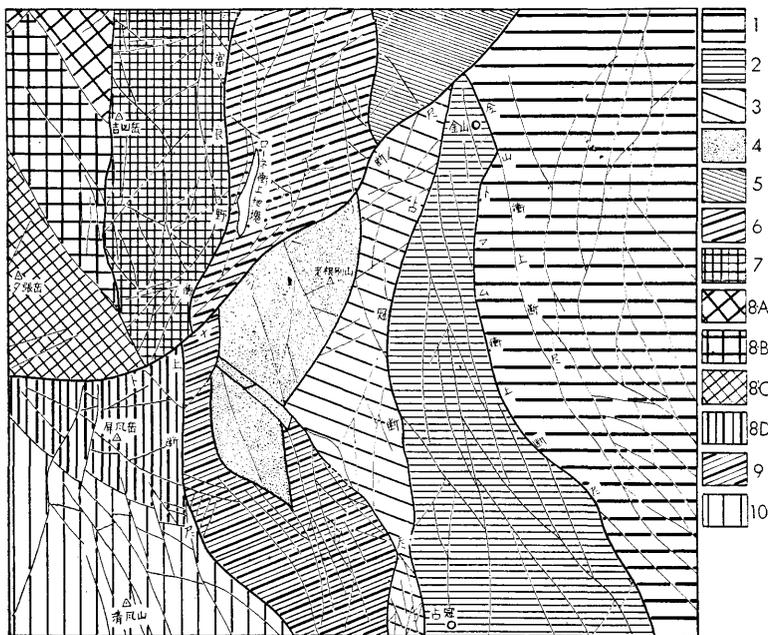
斜構造帯と、その西方の単斜逆転部との境を示している。また、中央地域で、浦河層の向斜部と、その東の単斜逆転部との境を示している断層も、派生的なものと考えられる。

III.3.3 構造単位

この地域はこれまでのべた多くの断層を境として、次のような構造単位に分けられる。

(第41図参照)

1. トマム衝上部
2. 金山一占冠向斜部
3. 中央地域単斜逆転部
4. 老根別山向斜地塊部
5. ニノ沢向斜部
6. トナシベツ背向斜部
7. 吉凶岳背斜東翼部
8. 夕張岳背斜部
9. ペペシユル背斜西翼部
10. モユーパーロ向斜部



第41図 構造単位図 (小山内原圖)

- 1: トマム衝上部
- 2: 金山一占冠向斜部
- 3: 中央地域単斜逆転部
- 4: 老根別山向斜地塊部
- 5: ニノ沢向斜部
- 6: トナシベツ背向斜部
- 7: 吉凶岳背斜東翼部
- 8: 夕張岳背斜部
- 9: ペペシユル背斜西翼部
- 10: モユーパーロ向斜部

1 トマム衝上部

前にのべたトマム衝上断層の東側の地域である。空知層群および蝦夷層群で構成されている。蝦夷層群富良野層を軸核とする向斜を中心として、両側に、空知層群の背斜がみと

められ、断層でやや複雑に転移している。つまり、トマム衝上断層のほか、背向斜構造をN10°~30°W方向に切る。金山衝上断層、蛇紋岩体をともなう衝上断層、およびこれから派生した、南北性の断層群による影響が大きい。金山衝上断層は、輝緑岩岩脈をともなうことが特ちようである。また、蛇紋岩岩体をともなう衝上断層はN20°~40°Wの走向をもっているが、南北性の断層で切られ、不連続的なことが特ちようである。これは前にのべたように、トマム衝上断層、金山衝上断層などより古いものと考えられる。地層は、一般に東に傾斜した、単斜構造を示しており、背斜の西翼、向斜の東翼は、逆転している。富良野層の向斜部では、非常に圧碎されていて、互層部の砂岩が角礫状に点在していることが多い。また、空知層群の背斜部では、白色細脈が発達しており、いわゆる鳥糞状を呈していることが多い。

2 金山一占冠向斜部

トマム衝上断層の西側の前縁に沿った、幅2km~4kmの地域である。蝦夷層群の富良野層と中川層および浦河層で構成されていて、地層は、例外なく東に傾斜している。岩相を追跡してみると、背・向斜構造をとりながら、同じ層準が、くりかえし出現しており、さらに、南北性の断層でこわされている。しかし、全域を通じてみると、西側に次第に中川層の上部が、南部で浦河層がそれぞれ出現していて、向斜構造を示している。前にのべたようにトマム衝上にともなつてきた、衝上前縁部の褶曲破砕帯で北部の二ノ沢向斜部に、連なる構造単位と考えられる。

3 中央地域単斜逆転部

(2)の構造単位の西側に分布し、富良野層と中川層および浦河層で構成されている。北部では、(2)の構造単位の西翼部と中川層の背斜部とがみられる。南部は東に傾斜した、単斜構造を示し、例外なく逆転している。しかし、西側には上部層が発達している。

4 老根別山向斜地塊

老根別山附近から、くの字状に分布する地塊であつて、浦河層で構成されている。地層は、15°~30°のきわめてゆるい順傾斜を示しながら、向斜構造をとつていることが特ちようである。前にのべた、富良野衝上断層で、図幅の東部地域が衝上したのち、トナシベツ断層および派生断層で、(3)の向斜部が落ちこんだ部分と考えられる。

5 二ノ沢向斜部

トナシベツ川下流北岸の、比較的こわされていない向斜部である。富良野層および中川層で構成されている。東翼部は、逆転あるいは直立している。前にのべた、(2)の基部と考えられる。

6 トナシベツ背・向斜部

トナシベツ川中流部を中心として、北に広く、南に狭い構造単位である。空知層群・蝦夷層群で構成されている。この単位の特ちようは、次の通りである。

A. 東側には、例外なく、下部空知層群（山部層および主夕張層の一部）および下部蝦夷層群（富良野層）が分布している。断層で複雑にこわされているが、いちおう空知層群を軸核とする背斜構造がみとめられる。また蝦夷層群には、こわされた向斜構造が、うかがえる。

B. Aの地域の西側には、向斜構造を示しながら、中川層が分布している。さらに、その西側には、向斜構造を示す中川層を基盤として不整合にのつているニニウ層群が、分布している。

C. Bの中川層およびニニウ層群の上には、前に述べたように、空知層群が衝上し、根なし地塊を形成している。

Aの地域の、空知層群と蝦夷層群とを境する断層は、上部空知層群を、まったく欠いていることや北端では、西側にふたたび空知層群が、分布しており、蝦夷層群をたたみこんだような構造を示していること、などから、かなり穴きな構造線と考えられる。また、この地域の空知層群、ことに無名沢輝緑凝灰岩・砂岩・頁岩層の層相は、トマム川流域や、無名沢流域のものと、よく似ている。このことから、前にのべた、蝦夷層群にあらわれている、向斜部の上に、空知層群の背斜部が衝上移行したのではないかと考えられる。山部図幅地域では、この部分の延長について、芦別岳衝上片の根と考えられている。²¹⁾*

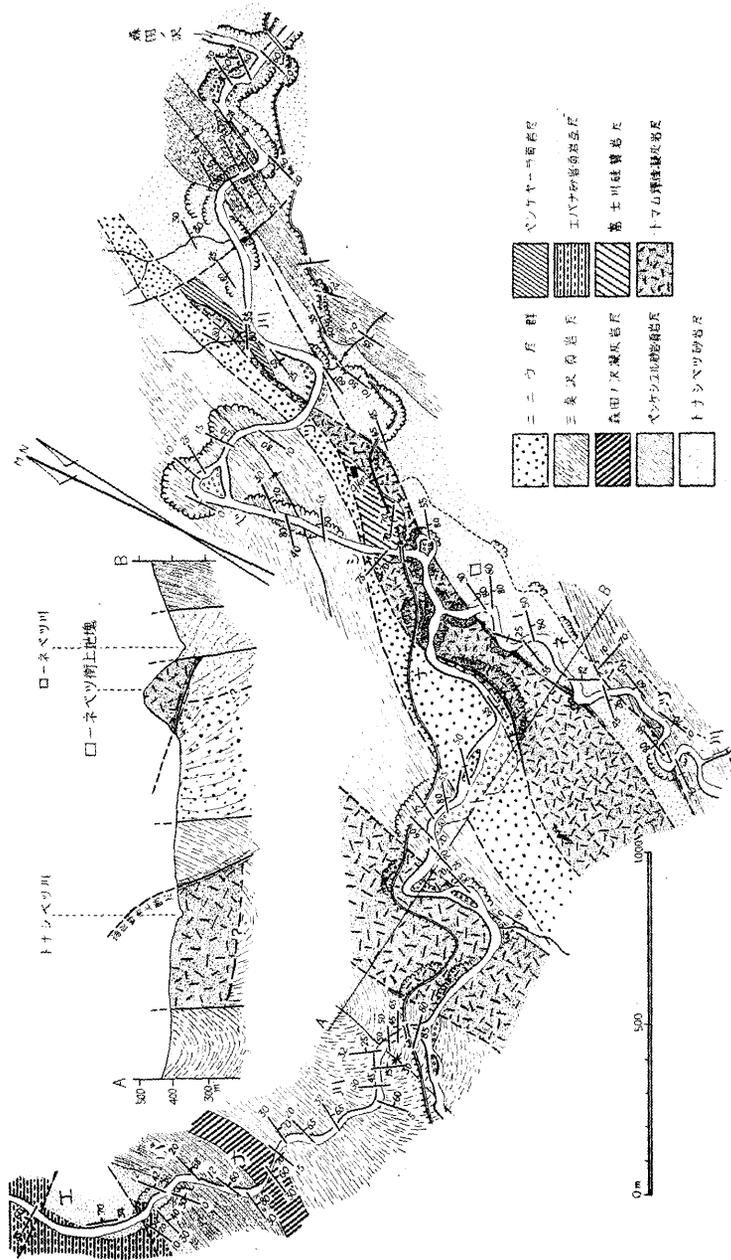
Bの中川層基底のトナシベツ砂岩層は、前にのべたように、層相および層厚を比べてみると、東部地域のトナシベツ砂岩層と、よく似ている。このことは、前にのべた富良野衝上断層によつて、衝上移行したためと考えられる。

Cの根なし地塊の層相は、A地域の空知層群とまったく同じである。したがつて、CはAの衝上部の一部と考えられる。また、この根なし地塊は、中川層およびニニウ層群の上のつたまま、富良野衝上断層で、移行している。したがつて、富良野衝上断層は、Aの衝上部、および蝦夷層群の向斜部を、ふたたび衝上移行させたものであろう。

7 吉凶岳背斜東翼部

吉凶岳・小夕張岳を西端とし、富良野衝上断層を東縁とする地域である。空知層群と、その上に不整合にのる中川層で構成されている。地層は、一般に東に傾斜した、順層構造

* 山部図幅地域では、布部～十梨別川背斜と呼ばれ、芦別衝上片の根の部分がかたみこまれているとされている。



第42図 ローネベツ川上段地塊附近の地質図 (小山内 原圖)

を示している。この構造単位の特ちょうは、つぎの通りである。

A. 東縁部には、正断層で落ちこんだと考えられる空知層群が分布している。この空知層群は、この構造単位の中央部および西縁部の、空知層群の構造とは、まったく関係がない。

B. 西縁部には、西に傾斜した順層構造がみとめられ、西方ほど上部をあらわしている。

A の空知層群は、前の構造単位のなかでみとめられた、根なし地塊と、同じ性質のものが、正断層あるいは逆断層でおちこんだ部分と考えられる。

B は、背斜の西翼部と考えられる。

8 夕張岳衝上部

夕張山脈の主列をしめる地域である。空知層群で構成されており、変成岩類と、火成岩類をともなう構造単位である。さらに、A 北部地域、B エバナ川上流地域、C 夕張岳地域、D 屏風岳地域に細分される。

A. 吉凶沢の北の地域である。大部分が、蛇紋岩でつらぬかれているが、空知層群のトマム輝緑凝灰岩層・富士川硅質岩層が、みとめられる。これらの地層の分布から、背斜構造が推定される。

B. エバナ川の北の地域で、西南部に下部空知層群、北東部に上部空知層群が、それぞれ分布しており、これらの地層をつらぬいた、蛇紋岩が大きく発達している地域である。まったく同じ構造が、2 回くりかえし出現している。この構造は、A の背斜の西翼部が断層でうしなわれ、東翼部だけが、転移して出現したものと考えられる。

C. エバナ川上流および夕張岳を中心とする地域である。蛇紋岩と、変成岩類で構成されている。岩相の分布から、夕張岳を軸核とする背斜構造部と考えられる。

これまでに述べた 3 単位の構造は、それぞれ背斜構造を示していることが特ちょう的である。また、変成度は、東から西に向つて次第に高くなっている。しかし南北方向を大きくみると、変成は一樣ではない。局部的に変成度の高い地域がみとめられる。しかし、一般に南部ほど変成度が高い。

原岩のトマム輝緑凝灰岩は、北部地域では、全く変成作用を受けていないのに、南部のエバナ川上流では千枚岩に、夕張岳山頂では、片岩類となっている。このようなことは、偏圧、その他の片岩類形成の条件が、一樣に作用されなかつたことを示すものと考えられる。

D. 屏風岳を中心とした地域で、蛇紋岩・空知層群および変成岩類から構成されている。この単位は、富良野衝上断層、およびトナシベツ断層など、ニウ層群堆積後の断層による、ひずみをいちばん受けた地域と考えられる。モザイク状に寸断されていることが特

ようである。しかし、変成岩および空知層群は、ほぼ N 20°~30° E の走向をもつて配列しており、原構造は、夕張岳地域と同じ状態にあつたろうと考えられる。

9 ペベシュル背斜西翼部

ペベシュル川を中心とした地域で、空知層群の分布から、西側に上部層を出現させ、東翼部を断層で失った背斜の西翼部と考えられる。この地域の特ちようは、ニニウ層群が、空知層群の構造を切つて不整合にのつていること、および空知層群は、西方に向つて、千枚岩から、片岩類までの変成をうけていることなどである。

10 モユーパーロ向斜部

この図幅の西南地域である。空知層群・蝦夷層群・ニニウ層群および蛇紋岩から構成されている。主な構造は、中川層の構造で示されている、南に開いた向斜構造である。この主構造を取りまいて、ニニウ層群が、向斜構造を示しながら分布しており、さらに、空知層群が地壘状に分布している。ニニウ層群は、トナシベツ背・向斜部のように、中川層の向斜部にのつていたが、断層で転移したものと考えられる。この向斜部は、前に述べた吉凶沢背斜東翼につらなる向斜部の延長と考えられ、中川層は、吉凶沢背斜東翼部のように、空知層群の上に、直接不整合にのることが推定される。

III.4 地 史

この地域の地質構成が、現在みられるようになった経緯を、いままで述べたことから、推察することができる。

この地域では、空知層群の下限が不明であつて、基盤岩層については、あきらかでない。しかし、ジュラ紀には、すでに地向斜堆積が、行なわれていたことが、各地の調査の結果から知られている。この地向斜の堆積の一時期には、山部層とした地層で代表される、塩基性熔岩の海底噴出による、火山性物質の厚い堆積が行なわれた。火山活動は、輝緑岩の枕状熔岩や、集塊岩をともなつており、かなり、はげしかつたらしい。末期には、この活動がおとろえ、砂や泥を堆積させ、さらに石灰質礁をつくるような、環境もあつたことがうかがえる。その後は、ほとんど基性の活動がおとろえ、硅質の物質や砂・泥の堆積がおこなわれた。しかし、チャートや硬砂岩をはさむ、山部層上部の層相から考えると、この図幅地域から遠く離れた、地域では、リズムカルな火山活動が行なわれていたらしい。

主夕張層の堆積期は、陸地からの物質供給が、いちじるしくなり、また堆積盆は、かなり浅くなつて、粗悪炭をはさむような環境から、始まつている。この時期には、この地域から遠く離れた地域の酸性の火山活動によつて、この地域にも、降灰があつたようである。

その後ふたたび泥や砂・珪質物質をためる、やや深い静かな堆積環境をへて、基性火山活動が行なわれた。しかし、山部層堆積の初期の火山活動ほど、大規模なものではなく、あるていど地域的な活動であつたらしい。つまり、無名沢輝緑凝灰岩・砂岩・頁岩層とした地層の、層相で見られるように、東部地域では、このような、火山活動の影響下にあつたが、西部地域では、硬砂岩をためるような、環境にすぎなかつたようである。主夕張層堆積の後期には、砂や泥を堆積させつつけている。しかし、まったく一ような堆積の連続ではなくて、粗粒物質の供給が、多くなつた時期や、火山灰・火山岩片などが供給された時期があつた。その後には、砂と泥の薄互層で構成された、いわゆるフレッシュ型堆積期をへて、泥ばかりの堆積にうつつていつた。これまでのべたような地向斜堆積期には、放散虫のような生物だけが生棲できる、環境であつたらしい。

そのご、急激に粗粒物質の供給があつて、植物片を含んだ、厚い礫・砂が堆積した。これが、四ノ沢砂岩層とした、蝦夷層群下底の堆積期である。空知層群堆積期を通じてみられた放散虫は、この時期には、まったく姿を消している。供給された礫の性質をみると、この時期の陸地には、すでに結晶片岩や花崗岩類が露出していたようである。砂の堆積したあとで、フレッシュ型の厚い堆積が続いた。一般に生物はとぼしいが、堆積末期には、所々に、オルビトリーナや珊瑚・石英藻などの礁がつくられた。この時期は、古生物から、透明度や水温のやや高い浅海であつたらうと考えられている。また時代は Aptian 期とされている。

そのご、基盤の上昇があつて、陸化割剝がおこなわれた、この構造運動で、地層の褶曲と断層ができて、現在の夕張岳地域は、すでにゆるい背斜の形がつくられていたようである。ふたたび海浸が始まり、中川層の堆積が開始された。基底層には、空知層群の岩石や、富良野の砂岩・頁岩・オルビトリーナ石灰岩などの礫を含んでいる。また、西部ほど、下位層を切つていることなどから考えると、上に述べた地変の様子が、一そうはつきりするであろう。中川層基底のトナシベツ砂岩層の層相および厚さは、東部地域と西部地域とでは、かなりかわつており、海浸時の基盤は、東にかたむいていたらしい。大夕張²³⁾幅地域では、基底層の厚さは、わずか 20 m 前後で、富良野層の上に整合的にのつていることが報告されており、現在の夕張山脈を軸として、東に傾動したことが推定される。また、礫の量や厚さは、東部地域で大きく、供給源は、北東地域にあつたものと考えられる。

このような海は、そのご、しだいに地向斜的沈降をともなつて、模式的な一連の地向斜型堆積を続けた。これが、中川層から浦河層さらに函淵層までの、厚い地層の堆積時期である。全期間を通じてみると、かならずしも、単調な堆積ではなかつたようである。森田

ノ沢凝灰岩層や、その上部にひんぱんに介在している凝灰岩の薄層・一休沢凝灰岩層などで代表される酸性火山活動、シムカワ砂岩層・ホロカ沢砂岩層で代表される浅海化などが推定される。とにかく浦河層末期まで、一連の海域に、堆積が継続したことが推定される。このような堆積末期には、生物群も、はるかに多くなり、菊石類やイノセラム類などが、繁栄していたようである。これらの古生物から、時代は、Albian 期から Senonian 期にわたるものと考えられている。

白垩紀末または、第三紀初葉には、非常にげしい造構造運動が行なわれた。中川層堆積前に、すでに背斜の形をつくり、そのごも、傾動の軸部であつて、たえず構造弱線であつたと考えられる。夕張山脈地域では、空知層群の一部が変成をうけて、圧碎帯にともなつて、蛇紋岩などの進入が行なわれた。このような造構造運動で、夕張岳地域ばかりでなく、ほかの地域でも、かなりはげしく転移が、おこなわれたようである。ペペシユル地域のニウ層群でおおわれた構造線や東部地域の蛇紋岩をとまなう衝上断層などは、この時期に形成されたものと考えられる。

石狩統堆積期には、この地域は削剝をこうむつていたようである。そのご、ニウ層群を堆積させた海が、南方から浸入しはじめ、礫・砂・泥などを堆積しながら、しだいに北東地域まで、ひろがつていつた、きわめて浅い海で、石炭を堆積するような環境であつたことが推定される。末期には、粗粒物質の供給がいちじるしくなり、また、同時礫などもみられ、ニウ層群堆積後の大きな構造運動が、すでに開始されていたようである。そのご、構造運動がはげしくなり、ついに、陸化して、削剝の時代に入つた。ニウ層群堆積前に、つくられていた褶曲構造は、いちじるしく成長して、ついに、西に衝上していつた。夕張岳の成長は、この衝上運動で、変成部を核として、押し上げられた結果と考えられる。このような衝上は、1 回だけにとどまらず、その後も余波的な運動を、くりかえしおこなわれたようである。このような運動の時期は、追分層堆積前であろうと考えられ、石狩炭田の複雑な地質構造の決定も、この時期であろう。その後にも、上にのべた構造を、再び転移させた、大きな断層運動があつて、図幅南部が沈下し、現在の地質構造の大要を決定した。

第四紀には、夕張山脈の一部では、氷蝕がおこなわれた個所があつたのではなからうかと考えられる。このほか、空知川やトマム川などの河川が発達し、地盤の上昇にともなつて、3 段の段丘面と堆積物をのこして、現在の地形をほぼ完成した。そのご、図幅の全地域にわたつて、降灰があつた。

IV 応用地質

この地域の主要な鉱産資源は、蛇紋岩体中に胚胎するクロム鉄鉱、空知層群中に介在する石灰石およびマンガン鉱、蝦夷層群中の石灰石、ニニウ層群中の石炭などである。そのほか、夕張山脈から流れる各河川の流域では、砂金・砂白金の採掘がおこなわれ、また、蛇紋岩体中に胚胎する石綿も、採掘されたことがある。

IV.1 クロム鉄鉱

クロム鉄鉱は、夕張山脈地域に広く分布する、蛇紋岩を母体とするものである。鉱床は、エバナ川上流地域と屏風岳地域とに知られている。

エバナ川上流の鉱床は、エバナ川川口から約 4.5 km の地点にあり、川沿いに山林歩道が通じている。鉱床地域は、かなり粘土化した、蛇紋岩でおおわれ、詳細な地質は不明である。しかし、採掘された当時の餅は、脂状の光沢をもつた暗緑色蛇紋岩である。昭和 20 年頃から 25 年頃まで、狸掘りていどの採掘をかきねた採掘が、おこなわれたらしいが、詳細は不明である。

屏風岳附近の鉱床は、¹⁴⁾ 屏風岳を中心とする、標高 1,000 m 以上の個所に賦存している。現在までに発見されている鉱床は、7 個所である。この附近の採掘は、昭和 10 年頃からはじめられ、戦争中には、15 名ていどで採掘されていたが、敗戦によつて休止した。当時、約 200 ton の鉱石を採掘搬出したといわれる。最近、日本製錬株式会社が採掘をはじめ、戦争中採掘した鉱体の下部に、新鉱体を発見した。鉱石の品位はきわめて高く、塊状鉱には Cr_2O_3 59% に達するものがあり、今後期待されている。

IV.2 石灰石

空知層群および蝦夷層群には、レンズ状の石灰岩をはさんでいる。その層準は、トマム輝緑凝灰岩層・富士川硅質岩層およびペンケヤーラ頁岩層の 3 層準である。屏風岳およびシム川上流の岩体のほかは、どれも、昭和 20 年頃から 27 年頃まで採掘されたものである。調査当時は、ほとんど休止し、稼動鉱山はみられなかつた。

トマム輝緑凝灰岩層および富士川硅質岩層にはさまっている石灰石は、一般に灰白色ないし白色を呈し、ち密堅硬なものが多い。結晶質の岩体もみとめられる。多くの岩体の平均品位は、 CaO 50% ていどで、かなり良質である。ペンケヤーラ頁岩層中の、いわゆるオルトリーナ石灰岩は、灰白色を呈し、ややち密である。一般に空知層群のものにくらべ

苦灰分が多くなっている。

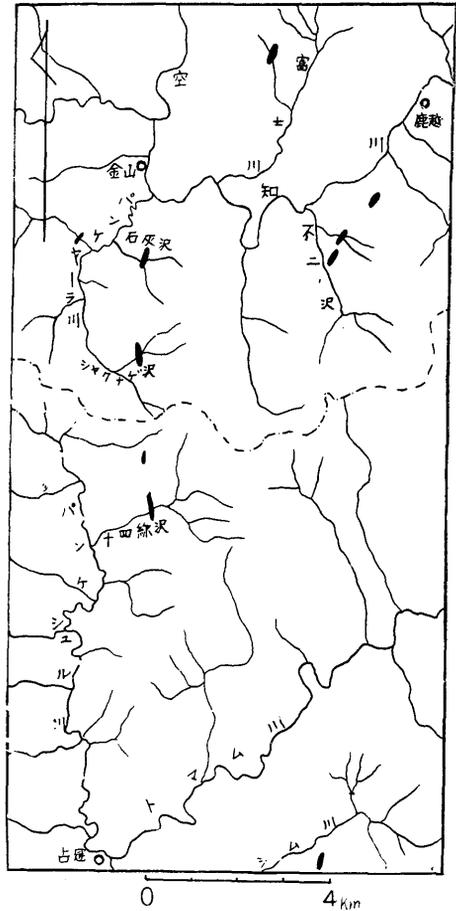
この地域の各石灰石鉱床の分布位置は、第43図に示したが、くわしいことは、石灰石調査報告で報告されている。^{9) 10)} なお各鉱床の鉱量はつぎのように報告されている。

第 4 表

	可採鉱量
白石石灰鉱山	1,702,750 t
鹿越北方山地石灰石	50,000
富士川石灰石	9,375
不二ノ沢石灰石	700,000
石灰沢石灰石（オルピ トリーナ石灰岩）	18,500
シャクナゲ沢石灰石	26,250

IV.3 石 炭

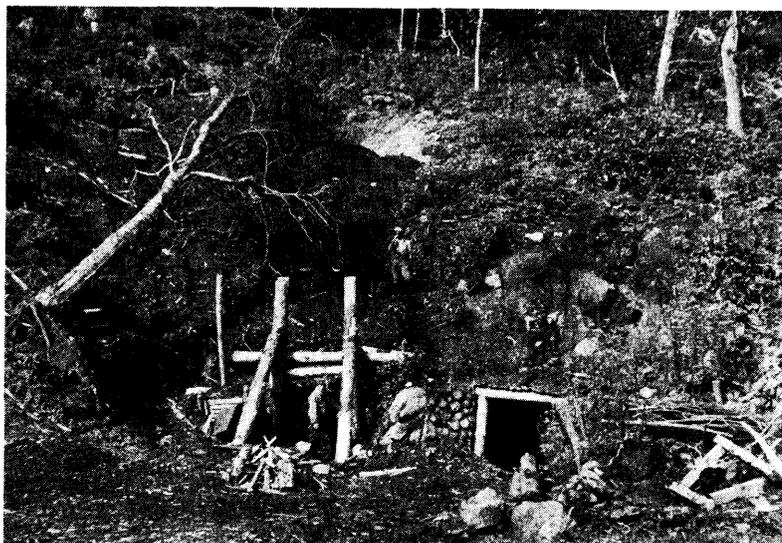
この地域の石炭は、空知層群のニゴリ沢砂岩層にみとめられるものと、第三紀ニニウ層群に発達しているものがある。前者は、前にのべたように、薄層で連続性とほしく、炭質も不良であつて、稼行価値はない。後者はこの地域の主要な炭層を構成しており、トナシベツ川・ペペシュル川・占冠附



第43図 石灰石分布図（小山内 原圖）

近およびパンケモユバロ川などの地域で、採掘されたものである。炭層は、一般に膨縮がいちじるしく、また低品位炭が多いが、局部的にカロリーの高いものも産出している。炭層自体のもめがいちじるしく、また品位・鉱量・搬出条件などに問題があつて、この地域の石炭開発は、かなりおくれしている。調査当時は、勇払炭砒・新夕張炭砒・東夕張炭砒のほか休山となつていた。

なおこの地域の石炭については、炭田調査報告にくわしく記載されているので、ここでは、炭層の状態や炭量などを、第5表のようにまとめた。なお表にあげた地域のほかに、

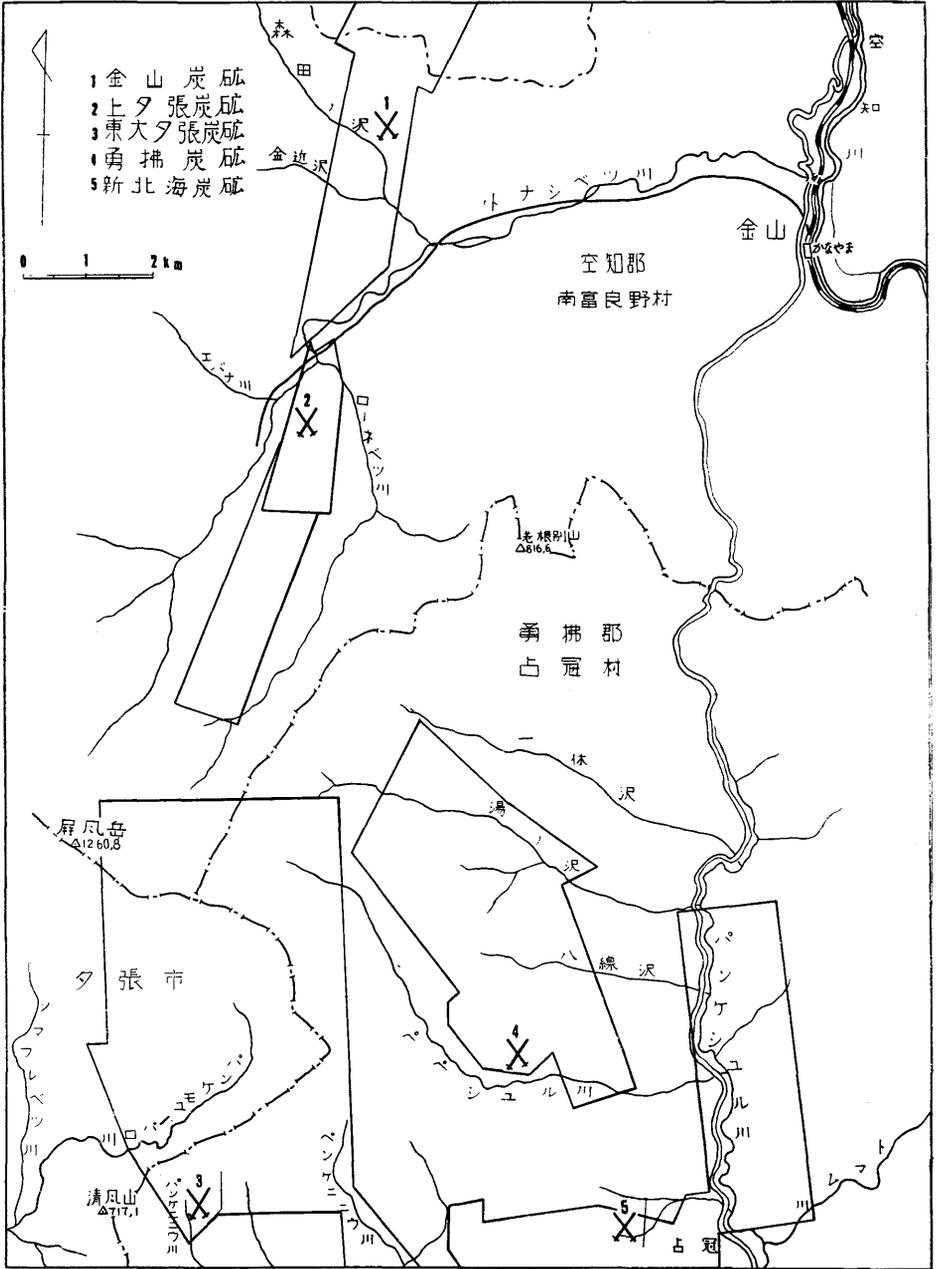


第 44 図 勇払炭礦日ノ出坑 (坑口)

(石山昭三 撮影)

第 5 表

地 域	稼行 炭礦	沿 革	炭 層			鋳 量	
			枚数	名称	厚 さ	推定炭量 (t)	稼採炭 量 (t)
十夜沢 地区	金山炭 礦	昭和23年頃 金山炭礦会 社で開発1 年でいどで 休山	1	7尺層	1.2m ~1.4m (炭丈)	9,700	6,000
トナシ ベツ地 区	上夕張 炭礦 (久保 炭礦)	昭和22~23 年に開発, 調査当時 は保坑で いどで採 炭してい なかつた	3	10尺層 12尺層 4尺層 24尺層 6尺層	0.6 m (山丈 1.8m) 1 m ± 1m~1.3m	138,000	—
ペペシ ユル川 地区	勇払炭 礦	昭和29年 まで稼行 を続け、 その後 閉山	1	—	1m~1.2m	59,000	—
新北海 地区	新北海 炭礦	昭和27年 頃まで稼 行、その 後閉山	1	—	0.6 m	32,400	—
モユニ パニウ 地区	東大夕 張炭礦	かつて地 崎組で探 礦、昭和 29年頃 は東大夕 張炭礦で 探礦、 その後休 山	2	上層 下層	1.5m (山丈) 0.3 m (山丈 0.6m)	312,000	—



第45図 石狩金山図幅炭礦位置図

(小山内 原圖)

ローネベツ川中流やペペシュル川下流などのニニウ層群にも、30 cm~50 cm 程度の薄い炭層をはさんでいる。しかし、まつた稜行の対象とすることはできない。

埋炭調査資料によると分析値は、第6表のとおりである。

第 6 表

炭 礦 名	炭層名	水 分 (%)	灰 分 (%)	揮発分 (%)	固定炭素 (%)	発熱量 (cal)	純 炭 カロリー
上 夕 張 炭 礦	4 尺 層	6.30	20.02	36.03	37.65	5,671	7,756
	6 尺 層	6.21	15.01	38.88	42.90	6,072	7,781
勇 弘 炭 礦	—	9.25	27.68	35.78	27.29	4,382	6,397
		5.15	29.07	30.93	34.85	4,924	6,938
		5.66	17.65	32.67	44.02	5,602	6,762
		8.09	17.70	34.28	39.93	5,356	6,641
		13.49	15.20	51.43	19.88	4,741	6,068
ローネベツ川 中流のもの	—	13.12	16.19	34.71	35.98	4,860	6,955

(埋炭調査資料による)

IV.4 マンガン

ベンケヤーラ川上流に、マンガンを産出するといわれているが、詳しいことは不明である。ベンケヤーラ川上流地域の地質のようすから、トマム輝緑凝灰岩層または富士川硅質岩層の、破碎帯に形成された塊状鉱体と考えられる。このほか、鹿越北方の丘陵地でも、かつて、採掘され、わずか搬出されたといわれているが、詳しいことは不明である。採掘にたずさわった鹿越住人の情報を総合すると、トマム輝緑凝灰岩層の中に胚胎し、不規則で連続性にとばしい塊状鉱体と推定される。

IV.5 石 綿

ペペシュル川川口から約6 km さかのぼつた地点の蛇紋岩体を中心に、石綿鉱区の出願がおこなわれ、採鉱されたことがあるらしいが、その経緯は不明である。この地域の蛇紋岩体は、いちじるしく圧砕されていて、脂状光沢が発達し、粘土化している。1 mm 程度の温石棉脈や硬蛇紋石脈が発達しているだけで、稼行できるような石綿脈はみとめられない。

IV.6 砂金、砂白金

この地域の河川は砂金・砂白金の産地として、明治年間から知られており、かつて採掘

されたい。しかし、現在では、採掘個所は、まったくみとめられない。空知川産の砂金および砂白金の分析値は、つぎのように報告されている。^{1) 21)}

砂金・Au	85.45 %	Ag	7.55	
砂白金*・Iv	54.13	Rh	4.44	
	Os	29.23	Cu	1.29
	Pt	1.66	Fe	7.33
	Pd	1.73	total	99.81

参考文献

- 1) 大塚専一：(1891) 北海道夕張及び空知砂金地 地要, No. 1
- 2) 石川貞治：(1896) 北海道庁地質調査鉱物調査第2報文 札幌
- 3) 大井上義近：(1912) 夕張郡地質調査報文 札幌
- 4) 山根新次：(1911) 石狩国空知川支流「ヤマエ」及び「トナシュベツ」調査報告 鉱調, 5
- 5) 伊木常誠：日高山脈及び夕張山脈における砂金の現出状態 地学, XXIV, XXV
- 6) 村田 析：(1931) 金山挾炭層について 北石鉱会報, 207
- 7) 松井 愈・高橋 進・柴田松太郎：(1950) 勇払炭田東夕張佐々木炭坑 調査報告 (未発表)
- 8) 佐藤 茂・清原清人・鈴木秦輔：(1950) 北海道山部炭田占冠地区及び穂別炭田地区調査(速報) 地調月報 1, 1
- 9) 深田淳夫：(1951) 石狩国金山地方の石灰岩 北地源調報, 2
- 10) 長尾捨一・小山内 熙・酒匂純俊：(1952) 石狩国上川郡南富良野村金山, 鹿越および幾寅附近の石灰石鉱床 北海道開発庁 北海道地下資源調査資料 4号
- 11) 長尾捨一：(1953) 石狩国上川郡南富良野村鹿越不二ノ沢石灰石調査報告 北海道開発庁 北海道地下資源調査資料 12号
- 12) 根本隆文：(1955) 北海道石狩炭田夕張地区ベンケモユーパーロ川産炭地概査報告 地調月報 6巻4号
- 13) 長尾捨一・小山内 熙・三谷勝利：(1956) 北海道空知郡・勇払郡金山炭田調査報告 北海道開発庁 北海道地下資源調査資料 19号
- 14) 斎藤昌之・鈴木 守：(1958) 屏風岳附近のクロム鉄鉱床 北海道開発庁 北海道地下資源調査資料 40号
- 15) 大立目謙一郎：(1940) 北海道中央部における下部菊石層と輝緑凝灰岩層との層位関係について 北地調報, 11

* 商工省鉱山局分析係分析。

- 16) 三本杉己代治：(1937) 石狩国金山地方の地質 北大理地卒論 No.45 (手記)
- 17) 下平 坦・岡部三郎：(1940) 石狩国山部南西部の地質 北大理地修論 No.61
(手記)
- 18) 大津 光・渡辺誠一・松隅寿紀：(1940) 胆振国占冠新入居呂布地方の地質 北大理地修論 No.62 (手記)
- 19) 桑田土郎・橋本誠二：(1941) 石狩国夕張山地東部の地質 北大理地修論 No.71
(手記)
- 20) 下村彦一他：(1934) 地形区 岩波講座
- 21) 橋本 亘：(1953) 5万分の1地質図幅説明書「山部」北海道開発庁
- 22) 鈴木 醇：(1944) 北海道の地質概観 地質, LI
- 23) 長尾捨一・小山西 照・酒匂純俊：(1954) 5万分の1地質図幅説明書「大夕張」
北海道開発庁
- 24) 佐々保雄・湊 正雄・北大昭和17年度2年目学生：(1943) 石狩炭田北部の一断面
地質, LI
- 25) 橋本 亘：(1952) 北海道侏羅系の地質 地調報, 特別号 [B]
- 26) 橋本 亘：(1955) 5万分の1地質図幅説明書「下富良野」北海道開発庁
- 27) 松本達郎：(1951) 蝦夷層群と関門層群 地質, LVII
- 28) 杉山敏郎：(1941) 日高系中の含蘇虫類石灰岩の地質時代について 地質, XLVIII
- 29) 長尾捨一・三谷勝利： 占冠炭田調査報告 未刊 1959年発表予定
- 30) 松井 愈：(1957) 金山炭田ベペシュル沢の“幌内層”(ベペシュル層〔新称〕)につ
いて 地質, LXIII
- 31) 中野尊正：(1952) 第4紀の地形編年—北海道日高山地と関東低地の一例 INQUA
日支部紙 I
- 32) 鈴木 醇：(1953) 5万分の1地質図幅「深川」北海道開発庁
- 33) 橋本 亘：(1954) 北海道中生界の堆積と変形 (MS)

EXPLANATORY TEXT
OF THE
GEOLOGICAL MAP OF JAPAN

Scale, 1 : 50,000

ISHIKARIKANAYAMA

(Sapporo-25)

by

Hiroshi Osanai, Sutekazu Nagao,
Katsutoshi Mitani, Kiyoshi Hasegawa,
and Wataru Hashimoto
(Geological Survey of Hokkaido)

Résumé

The area of this sheet map is situated in the central part of Hokkaido, extending between $43^{\circ}00'$ and $43^{\circ}10'$ N. lat., and $142^{\circ}15'$ and $142^{\circ}30'$ E. long..

Topographically the area is divided into two features, (1) mountainous area, (2) alluvial plane and river terrace plane.

The former occupies the whole area of this sheet map, where is occupied by various kinds of the formation, Jurasso-Cretaceous and Tertiary in age. According to the differences of the rock natures and the effect of the tectonic lines, three dissected planes being different in altitude, develop in the mountainous area. These dissected planes characteristically incline from NW. to SE. One of them develops more than 900 m. in altitude, and occupies the Yūbari mountain range. The several peaks, Yūbaridake, Kikkyōdake and Byōbudake etc., project on this dissected plane. The other one keeps 700 m.~800 m. and other 500m.~600 m. in altitude.

The latter narrowly lies mainly along the large rivers, such as the Sorachi and the Tomamu-river. The terrace plane is divided into three

plateaus being different in altitude, which keeps 400 m.~450 m., 300 m.~400 m. and 250 m.~300 m..

The geological history of the region is summarized as follows.

- (1). The Sorachi group sedimentation of the geosynclinal facies.
- (2). The Lower Yezo group (Furano formation) of the flysch type sedimentation.
- (3). Faulting, folding and denudation.
- (4). The Middle and the Upper Yezo group (Nakagawa formation and Urakawa formation) deposition.
- (5). Metamorphism, ultra-basic rocks intrusion, faulting, folding and denudation. Epi-Cretaceous~Pre-Kawabata Orogeny.
- (6). The Kawabata Sea invasion in Miocene.
- (7). Denudation, faulting characterized by over-thrusting. Post~Epi-Kawabata Orogeny.
- (8). Development of dissected planes and terrace planes. Deposition of terrace deposits.
- (9). Upheaval. Development of alluvial plane. Fall of ash in the latest age.

The geological formations of this area and their stratigraphical succession are shown in the next table.

		Alluvial deposits			
Quaternary	{	Terrace deposits	3rd. Terrace deposits		
			2nd. Terrace deposits		
			1st. Terrace deposits		
Neogene Tertiary.....		Niniu group			
Cretaceous.....	{	Urakawa formation	Ronebetsu sandstone • shale member		
			Horokazawa sandstone member		
			Ikkyuzawa tuff member		
			Shimukappu shale member		
		Yezo group	{	Nakagawa formation	Simukawa sandstone member
					Hassenzawa sandstone • shale member
					Santenzawa shale member
					Moritanosawa tuff member
					Penkeshuru sandstone • shale member
					Tonashibetsu sandstone member

and the thickness of this member varies considerably between the eastern area and the western area. The **Ebanasandsione shale alternation member** and the **Kikkyōzawa shale member** consisting of sandstone and shale, conformably covers the preceding member. Especially, the part predominated by shale, is called the Kikkyōzawa shale member.

Some parts of the Sorachi group, especially the Tomamu schalstein member and Fujinosawa siliceous rocks member are weakly metamorphosed to schistosed rocks and phyllitic rocks at the environs of the Yūbaridake and the Byōbudake. Numerous radiolarian remains are recognized throughout the Sorachi group.

The **Yezo group** consisting chiefly of flysch type sediments covers the Sorachi group. It is divided into three formations as tabulated above according to rock facies and geological evidences.

The **Furano formation** are subdivided into two members. The most part of the lowest member called the **Shinosawa sandstone member**, consists of sandstone and conglomerate, and slightly intercalates shale or sandy shale, and covers the preceding groups conformably. The **Penkeyāra shale member** conformably developing on the Shinosawa sandstone member, consists chiefly of shale, and intercalates several sandstone beds, and lenticular organic limestones in the upper part of this member which are called the **Orbitolina limestone**. The geological age of the Orbitolina limestone is considered to be Aptian to Gault due to the organic remains discovered in the limestone, such as *Orbitolina discoidea conoidea* var. *ezoensis* YABE et HANZAWA, *Tucasia carinata* var. *orientalis* NAGAO etc..

The **Nakagawa formation** consisting of six members as tabulated above according to rock facies covers the Furano formation unconformably, however the each member indicates conformable relation. The clino-unconformity is observed at Ebana-river in the western area, where the basal member overlies the Ebana sandstone shale member of the Shiyūbari formation, while it overlies on the Penkeyāra shale member of the Furano formation at the Jūyonsenzawa and Penkeshurugawa etc. in the eastern area. General speaking, the rock facies of the

formation changes vertically from coarser facies to finer, and again to coarser facies. That is, the **Tonashibetsu sandstone** and the **Penkeshuru sandstone · shale member** consists of conglomerate and sandstone, the **Moritanosawa tuff member** and the **Santenzawa shale member** consists chiefly of shale intercalating tuff, the **Hassenzawa sandstone · shale member** and the **Shimukawa sandstone member** includes pebbly coarse sandstone and shale.

The **Urakawa formation** is subdivided into four members, and conformably covers the preceding formation. The **Shimukappu shale**, the **Ikkyūzawa tuff**, the **Horokazawa sandstone** and the **Rōnebetsu sandstone · shale**. The relation of the each members are conformable. The each member consists chiefly of sandstone and shale, but then generally predominates tufaceous materials, especially the Ikkyūzawa tuff member is consist of thick tuff and tufaceous sandstone. The Shimukappu shale member yields *Inoceramus uwajimensis* YEHARA and *Ino. ezoensis* YOK., and the lower part of the Horokazawa sandstone member yields *Eupachydiscus haradai* JIMBO and *Inoceramus japonicus* NAG. et MAT..

The characteristic Neogene group of the area covers the older group unconformably, which consists of so-called morasse type sediments such as conglomerate, intra-formational conglomerate, alternation of sandstone and shale with coal seams, and thick mudstone. It is called the **Niniu group**, and is found in a narrow faulted zone of the central area of the sheet map, and also, in the south western area, the group developed comparatively broader area along the Penkemoyūparo, the Shimafurebetsu and the Niniu-river.

The Quaternary group distributes mainly along the Sorachi and the Tomamu-river, and can be classified into four such as **1 st.~3 rd. terrace deposits** and **alluvial deposits** according to their heights and original natures. The each formation consists chiefly of sand, gravel and clay.

Igneous rocks found in this area are Serpentine, Micro-diorite Gabbro, Diabase dyke and Pillow lavas.

Serpentine occurs as the large masses along the Yūbari mauntain range of the western area, and as small masses along the tectonic lines

which is over-thrust fault in the eastern area.

Micre-diorite is chiefly found in the Serpentine masses in the western area, however a few small masses intrudes in the Yamabe formation and the Shiyūbari formation at the upper course of the Iwabenosawa, the middle course of the Tonashibetsu-river and a tributary of the Rōnebetsu-river.

Gabbro occurs along the tectonic line in the south central part as a small mass intruding the Yamabe formation.

A few dykes of **Diabase** are found as small masses along the over-thrust fault in the eastern area.

Pillow lavas are founded in the Tomamu schalstein member and the Mumeizawa schalstein-sandston-shale member. Petrologically, they belong to Dorelite or Diabase. Some of them are slightly altered to spirititic rocks; partially showing distinct pillow structure.

Metamorphic rocks chiefly distribute in the Yūbari mountain range of the western area, consist of phyllitic rocks and schistosed rocks which are considered to be slightly altered from some parts of the Sorachi group. The grade of the dynamometamorphism is not always similar, it seems to be heaved towards the peak of the Yūbaridake. The **phyllitic rocks** are divided into black slaty phyllite and schalstein like or diabasic phyllite. The **schistosed rocks** consist of green schist, glaucophane schist and quartz schist showing the higher grade of the metamorphism more than the former.

Structurally this region is divided into the following 10 units (See fig. 41).

(1). The **Tomamu thrust sheet** consists chiefly of Sorachi group and the lower Yezo group. The thrust faults named the **Tomamu over-thrust**, the **Kanayama over-thrust** develop with NW~SE trend, and other faults are also observed with the same trend.

(2). The **Kanayama~Shimukappu synclinal part** consists chiefly of the Nakagawa formation, seems to be a folded zone, frontal zone of (1).

(3). The **central over-turned part** consists of the Nakagawa formation. In this part, the strata are mostly over turned with east

dip.

(4). The **Rōnebetsu synclinal block** consisting chiefly of the Urakawa formation, is recognized characteristically with a gentle dip.

(5). The **Ninosawa synclinal part** occupied the lower course of the Tonashibetsu-river, consists of the Furano formation and the lower parts of the Nakagawa formation. The eastern wing of the synclinal structure are over-turned with east dip. It seems to be the basal unit of (2).

(6). The **Tonashibetsu anticlinal and synclinal part** consists of the lower Sorachi group and the lower Yezo group. The characteristic features in this part are as follows.

1. The **Rōnebetsu over-thrust sheet** consisting chiefly of the Tomamu schalstein member thrusts up the Niniu group and a part of the Nakagawa formation.

2. General speaking, anticlinal and synclinal structures are recognized in the Yamabe and the Nakagawa formation, but they are bordered with large faults such as thrust and show so-called **sandwich structure**.

3. The whole part of (6) are thrust with **Furano over-thrust fault** which is in the western boundary of this part.

(7). The **Kikkyōdake anticlinal part** consists of the Sorachi group and Nakagawa formation. The anticlinal axis are assumed to be on the line which knots Kikkyōdake and Shōyūbaridake at the western boundary of this part. This part is the eastern wing of the anticlinal structure, and is normal order succession with the gentle east dip.

(8). The **Yūbardake anticlinal part** consists chiefly of the lower Sorachi group, serpentine and metamorphics which are considered to be altered from a part of the Sorachi group. General speaking, anticlinal axis are assumed to be along the Yūbari mountain range according to rock nature.

(9). The **western wing of the Pepeshuru syncline** consists of the lower Sorachi group, the serpentine and the Niniu group. The anticlinal axis is assumed to be at the lower course of the Pepeshuru-river. The eastern wing of this anticlinal structure is cancelled by a large fault which covers the Niniu group unconformably.

(10). The **Moyūparo synclinal part** consists of the lower Sorachi group, the Nakagawa formation and the Niniu group. The basal structure of this part the syncline in the Nakagawa formation.

The geological units above mentioned are divided respectively by the structural lines such as over-thrust fault or large faults which are caused by the **Epi~Post Kawabata Orogeny**. These structural lines are named as the **Kanayama over-thrust fault**, the **Tomamu over-thrust fault**, the **Shimukappu fault**, the **Tonashibetsu fault** and the **Furano over-thrust fault**. (See Fig. 40). Especially, the Tonashibetsu fault is formed at the latest stage, and brokes the other structural lines. Further more the structural lines formed by the **Epi~Post Cretaceous Orogeny** are recognized in the central southern area. One of them is covered by the Niniu group, and borders the geological units of (2) or (3) and (9). And the others are accompanied with small masses of serpentine in the eastern area.

The important underground resources of this area are chromite in serpentine, and bituminous coal in the Niniu group. **Chromite** is prospected at the Byōbudake district by the Nihon Seiren Company since 1954. The quality of chromite ore is excellent and the prospective development are expected. **Bituminous coal** are prospected and are developed by some mining companies such as the Higashi-Ōyūbari coal mine, the Kami-Yūbari coal mine, the Yūfutsu coal mine and the Shin-hokkai coal mine, however are abandoned in 1955, due to poor quality of coal. small amount of reserve and the inconvenience of the transportation.

The other underground resources are **limestone** and **placer deposits**. The former intercalated in the Yamabe formation and the Furano formation had worked at a few localities chiefly in the eastern area some years ago. The quality of limestone is comparatively good, however, the amount is very small. The **placer deposits** of gold and platinum have been recorded from the several localities, however, there are no working places at present.

昭和 33 年 3 月 25 日 印刷

昭和 33 年 3 月 30 日 発行

著作権所有 北海道開発庁

印刷者 三田徳光

札幌市北三條西一丁目

印刷所 興国印刷株式会社

札幌市北三條西一丁目

EXPLANATORY TEXT
OF THE
GEOLOGICAL MAP OF JAPAN

SCALE 1 : 50,000

ISHIKARIKANAYAMA

(SAPPORO—25)

BY

HIROSHI OSANAI
SUTEKAZU NAGAO
KATSUTOSHI MITANI
KIYOSHI HASEGAWA
WATARU HASHIMOTO

GEOLOGICAL SURVEY OF HOKKAIDO

MASAO SANO, DIRECTOR

HOKKAIDO DEVELOPMENT AGENCY

1958